

ISSN 0366-1318

БЮЛЛЕТЕНЬ
МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА
ИСПЫТАТЕЛЕЙ
ПРИРОДЫ

ОТДЕЛ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ТОМ 84
ВЫПУСК

2

2009

БЮЛЛЕТЕНЬ
МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА
ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ

Основан в 1829 году

ОТДЕЛ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ

Том 84, вып. 2 **2009** Март – Апрель

Выходит 6 раз в год

BULLETIN
OF MOSCOW SOCIETY
OF NATURALISTS

Published since 1829

GEOLOGICAL SERIES

Volume 84, part 2 **2009** March – April

There are six issues a year

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Алексеев А.С., Трофимов В.Т., Шлезингер А.Е. Дмитрий Павлович Найдин. К 90-летию со дня рождения	3
Alekseev A.S., Trofimov V.T., Shlezinger A.E. Dmitriyi Pavlovich Naidin. To the 90 th birthday	
Олферьев А.Г. , Беньямовский В.Н., Иванов А.В., Овечкина М.Н., Сельцер В.Б., Харитонов В.М. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья I. Разрез карьера «Большевик» в окрестностях Вольска	5
Olferiev A.G. , Beniamovski V.N., Ivanov A.V., Ovechkina M.N., Seltser V.B., Kharitonov V.M. Upper Cretaceous of North Saratov Region. I. Bolshevik Quarry section in vicinity of Volsk	
Алексеев А.С. Усоногие раки (Cirripedia, Thoracica) верхнего мела Мангышлака	23
Alekseev A.S. Upper Cretaceous cirripeds (Cirripedia, Thoracica) of Mangyshlak	
Kennedy W.J., Bilotte M. A revision of the cephalopod fauna of the "niveau rouge" of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain	39
Кеннеди У.Дж., Билот М. Ревизия фауны цефалопод "красного горизонта" Сельва де Бонанза, провинция Хуэска, Северная Испания	
Keutgen N., Jagt J.W.M. Correlation of Maastrichtian strata in the southeast Netherlands and adjacent regions, northern Germany, northern Spain and USA.	71
Кейтген Н., Яхт Дж.В.М. Корреляция маастрихтских отложений Юго-Восточных Нидерландов и соседних районов, Северной Германии, Северной Испании и США	
Jagt J.W.M., Jagt-Yazykova E.A., van Neer R. <i>Belemnellocamax</i> ex gr. <i>grossouvrei</i> , a rare mid-Campanian belemnitellid (Cephalopoda, Coleoidea) from the Hannover area, Northern Germany	78
Яхт Дж.В.М., Яхт-Языкова Е.А., ван Нээр Р. <i>Belemnellocamax</i> ex gr. <i>grossouvrei</i> , редкий белемнит (Cephalopoda, Coleoidea) из среднего кампана района Ганновера, Северная Германия	
Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копаевич Л.Ф., Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В. Геологическая история Бахчисарайского района Горного Крыма в меловом периоде	83
Nikishin A.M., Alekseev A.S., Varaboshkin E.Yu., Bolotov S.N., Kopaevich L.F., Gabdullin R.R., Badulina N.V. Geological history of Bakhchisaray area of Mountain Crimea during Cretaceous Period	
Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г. Позднесеноманское аноксическое событие (ОАЕ 2) в разрезе Аймаки Горного Дагестана	94
Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Golovanova O.V., Pokrovsky B.G. Late Cenomanian anoxic event (OAE 2) in Aimaki section of Mountain Dagestan	

ДМИТРИЙ ПАВЛОВИЧ НАЙДИН

К 90-летию со дня рождения

29 января 2009 г. исполнилось 90 лет профессору кафедры региональной геологии и истории Земли геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, главному редактору “Бюллетеня МОИП. Отдел геологический” в 1983–2000 гг. Д.П. Найдину.

Дмитрий Павлович стал членом редколлегии “Бюллетеня” еще в 1968 г., т.е. 40 лет назад, долгое время был заместителем главного редактора, на его долю выпало руководство журналом в сложные 1990-е годы. Несмотря на все трудности, ему удалось сохранить славные традиции “Бюллетеня”, заложенные такими выдающимися геологами московской школы, как А.П. Павлов, А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский, Г.Ф. Мирчинк, В.А. Варсанюфьева, А.Л. Яншин.

Научные исследования Дмитрия Павловича отличаются необычайной широтой. Особенно много он сделал для изучения стратиграфии и головоногих моллюсков (аммонитов и особенно белемнитов) верхнемеловых отложений юга Восточно-Европейской платформы, Крыма и Мангышлака. Первым в СССР он начал применять изучение изотопного состава кислорода органических карбонатов для палеоклиматических и палеогеографических реконструкций, занимался вопросами актуогеологических и актуопалеонтологических исследований, много внимания уделял общим проблемам практической и теоретической стратиграфии, истории геологической науки.

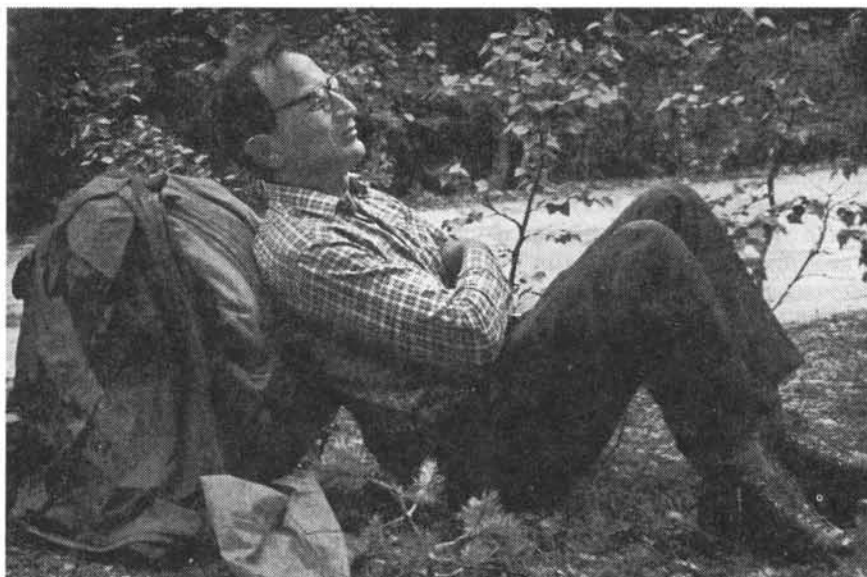
Творческая деятельность Дмитрия Павловича не ослабевает с годами. За последние 10 лет он опубликовал более 30 статей, из них свыше половины – на страницах “Бюллетеня”. Особое внимание он уделяет проблеме границы кампанского и маастрихтского ярусов, которая усложнилась в результате фиксации ее в

международном масштабе на значительно более высоком уровне по сравнению с традиционно принятым в пределах Европейской палеобиогеографической провинции. Им суммированы данные по стратиграфии верхнего мела Крыма и Мангышлака. Вновь Дмитрий Павлович обратился к изучению любимых белемнитов и описал новый подвид этих важных для стратиграфии ископаемых. В ряде статей он опубликовал описания нескольких важнейших разрезов верхнемеловых отложений (Вольск на Волге, Тузлов на юге российской части Донбасса), которые им были изучены еще в 1950-е и 1960-е годы, но остались необнародованными.

Новым направлением исследований стал анализ возможных связей в позднемеловую эпоху морей Северной Америки и Азии через Арктику, которые можно проследить благодаря присутствию и тут и там аммонитов рода *Borissiakoceras* и идентичных видов бакулитов. Дмитрий Павлович активно участвовал в подготовке коллективной монографии “Проливы Северного полушария в мелу и палеогене” (2007). Его также занимает вопрос о возможном опреснении ряда участков позднемелового морского бассейна, занимавшего южную часть Русской плиты, в результате влияния шедших с севера арктических вод пониженной солености.

В последние годы его особенно волнует проблема тонкой цикличности (ритмичности) в геологии, в частности ритмичного строения карбонатных толщ верхнего мела, вслед за первым исследователем этого явления Г.К. Гилбертом он пришел к выводу о ее астрономической природе, связанной с колебаниями параметров земной орбиты.

Здесь дан далеко не полный перечень тех вопросов, которыми Дмитрий Павлович увлекался в течение последнего десятилетия.



Д.П. Найдин на привале по пути в дер. Реболда на Большом Соловецком острове в августе 1970 г.

Находит время Дмитрий Павлович и для воспоминаний о своих учителях и старших товарищах (Г.Ф. Мирчинк, Г.П. Леонов). Особенно образно он передал свои впечатления о работе в первые послевоенные годы в Карпатской экспедиции на территории Западной Украины. Эта статья была перепечатана в журнале “Геолог Украины”.

К юбилею дорогого Учителя и Коллеги его ученики и соратники из России, Великобритании и Голландии подготовили предлагаемый вниманию читателей вы-

пуск “Бюллетеня”. В нем публикуются статьи по различным вопросам стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии мела, которыми Дмитрий Павлович успешно занимается уже более 60 лет.

Мы желаем Дмитрию Павловичу хорошего здоровья и, несмотря на почтенный возраст, сохранения свойственной ему научной активности и дальнейшего плодотворного развития своих оригинальных идей в геологии.

А.С. Алексеев, В.Т. Трофимов, А.Е. Шлезингер

Сведения об авторах: *Алексеев Александр Сергеевич* — докт. г.-м. наук, профессор кафедры палеонтологии Геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, заведующий лабораторией протистологии Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН. Тел. (495) 939-49-24, aaleks@geol.msu.ru; *Трофимов Виктор Титович* — докт. г.-м. наук, проректор Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Тел. (495) 939-50-04; *Шлезингер Александр Ефимович* — докт. г.-м. наук, главный научный сотрудник Геологического института РАН. Тел. (495) 953-54-80.

С глубоким прискорбием сообраем, что Дмитрий Павлович Найдин скончался 25 февраля 2009 г. в возрасте 90 лет и 28 дней. Незадолго до этого ученики и коллеги Дмитрия Павловича посетили его, чтобы поздравить с 90-летием. Ничего не меняя в этом номере, посвященном юбилею Дмитрия Павловича и задержавшемся с выходом в свет, мы планируем опубликовать развернутый некролог в одном из ближайших номеров «Бюллетеня».

Редколлегия

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРА САРАТОВСКОЙ ОБЛАСТИ. СТАТЬЯ 1. РАЗРЕЗ КАРЬЕРА “БОЛЬШЕВИК” В ОКРЕСТНОСТЯХ ВОЛЬСКА

А.Г. Олферьев¹, В.Н. Беньямовский², А.В. Иванов³,
М.Н. Овечкина¹, В.Б. Сельцер³, В.М. Харитонов³

¹ Палеонтологический институт РАН, Москва

² Геологический институт РАН, Москва

³ Саратовский государственный университет им Н.Г. Чернышевского

Поступила в редакцию 20.06.08

Вот уже около 140 лет внимание стратиграфов привлекают разрезы мела, обнажающиеся по правобережью Волги между Хвалынском и Вольском. Несмотря на многочисленные публикации результатов проведенных исследований, к настоящему времени не существует однозначно принятой концепции, отражающей взгляды на строение верхнего мела этого региона и на оценку возраста слагающих его толщ. На основании комплексного анализа ведущих групп фауны и наупланктона по-новому интерпретируется стратиграфическая полнота разреза верхнемеловых отложений, вскрытых карьером завода “Большевик” в окрестностях г. Вольска.

Ключевые слова: стратиграфия, верхний мел, фораминиферы, моллюски, известковый нанопланктон, Поволжье.

Настоящая статья посвящена результатам исследования верхнемеловых отложений карьера завода “Большевик” Саратовской области и отражает итог планомерного и целенаправленного продолжения работ, выполненных в последние годы коллективом саратовских и московских геологов и палеонтологов в Среднем Поволжье (Alekseev et al. 1999; Олферьев и др., 2004, 2007, 2008; Александрова, Олферьев, 2005; Овечкина, Алексеев, 2005; Овечкина, 2004, 2007). Этот разрез расположен в восточной части Ульяновско-Саратовского прогиба, в пределы которого попадают Ульяновская область, запад Самарской и север Саратовской областей, а также восток Мордовии (Олферьев, Алексеев, 2005). Карьер расположен на высоком коренном правом берегу Волги в 2 км вверх по течению от г. Вольска (рис. 1). Кроме карьера завода “Большевик” верхнемеловые отложения для производства цемента разрабатывались карьерами заводов “Коммунар”, “Красный Октябрь” и “Комсомолец”. Разрез Большевик посещался в течение трех полевых сезонов (2005—2007 гг.) А.Г. Олферьевым, выполнившим полевое описание, В.Б. Сельцером и А.В. Ивановым, уделившими особое внимание сбору и определению фауны. Иноцерамиды изучались В.М. Харитоновым, фораминиферы — В.Н. Беньямовским, известковый нанопланктон — М.Н. Овечиной. Классификация мергельно-меловых пород приведена по Г.И. Бушинскому (1954).

Прежде чем приступить к изложению истории изучения вольского разреза, целесообразно дать его характеристику. Это диктуется неоднозначной позицией различных исследователей во взглядах на расчленение и возрастную оценку литологических комплексов,

которые целесообразно сопоставить со слоями, выделенными в разрезе Большевик авторами настоящей статьи (рис. 2—4).

Описание разреза

Описание проводилось в южной стенке карьера в непосредственной близости от дороги, которая связывает уступы между собой. Слои в карьере характеризуются выдержанностью мощностей по простиранию и лежат практически горизонтально.

Парамоновская свита

1. Глина темно-серая до черной, тонкоалевритистая, при высыхании обнаруживающая неясную тонколистоватую отдельность. Алевритовый материал в глине распределен неравномерно, чаще отмечается в виде присыпок, обуславливающих плитчатость породы; иногда наблюдаются прослой тонкоотмученных глин. В этом слое Е.Ю. Барабошкин (Baraboshkin, 1996) обнаружил аммонит *Callihoplites vracconensis* (Pict. et Camp.), характерный для зоны *Stoliczkaia dispar* вракона (верхи верхнего альба). Он найден примерно в 10 м ниже кровли слоя, которая располагается на абсолютной отметке 67 м над уровнем моря. Вскрытая мощность глин в карьере 28 м, а в описываемом уступе — 1,5 м. Инт. 0—1,5 м.

Банновская свита

2. Песок мелко-тонкозернистый, глауконит-кварцевый, грязно-серый, сцементированный глинисто-карбонатной массой до слабого песчаника, с гравием и мелкой галькой черного фосфорита, неслоистый. Вверх по разрезу содержание кластического материала быстро сокращается и песок постепенно переходит в мергель вышележащего слоя. Мощность 0,2 м. Инт. 1,5—1,7 м. (Обр. 1).

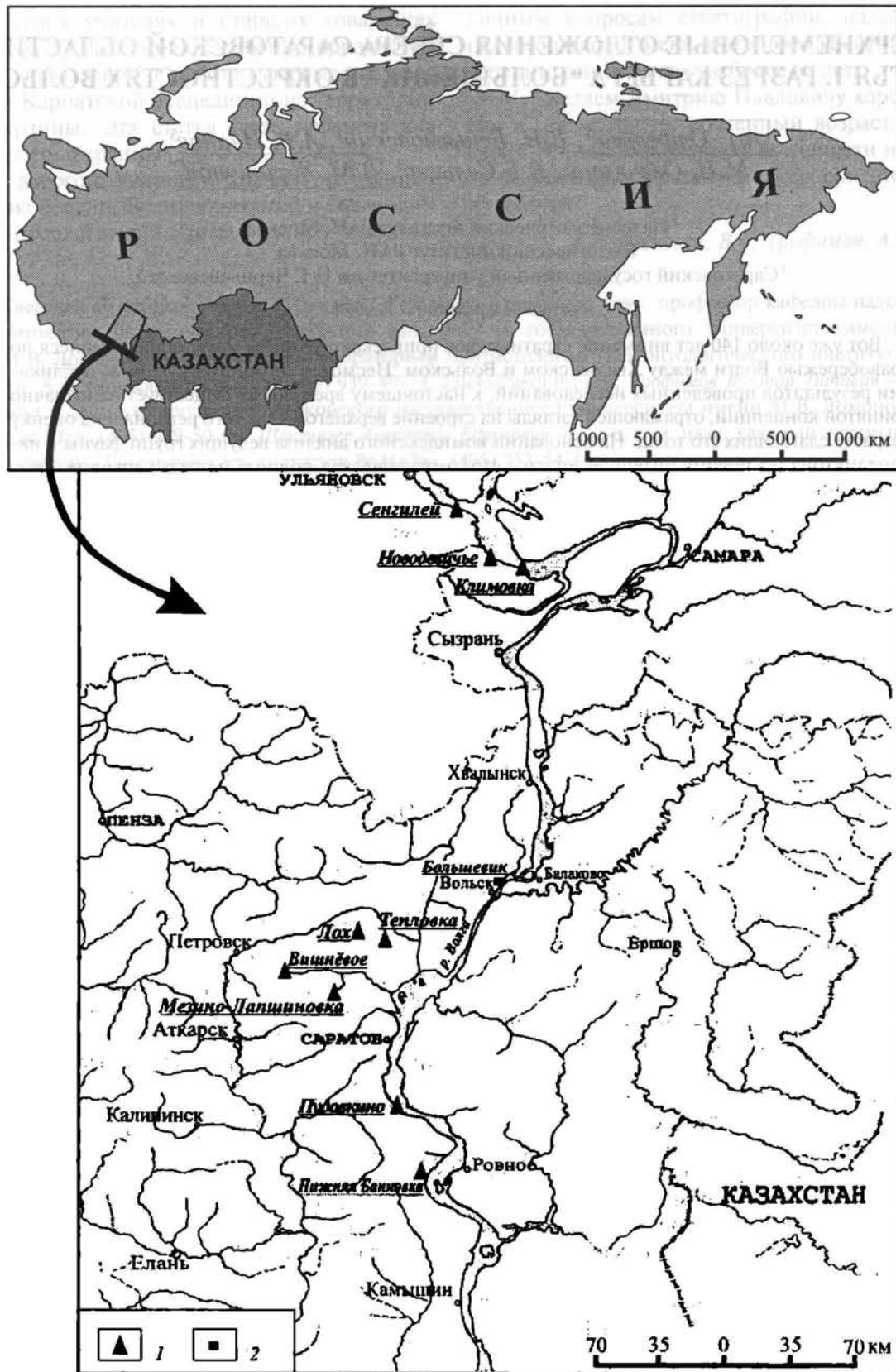


Рис. 1. Схема расположения ранее изученных разрезов верхнемеловых отложений в Среднем Поволжье (1) и местоположение разреза карьера завода "Большевик" (2)

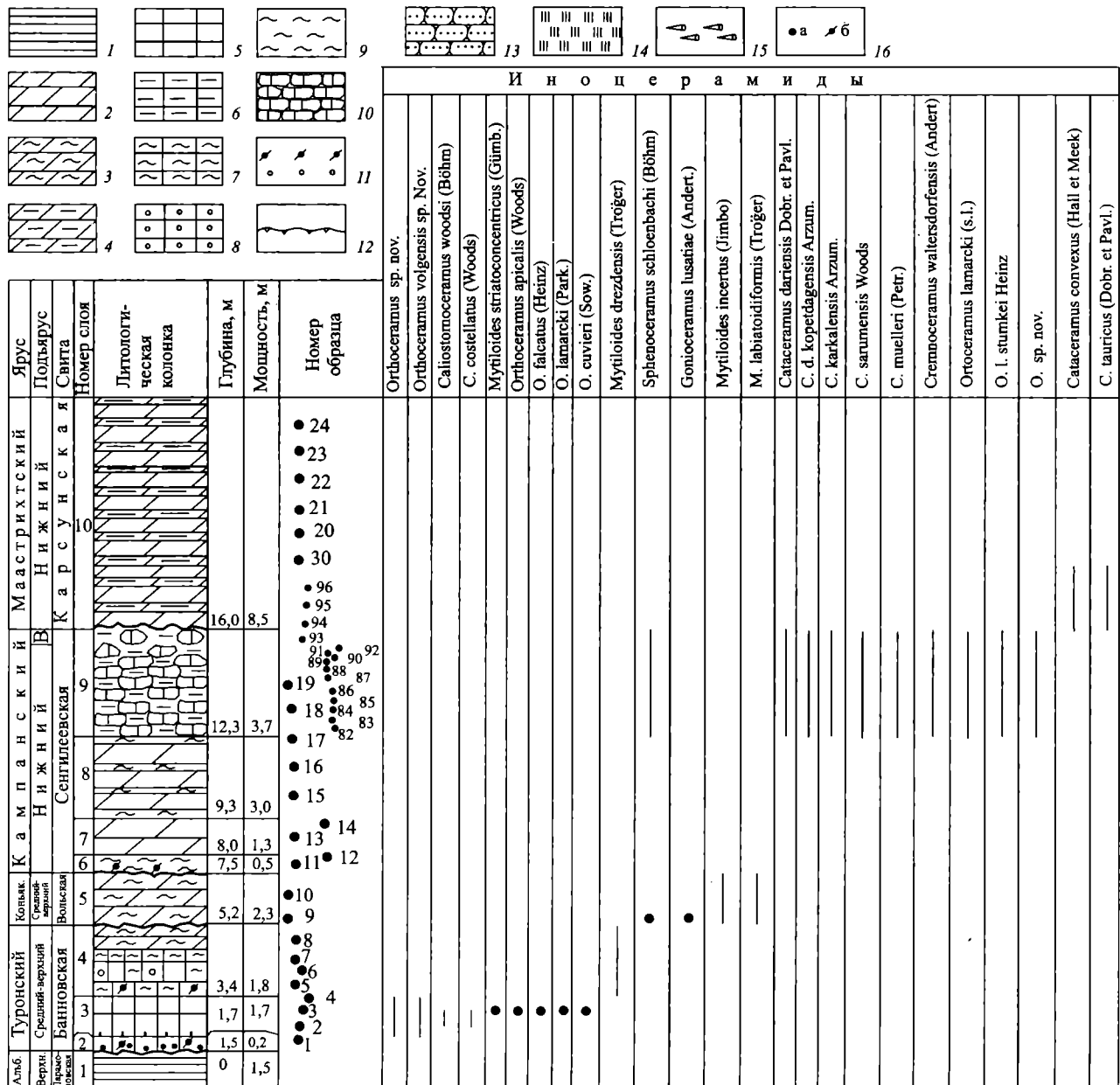


Рис. 3. Распределение иноцерамид в нижней части разреза Большевик:

1 — глина; 2 — мергель; 3 — мергель алевролитистый; 4 — мергель глинистый; 5 — мел; 6 — мел глинистый; 7 — мел алевролитистый; 8 — мел с катунами известняка; 9 — алевролит; 10 — флазерный известняк; 11 — галька и гравий фосфорита; 12 — твердое дно; 13 — песчаник; 14 — опока; 15 — места находок белемнитов; 16 — места нахождения другой фауны: а — установленные, б — предполагаемые

3. Мергель светло-серый, глауконитовый, с обилием фрагментов призматического слоя раковин иноцерамов и незначительной примесью кварцевых песчаных зерен, с редким гравием (до 3 мм в диаметре) черного фосфорита. Мергель вверх по разрезу постепенно переходит в окремненный иноцерамовый известняк, содержащий крупные (до 6 см) обломки призматического слоя раковин иноцерамид. Обломочный материал полностью исчезает в 1,0 м от подошвы слоя за исключением единичных зерен мелкого глауконита, но зато порода насыщается крупными (до 1 см) фрагментами костей рыб. Собраны и определены иноцерамиды *Mytiloides striatoconcentricus* (Gümb.), *Orthoceramus apicalis* (Woods), *O. falcatus* (Heinz), *O. lamarcki* (Park.), *O. cuvieri* (Sow.) и новые виды ортоцерамов, а также *Callisto-*

ceramus woodsi (Böhm) (рис. 5—8), аммониты *Scaphites geinitzi* d'Orb., брахиоподы *Concinithyrus albensis* (Leym.), *Orbirhynchia cuvieri* (d'Orb.), *O. ventriplanata* (Schloen.), *Terebratulina* sp., двустворчатые моллюски *Plagiostoma cf. hoperi* Mant., *Quadrostrea* sp., *Pycnodonte* sp., *Chlamys* sp., морские ежи *Micraster corbovis* Forbes. Мощность 1,7 м. Инт. 1,7—3,4 м. (Обр. 2—4).

4. Известняк зеленовато-серый, неравномерно глауконитовый, биотурбированный, с отпечатками раковин и ядрами мелких иноцерамов, с единичным гравием (до 3 мм) черного фосфорита, с катунами (до 2—3 см) белого иноцерамового известняка, очень прочный. Мощность 1,8 м. Инт. 3,4—5,2 м. (Обр. 5—8).

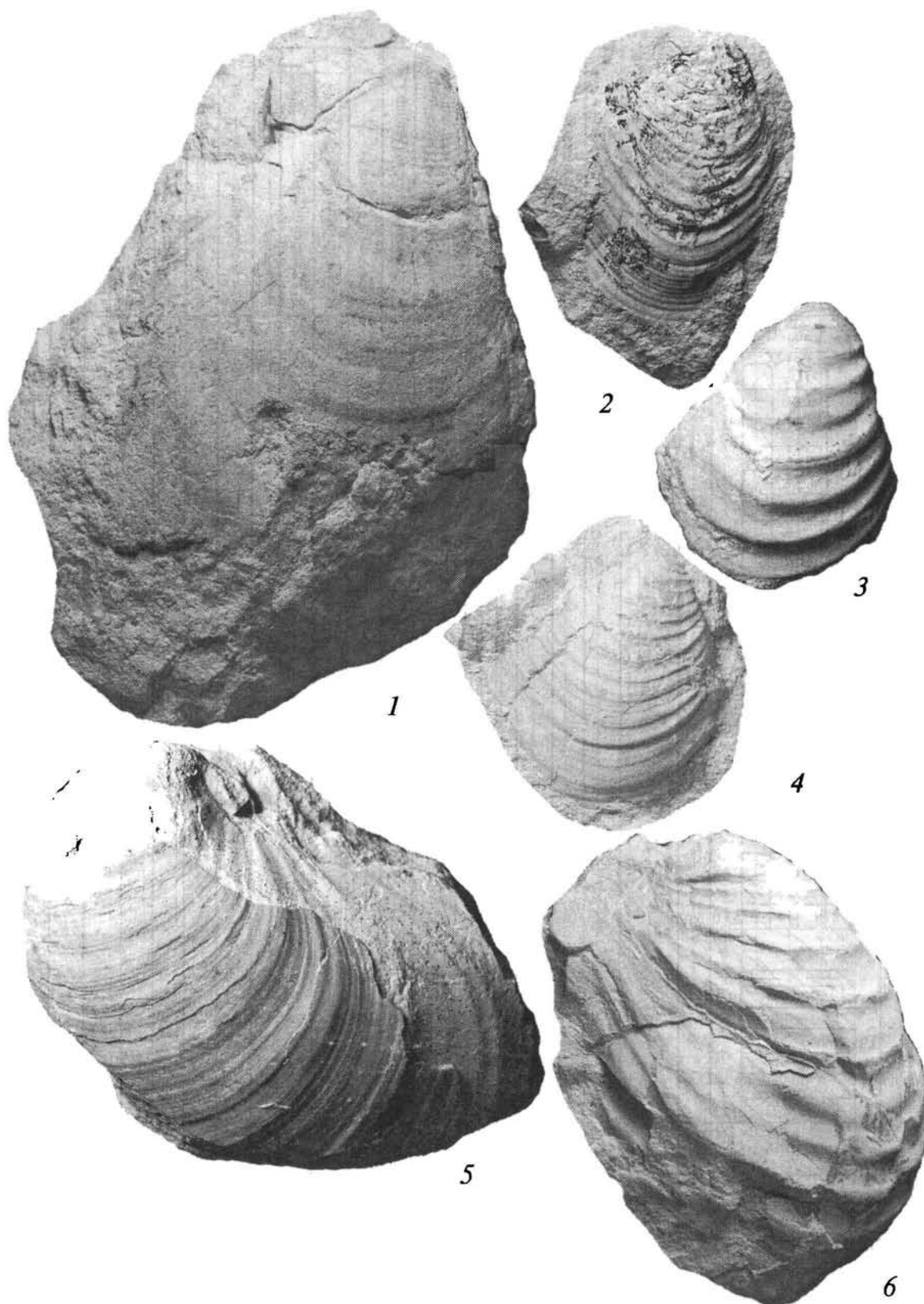


Рис. 5. Иноцерамиды из разреза Большевик. Naturalная величина:

фиг. 1 — *Orthoceramus cuvieri* (Sowerby); экз. Kh-vkb № 11, правая створка, СГУ; слои 3—4; инт. 1,7—5,2 м, банновская свита; фиг. 2 — *Mytiloides dresdensis* (Tröger); экз. Kh-vkb № 24-b, правая створка, СГУ; слой 5, инт. 5,2—7,5 м, вольская свита; фиг. 3 — *Cataceramus dariensis* (Dobrov et Pavlova); экз. Kh-vkb № 39, правая створка, СГУ; слой 9, инт. 12,3—16,0 м, сенгилеевская свита; фиг. 4 — *Mytiloides incertus* (Jimbo); экз. Kh-vkb № 24-a, правая створка, СГУ; слой 5, инт. 5,2—7,5 м, вольская свита; фиг. 5 — *Orthoceramus lamarcki* (Parkinson) (s. l.); экз. Kh-vkb № 10, правая створка, СГУ; слой 9, инт. 12,3—16,0 м, сенгилеевская свита; фиг. 6 — *Orthoceramus lamarcki stumckei* Heinz; экз. Kh-vkb № 28, правая створка, СГУ; слой 9, инт. 12,3—16,0 м, сенгилеевская свита

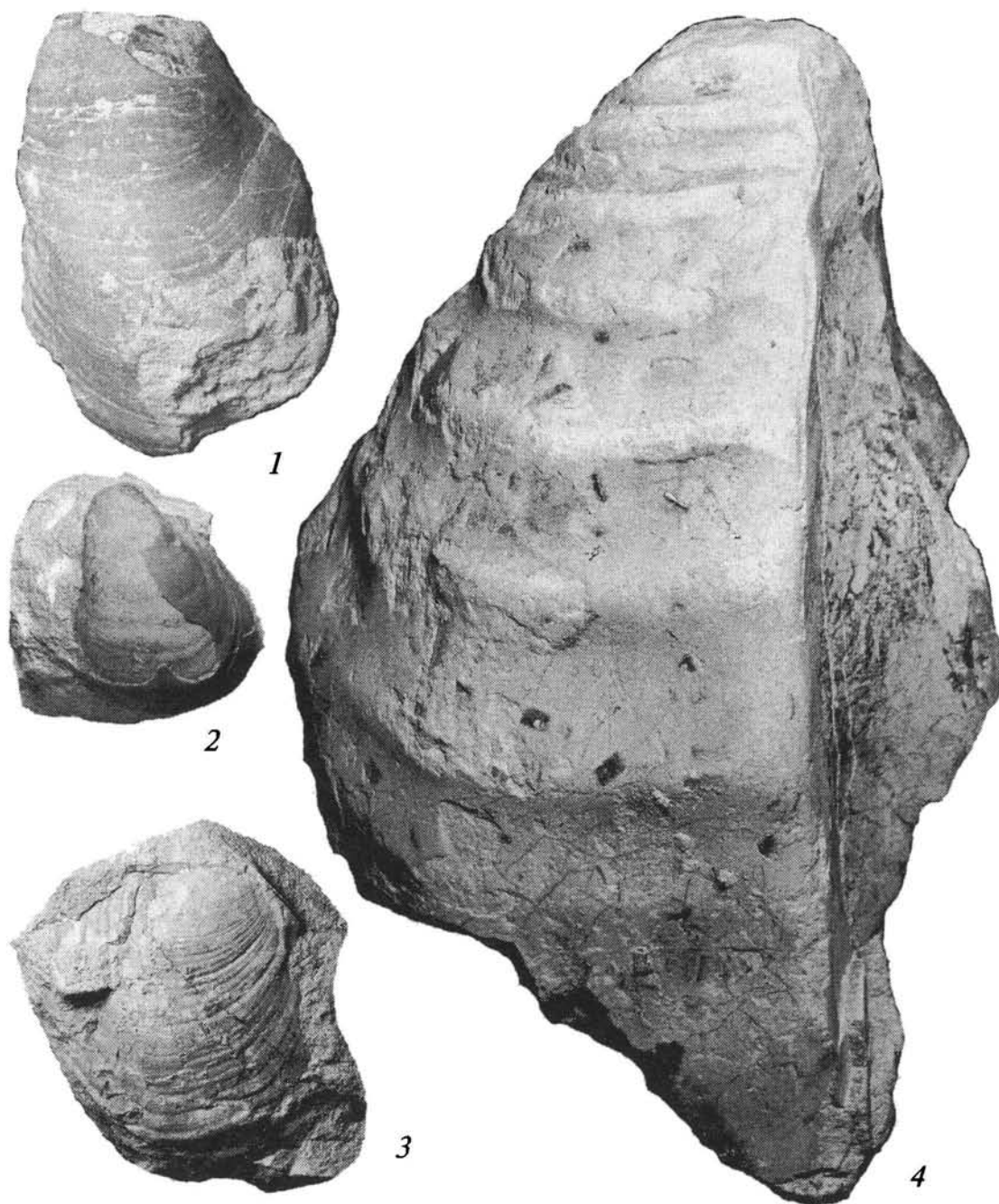


Рис. 6. Иноцерамиды из разреза Большевик:

фиг. 1 — *Orthoceramus falcatus* (Heinz); (X 1); экз. Kh-vkb № 1, левая створка, СГУ; слой 3, инт. 1,7—3,4 м, банновская свита; фиг. 2 — *Orthoceramus apicalis* (Woods); (X 1); экз. Kh-vkb № 7, левая створка, СГУ; слой 3, инт. 1,7—3,4 м, банновская свита; фиг. 3 — *Mytiloides labiatoidiformis* (Tröger); (X 1); экз. Kh-vkb № 24-с, правая створка, СГУ; слой 5, инт. 5,2—7,5 м, вольская свита; фиг. 4 — *Orthoceramus* sp. nov. 1; (X 0,68); экз. Kh-vkb № 2, правая створка, СГУ; слои 3—4, инт. 1,7—5,2 м, банновская свита

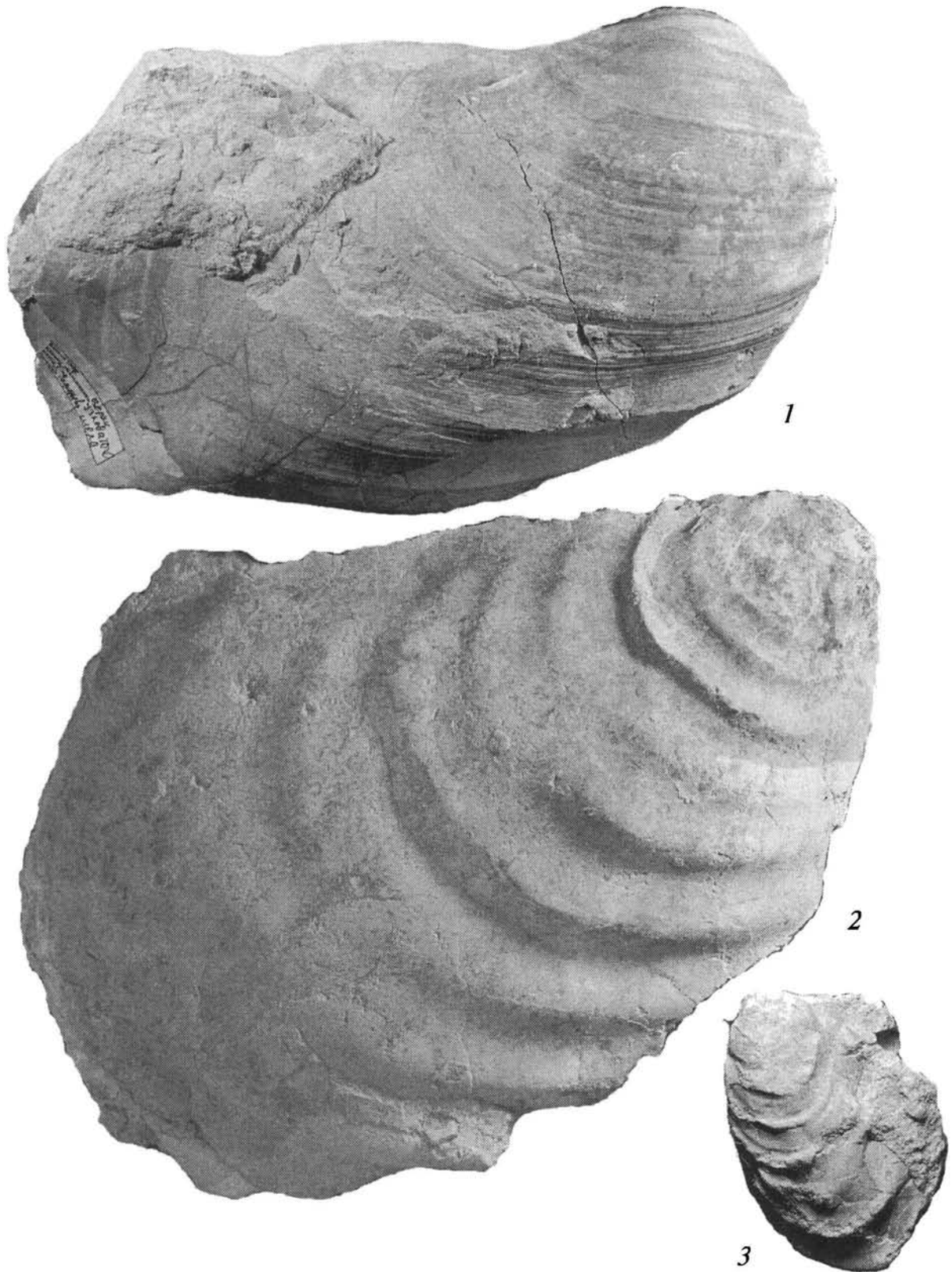


Рис. 7. Иноцерамиды из разреза Большевик:

фиг. 1 — *Orthoceras* sp. nov. 2; (X 0,56); экз. Kh-vkb № 16, правая створка, СГУ; слой 9, инт. 12,3—16,0 м, сенгилеевская свита; фиг. 2 — *Orthoceras* sp. nov. 3; (X 0,4); экз. Kh-vkb № 19, правая створка, СГУ; слои 3—4, инт. 1,7—5,2 м, банновская свита; фиг. 3 — *Callistoceras woodsi* (Böhm); (X 1); экз. Kh-vkb № 22, левая створка, СГУ; слои 3—4, инт. 1,7—5,2 м, банновская свита

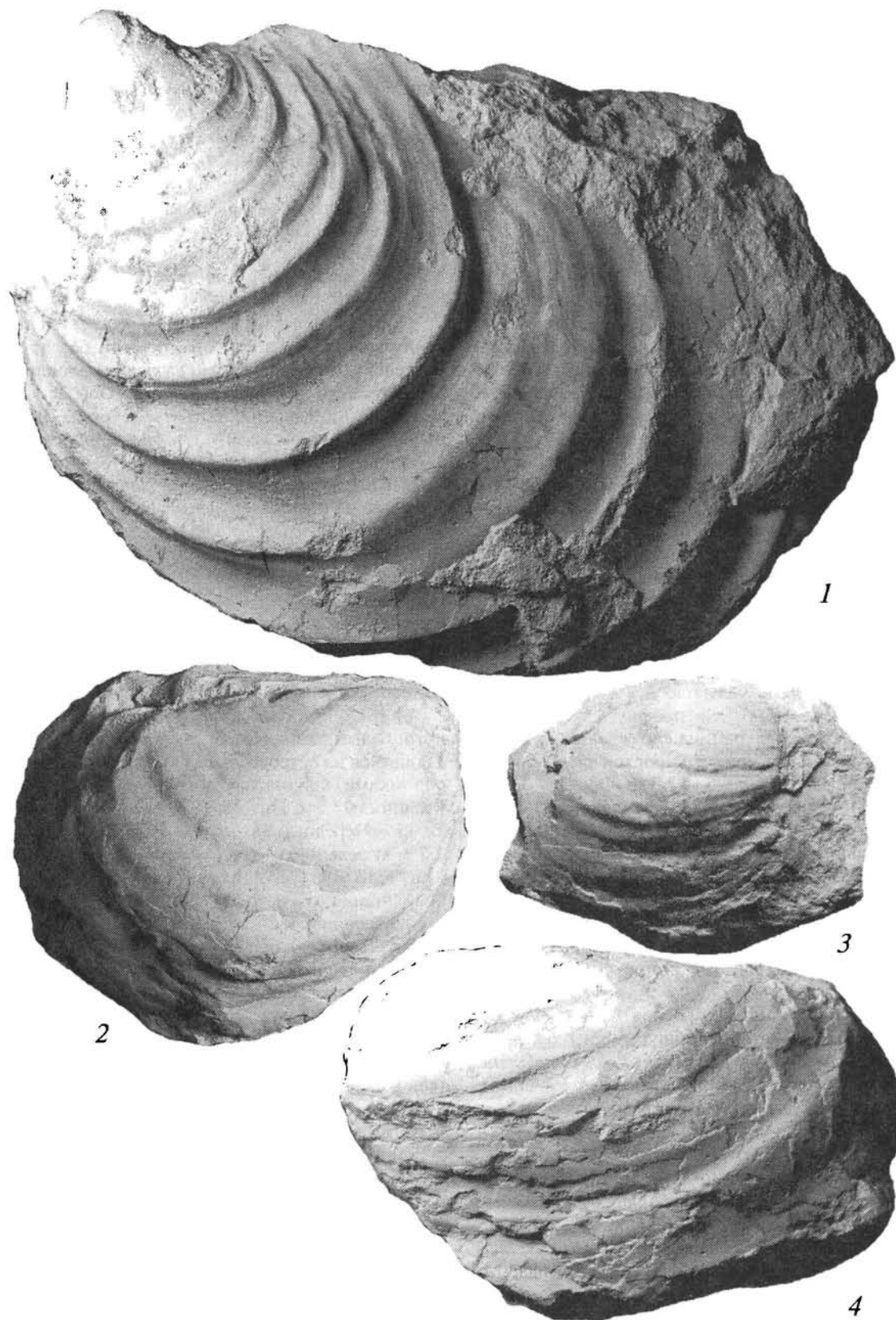


Рис. 8. Иноцерамиды из разреза Большевик:

фиг. 1 — *Cataceramus karakalensis* (Arzumanova); (X 0,82); экз. Kh-vkb № 31-а, левая створка, СГУ; слой 9, инт. 12,3—16,0 м, сенгилеевская свита; фиг. 2 — *Cataceramus convexus* (Hall et Meek); (X 1); экз. Kh-vkb № 36, правая створка, СГУ; слой 10, инт. 16,0—18,0 м, карсунская свита; фиг. 3 — *Cataceramus pertenuis* (Hall et Meek); экз. Kh-vkb № 38, правая створка, СГУ; слой 16, инт. 44,5—46, 5 м, карсунская свита; фиг. 4 — *Cataceramus tauricus* (Dobrov et Pavlova); (X 1); экз. Kh-vkb № 31-б, правая створка, СГУ; слой 10, инт. 16,0—18,0 м, карсунская свита

Вольская свита

5. Мергель светло-серый, иноцерамовый, с примесью мелких зерен глауконита, испещренный субвертикальными ходами роющих организмов диаметром 3—8 мм, заполненными обогащенным глауконитом глинисто-карбонатным материалом, которые проникают в нижележащий слой. Из этого слоя происходят находки *Mytiloides incertus* (Jimbo), *M. labiatoidiformis* (Trög.), *Sphenoceramus shloenbachi* (Böhm) и *Gonioceramus lusatae* (Andert). Мощность 2,3 м. Инт. 5,2—7,5 м. (Обр. 9—10).

Сенгилеевская свита

6. Мергель от светло-зеленого и желтоватого до темно-серого цвета, глауконитовый, вплоть до перехода в алевроит, с обилием гравия зеленовато-черного фосфорита и стяжениями сидерита размером до 2 см в диаметре, с тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной наличием прослоев и линзочек светло-серого тонкоалевритистого мергеля, не содержащего глауконита. Отмечаются мелкие остатки рыб. Верхние 0,3 м слоя содержат зерна фосфоритов песчаной (до 1,2 мм) размерности, количество которых вверх по разрезу заметно сокращается. Переход в вышележащий слой постепенный. Мощность 0,5 м. Инт. 7,5—8,0 м. (Обр. 11, 12).

7. Мергель светло-серый, однородный, с единичными кварцевыми песчаными зернами размером до 2 мм, биотурбированный. Мощность 1,3 м. Инт. 8,0—9,3 м. (Обр. 13, 14).

8. Мергель светло-серый, полосчатый за счет прослоев зеленовато-серого цвета, обогащенных алевроитовым материалом, биотурбированный. Ходы илоедов в мергелях имеют зеленовато-серую окраску, а в прослоях алевроитовых мергелей — белую. Нижняя граница слоя устанавливается по подошве наиболее выдержанного прослоя алевроитового мергеля. Мощность 3,0 м. Инт. 9,3—12,3 м. (Обр. 15—17).

9. Мергель, близкий к известняку с узловатой текстурой, обусловленной наличием обломков белого мергеля удлиненной овальной формы, заключенных в маломощных прослоях зеленовато-серого и серого мергеля, по которым развиты стилолитовые швы. Такая текстура в западноевропейской литературе получила название флазерной (Garrison, Kennedy, 1977). Отмечаются следы биотурбирования осадка, а также неясная тонкая горизонтальная слоистость. По всему карьеру в середине и кровле слоя прослеживаются два выдержанных прослоя серого мергеля мощностью 5 см, шероховатого на ощупь. Встречены аммониты *Eupachydiscus levyi* (Gross.), *Pachydiscus complanatus* Coll., белемниты *Belemnella mucronata mucronata* (Schloth.), *B. mucronata senior* Now., морские ежи *Echinocorys marginata* (Goldf.), *E. ovata* Leske, *Conulus matesovae* Posl. et Mosk., *Micraster coravium* Posl. et Moskv., *Isomicraster cf. jaasi* Rouch., *I. gibbus* (Lam.), *Offaster pilula* Lam. (рис. 9). В этом слое в изобилии присутствуют иноцерамиды *Cataceramus dariensis* Dobr. et Pavl., *C. dariensis kopetdagensis* Arzum., *C. karakalensis* Arzum., *C. sarumensis* Woods, *C. muelleri* (Petr.), *Orthoceramus lamarcki* (Park.) (s.l.), *O. lamarcki stumckeii* (Heinz), *Cremnoceramus waltersdorfensis* (Andert) и *Sphaeroceramus shloenbachi* (Böhm). Здесь же обнаружены прекрасной сохранности пока еще не описанные крупные иноцерамиды из группы *Orthoceramus lamarcki*. Кроме того, в этом слое встречены моллюски *Kosmospirella* sp., а также маринокулаты *Conigalea* sp. Слой из-за значительной крепости в стенке карьера нависает карнизом. Мощность 3,7 м. Инт. 12,3—16,0 м. (Обр. 18, 19, 82—93).

Карсунская свита

10. Мергель серый глинисто-алевритистый (5 см), вверх быстро светлеющий за счет сокращения количества кластического и глинистого материала. В 10 см от подошвы переходит в мелоподобный мергель светло-серого цвета, с раковистым изломом, ожеженный по трещинам, с редкими субгоризонтальными прослоями более глинистого мергеля, выделяющегося на стенках карьера более темной окраской мощностью 10—20 см. В слое найдены двустворчатые моллюски *Cataceramus tauricus* Dobr. et Pavl., *C. convexus* (Hall et Meek), а также морские ежи *Echinocorys pyramidata* Portl. Контакт с вышележащим слоем нечеткий. Мощность 8,5 м. Инт. 16,0—24,5 м. (Обр. 20—25; 30; 94—96).

11. Мергель мелоподобный, более светлый по сравнению с нижележащим слоем, практически без прослоев серых мергелей. Найден ростр *Belemnella lanceolata* (Schloth.). Мощность 5,0 м. Инт. 24,5—29,5 м. (Обр. 26—29).

12. Осыпь у подножия третьего уступа. В отвале собраны остатки аммоноидей *Glyptoxoceras retrorsum* Schlüt., *Hoploscaphtes constrictus* (Sow.), ростры белемнитов *Belemnella lanceolata gracilis* (Arkh.), *B. lanceolata cf. lanceolata* (Schloth.), *B. sp.* (cf. *B. licharewi desnensis* Jeletz.) (рис. 10, 11) и фрагменты панцирей морских ежей *Echinocorys pyramidata* (Portl.). Закрыто 1,5 м. Инт. 29,5—31,0 м.

13. Мергель мелоподобный, аналогичный мергелю слоя 11, но в нем отмечаются маломощные (2—5 см) прослои серого более глинистого мергеля, тяготеющие к нижней обнаженной части уступа. В слое заключены ростры *Belemnella lanceolata cf. inflata* (Arkh.). Переход в вышележащий слой постепенный. Мощность 5,5 м. Инт. 31,0—36,5 м. (Обр. 31—36).

14. Мел слабоглинистый, вплоть до мергеля мелоподобного, белый, однородный, пятнами ожеженный, распадающийся на остроугольные куски, близ кровли с мелкими обломками призматического слоя раковин иноцерамид. Мощность 3,0 м. Инт. 36,5—39,5 м. (Обр. 37—39).

15. Чередование слоев мела белого мощностью 0,5 м и зеленовато-серого мергеля толщиной 0,2—0,3 м; в мергеле отчетливо видна тонкая субгоризонтальная слабоболнистая слоистость, обусловленная неравномерным распределением глинистого материала в породе в результате ее растворения под давлением. Отмечены редкие обломки призматического слоя раковин иноцерамид, таблички усонгих раков, а также ростры *Belemnella lanceolata gracilis* (Arkh.) и *B. lanceolata lanceolata* (Schloth.). Мощность 5,0 м. Инт. 39,5—44,5 м.

16. Осыпь в основании четвертого уступа. Обломки мергеля содержат отпечатки раковин иноцерамид *Cataceramus pertenus* (Hall et Meek), *Spyridoceramus caucasicus* (Dobr.) и *Platyceramus cf. planus* (Goldf.). Закрыто 2,0 м. Инт. 44,5—46,5 м. (Обр. 40—43).

17. Мергель мелоподобный, светло-серый, неравномерно глинистый, в верхней трети слоя отмечается прослой глинистого серого мергеля мощностью 0,5 м, выше которого нечетко прослеживаются волнистые слойки, обогащенные глинистым веществом. Переход в вышележащий слой постепенный. Мощность 6,5 м. Инт. 46,5—53,0 м. (Обр. 44—51).

18. Мел белый, в верхней части слоя с единичными, но протяженными и крупными ходами роющих организмов, с рострами *Belemnella lanceolata lanceolata* (Schloth.), а близ кровли слоя — с *Belemnella cf. sumensis* Jeletz. и брахиоподами *Carneithyris* sp. Верхний контакт четкий. Мощность 5,0 м. Инт. 53,0—58,0 м. (Обр. 52—55).

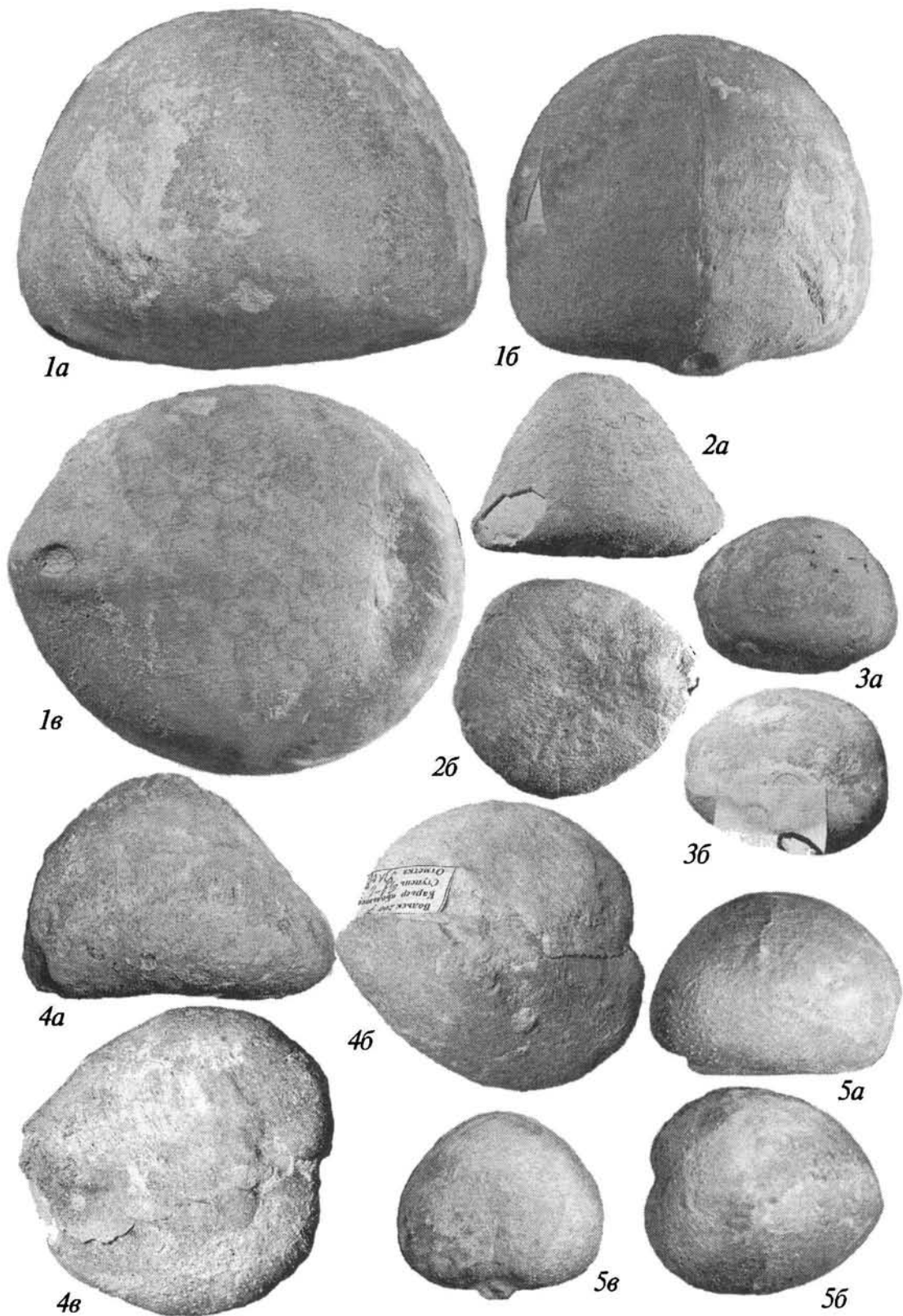


Рис. 9. Морские ежи из разреза Большевик. Naturalная величина:

фиг. 1 а, б, в — *Echinocorys marginata* Goldfuss; экз. Vк-В № 09/08, СГУ; слой 9, инт. 14,5—16,0 м, сенгилеевская свита; фиг. 2 а, б — *Conulus matesovae* Poslavskaja et Moskvин; экз. Vк-В № 09/15, СГУ; слой 9, инт. 14, 5—16,0 м, сенгилеевская свита; фиг. 3 а, б — *Offaster pilula* Lamarck; экз. Vк-В № 09/14, СГУ; слой 9, инт. 14,5—16,0 м, сенгилеевская свита; фиг. 4 а, б, в — *Isomicraster faasi* Rouchadze (деформированный экземпляр); экз. Vк-В № 09/17, СГУ; слой 9, инт. 14,5—16,0 м, сенгилеевская свита; фиг. 5 а, б, в — *Isomicraster gibbus* (Lamarck); экз. Vк-В № 09/16, СГУ; слой 9, инт. 14,5—16,0 м, сенгилеевская свита

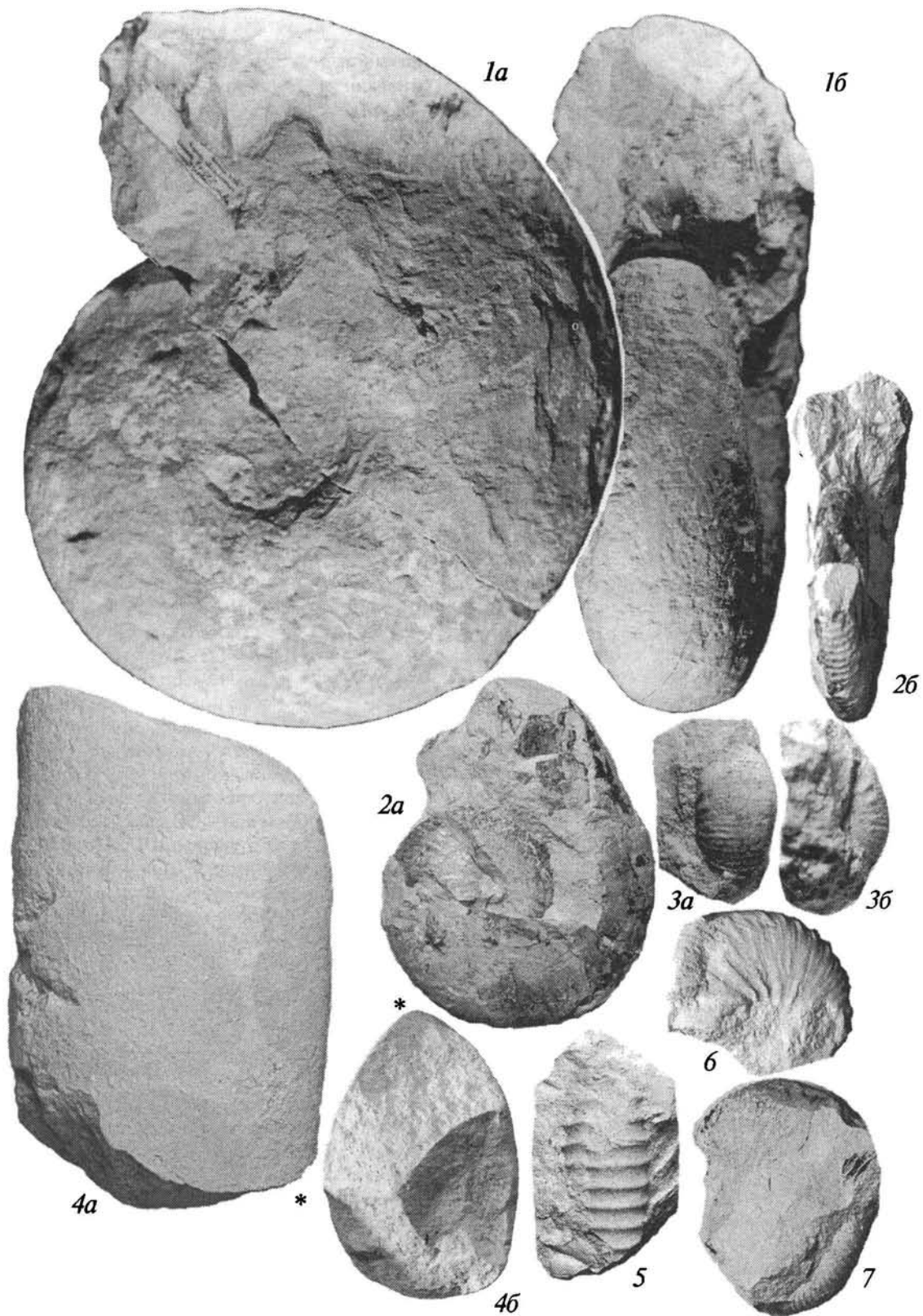


Рис. 10. Аммониты из разреза Большевик. Все размеры, кроме особо отмеченных, даны в натуральную величину:
 фиг. 1 а, б — *Pachydiscus complanatus* Collingnon; (X 0,53); экз. SVB № 56/21, СГУ; слой 9, инт. 14,5–16,0 м, сенгилеевская свита; фиг. 2 а, б — [M] *Hoploscaphites* cf. *constrictus crassus* (Lopuski); экз. SVB № 56/47, СГУ; слой 24, инт. 64,5–67,5 м, радищевская свита; фиг. 3 а, б — *Scaphites geinitzi* d'Orbigny; экз. SVB № 56/13, СГУ; слой 3, инт. 1,7–3,4 м, банновская свита; фиг. 4 а, б — *Baculites anceps* Lamarck; экз. SVB № 56/33, СГУ; из осыпи слоев 23 и 24, инт. 61,0–67,5 м, радищевская свита; * — ventральная сторона; фиг. 5 — *Glyptoxoceras* sp.; экз. SVB № 56/38, СГУ; 3 уступ, осыпь у подножия уступа, инт. 29,5–31,0 м, карсунская свита; фиг. 6, 7 — [m] *Hoploscaphites constrictus* (J. Sowerby): 6 — экз. SVB № 56/48, СГУ; 3 уступ, осыпь у подножия, инт. 29,5–31,0 м; 7 — экз. SVB № 56/11, СГУ; слой 21, инт. 58,6–58,8 м; радищевская свита

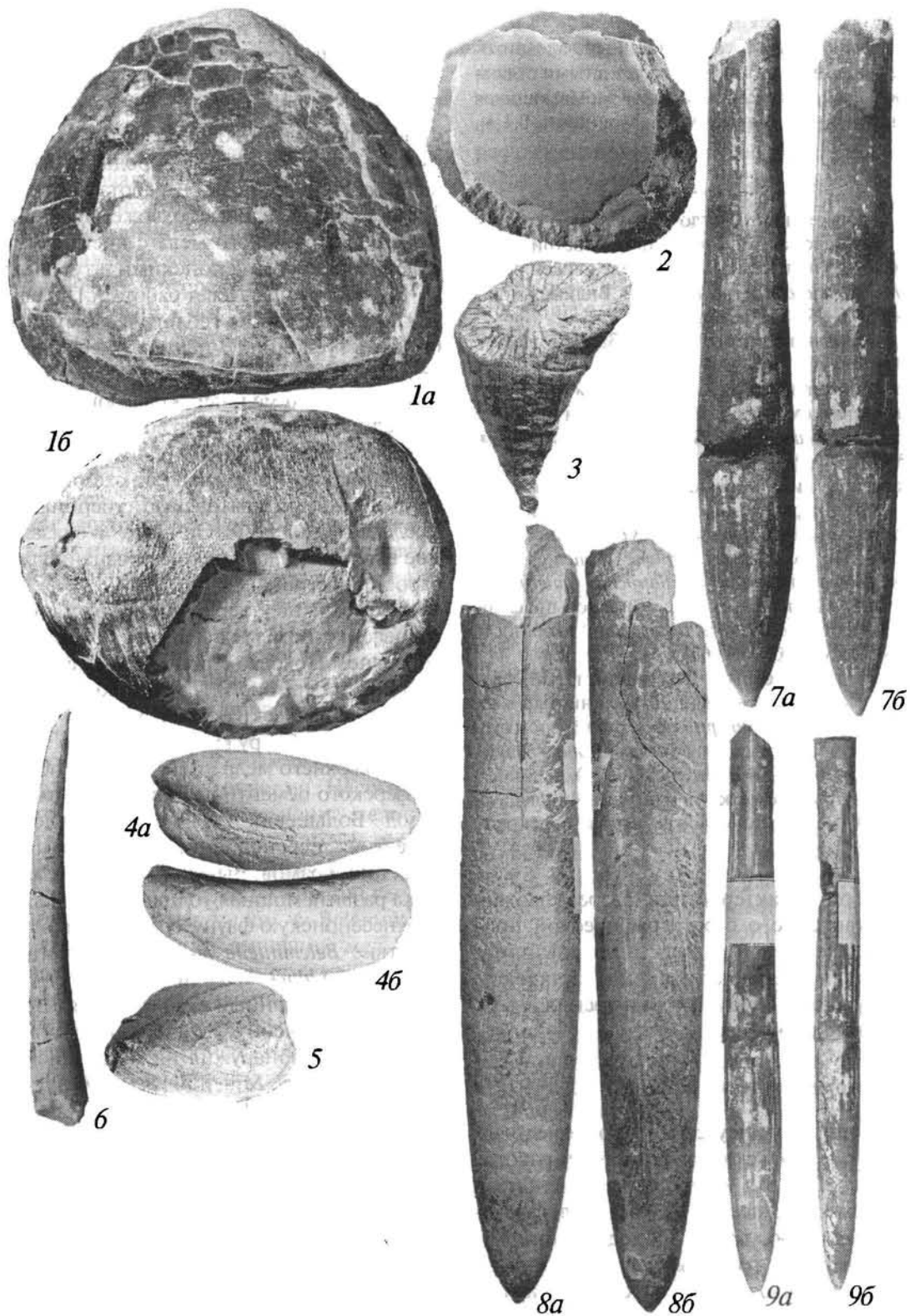


Рис. 11. Макрофауна из разреза Большевик. Натуральная величина:

фиг. 1 а, б — *Echinocorys pyramidata* Portlock.; экз. Vк-В № 10/01, СГУ; слой 10, инт. 16,0—17,5 м, карсунская свита; фиг. 2 — *Oxyma danica* (Ravn); экз. Vк-В № 24/09, СГУ; слой 24, инт. 64,5—67,5 м, радищевская свита; фиг. 3 — *Smilitrochus galeriformis* Кнер.; экз. Vк-В № 24/11, СГУ; слой 24, инт. 64,5—67,5 м, радищевская свита; фиг. 4 а, б — *Septifer lineatus* (Sowerby); экз. Vк-В № 24/12, СГУ; слой 24, инт. 64,5—67,5 м, радищевская свита; фиг. 5 — *Trapezium cf. trapezoidale* (Roemer); экз. Vк-В № 24/13, СГУ; слой 24, инт. 64,5—67,5 м, радищевская свита; фиг. 6 — *Laevidentalium* sp.; экз. Vк-В № 24/16, СГУ; слой 24, инт. 64,5—67,5 м, радищевская свита; фиг. 7 а, б — *Belemnella lanceolata* (Schlotheim); экз. Vк № 10/04, СГУ; слой 11, гл. 26,5 м, карсунская свита; фиг. 8 а, б — *Belemnitella mucronata senior* Nowak; экз. Vк-В № 09/02, СГУ; слой 9, инт. 14,0—16,0 м; сенгилеевская свита; 9 а, б — *Belemnella lanceolata gracilis* (Arkhangelsky); экз. Vк-В № 15/04, СГУ; слой 15; инт. 39,5—44,5 м, карсунская свита

19. Мергель светло-серый. Мощность 0,5 м. Инт. 58,0—58,5 м. (Обр. 56).

20. Мергель ржаво-желтый, ожелезненный, алевроитовый, четко выделяющийся в разрезе, с железистыми стяжениями диаметром до 2 см, со следами ходов зарывающихся организмов, уплотненный (хардграунд). Мощность 0,1 м. Инт. 58,5—58,6 м. (Обр. 57).

Радицевская свита

21. Мергель мелоподобный, светло-серый, более темный по сравнению с нижележащим слоем, при выветривании обнаруживает неясную плитчатость, в подошве найден ростр белемнита *Belemnella lanceolata gracilis* (Arkh.). Видимая мощность 0,2 м. Инт. 58,6—58,8 м. (Обр. 58).

22. Осыпь в основании пятого уступа. Закрыто 2,2 м. Инт. 58,8—61,0 м.

23. Мергель глинистый, серый, с заметным зеленовато-голубоватым оттенком, вязкий, с остатками раковин наутилуса *Eutrephoceras decoratum* Shim. Мощность 3,5 м. Инт. 61,0—64,5 м. (Обр. 59—64).

24. Мергель менее глинистый по сравнению с нижележащим слоем, светло-серый, с пятнами и разводами ожелезнения. Найдены аммонит *Hoploscaphites constrictus crassus* (Lop.), двустворчатые моллюски *Oxytoma danica* (Ravn), *Septifer lineatus* (Sow.), кораллы *Smilotrochus galeriformis* (Kner), ладьеногие *Laevidentalium* sp. (рис. 10). Из осыпи слоев 23 и 24 происходят остатки *Baculites anceps* Lam. Мощность 3,0 м. Инт. 64,5—67,5 м. (Обр. 63—65).

25. Мергель желтовато-серый, неясноплитчатый, слабоожелезненный, местами переходящий в глинистый мел, с аммонитами *Glyptoxoceras subcompressum* (Forbes), роострами *Neobelemnella* sp. и брахиоподами *Terebratulula obesa* David. Мощность 6,5 м. Инт. 67,5—74,0 м. (Обр. 66—71).

Выше в стенке карьера с четко проявленными следами карстообразования мергельно-меловая серия перекрыта породами палеоцена.

Из приведенной характеристики разреза можно составить представление о стратиграфической принадлежности выделенных в разрезе исследованного карьера слоев. Остановимся на эволюции взглядов на эту проблему с хронологической точки зрения и возникших в результате разногласиях.

История изучения разреза

Первые сведения о присутствии верхнемеловых отложений в районе Вольска мы находим в работах Лепехина, Фалька, Георги, Мурчисона и Эренберга. В них в основном обсуждается возраст подстилающих мергельно-меловую толщу пород, принципы установления ее верхней границы и совершенно не затрагивается их палеонтологическая характеристика за исключением списка фораминифер, приведенного Эренбергом для вольского мела. Поэтому эти работы представляют чисто исторический интерес.

Первым охарактеризовал разрез Вольска И.Ф. Синцов (1870), который привел описание обнажений по правому берегу Волги от Хвалынска до Царицына. Последовательность напластований в окрестностях Вольска по его представлению сформирована белым

мелом (мощностью 100 футов), перекрывающими его серыми, желтыми и голубыми мергелями (80 футов) и завершающими разрез песками и песчаниками. В двух верхних толщах фаунистические остатки не были найдены, а для белого мела приведен суммарный список фоссилий, воспроизводить который не имеет смысла, так как меловые породы не были подробно расчленены. В более поздних работах И.Ф. Синцов (1885, 1888) считал меловые отложения Вольска древнее западноевропейского мела с кремнями, так как они содержат наряду с сенонскими и туронские формы.

В 1897 г. вышла в свет работа А.П. Павлова (Pawlow, 1897), посвященная геологическому строению Симбирской губернии. В ней этот исследователь подразделил верхний мел указанного региона на туронский иноцерамовый мел, перекрывающие его авикуловы мергели также туронского возраста и сенонский белый мел. Позднее А.П. Павлов (1900) отнес авикуловые мергели к эмшеру (коньяку). Эта схема была распространена и на всю Саратовскую губернию, что уточнило представления И.Ф. Синцова и оказало существенное влияние на дальнейшее познание геологического строения региона.

Несмотря на утвердившиеся взгляды А.П. Павлова о повсеместном трехчленном делении верхнего мела в Среднем Поволжье, и в том числе и на севере Саратовской губернии, В.Г. Хименков (1904), проводивший геологические исследования в окрестностях Вольска, не обнаружил здесь следов эмшера. В основании верхнего мела лишь в одном обнажении у Глухоозерского цементного завода (так ранее именовался завод “Большевик”) им был установлен мергелистый известняк, переполненный раковинами верхнетуронских иноцерамов. Выше этого иноцерамового известняка развита мощная толща белого мела, содержащая верхнесенонскую фауну, среди которой отмечено присутствие *Belemnitella mucronata* Schloth. и *B.* (теперь *Bellemnella*) *lanceolata* Schloth.

Изучая собранный в окрестностях Вольска В.В. Челинцевым палеонтологический материал, А.Д. Архангельский обнаружил нижнесенонские белемниты *Actinocamax verus* Mill. и *A.* [*Belemnitella*] *propinqua* Mob., а в коллекции В.Г. Хименкова — ростр *Belemnitella mucronata* Schloth., что навело его на мысль о присутствии в этом районе отложений, разделяющих турон и верхний сенон. Это предположение нашло свое подтверждение открытием в 12 м выше подошвы туронского мергеля горизонта желтоватых фосфоритов (слой 6 описанного нами разреза) и губок, которые А.Д. Архангельский считал принадлежащими зоне *Inoceramus pachti*. Верхняя часть мергелей, мощность которых оценивалась в 12 м (слои 7—9), отнесена им к зоне *Pteria tenuicostata*, хотя вид-индекс в силу предполагаемых им фациальных различий здесь не обнаружен. Таким образом, А.Д. Архангельский предполагал развитие в районе Вольска турона в объеме зоны *Inoceramus brongniarti*, нижнего сенона (сантона), эквивалентного зонам *Inoceramus pachti* и *Pteria*

tenuicostata, а также верхнего сенона. При этом присутствие зоны *Belemnitella mucronata* (кампа в современном понимании) в нижних слоях белого мела Глухоозерского завода (именно там В.Г. Хименковым был найден единственно достоверно установленный ростр этого белемнита) только предполагалось. А.Д. Архангельский не исключал того, что найденный Хименковым экземпляр происходил из породы, отличной от белого мела. Последний, мощностью более 40 м, отнесен к терминальной зоне верхнего сенона — *Belemnitella lanceolata*, которая, по современным представлениям, отвечает маастрихту. Следует подчеркнуть, что по результатам химического анализа, выполненного А.Д. Архангельским (1912, с. 376), породы зоны *Belemnitella lanceolata* несомненно имеют меловой состав, так как содержание CaCO_3 в них составило 96,03%. Однако визуально большая часть “меловой толщи” имеет мергельный или переходный к мелоподобному мелу состав.

Следующий и весьма существенный этап в изучении верхнемеловых отложений района Вольска связан с многолетними и плодотворными исследованиями сотрудника Вольского окружного научно-образовательного музея М.Н. Матесовой (1927, 1930, 1935), посвятившей многие десятилетия сборам и коллекционированию ископаемой фауны с последующей передачей ее заинтересованным специалистам. Правда, опубликованные ею в этих работах результаты определений в то время не были должным образом ревидованы и, возможно, требуют уточнения. Несомненный вклад этого исследователя в изучение меловых разрезов окрестностей Вольска неоспорим. В работе 1927 г. к среднему мелу отнесены желтоватые мергели турона, а верхний мел подразделен на нижний сенон, представленный зеленоватым мелом с *Belemnitella mucronata*, и белый сенонский пишуший мел. Согласно ее последующим представлениям (1930), верхнемеловой разрез начинается толщей желтоватых мергелей, в которых угадываются аналоги слоев 2—5. Они перекрыты толщей серых мергелей, коррелируемых нами со слоями 6—8 по присутствию мельчайших зернышек фосфорита. Выше следует конгломератовидный мергель с прослойкой зеленого мела, бесспорно отвечающий слою 9. Завершается разрез мощной серией белого писчего мела, составляющего совокупность слоев 10—25. По заключенным в желтоватых мергелях раковинам иноцерамов *Inoceramus labiatus* (Schloth.), *I. lamarki* Park. и *I. cuvieri* (Sow.) эти слои М.Н. Матесова отнесла к турону. На основании широко распространенных в вышележащем слое серых мергелей морских ежей, определенных этим исследователем предположительно как *Micraster cortestudinarium* (Goldf.), установлена их принадлежность к эмшеру (коньяку). При этом не было уделено должного внимания сонахождению в тех же мергелях таких кампанских морских ежей, как *Offaster pilula* Lam. и *Echinocorys ovata* Leske. В осыпи под слоем конгломератовидного мергеля, также датированного эмше-

ром, ею были собраны наряду с *Echinocorys ovata* обломки ростров *Belemnitella mucronata* (Schloth.). Белый мел, венчающий разрез верхнемеловых отложений, отнесен М.Н. Матесовой к верхнему сенону. Он составляет большую часть мергельно-меловой толщи и расчленен цитируемым исследователем на ряд подразделений, рассматриваемых ею в ранге зон, соответствие которых с выделенными нами слоями установить не удалось. В последней работе (1935) серые мергели датируются нижним эмшером (коньяком), а зеленоватые опоковидные мергели с *Belemnitella mucronata* отнесены к верхнему эмшеру, под которыми она понимала уже кампан.

В 1940 г. Е.В. Милановский публикует монографию “Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья”. В ней приводится характеристика верхнего мела района Вольска, которая существенно отличается от представлений А.Д. Архангельского. К турону отнесены иноцерамовые мергели с прослоем мелких черных с поверхности глянцевых фосфоритов. Их мощность существенно ниже (2,5—5,5 м), чем предполагал А.Д. Архангельский, который оценивал ее в 12 м, и она отвечает слоям 2—5 нашего описания. Выше прослежен прослой мергеля с фосфоритовыми желваками (0,15 м), переходящий в зеленоватый глауконитовый мергель (1,5 м), откуда, по-видимому, М.Н. Матесовой указываются находки *Micraster cortestudinarium* (Goldf.) и *M. coranguinum* (Klein), и в свою очередь сменяющийся зеленовато-серым тонколистоватым мергелем (1,2 м) с *Actinocamax verus fragilis* Arkh. Эта часть разреза, коррелируемая нами со слоями 6—8, проиндексирована Е.В. Милановским сантоном, однако при этом он не сопоставляет, как А.Д. Архангельский, нижние два слоя с зоной *Inoceramus pachti*, а верхний — с зоной *Pteria tenuicostata*. В противовес представлениям прежних лет Е.В. Милановский выделяет пропущенный предыдущими исследователями интервал с *Belemnitella mucronata* (Schloth.), который представлен сероватым слабоглауконитовым мергелистым мелом мощностью 6—8 м (аналог слоя 9). Мощность белого маастрихтского мела оценивается Е.В. Милановским в 60 м (слои 10—25).

В 1959 г. выходит из печати “Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма”. В разделе, посвященном характеристике иглокожих, Н.А. Пославская и М.М. Москвин дали описание морских ежей, по-видимому, пересланных в МГУ М.Н. Матесовой из вольских разрезов. В работе, к сожалению, не указано, из какого именно карьера собраны иглокожие, не говоря уже об их привязке к разрезу. Надо сказать, что среди семи перечисленных в этой главе форм [*Conulus subrotundus* Mantell, *C. matesovae* Posl. et Moskv., *Echinocorys marginatus* Goldf., *Coraster cubanicus* Posl. et Moskv., *Micraster grimmensis* Nietsch, *M. corbovis* Forbes и *Isomicraster gibbus* (Lam.)] нет ни одного приведенного в работе М.Н. Матесовой вида, в том числе на основании которых предполагался эмшерский возраст серых мергелей, коррелируемых нами со слоями 6—9.

В 1950-е гг. разрезы верхнего мела Вольска изучал Д.П. Найдин, но результаты этих исследований были опубликованы только в 2002 г., хотя стратиграфическая колонка сводного разреза приведена в работе 1962 г. (Герасимов и др., 1962). Комплексная характеристика выделенных им подразделений основана на определениях, выполненных для морских ежей М.М. Москвиным, иноцерамов — С.П. Коцюбинским, брахиопод — Ю.И. Кацем и головоногих моллюсков — самим Д.П. Найдиным. В качестве эталонного разреза приведена последовательность карьера “Коммунар”, но отмечены колебания мощностей слоев в различных карьерах. В статье Д.П. Найдина приводится сводная палеонтологическая характеристика разреза. Его литологическое расчленение дано достаточно четко и потому сомнений не вызывает его полная идентичность с описанной нами последовательностью в разрезе карьера завода “Большевик”. Слои 2—3 схемы Д.П. Найдина, по его мнению, отвечают турону на основании заключенных в них иноцерамов и иглокожих. Они коррелируются со слоями 2—4 описанного нами разреза. Слои 4 (слой 5 нашего описания) содержит коньякские таксоны, принадлежащие этим же группам фауны. Слои 5—7 (слои 6—9 нашего описания) отнесены не к сантону, как считали А.Д. Архангельский и Е.В. Милановский, а на основании белемнитов, иноцерамов и морских ежей — к верхнему кампану. Нижняя часть маастрихта (слои 10—20 нашего описания) по находкам аммонитов *Acanthoscaphites tridens* (Kner) и ростров белемнитов *Belemnella lanceolata* (Schloth.) соответствует двум нижним зонам нижнего маастрихта, а слои 21—25 по рострам *Belemnella sumensis* Jeletz. — его верхней зоне (рис. 10, 11).

Год спустя В.М. Харитонов с соавторами (2003) публикует статью, в которой рассматривает строение турон-коньякского интервала, в том числе и в карьере “Большевик”. Впоследствии колонка этого разреза демонстрировалась участникам геологической экскурсии Третьего Всероссийского совещания “Меловая система России и ближайшего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии”, состоявшегося в Саратове в 2006 г. Хотя авторам этой статьи должна быть известна точка зрения Д.П. Найдина, поскольку эта работа была подготовлена к печати и издана в Трудах НИИГеологии Саратовского университета, расчленение описываемого разреза существенно иное. С одной стороны, вроде бы здесь перечислены все ярусы, упомянутые Д.П. Найдиным, а с другой — литологическое наполнение предложенных стратонев согласуется со взглядами последнего. Мощности турон-кампанских отложений оказались существенно выше по сравнению с указанными Д.П. Найдиным в разрезе карьера “Большевик” более чем в 1,5 раза (с 14,9 до 22,5 м), что не может быть по условиям технологической разработки карьера. Этот стратиграфический интервал разрабатывается одним уступом, а шаг экскаватора не превышает 14 м.

Для выяснения истины в 2007 г. была проведена увязка обоих разрезов. Выяснилось, что В.М. Харитонов придерживался взглядов М.Н. Матесовой. Желтовато-серые толстослоистые и светло-серые тонкослоистые песчанистые мергели слоев 1—3 (аналоги слоев 2—6 Д.П. Найдина) он отнес к турону, хотя М.Н. Матесова считала серые мергели эмшерскими (т.е. коньякскими). Слой 4 (слой 7 Д.П. Найдина или слой 9 нашего описания), представленный беловато-зеленоватыми комковато-брекчированными мергелями и глинами (брекчированный мел М.Н. Матесовой), проиндексирован им коньяком. А в основании толщи белого мела, относимого всеми исследователями к маастрихту, по мнению В.М. Харитонова, может быть выделена пачка мелоподобных косослоистых мергелей, которая датирована им кампаном.

Как же обосновывается возраст выделенных этим исследователем подразделений? Слой 1 демонстрировавшегося на геологической экскурсии разреза (слой 2 нашего описания) датирован В.М. Харитоновым ранним туроном (условно) и отнесен к зоне *Mutiloides labiatus* по стратиграфическому положению, так как вид-индекс и иноцерамы, характерные для этой зоны, здесь не обнаружены. Косвенным подтверждением выполненной корреляции, по мнению В.М. Харитонova и его соавторов (2003), может служить присутствие в этом слое устриц *Monticulina nikitini* (Arkh.), широко распространенных в нижнем туроне Дагестана и Араксинской зоны Закавказья, а также ростров белемнитов *Praeactinocamax* cf. *plenus triangulus* (Najd.) и *Goniocamax intermedius* (Arkh.). Слой 2 (аналог слоев 3—4 нашего описания) отнесен к верхнему турону при двухчленном его строении в объеме зоны *Inoceramus falcatus*, а слой 3 (слой 5 нашего описания), который, по его мнению, завершает турон, — к зоне *Inoceramus woodsi*. Следует подчеркнуть, что в последнем слое среди перечня характерных форм наряду с действительно туронскими таксонами, такими, как *Scaphites geinitzi* d'Orb., *Inoceramus striatoconcentricus* (Gümb.) и др., приведены иноцерамиды, продолжавшие свое существование и в коньяке [*Inoceramus lusatieae* Andert, *I. hoepeni* Heinz, *Cremnoceramus waltersdorfensis* (Andert)]. В ассоциации с ними перечислены типично коньякские виды, такие, как *Cremnoceramus brongniarti* (Mant.), *C. inconstans* (Woods), и в том числе *Cremnoceramus rotundatus* (Trög.), по которому устанавливается нижняя граница коньяка.

Слой 4 (слои 6—9 нашего описания), который Д.П. Найдин считал верхнекампанским, В.М. Харитонов относит к коньяку и характеризует типично коньякской фауной, среди которой упоминаются аммониты *Lewesiceras* cf. *cricki* Spath, *Nowakites* cf. *linderi* Gros., белемниты *Goniocamax* aff. *lundgreni* (Stoll.), иноцерамиды *Cremnoceramus deformis* (Meek), *C. waltersdorfensis hannovrensis* (Heinz), *C. schloenbachi* (Böhm) и др., морские ежи *Micraster cortestudinarium* Goldf. и *Echinocorys gravesi* Desog. Мощность коньяка оценивается В.М. Харитоновым в 8 м.

И наконец, нижнюю часть меловой толщи, выделенную этим исследователем в слой 8 (слой 10 нашего описания), он отнес к верхнему кампану на основании заключенных в ней ростров белемнитов *Belemnites micronata* (Schloth.), *B. langei* Schats. и иноцерамид *Cataceramus balticus* (Böhm), *C. barabini* (Mort.), *C. convexus* (Hall et Meek), *C. dariensis* (Dobr. et Pavl.) и др. Остальную, бóльшую по мощности часть меловой толщи В.М. Харитонов и др. отнесли к нижнему маа-

стрихту и охарактеризовали соответствующим комплексом фауны.

Эволюция взглядов на расчленение разреза верхнего мела в карьере “Большевик” показана на рис. 12.

Обоснование предложенного биостратиграфического расчленения разреза будет дано во второй статье.

Публикация подготовлена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 06-05-64127, 06-05-65172, 06-05-64878.

Свита	Слой	Хименков, 1905	Архангельский, 1912	Матесова, 1927	Матесова, 1930	Матесова, 1935	Милановский, 1940	Найдин, 2002	Харитонов и др., 2003	Настоящая статья										
Радлишевская свита	21-25	K ₂ sn ₃	K ₂ sn ₃	K ₂ sn	K ₂ sn ₃	K ₂ sn ₃	K ₂ mst	K ₂ mst	Карсунская свита	K ₂ mst										
Карсунская свита	10-20										K ₂ sn ₃	K ₂ sn	K ₂ sn ₃	K ₂ sn ₃	K ₂ mst	K ₂ mst	Карсунская свита	K ₂ mst		
Сенгилевская свита	9										K ₂ sn ₁	K ₂ sn ₁	K ₂ em (эмшер)	K ₂ em ₃ (ср)	K ₂ st	K ₂ cp	K ₂ cp ₂	Вольская свита	K ₂ cp ₂	
	8										K ₂ sn ₁	K ₂ sn ₁								K ₂ cp ₁
	7																			
	6																			
Вольская свита	5										K ₂ tn	K ₂ tn	K ₂ em ₁ (сн)	K ₂ tn	K ₂ tn	K ₂ cn	Банновская свита	K ₂ cn		
Банновская свита	4										K ₂ tn ₂	K ₂ tn	K ₂ tn	K ₂ tn	K ₂ tn	K ₂ tn	K ₂ tn	Банновская свита	K ₂ tn ₂	
	3																			K ₂ tn ₃
	2																			K ₂ tn ₁
										K ₂ st?										

Рис. 12. Эволюция взглядов на расчленение разреза верхнего мела в карьере “Большевик”

ЛИТЕРАТУРА

Александрова Г.Н., Олферьев А.Г. Диноцисты можжевельниковой свиты верхнего мела в опорном разрезе у с. Мезино-Лапишиновка Саратовской области // Палеострат 2005. Годишное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Москва, 14 и 15 февраля 2005 г. М.: ПИН РАН, 2005. С. 7—8.

Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // Мат-лы для геологии России. СПб.: Типография Императорской академии наук, 1912. Т. 25. 631 с.

Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины М.: Изд-во АН СССР, 1954. 307 с.

Герасимов П.А., Мигачева Е.В., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 196 с.

Матесова М.Н. Материалы к изучению и использованию производительных сил Вольского уезда Саратовской губернии. Полезные ископаемые // Тр. Саратовского губернского научно-образовательного музея в г. Вольске. 1927. Вып. 1. 23 с.

Матесова М.Н. Геологические экскурсии в окрестности г. Вольска // Тр. Вольского окружного научно-образовательного музея. 1930. Вып. 3. 58 с.

Матесова М.Н. Полезные ископаемые Вольского Поволжья. Ч. 1 // Тр. Вольского краеведческого музея. 1935. Вып. 4. 68 с.

Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.

Найдин Д.П. Вольский разрез верхнего мела // Тр. НИИ геологии СГУ. Нов. серия. Т. 10. Саратов: Научная книга, 2002. С. 6—11.

Овечкина М.Н. Расчленение верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья по известковому нанопланктону // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 5. С. 69—81.

Овечкина М.Н. Известковый нанопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты // Тр. Палеонтол. ин-та РАН. 2007. Т. 288. 352 с.

Овечкина М.Н., Алексеев А.С. Изменение сообществ фито- и зоопланктона в маастрихтском бассейне Саратовского Поволжья // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: ПИН РАН, 2004. Вып. 6. С. 57—76.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснит. зап. М.: ПИН РАН, 2005. 203 с.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С., Беньямовский В.Н. и др. Опорный разрез верхнего мела у с. Мезино-Лапшиновка и проблемы границ сантона и кампана в Саратовском Поволжье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 5. С. 56—90.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневецкая В.С. и др. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Ст. 1. Разрез у д. Вишневое. Лито- и биостратиграфический анализ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 6. С. 62—109.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневецкая В.С. и др. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Ст. 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 3. С. 47—74.

Павлов А.П. Горизонт Emscher среди верхнемеловых отложений Средней и Восточной России и береговая фауна русского турона и сенона // Bull. Soc. Imper. Natur. Moscou. 1900. Т. 14, № 1—2. Протоколы. С. 35—37.

Пославская Н.А., Москвин М.М. Иголокожие // Atlas верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат. 1959. С. 237—496.

Синцов И.Ф. Геологический очерк Саратовской губернии // Записки С.-Петербургского минералог. о-ва. Сер. 2. 1870. Ч. 5. 56 с.

Синцов И.Ф. Общая геологическая карта России. Лист 93 // Тр. Геол. ком. 1885. Т. 2, № 2. 109 с.

Синцов И.Ф. Общая геологическая карта России. Лист 92 // Тр. Геол. ком. 1988. Т. 7, № 1. 132 с.

Харитонов В.М., Иванов А.В., Сельцер В.Б. Стратиграфия туронских и коньякских отложений Нижнего Поволжья // Недра Поволжья и Прикаспия. 2003. Вып. 36. С. 48—60.

Хименков В.Г. Геологический очерк окрестностей г. Вольска Саратовской губернии // Тр. Саратовского о-ва естествоиспытателей. 1904. Т. 4, вып. 3. С. 195—265.

Хименков В.Г. К вопросу о геологическом строении окрестностей Хвалынского и о меловых отложениях Северного Поволжья Саратовской губернии // Ежегодник по геологии и минералогии России. 1907. Т. 9, вып. 4—6. С. 115—131.

Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Ovechkina M.N., Olfieriev A.G. Maastrichtian and Lower Paleocene of Northern Saratov Region (Russian Platform, Volga River): Foraminifera and calcareous nannoplankton // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1999. Vol. 69. Suppl. A. P. 15—45.

Baraboshkin E.Y. Russian Platform as a controller the Tethyan/Boreal ammonite migration // Geol. Carpathica. Bratislava. 1996. Vol. 47, N 5. P. 177—208.

Garrison R.E., Kennedy W.J. Origin of solution seams and flaser structure in Upper Cretaceous chalks of southern England // Sedimentary Geology. 1977. Vol. 19. P. 107—137.

Pawlow A.P. Voyage geologique par la Volga de Kazan à Tzaritsyn. Guide des excurs. du VII Congr. Geol. Intern. St. Petersburg. XX. 1897. 40 p.

UPPER CRETACEOUS OF NORTH SARATOV REGION. 1. BOLSHEVIK QUARRY SECTION IN VICINITY OF VOLSK

*A.G. Olfieriev, V.N. Beniamovski, A.V. Ivanov, M.N. Ovechkina,
V.B. Seltser, V.M. Kharitonov*

Upper Cretaceous sections along right bank of the Volga River between Khvalynsk and Volsk are studied more than 140 years. The analysis of most important faunal groups and nannofossils gave possibility to propose new ages for some Upper Cretaceous (Turonian — Maastrichtian) formations and to show its stratigraphic completeness in the Bolshevik Quarry section close to the Volsk.

Key words: stratigraphy, Upper Cretaceous, Foraminifera, Mollusca, calcareous nannoplankton, Povolzhie.

Сведения об авторах: *Олферьев Александр Георгиевич* — канд. г.-м. наук, старший научный сотрудник Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН; *Беньямовский Владимир Наумович* — канд. г.-м. наук, старший научный сотрудник Геологического института РАН. Тел. (495) 959-27-91; *Иванов Алексей Викторович* — канд. биол. наук, зав. кафедрой геоэкологии Саратовского государственного университета им. Н.Г. Чернышевского; *Овечкина Мария Никитична* — канд. г.-м. наук, старший научный сотрудник Палеонтологического института им. А.А. Борисяка. Тел. (495) 339-24-33; *Сельцер Владимир Борисович* — старший преподаватель кафедры геоэкологии Саратовского государственного университета им. Н.Г. Чернышевского; *Харитонов Виктор Михайлович* — канд. г.-м. наук, ранее числился в отделении геологии НИИ естественных наук Саратовского государственного университета им. Н.Г. Чернышевского, научный сотрудник.

УСОНОГИЕ РАКИ (CIRRIPEDIA, THORACICA) ВЕРХНЕГО МЕЛА МАНГЫШЛАКА

А.С. Алексеев

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва

Поступила в редакцию 01.08.08

Впервые дана характеристика усонюгих раков верхнемеловых отложений Мангышлака, где они обнаружены в верхнем туроне (*Cretiscalpellum billaulti*, *Arcoscalpellum angustatum* и *Loriculina laevisissima*), сантоне (*Cretiscalpellum glabrum*, *C. striatum*), нижнем кампане (*Cretiscalpellum naidini* sp. nov., *C. sharapovi* sp. nov. и *Arcoscalpellum maximum*), верхнем кампане (*Arcoscalpellum maximum*, *Virgiscalpellum mangyshlakense* sp. nov.), нижнем маастрихте (доминирует *Arcoscalpellum maximum*, реже встречаются *Arcoscalpellum fossula*, *A. cylindraceum*, *A. moskvini* sp. nov., *Cretiscalpellum glabrum*, *C. striatum*, *Brachylepas nervosa* sp. nov., очень редки *Brachylepas naissantii*), нижней части верхнего маастрихта (*Arcoscalpellum maximum* и *Brachylepas naissantii*). В наиболее полных разрезах с иридиевой аномалией (Кызылсай и Кошак) изучено распределение усонюгих раков непосредственно вблизи границы маастрихта и дания. В терминальных слоях маастрихта (верхние 1,2 м) нередки *Arcoscalpellum maximum* и *Brachylepas nervosa* sp. nov., а в 0–5 см ниже границы присутствуют *Zeugmatolepas cretae* и *Verruca prisca*. Ни один из меловых видов в даний не переходит.

Ключевые слова: систематика, усонюгие раки, верхний мел, Западный Казахстан.

Верхнемеловые отложения Мангышлака чрезвычайно богаты остатками самых различных групп беспозвоночных, многие из которых до сих пор остаются в основном неописанными. Одна из таких групп — усонюгие раки — аберрантный класс сидячих морских ракообразных, тело которых заключено в раковину, образованную из отдельных кальцитовых табличек, обычно сохраняющихся в ископаемом состоянии в разрозненном виде, что весьма затрудняет их правильную идентификацию и изучение. В отечественной литературе чрезвычайно мало работ, посвященных ископаемым усонюгим ракам, поскольку они редко попадают на глаза палеонтологам и формирование достаточно представительной коллекции — трудная задача. Один из немногих, кто способен распознавать эти фоссилии, — Д.П. Найдин, собравший к концу 1960-х гг. достаточно много табличек верхнемеловых усонюгих раков и предложивший мне начать их систематическое изучение.

В литературе удалось обнаружить лишь одно указание на находку усонюгих раков в верхнем мелу Мангышлака. Оно принадлежит Н.И. Андрусову (1915), который на основании данных М.В. Баярунаса сообщил о присутствии в грубом мелу турона северной долины Тюбекудукской возвышенности *Scalpellum* sp. Кроме того, нами отмечалось присутствие двух видов усонюгих раков в терминальных слоях маастрихта в разрезе Кызылсай (Найдин и др., 1982), а Д.П. Найдин с соавторами (1984, 1990) по нашим определениям привели сведения о распределении усонюгих раков в разрезах западной части Мангышлака (Суллукапы, Аксыртау и Кызылсай).

Материал

Автор настоящей статьи располагает сравнительно большой коллекцией остатков усонюгих раков из верхнемеловых отложений Мангышлака. Она насчитывает свыше 500 отдельных табличек. Основная часть коллекции была собрана в 1971 г. в обрывах западного чинка Устюрта, где под покров горизонтально лежащих слоев миоцена уходят деформированные меловые и палеогеновые отложения восточного окончания Мангышлака (рис. 1). Кроме того, в мое распоряжение поступили отдельные находки усонюгих, сделанные многими геологами, работавшими на Мангышлаке. Большая часть таких находок принадлежит Д.П. Найдину, Ю.И. Кацу, В.Г. Кликушину, Л.Г. Эндельману и покойному В.И. Железко, которым автор выражает искреннюю признательность.

Стратиграфия

Стратиграфии верхнего мела Мангышлака посвящен целый ряд обстоятельных работ (Василенко, 1961; Трифонов, Бураго, 1960; Трифонов, Василенко, 1963). Позднее комплексные исследования в западных и центральных районах этого полуострова выполняла группа специалистов под руководством Д.П. Найдина (Найдин и др., 1984; Найдин, Копаевич, 1988; Йолкичев, Найдин, 2000), ряд разрезов среднего мела (верхний альб—коньяк) был изучен польскими палеонтологами (Marcinowski et al., 1996).

В районе западных чинков Устюрта от колодца Акпан на севере до урочища Босага на юге, а также в верховьях прорезающего плато Устюрт оврага Аксай,

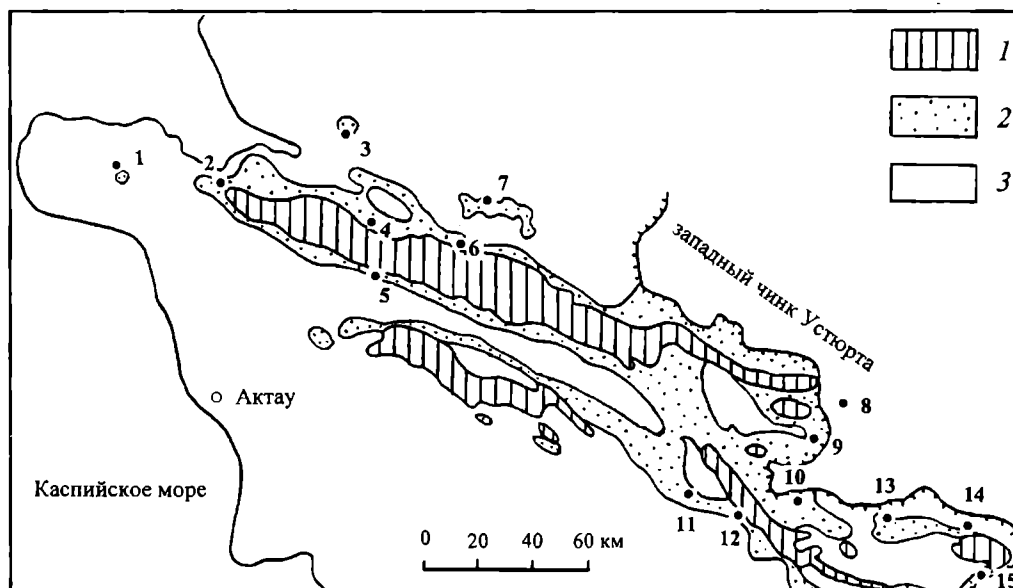


Рис. 1. Схема расположения основных разрезов на территории Мангышлака (Западный Казахстан), в которых были найдены остатки усонюгих раков:

1 — выходы доверхнемеловых отложений, 2 — выходы верхнемеловых отложений; 3 — области развития более молодых пород. Цифры на схеме: 1 — Тюбеджик, 2 — Шахбогота, 3 — Кошак, 4 — Жалган, 5 — Суллакапы, 6 — Аксыртау, 7 — Кызылсай, 8 — Аксай, 9 — Найза, 10 — Жосалы, 11 — Теюсу, 12 — Бесокты, 13 — Босага, 14 — Карамая, 15 — Кугусем

где была собрана основная масса остатков усонюгих раков, строение верхнемеловых отложений изучалось автором, хотя в автореферате диссертации (Алексеев, 1979) были приведены лишь краткие стратиграфические сведения. Поэтому здесь целесообразно дать несколько более полную информацию по этому вопросу. Белемниты определены Д.П. Найдиным при участии автора, морские ежи — М.М. Москвиным, Н.В. Шиманской и Л.Г. Эндельманом.

Верхнемеловые отложения в этом районе, как и в более западных разрезах, резко делятся на две толщи. Альб, сеноман и турон представлены песчано-глинистой толщей. Выше залегает карбонатная мергельно-меловая толща верхнего сантона—маастрихта общей мощностью до 220 м. Она весьма однородна литологически, выдержана по простиранию и содержит несколько тонких прослоев зеленых и бурых бентонитовых глин, которые характеризуются значительным постоянством. Эти прослои использовались для корреляции разрезов, а также как границы некоторых литологических пачек (рис. 2).

Отложения нижнего и, вероятно, среднего турона отсутствуют. Мелкозернистые известковистые глауконитовые песчаники верхнего турона с размывом залегают на различных горизонтах сеномана. В основании содержатся крупные желваки темно-коричневых фосфоритов. Верхние полтора-два метра песчаников, достигающих общей мощности 10—17 м, пронизаны многочисленными норами десятиногих раков и насыщены гравием фосфоритов. В разрезе Жосалы они содержат фосфатизированные раковины аммонитов терминальной зоны верхнего турона *Subprionocyclus neptuni*, в том числе *S. neptuni* (Geinitz), *S. hitchinensis* (Billingshorst), *S. brenneri* Anderson, *Sciponoceras bohemicum*

(Fritsch), *Baculites undatus* d'Orbigny, *Anisoceras reidi* Wright, *A. angustum* (J. de C. Sowerby), *Allocrioceras strangulatum* Wright, *A. billinghorsti* Klinger, *Eubostrioceras saxonicum* (Schlüter), *Hyphantoceras reussianum* (d'Orbigny), *Scaphites geinitzi geinitzi* d'Orbigny, *Otoscaphtes reidi* Wright, *Lewesiceras mantelli* Wright (R. Marcinowski, персональное сообщение). Кроме того, встречены панцири морских ежей *Echinocorys gravesi* Desor, *Stereocidaridaris sceptifera* (Mantell), *Gauthieria radiata* (Sorign.), *Phymosoma regulare* (Agassiz).

Сантонские отложения залегают с размывом на песчаниках турона и представлены темно-серыми, зеленовато-серыми мергелями с прослоями глинистых мергелей. В их подошве развиты известковистые песчаники с фосфоритами, постепенно переходящие в песчаные мергели. В мергелях редко встречаются панцири морских ежей *Echinocorys turrita* Lambert. Вероятно, судя по комплексам фораминифер, эти отложения отвечают только верхнему сантону и имеют мощность 8—10 м.

Породы кампанского яруса согласно перекрывают сантонские. К нижнему кампану отнесены две литологические пачки, разделенные сдвоенным или одиноким прослоем зеленой бентонитовой глины.

Пачка I. Мергели желтовато-белые, слоистые, иногда с черными облачными пятнами и с постоянными примазками зеленой глины по плоскостям напластования (9—13 м). Обнаружены морские ежи *Micraster schroederi* Stolley, *Offaster pomeli* Munier-Chalmas, *O. pillula* Lambert. В верхней части пачки В.И. Гладковой определен комплекс бентосных фораминифер нижнего кампана: *Bolivinopsis rosula* (Ehrenberg), *Stensioenia exculpta* (Reuss), *Globorotalites michelianus* (d'Orbigny), *Eponides biconvexus* Marie, *Gavelinella clementiana* (d'Or-

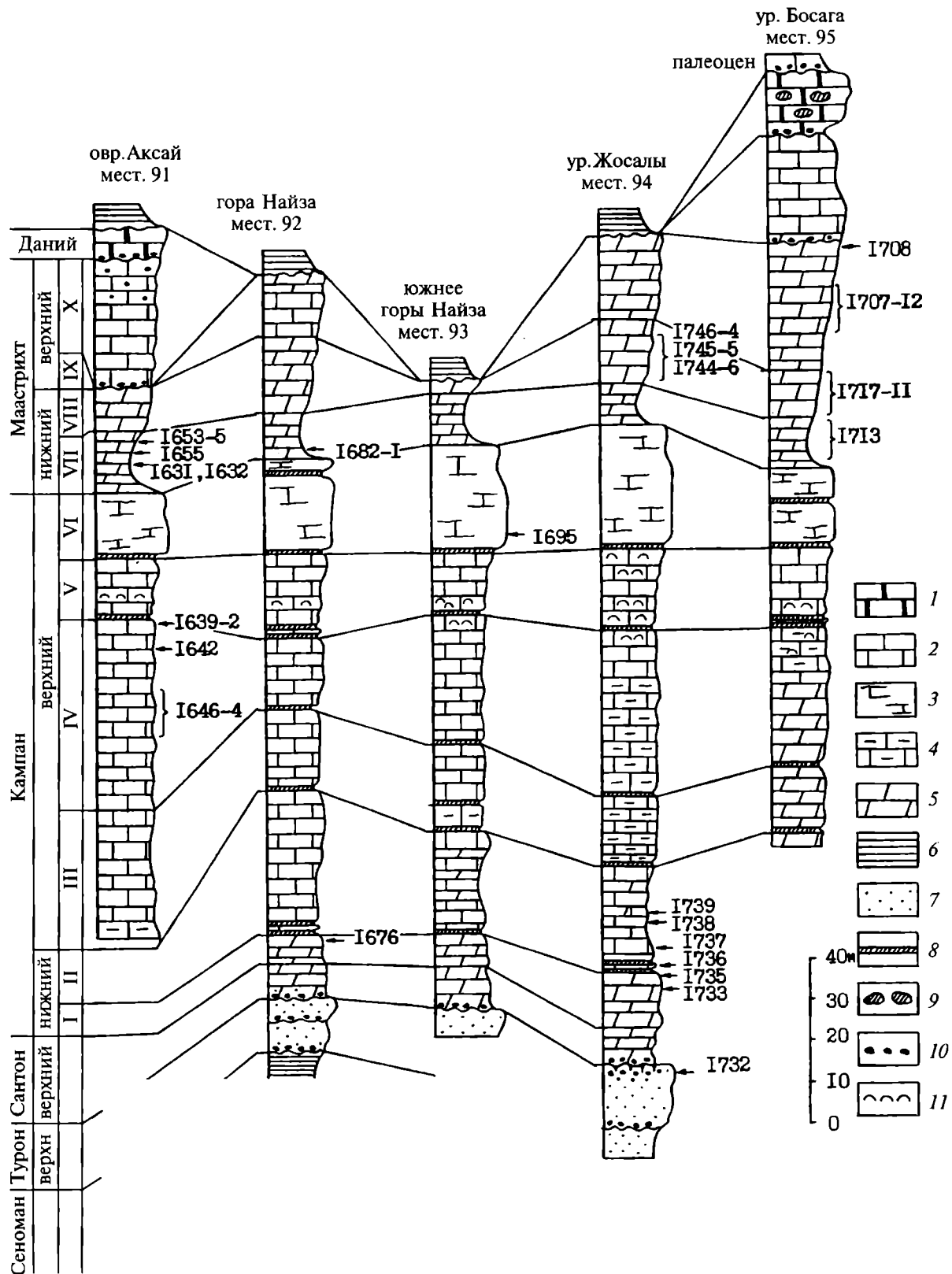


Рис. 2. Разрезы верхнемеловых отложений западного чинка Устырта в пределах Восточного Мангышлака, их расчленение и корреляция.

Цифрами показаны уровни находок усонюгих раков и номера образцов:

1 — известняк; 2 — мел; 3 — мел массивный; 4 — мел глинистый; 5 — мергель; 6 — глина; 7 — песчаник; 8 — тонкие маркирующие про-
слои бентонитовых глин; 9 — кремни; 10 — фосфориты; 11 — обломки призматического слоя раковин иноцерамов

bigny), *G. costulata* (Marie), *G. umbilicatula* (Mjatluk), *Cibicoides temirensis* (Vasilenko), *Bolivinoidea decoratus* (Jones).

Пачка II. Мел белый и желтовато-белый, вверху с прослоями серовато-зеленых мергелей (25—35 м). Часто встречаются морские ежи *Micraster schroederi* Stolley, реже, главным образом вверху, *Gibbaster gibbus* Lambert, а вверху — *Offaster pomeli* Munier-Chalmas и *Echinocorys cf. turrita* Lambert.

Верхний подъярус кампана разделен на четыре пачки.

Пачка III. Мел розовато-белый, грубослоистый, на юге (Босага, Жосалы) мелоподобные мергели с большим количеством крупных панцирей *Echinocorys gibba* Lambert (15—30 м).

Пачка IV. Мел белый, грубослоистый, на юге мелоподобные мергели, в верхней части с несколькими горизонтами ожелезнения (16—39 м). В основании пачки находится одиночный или сдвоенный горизонт бентонитовых глин. Мел, залегающий в кровле, содержит очень много обломков призматического слоя раковин иноцерамов. В средней части пачки постоянно встречаются ростры *Belemnella mucronata mucronata* (von Schlotheim), а вверху — панцири морских ежей *Echinocorys lamberti* Smiser.

Пачка V. Мел желтовато-белый, грубослоистый, с большим количеством обломков призматического слоя раковин иноцерамов (14—19 м). В подошве присутствует прослой бентонитовой глины. В нижней части пачки найдены ростры *Belemnella mucronata mucronata* (von Schlotheim), а начиная с середины — *Belemnella langei* Jeletzky. Кроме того, встречены морские ежи *Echinocorys lamberti* Smiser, *Micraster brongniarti* Hébert, *Galeola gauthieri* Lambert.

Пачка VI. Мел белый, неслоистый, иногда с пятнами ожелезнения (15—29 м). В основании и в верхней трети пачки имеются прослой бентонитовых глин. В средней и верхней частях встречены ростры *Belemnella naidini* Kongiel, а также панцири морских ежей *Micraster brongniarti* Hébert, *Pseudoffaster caucasicus* Dru.

Отложения маастрихтского яруса залегают без перерыва на псчм меду верхнего кампана и подразделяются на нижний и верхний подъярусы. Нижний подъярус включает две пачки.

Пачка VII. Мергели зеленовато-серые, глинистые, резко контрастирующие с белым псчм мелом кампана (10—15 м). Присутствуют белемниты *Belemnella lanceolata lanceolata* (von Schlotheim), а также разнообразные брахиоподы, мшанки, морские звезды и лилии и др.

Пачка VIII. Чередование зеленовато-серых и желтовато-белых мергелей с зелеными глинистыми мергелями (10—18 м). В верхней части пачки найдены белемниты *Belemnella sumensis postsumensis* Naidin, *B. s. praearkhangelskii* Naidin вместе с разнообразным комплексом беспозвоночных.

Верхний подъярус также делится на две части.

Пачка IX. Мергели желтовато-белые с пятнами ожелезнения (до 30 м). В самых верхах пачки найден ростр *Neobelemnella kazimiroviensis* (Skolozdrowna).

Пачка X. Известняки желтовато-белые, в основании мергели с галькой фосфоритов до 4 см в диаметре (25—30 м). Залегают с размывом на подстилающих слоях, причем в разрезе оврага Аксай породы пачки IX выпадают из разреза. Многочисленны ростры белемнитов *Neobelemnella kazimiroviensis* (Skolozdrowna), реже встречаются морские ежи *Echinocorys cypliensis* Lambert.

На известняках верхнего маастрихта с размывом и фосфоритовой галькой в основании залегают мшанковые известняки датского яруса, на отдельных уровнях с кремневыми конкрециями.

Описание и детальное биостратиграфическое расчленение маастрихта разреза Бешкош в Юго-Западном Крыму, откуда происходит голотип *Brachylepas nervosa* sp. nov., даны в статье А.С. Алексеева и Л.Ф. Копаевич (Alekseev, Kopaevich, 1997).

Стратиграфические комплексы усонюгих раков

На Мангышлаке так же, как и в других районах юга СНГ, остатки усонюгих раков распределены очень неравномерно по разрезу верхнего мела. Они в основном приурочены к верхнему турону, нижнему кампану и маастрихту. Такое распределение не является артефактом, так как разрезы Восточного Мангышлака были детально обследованы с целью поисков усонюгих раков от сеномана по датский ярус включительно (рис. 2). Находки, сделанные в других районах Мангышлака, хотя и не были результатом целенаправленных сборов, подтверждают эту закономерность.

Следует отметить, что массовое развитие усонюгих раков в маастрихте фиксируется не только на всей территории Европейской палеобиогеографической провинции от Англии и Голландии до западных районов Казахстана и Туркмении, но и в Северной Америке (Collins, 1973; Canis, Zullo, 1986). В сеномане и подстилающих породах альба остатки усонюгих раков на Мангышлаке не обнаружены.

Наиболее древним позднемерловым комплексом является верхнетуронский. Он изучен на востоке Мангышлака в местонахождении Жосалы на западном крыле Жосалинской антиклинали. Рыхлые глауконитовые алевролиты и тонкозернистые песчаники с зернами фосфатного гравия (рис. 2) содержат комплекс аммонитов зоны Subprionocyclus neptuni. Усонюгие раки представлены такими видами, как *Cretiscalpellum billaulti* (Peron), *Arcoscalpellum angustatum* (Geinitz) и *Loriculina laevissima* (Zittel). Такой набор весьма характерен для верхнего турона Западной Европы (Англия, Германия, Чехия). Первый вид из этого списка распространен только в туроне, *A. angustatum* — в верхнем альбе—верхнем туроне, а *L. laevissima* — в сеномане—нижнем кампане. По материалам В.Г. Кликушина (обр. 381) *C. billaulti* и *A. angustatum* встречены

и в более западных районах Восточного Мангышлака на горе Теюсу севернее пос. Сенек в слоях, указанных им как коньякские, но такая датировка сомнительна. Они также найдены в верхнем туроне на горе Саргора (сборы В.И. Железко). В разрезе Суллукапы в нижней пачке верхнего турона (Найдин и др., 1984, с.43, рис. 12, обр. С17-1) найдена карина *C. billaulti*.

Отложения коньяка на Мангышлаке не охарактеризованы усонагими отчасти, вероятно, из-за малой мощности и ограниченного распространения этого подразделения.

В сантоне усонагие раки крайне редки. По сборам Д.П. Найдина в нижнем сантоне разреза Шахбогата (обр. Ш11-12) встречен терг *Cretiscalpellum glabrum* (Roemer), в разрезе Тюбеджик на п-ове Тюбкараган — карина *Cretiscalpellum striatum* (Darwin). Оба вида являются характерными сенонскими формами, имеющими широкий стратиграфический диапазон.

Исключительно своеобразен и не имеет аналогов в других районах комплекс усонагих раков нижнего кампана (пачки I и II на востоке Мангышлака). Он широко распространен на Мангышлаке от западного чинка Устюрта (местонахождения Жосалы и Найза, колодец Кугусем) через гору Теюсу севернее пос. Сенек до ущелья Суллукапы на Южном Актау и гор Аксыиртау и Жалган на Северном Актау. В состав этого комплекса входят всего три вида: *Cretiscalpellum naidini* sp. nov., *C. sharapovi* sp. nov. и *Arcoscalpellum maximum* (J. de C. Sowerby). В большинстве разрезов встречаются крайне характерные по очертаниям и со специфической скульптурой таблички *Cretiscalpellum naidini* sp. nov., преобладающие по численности. Полный набор указанных выше видов обнаружен только в местонахождениях Жосалы и Теюсу. По-видимому, эндемичный *Cretiscalpellum naidini* sp. nov. широко распространен в Закаспии, поскольку в сборах В.Г. Кликушина он имеется из нижнего кампана в разрезе по р. Сумбар в Западном Копетдаге (Южная Туркмения).

Писчий мел верхнего кампана, накапливавшийся на сравнительно больших глубинах и представлявший собой на дне жидкий и крайне нестабильный осадок, был почти лишен твердых субстратов, необходимых для существования усонагих. По всей вероятности, именно эта особенность определила большую редкость остатков усонагих в отложениях верхнего кампана.

На Восточном Мангышлаке в пачке IV нижней части верхнего кампана присутствуют редкие таблички *Arcoscalpellum maximum* (J. de C. Sowerby). Этот же вид встречен на уровне верхнего кампана в разрезах Аксыиртау (Найдин и др., 1984, с. 34—35, рис. 7, обр. АК-11-19, АК-16) и Байсарлы. В верхней пачке верхнего кампана на Восточном Мангышлаке, которая сложена чистым массивным писчим мелом с *Belemnites naidini* Kongiel, в разрезе чинка южнее горы Найза обнаружен единственный скут, описанный как *Virgiscalpellum mangyshlakense* sp. nov.

Маастрихт, особенно нижний, на Мангышлаке богат остатками усонагих раков. Нижняя часть маастрихта на Восточном Мангышлаке сложена зеленовато-серыми глинистыми мергелями. Таблички усонагих раков многочисленны, но среди них доминирует *Arcoscalpellum maximum* (J. de C. Sowerby), реже встречаются *Arcoscalpellum fossula* (Darwin), *A. cylindraceum* (Darwin), *A. bellicosum* sp. nov., *Cretiscalpellum glabrum* (Roemer), *C. striatum* (Darwin), *Brachylepas nervosa* sp. nov., очень редки *Brachylepas naissantii* (Hébert). Во многих нижнемаастрихтских местонахождениях Мангышлака (Теюсу, Аксыиртау, Табаната, Бесокты, Байсарлы, Чакпакмурун) найдены таблички только *Arcoscalpellum maximum* (J. de C. Sowerby), поскольку его крупные клювообразные карины легко бросаются в глаза геологам. Этот вид приурочен к относительно глубоководным фациям мергелей и писчего мела. По сравнению с комплексами усонагих раков из более мелководных фаций нижнего маастрихта Северного Донбасса и Крыма (Алексеев, 1974, 1976, 1978) на Мангышлаке отсутствуют такие формы, как *Calantica (Scillaelepas) gracilis* (Roemer) и *C. (S.) darwiniana* (Bosquet), значительно реже встречаются брахилепатиды, из которых заметную роль играет лишь *Brachylepas nervosa* sp. nov.

В верхнем маастрихте остатки усонагих попадают значительно реже, чем в нижнем. На Восточном Мангышлаке они встречены только в мергелях нижней части верхнего маастрихта (пачка IX) местонахождения Босага, где найдены *Arcoscalpellum maximum* (J. de C. Sowerby) и *Brachylepas naissantii* (Hébert). Залегающие на пачке IX с размывом желтовато-белые известняки вверху с гравийными зернами фосфоритов (пачка X) остатков усонагих не содержат.

На Северном Актау в местонахождении Аксыиртау верхний маастрихт представлен органогенно-детритовыми известняками, в которых редко встречаются таблички *Arcoscalpellum maximum* (J. de C. Sowerby). Севернее, в разрезах Кызылсай и Кошак, приуроченных к более прогнутой части бассейна, верхний маастрихт сложен писчим мелом, содержащим редкие таблички *Arcoscalpellum maximum* (J. de C. Sowerby) и *Brachylepas nervosa* sp. nov. В микропалеонтологических отмытках из терминального маастрихта в разрезе Кызылсай обнаружены единичные таблички *Zeugmatolepas cretae* (Steenstrup) и *Verruca prisca* Bosquet.

Смена усонагих раков на рубеже мела и палеогена

Как отмечалось ранее (Алексеев, 1976, 1982), на рубеже мела и палеогена происходит существенная смена комплексов усонагих раков. Из 9 существовавших в маастрихтском веке родов вымирают четыре. Смена на видовом уровне не менее впечатляюща — из 23 позднемаастрихтских видов в дании продолжали существовать только два. Однако это кумулятивные цифры, которые вовсе не означают, что все эти роды

и виды исчезли непосредственно на рубеже маастрихта и дания. Для корректного анализа мел-палеогенового массового вымирания необходимы более точные сведения о распространении усонюгих раков в полных разрезах, желательна с иридиевой аномалией, указывающей на присутствие в них терминальных слоев маастрихта и самых ранних осадков дания.

К сожалению, до сих пор такие наблюдения отсутствовали по объективным причинам. В Западной Европе с этой точки зрения граница мела и палеогена не изучалась. В Юго-Западном и Центральном Крыму, где усонюгие раки собирались целенаправленно (Алексеев, 1976), между маастрихтом и данием повсеместно развит перерыв. Там, где его амплитуда сокращается и присутствует терминальный маастрихт (Алексеев, 1989, пачка XXIV), в пограничных слоях усонюгие раки не обнаружены.

Уникальным регионом для летописи событий, происходивших на рубеже мела и палеогена среди усонюгих раков, является Мангышлак. Расположенный на севере Мангышлака разрез Кызылсай остается единственным, где благодаря детальным исследованиям группы специалистов под руководством Д.П. Найдина удалось зафиксировать положение последних находок усонюгих раков в разрезе терминального маастрихта, венчающегося глинистым прослоем с иридиевой аномалией (Найдин и др., 1982; Назаров и др., 1983; Naidin, 1996). Ранее здесь была детально проанализирована смена брахиопод и морских ежей (Найдин и др., 1990).

В разрезе Кызылсай наиболее частым видом усонюгих, который присутствует в терминальном маастрихте (верхние 1,2 м), является *Arcoscalpellum maximum* (J. de C. Sowerby). Его таблички встречены в интервале 0,5–1,2 м (обр. Кз206-2-4), 0,5–0,6 м (обр. Кз206-4) и 0,1–0,2 м (обр. Кз350) ниже границы и, наконец, самая последняя карина этого вида найдена всего лишь в нескольких сантиметрах ниже пограничного глинистого горизонта с иридиевой аномалией. Кроме того, в верхних 40 см маастрихтского мела обнаружена карина *Brachylepas nervosa* sp. nov. К этим двум видам, являющимся весьма характерными для второй половины позднего мела на востоке Европейской палеобиогеографической области и которые не переходят в палеоцен, но имеют таблички большого размера (в среднем 1–2 см), необходимо добавить еще два мелких вида. В микропалеонтологических отмытках из образцов, взятых в 0–5 см ниже границы маастрихта и дания в разрезе Кызылсай из монолита, в котором определялось содержание иридия (Найдин и др., 1982; Назаров и др., 1983), встречены единичные таблички *Zeugmatolepas cretae* (Steenstrup) и *Verruca prisca* Bosquet. Первый из этих видов имеет полный стратиграфический диапазон верхний турон–даний. В Западной Европе он нередок в датском ярусе и на этом стратиграфическом уровне он обнаружен также и в Центральном Крыму (Шиманский, Алексеев, 1975), тогда как второй вид характерен для маастрихта.

Таким образом, из четырех существовавших в самом конце мела на Мангышлаке видов усонюгих раков, три вымирают непосредственно на этом рубеже. Кроме того, теперь можно считать, что три вида из 21, известного в позднем маастрихте и не переходящего в даний, доживают до самого конца маастрихтского века.

К сожалению, на Мангышлаке остатки усонюгих раков в датских известняках до сих пор никому не удалось обнаружить. С одной стороны, это может быть связано со значительной прочностью этих пород, а с другой — объясняется повсеместной редкостью усонюгих раков в отложениях нижней части палеоцена. Усонюгие раки становятся более частыми и в Западной Европе и в Северной Америке, начиная с середины дания и, особенно, в верхнем палеоцене. Недавно в нижней части датского яруса Туниса в разрезе Эль-Кеф (стратотип нижней границы этого подразделения; Molina et al., 2006) обнаружен новый вид *Verruca punica* (Buckeridge et al., 2008).

Описание новых таксонов

Ниже приведено описание новых видов усонюгих раков. При этом используется ряд сокращений. В тексте описаний сокращения обозначают следующие особенности морфологического строения табличек: БК — базальный край, БР — базальное ребро, ВКК — верхнекаринальный край, ИМК — инфрамедиолатеральный край, КК — каринальный край, ЛК — латеральный край, НКК — нижнекаринальный край, ОК — окклюдентный край, ОР — окклюдентное ребро, СК — скутальный край, СР — скутальное ребро, ТК — тергальный край, ТУ — тергальный угол, ЯА — ямка аддуктора.

В графе “Размеры” использованы следующие сокращения: АУ — апикальный угол, ВВ — выпуклость базального края, ВВК — выпуклость верхнекаринального края, ВИМЛ — выпуклость инфрамедиолатерального края, ВК — выпуклость каринального края, ВКЛ — выпуклость килля, ВЛ — выпуклость латерального края, ВНК — выпуклость нижнекаринального края, ВО — выпуклость окклюдентного края, Г — глубина, Д — длина, ДБ — длина базального края, ДБЧ — длина базальной части, ДВК — длина верхнекаринального края, ДИМЛ — длина инфрамедиолатерального края, ДК — длина каринального края, ДЛ — длина латерального края, ДНК — длина нижнекаринального края, ДО — длина окклюдентного края, ДС — длина скутального края, ДТ — длина тергального края, ДТЛ — длина терголатерального края, И — изогнутость, Ш — ширина, ШИП — ширина интрапариетальной поверхности, ШП — ширина париетальной поверхности. Следует отметить, что значения выпуклости того или иного края могут быть равны 0 (край прямой) либо приведены со знаком минус, что означает не выпуклость, а вогнутость края на соответствующую величину.

В графе «Материал» после чисел, обозначающих количество собранных в данном местонахождении табличек того или иного типа, приведены буквы, указывающие тип таблички: к — карина, кл — каринолатералия, р — ростр, с — скут, ск — субкарина, т — терг.

В качестве основы принята классификация усоногих раков на уровне высших таксонов, опубликованная Г.Б. Зевинной (1982) и существенно модифицированная Дж. Бакериджем и У. Ньюменом (Buckeridge, Newman, 2006).

Изученная коллекция хранится на кафедре палеонтологии геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова под номером 270.

Тип Arthropoda

Подтип Crustaceomorpha

Класс Cirripedia Burmeister, 1834

Надотряд Thoracica Darwin, 1854

Отряд Scalpelliformes Buckeridge et Newman, 2006

Надсемейство Pollicipedoidea Leach, 1817

Семейство Scalpellidae Pilsbry, 1907

Подсемейство Calanticinae Zevina, 1978

Род *Cretiscalpellum* Withers, 1932

Cretiscalpellum naidini Alekseev, sp. nov.

Рис. 4, фиг. 1—11

Cretiscalpellum naidini: Алексеев, 1979, с. 23; Найдин и др., 1984, с. 27 (nomen nudum).

Название вида в честь палеонтолога и стратиграфа Д.П. Найдина.

Голотип — каф. палеонтологии МГУ, экз. 270/7; правый терг; Восточный Мангышлак, западный чинк Устюрта, урочище Жосалы; нижний кампан, пачка II; рис. 4, фиг. 6.

Материал. 179 табличек, в том числе 13 карин, 71 скут, 70 тергов, 2 ростра, 1 каринолатералия и 22 субкарини. Восточный Мангышлак, западный чинк Устюрта, гора Найза, нижняя часть нижнего кампана, обр. 1676, сборы А.С. Алексеева, 1971 г. — 1к; Восточный Мангышлак, западный чинк Устюрта, урочище Жосалы, нижний кампан, обр. 1736, 1737, 1738, сборы А.С. Алексеева, 1971 г. — 8к, 18с, 13т, 1р, 1ск, 1 кл; Мангышлак, западный чинк Устюрта около колодца Кугусем, нижний кампан, обр. 362, сборы В.Г. Кликушина, 1973 г. — 1т; Мангышлак, гора Теюсу в 40—50 км севернее пос. Сенек, нижний кампан, обр. 391, сборы В.Г. Кликушина, 1973 г. — 1к, 45с, 46т, 1р, 19ск; Мангышлак, Северный Актау, гора Аксыиртау в 15 км восточнее пос. Шетпе, нижний кампан, обр. 4051, сборы В.Г. Кликушина, 1973 г. — 2с, 1т, 1ск; там же, обр. Ак-11-4, сборы Д.П. Найдина, 1980 г. — 2к; Мангышлак, Западный Каратау, ущелье Суллукапы, нижний кампан, обр. 128/46, сборы В.И. Железко, 1970 г. — 1т; там же, обр. 5/6, сборы Л.Г. Эндельмана, 1970 г. — 1с, 1т; там же, обр. С76, С78, С79 и С80-81, сборы Д.П. Найдина, 1979 г. — 1к, 3с, 4т, 1ск; Мангышлак, гора Жалган, нижний кампан, обр. Ж20, Ж23, сборы Д.П. Найдина, 1979 г. — 2с; Западный Копетдаг,

р. Сумбар, пос. Каракала, нижний кампан, обр. без номера, сборы В.Г. Кликушина — 3т.

Общая характеристика. Судя по реконструкции (рис. 3), сравнительно крупный (до 1,5 см в высоту) капитул обладал массивным тергом. Все таблички имеют утолщенную срединную часть и покрыты редкими, но резкими ребрами.

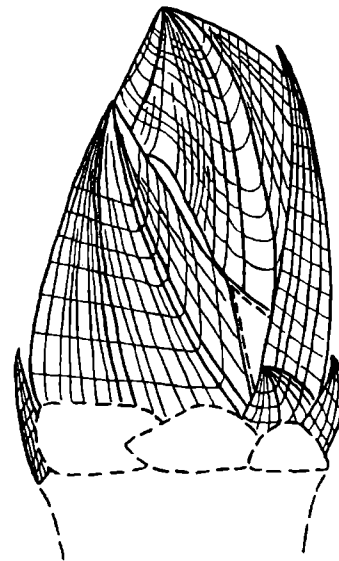
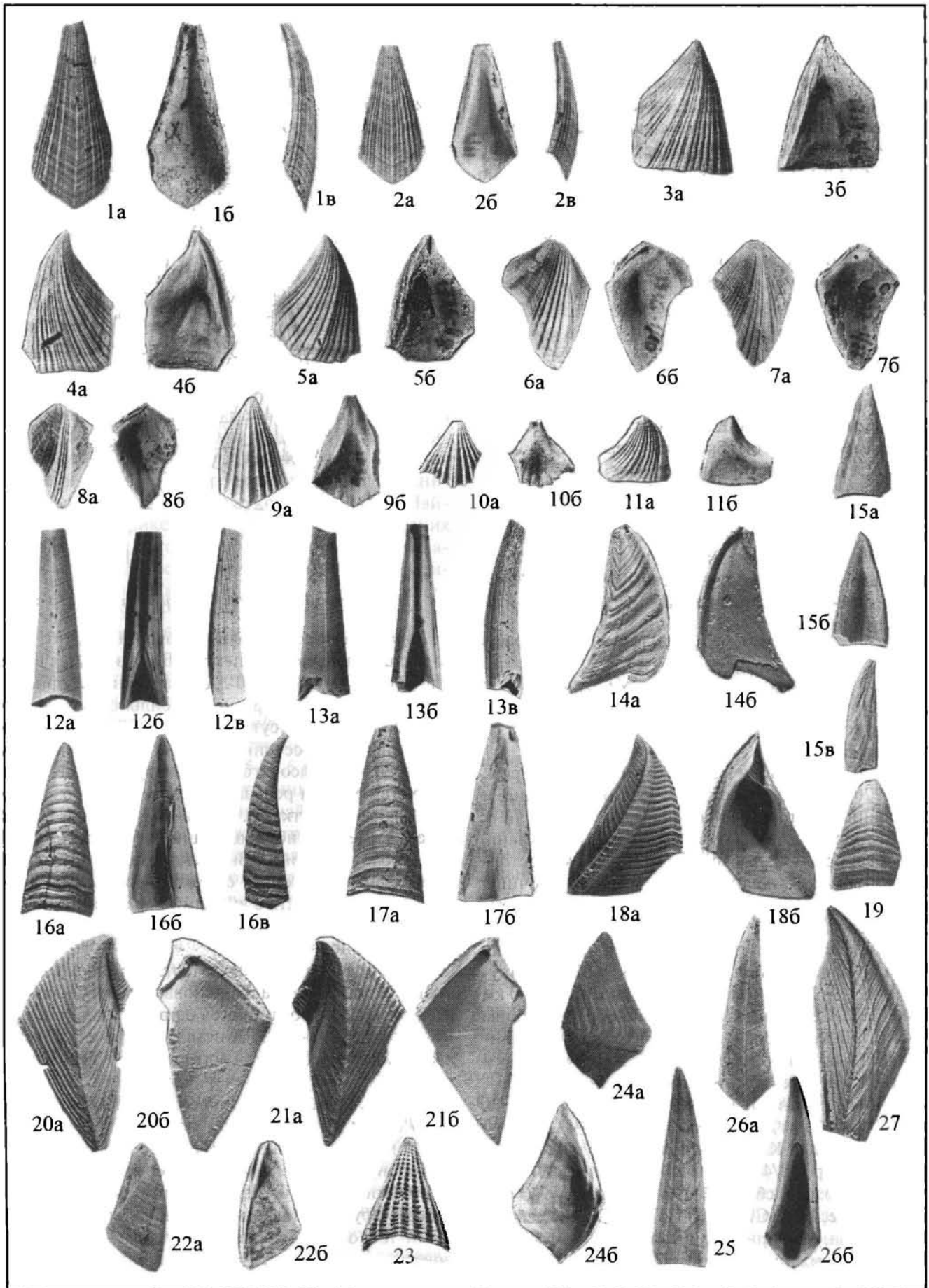


Рис. 3. Реконструкция капитула *Cretiscalpellum naidini* sp. nov. (×3)

Карина высокотрехугольных очертаний, постепенно расширяющаяся от апекса к БК, изогнутая внутрь. Апикальный угол 25—30°. Длина таблички примерно в три раза больше ширины. БК сильновыпуклый, угловатый. Шпоры отсутствуют или очень слабо развиты. Поперечное сечение округло-треугольное. Киль в виде узкого и высокого ребра. Наружная поверхность покрыта резкими ребрами, разделенными очень широкими промежутками. Ребра сближены у боковых краев и имеют наибольшую ширину в средней части обеих половин карины. Внутренняя поверхность вогнута на всем протяжении, однако относительно короткая апикальная часть с линиями нарастания (не более трети длины таблички) заметно утолщена и здесь вогнутость выполаживается.

Скут трапецеидальных очертаний, апекс заметно загнут в сторону терга. Сильновыпуклый ОК длиннее всех остальных, соединяется с прямым или вогнутым БК под углом 70—90°. ЛК немного короче ТК, выпуклый, иногда с небольшой вогнутостью у ТУ. ТК вогнутый или волнистый за счет появления особой части таблички с внешней стороны от ребра, ограничивающего этот край в обычном случае. Киль имеет вид в различной степени расширенного ребра, выпуклого в сторону ОК. БР подходит к середине БК или немного ближе к БУ и лишь незначительно шире других ребер. Наружная поверхность покрыта резкими округлыми тесно расположенными ребрами. Внутренняя поверхность обычно бугристая, в средней части иногда заметны продольные валики. ЯА небольшая, широко



открыта в сторону БК. Торцовая поверхность ОК расширена и отделена от остальной части таблички узким и острым гребнем. Апикальная часть таблички утолщена. Апикальный желобок небольшой, неглубокий, серповидной формы и располагается у ТК.

Размеры скута, мм

№	Д	Ш	ДО	ВО	ДБ	ВБ	ДЛ	ВЛ	ДТ	ДКЛ	ВКЛ
270/27	11,7	7,4	11,7	1,4	6,9	-0,3	3,9	0,4	7,2	10,7	1,6
270/4	14,0	8,4	14,0	1,5	8,5	-0,2	5,6	0,0	8,0	13,1	1,6
270/3	12,5	9,3	13,0	0,7	8,7	0,0	6,1	0,2	7,3	13,0	1,0
270/28	12,2	7,6	12,1	1,1	6,8	0,0	5,2	0,1	6,9	11,7	1,2
270/29	7,7	6,6	7,7	0,6	4,5	0,0	3,6	0,3	4,4	7,8	0,8

Терг ромбических очертаний, с очень маленьким апексом сильно загнутым в сторону скута, весьма массивный. Толщина терга в области кия может достигать 2—3 мм. Длина примерно в полтора-два раза превышает ширину. ОК прямой или в различной степени выпуклый. Выпуклость связана с разрастанием этого края с внешней стороны от ОР. СК волнистый, выпуклый в пределах ОР и в базальной части, но вогнутый между ними. Выпуклый НКК заметно длиннее в различной степени выпуклого ВКК. Киль в виде сильно выступающего над поверхностью таблички выпуклого в сторону карины ступенеобразного, иногда горбообразного возвышения. Табличка вдоль кия и прилежащего к нему участка скутальной части очень сильно вздута и утолщена. Каринальная часть обычно уже скутальной, но ширина ее сильно варьирует. ОР широкое, сильно вздуто и в свою очередь покрыто несколькими ребрышками. СР не различается. Наружная поверхность таблички ребристая. Ребра на каринальной части и окклюдентной половине скутальной части узкие и разделены широкими промежутками. Вдоль кия по наиболее вздутой части таблички проходят 3—4 валиковидных тесно сближенных ребра. Внутренняя поверхность гладкая, вогнутая продольно. Апикальная часть с линиями на-

растания очень узкая. ВКК выступает над внутренней поверхностью и отделяется от нее довольно высоким гребнем. Под апексом часто имеется овальное углубление.

Размеры терга, мм

№	Д	Ш	ДО	ВО	ДС	ДНК	ВНК	ДВК	ВВК	ВКЛ
270/6, голотип	12,7	8,0	6,2	1,0	8,4	8,7	0,4	5,8	0,7	2,0
270/30	9,4	6,0	4,1	0,3	7,3	7,3	0,5	3,8	0,3	1,6
270/31	12,9	7,9	4,9	0,0	10,1	8,7	0,3	6,3	0,9	1,8
270/7	12,4	7,5	5,0	0,0	9,6	10,0	0,7	5,3	0,3	1,0
270/32	9,9	6,5	4,1	0,1	8,1	6,6	0,2	4,8	0,0	0,8
270/33	16,9	10,2	8,0	0,0	11,1	13,2	0,6	6,0	0,5	0,5

Ростр треугольных очертаний, почти равносторонний, слабо изогнутый внутрь. Длина примерно равна ширине. Базальный край сильновыпуклый, зазубренный. Наружная поверхность покрыта очень высокими узкими ребрами. Киль образуют два сближенных ребра, проходящих вдоль оси таблички. Внутренняя поверхность вогнута в базальной части, где у БК наблюдаются небольшие складки, отражающие наружную ребристость. Апикальная часть с линиями нарастания короткая, занимает менее трети длины таблички и спускается довольно широкими ветвями вдоль боковых краев роста.

Размеры ростра, мм

№	Д	Ш	ВБ
270/10	6,8	6,2	1,2

Каринолатералия треугольных очертаний. КК длинный, сильновыпуклый. Базальный край прямой. Выпуклый ИМК очень короткий. ЛК вогнутый. Вдоль КК проходит широкий плоский валик. От апекса к месту соединения БК и ИМК проходят два ребра. Наружная поверхность таблички покрыта высокими

Фиг. 4. Усоногие раки, обнаруженные в верхнемеловых отложениях Мангышлака. Везде $\times 2$, а — снаружи, б — изнутри, в — сбоку. Фиг. 1—11 — *Cretiscalpellum naidini* sp. nov.: 1 — экз. 270/1, карина; Жосалы, нижний кампан, обр. 1736; 2 — экз. 270/2, карина, Жосалы, нижний кампан, обр. 1737; 3 — экз. 270/3, скут, Жосалы, нижний кампан, обр. 1737; 4 — экз. 270/4, скут, Жосалы, нижний кампан, обр. 1737; 5 — экз. 270/5, скут, Жосалы, нижний кампан, обр. 1736; 6 — экз. 270/6, голотип, терг, Жосалы, нижний кампан, обр. 1736; 7 — экз. 270/7, терг, Жосалы, нижний кампан, обр. 1737; 8 — экз. 270/8, терг, Жосалы, нижний кампан, обр. 1736; 9 — экз. 270/9, субкарина, Жосалы, нижний кампан, обр. 1736; 10 — экз. 270/10, ростр, Жосалы, нижний кампан, обр. 1737; 10а — снаружи, 10б — изнутри; 11 — экз. 270/11, каринолатералия, Жосалы, нижний кампан, обр. 1737. Фиг. 12, 13 — *Cretiscalpellum sharapovi* sp. nov.: 12 — экз. 270/12, голотип, карина, Жосалы, нижний кампан, обр. 1736; 13 — экз. 270/13, карина, Жосалы, нижний кампан, обр. 1736. Фиг. 14, 15 — *Arcoscalpellum moskvini* sp. nov.: 14 — экз. 270/14, терг, Босага, нижний маастрихт, обр. 1717; 15 — экз. 270/15, голотип, карина, Босага, нижний маастрихт, обр. 1717. Фиг. 16—21 — *Brachylepas nervosa* sp. nov. 16 — экз. 270/16, карина, Аксай, нижний маастрихт, обр. 1631; 17 — экз. 270/17, карина, Аксай, нижний маастрихт, обр. 1632; 18 — экз. 270/18, скут, Аксай, нижний маастрихт, обр. 1632; 19 — экз. 270/19, ростр, Аксай, нижний маастрихт, обр. 1632; 20 — экз. 270/20, терг, Юго-Западный Крым, р. Бодрак, с. Скалистое, нижний маастрихт, обр. 5112; 21 — экз. 270/21, голотип, терг, Юго-Западный Крым, гора Бешкош, нижний маастрихт, обр. 9026. Фиг. 22 — *Loriculina laevissima* (Zittel), экз. 270/22, скут, Жосалы, верхний турон, обр. 1732. Фиг. 23 — *Brachylepas naissantii* (Hebert), экз. 270/23, карина, Аксай, нижний маастрихт, обр. 1632, снаружи. Фиг. 24 — *Virgiscalpellum mangyshlakense* sp. nov., экз. 270/24, скут, Найза, верхний кампан, обр. 1695. Фиг. 25 — *Arcoscalpellum angustatum* (Geinitz), экз. 270/25, карина, Жосалы, верхний турон, обр. 1732, снаружи. Фиг. 26 — *Cretiscalpellum billaulti* (Repon), экз. 270/26, карина, Жосалы, верхний турон, обр. 1732. Фиг. 27 — *Arcoscalpellum maximum* (J. de C. Sowerby), экз. 270/34 терг, Босага, нижний маастрихт, снаружи

ребрами, разделенными широкими промежутками. Внутренняя поверхность гладкая, почти плоская. Вдоль КК и ЛК располагаются широкие площадки с линиями нарастания.

Размеры каринолатералии, мм

№	Д	Ш	ДЛ	ВЛ	ДИМЛ	ВИМЛ	ДБ	ВБ	ДК	ВК
270/11	6,5	6,7	6,5	-0,2	2,0	0,2	5,9	0,2	6,5	1,1

Субкарина треугольных очертаний. Апикальный угол около 50°. Длина примерно в полтора раза больше ширины. Базальный край сильновыпуклый, угловатый. Наружная поверхность покрыта высокими и узкими ребрами, разделенными широкими промежутками. Линии нарастания нескольких порядков, слабо заметные. Внутренняя поверхность вогнута в базальных двух третях. Апикальная часть с линиями нарастания, короткая. Вдоль боковых краев имеются утолщения.

Сравнение. От наиболее близкого по скульптуре табличек вида *Cretiscalpellum striatum* (Darwin, 1851) отличается очень сильно вздутым тергом с широким окклюдентным ребром и широкой, округлой в поперечном сечении кариной. По форме карины сходен с *Cretiscalpellum subcarinatum* Withers, 1935, но имеет значительно большие размеры этой таблички с более грубой скульптурой.

Распространение. Нижний кампан Мангышлака и Западного Копетдага.

Cretiscalpellum sharapovi Alekseev, sp. nov.

Рис. 4, фиг. 12, 13

Cretiscalpellum sharapovi: Алексеев, 1979, с. 23 (nomen nudum).

Название вида в честь геолога А.И. Шарапова.

Голотип — кафедра палеонтологии МГУ, экз. 270/12, карина, Восточный Мангышлак, западный чинк Устюрта, урочище Жосалы; нижний кампан, пачка II, обр. 1736-1; рис. 4, фиг. 12.

Материал. 4 карины из типового местонахождения.

Описание. Карина высокотрехугольных очертаний, изогнутая наружу в апикальной части, равномерно расширяющаяся от апекса к БК. Апикальный угол 10—12°. Длина в четыре—пять раз больше ширины. БК сильновыпуклый, угловатый. Шпоры на базолатеральных углах развиты хорошо. Киль в виде высокого, но очень узкого ребра. Поперечное сечение карины округлое, боковые стороны выпуклые. Наружная поверхность покрыта многочисленными тонкими ребрами, разделенными узкими промежутками. Линии нарастания не менее двух порядков. Наиболее резкие из них в виде высоких валиков располагаются через 1—3 мм. Внутренняя поверхность вогнута лишь в базальной половине. Даже у БК боковые края утолщены и несут вогнутые или плоские площадки с линиями нарастания. Апикальная часть таблички очень массивная, покрыта линиями нарастания и несет в середине глубокий срединный желобок шириной не более 1 мм.

Сравнение. По сравнению с *Cretiscalpellum filosum* (Withers, 1910) карина этого вида отличается значительно большей длиной массивной апикальной части со срединным желобком и более резко выраженным килем.

Распространение. Нижний кампан Мангышлака.

Подсемейство Arcoscalpellinae Zevina, 1978

Род *Arcoscalpellum* Hoek, 1907

Arcoscalpellum moskvini Alekseev, sp. nov.

Рис. 4, фиг. 14, 15

Pollicipes angelini: Woodward, 1906, fig. 25.

Scalpellum (Arcoscalpellum) maximum: Withers, 1923, p. 20, pl. 1, fig. 34, 35 (только); Withers, 1935, p. 239, pl. 30, fig. 2, 6; pl. 31, fig. 7, 8 (только); Carlsson, 1953, p. 18, pl. 4, fig. 11—13 (только).

Название вида в честь палеонтолога и стратиграфа М.М. Москвина.

Голотип — кафедра палеонтологии МГУ, экз. 270/15, карина; Восточный Мангышлак, западный чинк Устюрта, урочище Босага; верхний мел, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 1717; рис. 4, фиг. 15.

Материал. 15 табличек, в том числе 9 карин, 1 скут и 5 тергов. Восточный Мангышлак, западный чинк Устюрта, урочище Босага, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 1717, сборы А.С. Алексеева, 1971 г. — 5к, 1с, 5т; Южный Урал, Актюбинская обл., пос. Родниковский, нижний маастрихт, карьер белого писчего мела, обр. 125, сборы Ю.А. Арндта, 1959 г. — 3к; Поволжье, Пензенская обл., р. Маровка, д. Калиновка, верхний сантон или нижний кампан (вероятно, птериевые слои), обр. 194, сборы геологов Рузаевской партии Рязано-Пензенской экспедиции, 1949 г., передан А.А. Эрлангером — 1к.

Описание. Карина высокотрехугольных очертаний, прямая или очень слабо изогнутая внутрь, сначала быстро, а потом очень медленно расширяющаяся от апекса к БК. Длина таблички приблизительно в четыре раза больше максимальной ширины. Место наибольшей ширины располагается в средней части таблички. Апикальный угол 22—25°. БК очень сильновыпуклый, угловатый. Базальный угол около 90°. Текральная поверхность исключительно сильно сводобразно выпуклая, округлая в поперечном сечении, отделена от париетальной части одним или несколькими сглаженными ребрами. Интрапариетальная поверхность, имеющая наибольшую ширину в апикальной трети, отделяется от париетальной узким, но довольно сильно выступающим ребром и занимает примерно половину длины боковой стороны таблички. Текральная поверхность покрыта широкими плоскими ребрами, часто плохо заметными, которые разделены узкими промежутками. Линии нарастания многочисленные, двух порядков и слабо выражены. Внутренняя поверхность глубоко вогнута почти на всем протяжении, однако наибольшая глубина располагается на расстоянии одной трети или половины длины таблички от апекса.

№	Д	Ш	Г	ШП	ШИП	АУ	ДАЧ
270/35	26,6	6,2	5,4	1,5	2,7	14	4,0
270/36	11,0	5,0	3,3	0,9	1,7	23	3,6
270/15	10,5	4,9	3,1	0,6	1,4	31	3,3
270/37	13,2	4,3	2,7	0,6	1,5	31	5,1

Скут треугольных очертаний, апекс прямой. ОК длинный, прямой или слабовыпуклый, соединяется с прямым или слабовогнутым БК на ранних стадиях роста под углом около 80° , а на поздних — около 50° . ЛК и ТК, судя по линиям нарастания, у молодых табличек обособлены, но у взрослых представляют собой единый терголатеральный край. Киль прямой или слабовыпуклый в сторону ОК, сравнительно слабо выражен и делит табличку на две неравные части. Тергальная часть у крупных табличек в четыре и более раз уже окклюдентной. Наружная поверхность покрыта многочисленными неясными плоскими струйками. Внутренняя поверхность вогнута, ЯА слабо обособлена и сдвинута ближе к БК. В апикальной части вдоль ОК на половину его длины протягивается широкий АЖ. Осевая часть апекса без линий нарастания и выступает в виде гребня.

Терг треугольных очертаний, иногда приобретает серповидную форму. Апекс слегка загнут в сторону карины. Длина таблички почти в три раза больше ее ширины. ОК длинный, обычно длиннее СК, сильно-выпуклый. СК волнистый, сильновыпуклый в пределах ОР (по мере роста выпуклость увеличивается). ОР занимает примерно одну треть — одну четверть длины края, и выпуклый на остальной части. КК не делится на нижнюю и верхнюю части, очень сильно вогнутый. Апикально-базальный желобок узкий, выпуклый в сторону скута, делит табличку на резко неравные части, так как сильно приближен к КК. ОР плоское, слабо отделено от остальной части таблички. Наружная поверхность покрыта многочисленными струйками, лучше всего заметными на том участке скутальной части таблички, который прилегает к апикально-базальному желобку. Линии нарастания двух порядков, промежутки между ними сильно изменяются по ширине. Внутренняя поверхность плоская за исключением той части, которая примыкает к ОК, где наблюдается небольшое понижение. Апикальная часть с линиями нарастания короткая и спускается одной из ветвей вдоль всего ОК.

Сравнение. Очень сильная выпуклость тектальной поверхности карины, слабое развитие ограничивающих ее ребер в сочетании с большой глубиной этой таблички хорошо отличают этот вид от сходного *Arcoscalpellum tringhamense* Withers, 1935 из верхнего кампана и нижнего маастрихта Англии. От наиболее близкого *Arcoscalpellum cylindraceum* (Darwin, 1851), широко распространенного в кампане и маастрихте

Европейской палеобиогеографической провинции и также имеющего сильно выпуклую тектальную поверхность карины, *A. moskvini* sp. nov. отличается вогнутостью карины почти на всем ее протяжении и слабым утолщением ее апикальной части, тогда как у *A. cylindraceum* карина массивная и часто овальная в поперечном сечении. Некоторое сходство карины *A. moskvini* sp. nov. отмечается с кариной обычного сенонского вида *Arcoscalpellum maximum* (J. de C. Sowerby). Однако у первого ребра, ограничивающие тектальную поверхность и разделяющие париетальную и интерпариетальную поверхности развиты слабее, чем у последнего. Скут *A. moskvini* sp. nov. отличается от скута *A. maximum* треугольной формой и узкой тергальной частью. Кроме того, серповидная форма терга хорошо отличает этот вид от всех других видов рода *Arcoscalpellum*.

Замечания. По набору признаков этот вид занимает промежуточное положение между *A. maximum* и *A. cylindraceum* и, как можно видеть из синонимии, смешивался с первым. В частности, Т. Уитерс (Withers, 1935) не отличал скуты этих двух видов друг от друга.

Распространение. Верхний мел, верхний сантон или нижний кампан—нижний маастрихт Англии, Германии, России (Поволжье), Казахстана (Мангышлак и Мугоджары).

Подсемейство Scalpellinae Pilsbry, 1907

Род *Virgiscalpellum* Withers, 1935

Virgiscalpellum mangyshlakense Alekseev, sp. nov.

Рис. 4, фиг. 24

Virgiscalpellum mangyshlakense: Алексеев, 1979, с. 23 (nomen nudum).

Название вида от п-ова Мангышлак.

Голотип — кафедра палеонтологии МГУ, экз. 270/24, правый скут; Восточный Мангышлак, западный чинк Устюрта, овраг в 5 км южнее горы Найза; верхняя часть верхнего кампана, пачка VI, в 5 м выше основания, обр. 1695; рис. 4, фиг. 24.

Материал. Голотип.

Скут ромбических очертаний. ОК длиннее других, сильновыпуклый, его апикальная часть в 1,6 раза длиннее базальной. Базальный угол острый, около 80° . БК на ранних стадиях роста прямой, впоследствии вогнутый, очень плавно переходит в слабовогнутый ТК. Вдоль апикальной части ОК проходит очень слабо выраженная пологая депрессия, отделяющая неотчетливое ОР от остальной части таблички. Макушка субцентральной, расположена несколько ближе к базальному углу, чем к апексу. Наружная поверхность почти совсем гладкая и кроме слабых линий нарастания, повторяющих контуры таблички, лишь иногда заметны исключительно слабые радиальные струйки. Внутренняя поверхность гладкая. Глубокая ЯА не имеет ясных границ и плавно расширяется к БК и ТК. Вдоль ОК проходит площадка шириной до 0,8 мм с линиями нарастания.

Размеры skuta, мм

№	Д	Ш	ДБ	ДТ
270/24, голотип	15,0	8,5	7,0	10,6

Сравнение. Почти полное отсутствие радиальной скульптуры отличает skut этого вида от аналогичных табличек европейских представителей данного рода: *V. darwinianum* (Bosquet, 1854) и *V. beisseli* (Bosquet et Müller in Bosquet, 1857). От близкого по возрасту и также характеризующегося резко ослабленной скульптурой всех табличек *V. inornatum* Zullo et Sohl, 1985 из верхнекампанской формации Блэк-Крик Северной Каролины в США (Zullo, Sohl, 1985) отличается значительно большей шириной skut, менее отчетливой ямкой аддуктора и слабо выраженным ОР.

Замечания. Похожий по форме skut известен также у некоторых видов современного рода *Oxynaspis* Darwin, 1851 (семейство Oxynaspididae Pilsbry, 1907), являющихся комменсалами антипатарий (Зевина, 1982). Однако этот род еще не указывался в ископаемом состоянии. Слабая изученность тонких особенностей строения скелета этой группы не позволяет провести адекватное сравнение. Отсутствие в изученном материале других табличек и прежде всего карины ограничивает возможности идентификации, поэтому мангышлакскую форму на основании общих особенностей строения skut целесообразнее рассматривать в составе рода *Virgiscalpellum* Withers, 1935.

Распространение. Верхний кампан Казахстана (Мангышлак).

Подотряд Brachylepadomorpha Withers, 1923

Семейство Brachylepadidae Woodward, 1901

Род *Brachylepas* Woodward, 1901

Brachylepas nervosa Alekseev, sp. nov.

Рис. 4, фиг. 16—21

Pollicipes glaber: Alth, 1848, p. 198, pl. 10, fig. 20; Савчинская, 1940, с. 180, табл. 3, фиг. 7.

Pollicipes maximus: Кнер, 1850, p. 35, pl. 5, fig. 12.

Mitella fallax: Bosquet, 1857, p. 17, pl. 2, fig. 1—12; pl. 3, fig. 1, 2.

Pollicipes fallax: Reuss, 1864, p. 240, pl. 3, fig. 1—6 (только).

Brachylepas (Pollicipes) fallax: Woodward, 1906, p. 340, fig. 5—18, 21—24.

Pycnolepas fallax: Withers, 1914, p. 175, pl. 7, fig.

Brachylepas fallax: Withers, 1935, p. 367, pl. 48, fig. 1—3, 5—17; Дрыгант, 1966, с. 116, табл., фиг. 9.

Calantica (Scillaelepas) valida: Дрыгант, 1966, с. 115, табл., фиг. 6 (только).

Calantica (Scillaelepas) dorsata: Дрыгант, 1966, с. 115, табл., фиг. 7.

Brachylepas nervosa: Алексеев, 1979, с. 23 (nomen nudum); Кликушин, 1981, с. 119, 121 (nomen nudum).

Название вида от nervosus (лат.) — жилистый, мускулистый.

Голотип — кафедра палеонтологии МГУ, экз. 270/21, правый терг; Юго-Западный Крым, Бахчисарайский р-он, гора Бешкош, юго-западный склон; верхний мел, верхняя часть нижнего маастрихта; рис. 4, фиг. 21.

Материал. Всего 151 табличка, в том числе 41 карина, 32 skut, 48 тергов и 30 ростров. Украина, Львовская обл., д. Красов, нижний маастрихт, обр. без номера, сборы Д.П. Найдина, 1949 г. — 1т; Украина, Львовская обл., с. Лапы, нижний маастрихт, обр. 6352, сборы Д.П. Найдина, 1956 г. — 1с; Юго-Западный Крым, Инкерманский р-он, гора Сахарная Головка, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 2582, сборы Д.П. Найдина, 1972 г. — 1р; Юго-Западный Крым, Куйбышевский р-он, правый берег р. Бельбек у с. Мало-Садовое, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 7037, сборы Д.П. Найдина, 1957 г. — 2с, 1р; Юго-Западный Крым, Куйбышевский р-он, правый берег р. Бельбек выше с. Мало-Садовое, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 2751 и 2753, сборы А.С. Алексеева, 1972 г. — 2к, 1с, 2т, 1р; Юго-Западный Крым, Бахчисарайский р-он, правый берег р. Качи у д. Баштановка, нижняя часть нижнего маастрихта, обр. 7, сборы Юрель, 1959 г. — 2с, 2т, 1р; там же, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 15, сборы Юрель, 1959 г. — 2к; Юго-Западный Крым, Бахчисарайский р-он, гора Бешкош, юго-западный склон, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 9095, сборы А.С. Алексеева, 1969 г. — 1к, 4с, 2р; там же, обр. без номера, сборы Д.П. Найдина, 1956 г. — 1к, 1т; там же, обр. 9026-1, сборы А.С. Алексеева, 1969 г. — 2к, 2т, 3р; там же, нижняя часть верхнего маастрихта, обр. 6319-3, сборы Ю.И. Каца, 1963 г. — 1к; Юго-Западный Крым, Бахчисарайский р-он, гора Улаклы, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 9025, сборы А.С. Алексеева, 1969 г. — 1к; Юго-Западный Крым, Бахчисарайский р-он, гора Кертмелик, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 9100, сборы А.С. Алексеева, 1969 г. — 1к, 2с; Юго-Западный Крым, Бахчисарайский р-он, овраг Чахмахлы, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. без номера, сборы студентов МГУ — 1к, 1р; Юго-Западный Крым, Бахчисарайский р-он, правый берег р. Бодрак, овраг Такма, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 9104-1, сборы А.С. Алексеева, 1969 г. — 1с; там же, обр. без номера, сборы студентов МГУ — 1к, 2с, 1р; Юго-Западный Крым, Бахчисарайский р-он, правый берег р. Кача, гора Тепекермен, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 8147-2, сборы Д.П. Найдина, 1957 г. — 4т, 1р; там же, обр. 16а, сборы Юрель, 1960 г. — 1р; Юго-Западный Крым, Бахчисарайский р-он, гора Чуфуткале, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 8072, сборы Д.П. Найдина, 1958 г. — 1р; там же, обр. 40, сборы Юрель, 1959 г. — 1с, 1т; там же, обр. без номера, сборы студентов МГУ, 1972 г. — 1р; Юго-Западный Крым, Бахчисарайский р-он, гора Яныхсырт, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 9099-1, сборы А.С. Алексеева, 1969 г. — 1т; Юго-Западный Крым, Бахчисарайский р-он, в подмыве левого берега р. Бодрак у окраины с. Скалистое, ниж-

ний маастрихт, образцы без номера, сборы студентов МГУ разных лет — 2к, 2с, 2т, 1р; Центральный Крым, Белогорский р-он, гора Аккая, нижний маастрихт, обр. 5144-1, сборы Д.П. Найдина, 1955 г. — 1к; там же, обр. 7605-5, сборы Д.П. Найдина, 1967 г. — 1к; там же, обр. 1100-1, сборы Д.П. Найдина, 1971 г. — 1с, 3т, 1р; там же, обр. 2714, 2715, 2542, сборы А.С. Алексеева, 1972 г. — 5к, 1с, 2т, 7р; Центральный Крым, Белогорский р-он, гора Юго-Восточная Аккая, нижняя часть верхнего кампана, обр. 1098, сборы Д.П. Найдина, 1971 г. — 1р; там же, нижняя часть нижнего маастрихта, обр. 2718, сборы А.С. Алексеева, 1972 г. — 1т; Центральный Крым, Белогорский р-он, р. Кучуккарасу, гора Бурундуккая, западный склон, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 2794, 2795, 2796, сборы А.С. Алексеева, 1972 г. — 1к, 3с, 2т, 1р; Центральный Крым, Белогорский р-он, р. Кучуккарасу, гора Бурундуккая, южный склон, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 1111, сборы Д.П. Найдина, 1971 г. — 1к, 2с, 1т; Северный Кавказ, Краснодарский край, р. Малая Лаба, гора Шедок, маастрихт, обр. 6212-3, сборы Ю.И. Каца, 1962 г. — 1к, 1с; Поволжье, Ульяновская обл., Сенгилей, нижний маастрихт, обр. 5, сборы Л.А. Висковдй, 1969 г. — 1т; Поволжье, Саратовская обл., г. Вольск, нижний маастрихт, обр. 2/4, сборы Л.Г. Эндельмана, 1974 г. — 1с; Прикаспий, Актюбинская обл., правобережье р. Уил в 2 км ниже пос. Теректы, нижний маастрихт, обр. 5419-1, сборы Д.П. Найдина, 1955 г. — 1к; Прикаспий, Гурьевская обл., Южная Эмба, купол Иманкара, нижний маастрихт, обр. без номера — 1т; Прикаспий, Актюбинская обл., правый и левый берег р. Эмбы, нижний маастрихт, обр. 86, сборы В.И. Самодурова — 1т; Прикаспий, Актюбинская обл., левобережье р. Эмбы, гора Куантайтау, нижний маастрихт, обр. 14а, сборы В.И. Железко, 1970 г. — 1т; Прикаспий, Актюбинская обл., правобережье р. Уил, нижний маастрихт, обр. 197, сборы геологов Хобдинской экспедиции, 1947 г. — 2к, 1т; Устюрт, овраг Аксай, нижний маастрихт, обр. 1631-8, сборы А.С. Алексеева, 1971 г. — 8к, 3с, 8т, 2р; там же, обр. 1632-6, сборы А.С. Алексеева, 1971 г. — 3к, 1с, 2т, 1р; Восточный Мангышлак, западный чинк Устюрта, урочище Босага, нижняя часть нижнего маастрихта, обр. 1706-11, сборы А.С. Алексеева, 1971 г. — 2т; там же, верхняя часть нижнего маастрихта, обр. 1717-14, сборы А.С. Алексеева, 1971 г. — 1к, 1с, 3т; Восточный Мангышлак, западный чинк Устюрта к северо-западу от горы Карамая, нижний маастрихт, обр. 4/1, сборы Н.Г. Беляевой, 1972 г. — 1т; Мангышлак, урочище Байсарлы, нижний маастрихт, обр. 10/3а, сборы А.Н. Соловьева, 1970 г. — 1р; Мангышлак, гора Теюсу в 40—50 км к северу от пос. Сенек, нижний маастрихт, обр. 3950, сборы В.Г. Кликушина, 1973 г. — 2т; Мангышлак, овраг Кызылсай, терминальный маастрихт, обр. Кз100, Кз200/8, сборы Д.П. Найдина, 1985 г. — 1к, 1с; Мангышлак, овраг Кошак, верхний маастрихт, обр. Кш108, сборы Д.П. Найдина, 1985 г. — 1т.

Описание. Домик крупный, высотой не менее 2 см (рис. 5), высокий. Терг крупный, карина и ростр слабо изогнуты внутрь.

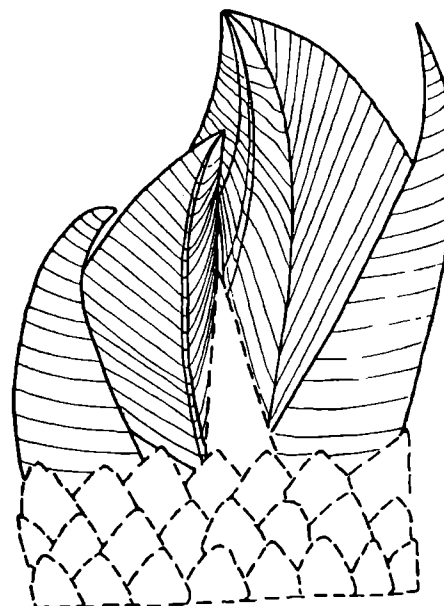


Рис. 5. Реконструкция домика *Brachylepas nervosa* sp. nov. (x3)

Карина высокотреугольных очертаний, слабо изогнутая внутрь, что лучше всего заметно в апикальной части. Длина в два раза больше ширины. Апикальный угол 25—35°. БК прямой или слабоогнутый. Глубина таблички примерно вдвое меньше ширины. Наружная поверхность покрыта линиями нарастания двух порядков, слегка усиливающимися к боковым краям карины. Внутренняя поверхность вогнута на всем протяжении, гладкая. Апикальная часть с линиями нарастания занимает половину или немногим более половины длины таблички.

Размеры карины, мм

№	Д	Ш	Г	И	АУ
270/38	17,5	7,1	4,5	1,3	23
270/39	18,3	11,8	4,2	0,9	36
270/40	22,1	9,8	4,1	1,3	25
270/41	—	8,0	5,1	—	—
270/16	16,5	6,8	—	—	—
270/42	17,8	6,9	—	—	—

Скут сильновыпуклый, треугольных очертаний, апекс слабо загнут в сторону терга. ОК сильно выпуклый, подходит к прямому или слабоогнутому БК под углом 100—110°. Волнистый ЛК и вогнутый ТК довольно постепенно переходят друг в друга и примерно равны по длине. Вдоль ТК проходит ребро, которое значительно варьирует по степени выраженности. Киль делит табличку на две неравные части. Тергальная часть в 1,5—2 раза уже окклюдентной и наклонена

к последней под углом до 70°. Киль резкий, в виде выпуклого ребра, ширина которого довольно изменчива. Наружная поверхность покрыта очень редкими и правильно расположенными линиями нарастания. Иногда заметны очень слабые радиальные струйки. Внутренняя поверхность вогнутая, с желобком вдоль кили. Ямка аддуктора глубокая и широкая. Торцовая поверхность ОК широкая, очень сильно наклонена внутрь и покрыта линиями нарастания. Апикальная часть массивная, с высоким срединным гребнем, нависающим над апикальным желобком.

Размеры скута, мм

№	Д	Ш	ДО	ВО	ДБ	ВБ	ДТЛ	ВКЛ
270/43	16,1	10,0	15,2	2,0	9,0	0,0	17,2	1,5
270/44	20,9	14,9	20,5	3,3	12,8	0,0	23,7	2,5

Терг ромбических очертаний, апекс слабо изогнут в сторону скута. Длина таблички в 1,5—2 раза больше ширины. ОК вогнутый, в 1,5—2 раза короче ВКК. СК слабоволнистый, в целом выпуклый. НКК слабовыпуклый или прямой, немного длиннее сильновыпуклого ВКК. Базальный угол острый. Киль резкий, сильновыпуклый в сторону карины, делит табличку на две почти равные по ширине части. Каринальная часть немного шире скутальной. ОР широкое, отделено вогнутостью от остальной части таблички. От апекса к верхней трети СК проходит широкий плоский валик, ограниченный желобками. Наружная поверхность покрыта очень резкими, правильно расположенными линиями нарастания. Радиальная струйчатость слабо заметна. Внутренняя поверхность почти плоская и на ней иногда заметны валики, повторяющие наружные линии нарастания. Торцовая поверхность ВКК и ОК утолщена, покрыта линиями нарастания и приподнята над остальной частью таблички. Выступающая часть ОР несет слабое вздутие, обычно вытянутое продольно.

Размеры терга, мм

№	Д	Ш	ДО	ВО	ДС	ДНК	ВНК	ДВК	ВВК	ВКЛ
270/21, голотип	20,2	10,7	6,5	-0,3	14,1	14,5	0,3	11,4	1,6	2,3
270/45	13,8	8,5	5,2	-0,3	9,6	9,6	0,2	8,7	1,2	1,9
270/46	13,6	8,2	4,6	-0,3	9,8	10,0	0,0	8,3	1,1	2,2
270/47	25,3	11,7	8,5	-0,6	17,5	15,9	0,0	13,8	2,0	3,0
270/53	15,0	9,0	5,9	-0,4	9,9	10,1	0,0	9,7	1,2	2,2
270/54	14,2	8,0	4,8	-0,2	9,9	10,4	0,0	8,1	1,0	1,8
270/48	16,6	9,4	5,5	-0,3	11,6	12,4	0,0	9,8	1,2	1,9
270/49	15,9	9,0	5,2	-0,6	10,7	10,2	0,0	10,9	1,8	2,5
270/50	12,9	8,0	4,6	-0,5	8,6	9,4	0,0	8,9	1,3	2,3
270/51	10,2	6,5	4,6	-0,2	6,1	7,3	0,0	7,2	0,6	1,5
270/52	10,3	6,3	3,3	-0,2	8,3	7,2	0,0	6,1	0,8	1,6

Ростр крупный, треугольных очертаний, глубокий, его апекс сильно изогнут внутрь. Апикальный угол около 40—50°. Длина превышает ширину примерно в полтора раза. БК прямой или слабовыпуклый. Наружная поверхность покрыта широкими плоскими ребрами и линиями нарастания двух порядков, которые могут быть расположены на различных расстояниях друг от друга. Внутренняя поверхность глубоко вогнута на всем протяжении. Больше половины ее занимает апикальная часть, покрытая тонкими линиями нарастания, параллельными в середине БК. Вдоль продольной оси таблички ее внутренняя поверхность слегка приподнята в виде валиковидного вздутия, наиболее широкого вблизи БК. Непосредственно у БК на его внутренней поверхности наблюдаются многочисленные (до 15), но неглубокие складки.

Размеры роста, мм

№	Д	Ш	Г	И	АУ	ДВЧ
270/55	12,2	7,8	5,2	1,7	—	—
270/56	17,0	10,3	5,9	2,0	32	—
270/57	14,5	8,5	5,0	2,0	—	—
270/58	14,7	9,7	4,7	2,1	46	—
270/59	14,1	10,0	5,8	2,1	—	7,1
270/60	17,3	10,5	5,9	2,6	50	8,3

Изменчивость. Этот вид характеризуется значительными колебаниями размеров и формы отдельных табличек. Наиболее вариабелен ростр, который часто бывает даже асимметричен. В целом таблички из нижнего маастрихта Крыма (особенно карина и ростр) крупнее табличек из нижнего маастрихта Мангышлака. Возможно, эти различия отражают географическую изменчивость.

Сравнение. Наиболее близким видом к данному является *Brachylepas fallax* (Darwin, 1851). Хотя эти два вида нередко смешивали (см. синонимику), между ними имеются существенные и вполне отчетливые различия. Так, карина и ростр у *B. nervosa* sp. nov. меньше загнуты внутрь, чем у *B. fallax*. Скют у первого вида делится килем на две неравные части — тергальная в 1,5—2 раза уже окклюдентной, тогда как у *B. fallax* они почти равны по ширине. Терг *B. nervosa* sp. nov. отличается меньшим отношением длины ВКК к длине ОК и большей длиной НКК по сравнению с длиной ВКК.

Распространение. Верхний мел, верхний кампан—верхний маастрихт Англии, Голландии, Украины (Львовская обл., Крым), России (Поволжье, Северный Кавказ) и Казахстана (Прикаспий, Мангышлак).

- Алексеев А.С.* Отряд Cirripedia — усоногие раки // Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. М.: Недра, 1974. С. 292—302.
- Алексеев А.С.* Усоногие раки (Cirripedia, Thoracica) из маастрихта и дания Крыма и развитие этой группы на рубеже мезозоя и кайнозоя // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1976. Т. 51, вып. 2. С. 148—149.
- Алексеев А.С.* Тафономия и экология маастрихтских усонюгих раков Северного Донбасса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 3. С. 153—154.
- Алексеев А.С.* Верхнемеловые усонюгие раки (Cirripedia, Thoracica) европейской части СССР и сопредельных районов: Автореф. канд. дис. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979.
- Алексеев А.С.* Развитие усонюгих раков-торацид в мезозое и кайнозое // Морфогенез и пути развития ископаемых беспозвоночных. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. С. 149—164.
- Алексеев А.С.* Меловая система. Верхний отдел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 123—157.
- Андрусов Н.И.* Материалы для геологии Закаспийской области. Ч. 2. Мангышлак // Тр. Арало-Каспийской экспедиции. Вып. 8. Тр. Императорского Петроградского общества естествоиспытателей. 1915. Т. 37, вып. 5. С. 1—456.
- Василенко В.П.* Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлак // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 171. 486 с.
- Дрыгант Д.М.* Усоногие ракообразные верхнемеловых отложений Вольно-Подольской плиты // Палеонтологический сборник. 1996. № 3, вып. 2. С. 113—117.
- Зевина Г.Б.* Усоногие раки подотряда Lepadomorpha Мирового океана. Ч. 2. Определители по фауне СССР. Вып. 133. Л.: Наука, 1982. 223 с.
- Йолкичев Н.А., Найдин Д.П.* Верхний мел Северной Болгарии, Крыма и Мангышлака. Статья 2. Стратиграфия верхнего мела западной части Горного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 6. С. 62—75.
- Кликушин В.Г.* Палеофаунистическая характеристика верхнемеловых отложений Юго-Западного Крыма // Зап. Ленинградского горного ин-та. 1981. Т. 85. С. 107—124.
- Назирова М.А., Барсукова Л.Д., Колесов Г.М. и др.* Происхождение иридиевой аномалии на границе маастрихтского и датского ярусов // Геохимия. 1983. № 8. С. 1160—1178.
- Найдин Д.П., Алексеев А.С., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф.* Граница маастрихт-данский в разрезе Кызылсай (Мангышлак) и некоторые особенности этого рубежа // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 1. С. 177—180.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф.* Методы изучения трансгрессий и регрессий. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 164 с.
- Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф.* Внутриформационные перерывы верхнего мела Мангышлака. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. 140 с.
- Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Москвин М.М. и др.* Макропалеонтологическая характеристика маастрихта и дания в непрерывных разрезах Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11. С. 17—25.
- Савчинская О.В.* Материалы к изучению меловой фауны бассейнов Десны и Псла // Зап. Науч.-исслед. ин-та геологии Харьковского гос. ун-та. 1940. Т. 8. С. 169—184.
- Трифонов Н.К., Бураго А.М.* Верхнемеловые отложения Мангышлака. Стратиграфия и фации // Тр. ВНИГРИ. 1960. Вып. 157. 196 с.
- Трифонов Н.К., Василенко В.П.* Стратиграфия верхнемеловых отложений Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 218. С. 342—379.
- Шиманский В.Н., Алексеев А.С.* Ринхолиты из датского яруса Крыма // Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. Новое о фауне. М.: Наука, 1975. С. 87—90.
- Alekseev A.S., Kopaeovich L.F.* Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1997. Vol. 67. P. 103—118.
- Alth A.* Geognostisch-palaontologische Beschreibung der nächsten Umgebung von Lemberg // Haidingers Naturwissenschaftliche Abhandlungen. 1848. Bd 3, N 1. S. 171—284.
- Bosquet J.* Notice sur quelques cirripedes recemment decouverts dans le terrain Cretace du Duché de Limburg // Natuurkundige Verhandelingen van de Hollandsche Maatschappij der Wetenschappen te Haarlem. Ser. 2. 1857. T. 13. P. 1—36.
- Buckeridge J.S., Jagt J.W.M., Speijer R.P.* Verruca punica, a new species of verruciform barnacle (Crustacea, Cirripedia, Thoracica) from Lower Danian (Palaeocene) of Tunisia // Zootaxa. 2008. N 1844. P. 37—46.
- Buckeridge J.S., Newman W.A.* A revision of the Iblidae and the stalked barnacles (Crustacea: Cirripedia: Thoracica), including new ordinal, familial and generic taxa, and two new species from New Zealand and Tasmanian waters // Zootaxa. 2006. N 1136. P. 1—38.
- Canis W.F., Zullo V.A.* New barnacle records from the Upper Cretaceous of Alabama // J. Paleontol. 1986. Vol. 60, N 1. P. 186—189.
- Carlsson J.G.* The Cretaceous cirripedes of Sweden // Lunds Universitets Arsskrift. Afd. 2. 1953. Vol. 49, N 1. P. 1—39.
- Collins J.S.H.* Cirripeds from the Upper Cretaceous of Alabama and Mississippi, eastern Gulf Region, USA. I. Paleontology // Bulletin of the British Museum (Natural History). Geology. 1973. Vol. 23, N 6. P. 351—380.
- Kner P.* Versteinerungen der Kreidmergels von Lemberg und seiner Umgebung // Haidingers Naturwissenschaftliche Abhandlungen. 1850. Bd 3, N 2. S. 1—42.
- Marcinowski R., Walaszczyk I., Olszewska-Nejbert D.* Stratigraphy and regional development of the mid-Cretaceous (Upper Albian through Coniacian) of the Mangyshlak Mountains, Western Kazakhstan // Acta Geol. Polonica. 1996. Vol. 46, N 1—2. P. 1—60.
- Molina E., Alegret L., Arenillas I. et al.* The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”? Cenozoic) at El Kef, Tunisia — original definition and revision // Episodes. 2006. Vol. 29, N 4. P. 263—273.
- Naidin D.P.* Cenomanian/Turonian and Maastrichtian/Danian events in the eastern European palaeobiogeographical region // Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Hamburg. 1996. Vol. 77. P. 369—378.
- Reuss A.E.* Ueber fossile Lepadidae // Sitzungsberichte der Osterreichischen Akademie der Wissenschaften. Wien. Abt. B. 1864. Bd 49, N 1. S. 215—246.
- Withers T.H.* Some Cretaceous and Tertiary cirripedes referred to Pollicipes // Ann. and Mag. Natur. Hist. Ser. 8. 1914. Vol. 14. P. 167—206.

Withers T.H. Die Cirripedien der Kreide Rьgens // Abhandlungen dem Geologisch-Palaeontologischen Institut der Unversitat Greifswald. 1923. Bd 3. S. 1—54.

Withers T.H. British Museum Catalogue of fossil Cirripedia in the Department of Geology. Vol. 2. Cretaceous. London: British Museum, 1935. XIII+453 p.

Woodward H. Cirripedes from the Trimmingham Chalk and other localities in Norfolk // Geol. Mag. 1906. Vol. 3. P. 337—353.

Zullo V.A., Sohl N.F. Scalpellid barnacles from the Upper Cretaceous of southeastern North Carolina // Proc. Biol. Soc. Washington. 1985. Vol. 95, N 3. P. 636—643.

UPPER CRETACEOUS CIRRIPEDES (CIRRIPEIDIA, THORACICA) OF MANGYSHLAK

A.S. Alekseev

The Upper Cretaceous carbonate succession in the Mangyshlak contains abundant cirripeds in some stratigraphic intervals: Upper Turonian (*Cretiscalpellum billaulti*, *Arcoscalpellum angustatum*, *Loriculina laevisissima*), Santonian (*Cretiscalpellum glabrum*, *C. striatum*), Lower Campanian (*Cretiscalpellum naidini* sp. nov., *C. sharapovi* sp. nov., *Arcoscalpellum maximum*), Upper Campanian (*Arcoscalpellum maximum*, *Virgiscalpellum mangyshlakense* sp. nov.), Lower Maastrichtian (*Arcoscalpellum maximum*, *A. fossula*, *A. cylindraceum*, *A. moskvini* sp. nov., *Cretiscalpellum glabrum*, *C. striatum*, *Brachylepas nervosa* sp. nov., *B. naissantii*), lower Upper Maastrichtian (*Arcoscalpellum maximum*, *Brachylepas naissantii*). Distribution of the cirriped taxa across the K/T boundary was studied in the most complete Maastrichtian/Danian sections with iridium anomaly (Kyzylsay and Koshak) for the first time. *Arcoscalpellum maximum* and *Brachylepas nervosa* are common in the topmost Maastrichtian (1,2 m), and *Zeugmatolepas cretae* and *Verruca prisca* occur in interval 0–5 cm below the boundary. None Maastrichtian species cross the boundary.

Cretiscalpellum naidini Alekseev, sp. nov. Holotype (fig. 3.6) is № 270/7, right tergum, Eastern Magyshlak, Zhosaly, Lower Campanian. Sculpture of all plates consists of coarse ridges and axial part of tergum is very thick.

Cretiscalpellum sharapovi Alekseev, sp. nov. Holotype (fig. 3.12) is № 270/12, carina, Eastern Magyshlak, Zhosaly, Lower Campanian. Carina has thick apical portion, covered by narrow ribs and curved into outer side.

Arcoscalpellum moskvini Alekseev, sp. nov. Holotype (fig. 3.15) is № 270/15, carina, Eastern Mangyshlak, Bosaga, upper Lower Maastrichtian. Carina has high tectum and weak boundary ribs, and relatively weakly thickened in the apical part.

Virgiscalpellum mangyshlakense Alekseev, sp. nov. Holotype (fig. 3.24) is № 270/24, right scutum, Eastern Mangyshlak, 5 km south of Naiza Mountain, upper Upper Campanian. Scutum with smooth outer surface covered only by thin growth rings, has small adductor pit and weak keel.

Brachylepas nervosa Alekseev, sp. nov. Holotype (fig. 3.21) is № 270/21, right tergum, South-Western Crimea, Bakhchisaray area, Beshkosh Mountain, south-west slope, upper Lower Maastrichtian. This species is close to *B. fallax* (Darwin), but differs in more strait carina and rostrum, keel on scutum divide this plate into unequal parts.

Key words: systematics, Cirripedia, Upper Cretaceous, Western Kazakhstan.

Сведения об авторе: Алексеев Александр Сергеевич — докт. г.-м. наук, профессор кафедры палеонтологии геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, заведующий лабораторией протистологии Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН. Тел. (495) 939-49-24, aaleks@geol.msu.ru.

УДК 564.52/53:551.763.13 (465.22)

A REVISION OF THE CEPHALOPOD FAUNA OF THE 'NIVEAU ROUGE' OF THE SELVA DE BONANSA, HUESCA PROVINCE, NORTHERN SPAIN

W. J. Kennedy¹, M. Bilotte²

¹ Oxford University Museum of Natural History, U.K.

² Université Paul Sabatier Toulouse III, Laboratoire de Stratigraphie Séquentielle et Micropaléontologie

Received by the editors 25.06.2008

The cephalopod fauna of the "niveau rouge" of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain, is revised. At least 28 ammonite species and two nautiloid species are present. The overwhelming majority of the ammonites are species that occur in, or are restricted to, the upper Upper Albian *Mortoniceras* (*Subschloenbachia*) *perinflatum* Zone; there is no evidence for lower horizons in the fauna. The assemblage is: *Discohoplites subfalcatus*, *Hyphoplites falcatus aurora*, *H. campichei*, *Mortoniceras* (*Subschloenbachia*) cf. *perinflatum*, *Stoliczkaia* (*Stoliczkaia*) *clavigera*, *Anisoceras perarmatum*, *Idiohamites elegantulus*, *Hamites venetianus*, *H. virgulatus*, *Lechites* (*L.*) *gaudini*, *Lechites* (*L.*) *moreti* Breistroffer, *Mariella* (*M.*) *bergeri* and *Ostlingoceras* (*O.*) *puzosianum*. A second group comprises species that range from the upper Upper Albian into the Cenomanian: *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) *seresitense*, *Tetragonites rectangularis rectangularis*, *Desmoceras* (*D.*) *latidorstum* and *Puzosia* (*P.*) *mayoriana*. Evidence for an early Early Cenomanian element in the fauna is unequivocal, in the form of the presence of *Hyphoplites curvatus curvatus*, *H. curvatus arausionensis* and *Graysonites* cf. *wacoensis*. There is slight evidence for the highest Albian to lowest Cenomanian *Arrhaphoceras* (*Praeschloenbachia*) *briacensis* Zone in the form of two specimens of *Stoliczkaia* (*S.*) *tetragona*. Too little is known of other species present, including *Zelandites europae* and *Puzosia* (*P.*) cf. *petkovi*, to comment on their stratigraphic value. One species, *Stoliczkaia* (*S.?*) *hispanica*, is new. Nautiloids present are *Angulithes* cf. *schroederi* Wiedmann, and indeterminate fragment of a second species. The ammonite fauna of the "niveau rouge" is interpreted as that of a condensed upper Upper Albian to lower Lower Cenomanian deposit.

Key words: ammonoids, nautiloids, Albian—Cenomanian, northern Spain.

Introduction

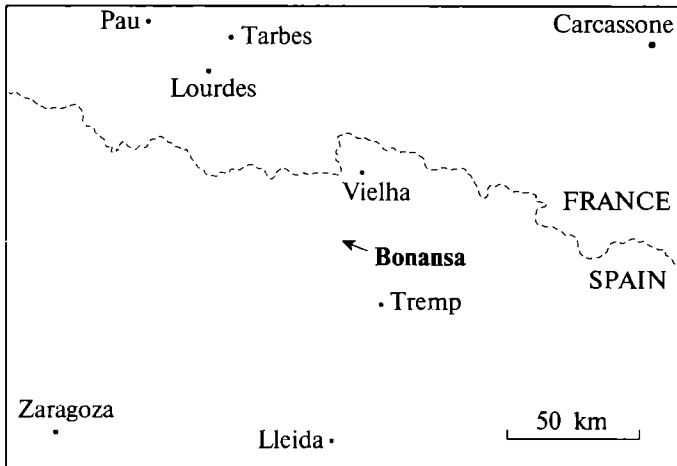
The purpose of this contribution is to revise the cephalopod fauna of the richly fossiliferous "niveau rouge" of the Selva de Bonansa in Huesca Province, northern Spain. This was a ferruginous lens with only a limited outcrop in the Selva de Bonansa, 2 km southwest of the village of Bonansa (text-fig. 1). It was discovered by Dalloni (1910), and referred to in a number of subsequent publications (Hup, 1954; Souquet, 1967). The 'niveau rouge' was the subject of a multidisciplinary paper by Mongin et al. (1983), to which reference should be made for details of the regional stratigraphic context, and the micro- and macrofaunas of the sequence. The "niveau rouge" rests on a hardground at the top of the Grès de Turbon, and is overlain by the Marnes de Sopeira. The former is dated as late Albian. Ammonites recorded from above the base the latter indicate both Lower and lower Middle Cenomanian [*Mantelliceras mantelli* (J. Sowerby, 1814) and *Turrilites costatus* Lamarck, 1801].

Thomel (*in* Mongin et al., 1983, p. 52) recognised four principal groups within the ammonite assemblage from the "niveau rouge":

1. Species characteristic of the *dispar* Zone, which he referred to the "Vraconnien supérieur": *Anisoceras perarmatum* Pictet, 1847, *Ostlingoceras puzosianum* (d'Orbigny, 1842), *Stoliczkaia dispar* (d'Orbigny, 1841) etc.
2. Genera generally recorded from older levels: a *Faraudiella* indicating the "Vraconnien inférieur" and a *Melchiorites*, a genus generally regarded as Aptian.
3. Species that range through the Upper Albian and Lower Cenomanian; *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) *seresitense* (Pervinquièrre, 1907), *Phyllopachyceras baborensis* (Coquand, 1862), *Zelandites dozei* (Fallot, 1885), and *Tetragonites rectangularis* Wiedmann, 1962a.
4. Species with Cenomanian affinities, or considered to have such affinities: *Mantelliceras* (*Submantelliceras*) *martimpreyi* (Coquand, 1862) and *Hyphoplites falcatus* (Mantell, 1822).

To explain this apparent faunal mélange, Thomel suggested two alternative hypotheses:

- a. The presence of two distinct palaeontological "niveaux", the one "Vraconnien supérieur", the other "Cénomannien inférieur (basal)". Thomel thought this hypothesis unlikely, because of the uniform preservation of



Text-fig. 1. Locality map. The Selva de Bonansa lies two kilometres southwest of the village of Bonansa

the material. He also noted the absence of the genus *Schloenbachia* from the fauna, pointing out that “l’apparition [of *Schloenbachia*] date, de façon certaine, le début du Cénomaniens”.

b. The existence of a unique “niveau d’âge Vraconnien supérieur”. His discussion of this interpretation merits quotation in full: “La présence d’espèces à repartition stratigraphique plus vaste ne doit pas surprendre car ce phénomène s’observe également, au même niveau dans le Sud-Est de la France. Par d’ailleurs, il faut exclure l’idée d’un remaniement, au cours du Cénomaniens inférieur, de dépôts vraconniens car les fossiles de la zone à *Dispar*, très abondants statistiquement, sont d’une parfaite conservation. On ne peut souscrire à l’hypothèse de Hupé (1954) pour qui (p. 205–206): ces couches rouges représentent un faciès de transgression du Cénomaniens, avec lessivage de surfaces antérieurement rubéfiées et remaniement local des fossils albiens et vraconniens”.

In their conclusions, Mongin et al. (1983, p. 59) concluded that, “le gisement de la Selva de Bonansa est l’un des rares gisements du Vraconnien supérieur (zone à *Dispar*) qui ait fourni autant d’espèces de fossiles... et, surtout, d’apporter des preuves sur l’apparition au Vraconnien de certains taxons tel *M. (S.) martimpreyi* ou *H. falcatus* jusqu’alors réputés comme exclusivement Cénomaniens.”

We describe and illustrate the ammonites from the “niveau rouge” of the Selva de Bonansa below and reinterpret the age of the assemblage on the basis of this revision.

The ammonite succession across the Albian-Cenomanian boundary

The upper Upper Albian ammonite zonal sequence recognised here is that developed by Kennedy and Latil (2007). That for the Lower Cenomanian is from Wright, Kennedy and Hancock in Wright and Kennedy (1984):

(youngest)
 Mantelliceras dixonii Zone
 Mantelliceras mantelli Zone
 Arrhaphoceras (*Praeschloenbachia*) briacensis Zone
 Mortonicerias (*Subschloenbachia*) perinflatum Zone
 Mortonicerias (*Subschloenbachia*) rostratum Zone
 Mortonicerias (*Mortonicerias*) fallax Zone
 (oldest)

The mantelli Zone is subdivided into a lower *Neostlingoceras carcitanense* Subzone and an upper *Mantelliceras saxbii* Subzone. The fallax to briacensis Zones correspond to the classic *Stoliczkaia* (*Stoliczkaia*) *dispar* Zone of authors.

The Global Stratotype Section and Point for the base of the Cenomanian Stage is defined as the first appearance of the planktonic foraminiferan *Rotalipora globotruncanoides* Sigal, 1948, 36 m below the top of the Marnes Bleues Formation on the south side of Mont Risou, east of Rosans, Haute-Alpes, France (Kennedy et al., 2004). This section yields a succession of ammonite faunas that extends across the Albian-Cenomanian boundary (Gale et al., 1996; work in progress) that show that the boundary level defined by planktonic foraminifera lies within the briacensis Zone, and that the base of the mantelli Zone lies 6 metres above the boundary, and is marked by the lowest occurrence of ammonite species such as *Mantelliceras mantelli* (J. Sowerby, 1814), *Hyphoplites falcatus* (Mantell, 1822) and *Neostlingoceras carcitanense* (Mathéron, 1842).

The stratigraphic position of the ammonite assemblage from the “niveau rouge” of the selva de bonansa

A re-assessment of the analysis of the ammonite fauna of the “niveau rouge” by Thomel (*in* Mongin et al., 1983) can be made on the basis of new evidence on upper Upper Albian ammonite distributions in the expanded successions in southeast France described by Gale et al. (1996) and Kennedy and Latil (2007), and a taxonomic revision of the surviving ammonites.

Thomel’s group (1) are ammonites regarded by him as characteristic of the “Vraconnien supérieur” zone à *Dispar*. In terms of the revised stratigraphy and nomenclature used here, the majority of the taxa present either occur in, or are restricted to, the perinflatum Zone: *Discohoplites subfalcatus* (Semenov, 1899), *Hyphoplites falcatus aurora* Wright et Wright, 1949, *Hyphoplites campichei* Spath, 1925a, *Mortonicerias (Subschloenbachia) cf. perinflatum* (Spath, 1922b), *Stoliczkaia (Stoliczkaia) clavigera* Neumayr, 1875, *Anisoceras perarmatum* Pictet et Campiche, 1861, *Idiohamites elegantulus* Spath, 1939, *Hamites venetianus* Pictet, 1847, *Hamites virgulatus* Brongniart, 1822, *Lechites (L.) gaudini* (Pictet et Campiche, 1861), *Lechites (L.) moreti* Breistroffer, 1936, *Mariella (M.) bergeri* (Brongniart, 1822) and *Ostlingoceras (O.) puzosianum* (d’Orbigny, 1842).

The two ammonite species of Thomel’s group (2) were regarded as representatives of taxa characteristic of lower

levels in the sequence. The *Faraudiella* aff. *sexangulata* (Seeley, 1865) of Thomel is illustrated here as pl. 4, figs 1–3. It has a single row of ventrolateral tubercles, lacks a siphonal row and reaches maturity at a small size. It is interpreted as a previously undescribed, dwarf species of *Stoliczkaia*. A unique individual, it is not age diagnostic beyond upper Upper Albian. The *Melchiorites* sp. of Thomel is illustrated here as pl. 2, figs 13–15. It is reinterpreted as a *Puzosia* (*Puzosia*) comparable to *P. (P.) petkovi* Wiedmann et Dieni, 1968. This species (or subspecies: see Marcinowski and Wiedmann, 1990) is known from the highly condensed Albian of Wielka Rówien in Poland, the condensed Upper Albian of Sardinia, and, possibly, the Upper Albian of Serbia. These two specimens cannot be used to demonstrate the presence of pre-perinflatum Zone material in the “niveau rouge”.

Thomel's group (3) comprises long-ranging species that span the Albian-Cenomanian boundary: here we would place the following: *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) *seresitense* Pervinquier, 1907, *Tetragonites rectangularis rectangularis* Wiedmann, 1962a, *Desmoceras* (*D.*) *latidorstum* (Michelin, 1838) and *Puzosia* (*P.*) *mayoriana* (d'Orbigny, 1841).

Thomel's group (4) is of the greatest interest: species he regarded as having Cenomanian affinities, or considered to have such affinities. The most important of these is *Mantelliceras* (*Submantelliceras*) *martimpreyi* (Coquand, 1862) of Thomel. *Ammonites martimpreyi* Coquand, 1862, was discussed at length by Kennedy and Hancock (1971), who designated a lectotype of the species, and demonstrated it to be a synonym of *Mantelliceras saxbii* (Sharpe, 1857) of the Lower Cenomanian. Specimens he referred to *M. (S.) martimpreyi* are the commonest ammonites amongst the material studied by Thomel; the eleven specimens he recorded make up 16,2% of the collection. A specimen from the ‘niveau rouge’ was figured by him in 1980 (fig. 291). By 1972, Thomel concluded that *M. martimpreyi* was a junior synonym of *Mantelliceras saxbii* (Sharpe, 1857), and figured specimens, identified as *saxbii*, from the ‘Vraconnien Supérieur’ of Basses-Alpes in southeast France (1972, p. 16 (*pars*), pl. 1, figs 8–12). The figured specimens, together with material in the Toulouse collections identified as *martimpreyi*, are all reidentified here as *Stoliczkaia* (*Stoliczkaia*) *clavigera* Neumayr, 1875. The first occurrence of this species in the expanded successions of southeast France is in the *M. (S.) rostratum* Zone, in the Montloux section (Kennedy, Latil, 2007) It extends through the perinflatum and briacensis zones in the Mont Risou sections to the –32 m level (Gale et al., 1996), that is to say it extends into the lowest 4 m of the Lower Cenomanian as defined by the first occurrence of *Rotalipora globotruncanoides*.

Evidence for the presence of briacensis Zone material in the niveau rouge assemblage is slight, in the absence of the index species. *Stoliczkaia* (*Stoliczkaia*) *tetragona* Neumayr, 1875, is represented by two specimens. The type occurrence in south India is poorly constrained. The speci-

mens from Pont-de-Peille in Alpes-Maritimes, France (Delanoy, Latil, 1988), come from a 15-centimetre condensed unit in which the fossils are phosphatised. The assemblage includes *S. (S.) tetragona* and *A. (P.) briacensis* (Scholz, 1973), but lacks *Mortoniceras* (*Subschloenbachia*), suggesting that *tetragona* occurs in the briacensis Zone, but not that it is restricted to it. Scholz (1973, p. 126) recorded three specimens of what he called *Paraturrilites* (*Bergericeras*) *quadrituberculata* (Bayle, 1878) from the Selva de Bonansa, which he took as evidence for the presence of the briacensis Zone. We have not traced these specimens.

Evidence for the presence of Cenomanian elements in the fauna of the “niveau rouge” rests on the *Hyphoplites* and *Graysonites* present. The following are recognised here, and their known stratigraphic distributions given below.

Hyphoplites falcatus aurora Wright et Wright, 1949; upper Upper Albian perinflatum to lower Lower Cenomanian mantelli Zone, carcitanense Subzone (and possibly saxbii Subzone).

Hyphoplites falcatus cf. *interpolatus* Wright et Wright, 1949. *H. f.* aff. *interpolatus* is recorded from the condensed upper Upper Albian perinflatum Zone of Sainte Croix, Kanton Waadt, in Switzerland. There are unequivocal records of *interpolatus* from the lower Lower Cenomanian mantelli Zone, carcitanense and saxbii Subzones.

Hyphoplites campichei Spath, 1925; upper Upper Albian perinflatum Zone to lower Lower Cenomanian mantelli Zone, carcitanense Subzone.

Hyphoplites curvatus curvatus (Mantell, 1822); Lower Cenomanian mantelli Zone, carcitanense Subzone to dixoni Zone.

Hyphoplites curvatus arausionensis (Hébert et Munier-Chalmas, 1875); Lower Cenomanian mantelli Zone, carcitanense Subzone to dixoni Zone.

These distributions are supported by records from the expanded Albian-Cenomanian boundary successions in southeast France, and the presence of *Hyphoplites curvatus curvatus* and *H. c. arausionensis* indicate the presence of lower Lower Cenomanian elements in the niveau rouge ammonite assemblage. The presence of *Graysonites* cf. *wacoense* (Böse, 1928) (pl. 5, figs 4–6) is of great interest. The species is best known from Texas, where it characterises the second zone of the Lower Cenomanian, above the lowest Lower Cenomanian *Graysonites adkinsi* Zone. The *adkinsi* Zone is to be correlated, in whole or in part, with the carcitanense Zone of the mantelli Zone of the European sequence (Kennedy et al., 2005). If correctly identified, this specimen is the youngest ammonite in the fauna of the niveau rouge. Thomel (*in* Mongin et al., 1983, p. 55) noted the absence of *Schloenbachia* from the fauna of the niveau rouge, “dont l'apparition date de façon certaine, le début du Cénomaniien”. The absence of *Schloenbachia* from the ‘niveau rouge’ is, however, the result of palaeobiogeographic rather than stratigraphic factors. Northern Spain lies outside the known geographic range

of *Schloenbachia* (Juignet, Kennedy, 1976, fig. 20; Kennedy, Cobban, 1976), which follows that of the Albian Hoplitid Province of Owen (1971). The palaeobiogeographic exceptions amongst the hoplitids that extends beyond the province are *Hyphoplites*, which is known from Israel (Avnimelech, 1965), Tunisia (OUM collections) and northern Spain, and *Discohoplites*, which is known from northern Spain (Lopéz-Horgue et al., 1999; herein).

In conclusion, the ammonite assemblage from the niveau rouge of the Selva de Bonansa contains no elements that indicate a pre-perinflatum Zone horizon. Most of the species present are either restricted to the perinflatum Zone or appear below and range up into the uppermost Albian to lowest Cenomanian briacensis Zone or the lower Lower Cenomanian mantelli Zone. There is slight evidence for the presence of the briacensis Zone in the form of *S. (S.) tetragona*, and unequivocal evidence, in the form of *Hyphoplites falcatus falcatus* and *H. f. aurasionensis*, for the carcitanense Subzone of the mantelli Zone. The single fragment of *Graysonites* cf. *wacoense* confirms the presence of lower Lower Cenomanian elements in the fauna, and may be slightly younger still. The ammonite fauna of the "niveau rouge" thus indicates a minimum interval that spans part or all of the upper Upper Albian perinflatum Zone to part or all of the lower, carcitanense Subzone of the lower Lower Cenomanian mantelli Zone. The ammonite fauna of the niveau rouge is thus that of a classic condensed deposit.

Repositories of specimens

The following abbreviations are used to indicate the repositories of specimens cited in the text:

BMNH: The Natural History Museum, London.

BGS GSM: British Geological Survey, Keyworth, Nottinghamshire (BGS), including the collections of the Geological Museum (GSM).

MGSB: Museo Geológico del Seminario de Barcelona.

OUM: Oxford University Museum of Natural History.

SMC: The Sedgwick Museum, Cambridge.

UPST: Collections of the Université Paul Sabatier Toulouse III.

Conventions

Dimensions are given in millimetres: D — diameter; Wb — whorl breadth; Wh — whorl height; U — umbilicus; c — costal dimension; ic — intercostal dimension. Figures in parentheses are dimensions as a percentage of the diameter. The suture terminology is that of Korn et al. (2003). E — external lobe; A — adventive lobe (the lateral lobe, L, of Kullmann and Wiedmann, 1970); U — umbilical lobe; I — internal lobe.

Systematic palaeontology (W.J.K.)

Order Ammonoidea von Zittel, 1884

Suborder Phylloceratina Arkell, 1950

Superfamily Phylloceratoidea von Zittel, 1884

Family Phylloceratidae von Zittel, 1884

Subfamily Phylloceratinae von Zittel, 1884

Genus *Phylloceras* Suess, 1866

Type species — *Ammonites heterophyllus* J. Sowerby, p. 119, pl. 226, by monotypy.

Subgenus *Hypophylloceras* Salfeld, 1924

Type species — *Phylloceras onoense* Stanton, 1895, p. 74, by monotypy.

Phylloceras (Hypophylloceras) seresitense

Pervinquier, 1907

Pl. 1, figs 13–23

Phylloceras velledae var. *seresitense*: Pervinquier, 1907, p. 52.

Phylloceras (Hypophylloceras) seresitense seresitense: Wright, Kennedy, 1984, p. 38, pl. 1, figs 1, 2 (with synonymy); Kennedy, 1994, p. 216, pl. 2, figs 1–4, 16, 17; Kennedy in Gale et al., 1996, p. 544, text-figs 10g, 12a–e, i, j, k, n, o.

Hyporbulites seresitensis: Joly, 2000, p. 164, pl. 39, figs 13–15; text-figs 389–394 (with additional synonymy).

Phylloceras seresitense: Szives, 2007, p. 93, pl. 14, figs 1, 2.

Types. As pointed out by Kennedy (1994), the lectotype designation by Wiedmann (1964, p. 222) is invalid, although accepted by Joly (2000). The species is based on some twenty syntypes from the "Vraconnien" of Henchir oum el Aboub (Roman Seresita) and a number of other localities in Tunisia. Wiedmann designated the original of Pervinquier (1910, pl. 1 (10), fig. 1), as lectotype; this specimen is from the Cenomanian of Berrouaghia in Algeria, and is not part of the type series.

Material. UPST52, 53, 54, 54a, MGSB20061.

Description and discussion.f ns Specimens are nuclei that range from an estimated 28–58 mm in diameter. A conservative taxonomic approach to this well-known species is adopted here. See Joly (2000) for an alternative view.

Occurrence. The species ranges from Upper Aptian to Cenomanian. The geographic range extends from southern France to Hungary, Algeria, Tunisia, the Balearic Islands, Angola, KwaZulu in South Africa, Madagascar, south India, Japan, Alaska and California. "Niveau rouge" of the Selva de Bonansa, northern Spain.

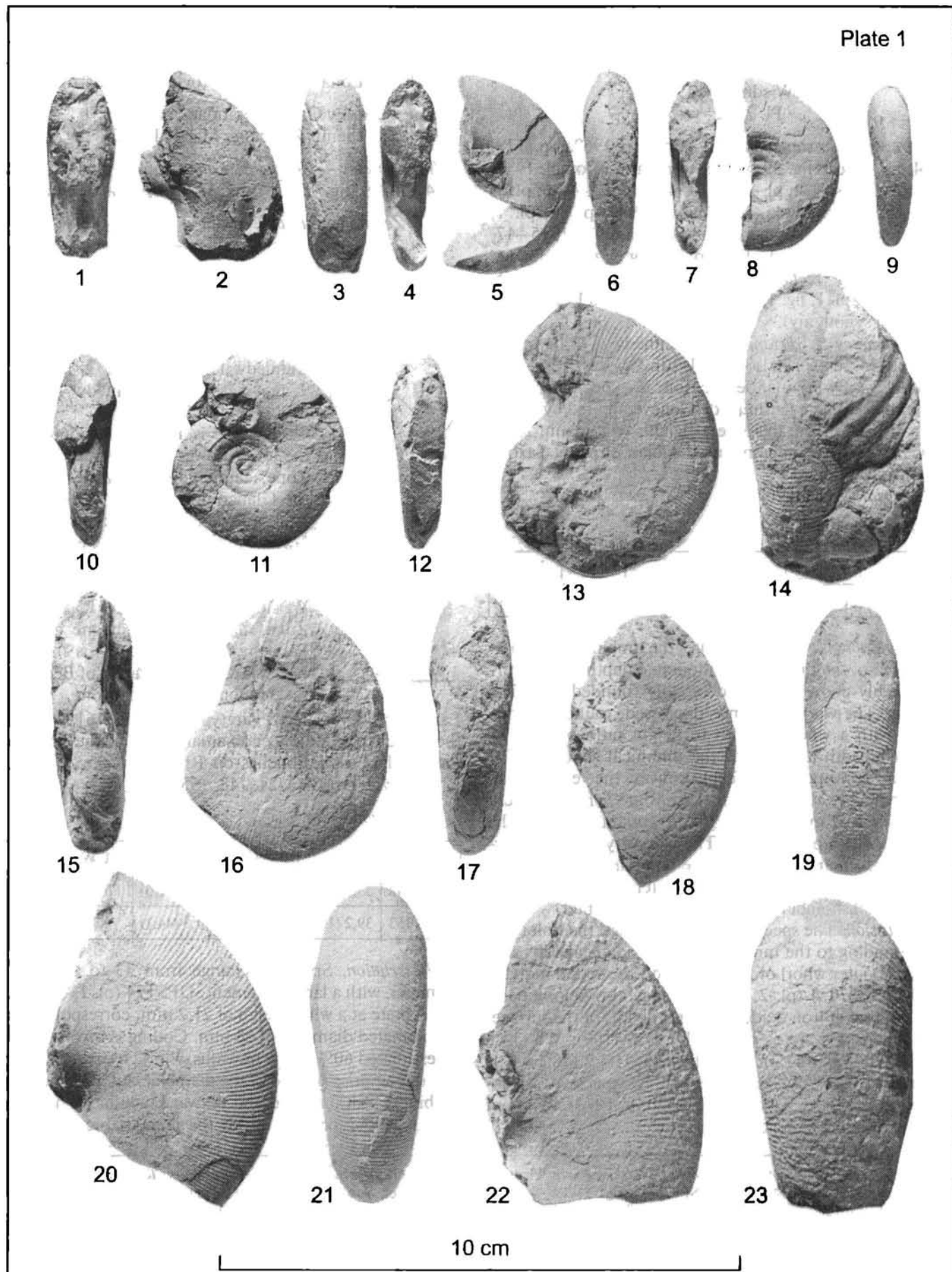
Suborder Lytoceratina Hyatt, 1889

Superfamily Tetragnostoidea Hyatt, 1900

Family Tetragnostidae Hyatt, 1900

Genus and subgenus *Tetragnostes* Kossmat, 1895

Plate 1



Type species — *Ammonites timotheanus* Pictet, 1847, p. 295, pl. 2, fig. 6; pl. 3, figs 1, 2, by original designation.

Tetragonites (Tetragonites) rectangularis rectangularis
Wiedmann, 1962
Pl. 2, figs 3—5

Tetragonites rectangularis: Wiedmann, 1962a, p. 178, pl. 14, fig. 3; text-fig. 39 (with synonymy); Thomel, 1987, p. 15, pl. 1, figs 2—4; pl. 2, figs 2—4; pl. 4, figs 4—6; pl. 5, figs 3—5; Marcinowski, Wiedmann, 1990, p. 30, pl. 1, fig. 11; text-fig. 16; Thomel, 1992, pl. 18, figs 9—11, 15—17, 21—23; Delamette et al., 1997, pl. 22, fig. 9; pl. 40, fig. 6.

Tetragonites rectangularis rectangularis: Wiedmann, 1973, p. 596, pl. 1, fig. 1; pl. 4, fig. 2; pl. 7, figs 1, 2, 9 (with additional synonymy).

Tetragonites cf. rectangularis: Kennedy in Gale et al., 1996, p. 546, text-figs 11a—c, 121, 13h.

Holotype. By original designation, is a specimen in the Muséum d'Histoire naturelle de Genève, figured by Wiedmann (1962a, pl. 14, fig. 3; text-fig. 39; Wiedmann, 1973, pl. 4, fig. 2), from the condensed Albian of Mont Saxonnet, Savoie, France.

Material. MGSB67071.

Dimensions, mm.

	D	Wb	Wh	Wb:Wh	U
MGSB67071	26,2 (100)	13,6 (51,9)	11,5 (43,9)	1,2	7,7 (29,3)

Description. Coiling is involute, the umbilicus comprising 29,3% of the diameter, of moderate depth, with a vertical, feebly convex wall and broadly rounded umbilical shoulder. The whorl section is depressed, rounded-trapezoidal, with a whorl breadth to height ratio of 1,2, the greatest breadth just outside the umbilical shoulder. The flanks are convergent and feebly convex, the venter broad and very feebly convex. Constrictions are very prominent on the internal mould (pl. 2, fig. 4), but subdued on the surface of the replaced shell. They are very strongly prorsiradiate, deep and straight on the inner and middle flank, weakening on the outer flank and venter, convex across the ventrolateral shoulder and effaced over the venter.

Discussion. The specimen is smaller than the holotype, corresponding to the inner whorls and adapical 120° sector of the outer whorl of that specimen. A second individual, MGSB67074 (pl. 2, figs 1, 2) may also belong here, but a coating of iron oxides obscures details of the surface. The dimensions are as follows: D: 27,6 (100); Wb: 13,3 (48,1); Wh: 12,2 (44,2); Wb:Wh: 1,09; U: 7,2 (26,1). It is referred to as *T. cf. rectangularis*. This species was discussed at length by Wiedmann (1962b, b, 1973), to whom reference should be made.

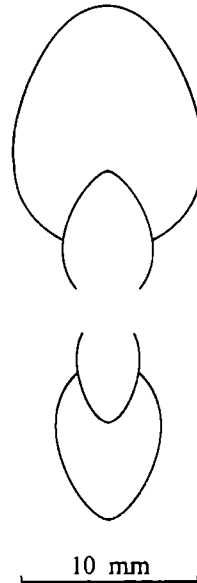
Occurrence. Lower Albian of Mallorca and southern Spain. Middle and Upper Albian of southern France. Upper Albian of Sardinia and Madagascar. "Niveau rouge" of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain.

Family Gaudryceratidae Spath, 1927b
Genus *Zelandites* Marshall, 1926

Type species — *Zelandites kaiparaensis* Marshall, 1926, p. 147, pl. 19, fig. 9; pl. 31, fig. 12, by original designation.

Zelandites europae Wright et Kennedy, 1984
Pl. 1, figs 1—12; text-figs 2, 3

Text-fig. 2. Whorl section of *Zelandites europae*
Wright et Kennedy, 1984, from UPST 148



Zelandites europae: Wright, Kennedy, 1984, p. 53, pl. 2, figs 5—7, 9; text-figs 1d, h; Kennedy, 1994, p. 219, pl. 3, figs 1—3.

Holotype is BMNH C83566, from the lower Lower Cenomanian mantelli Zone, carcitansense Subzone fauna of the Glauconitic Marl of Rocken End, Isle of Wight, U.K. Paratype BGS GSM 31579 is from the Cenomanian Lower Chalk of Dorking, Surrey, U.K. Paratype BMNH C37280 is from Warminster, Wiltshire, U.K., mantelli Zone, carcitansense Subzone inferred. Paratype BMNH C25657 is from the Lower Cenomanian fauna of Bed A2 of the Cenomanian Limestone, Bindon

Landslips, Devon, U.K. Paratype OUM KZ16159 is from the Lower to Middle Cenomanian fauna of the Banc des Lombards, Cassis, Bouches-du-Rhône, France.

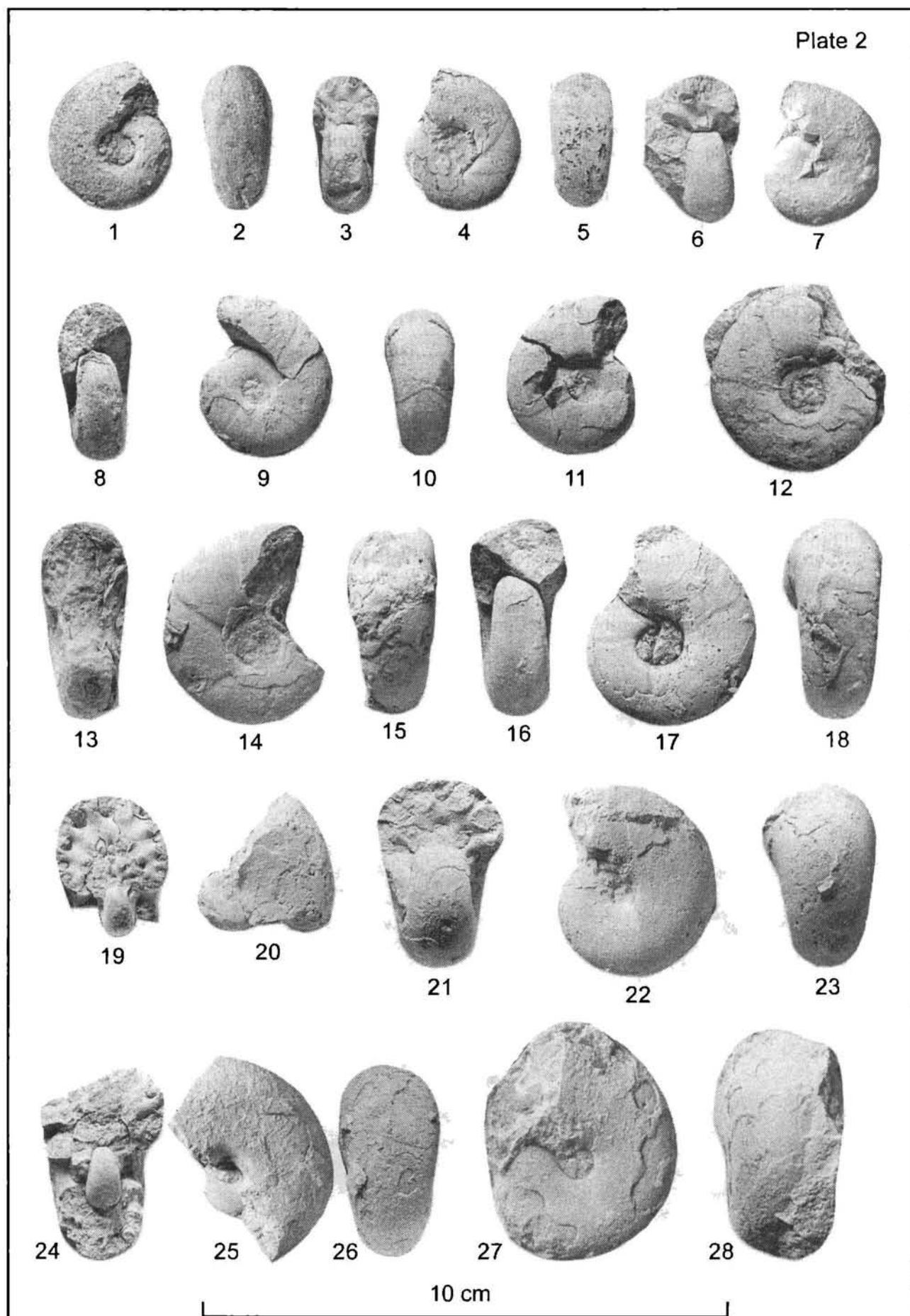
Material. UPST12, 24, 148, 153.

Dimensions, mm.

	D	Wb	Wh	Wb:Wh	U
UPST148	33,4 (100)	9,8 (29,3)	14,2 (42,5)	0,69	10,7 (32)
UPST153	39,2 (100)	12,6 (32,1)	17,3 (44,1)	0,73	— (—)

Description. Specimens range from 33 to 38 mm in diameter, with a larger fragment, UPST24 (pl. 1, figs 1—3) still septate at a whorl height of 21,2 mm, corresponding to an estimated diameter of 68 mm. Coiling is involute, with an estimated 60% of the previous whorl covered. The umbilicus comprises a third of the diameter, and is shallow, the umbilical wall flattened and outward inclined. The whorl section is compressed ovoid, the greatest breadth below

Plate 2. Figs 1, 2 — *Tetragonites (Tetragonites) cf. rectangularis* Wiedmann, 1962a. MGSB67074. Figs 3—5 — *Tetragonites (Tetragonites) rectangularis rectangularis* Wiedmann, 1962a, MGSB67071. Figs 8—18 — *Puzosia (Puzosia) cf. petkovi* Wiedmann et Dieni, 1968: 8—11 — UPST63; 12 — MGSB67072; 13—15 — UPST 76, the original of *Melchiorites* sp. of Thomel in Mongin et al., 1983; 16—18 — MGSB20066. Figs 6, 7, 19—28 — *Desmoceras (Desmoceras) latidorsatum* (Michelin, 1838): 6, 7 — MGSB20153; 19, 20 — UPST136; 21—23 — UPST132; 24—26 — UPST10; 27, 28 — UPST65. All specimens are from the "niveau rouge" of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain. Figs 1—26 are $\times 1$; figs 27, 28 are $\times 2$



mid-flank, the outer flanks converging to the narrowly rounded venter. Where replaced shell is preserved, it is very finely lirate, as best seen in UPST148, albeit invisible to the naked eye (text-fig. 3, A). The lirae and growth lines are concave on the umbilical wall, convex across the umbilical shoulder, concave on the flanks, projected forwards across the ventrolateral shoulders and crossing the narrow venter in a convex peak. The innermost whorls lack any obvious indication of constrictions, but UPST148 has a trace of a constriction on the penultimate whorl, and two very feeble, collar-like ribs on the surface of the replaced shell on the outer whorl at a whorl height of approximately 10 mm that may indicate the presence of constrictions on the internal mould (text-fig. 3A). The ribs parallel the lirae. The largest fragment, UPST24, has a whorl breadth to height ratio of 0.72.

Discussion. Wright and Kennedy (1984, p. 33, pl. 2, figs 5–7, 9; text-fig. 1d, h) discussed the differences between *Z. europae* and other species referred to the genus, and commented on the problem of specific distinction in the absence of variation series. They separated it from *Z. dozei* (Fallot, 1885) (p. 235, pl. 41, fig. 3) mainly on the presence of distinct constrictions to a diameter of 25 mm in *Z. dozei*, and their virtual absence in *Z. europae* (text-fig. 3, A–C), on which basis the present specimens are referred to the latter species.

Occurrence. Lower Lower Cenomanian mantelli Zone of southern England. Condensed Lower to Middle Ceno-

manian of Cassis, Bouches-du-Rhône, France. “Niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain.

Suborder Ammonitina Hyatt, 1889

Superfamily Desmoceratoidea von Zittel, 1895

Family Desmoceratidae von Zittel, 1895

Subfamily Desmoceratinae von Zittel, 1895

Genus and subgenus *Desmoceras* von Zittel, 1884

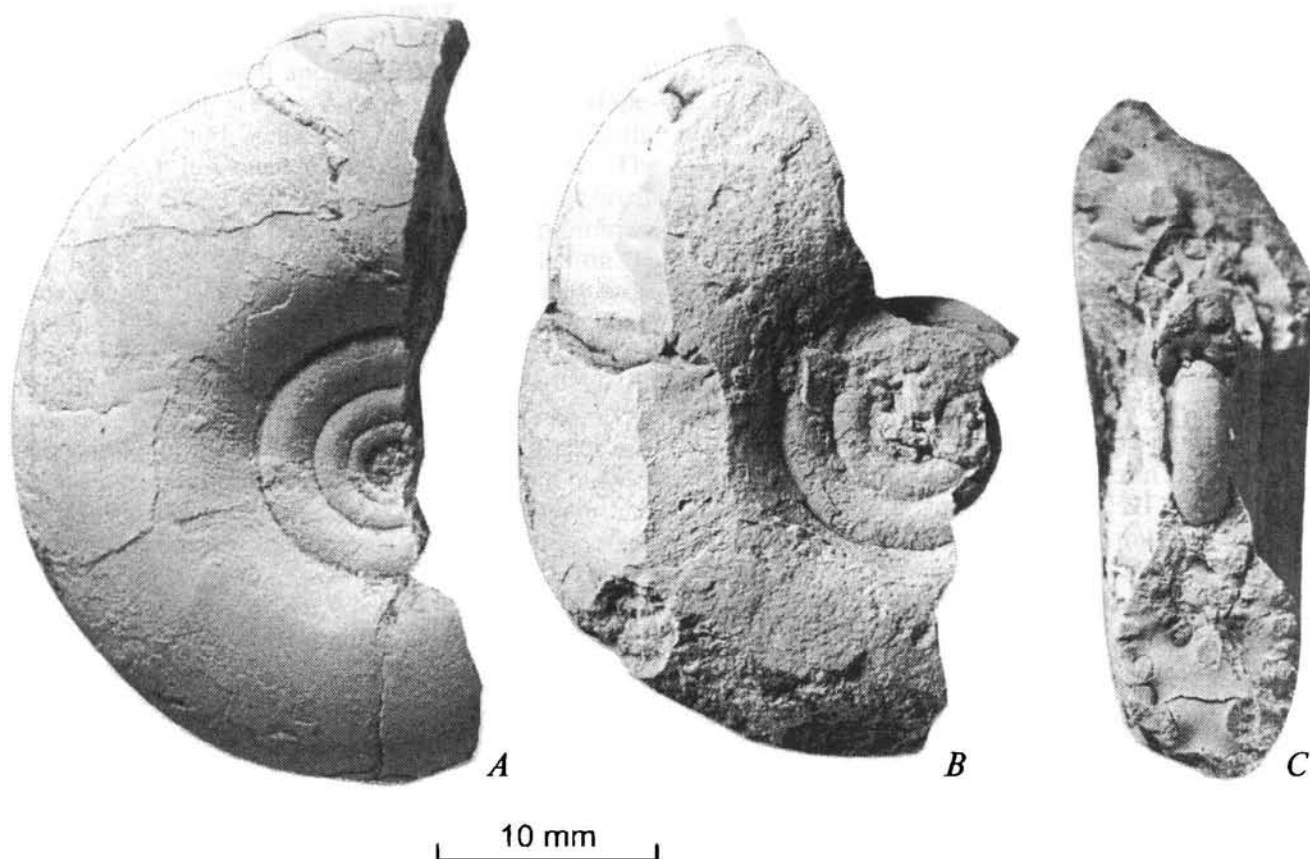
Type species — *Ammonites latidorsatus* Michelin, 1838, p. 101, pl. 12, fig. 9, by subsequent designation of Böhm (1895).

Desmoceras (Desmoceras) latidorsatum (Michelin, 1838)
Pl. 2, figs 6, 7, 19–28; pl. 8, figs 21–23; text-fig. 4

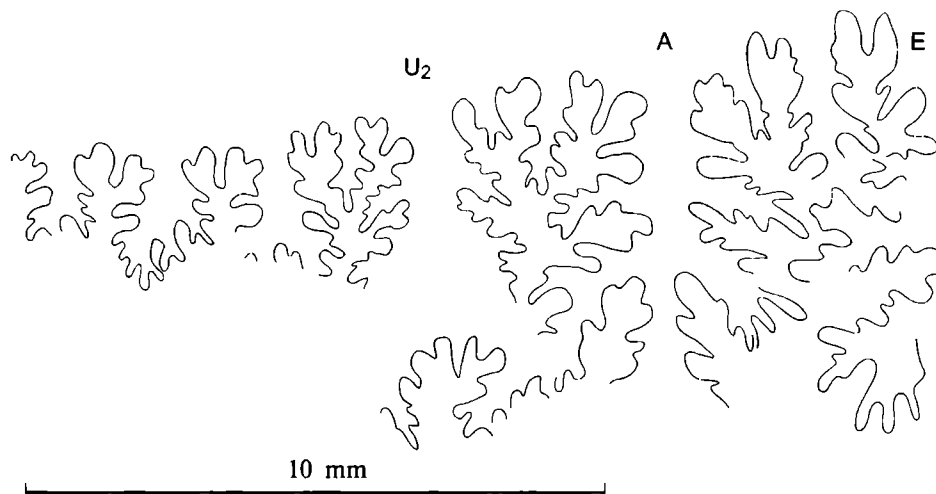
Ammonites latidorsatus: Michelin, 1838, p.101, pl.12, fig. 9.

Desmoceras (Desmoceras) latidorsatum: Wiedmann, Dieni, 1968, p.131, pl. 2, figs 2, 6–13, text-fig. 81 (with synonymy); Marcinowski, Wiedmann, 1990, p. 62, pl. 7, figs 2, 3 (with synonymy); Kennedy in Gale et al., 1996, p. 551, text-figs 11h–j; 13d, o; Kawabe, Haggart, 2003, p. 315, figs 3–5; Kennedy, Latil, 2007, p. 458, pl. 2, fig. 1; pl. 6, figs 2, 3; text-fig. 4; Szives, 2007, p. 98, pl. 3, fig. 25; pl. 14, fig. 10; pl. 19, figs 3, 4; pl. 26, figs 1, 2; pl. 28, fig. 6.

Desmoceras latidorsatum: Delamette et al., 1997, pl. 13, fig. 8; pl. 18, fig. 1; Arkadiev et al., 2000, p. 107, pl. 9, figs 3–5; Joly in Gauthier, 2006, p. 97, pl. 53, figs 1, 2.



Text-fig. 3. *Zelandites europae* Wright et Kennedy, 1984. A – UPST148; B, C – UPST 12



Text-fig. 4. Partial external suture of *Desmoceras* (*Desmoceras*) *latidorsatum* (Michelin, 1838), from UPST132

Holotype. By monotypy (now lost), is the original of Michelin (1838, p.101, pl. 12, fig. 9) from the Albian Gault Clay of Aube, France. Joly *in* Gauthier (2006, p. 97, pl. 3, fig. 1) designated neotype a specimen in the Laboratoire de Paléontologie of the Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, no. B46095, ex d'Orbigny Collection 5773-B1; it is from the condensed Albian of Escragnolles, Var, France.

Material. MGSB20153, UPST10, 65, 133–139.

Dimensions, mm.

	D	Wb	Wh	Wb:Wh	U
UPST132	37.2 (100)	22.8 (61.3)	20.1 (54.0)	1.13	— (—)
MGSB20153	44.8 (100)	26.2 (58.4)	25.8 (57.6)	1.02	— (—)

Discussion. There are several recent comprehensive accounts of this species (notably Wiedmann and Dieni, 1968; Cooper and Kennedy, 1979). Juveniles show wide intraspecific variation, and a number of subspecies/varieties have been introduced in addition to the typical form. It is convenient to use the following names to describe individuals, based on variations in whorl section and the presence/absence of constrictions: forma *complanata* Jacob, 1907 (p. 38, pl.14 (4), fig. 10; pl. 15 (5), fig. 2); forma *media* Jacob, 1907 (p. 37, pl. 16 (4), fig. 14); forma *inflata* Breistroffer, 1933, p. 193 (as *nomen novum* for var α Kossmat, as emended by Jacob, 1907, p. 35, pl. 14 (4), fig. 13; forma *perinflata* Cooper et Kennedy, 1979 (p. 237, figs 37, 38, 39d–f).

The present specimens correspond to the typical form, and transitions to forma *inflata*. Most retain replaced shell, and none show constrictions. They closely resemble the material recently figured by Arkadiev *et al.* (2000, pl. 9, figs 4, 5), particularly in the configuration of the suture line (text-fig. 4).

Occurrence. Middle Albian to Upper Cenomanian, southern England, southern France, southern Germany, Switzerland, Hungary, Serbia, Poland, Spain, Sardinia, Crimea, Mozambique, Angola, KwaZulu South Africa,

Madagascar, south India, Japan and Venezuela. “Niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain.

Subfamily Puzosiinae Spath, 1922b
Genus and subgenus *Puzosia* Bayle, 1878

Type species — *Ammonites planulatus* J. de C. Sowerby, 1827, p. 134, pl. 570, fig. 5, *non* von Schlotheim, 1820, p. 59; = *Ammonites mayorianus* d'Orbigny, 1841, p. 267, pl. 79, figs 1–3, by subsequent designation of H. Douvillé (1879, p. 91).

Puzosia (*Puzosia*) *mayoriana* (d'Orbigny, 1841)
Pl. 3, figs 32, 33, 37–40

Ammonites planulatus: J. de C. Sowerby, 1827, p. 597, pl. 570, fig. 5 (*non* von Schlotheim, 1820, p. 59).

Ammonites Mayorianus: d'Orbigny, 1841, p. 267, pl. 79, figs 1–3.

Puzosia (*Puzosia*) *mayoriana*: Wright, Kennedy, 1984, p. 55, pl. 3 figs 1, 2, 4, 6, 9–12; pl.4, figs 1, 2, 5–7; text-figs 1a, b, 2c, h, m; 3n–r; 4a–c (with synonymy); Kennedy, Jolkičev, 2004, p. 372, pl. 1, figs 4–6 (with additional synonymy); Reboulet *et al.*, 2005, text-fig. 3a; Kennedy, Latil, 2007, p. 460, pl. 1, figs 1–6; pl. 3, fig. 1; Szives, 2007, p. 96, pl. 13, fig. 9; pl. 14, fig. 7; pl. 19, fig. 8; pl. 28, figs 8, 10, 13; Kennedy *et al.*, 2008, p. 37, pl. 8, figs 15, 16.

Puzosia mayoriana: Kennedy, Juignet *in* Gauthier, 2006, p. 96, pl. 49, fig. 4.

Lectotype. By subsequent designation of Wright & Wright (1951, p. 35), is BMNH 9381, the original of J. de C. Sowerby (1827, pl. 570, fig. 5), from the Cenomanian Lower Chalk of Hamsey, near Lewes, Sussex.

Material. MGSB20066a–b; UPST77.

Dimensions, mm.

	D	Wb	Wh	Wb:Wh	U
MGSB20066a	44.2 (100)	9.4 (21.3)	9.6 (21.7)	0.98	7.0 (15.8)

Description and discussion. This species has been comprehensively discussed by recent authors (see synonymy). The present material is very typical. Specimen UPST77 is a 120° fragment of three successive whorls; the whorl breadth to height ratio of the outer whorl is 0,9. Three constrictions are preserved, with 20–22 fine ribs between successive constrictions. Specimen MGSB20066a (pl. 3, figs 37, 38) is a phragmocone with a maximum preserved diameter of 43,8 mm. The whorl breadth to height ratio is 0,98. There are four to five strong constrictions on the outer whorl, with up to 17 ribs between successive constrictions at the ventrolateral shoulder. Specimen MGSB20066b (pl. 3, fig. 40) is part of the venter of a much larger individual with strong, even, sharp ribs that are narrower than the interspaces and are projected over the venter in a broad convexity.

Occurrence. Upper Albian to Upper Cenomanian, widespread throughout Europe, Africa, south India and Japan.

Puzosia (Puzosia) cf. petkovi Wiedmann et Dieni, 1968
Pl. 2, figs 8–18; text-fig. 5

Melchiorites sp.: Thomel, in Mongin et al., 1988, p. 31.
Material. UPST63, 76; MGSB20066, 67072

Dimensions, mm.

	D	Wb	Wh	Wb:Wh	U
UPST63	30,2 (100)	14,5 (48,0)	13,8 (45,6)	1,06	7,7 (25,4)
UPST76	36,8 (100)	15,8 (42,9)	14,4 (39,1)	1,1	~11,2 (30,4)
MGSB20066	37,9 (100)	18,4 (48,5)	17,5 (46,20)	1,05	10,0 (26,40)

Description. Specimen UPST63 (pl. 2, figs 8–11) is 36,8 mm in diameter, and retains traces of replaced shell. Coiling is evolute, the umbilicus comprising 25,4% of the diameter, of moderate depth, with a convex wall and narrowly rounded shoulder. The whorl section is slightly depressed, with the greatest breadth below mid-flank, the flanks very feebly convex, subparallel, the ventrolateral shoulders and venter broadly rounded. There are distant constrictions, three on the adapertural half of the outer whorl. They are straight and prorsiradiate on the inner flank, concave on the outer flank and cross the venter in a convex peak. Where shell is preserved, the constrictions are weaker, with a well-defined, narrow adapertural collar rib. The surface of the shell is virtually smooth between constrictions, but for delicate ventral riblets of variable strength that follow the same course as the constrictions.

Specimen UPST76 (pl. 2, figs 13–15, the original of *Melchiorites* sp. of Thomel (in Mongin et al., 1983, pp. 31, 32) consists of a 240° whorl sector, the adapertural 180° at minimum body chamber (the remainder is encrusted in ferruginous films; the adapical end of the fragment is a septal face). Coiling is very evolute, the umbilicus comprising an estimated 30% of the diameter. The whorl section is slightly depressed, with the greatest breadth around mid-flank. The flanks are feebly convex, subparallel, the ventrolateral shoulders broadly rounded, the broad venter flattened. Four prominent constrictions are preserved on the fragment. They have a gently inclined adapical margin and a much steeper adapertural margin, and are prorsiradiate, straight on the inner and middle flanks, project forwards across the ventrolateral shoulders, and cross the venter in a broad convexity. The flanks are near-smooth between the constrictions, other than traces of growth lines, striae and fine grooves that parallel the course of the constrictions.

Specimen MGSB20066 (pl. 2, figs 16–18) is an internal mould 36,9 mm in diameter, with a 90° sector of body chamber preserved. It has six to seven constrictions on the outer whorl. The suture of this specimen is partially exposed, and has deeply incised bifid saddles and trifold lobes (text-fig. 5).

Discussion. The specimens are compared to *P. (P.) petkovi* on the basis of the whorl section, form of constrictions, and virtual lack of ornament on the internal mould.

Occurrence. “Niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain. The holotype of *P. (P.) petkovi* is from the condensed Albian of Wielka Rówień in the Tatra Mountains in Poland. There are also records from the condensed Upper Albian of Sardinia, and a possible record from Serbia.

Superfamily Hoplitioidea H. Douvillé, 1890
Family Hoplitidae H. Douvillé, 1890
Subfamily Hoplitinae H. Douvillé, 1890
Genus *Discohoplites* Spath, 1925a

Type species — *Ammonites coelonotus* Seeley, 1865, p. 237, pl. 10, fig. 2 only, by original designation of Spath (1925a, p. 83).

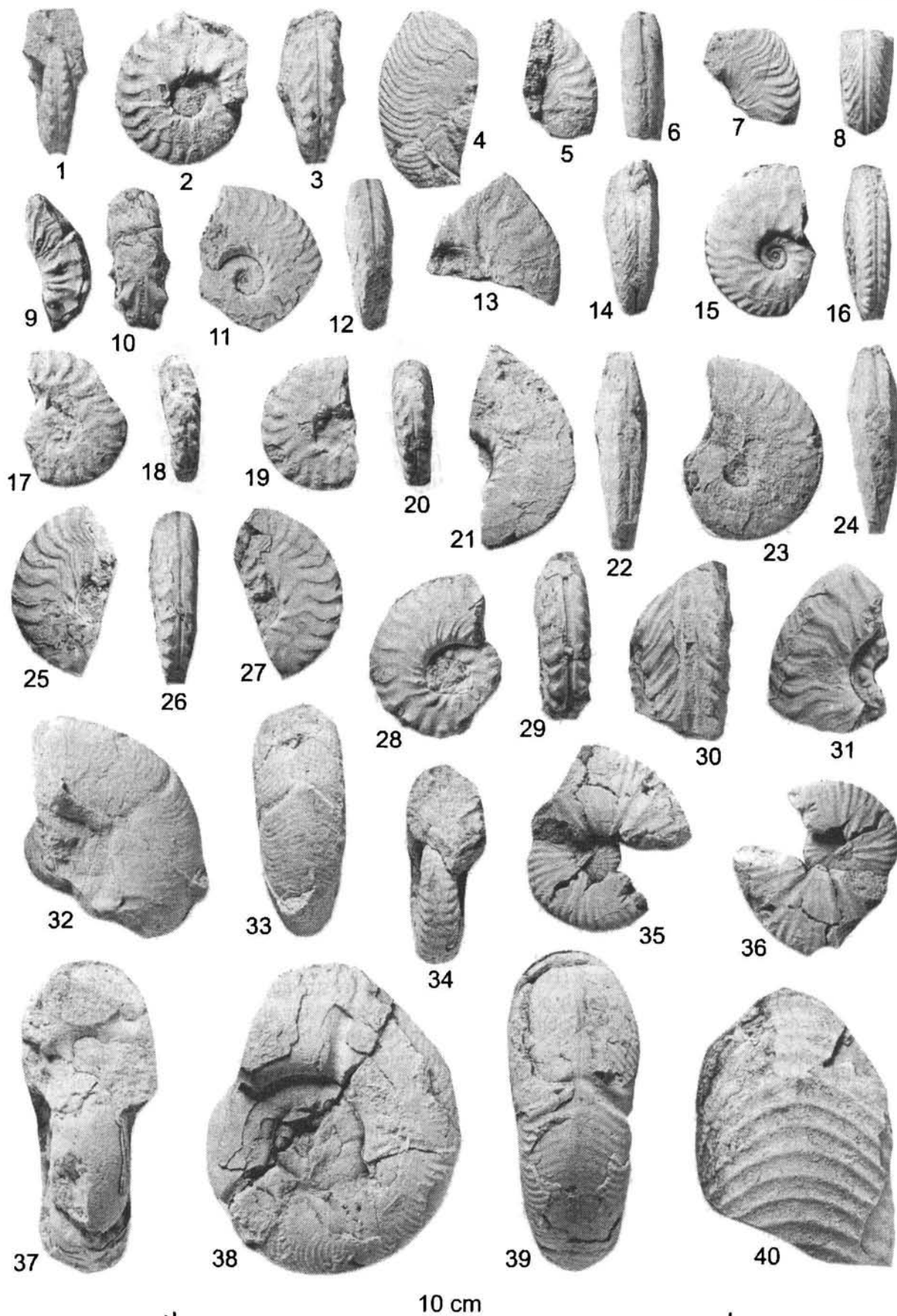
Discohoplites subfalcatatus (Semenov, 1899)
Pl. 3, fig. 4

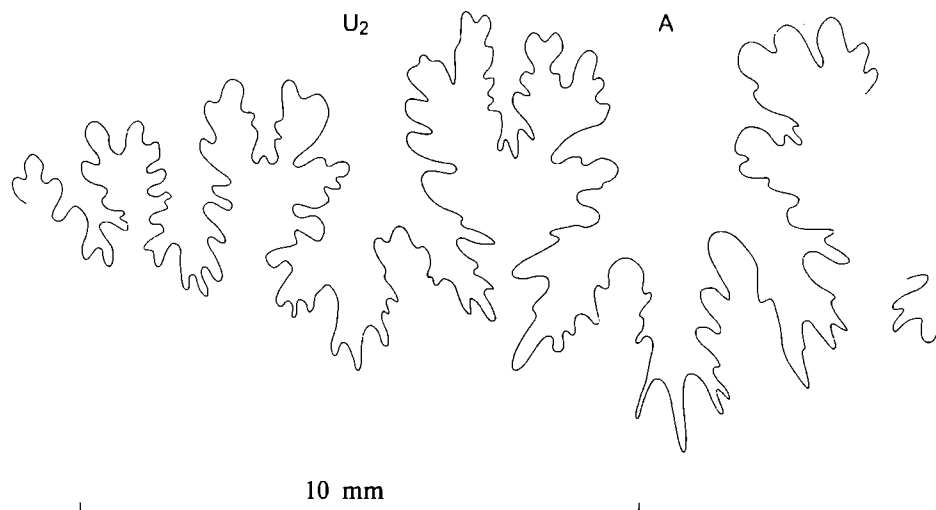
Ammonites falcatatus: Pictet, Campiche, 1859, non Mantell, p. 210 (pars), pl. 27, fig. 2 only.

Hoplites subfalcatatus: Semenov, 1899, p. 130, pl. 5, fig. 5.

Plate 3. Figs 1–3, 7, 8, 28, 29 — *Hyphoplites curvatus arausionensis* (Hébert et Munier-Chalmas, 1875): 1–3 — MGSB67088; 7, 8 — UPST144; 28, 29 — MGSB67091. Fig. 4 — *Discohoplites subfalcatatus* (Semenov, 1899), UPST142. Figs 5, 6 — *Hyphoplites falcatatus* cf. *interpolatus* Wright et Wright, 1949, MGSB20062a. Figs 9, 10, 30, 31 — *Hyphoplites curvatus curvatus* (Mantell, 1822): 9, 10 — MGSB67083; 30, 31 — MGSB67084. Figs 11, 12, 15, 16 — *Hyphoplites* group of *falcatatus* (Mantell, 1822): 11, 12 — MGSB67087; 15, 16 — MGSB67090. Figs 13, 14, 21, 22 — *Hyphoplites campichei* Spath, 1925a: 13, 14 — UPST143; 21, 22 — MGSB20062b. Figs 17–20, 23–27 — *Hyphoplites falcatatus aurora* Wright et Wright, 1949: 17, 18 — UPST146; 19, 20 — UPST147; 23, 24 — MGSB67086; 25–27 — MGSB67089. Figs 34–36 — *Stoliczkaia (Stoliczkaia) clavigera* Neumayr, 1875, MGSB67085. Figs 32, 33, 37–40 — *Puzosia (Puzosia) mayoriana* (d’Orbigny, 1841): 32, 33 — UPST77; 37–39 — MGSB20066a; 40 — MGSB20066b. All specimens are from the “niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain. Figs 1–14, 17–40 are $\times 1$; Figs 15, 16 are $\times 2$

Plate 3





Text-fig. 5. Partial external suture of *Puzosia (Puzosia) cf. petkovi* Wiedmann et Dieni, 1968, from MGSB20066c

Discohoplites subfalcatus: Renz, 1968, p. 23, pl. 2, figs 1–3; text-figs 8a, c, d; 10d (with synonymy); Kennedy in Gale et al., 1996, p. 552, text-figs 15c, f; 27e.

Holotype is the original of Pictet and Campiche (1859, pl. 27, fig. 2), refigured by Renz (1968, pl. 2, fig. 1), from Sainte-Croix, Kanton Waadt, Switzerland. The original is no. 39831 in the collections of the Musée Géologique, Lausanne.

Material. UPST142.

Description. The specimen consists of a 17 mm long fragment of one flank (pl. 3, fig. 4), preserved on the obverse of a sliver of the body chamber. The phragmocone fragment is ornamented by fine, crowded, falcoid ribs that are weak and prorsiradiate on the inner flank but strengthen and are sharp, concave and even on the outer flank. They sweep forwards on the venter, with no indication of ventral clavi. The sliver of body chamber shows numerous fine ribs arising at the umbilical seam, concave on the umbilical wall, strengthening, and sweeping forwards across the umbilical shoulder.

Discussion. The present specimen is referred to *D. subfalcatus* rather than *Hyphoplites costosus* Wright et Wright, 1949 (p. 484, pl. 29, fig. 7; see also Wright and Kennedy, 1984, p. 70, pl. 7, fig. 12) on the basis of the absence of ventral clavi. *Discohoplites valbonnensis valbonnensis* (Hébert et Munier-Chalmas, 1875) (see revision in Kennedy et al., 2008, p. 41, pl. 4, figs 6–23) has much coarser ribbing, notably on the inner flank.

Occurrence. Upper Upper Albian, perinflatum Zone, southern England, southeast France, Switzerland, Kazakhstan. “Niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Husca Province, northern Spain.

Genus *Hyphoplites* Spath, 1922b

Type species — *Ammonites falcatus* Mantell, 1822, p. 117, pl. 21, figs 6, 12, by original designation of Spath (1922b, p. 110).

Hyphoplites falcatus aurora Wright et Wright, 1949
Pl. 3, figs 17–20, 23–27

Hyphoplites falcatus aurora: Wright, Wright, 1949, p. 485, pl. 29, figs 3, 9; pl. 30 fig. 5; Wright & Kennedy, p. 67, pl. 6, figs 10, 12, 15; text-figs 7k, 9b (with synonymy).

Hyphoplites falcatus: Thomel, 1980, p. 140, fig. 280

Holotype. By original designation, is BMNH C83686, the original of Wright and Wright (1949, p. 485, pl. 29, fig. 3), from the upper Upper Albian perinflatum [dispar] Zone ammonite bed in the Upper Greensand at White Nothe, Dorset. There are two paratypes, GSM37189 and SMC B62711, from the lower Lower Cenomanian mantelli Zone, carcitansense Subzone fauna of the Glauconitic Marl, at and near Ventnor, Isle of Wight.

Material. MGSB67086, 67089; UPST146, 147.

Description. The best-preserved specimen is MGSB67089, a 180° sector of adult body chamber 31,4 mm in diameter. Coiling is involute. The umbilicus comprises 19% of the diameter, and is shallow, with a low, flattened, outward-inclined umbilical wall and narrowly rounded umbilical shoulder. The whorl section is compressed, with a whorl breadth to height ratio of 0,69, the greatest breadth just outside the umbilical shoulder, the inner flanks very feebly convex, the outer flanks flattened and convergent. The ventrolateral shoulders are very narrowly rounded in intercostal section. There is a prominent mid-ventral groove. Four small, very strongly prorsiradiate umbilical bullae are present, the one at the apertural end of the fragment much smaller than the others. The bullae give rise to pairs of low, broad, falcoid ribs; there are occasional short intercalate ribs. The ribs are narrow, straight and prorsiradiate on the inner flanks, and broad and concave on the outer flanks. Those at the adapical end bear small, sharp, oblique ventral clavi. Towards the adapertural end of the specimen, the clavi decline, and the ventrolateral shoulders round. This indication of maturity is accompanied by the development of fine falcoid flank ribs that replace the coarser ribbing on the rest of the fragment. Specimens UPST147 (pl. 3, figs 19, 20) and UPST146 (pl. 3, figs 17, 18) are similar but worn specimens, 26,2 and 26,6 mm in diameter, respectively. Specimen MGSB67086 (pl. 3, figs 23, 24) is a

larger, worn individual 34,7 mm in diameter, with subdued ornament compared to the previous individuals, with more shorter, intercalated ribs. It is in this respect transitional to *Hyphoplites campichei*.

Discussion. The subspecies of *Hyphoplites falcatus* are differentiated on the basis of the relationship between the straight “haft” and the concave “blade” of the sickle-shaped ribs. In *H. falcatus falcatus* (see revision in Wright and Kennedy, 1984, p. 66, pl. 6, figs 11, 13; pl. 7, fig. 2; text-figs 7e–g, 9c), ribs are single; in *H. falcatus aurora* the ribs are mostly dichotomous, branching from the umbilical rib at various levels; in *H. falcatus interpolatus* Wright et Wright, 1949 (see revision in Wright and Kennedy, 1984, p. 68, pl. 6, fig. 14; pl. 7, fig. 3; text-figs. 8e, 9d) the ribs are split for most of their length, such that sickle ‘blades’ have more than one haft or may even be split for part of their length.

Occurrence. Upper Upper Albian, perinflatum Zone, southern England and Switzerland; lower Lower Cenomanian, carcitanense and possibly saxbii subzones of the lower Lower Cenomanian mantelli Zone, southern England, France, Poland, Germany, Mangyshlak Peninsula in Kazakhstan, and Kopet Dag, Turkmenistan. ‘Niveau rouge’ of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain.

Hyphoplites falcatus cf. *interpolatus* Wright et Wright, 1949
Pl. 3, figs 5, 6

Material. MGSB20062a.

Description and discussion. The specimen is an approximately 120° sector of adult body chamber. The whorl section is compressed, with flattened convergent flanks, the ventrolateral shoulders quite broadly rounded, the venter flattened, with a prominent mid-ventral groove. Ornament is of falcoid ribs, narrow and prorsiradiate on the inner flank and broad and concave on the outer flank. The inner flank ribs, and some of the outer flank ribs, are split, suggesting reference to subspecies *H. f. interpolatus*.

Occurrence. “Niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain. Elsewhere, the subspecies *H. f. interpolatus* occurs in the lower Lower Cenomanian mantelli Zone of southern England, Normandie, Sarthe and Provence in France, Switzerland, Mangyshlak Peninsula in Kazakhstan, and Kopet Dag, Turkmenistan. Renz (1968, p. 27, pl. 2, fig. 14) referred a specimen from the upper Upper Albian perinflatum Zone of Sainte-Croix, Kanton Waadt, Switzerland to *Hyphoplites falcatus* aff. *interpolatus*.

Hyphoplites group of *H. falcatus* (Mantell, 1822)
Pl. 3, figs 11, 12, 15, 16

Material. MGSB67087, 67090.

Dimensions, mm.

	D	Wb	Wh	Wb:Wh	U
MGSB67090	12,8 (100)	4,2 (32,8)	6,2 (48,4)	0,67	3,1 (24,2)
MGSB67087 at	24,2 (100)	9,1 7,4 (30,5)	13,9 11,9 (49,1)	0,65 0,62	5,9 (24,3)

Description. Specimen MGSB67090 (pl. 3, figs 15,16) is a well-preserved nucleus 12,8 mm in diameter, with replaced shell present. Coiling is moderately evolute; the umbilicus comprises 24,2% of the diameter, is shallow, with a flattened, outward-inclined wall and with a quite narrowly rounded umbilical shoulder. The whorl section is compressed, with flattened and convergent flanks, the ventrolateral shoulders narrowly rounded, and the venter flat with a prominent mid-ventral groove. Fourteen umbilical bullae, varying from strong to weak, are strongly prorsiradiate, and bear, on one flank, small mid-lateral bullae in some cases. The ribs bifurcate at these tubercles, and additional short ribs intercalate, to give a total of 18 or 19 ribs on the outer half whorl at the ventrolateral shoulder. These ribs are strong and concave; all bear small ventral clavi, elongated parallel to the mid-ventral groove.

Specimen MGSB67087 (pl. 3, fig. 11, 12) is in similar preservation. Coiling is moderately evolute, with around 55% of the previous whorl covered. The shallow umbilicus comprises 24,3% of the diameter. The wall is flattened and outward-inclined, the umbilical shoulders sharp. The whorl section is compressed, with a whorl breadth to height ratio of 0,62–0,65, the greatest breadth just outside the umbilical shoulder, the flanks flattened and convergent, the ventrolateral shoulders very narrowly rounded, the venter flat, with a prominent mid-ventral groove. An estimated 12–14 strong to near-obsolete, strongly prorsiradiate umbilical bullae are visible on the penultimate whorl. On the outer whorl, 15–16 primary ribs, some split into riblets, are markedly concave on the umbilical wall. They strengthen into delicate prorsiradiate bullae that give rise to pairs of narrow, prorsiradiate, sharp, narrow ribs on the inner flank that flex back and are concave on the outer flank, where they remain narrow, and are accompanied by additional intercalated ribs. All ribs terminate in small oblique ventral clavi.

Discussion. Specimen MGSB67090, with mid-flank tubercles, presumably derived by the outward displacement of umbilical bullae on one flank, is interpreted as a pathological individual. At the greatest preserved diameter, the ribbing begins to stabilise, with more ribs on the outer flank than on the inner, a pattern that links it to MGSB67087. The rib pattern of this individual corresponds to that of *H. falcatus aurora*, while the development of fine inner flank riblets at the greatest preserved diameter suggests the specimen to be a near-complete adult microconch. It differs from specimens in the present collection referred to *H. f. aurora* in the narrowness and sharpness of the ribbing (compare pl. 3, fig. 11 and figs 25 and 27), hence the qualified identification given here.

Occurrence. “Niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain.

Hyphoplites campichei Spath, 1925a
Pl. 3, figs 13, 14, 21, 22

Ammonites falcatus: Pictet, Campiche, 1859, p. 210 (*pars*), pl. 271, fig. 1.

Hyphoplites campichei: Spath, 1925a, p. 83; Wright, Kennedy, 1984, p. 69, pl. 6, figs 2—6, 8, 9; text-figs 7j, 8a, b, f, 9a, e (with full synonymy); Kaplan et al., 1998, p. 96 (with additional synonymy); Szives, 2007, p. 100, pl. 25, fig. 8.

Holotype. By monotypy, is no. 39845 in the collections of the Naturhistorisches Museum, Basel, Switzerland, figured by Pictet & Campiche (1859, pl. 27, fig. 1) and Renz (1968, pl. 2, fig. 7), from the upper Upper Albian perinflatum Zone of Sainte-Croix, Kanton Waadt, Switzerland.

Material. MGSB20062b, UPST143.

Description. Specimen MGSB20062b (pl. 3, figs 21, 22) is a wholly septate half whorl 38,4 mm in diameter. The umbilicus is small, shallow, with a feebly convex umbilical wall and narrowly rounded umbilical shoulder. The whorl section is very compressed, with a whorl breadth to height ratio of 0,55. The greatest breadth is just outside the umbilical shoulder. The flanks are very feebly convex, and converge to the very narrowly rounded ventrolateral shoulders and narrow venter. There is a prominent mid-ventral groove. Seven primary ribs arise at the umbilical seam, and are concave, sweeping forwards and strengthening over the umbilical shoulder. There are faint, straight distant prorsiradiate ribs on the inner flanks, which branch, flex back, broaden and are concave on the outer flanks. They branch a second time, into fine riblets, on the outermost flank, where additional fine riblets intercalate. All of the riblets strengthen and sweep forwards over the ventrolateral shoulder, to form an acute chevron, interrupted by the mid-ventral groove. Specimen UPST143 (pl. 3, figs 13, 14) is a smaller whorl fragment with a maximum preserved whorl height of 18,5 mm. The ornament is basically the same, but with the falcoid main ribs better developed.

Discussion. See Wright and Kennedy (1984) for a comprehensive discussion of this species.

Occurrence. The species ranges from the upper Upper Albian perinflatum Zone to the carcitanense Subzone of the lower Lower Cenomanian mantelli Zone. There are records from the Upper Albian of southern England, SE France and Switzerland, and the Lower Cenomanian of southern England, Normandie, Sarthe and Provence in France, Germany Poland, Transcaspia and Kopet Dag in Turkmenistan. Added to these is the present record, from the "niveau rouge" of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain.

Hyphoplites curvatus curvatus (Mantell, 1822)
Pl. 3, figs 9, 10, 30, 31

Ammonites curvatus: Mantell, 1822, p. 118, pl. 21, fig. 18.

Hyphoplites curvatus curvatus: Wright, Kennedy, 1984, p. 71, pl. 7, figs. 1, 5, 6, 8—10; pl. 8, figs. 2, 4, 8, 10, 12, 14; text-figs. 6f—l, 9f—h (with full synonymy); Kaplan et al., 1998, p. 100 (with additional synonymy); Gale et al., 1999, pl. 2, figs 23, 24.

Holotype. By monotypy, BMNH 5739, from the Lower Cenomanian Chalk Marl of Hamsey, near Lewes, Sussex, the original of Mantell (1822, p. 118, pl. 21, fig. 18), re-figured by Wright & Kennedy (1984, pl. 7, fig. 6).

Material. MGSB67083-4.

Description. Specimen MGSB67083 (pl. 3, figs 9, 10) is just under half a septate whorl with an estimated original diameter of 27 mm. Coiling appears to have been moderately evolute. The whorl is depressed trapezoidal in intercostal section. Two very strong, subspinose umbilical tubercles are succeeded by a much weaker one. The tubercles give rise to narrow falcoid ribs while two or three fine, non-tuberculate ribs separate the tuberculate ones. There are an estimated five or six strong, oblique ventrolateral tubercles. At the adapical end, a strong node is in fact made up of partially fused inner and outer ventrolateral tubercles. One or more ribs link together at the tubercles. The tubercles give rise to narrow sharp ribs that sweep forwards on the venter, and link to form a ridge on either side of the mid-ventral groove. Specimen MGSB67084 (pl. 3, figs 30, 31) is an approximately 90° sector of the body chamber of an adult, probably a macroconch, with a maximum preserved whorl height of 16,2 mm. Part of the penultimate whorl is preserved. There are six primary ribs, two of which bear strong, subspinose umbilical tubercles. On the outer whorl, five or six weak, variable umbilical bullae give rise to one or more primary ribs. Additional fine primary ribs arise either singly or in pairs at the umbilical shoulder. These flank ribs are of variable strength. They are straight and prorsiradiate on the inner to middle flank, flex back and are markedly concave on the outer flank and project forwards over the ventrolateral shoulders. Seven small inner ventrolateral bullae are present on the fragment. Borne on the stronger ribs, these tubercles are linked by narrow ribs to a similar number of tiny oblique outer ventrolateral clavi.

Discussion. *H. curvatus curvatus* is characterised by strong umbilical, inner and outer ventrolateral tuberculation with numerous fine ribs linking umbilical bullae to ventrolateral tubercles. *H. curvatus arausionensis* (Hébert et Munier-Chalmas, 1875) (p. 115 (*pars*), pl. 4, fig. 5 only; see below, and revision in Wright and Kennedy, 1984, p. 72, pl. 8, figs 1, 6, 7, 10, 11, 13, 15, 16; pl. 9, figs 1—14; text-figs 7l—n, 8d, 9i, j, l, m) lacks fine ribs on the phragmocone, but may develop them on the body chamber. *H. curvatus pseudofalcatus* (Semenov, 1899) (p. 129; see revision in Wright and Kennedy, 1984, p. 72, pl. 6, fig. 7; pl. 7, figs. 4, 7, 11, 13; pl. 8, figs. 3, 5, 9; text-figs. 6a—e; 7a—d; 8c; 9k) is a compressed subspecies that lacks prominent umbilical bullae, and has weak or no inner ventrolateral tubercles.

Occurrence. The subspecies ranges throughout the whole of the Lower Cenomanian, from the carcitanense Subzone of the mantelli Zone to the dixonii Zone. The geographic distribution is southern England, France, the "niveau rouge" of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain, Switzerland, Germany, Mangyshlak Peninsula in Kazakhstan, Crimea in Ukraine, Kopet Dag in both Turkmenistan and Iran, as well as elsewhere in Iran north of the Zagros.

Hyphoplites curvatus arausionensis (Hébert
et Munier-Chalmas, 1875)
Pl. 3, figs 1—3, 7, 8, 28, 29

Ammonites arausionensis: Hébert, Munier-Chalmas, 1875, p. 115 (*pars*), pl. 4, fig. 5 only.

Hyphoplites curvatus arausionensis: Wright, Kennedy, 1984, p. 72, pl. 8, figs 1, 6, 7, 10, 11, 13, 15, 16; pl. 19, figs 1–14; text-figs 71–n, 8d, 9e, 1, m (with full synonymy); Kaplan et al., 1998, p. 100, pl. 9, figs 2, 3; pl. 13, figs 15, 16; Gale et al., 1999, pl. 2, figs 21, 22.

Lectotype. The original of Hébert and Munier-Chalmas (1875, pl. 4, fig. 5), by subsequent designation of Wright and Wright (1949, p. 491), an unregistered specimen in the Sorbonne Collections, now in the Université Pierre et Marie Curie, Paris. It is from Gacé, Orne, France.

Material. MGSB67088, 67091, UPST144.

Description. Specimen MGSB67088 (pl. 3, figs 1–3) has an estimated diameter of 28 mm, with part of a further 90° sector of whorl partially preserved. It is septate to 23,7 mm diameter. Coiling is moderately evolute, becoming increasingly so around the outer whorl, suggesting the specimen may perhaps be an incomplete microconch. The umbilicus comprises 25% of the diameter at the end of the phragmocone, and is of moderate depth, with a feebly convex wall and narrowly rounded umbilical shoulder. The costal whorl section is compressed, with a whorl breadth to height ratio of 0,69, the flanks subparallel in intercostal section, converging on the outermost flank, the ventrolateral shoulders narrowly rounded, the venter flat, with a marked mid-ventral groove, flanked by narrow undulose ridges. On the adapical 180° sector of the outer whorl, weak umbilical bullae give rise to pairs of low, flat, falcoid ribs, with occasional shorter intercalated ribs. The ribs are straight and prorsiradiate on the inner flank, and very broad and concave on the outer flank. They terminate in strong ventral clavi. With increasing size, the umbilical bullae strengthen, and are subspinose; inner ventrolateral tubercles appear, and strengthen progressively, as do the outer ventrolateral clavi. Specimen MGSB67091 (pl. 3, figs 28, 29) is 29,2 mm in diameter and appears to be an adult microconch. The falcoid ribs bear umbilical bullae, strong inner, and weaker outer ventrolateral clavi on the adapical half of the outer whorl. On the adapertural half, the umbilical bullae weaken, and the inner flanks are ornamented by fine, crowded, prorsiradiate ribs, more numerous than the flat, crescentic, outer flank ribs. The inner ventrolateral tubercles decline and efface. Specimen UPST144 is a 90° sector of adult body chamber with a whorl breadth to height ratio of 0,69, the flanks flattened, convergent, with broadly rounded ventrolateral shoulders, the venter feebly convex with a strong mid-ventral groove flanked by delicate sharp ridges. Ornament consists of crowded falcoid ribs, straight and prorsiradiate on the inner flank, and concave on the outer flank, where occasional ribs bifurcate. The ribs become progressively finer at the adapertural end. There is a single small conical inner ventrolateral tubercle at the adapical end of the fragment.

Discussion. The diagnostic features of subspecies *H. c. arausionensis* are the presence, on the phragmocone, of bullate to spinate umbilical tubercles that give rise to pairs of ribs, with occasional short intercalatories, all ribs

bearing strong inner and outer ventrolateral clavi. This ornament persists onto the adapical end of the adult body chamber; on the adapertural part the ornament weakens, inner and outer ventrolateral tubercles merge and eventually disappear, with associated rounding of the venter, while delicate flank ribs, resembling those of the nominate subspecies, may appear on the flanks immediately before the terminal aperture. Specimen MGSB67091 is thus a rather typical individual. Specimen MGSB67088 is atypical in that there are no inner ventrolateral tubercles on most of the phragmocone. It is interpreted as a compressed variant; a rather similar individual was figured by Wright and Kennedy (1984, pl. 9, fig. 7).

Occurrence. The subspecies ranges throughout the Lower Cenomanian mantelli and dixonii Zones. There are records from southern England, France, Germany, the “niveau rouge” of the Selva de Bonansa in Huesca Province, northern Spain, Turkmenistan, and Iran north of the Zagros.

Superfamily Acanthoceratoidea de Grossouvre, 1894

Family Brancoceratidae Spath, 1934

Subfamily Mortoniceratinae H. Douvillé, 1912

Genus *Mortoniceras* Meek, 1876

Type species — *Ammonites vespertinus* Morton, 1834, p. 40, pl. 17, fig. 1, by original designation of Meek (1876, p. 448).

Subgenus *Subschloenbachia* Spath, 1921

Type species — *Ammonites rostratus* J. Sowerby, 1817, p. 163, pl. 173, by original designation of Spath (1921, p. 284).

Mortoniceras (*Subschloenbachia*) cf. *perinflatum*
(Spath, 1922b)
Pl. 5, figs 7, 8

Material. UPST48.

Description. The specimen is a fragment of a large phragmocone with an estimated original diameter of 140 mm. The whorl section appears to have been compressed polygonal in costal section. Ornament consists of strong, coarse, prorsiradiate primary ribs with umbilical and lateral bullae, plus coarser rounded inner, and feebly clavate outer ventrolateral tubercles. There is a strong, blunt mid-ventral ridge.

Discussion. The presence of four rows of tubercles and the mid-ventral ridge show this poorly preserved fragment to be a *Mortoniceras* (*Subschloenbachia*), comparable to *M. (S.) perinflatum*.

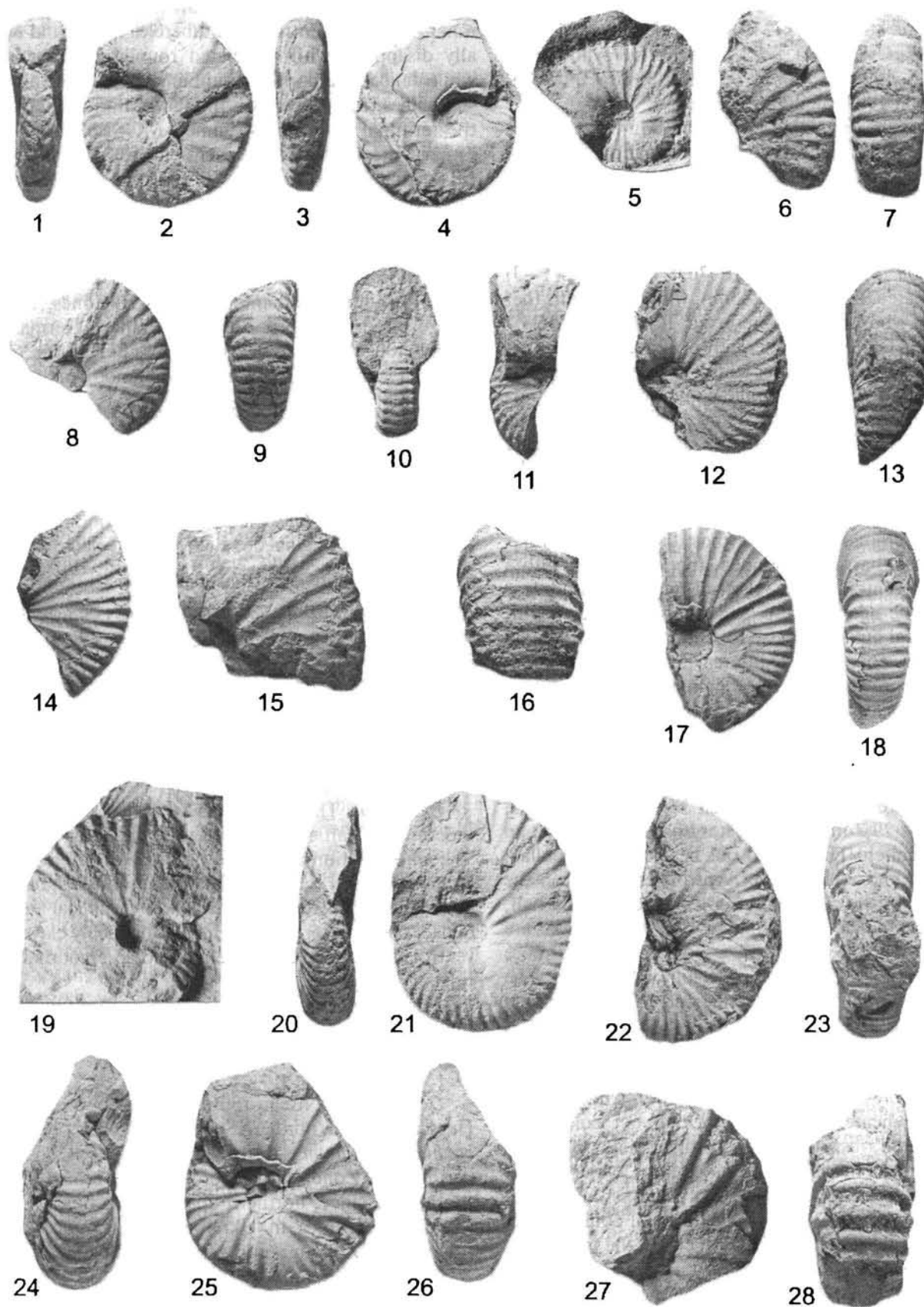
Occurrence. “Niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain. *Mortoniceras* (*Subschloenbachia*) *perinflatum* is restricted to the upper Upper Albian perinflatum Zone, with records from southern England, southeast France, northern Spain, Switzerland, Hungary, Romania, ?Crimea in Ukraine, Lesser Caucasus, Iran, Angola, KwaZulu in South Africa, and Texas, USA.

Family Lyelliceratidae Spath, 1921

Subfamily Stoliczkaiinae Breistroffer, 1953

Genus and subgenus *Stoliczkaia* Neumayr, 1875

Plate 4



Type species — *Ammonites dispar* d'Orbigny, 1841, p. 142, pl. 45, figs 1, 2, by subsequent designation of Diener (1925, p. 179).

Stoliczkaia (Stoliczkaia) clavigera Neumayr, 1875
Pl. 3, figs 34–36; pl. 4, figs 5–23; pl. 5, figs 1–3

Ammonites dispar: Stoliczka, 1864, p. 85, pl. 45, fig. 1 only.

Stoliczkaia clavigera: Neumayr, 1875, p. 933.

Mantelliceras saxbii: Thomel, 1972, pl. 15 (*pars*), pl. 1, figs 8, 9, 10, ?12.

Submantelliceras martimpreyi: Thomel, 1980, p. 147, fig. 291.

Stoliczkaia (Stoliczkaia) clavigera: Delanoy, Latil, 1988, p. 755, pl. 2, figs 1, 3; pl. 5, fig. 1; Wright, Kennedy, 1994, p. 576, figs 5b, 11k–m, q–r, 12e–h, k–n, 13a–c, 14a–c (with full synonymy); Kennedy, Latil, 2007, p. 466, pl. 4, fig. 1; pl. 5, figs 1–7; pl. 6, fig. 1 (with additional synonymy); Szives, 2007, p. 105, pl. 20, fig. 1 (with additional synonymy).

Holotype. By monotypy, is the original of *Stoliczka* (1864, pl. 45, fig. 1 only), no. 191 in the collections of the Geological Survey of India, Calcutta, and from the Utatur Group of Moraviatoor, south India. A cast of this specimen was figured by Delanoy and Latil (1988, pl. 5, fig. 1).

Material. MGSB67079, 67080, 67083, 67085, 67087; UPST2, 4, 15, 18, 22, 23, 25, 45, 78, 124, 125, 127, 128.

Dimensions, mm.

	D	Wb	Wh	Wb:Wh	U
MGSB67083	38,1 (100)	16,5 (43,3)	19,0 (49,9)	0,86	8,3 (21,2)
MSGB67080	43,2 (100)	16,7 (38,6)	20,5 (47,5)	0,81	— (—)

Description. Well-preserved specimens range from 24–42 mm in diameter, with a single fragment of an adult with a maximum preserved whorl height of 37 mm (pl. 5, figs 1–3). Coiling is very involute, the umbilicus comprising less than 10% of the diameter in juveniles. The umbilical wall is feebly convex, the umbilical shoulder quite narrowly rounded. The whorl section is compressed in most individuals; a few are slightly depressed (pl. 4, figs 14, 15). The greatest breadth is just outside the umbilical shoulder. The inner and middle flanks are feebly convex; the outer flanks converge to broadly rounded ventrolateral shoulders, the venter very feebly convex in intercostal section. At the smallest diameters seen (pl. 3, figs 34–36; pl. 4, figs 3, 9–11), primary ribs arise at the umbilical seam, and strengthen across the umbilical wall and shoulder without developing bullae. The ribs are straight and feebly prorsiradiate on the inner and middle flank, projecting slightly

forwards and feebly concave on the ventrolateral shoulder. One or two ribs intercalate between successive primaries, arising on the middle to outer flank. All ribs on the penultimate whorl of MGSB67085 (pl. 3, figs 34–36) bear tiny, sharp ventral clavi; the venter between is feebly convex, and smooth. The outer whorl of this specimen (pl. 3, fig. 34) and others of similar size (UPST23: pl. 4, fig. 10) retain tiny ventral tubercles, now linked across the venter by a blunt, transverse rib. With increasing size, the tubercles are lost, and the ventrolateral shoulders become broadly and evenly rounded (pl. 4, figs 16, 18, 22). Specimens with diameters of around 40 mm (pl. 4, figs 17, 21, 22) have up to 10 primary ribs, and a total of 22 ribs per half whorl at the ventrolateral shoulder. The largest, body chamber fragment UPST78 (pl. 5, figs 1–3) has a costal whorl breadth to height ratio of 0,71. Prorsiradiate primary ribs sweep forwards across the inner flanks, strengthen progressively, flexing back and convex on the outer flanks, and strong, coarse, and transverse over the venter. One or two intercalated ribs arise both high and low on the flank, and strengthen to match the primary ribs on outer flank, ventrolateral shoulders, and venter.

Discussion. The large, body chamber fragment is strikingly similar to the holotype at the same diameter (Delanoy, Latil, 1988, pl. 5, fig. 1). When compared to the other *Stoliczkaia* recognised in the Selva de Bonansa fauna, *S. (?S.) hispanica* sp. nov. (pl. 4, figs 1–3) has a much more compressed phragmocone, is adult at a small size and has distinctive ventrolateral and ventral ornament on the adapertural part of the body chamber. Juveniles (pl. 4, figs 21–28) of *S. (Lamnayella) tetragona* Neumayr, 1875 (holotype refigured by Delanoy and Latil, 1988, pl. 5, fig. 2) have a more rounded whorl section, coarser ribs, and incipient umbilicolateral bullae.

Occurrence. Upper Upper Albian rostratum to basal Cenomanian briacensis Zone. Southern England, south-east France, Selva de Bonansa, Huesca Province, and elsewhere in northern Spain, Switzerland, Romania, Turkmenistan, Tunisia, Japan, Texas and south India.

Stoliczkaia (?Stoliczkaia) hispanica Kennedy et Bilotte,
sp. nov.

Pl. 4, figs 1–3; text-fig. 6

Holotype. Specimen UPST73, from the “niveau rouge” of the Selva de Bonanza, Huesca Province, northern Spain.

Material. UPST73.

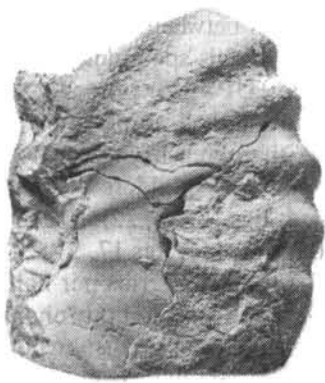
Dimensions, mm.

	D	Wb	Wh	Wb:Wh	U
UPST73	36,0 (100)	11,3 (31,4)	16,4 (45,5)	0,69	5,7 (15,8)
at	29,2 (100)	9,2 (31,5)	16,1(55,1)	0,57	4,2 (14,3)

Plate 4. Figs 1–4 — *Stoliczkaia (?Stoliczkaia) hispanica* sp. nov. The holotype, UPST73. Figs 5–23 — *Stoliczkaia (Stoliczkaia) clavigera* Neumayr, 1875: 5 — UPST25; 6, 7 — UPST125; 8, 9 — UPST15; 10, 11 — UPST23; 12, 13 — MGSB67079; 14 — UPST2; 15, 16 — UPST 22; 17, 18 — MGSB67083; 19 — UPST45; 20, 21 — UPST4; 22, 23 — MGSB67083. Figs 24–28 — *Stoliczkaia (Lamnayella) tetragona* Neumayr, 1875: 24–26 — MGSB20407.1; 27, 28 — UPST14. All specimens are from the “niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain.

All figures are $\times 1$

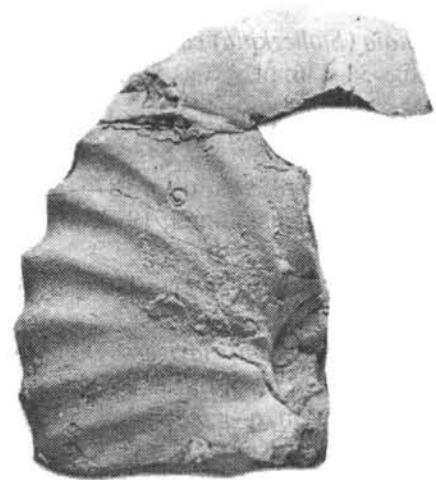
Plate 5



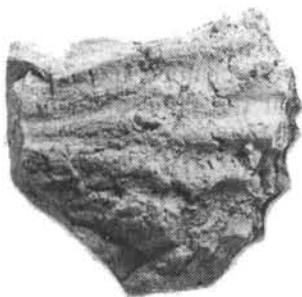
1



2



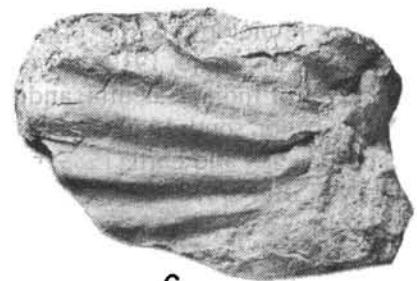
3



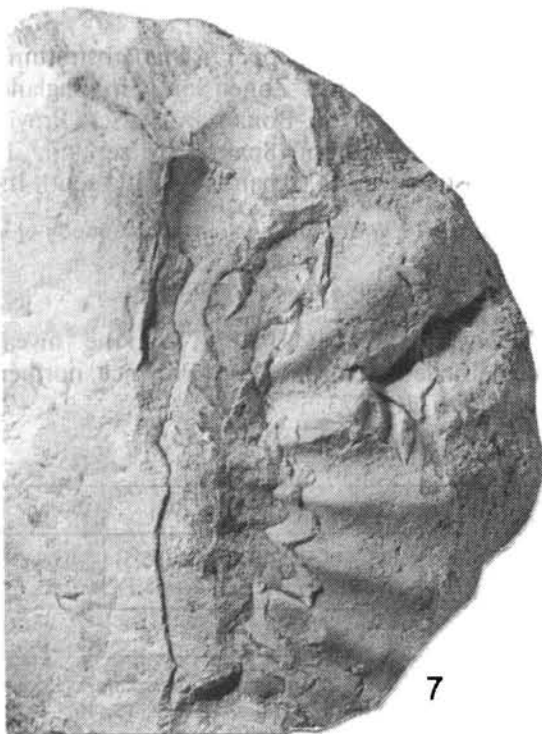
4



5



6



7



8

10 cm

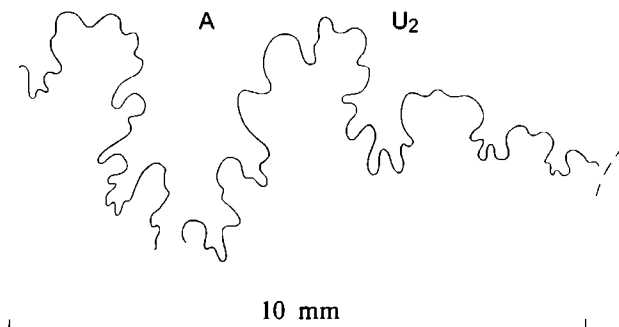
Diagnosis. Small for genus, phragmocone compressed, flanks feebly convex, subparallel, with coarse flexuous primary and intercalated ribs with small ventral clavi. Clavi lost on apertural part of body chamber, where strengthening ribs are strong and concave on ventrolateral shoulders, weakening and crossing the venter in a convex peak.

Description. The holotype is an adult, preserved to a diameter of 36 mm; the diameter, when complete, is estimated at 38 mm. The outer half whorl is body chamber, the last few septa are approximated, the coiling of the body chamber is eccentric, all features indicating the specimen to be an adult. The coiling on the phragmocone is very involute, the umbilicus comprising 14% or less of the diameter, with a low, convex wall and broadly rounded umbilical shoulder. The whorl section is very compressed, with a whorl breadth to height ratio of 0,57, the flanks very feebly convex, subparallel, the ventrolateral shoulders quite narrowly rounded, the narrow venter very feebly convex. Relatively coarse, low primary ribs, three to four per half whorl, arise at the umbilical seam, and strengthen across the umbilical wall and shoulder. They strengthen and broaden across the flanks, and are prorsiradiate, feebly flexuous, and concave on the outermost flanks. Additional ribs intercalate both high and low on the flanks, and strengthen to match the primaries on the outer flank, where there are 22 ribs per half whorl. All ribs bear tiny oblique ventral clavi. The venter is flattened to very feebly convex. The body chamber has suffered *post-mortem* deformation, and the dimensions given above give only an approximate indication of the original proportions. The coiling is eccentric; the umbilical seam migrating outwards so that the umbilicus comes to comprise 15,8% of the diameter, the slope of the umbilical wall declining. Fourteen subdued ribs are preserved on the body chamber. They consist of distant primary ribs separated by from one to three long or short intercalated ribs. The ribs are feeble and effaced on the inner flank, but much better developed on the outer flank. The ventral tubercles are lost, and the ribs sweep forwards over the ventrolateral shoulders, weaken, and cross the venter in a broad convexity.

The suture is only moderately incised, with a large bifid E/A, small, bifid A and A/U₂ (text-fig. 6).

Discussion. The present species appears to be a micro-morph, a pedomorphic derivative of some normal-sized *Stoliczkaia*. Small size, distinctive ribbing on both phragmocone and body chamber distinguish it from most other species referred to the genus. The phragmocone most closely resembles similar-sized phragmocones of *Stoliczkaia* (*S.*) *tenuis* Renz, 1968, as figured by Cooper and Kennedy (1979, figs 47–49), but the latter grows to a much larger adult size, with quite different body chamber ornament.

Subgenus *Lamnayella* Wright et Kennedy, 1978



Text-fig. 6. Partial external suture of *Stoliczkaia* (?*Stoliczkaia*) *hispanica* sp. nov., from the holotype. UPST73

Type species — *Stoliczkaia* (*Lamnayella*) *juigneti* Wright & Kennedy, 1978, p. 398, pl. 37, figs 1–10; pl. 38, figs 1–12, by original designation.

Stoliczkaia (*Lamnayella*) *tetragona* Neumayr, 1875
Pl. 4, figs 24–28

Ammonites dispar. Stoliczka, 1865, p. 85 (*pars*), pl. 45, fig. 2 only.

Stoliczkaia tetragona: Neumayr, 1875, p. 932; Cooper, Kennedy, 1979, text-fig. 58.

Stoliczkaia (*Stoliczkaia*) *tetragona*: Matsumoto, Inoma, 1975, p. 272, text-fig. 7.

Stoliczkaia (*Lamnayella*) *tetragona*: Wright, Kennedy, 1978, p. 396, text-fig. 3a, b; Delanoy, Latil, 1988, p. 756, pl. 3, figs 1–3; pl. 4, figs 1–4, 6; pl. 5, fig. 2; Atabekian, 1992, p. 206, pl. 120, figs 3, 4; pl. 121, fig. 4.

Holotype. By monotypy, is the original of Stoliczka (1865, p. 85 (*pars*), pl. 45, fig. 2 only), from Moraviatoor, south India, no. 192 in the type collections of the Geological Survey of India, Calcutta. A cast was figured by Delamette and Latil (1988, pl. 5, fig. 2).

Material. MGSB20407.1; UPST14.

Description. Specimen MGSB20407.1 (pl. 4, figs 24–26) is a somewhat damaged individual with an original estimated diameter of 45 mm. Coiling is moderately involute, with 60% of the previous whorl covered. The umbilicus comprises 20% of the diameter, and is of moderate depth, with a feebly convex, outward-inclined umbilical wall and broadly rounded shoulder. The whorl section is slightly compressed, the flanks feebly convex, the ventrolateral shoulders broadly rounded, and the broad venter very feebly convex. Fourteen primary ribs arise at the umbilical seam, and strengthen across the umbilical wall and shoulder. They are straight and prorsiradiate on the flanks. The majority are single, and strengthen markedly on the inner flank, developing into an incipient bulla in some cases. A few are very weak on the inner flank; the ribs strengthen across the flanks, and increase by bifurcation (both low and high on the flanks), and by intercalation on the outer flank, to produce a total of an estimated

32 ribs at the ventrolateral shoulder. The ribs pass straight over the venter, without weakening. At the adapical end of the outer whorl, all ribs bear tiny ventrolateral tubercles; these are lost beyond the adapical 90° sector of the whorl. The ribbing coarsens markedly on the adapertural 90° sector of the whorl. Specimen UPST 14 (pl. 4, figs 27, 28) is a smaller, but essentially similar, fragment with a maximum preserved whorl height of 22 mm.

Discussion. The holotype of *S. (L.) tetragona* is a much larger individual than the present specimens. In his careful description of this specimen, Matsumoto (*in* Matsumoto and Inoma, 1975, p. 273) noted the presence of umbilical bullae, the intercalation of one or two ribs between primaries, and the coarsening of ornament on the outer whorl, features shown by the present specimens, the last albeit at a much smaller diameter. There are also close similarities between the present specimen and the similar-sized juvenile figured by Delanoy and Latil (1988, pl. 4, fig. 3). *S. (L.) tetragona* most closely resembles *S. (L.) sanctaecatherinae* Wright et Kennedy, 1978 (p. 402, pl. 38, figs 13–16, 22, 23; pl. 39, figs 9–11; text-fig. 4; see also Wright and Kennedy, 1984, p. 78, pl. 16, figs 14, 15, 16?; text-fig. 11b). The two differ in the presence, in *S. (L.) sanctaecatherinae*, of high, thin umbilical bullae that give rise to groups of two or three narrow prorsiradiate ribs, projected forwards and markedly concave on the ventrolateral shoulder.

Occurrence. Upper Upper Albian, south India, Japan, SE France, and the “niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain.

Family Acanthoceratidae de Grossouvre, 1894
Subfamily Mantelliceratinae Hyatt, 1903
Genus *Graysonites* Young, 1958

Type species — *Graysonites lozoi* Young, 1958, p. 172, pl. 27, figs 1–11; text-fig. 1b, c, d, f = *Mantelliceras wacoensis* Böse, 1928, p. 215, pl. 5, figs 9–25; pl. 6, figs 1–4. See Kennedy *in* Kennedy et al. (2005, p. 386) for a discussion of the name of the species.

Graysonites cf. *wacoense* (Böse, 1928)
Pl. 5, figs 4–6

Material. UPST42 and 123, parts of the same specimen.

Description. This partly septate fragment is crushed and distorted, with a maximum preserved whorl height of 43 mm. The umbilical region is not preserved. The inner flanks appear to have been flattened and subparallel, the outer flanks convergent, the ventrolateral shoulders broadly rounded, the narrow venter very feebly convex. Ornament is of crowded, narrow, prorsiradiate primary ribs that strengthen across the flanks. A faint strengthening is present on some ribs on the outer flank, while all ribs bear small ventral clavi. The ribs are effaced over the venter.

Discussion. This fragment stands apart from all other specimens in the collection. The ribbing style and tuberculation are identical to that of the specimens of *Graysonites wacoense* figured by Kennedy *in* Kennedy et al. (2005, figs 32, 36) with which it is compared. Wiedmann (1960a, 1964) recorded “*Submantelliceras*” from northern Spain. What is presumably the same material was figured as *Graysonites* sp. by Wiedmann and Kauffman (1978, pl. 4, fig. 5), from Wiedmann’s Cenomanian I of Pantano de Ordunte, Burgos Province. It closely resembles the present fragment.

Occurrence. “Niveau rouge”, Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain. *Graysonites wacoense* is a lower Lower Cenomanian species known from Texas, California and Japan.

Suborder Ancyloceratina Wiedmann, 1966
Superfamily Turrilitoidea Gill, 1871
Family Anisoceratidae Hyatt, 1900
Genus *Anisoceras* Pictet, 1854

Type species — *Hamites saussureanus* Pictet *in* Pictet and Roux, 1847, p. 118, pl. 13, figs 1–4, by original designation (Pictet, 1854, p. 705).

Anisoceras perarmatum Pictet et Campiche, 1861
Pl. 6, figs 17–30

***Anisoceras perarmatum*:** Pictet, Campiche, 1861, p. 65, pl. 49, figs. 13, 6, 7; Cooper, Kennedy, 1979, p. 196, figs 12a–h; 13c–d; 14a–c; 15c–f; 16b (with synonymy); Kennedy et al., 1998, p. 35, figs 30, 31, 32a–c, 33d–f, 36f (with additional synonymy); Arkadiev et al., 2000, p. 115, pl. 7, figs 13, 14; Kennedy, Latil, 2007, p. 468, pl. 7, figs 1–6; pl. 10, fig. 12.

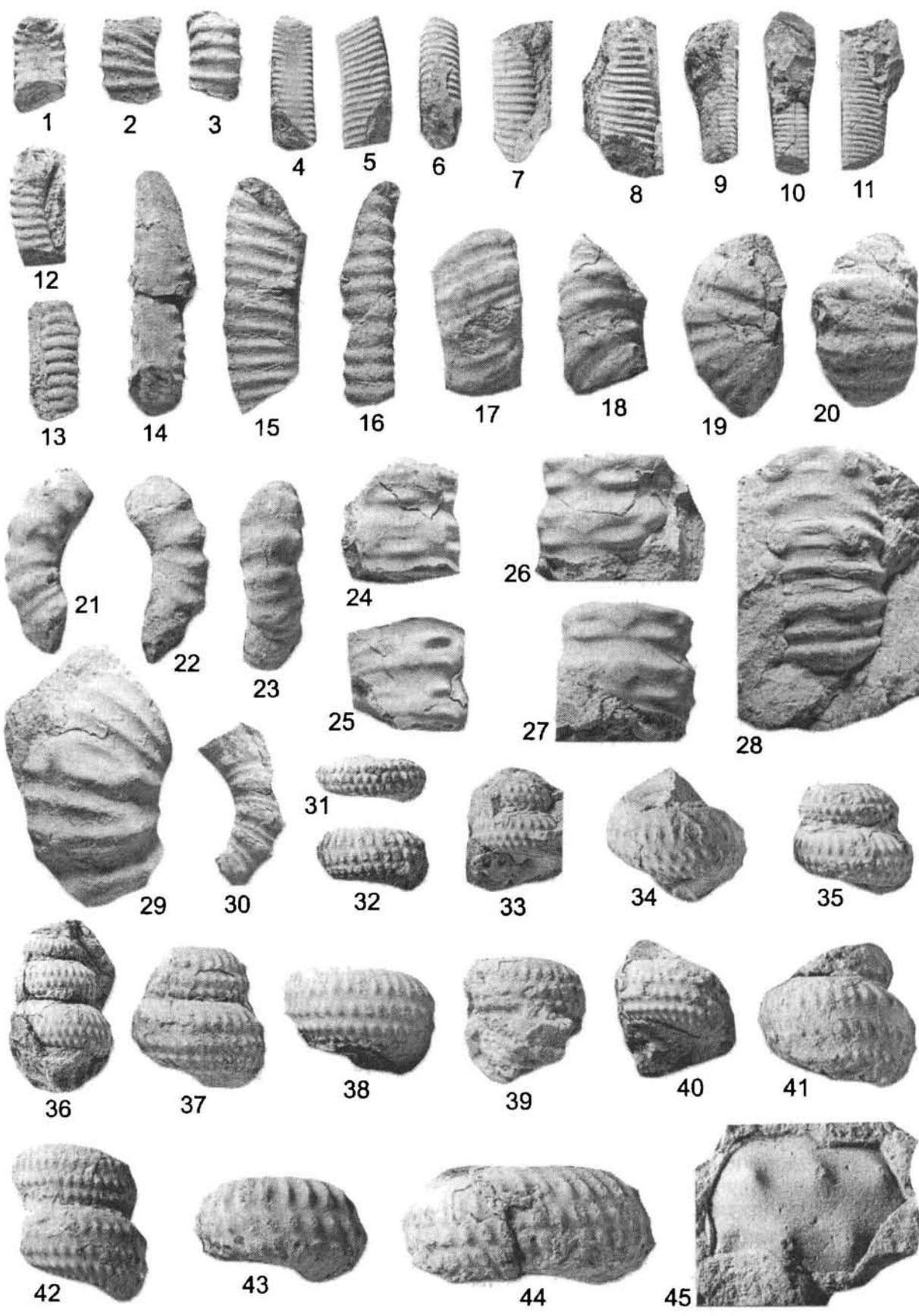
Lectotype. By subsequent designation of Renz (1968, p. 74), is the original of Pictet and Campiche (1861, pl. 49, fig. 1), from Sainte-Croix, Kanton Waadt, Switzerland. The original is no. 21280 in the collections of the Musée Géologique, Lausanne.

Material. MGSB67082, UPST16, 19, 20, 26, 36, 126.

Description. The early helicoid growth stages are represented by two specimens. Specimen MGSB67082 (pl. 6, fig. 30) has a circular intercostal cross section, with a maximum preserved whorl height of 7.5 mm. The dorsum is ornamented by closely spaced fine transverse ribs. These link in groups of two or three on the dorsolateral margin, and give rise to coarse tuberculate ribs that alternate with single finer nontuberculate ribs. The tuberculate ribs strengthen and coarsen across the flanks and bear coarse, rounded, flat-topped lateral tubercles that were clearly the bases of septate spines. A pair of riblets, borne on a broad swelling, link to a similar ventral tubercle, the ventral tubercles linked across the venter by a pair of riblets, again

Plate 6. Figs 1–3 — *Hamites virgulatus* Brongniart, 1822, UPST150. Figs 4–11 — *Hamites* sp.: 4–6 — UPST56; 7, 8 — UPST29; 9–11 — UPST57. Figs 12, 13 — *Hamites venezianus* Pictet, 1847, MGSB67077. Figs 14–16 — *Idiohamites elegantulus* Spath, 1939, MGSB67075. Figs 17–30 — *Anisoceras perarmatum* Pictet et Campiche, 1861: 17, 18 — UPST26; 19, 20 — UPST126; 21–23 — UPST16; 24, 25 — UPST20; 26, 27 — UPST19; 28 — UPST36; 29 — UPST21; 30 — MGSB67082. Figs 31–44, 45 ? — *Mariella (Mariella) bergeri* (Brongniart, 1822): 31 — UPST114; 32 — UPST106; 33 — UPST105; 34 — UPST110; 35 — UPST109; 36 — UPST102; 37 — MGSB30648a; 38 — UPST35; 39 — UPST107; 40 — UPST100; 41 — UPST108; 42 — UPST101; 43 — UPST112; 44 — MGSB19621 (see also Pl. 7, fig. 8); 45 — UPST38. All specimens are from the “niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain. All figures are $\times 1$

Plate 6



borne on a broad swelling. Specimen UPST16 (pl. 6, figs 21–23) is a somewhat larger, worn fragment, with the fine detail of ornament lost. Both tuberculate and nontuberculate ribs are present, the latter in a minority: there is no regular alternation. Specimen UPST26 (pl. 6, figs 17, 18) has a maximum preserved whorl height of 17 mm, and is helicoid, with weakly tuberculate and nontuberculate ribs alternating. Specimen UPST20 (pl. 6, figs 24, 25) is part of a straight shaft. The dorsum bears delicate crowded ribs that link in groups of three to coarse flank ribs with flat-topped lateral and ventral tubercles, linked by pairs of riblets. Specimen UPST19 (pl. 6, figs 26, 27) is somewhat larger, but comparable, as is UPST36 (pl. 6, fig. 28) interpreted as part of the shaft of a macroconch. Specimen UPST126 (pl. 6, figs 19, 20) is interpreted as part of a microconch. Single, nontuberculate ribs alternate with tuberculate ribs, the tubercles linked by pairs of ribs borne on a broad swelling. Specimen UPST21 (pl. 6, fig. 29) is interpreted as a fragment of a macroconch. The ribbing and tuberculation style are as in the previous specimen.

Discussion. *Anisoceras perarmatum* is characterised by an ornament of predominantly tuberculate ribs. Contemporary *Anisoceras armatum* (J. Sowerby, 1817, p. 153, pl. 168) has one or more nontuberculate ribs between the tuberculate ones. The present material shows intermediate features in the juvenile stages, although adult fragments are of *perarmatum* type. The species are kept separate here; some authors have regarded them as conspecific (Scholz, 1979). See Kennedy *et al.* (1998) and Kennedy & Latil (2007) for recent discussions of the species.

Occurrence. Upper Upper Albian, rostratum to briacensis Zone. Southern England, France, Germany, Hungary, Switzerland, Spain, Romania, Crimea, Lesser Caucasus, Kopet Dag, North Africa, Nigeria, Angola, KwaZulu South Africa, Madagascar, south India and Texas. “Niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain.

Genus *Idiohamites* Spath, 1925

Type species — *Hamites tuberculatus* J. Sowerby, 1818, p. 30, pl. 216, figs 4, 5, by original designation (Spath, 1925c, p. 189).

Idiohamites elegantulus Spath, 1939 Pl. 6, figs 14–16

Idiohamites elegantulus: Spath, 1939, p. 599, text-fig. 216a–g; Kennedy, Latil, 2007, p. 470, pl. 8, figs 1–7; pl. 9, figs 1–3, 5–8.

Idiohamites elegantulus laticostatus: Renz, 1968, p. 73, pl. 11, figs 38, 41, 42; pl. 12, figs 1, 2; text-figs 25m, 26i–m.

Idiohamites recticostatus: Renz, 1968, p. 71, pl. 13, figs 1, 2.

Anisoceras (Idiohamites) elegantulus: Scholz, 1969b, p. 594, pl. 2, figs 5–10; pl. 3, fig. 5.

Idiohamites dorsetensis: Latil, 1995, p. 9, fig. 1.

Holotype. By original designation, is the original of Spath (1939, text-fig. 216a–c), BMNH C31542, from the upper Upper Albian perinflatum [dispar] Zone ammonite bed in the Upper Greensand of Ringstead, Dorset.

Material. MGSB67075.

Description. The specimen is a section of a slowly expanding straight shaft 43,3 mm long. The whorl section is compressed oval with a whorl breadth to height ratio of 0,69. The rib index is four. The ribs are near-effaced on the dorsum, strengthen across the dorsolateral margin, are narrow, straight, and prorsiradiate on the flanks, and separated by wider interspaces. They are strong and transverse on the venter. Most bear feeble to near-obsolete ventral tubercles, the venter tubulate between them.

Discussion. Kennedy and Latil (2007, p. 470, pl. 8, figs 1–7; pl. 9, figs 1–3, 5–8) revised this species on the basis of well-preserved adults. The present specimen is interpreted as a distantly ribbed variant corresponding to subspecies *laticostatus* of Renz (1968, p. 73, pl. 11, figs 38, 41, 42; pl. 12, figs 1, 2; text-figs 25m, 26i–m), here regarded as an intraspecific variant. *Idiohamites dorsetensis* Spath, 1939 (see Renz, 1968, p. 70, pl. 11, figs 39, 40; pl. 12, figs 3, 4; text-figs 25a–d, f; 26a–b) is characterised by having coarse tuberculate ribs separated by one or more nontuberculate ribs throughout the known ontogeny.

Occurrence. Upper Upper Albian, rostratum and perinflatum Zones. Southern England, Germany, Switzerland, southeast France. “Niveau rouge” of the Selva de Bonansa, northern Spain.

Family Hamitidae Gill, 1871 Genus *Hamites* Parkinson, 1811

Type species — *Hamites attenuatus* J. Sowerby, 1814, p. 137, pl. 61, figs 4, 5, by subsequent designation of Diener (1925, p. 65).

Hamites venetianus Pictet, 1847 Pl. 6, figs 12, 13

Hamites venetianus: Pictet *in* Pictet and Roux, 1847, p. 134, pl. 14, fig. 6; Kennedy, 2004, p. 892, text-figs 27b, 29g–j, l, m (with synonymy).

Holotype is the original of Pictet *in* Pictet and Roux (1847, p. 134, pl. 14, fig. 6), from the Upper Albian of Perte-du-Rhône, Ain, France.

Material. MGSB67077.

Description and discussion. The specimen is a 21 mm long fragment with an estimated maximum whorl height of 9 mm, partially embedded in matrix. The whorl section is subcircular, the rib index three or four. The ribs are coarse, effaced on the dorsum, strengthening across the dorsolateral shoulders, prorsiradiate on the flanks, and strong and transverse on the venter. The coarse ribbing makes *H. venetianus* distinctive, even in small fragments like the present one. See Renz (1968) and Kennedy (2004) for discussion.

Occurrence. Upper Upper Albian, fallax to perinflatum Zones. Southern England, France, Switzerland, Poland and Texas. “Niveau rouge”, Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain.

Hamites virgulatus Brongniart, 1822 Pl. 6, figs 1–3

Hamites virgulatus: Brongniart, 1822, pl. 8, fig. 6; Renz, 1968, p. 65, pl. 11, figs 9–11; text-fig. 23b–d (with synonymy); Cooper, Kennedy, 1979, p. 227, figs 16f, h, 32b, c; Arkadiev et al., 2000, p. 115, pl. 7, figs 2, 3.

Hamites (Hamites) virgulatus: Wiedmann, Dieni, 1968, p. 53, pl. 5, figs 1, 2, 10; pl. 7, figs 1, 2; text-figs 21–27 (with synonymy); Scholz, 1979b, p. 392, pl. 1, figs 3, 4.

Stomohamites virgulatus: Szives, 2007, p. 112, pl. 25, fig. 15; pl. 27, figs 4–6, 9 (with additional synonymy).

Neotype. Designated by Renz (1968, p. 65), is no. 39952 in the collections of the Musée de Lausanne, the original of Pictet and Campiche (1861, pl. 54, fig. 6), refigured by Renz (1968, pl. 11, fig. 11, text-fig. 23d), from Sainte-Croix, Kanton Waadt, Switzerland.

Material. UPST150.

Description. The specimen is a curved fragment of body chamber 18,2 mm long, with a maximum preserved whorl height of 10,2 mm. The costal whorl section is slightly compressed, subcircular. The rib index is five. The ribs are weak, effaced, and transverse on the dorsum. They strengthen across the dorsolateral margin and flanks, where they are strong, narrower than the interspaces, and markedly prorsiradiate. They are strong and transverse over the venter.

Discussion. This small fragment compares well with the curved fragments figured by Renz (1968) and Wiedmann and Dieni (1968). The latter authors place a number of the late Albian species based on fragments into the synonymy of *H. virgulatus*.

Occurrence. Upper Upper Albian, fallax to perinflatum Zones. Southern England, France, Belgium, Switzerland, “niveau rouge”, Selva de Bonasa, Huesca Province and Navarra Province, Spain, Poland, Algeria, Tunisia, Angola, Madagascar and Texas.

Hamites sp.

Pl. 6, figs 4–11

Material. UPST29, 56, 57.

Description. The three fragments are all of body chamber. The smallest fragment, UPST57 (pl. 6, figs 9–11) is straight, 24,6 mm long, with a maximum preserved whorl height of 8,1 mm, an oval whorl section and a whorl breadth to height ratio of 0,73. The rib index is six. The ribs are straight and feebly rursiradiate on the flanks, transverse on the dorsum, which they cross without weakening, and transverse on the venter. Specimen UPST56 (pl. 6, figs 4–6) is 26,1 mm long, with maximum preserved whorl height of 9,7 mm. The whorl section is compressed oval, with a whorl breadth to height ratio of 0,82. The rib index is six, the ribs feebly prorsiradiate on the flanks, transverse and slightly effaced on the internal mould of the dorsum, and transverse on the venter. Specimen UPST 29 (pl. 6, figs 7, 8) is slightly larger but otherwise very similar.

Discussion. There are three available names for finely ribbed upper Upper Albian to lower Lower Cenomanian *Hamites* to which these specimens might be referred: *H. charpentieri* Pictet, 1847 (Spath, 1941, p. 642, pl. 72,

figs 17–22; text-fig. 233), var. *lineata* Spath, 1941 (p. 642, p. 644, pl. 72, figs 19, 20), afforded specific status by Renz (1968, p. 68), and *H. duplicatus* Pictet et Campiche, 1861 (Wright and Kennedy, 1984, p. 298, pl. 87, figs 1, 2, 7, 8, 10; pl. 88, figs 2, 4). Separation of these species is unclear, as Spath noted (1941, p. 640), and the present slight material is left in open nomenclature.

Occurrence. “Niveau rouge”, Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain. Forms with which the material may be compared ranges from the upper Upper Albian fallax Zone to the Upper Cenomanian guerangeri Zone, with a geographic distribution that extends across Europe to Central Asia and Iran.

Family Baculitidae Gill, 1871

Genus and subgenus *Lechites* Nowak, 1908

Type species — *Baculites gaudini* Pictet et Campiche, 1861, p. 112, pl. 55, figs 5–9, by original designation (Nowak, 1908, p. 350).

Lechites (Lechites) gaudini (Pictet et Campiche, 1861)

Pl. 8, figs 1–7

Baculites gaudini: Pictet, Campiche, 1861, p. 112, pl. 55, figs 5–7.

Lechites gaudini: Cooper, Kennedy, 1977, p. 644, text-figs 1, 1–38; 2, 1–30; 3, 4, 1–18; 5, 1–15; 6; 7; 8, 16–26 (with synonymy); Scholz, 1978, pl. 3, fig. 8; Kennedy in Gale et al., 1996, p. 577, text-figs 22a, c, d; 27e–i, l–o; Wiedmann, Owen, 2002, pl. 1, fig. g; Amédro, 2002, pl. 2, fig. 7; pl. 6, fig. 9.

Lechites gaudini gaudini: Scholz, 1979a, p. 12, pl. 1, figs 1–9; text-fig. 5a, b; Scholz, 1979b, p. 591, pl. 1, figs 1, 5; Reboulet et al., 2005, text-fig. 3l; Kennedy, Latil, 2007, p. 471, pl. 9, fig. 4; Szives, 2007, p. 116, pl. 17, fig. 7; pl. 22, figs 5, 6; pl. 25, fig. 16; pl. 27, fig. 22; pl. 28, figs 25–27; Kennedy et al., 2008, p. 46, pl. 8, figs 20–22; pl. 9, figs 15–17, 26–30.

Lechites (Lechites) communis: Szives, 2007, p. 117, pl. 22, figs 3, 4, 9.

Lectotype. By subsequent designation of Renz (1968, p. 80), is the original of Pictet and Campiche (1861, pl. 55, fig. 5), refigured by Renz (1968, pl. 17, fig. 3), from Sainte-Croix, Kanton Waadt, Switzerland. The original is no. 21271 in the collections of the Musée Géologique, Lausanne.

Material. MGSB25785, 67076, 67078, UPST59.

Description. Specimen MGSB67078 is a 20 mm long body chamber fragment with a maximum preserved whorl height of 8,4 mm, a subcircular whorl section, and whorl breadth to height ratio of 1,0. Specimen MGSB25785 (pl. 8, figs 3–5) is a 32 mm long body chamber fragment, also with a maximum preserved whorl height of 10,5 mm, and a whorl breadth to height ratio of 1,0. The dorsum of the internal mould is virtually smooth but for concave growth lines and faint indications of ribs. These strengthen across the dorsolateral margin and flanks, where they are narrower than the interspaces, prorsiradiate and concave, passing straight across the venter. The cross section of the

ribs is asymmetric, with a steeper adapertural face, producing a scale-like appearance. The dorsum of MGSB25785 is marked by a concave constriction at the adapertural end, showing it to be the termination of the body chamber of an adult microconch (compare Cooper and Kennedy, 1977, fig. 7.1). Specimen UPST59 (pl. 8, figs 6, 7) is a further body chamber fragment, 29 mm long, with a maximum preserved whorl height of 13,2 mm, and a whorl breadth to height ratio of 0,93. The ornament is of the same basic pattern as the previous specimens, but much weaker. Specimen MGSB67076 (pl. 8, figs 1, 2) is the terminal section of an adult macroconch body chamber with aperture preserved, 34,3 mm long, with a maximum preserved whorl height of 13,9 mm and a whorl breadth to height ratio of 0,92. The dorsum is near smooth. Delicate crowded ribs arise on the dorsolateral margin and strengthen across the flanks. They are markedly prorsiradiate, convex, sweeping back across the flanks and are broadly convex over the venter. The rib index is seven. The aperture is markedly oblique and prorsiradiate, with a ventral hood. It corresponds closely to the macroconch figured by Cooper and Kennedy (1977, text-figs 1, 2).

Discussion. These fragments are very typical of this variable species; see Cooper and Kennedy (1977) for a comprehensive description and discussion of differences from other species of *Lechites*.

Occurrence. Upper Upper Albian fallax to briacensis Zones. Southern England, France, Belgium, northern Spain, Germany, Switzerland, Hungary, Romania, Sardinia, Algeria, Madagascar, KwaZulu South Africa, south India, Japan and Mexico. "Niveau rouge" of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain.

Lechites (Lechites) moreti Breistroffer, 1936
Pl. 8, figs 8–13

Baculites gaudini: Pictet, Campiche, 1861, p. 112 (*pars*), pl. 55, figs 10, 11 only.

Lechites moreti: Breistroffer, 1936, p. 66; Renz, 1968, p. 81, pl. 16, figs 10, 12, 13; text-fig. 29a, i (with synonymy); Delamette et al., 1997, pl. 26, fig. 6; Arkadiev et al., 2000, p. 120, pl. 7, fig. 1; Wiedmann, Owen, 2002, pl. 3, fig. e.

Lechites gaudini moreti: Scholz, 1979a, p. 14, pl. 1, fig. 10; text-fig. 5c; Latil, 1993, pl. 7, fig. 2.

Lechites (Lechites) moreti: Kennedy, Latil, 2007, p. 472, pl. 10, figs 3–5, 8, 9, 15; Szives, 2007, p. 117, pl. 22, figs 7, 8; pl. 27, figs 11, 17, 21.

Lectotype. By subsequent designation of Renz (1969, p. 81), is the original of *Baculites gaudini* Pictet et Campiche, 1861 (p. 112 (*pars*), pl. 55, fig. 10), refigured by Renz (1968, pl. 16, fig. 10; text-fig. 29a, i), from Sainte-Croix, Kanton Waadt, Switzerland. The original is no. L 40016 in the collections of the Musée Géologique, Lausanne.

Material. MGSB20141, UPST152.

Description. Specimen UPST152 (pl. 8, figs 8, 9) is a 47 mm long fragment of an internal mould of a body chamber with a maximum preserved whorl height of 12 mm. The whorl section is compressed oval, with a whorl breadth to height ratio of 0,85. The surface of the mould is smooth between prominent constrictions, one in a distance equal to the whorl height. The constrictions are near effaced over the dorsum, strengthening across the dorsolateral margin, prorsiradiate and feebly convex across the flanks and venter. Specimen MGSB20141 (pl. 8, figs 10–13) is a much larger fragment of two camerae and the adapical part of a body chamber fragment with a maximum preserved whorl height of 18,9 mm and a whorl breadth to height ratio of 0,89. As in the previous specimen, the surface of the mould is smooth between the distant constrictions.

Discussion. The lack of ornament between the widely spaced constrictions is distinctive. See revisions in Renz (1968) and Wiedmann and Dieni (1968). Although they lack the adult aperture, it is tempting to identify these specimens as a microconch and macroconch pair.

Occurrence. Upper Upper Albian, perinflatum Zone. Southern England, southeast France, Switzerland, Hungary, Spain, Sardinia, SW Crimea (Ukraine) and Algeria. "Niveau rouge" of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain.

Family Turrilitidae Gill, 1871
Genus and subgenus *Mariella* Nowak, 1916

Type species — *Turrilites bergeri* Brongniart, 1822, p. 395, pl. 7, fig. 3, by original designation (Nowak, 1916, p. 10).

Mariella (Mariella) bergeri (Brongniart, 1822)
Pl. 6, figs 31–44, ?45; Pl. 7, figs 1–8, 10

Turrilites bergeri: Brongniart, 1822, p. 395, pl. 7, fig. 3.

Mariella (Mariella) bergeri: Atabekian, 1985, p. 27, pl. 2, figs 4, 5; pl. 3, figs 1–11; pl. 4, figs 1–7 (with synonymy); Atabekian, 1987, p. 19, pl. 2, figs 4, 5; pl. 3, figs 1–11; pl. 4, figs 1–7 (with synonymy); Kennedy *in* Gale et al., 1996, p. 583, figs 160; 28a, b, i, j, l, o, p; 29h, i, m; Kennedy, Latil, 2007, p. 472, pl. 10, figs 1–3; Szives, 2007, p. 115, pl. 18, fig. 1; pl. 23, figs 6, 8; pl. 23, figs 7, 9; pl. 27, figs 19, 20.

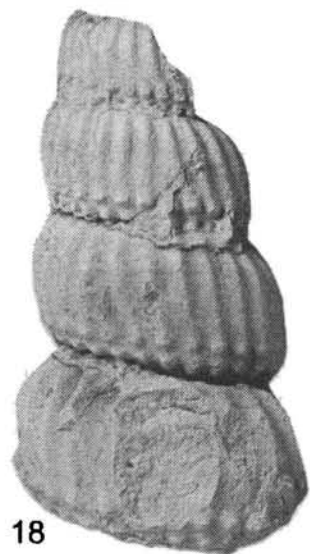
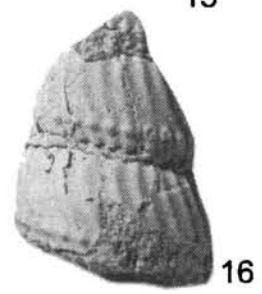
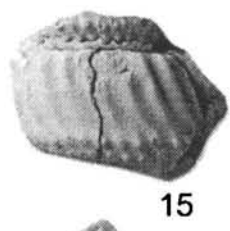
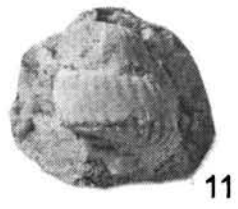
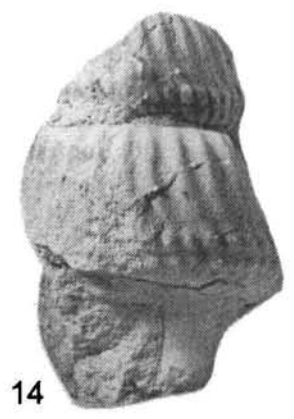
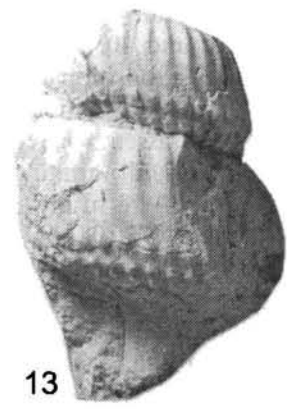
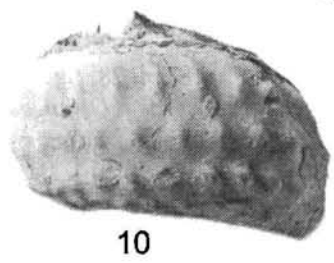
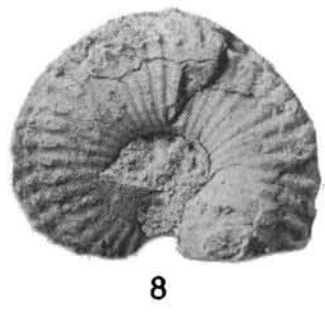
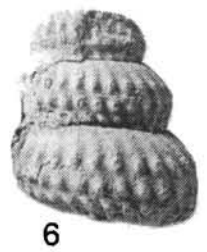
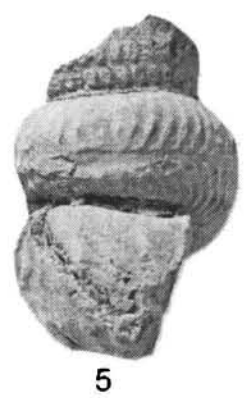
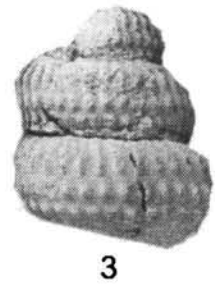
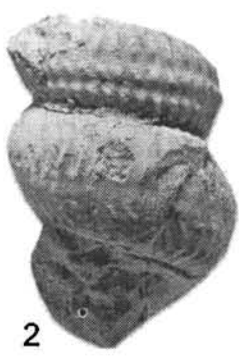
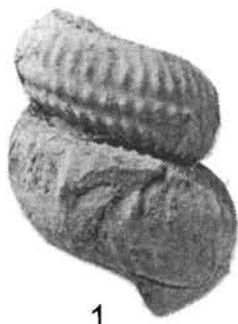
Mariella bergeri: Latil, 1995, pl. 7, fig. 5; Arkadiev et al., 2000, p. 117, pl. 7, figs 4–7.

Mariella (Mariella) crassituberculata: López-Horgue et al., 1999, text-fig. 14c.

Mariella (Mariella) bergeri (Brongniart) transitional to *M. (M.) taeniata* (Pictet et Campiche): López-Horgue et al., 1999, text-fig. 15e.

Mariella (Mariella) cf. bergeri: López-Horgue et al., 1999, text-fig. 14c, e–i.

Plate 7



10 cm

Mariella crassituberculata: Arkadiev et al., 2000, p. 117, pl. 7, fig. 8.

Mariella (M.) cf. bergeri: Amédro, Robaszynski, 2002, pl. 2, fig. 7.

Holotype. By monotypy, is the original of Brongniart (1822, pl. 7, fig. 3), from the Montagne de Fiz, Savoie, France. The specimen has not been traced.

Material. MGSB19621, 30648a and b, 42799; UPST35, 44, 70, 71, 100-114.

Description. Fragments range from 6–24 mm in whorl height; the most complete consists of 3,5 whorls (pl. 7, fig. 7). Coiling is sinistral. The upper whorl face is concave, with radial grooves to accommodate the ribs on the base of the preceding whorl; the grooves terminate in a conical depression to accommodate the lowest tubercle row of the preceding whorl. The shoulder between upper and outer whorl face is broadly rounded, the outer whorl face is broadly convex in intercostal section. In costal section, there is a broad, upper outer section formed by the feebly prorsiradiate ribs, which arise at the inter-whorl suture. The ribs bear four rows of tubercles. The upper row is situated above mid-flank, the tubercles elongated in the same sense as the rib. The tubercles of the second and third rows are sub-equal and situated just below the middle of the outer whorl face, and just above the inter-whorl suture, respectively. The fourth row is close to the third row, situated on the outermost part of the lower whorl face, and concealed in the inter-whorl suture. There are around 40 ribs per whorl in the majority of specimens. The position and spacing of tubercles is variable (compare pl. 6, figs 31, 34, 35) but the overall impression is of an assemblage of densely ribbed juveniles showing limited overall variation. Two specimens stand a little apart from the norm of the assemblage: UPST112 (pl. 6, fig. 43) and UPST 104 (pl. 7, fig. 10), which approach var. *crassituberculata* Spath, 1937 (p. 513). Tubercles dominate over ribs in these relatively coarsely ornamented individuals. Specimen UPST38 (pl. 6, fig. 45), a fragment of a large individual with only the upper two rows of tubercles preserved, is best referred to as *M. (M.) cf. bergeri*; it corresponds to the large, coarsely ribbed individual figured by Scholz (1979a, p. 8, fig. 12). Specimen MGSB19621 (pl. 7, figs 1, 2, 5) is a pathological individual that has suffered sub-lethal damage in life (pl. 7, fig. 5), the regular ornament interrupted, the upper two rows of tubercles lost, and replaced by a spiral groove.

Discussion. The holotype (Brongniart, 1822, pl. 7, fig. 3) falls within the range of variation of the present assemblage. Specimens referred to *Mariella bergeri crassituberculata* by Renz (1968, p. 86, pl. 18, figs 5, 6; text- figs 31a, 32i) and to *M. crassituberculata extrema* Renz, 1968, (p. 87, pl. 18, fig. 9) correspond, to a degree, to the coarsely ornamented examples in the present assemblage, as noted above. The limits of this species remain poorly defined, as most

accounts are based on assemblages from condensed units. See Renz (1968) and Scholz (1979a) for contrasting treatments of the taxon.

Occurrence. Upper Upper Albian perinflatum Zone where well-dated. Southern England, France, Switzerland, Germany, Spain, Sardinia, Hungary, Romania, Crimea, Caucasus, Kopet Dag, Iran, Morocco, Algeria, Tunisia, south India, KwaZulu in South Africa, Venezuela and California. “Niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain.

Genus and subgenus *Ostlingoceras* Hyatt, 1900

Type species — *Turrilites puzosianus* d’Orbigny, 1842, p. 587, pl. 143, figs 1, 2, from Reposoir, Savoie, France, by original designation (Hyatt, 1900, p. 587).

Ostlingoceras (Ostlingoceras) puzosianum (d’Orbigny, 1842)
Pl. 7, figs 9, 11–19

Turrilites puzosianus: d’Orbigny, 1842, p. 587, pl. 143, figs 1, 2.

Ostlingoceras puzosianum: Gebhard, 1984, pl. 1, fig. 8; Delamette et al., 1997, pl. 14, fig. 10; pl. 3, fig. 6; Arkadiev et al., 2000, p. 116, pl. 7, figs 9–12; Amédro, Robaszynski, 2002, pl. 2, figs 3, 5; Amédro, 2002, pl. 4, fig. 3; Szives, 2007, p. 115, pl. 23, figs 1–5, 9; pl. 24, figs 1–6, 11; pl. 27, fig. 18; pl. 28, fig. 23 (with additional synonymy).

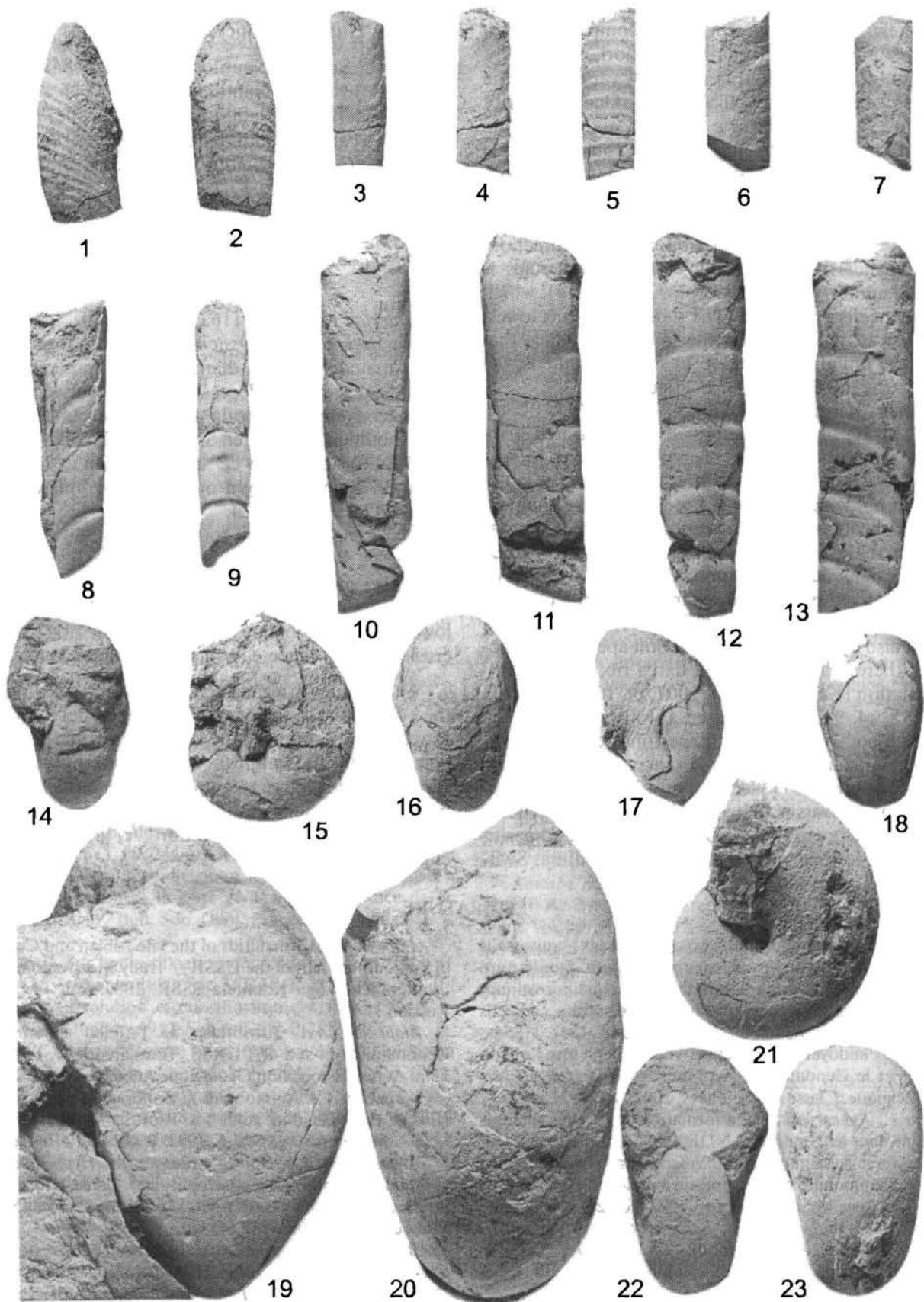
Ostlingoceras (Ostlingoceras) puzosianum: Atabekian, 1985, p. 47, pl. 7, fig. 6; pl. 9, figs 4–7; pl. 12, figs 1–9; pl. 13, figs 1–9; pl. 14, fig. 6 (with synonymy); Atabekian, 1987, p. 38, pl. 7, fig. 6; pl. 9, figs 4–7; pl. 12, figs 1–9; pl. 13, figs 1–9; pl. 14, fig. 6 (with synonymy); Marciniowski, Wiedmann, 1990, p. 51, pl. 4, fig. 13; Kennedy, Latil, 2007, p. 473, pl. 11, figs 1–12; pl. 12, figs 1–14.

Type. As noted by Kennedy and Latil (2007, p. 473), previous authors have referred to the original of d’Orbigny (1842, p. 587, pl. 143, figs 1, 2) as the holotype (Renz, 1968, p. 92; Atabekian, 1985, p. 47; 1987, p. 38). D’Orbigny stated, however, that Puzos sent him two specimens from Reposoir, Savoie, and that his figures were based on a specimen in the Puzos Collection. The species is thus based on two syntypes, which we have been unable to trace. There are two specimens in the d’Orbigny Collection, but they are from Villard de Lans, Isère, and are not part of the type series.

Material. MGSB19622, UPST41, 67, 115–122.

Description. The present material consists of whorl fragments with a whorl height of as little as 11 mm to specimens with up to three successive whorls present, and a maximum whorl height of 22 mm (pl. 7, fig. 18). Coiling is sinistral. The upper whorl face is concave, the outer whorl face flattened, the shoulder between quite narrowly rounded. The lower whorl face is flattened to feebly convex;

Plate 8



10 cm

the shoulder between outer and lower whorl faces is broadly rounded. Primary ribs arise at the upper inter-whorl suture. The ribs are straight and prorsiradiate, crossing the whorl face obliquely. Only two specimens are complete enough to give rib counts, of 23 and 28 ribs per whorl, respectively. Specimens of the same whorl height show variation in the coarseness of the ribs (pl. 7, figs 17, 19). Occasional ribs bifurcate low on the flank, or a short rib may intercalate just above the lower whorl suture. A small conical tubercle is present at the lower end of each rib. A narrow smooth zone separates these tubercles from a second row of slightly smaller tubercles, placed just above the inter-whorl suture, and displaced slightly in an adapertural direction. A much smaller row of radially elongated tubercles is housed in the inter-whorl suture (pl. 7, figs 13, 14), which in consequence is crenulated. The tubercles in this lowest row give rise to radial ribs on the lower whorl face that extend to the umbilical shoulder. In some specimens, the tubercles in the third row are near-effaced.

Discussion. Kennedy and Latil (2007, p. 473, pl. 11, figs 1–12; pl. 12, figs 1–4) described and illustrated striking size-related dimorphism in the present species. Microconchs have whorl heights of 20–23 mm at the adult aperture; in macroconchs the figure is 66 mm. Ornament declines markedly before the adult aperture, the translation rate increases, and the adapertural end of the body chamber partially detaches from the previous whorl. The aperture is marked by a pair of coarse ribs and a terminal constriction (Kennedy, Latil, 2007, pl. 11, figs 4, 6–10). Ornament also declines towards the adult aperture of macroconchs, there is a single coarse, flared rib, and a terminal constriction (Kennedy, Latil, 2007, pl. 10, figs 11, 12). Bayle (1878, pl. 99, fig. 1) figured a well-preserved adult macroconch body chamber with aperture from the perinflatum Zone of La Fauge, Isère, France; the specimen is in the École des Mines Collection, now housed in the collections of the Université de Lyon, Villeurbanne, France.

Occurrence. Upper Upper Albian, rostratum and perinflatum Zones, southern England, France, Sardinia, Swit-

zerland, Austria, Hungary, Poland, Spain, Romania, Crimea in Ukraine, North Caucasus, Iran, Georgia, Turkmenistan and Madagascar. “Niveau rouge” of the Selva de Bonansa, Huesca Province, northern Spain,

Subclass Nautiloidea Agassiz, 1847

Order Nautilida Agassiz, 1847

Superfamily Nautiloidea de Blainville, 1825

Family Nautilidae de Blainville, 1825

Genus *Angulithes* de Montfort, 1808

Type species — *Angulithes triangularis* de Montfort, 1808, p. 7.

Angulithes cf. *schroederi* Wiedmann, 1960

Pl. 8, figs 14–20

Material. MGSB200116a and b, 68070.

Description and discussion. Specimens range from 37 to an estimated 90 mm in diameter. Coiling is very involute. The whorl section is depressed, with feebly convex inner flanks, convergent outer flanks, broadly rounded ventrolateral shoulders and venter. Specimen MGSB20116b (pl. 8, figs 19, 20) appears to be an adult, with a slightly flared aperture. There are eight other, indeterminate nautiloids in the collections studied.

Occurrence. “Niveau rouge” of the Selva de Bonansa of Huesca Province, northern Spain. Where well-dated, *Angulithes schroederi* ranges from the mantelli Zone of the lower Lower Cenomanian to the guerangeri Zone of the lower Upper Cenomanian. There are records from southern England, France, Germany, Spain and Madagascar.

We thank S. Calzada for the loan of specimens from the collections of the Museo Geológico del Seminario de Barcelona. R. Martínez, M. Moullade and G. Delanoy helped us in the search for specimens from the Selva de Bonansa. The technical support of the staff of the Department of Earth Sciences, Oxford, and the University Museum of Natural History, Oxford, is gratefully acknowledged.

LITERATURE

Agassiz L. Nomenclatoris zoologici index universalis continens nomina systematica classicum, ordinum, familiarum, et generum animalium omnium, tam viventium quam fossilium, segundum ordinem alphabeticum unicum disposita, adjectis homonymis plantarum. Jent & Gassman, Soloduri, 1847. 1135 p.

Amédéo F. Plaidoyer pour un étage Vraconnien entre l’Albien *sensu stricto* et le Cénomanien (système Crétacé) // Académie royale de Belgique. Classe des Sciences. 2002. Vol. 4, N 3. 128 p.

Amédéo F., Robaszynski F. La formation des argiles silteuses de Marcoule dans les sondages ANDRA du Gard rhodanien (SE France): la limite Albien terminal (“Vraconnien”)—Cénomanien au moyen des ammonites et comparaison avec les affleurements de Salazac // Géologie Méditerranéenne. 2002. Vol. 27. P. 171–201.

Arkadiev V.V., Atabekian A.A., Baraboshkin E. Yu., Bogdanova T.N. Stratigraphy and ammonites of Cretaceous deposits of South-West Crimea // Palaeontographica. 2000. Bd A255. P. 85–128.

Arkell W.J. A classification of the Jurassic ammonites // J. Paleontol. 1950. Vol. 24. P. 354–364.

Atabekian A.A. Turrilitids of the late Albian and Cenomanian of the southern part of the USSR // Trudy Mezhvedomstvennogo Stratigraficheskogo Komiteta SSSR. 1985. Vol. 14. 112 p. [in Russian.]

Atabekian A.A. Turrilitidae de l’Albien supérieur et du Cénomanien du sud de l’URSS. Translated by J. Pietresson de Saint Aubin. Association Géologique Aubeoise, Troyes, 1987. 86 p.

Atabekian A.A. Ammonoids // Zonova T.D., Rostovtsev K.O. (Eds.) Atlas of leading guide fossils of the southern and eastern USSR. St. Petersburg, Nedra, 1992. P. 201–212 [in Russian.]

Avnimelech M.A. Sur la présence de *Hyphoplites falcatus* (Mantell) (Ammonoidea: Hoplitidae) dans le Cénomanien inférieur du Carmel (Israël) // C. R. Somm. Séances Soc. Géol. France. 1965. P. 160–162.

Bayle É. Fossiles principaux des terrains // Explication de la Carte Géologique de France. 1878. T. 4, N 1. (Atlas).

Blainville H.M.D. de. Manuel de malacologie et de conchyliologie. Levrault, Paris and Strasbourg, 1825–1827. 664 p. (1825), 87 pls. (1827).

- Böhm J.* [Review of A. de Grossouvre: Recherches sur la craie supérieure. 2nd part] // N. Jahr. Miner., Geol. Paläontol. 1895. Bd. 2. S. 360—366.
- Böse E.* Cretaceous ammonites from Texas and northern Mexico // Univ. Texas Bull. 1928. N 2748. P. 143—357 (misdated 1927).
- Breistroffer M.* Étude sur l'étage Albien dans le massif de la Chartreuse (Isère et Savoie) // Ann. Univ. Grenoble. Nouv. série. 1933. T. 8. P. 187—236 (misdated 1931).
- Breistroffer M.* Les subdivisions du Vraconien dans le Sud-Est de la France // Bull. Soc. Géol. France. 1936. T. 5, N 6. P. 63—68.
- Breistroffer M.* Commentaires taxonomiques // Breistroffer M., Villoutreys O. de. Les ammonites albiennes de Peille (Alpes-Maritimes). Trav. Départ. Lab. Géol. l'Univ. Grenoble. 1953. T. 30 (for 1952). P. 69—74.
- Brongniart A.* Sur quelques terrains de Craie hors du Bassin de Paris // Cuvier G., Brongniart A. Description géologique des environs de Paris. Dufour et d'Ocagne, Paris, 3rd edition, 1822. P. 80—101.
- Cooper M.R., Kennedy W.J.* A revision of the Baculitidae of the Cambridge Greensand // N. J. Geol. Paläontol. Monatsh. 1977. P. 641—658.
- Cooper M.R., Kennedy W.J.* Uppermost Albian (Stoliczkaia dispar Zone) ammonites from the Angolan littoral // Ann. South African Mus. 1979. Vol. 77. P. 175—308.
- Coquand H.* Géologie et paléontologie de la région de la Province de Constantine // Mém. Soc. d'Emul. Provence. 1862. T. 2. P. 1—341.
- Dalloni M.* Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon // Ann. Fac. Sci. Marseille. 1910. T. 19. 444 p.
- Delamette M., Charrolais J., Decrouez D., Caron M.* Les Grès Verts Helvétiques (Aptien Moyen-Albien Supérieur) de Haute-Savoie, Valais et Vaud (Alpes Occidentales Franco-Suisse). Analyse stratigraphique et inventaire paléontologique // Univ. Genève. Publ. Départ. Géol. Paléontol. 1997. T. 23. 400 p.
- Delanoy G., Latil J.-L.* Découverte d'un nouveau gisement Albien dans les environs de Drap (Alpes-Maritimes, France) et description d'une riche ammonitofaune d'âge Albien terminal // Géobios. 1988. Vol. 21. P. 749—771.
- Diener C.* Ammonoidea neocretacea // *Fossilium Catalogus* (1: Animalia). 1925. T. 29. 244 p.
- Douvillé H.* (Note accompagnant la présentation de l'Atlas de t.iv de l'explication de la carte géologique de France de E. Bayle & R. Zeiller) // Bull. Soc. Géol. France. 1879. Ser. 3. T. 7. P. 91—92.
- Douvillé H.* Sur la classification des Cératites de la Craie // Bull. Soc. Géol. France. 1890. Ser. 3. T. 18. P. 275—292.
- Douvillé H.* Évolution et classification des Pulchelliidés // Bull. Soc. Géol. France. 1912. Ser. 4. T. 11. P. 285—320.
- Fallot [E.].* Étude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain Crétacé dans le sud-est de la France // Ann. Sci. Géol. Paris. 1885. T. 18. P. 1—263.
- Gale A.S., Hancock J.M., Kennedy W.J.* Biostratigraphical and sequence correlation of the Cenomanian successions in Mangyshlak (W. Kazakhstan) and Crimea (Ukraine) with those in southern England // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1999. Vol. 69, suppl. A. P. 67—86.
- Gale A.S., Kennedy W.J., Burnett J.A., Caron M., Kidd B.E.* The Late Albian to early Cenomanian succession at Mont Risou, near Rosans (Drôme, SE France): an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes) // Cretaceous Res. 1996. Vol. 17. P. 515—606.
- Gauthier H.* Révision Critique de la Paléontologie Française d'Alcide d'Orbigny. T. 6. Céphalopodes Crétacés. Backhuys, Leiden, 2006. 292 + 662 + 28 p.
- Gebhard G.* Kondensiertes Apt und Alb im Helvetikum (Allgäu und Voralberg) — Biostratigraphie und Fauneninhalt // Schrift. Erdwissensch. Kommission. 1984. Bd 7. S. 271—285.
- Gill T.* Arrangement of the Families of Mollusks // Smithsonian Misc. Coll. 1871. N 227. xvi + 49 p.
- Grossouvre A. de.* Recherches sur la craie supérieure. 2. Paléontologie. Les ammonites de la craie supérieure // Mém. Service Carte Géol. détaillée France. Imprimerie nationale. Paris, 1894. 264 p. (misdated 1893).
- Hébert [E], Munier-Chalmas [E.P.A.].* Fossiles du Bassin d'Uchaux // Ann. Sci. Géol. Paris. 1875. T. 6. P. 113—132.
- Hupé E.* Tectonique de la bordure secondaire sud-pyrénéenne entre l'Esera et la Ribagorzana (Haute-Aragon) // Ann. Hébert Haug. 1954. T. 8. P. 197—244.
- Hyatt A.* Genesis of the Arietidae // Smithsonian Contr. Knowledge. 1889. N 673: xi + 239 p.
- Hyatt A.* Cephalopoda // Zittel K.A. von. 1896—1900. Textbook of Palaeontology. Transl. Eastman, C.R. Macmillan, London and New York, 1900. P. 502—604.
- Hyatt A.* Pseudoceratites of the Cretaceous // U. S. Geol. Surv. Monogr. 1903. Vol. 44. 351 p.
- Jacob C.* Études paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines // Ann. Univ. Grenoble. 1907. T. 19, N 2. P. 221—534 (published also in 1908 in Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble. T. 8, N 2. P. 280—590 and later in 1908 in Bull. Soc. Statistique Sci. Natur. et Arts Industr. Départ. Isère (Grenoble). Ser. 4. T. 10. P. 201—514).
- Joly B.* Les Juraphyllitidae, Phylloceratidae, Neophylloceratidae (Phyllocerataceae, Phylloceratina, Ammonidea) de France au Jurassique et au Crétacé // Geobios. Mém. Spéc. 2000. N 23. 204 p.
- Juignet P., Kennedy W.J.* Faunes d'ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomaniens du nord-ouest de la France (Normandie) et du sud d'Angleterre // Bull. trimestr. Soc. Géol. Normandie et Amis Mus. Havre. 1976. T. 63. P. 1—193.
- Kaplan U., Kennedy W.J., Lehmann J., Marcinowski R.* Stratigraphie und Ammonitenfaunen des westfälischen Cenoman // Geol. Paläontol. Westfalen. 1998. Bd 51. 236 p.
- Kawabe F., Haggart J.W.* The ammonoid *Desmoceras* in the Upper Albian (Lower Cretaceous) of Japan // J. Paleontol. 2003. Vol. 77. P. 314—322.
- Kennedy W.J.* Cenomanian ammonites from Cassis, Bouches-du-Rhône, France // Palaeopelagos. Spec. Vol. 1994. N 1. P. 209—254.
- Kennedy W.J.* Ammonites from the Pawpaw Shale (Upper Albian) in northeast Texas // Cretaceous Res. 2004. Vol. 25. P. 865—905.
- Kennedy W.J., Cobban W.A.* Aspects of ammonite biology, biogeography and biostratigraphy // Spec. Pap. Palaeontol. 1976. N 17. 94 p.
- Kennedy W.J., Cobban W.A., Gale A.S.* et al. Ammonites from the Weno Limestone (Albian) in northeast Texas // Amer. Mus. Novitates. 1998. N 3236. 46 p.
- Kennedy W.J., Cobban W.A., Hancock J.M., Gale A.S.* Upper Albian and Lower Cenomanian ammonites from the Main Street Limestone, Grayson Marl, and Del Rio Clay in northeast Texas // Cretaceous Res. 2005. Vol. 26. P. 349—428.
- Kennedy W.J., Gale A.S., Lees J.A., Caron M.* Definition of a Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the

base of the Cenomanian Stage, Mont Risou, Hautes-Alpes, France // *Episodes*. 2004. Vol. 27. P. 21–32.

Kennedy W.J., Hancock J.M. *Mantelliceras saxbii*, and the horizon of the Martimpreyi Zone in the Cenomanian of England // *Palaeontology*. 1971. Vol. 14. P. 437–454.

Kennedy W.J., Jagt J. W.M., Amédéo F., Robaszynski F. The late Late Albian (Mortoniceras fallax Zone) cephalopod fauna from the Bracquegnies Formation at Strépy-Thieu (Hainaut), southern Belgium // *Geol. Belgica*. 2008. Vol. 11. P. 35–69.

Kennedy W.J., Jolkičev N. Middle Cenomanian ammonites from the type section of the Sanandinovo Formation of Northern Bulgaria // *Acta Geol. Polonica*. 2004. Vol. 54. P. 369–380.

Kennedy W.J., Latil J.L. The Upper Albian ammonite succession in the Montlaur section, Hautes-Alpes, France // *Acta Geol. Polonica*. 2007. Vol. 57. P. 453–478.

Korn D., Ebbighauser V., Bockwinkel J., Klug C. The A-mode ontogeny in sutural ontogeny in prolecanitid ammonites // *Palaeontology*. 2003. Vol. 46. P. 1123–1132.

Kossmat F. Untersuchungen über die Südindische Kreideformation // *Beitr. Paläontol. Österreich-Ungarns und Orients*. 1895. Bd 9. S. 97–203 (1–107); 1897. Bd 11. S. 1–46 (108–153); 1898. Bd. 11. S. 89–152 (154–217).

Kullmann J., Wiedmann J. Significance of sutures in phylogeny of Ammonoidea // *Univ. Kansas. Paleontol. Contrib.* 1970. N 47. P. 1–32.

Lamarck J.P.B.A. de M. de Système des Animaux sans vertèbres. The author; Déterville, Paris, 1801. vii + 432 p.

Latil J.L. The Dispar zone in south-east France and comments about the biozonation of Albian in the Tethyan realm: biostratigraphy and palaeontology (ammonites) // *Géol. Alpine*. 1995. Mém. N 20. P. 67–111.

López-Horgue M.A., Owen H.G., Rodríguez-Lázaro J. et al. Late Albian-Early Cenomanian stratigraphic succession near Estella-Lizarrá (Navarra, central northern Spain) and its regional and interregional correlation // *Cretaceous Res.* 1999. Vol. 20. P. 369–402.

Mantell G.A. The fossils of the South Downs; or illustrations of the geology of Sussex. Lupton Relfe, London, 1822. xvi + 327 p.

Marcinowski R., Wiedmann J. The Albian ammonites of Poland // *Palaeontol. Polonica*. 1990. N 50. 94 p.

Marshall P. The Upper Cretaceous ammonites of New Zealand // *Trans. New Zealand Inst.* 1926. Vol. 56. P. 129–210.

Matheron P. Catalogue méthodique et descriptif des corps organisés fossiles du département des Bouches-du-Rhône et lieux circonvoisins // *Extrait de: Répertoire trav. Soc. Statistique Marseille*. 1842. T. 6. 269 p.

Matsumoto T., Inoma A. Mid-Cretaceous ammonites from the Shumarinai-Soeushinai Area, Hokkaido // *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. Ser. D. Geol.* 1975. Vol. 23. P. 263–293.

Meek F.B. A report on the invertebrate Cretaceous and Tertiary fossils of the upper Missouri country // *Hayden F.V. Report of the United States Geological Survey of the Territories*. 1876. Vol. 9. Ixiv + 629 p.

Michelin H. Note sur une argile dépendant du Gault, observée au Gaty, commune de Gérodd, département de l'Aube // *Mém. Soc. Géol. France. Ser. 3*. 1838. T. 1. P. 97–103.

Mongin D., Peybernès B., Souquet P., Thomel G. Le gisement Vraconnien (Albién Supérieur) de la Selva de Bonansa (Pyrénées Espagnoles): interêt stratigraphique, paléocologique et paléobiogéographique // *Palaeobiogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol.* 1983. Vol. 41. P. 45–63.

Montfort D. de Conchyliologie systématique et classification méthodique des coquilles; offrant leurs figures, leur arrangement générique, leurs descriptions caractéristiques, leur noms; ainsi

que leur synonymie en plusieurs langues. T. 1. F. Schœl, Paris, 1808. 409 p.

Morton S.G. Synopsis of the organic remains of the Cretaceous groups of the United States. Illustrated by nineteen plates, to which is added an appendix containing a tabular view of the Tertiary fossils discovered in America. Key and Biddle, Philadelphia, 1834. 88 p.

Neumayr M. Die Ammoniten der Kreide und die Systematik der Ammonitiden // *Z. Deutsch. Geol. Ges.* 1875. Bd 27. S. 854–942.

Nowak J. Untersuchungen über Cephalopoden der Oberen Kreide in Polen. I. Teil. Genus *Baculites* // *Bull. Intern. Acad. Sci. Cracovie. Cl. Sci. mathém. et natur. Ser. B for 1908*. 1908. P. 326–353.

Nowak J. Über die bifiden Loben der oberkretazischen Ammoniten und ihre Bedeutung für die Systematik // *Bull. Intern. Acad. Sci. Cracovie. Cl. Sci. mathém. et natur. Ser. B for 1915*. 1916. P. 1–13.

Orbigny A. d'. Paléontologie française: Terrains crétacés. 1. Céphalopodes. Masson, Paris. 1840–1842. P. 1–120 (1840); 121–430 (1841); 431–662 (1842).

Owen H.G. Middle Albian stratigraphy in the Anglo-Paris Basin // *Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.). Geology*. 1971. Suppl. 8. 164 p.

Parkinson J. Organic remains of a former world. Vol. 3. J. Robson, London, 1811. xvi + 479 p.

Pervinquier L. Etudes de paléontologie tunisienne. 1. Céphalopodes des terrains secondaires // *Carte Géol. Tunisie. de Rudeval*, Paris, 1907. v + 438 p.

Pervinquier L. Sur quelques ammonites du Crétacé algérien // *Mém. Soc. Géol. France. Paléontol.* 1910. T. 17, N 2–3. 86 p.

Pictet F.J. 1847 // Pictet F.J., Roux W. 1847–1854. Description des mollusques fossiles qui se trouvent dans les Grès Verts des environs de Genève. *Mém. Soc. Phys. et d'Hist. Natur. Genève*. T. 11. 1847. P. 257–412; T. 12. 1849. P. 21–151; T. 13. 1852. P. 73–173; T. 14. 1854. P. 279–341.

Pictet F.J. Traité de Paléontologie. Céphalopodes. T. 2. P. J.-B. Baillièrre, Paris, 1854. P. 583–716.

Pictet F.J., Campiche G. Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix, part 2 (1). Description des fossiles // *Matér. Paléontol. Suisse. Ser. 2*. 1858–1861. Part 1. P. 29–380.

Pictet F.J., Roux W. 1847–1854. Description des mollusques fossiles qui se trouvent dans les Grès Verts des environs de Genève // *Mém. Soc. Phys. et d'Hist. Natur. Genève*. T. 11. 1847. P. 257–412; T. 12. 1849. P. 21–151; T. 13. 1852. P. 73–173; T. 14. 1854. P. 279–341.

Reboulet S., Giraud F., Proux O. Ammonoid abundance variations related to changes in trophic conditions across the Oceanic Anoxic Event 1d (latest Albian, SE France) // *Palaios*. 2005. Vol. 20. P. 121–141.

Renz O. Die Ammonoidea im Stratotyp des Vraconnien bei Sainte-Croix (Kanton Waadt) // *Schweizerische Paläontol. Abh.* 1968. Bd 87. 99 S.

Salzfeld H. [J.C.A.] Die Bedeutung der Konservativstämme für die Stammesentwicklung der Ammonoideen. Max Weg, Leipzig, 1924. 16 p.

Schlotheim E.F. von. Die Petrefaktenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte durch die Beschreibung seiner Sammlung... In der Becker'scher Buchhandlung, Gotha, 1820. Ixii + 437 p.

Scholz G. Sur l'âge de la faune d'Ammonites au Château près de St.-Martin-en-Vercors (Drôme) et quelques considérations sur l'évolution des Turrilitidés et des Hoplitidés vraconnocénomaniens // *Géol. Alpine*. 1973. T. 49. P. 119–129.

Scholz G. Beitrag zur Kenntnis des ostalpinen Alb. I. Oberalpen-ammoniten aus dem Kampenwandvorland (Chiemgauer Alpen) // Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläontol. hist. Geol. 1978. Bd 18. S. 39–44.

Scholz G. Die Ammoniten des Vracon (Oberalpen, dispar Zone) des Bakony-Gebirges (Westungarn) und eine Revision der wichtigsten Vracon-Arten der Westmediterranen Faunenprovinz // Palaeontographica. 1979a. Bd A165. S. 1–136.

Scholz G. Vracon-Ammoniten (Oberalpen, dispar-Zone) aus dem Flammenmergel von Salzgitter // Wiedmann J. (ed). Aspekte der Kreide Europas. International Union of Geological Sciences. Ser. A. 1979b. Vol. 6. P. 589–606.

Seeley H.G. On Ammonites from the Cambridge Greensand in the Woodwardian Museum, Cambridge // Ann. Mag. Natur. Hist. Ser. 3. 1865. Vol. 16. P. 225–247.

Semenov W.P. [The fauna of the Cretaceous deposits of Mangyshlak and some other localities in the Transcaspien province] // Trav. Soc. Impér. Natur. St. Pétersbourg. 1899. T. 28, N 5. Section Géologie et Minéralogie. P. 1–178 [in Russian.]

Sharpe D. Description of the fossil remains of Mollusca found in the Chalk of England. I, Cephalopoda // Palaeontographical Soc. Monogr. 1853–1857. 68 p. 1853. P. 1–26; 1855, P. 27–36; 1857. P. 37–68.

Sigal J. Notes sur les genres de foraminifères *Rotalipora* Brotzen 1942 et *Thalmaninella*, famille des Globorotaliidae // Rév. Inst. française Pétrol. 1948. T. 3. P. 95, 103.

Souquet P. Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon, et Navarre. Thèse. Université de Toulouse, Imprimerie Privat, 1967. 529 p.

Sowerby J. The Mineral Conchology of Great Britain. 1812–1822. The Author, London, Vol. 1, pls 1–9 (1812), pls 10–44 (1813), pls 45–78 (1814), pls 79–102 (1815); Vol. 2, pls 103–114 (1815), pls 115–150 (1816), pls 151–186 (1817), pls 187–203 (1818); Vol. 3, pls 204–221 (1818), pls 222–253 (1819), pls 254–271 (1820), pls 272–306 (1821); Vol. 4, pls 307–318 (1821), pls 319–383 (1822).

Sowerby J. de C. The Mineral Conchology of Great Britain (continued). The author, London, 1823–1846. Vol. 4, pls 384–407 (1823); Vol. 5, pls 408–443 (1823), pls 444–485 (1824), pls 486–503 (1825); Vol. 6, pls 504–544 (1826), pls 545–580 (1827), pls 581–597 (1828), pls 598–609 (1829); Vol. 7, pls 610–618 (1840), pls 619–623 (1841), pls 624–628 (1843), pls 629–643 (1844), pls 644–648 (1846).

Spath L.F. On Cretaceous Cephalopoda from Zululand // Ann. South Afr. Mus. 1921. Vol. 12. P. 217–321.

Spath L.F. On the Senonian ammonite fauna of Pondoland // Trans. Roy. Soc. South Africa. 1922a. Vol. 10. 113–147.

Spath L.F. On Cretaceous Ammonoidea from Angola, collected by Professor J.W. Gregory, D.Sc., F.R.S // Trans. Roy. Soc. South Africa. 1922b. Vol. 53. P. 91–160.

Spath L.F. A monograph of the Ammonoidea of the Gault // Palaeontographical Society Monographs. 1923–1943. 787 p. P. 1–72 (1923); P. 73–110 (1925a); P. 111–146 (1925b); P. 147–186 (1926); P. 187–206 (1927a); P. 207–266 (1928); P. 267–311 (1930); P. 313–378 (1931); P. 379–410 (1932); P. 411–442 (1933); P. 443–496 (1934); P. 497–540 (1937); P. 541–608 (1939); P. 609–668 (1941); P. 669–720 (1942); P. 721–787, i–x (1943).

Spath L.F. On Upper Albian Ammonoidea from Portuguese East Africa, with an appendix on Upper Cretaceous ammonites from Maputoland // Ann. Transvaal Mus. 1925c. Vol. 11. P. 179–200, 28–37.

Spath L.F. Revision of the Jurassic fauna of Kach (Cutch) // Mem. Geol. Surv. India. Palaeontol. Indica. New ser. 1927b. Vol. 9. Mem. 2. Part 1. P. 1–71.

Stanton T.W. Contributions to the Cretaceous Palaeontology of the Pacific Coast. The fauna of the Knoxville Beds // Bull. U.S. Geol. Surv. 1895. N 133. 132 p.

Stoliczka F. The fossil cephalopoda of the Cretaceous rocks of southern India. Ammonitidae with revision of the Nautilidae etc. // Mem. Geol. Surv. India. Ser. 1. Palaeontol. Indica. Vol. 3. Pt. 1. P. 41–56, 1863; Pt. 2–5. P. 57–106, 1864; Pt. 6–9. P. 107–154, 1865; Pt. 10–13. P. 155–216, 1866.

Suess E. Über Ammoniten // Sitzungsber. Akad. Wiss. Math.-Naturwiss. Cl. Wien. 1866. Bd 52 (for 1865). Abt. 1. S. 71–89.

Szives O. Albian Stage // Geol. Hungarica. 2007. Vol. 57. P. 75–122.

Thomel G. Les Acanthoceratidae Cénomaniens des chaînes subalpines méridionales // Mém. Soc. Géol. France. (N. S.). 1972. T. 116. 204 p.

Thomel G. Ammonites. Editions Serre, Nice, 1980. 227 p.

Thomel G. La famille des Tetragnostidae (Ammonoidea) dans le Cénomaniens du sud-est de la France // Ann. Paléontol. (Vertébrés-Invertébrés). 1987. T. 73. P. 241–272.

Thomel G. Ammonites du Cénomaniens et du Turonien du Sud-Est de la France. Editions Serre, Nice, 1992. T. 1. 422 p.; T. 2. 383 p.

Wiedmann J. Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses céphalopodes // C.R. Congrès des Sociétés Savantes-Dijon, 1959. Colloque sur le Crétacé supérieur français. 1960a. P. 709–764 (misdated 1959).

Wiedmann J. Zur Systematik jungmesozoischer Nautiliden // Palaeontographica. 1960b. Bd A115. S. 114–206.

Wiedmann J. Ammoniten aus der Vascogotischen Kreide (Nordspanien). 1, Phylloceratina, Lytoceratina // Palaeontographica. 1962a. Bd A118. S. 119–237.

Wiedmann J. Unterkreide-Ammoniten von Mallorca. 1. Lieferung: Lytoceratina, Aptychi // Abh. Math.-Naturwis.-Schaft. Kl. Akad. Wiss. und Literatur. Mainz. 1962b. N 1. S. 1–148.

Wiedmann J. Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses céphalopodes // Estudios Geológicos Instituto Lucas Mallada. 1964. Vol. 20. P. 107–148.

Wiedmann J. Stammesgeschichte und System der posttriasischen Ammonoideen; ein Überblick // N. Jahrb. Geol. Paläontol. Abh. 1966. Bd 125. S. 49–79; Bd 127. S. 13–81.

Wiedmann J. The Albian and Cenomanian Tetragnostidae (Cretaceous Ammonoidea), with special reference to the Circum-Indic species // Eclog. geol. Helvetiae. 1973. Vol. 66. P. 585–616.

Wiedmann J., Dieni I. Die Kreide Sardiniens und ihre Cephalopoden // Palaeontographia Italica. 1968. T. 64. P. 1–171.

Wiedmann J., Kauffman E.G. Mid-Cretaceous biostratigraphy of northern Spain // Ann. Mus. Hist. Natur. Nice. 1978. T. 5, N 3. P. 1–34 (1976 imprint).

Wiedmann J., Owen H.G. Late Albian ammonite biostratigraphy of the Kirchrode 1 borehole, Hannover, Germany // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. Vol. 174. P. 161–180.

Wiedmann J., Schneider H.L. Cephalopoden und Alter der Cenoman-Transgression von Mülheim-Broich, SW-Westfalen // Wiedmann J. (Ed.). Aspekte der Kreide Europas. International Union of Geological Sciences. A. 1979a. Vol. 6. P. 335–350.

Wright C.W., Kennedy W.J. The Ammonite *Stoliczkaia* from the Cenomanian of England and northern France // Palaeontology. 1978. Vol. 21. P. 393–409.

Wright C.W., Kennedy W.J. The Ammonoidea of the Lower Chalk. Part 1 // Palaeontographical Soc. Monogr. 1984. P. 1–126.

Wright C.W., Kennedy W.J. Evolutionary relationships among *Stoliczkaia* (Cretaceous ammonites) with an account

of some species from the English *Stoliczkaia dispar* Zone // *Cretaceous Res.* 1994. Vol. 15. P. 547—582.

Wright C.W., Wright E.V. The Cretaceous ammonite genera *Discohoplites* Spath and *Hyphoplites* Spath // *Quart. J. Geol. Soc. London.* 1949. Vol. 104. P. 477—497.

Wright C.W., Wright E.V. A survey of the fossil Cephalopoda of the Chalk of Great Britain, primarily a nomenclatorial revision of Daniel Sharpe's "Description of the fossil remains

found in the chalk of England. Cephalopoda" // *Palaeontographical Soc. Monogr.* 1951. 40 p.

Young K. *Graysonites*, a Cretaceous ammonite in Texas // *J. Paleontol.* 1958. Vol. 32. P. 171—182.

Zittel K.A. von. *Handbuch der Palaeontologie...* 1, Abt. 2; (Lief 3), Cephalopoda. R. Oldenbourg, Munich und Leipzig, 1884. S. 329—522.

Zittel K.A. von. *Grundzüge der Palaeontologie (Palaeozoologie).* R. Oldenbourg, Munich und Leipzig, 1895. vii + 972 S.

РЕВИЗИЯ ФАУНЫ ЦЕФАЛОПОД «КРАСНОГО ГОРИЗОНТА» СЕЛЬВА ДЕ БОНАНЗА, ПРОВИНЦИЯ ХУЭСКА, СЕВЕРНАЯ ИСПАНИЯ

У.Дж. Кеннеди, М. Билот

Ревизована фауна цефалопод «красного горизонта» Сельва де Бонанза, провинция Хуэска в Северной Испании. Этот горизонт представляет собой серию тонких железистых линз, которые лежат на хардграунде в кровле верхнеальбских песчаников Турбон и перекрываются сеноманскими мергелями Сопейра. Горизонт содержит богатую фауну цефалопод, главным образом аммонитов и редких наутилоидов. Большинство видов аммонитов этого горизонта распространены в верхнеальбской зоне *Mortoniceras (Subschloenbachia) perinflatum*. Это *Discohoplites subfalcatus*, *Hyphoplites falcatus aurora*, *H. campichei*, *Mortoniceras (Subschloenbachia) cf. perinflatum*, *Stoliczkaia (Stoliczkaia) clavigera*, *Anisoceras perarmatum*, *Idiohamites elegantulus*, *Hamites venetianus*, *H. virgulatus*, *Lechites (L.) gaudini*, *Lechites (L.) moreti* Breistroffer, *Mariella (M.) bergeri* и *Ostlingoceras (O.) puzosianum*. Вторую группу составляют виды, встречающиеся в верхнем альбе и проходящие в сеноман: *Phylloceras (Hypophylloceras) seresitense*, *Tetragonites rectangularis rectangularis*, *Desmoceras (D.) latidorstum* и *Puzosia (P.) mayoriana*. Доказательство присутствия раннесеноманского элемента не вполне надежно и заключается в присутствии *Hyphoplites curvatus curvatus*, *H. curvatus arausionensis* и *Graysonites cf. wacoensis*. Имеется также элемент самой верхней альбской и самой нижней сеноманской зоны *Argrophoceras (Praeschloenbachia) briacensis*, на что указывают два экземпляра *Stoliczkaia (S.) tetragona*. О таких формах, как *Zelandites europae* и *Puzosia (P.) cf. Petkovi*, слишком мало известно, чтобы можно было оценить их стратиграфическое значение. Из наутилоидов присутствует *Angulithes cf. schroederi* Wiedmann и неопределимый фрагмент еще одного вида. Таким образом, «красный горизонт» интерпретируется как конденсированный интервал верхней части верхнего альба и нижней части нижнего сеномана.

Ключевые слова: аммоноидеи, наутилоидеи, альб—сеноман, Северная Испания.

Сведения об авторах: Kennedy W.J. — Oxford University Museum of Natural History, Parks Road, Oxford OX1 3PW, U.K. Bilote M. — Université Paul Sabatier Toulouse III, Laboratoire de Stratigraphie Séquentielle et Micropaléontologie, U.R.A. 1405, 39, Allées Jules Guesde, F-31062 Toulouse Cedex, France.

CORRELATION OF MAASTRICHTIAN STRATA IN THE SOUTHEAST NETHERLANDS AND ADJACENT REGIONS, NORTHERN GERMANY, NORTHERN SPAIN AND THE USA

N. Keutgen, J.W.M. Jagt

Natuurhistorisch Museum Maastricht (SCZ), Maastricht, the Netherlands

Received by the editors 26.05.08

We here present a preliminary correlation between key sections in the United States Western Interior and Atlantic Coastal Plain (New Jersey), the Sopolana and Zumaya (Bay of Biscay) sections in northern Spain, the combined Krons Moor–Hemmoor sections in northern Germany and the type area of the Maastrichtian Stage (southeast Netherlands, northeast Belgium; referred to as Maastricht–Aachen–Liège area), with age estimates for the lower boundaries of biozones and lithostratigraphic units. Calculations based on estimated sedimentation rates, long and very long eccentricity cycles (410 kyr and c. 2,4 myr, respectively) and duration of biozones have resulted in the following datum points which can be used for intercontinental correlation: the base of US Western Interior *Baculites baculus* Zone equates with the base of the northwest European *Belemnella obtusa* Zone (at 70,6 Ma = base of Maastrichtian), the base of the US Western Interior *Hoploscaphites birkelundae* Zone matches the base of the northwest European *Spyridoceras tegulatus/Belemnitella junior* Zone (at 69,4 Ma = lower/upper Maastrichtian boundary) and is equated with the base of unit 4 (Vijlen Member) in the Maastrichtian type area. In that area, the hiatus between the Gulpen and Maastricht formations amounts to 1,2 myr (= top Lanaye Member at 67,4 Ma – base Maastricht Formation at 66,2 Ma).

Key words: stratigraphy, Maastrichtian, Europe, North America.

In recent years, sections exposing uppermost Cretaceous rocks in the United States Western Interior and Atlantic Coastal Plain (New Jersey) and in western and southern Europe (Bay of Biscay, northern Germany and the Maastrichtian type area) have been studied in detail, and results can now be combined to a preliminary correlation between them. Our own work in the type area of the Maastrichtian Stage, i.e. southern Limburg (the Netherlands), the provinces of Liège and Limburg (northeast Belgium) and the Aachen area (Germany), is based primarily on belemnitellid cephalopods and inoceramid bivalves from the Vijlen Member (Gulpen Formation), and will in the near future be complemented by a strontium isotope curve for the upper Gulpen Formation and the entire Maastricht Formation. This will hopefully lead to a refinement of the correlation proposed herein. The various localities are discussed separately; first, recently acquired data are briefly discussed and, secondly, correlation with the Maastrichtian type area is outlined.

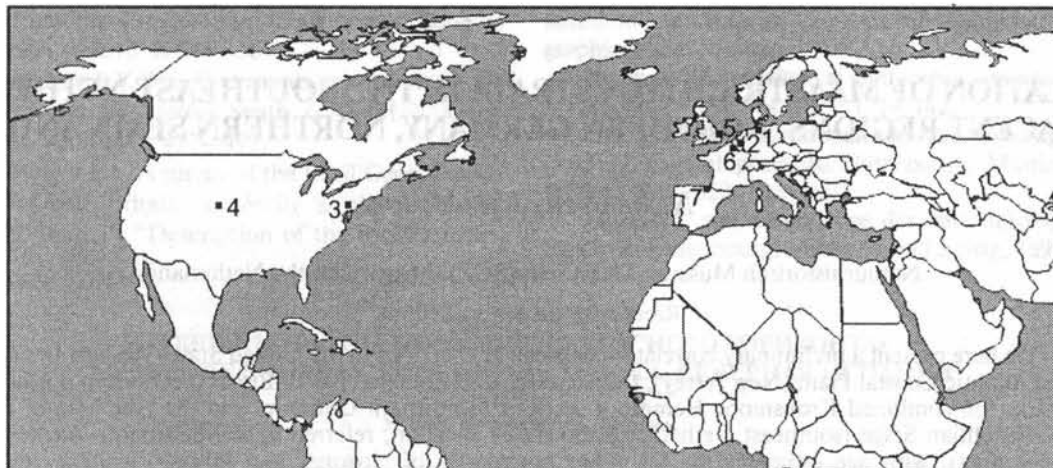
Krons Moor and Hemmoor, northern Germany

Recently (Niebuhr, 2006), the combined section at Krons Moor and Hemmoor (number 1 in figure) has been reinterpreted, the estimate being that more than 100 metres of chalk strata belonging to the upper Maastrichtian are missing. The following age estimates were given (Niebuhr, 2006): first, the base of the *Belemnella obtusa* Zone at Krons Moor at marl layer T100 – 71 m, dated at 70,6 Ma, and secondly, the last appearance datum (LAD) of *Belemnitella junior* Nowak, 1913 at Hemmoor, at marl layer T100 + 79,1 m, dated at 67,8 Ma. This means that 150,1 m in the combined Krons Moor–Hemmoor sections would correspond to a duration of 2,8 myr, which in turn leads to a sedimentation rate of 53,6 m per myr.

In table 1, estimates of absolute numerical ages are proposed for the combined Krons Moor–Hemmoor sections by relating the level of zonal boundaries to the base of the *Belemnella obtusa* Zone at 70,6 Ma, taking the calculated sedimentation rate of the combined Krons Moor/Hemmoor section into account. For example, the lower/upper Maastrichtian boundary at 69,3 Ma (marl layer T100) closely approximates the base of the North American *Hoploscaphites birkelundae* Zone (69,3–68,8 Ma).

Table 1
Calculated absolute ages for the lower boundaries of biozones in the combined Krons Moor–Hemmoor sections; FAD = first appearance datum

Level relative to marl layer T100, m	Characteristic levels	Absolute age of base
–71	base of obtusa Zone	70,6
–58	base of lower sumensis Zone	70,4
–48	base of upper sumensis Zone	70,2
–32	base of cimbrica Zone	69,9
–10	base of fastigata Zone	69,5
0	T100	69,3
+4,9	FAD of <i>Belemnitella junior</i>	69,2
+27	base of argentea/junior Zone	68,8
+30	start of flint maximum	68,7
+50	end of flint maximum	68,3
+62,5	base of danica/argentea Zone	68,1
+68,5	base of baltica/danica Zone	68,0
+85	top of sequence	67,7



Географическое положение разрезов маастрихта, обсуждаемых в тексте:

1 — разрезы Кронсмоор и Хеммоор; 2 — разрезы района Маастрихт—Ахен—Льеж; 3 — разрезы Нью-Джерси; 4 — разрезы Внутреннего Запада США; 5 — разрезы Норфолка; 6 — разрезы Монского бассейна; 7 — разрезы Сопелана и Зумайя

It follows from table 1 that:

1. The base of the *Baculites grandis* Zone in the United States Western Interior (70,2—69,7 Ma; absolute numerical ages of Western Interior zones are according to Ogg et al., 2004) is within the *Belemnella sumensis* Zone, probably close to the base of the upper portion of that zone.

2. The base of the *Baculites clinolobatus* Zone (69,7—69,3 Ma) corresponds to a level close to the middle of the *Belemnella cimbrica* Zone.

3. The base of the *Hoploscaphites birkelundae* Zone (69,3—68,8 Ma) approximates marl layer T100 in the combined Kronsmoor—Hemmoor sections.

4. The base of the *Hoploscaphites nicolletii* Zone (68,8—68,3 Ma) is close to the base of the *Tenuipteria argentea/Belemnella junior* Zone (*sensu germanico*).

Of note is the fact that the *Baculites grandis* Zone in the United States Western Interior has yielded the index inoceramid *Trochoceras radius* (Quaas, 1902), but it is not known from the *Baculites clinolobatus* Zone (Walaszczyk et al., 2001), indicating that this key inoceramid could be expected in most of the *sumensis* and lower *cimbrica* zones.

The Maastricht-Aachen-Liège (MAL) area

In this area (number 2 in figure), strata of definite Maastrichtian age comprise the upper portion of the Gulpen Formation (Vijlen, Lixhe 1, Lixhe 2, Lixhe 3 and Lanaye members) and the entire Maastricht Formation, with the exception of the highest portion (c. 2,5 metres) of the Meerssen Member. For the Maastricht area, two sequence boundaries within the Vijlen Member and at the top of this unit have recently been noted (Vandenberghe et al., 2004). The first, dated at 68,9 Ma, corresponds to the top of unit 6 of the Vijlen Member, while the second, dated at 69,4 Ma, is situated within the upper half of the Vijlen Member. Other authors (Machalski et al., 2007) correlated unit 6 of the Vijlen Member with the *Hoploscaphites birkelundae* Zone of the United States Western Interior, on the basis of the presence of a scaphitid ammonite interpreted

as an interspecies hybrid between the North American *Jeletzkytes dorfi* Landman et Waage, 1993 and an unidentified species of the endemic European lineage of *Hoploscaphites constrictus* (J. Sowerby, 1817).

While the sequence boundary at the top of the Vijlen Member is well documented, the position of the second boundary is not well established. Its estimated age (69,4 Ma) suggests that it either approximates the lower/upper Maastrichtian boundary as defined in the combined Kronsmoor—Hemmoor sections or is situated slightly lower (table 1). New data (Keutgen et al., in press) show that the index belemnite species of the upper Maastrichtian, *Belemnella junior*, first occurs slightly above the base of unit 4 of the Vijlen Member, indicating that the sequence boundary at 69,4 Ma should be situated close to the base of that unit.

Additional support for a sequence boundary at that level comes from a sedimentological interpretation of two sections which formerly exposed the upper portion of unit 4, namely the Hans-Böckler-Allee II (Keutgen et al., in press) at Aachen, and the lower portion of unit 4, plus unit 3, as exposed at Altembroeck (Jagt et al., 1995). At the former locality, J.P.H. Reynders (pers. comm.) documented the presence of three glauconitic layers, with decreasing thicknesses from bottom to top (1,0 m, 0,5 and 0,3 metres, respectively). These glauconitic layers contain several, in part remanié, fossils (belemnite rostra) and pebbles and are indicative of a high-energy, current-dominated environment. The glauconitic layers are separated by marlstones of 2 m (lower) and 3,3 m (upper) in thickness, indicating a lower-energy setting. In conclusion, the sequence formerly exposed at the Hans-Böckler-Allee II is typical of retrogradational stacking, which results when the long-term rate of accommodation exceeds that of sedimentation during a transgression.

At the Altembroeck section, the highest-energy environment is documented for the belemnite (Bm) and glauconite-enriched (Gc) levels. These do not vary considerably in thickness (between 0,15 and 0,20 m), but the marlstone

layers between them do. Unit 3 of the Vijlen Member here is c. 5 m thick, its top being marked by level Bm 0, which corresponds to the base of unit 4. The thickness of overlying marlstones is, in ascending order, 1,10 m, 0,15 m, 0,50 m, 0,70 m, 1,15 m and 0,70 m. Thus, from level Bm 1 upwards, the marlstone layers show a clear trend towards an increasing thickness, comparable to the situation at Hans-Böckler-Allee II. Thus, this portion of unit 4 belongs to a transgressive system tract. At least the upper portion of unit 3 and the lowermost portion of unit 4 do not belong to a transgressive system tract, because the thickness of the marlstones is reduced from c. 5 m to 1,10 m and to 0,15 m. This progradational stacking can be found in the upper portion of a highstand system tract and a lowstand system tract. In conclusion, the position of the sequence boundary at 69,4 Ma (Vandenberghe et al., 2004) is situated either at the base of level Bm 1 within the lowermost portion of unit 4 of the Vijlen Member (in case the lowstand system tract is not preserved), or at the base of Bm 0, i.e. at the base of unit 4. For practical reasons, the base of unit 4, which has been identified in several sections (Felder, 2001), is here considered an appropriate approximation of the sequence boundary.

Correlation between Krons Moor-Hemmoor and the MAL area

First of all, it is important to note that in both the Krons Moor—Hemmoor and MAL areas the lowermost *Belemnitella junior* Zone has previously been correlated with the *Hoploscaphites birkelundae* Zone of the United States Western Interior. As a matter of fact, in both areas the base of the *Belemnitella junior* Zone approximates that of the *Hoploscaphites birkelundae* Zone. Thus, estimates of absolute numerical ages for the base of the *Belemnitella junior* Zone have been calculated independently of each other.

Additional support for correlation between Krons Moor—Hemmoor and the MAL area comes from data on the evolutionary development of *Belemnitella junior*. Recently, a general trend from cylindrical to more conical guards has been demonstrated (Christensen et al., 2004). However, a problem existed for *Belemnitella junior* collected from the flint maximum at Hemmoor and from the flint maximum (Lanaye Member) in the MAL area, rostra from the latter being distinctly more conical. While flint maxima in both areas had previously been equated (Schulz, Schmid, 1983), other data (Niebuhr, 2006) question that correlation. Considering the estimates of numerical ages proposed for the Krons Moor-Hemmoor sections (table 1) and estimates for deposits in the MAL area (Vandenberghe et al., 2004), the flint maximum at Hemmoor should be equated with the Lixhe 1 and/or Lixhe 2 member(s). From the Lixhe 1—3 members only a limited number of specimens of *Belemnitella junior* (seven in total) were available for measurements (Christensen et al., 2004) and their shape is slightly more advanced, i.e. conical, than specimens from the flint maximum at Hemmoor; favouring the hypothesis that the flint maximum at Hemmoor matches the Lixhe 1 or 2 member(s), rather than the Lixhe 3 Member.

In this context, it is worth noting that recently (Keutgen et al., in press) unit 4 of the Vijlen Member in the MAL area has been correlated with the interval between 0 and 5—10 m above the base of the upper Maastrichtian at marl layer T100 in the Hemmoor section, as based on the developmental stage in slenderness and shape of guards of *Belemnitella lwowensis* Naidin, 1952. As a first approximation, this would indicate near-equal sedimentation rates for the basal upper Maastrichtian at Hemmoor and in the MAL area, while calculations above indicate a sedimentation rate of 53,6 m/myr for Hemmoor and 64 m/myr for the upper Vijlen Member. As an approximation, it is here proposed to correlate the base of unit 4 of the Vijlen Member with marl layer T100 at Hemmoor and to date this level at 69,4 Ma; the base of the Lixhe Member may be dated at 68,9 Ma, as proposed previously (Vandenberghe et al., 2004). Because the Lixhe Member comprises fifty-five cycles of 20 kyr each (Schiøler et al., 1997), its top may be dated at 67,8 Ma (top Lixhe 1: 68,5 Ma; top Lixhe 2: 68,2 Ma). The Lanaye Member contains twenty cycles of 20 kyr each (Schiøler et al., 1997) and thus, its top is dated at 67,4 Ma. Because the Maastricht Formation should correspond to a duration of c. 0.7 myr (Schiøler et al., 1997), its base is dated at $65,5 + 0,7 = 66,2$ Ma, resulting in a hiatus between the Gulpen and Maastricht formations of approximately 1,2 Ma (table 2).

Global sea level and temperature fluctuations due to Milankovitch cyclicity

An estimated Cretaceous sea level/ice volume curve based on Milankovitch forcing has recently been computed (Matthews, Frohlich, 2002; Miller et al., 2005). Minima in this curve appear to correlate with sequence boundaries in New Jersey (number 3 in figure), supporting a glacioeustatic origin for these. The dominant beats in the predicted curve are the very long (c. 2,4 myr) and long (405 kyr) eccentricity cycles. For comparison, a cyclic marl-limestone succession has been described from the mid- to upper Campanian of northern Germany, the periodicity being dominated by a 413 kyr cycle (Niebuhr, 2005) and, hence, the figure of 410 kyr may represent an acceptable mean for the long eccentricity cycle. In this context, it is also interesting to note that the duration of the *Baculites eliasi* Zone in the United States Western Interior (number 4 in figure) was 0,4 myr, while the *Baculites baculus* Zone lasted 0,4 myr, the *Baculites grandis* Zone 0,5 myr, the *Baculites clinolobatus* Zone 0,4 myr, the *Hoploscaphites birkelundae* Zone 0,5 myr, and the *Hoploscaphites nicolletii* Zone 0,5 myr (Ogg et al., 2004). In summary, six ammonite zones had a duration of 2,7 myr, with a mean of 0,45 myr, which is fairly close to the 0,41 myr cycle (Matthews, Frohlich, 2002; Miller et al., 2005). The hypothesis is here put forward that the duration of these ammonite zones was affected by the 410 kyr eccentricity cycle. In table 2, the 0,41 myr cycle is indicated and a correlation with the United States Western Interior ammonite zones is proposed, based on the assumption that the base of the *Baculites baculus* Zone roughly corresponds to a cycle boundary at 70,6 Ma.

Table 2

Estimated absolute numerical ages for sequence boundaries based on the very long (c. 2,4 myr) and long (0,41 myr) eccentricity cycles (Miller et al., 2005) and comparison with the ages of biozone boundaries in the United States Western Interior and in the combined Krons Moor—Hemmoor sections, northern Germany

Long cycle basis, Ma	Very long cycle basis	US Western Interior	Northwest Germany	Vandenberghe et al. (2004)	Present paper
72,24		B. reesei (72,1 Ma)	grimmensis/granulosus (72,2 Ma)		top Beutenaken (72,2 Ma)
71,83		B. jenseni (71,6 Ma)			hiatus
71,42			lanceolata (71,3 Ma)		hiatus
71,01	Trans.: 70,8 Ma	B. eliasi (71,0 Ma)	pseudobtusa (70,8 Ma)	Ma 1 (70,8 Ma)	hiatus
70,60		B. baculus (70,6 Ma)	obtusa (70,6 Ma)		hiatus
70,19		B. grandis (70,2 Ma)	sumensis (70,4 Ma)	Ma 2 (70,0 Ma) = base Vijlen 0	base Vijlen 0 (70,2 Ma)
69,78		B. clinolobatus (69,7 Ma)	cimbrica (69,9 Ma)		base Vijlen 2 (69,8 Ma)
69,37		H. birkelundae (69,3 Ma)	tegulatus/junior (69,3 Ma)	Ma 3 (69,4 Ma) = base Vijlen 4	base Vijlen 4 (69,4 Ma)
68,96		H. nicolletii (68,8 Ma)	argentea/junior (68,8 Ma)	Ma 4 (68,9 Ma) = base Lixhe	base Lixhe 1 (68,9 Ma)
68,55	Trans.: 68,4 Ma				base Lixhe 2 (68,5 Ma)
68,14		J. nebrascensis (68,3 Ma)	danica/argentea (68,1 Ma)		base Lixhe 3 (68,2 Ma)
67,73					base Lanaye (67,8 Ma)
67,32				Ma 5 (67,5 Ma) = top Lanaye	top Lanaye (67,4 Ma)
66,91					hiatus
66,50					hiatus
66,09	Trans.: 66,0 Ma				base Maastricht Fm (66,2 Ma)
65,68					
65,27					K/Pg boundary (65,5)

Note. The estimated ages of lithostratigraphic units in the MAL area are also given, as are the ages of sequence boundaries (Vandenberghe et al., 2004) (Trans. = onset of transgression; Fm = Formation; K/Pg = Cretaceous/Paleogene)

In general, table 2 shows a close match of the 410 kyr eccentricity cycle bases and the biozone boundaries in the United States Western Interior. The ammonite zones either correspond to the cycle boundaries or are slightly younger — with the exception of the *Jeletzkytes nebrascensis* Zone. It may be concluded that the assumed glacioeustatic changes caused faunal turnover in the United States Western Interior.

For comparison, also the bases of the zonal boundaries in the combined Krons Moor—Hemmoor sections are presented in table 2. These calculations are based on the sedimentation rate for the Maastrichtian Stage as indicated previously (Niebuhr, 2006). The base of the Maastrichtian Stage is dated at 70,6 Ma and approximates the base of the obtusa Zone (for further comments see also table 1). Numerical ages for the uppermost Campanian are calculated using other data (Friedrich et al., 2005). However, in the latter paper the base of the obtusa Zone is dated at 70,7 Ma. The numerical age for the base of the lanceolata Zone of

71,3 Ma (Friedrich et al., 2005) has been accepted and the lower boundaries of the pseudobtusa and grimmensis/granulosus zones have been calculated by assuming a stable sedimentation rate of 15 m / (71,3–70,6) myr = 21,4 m/myr (vs 22,5 m/myr, as calculated previously, Niebuhr, 2006). As indicated in table 2, also the zonal boundaries in the Krons Moor—Hemmoor sections show a fair match with the presumed glacioeustatic cycle boundaries.

Also indicated in table 2 are estimates of numerical ages (Vandenberghe et al., 2004) for the Maastrichtian type area, which are based mainly on sequence-stratigraphic correlations. At first glance, the sequence boundaries proposed (Vandenberghe et al., 2004) also follow the 410 kyr eccentricity cycle (Matthews, Frohlich, 2002; Miller et al., 2005), thus favouring interpretation of this cycle as the origin of glacioeustatic fluctuations of sea level and temperature. However, these considerations also suggest that sequence boundaries can theoretically be expected every 0,41 myr. The fact that previous authors (Vandenberghe

et al., 2004) did not recognise sequence boundaries every 0,41 myr, illustrates that their significance was severely impacted by the very long eccentricity cycle in addition to local phenomena, e.g. tectonic events. The latter aspect may impair long-distance correlations of sequence boundaries.

It has been documented that the Vijlen Member represents some kind of 'cyclic' deposit (Felder, 2001; Keutgen et al., in press). Each cycle consists of an interval rich in glauconite and quartz grains accompanied by belemnite bioclasts in the lower portion and an interval with (relatively) more numerous echinoderm bioclasts in the upper part, at least in the type section of this member near Mamelis (southern Limburg, the Netherlands). Thus, the first sequence would correspond to units 0 and 1 of this member, the second to units 2 and 3, and the third to units 4, 5 and 6. Each of these three sedimentation cycles is here interpreted as a 0.41 myr eccentricity cycle (compare Miller et al., 2005). It follows from these considerations that the base of the Vijlen Member should be dated at 70,2 Ma, which is quite close to the previous calculation at 70,0 Ma (Vandenberghé et al., 2004). The base of the Vijlen Member would thus be situated within the sumensis Zone (sensu germanico) and close to the base of the Baculites grandis Zone in the United States Western Interior, while the base of unit 2 of the Vijlen Member would roughly match the base of the cimbrica Zone (sensu germanico). If this interpretation is correct, the onset of Vijlen Member sedimentation would also match the beginning of increased $\delta^{13}\text{C}$ values in the middle sumensis Zone at Krons Moor (Schönfeld et al., 1996) and at Hemmoor (Stenvall, 1995), which are indicative of a significant global sea level rise (Jarvis et al., 2002).

It may be expected that, if the beat of the 0,41 myr eccentricity cycles parallels that of the 2,4 myr cycle, a sea level drop or, alternatively, a sea level rise, could be over-proportional. In the MAL area, there are two significant regressive phases in the topmost Campanian and within the Maastrichtian stages: between the Beutenaken and Vijlen members and between the Gulpen and Maastricht formations, respectively. Both regressions correspond to hiatuses and are c. 4,8 myr apart, i.e. twice the 2,4 myr eccentricity cycle beat.

In a preliminary attempt, we have tried to date the 2,4 myr eccentricity cycle by estimating numerical ages for the onset of major transgressions. In the MAL area, the transgressive base of the Vijlen Member was estimated at 70,2 Ma. For comparison, in the United States Western Interior, the Campanian/Maastrichtian regression is also indicated by a hiatus, which comprises the Baculites jensei and Baculites eliasi zones in the Badlands National Park (Stoffer, 2003). The base of the overlying Baculites baculus Zone is dated at 70,6 Ma, which is 0,4 myr earlier than the estimated numerical age for the base of the Vijlen Member. In the Mons Basin (southern Belgium; number 6 in figure), the base of the Ciply Malogne Phosphatic Chalk Formation (middle obtuse Zone) may be dated at 70,5 Ma, which is quite close to the situation in the United States Western Interior. Vandenberghé et al. (2004) dated

the onset of transgression slightly earlier at 70,8 Ma. Taking the latter estimate as a basis, the start of the transgressive phases of the next sequences could be expected at 68,4 Ma (= more or less the base of the Lixhe 2 Member) and 66,0 Ma, respectively (table 2). The latter numerical age is very close to the estimated base of the Maastricht Formation (66,2 Ma).

Correlation between Sopelana—Zumaya (Bay of Biscay) and the MAL area

The Sopelana and Zumaya sections (number 7 in figure) are situated in the Basque Country (Bay of Biscay, northern Spain) and the former is famous for inoceramids. In these sections, the "stages" E1, E2 and E3 have been distinguished (Gómez-Alday et al., 2004). Inoceramids are commonest in E1, but range upwards into E2. According to other workers (Paul, Lamolda, 2007), the upper portion of the Sopelana section exposed units 5—8 of the Zumaya section (sensu Wiedmann), and the base of E3 corresponded to the base of unit 7 (sensu Wiedmann). In the Sopelana section, the magnetostratigraphic sequence boundary between C31R and C31N is situated within E2 (Gómez-Alday et al., 2004). According to some authors (Hicks et al., 1999), this magnetostratigraphic sequence boundary occurs in the uppermost portion of the Hoploscaphites birkelundae Zone, the top of which is dated at 68,8 Ma (Ogg et al., 2004).

Combining the Zumaya and Sopelana sections results in the following scenario of "events" from bottom to top:

1. Common inoceramids in E1 at Sopelana, but without *Trochoceras radiosus*, favouring correlation with the Baculites clinolobatus Zone of the US Western Interior (69,7—69,3 Ma, sensu Ogg et al., 2004).
2. A decrease in inoceramid frequency in the lower portion of E2.
3. Magnetostratigraphic sequence boundary between C31R and C31N within E2 (here estimated at c. 68,9 Ma).
4. Base of unit 7 (sensu Wiedmann) at Zumaya corresponds to base of E3 at Sopelana. At that level, "*Inoceras*" *morgani* (Sornay, 1973) disappears (Paul, Lamolda, 2007) and this level characterises a sequence boundary (unit E3 corresponds to a lowstand deposit) (Gómez-Alday et al., 2004).
5. In the lower portion of unit 7 (sensu Wiedmann), the calcareous nannofossil *Lithraphidites quadratus* appears (Paul, Lamolda, 2007).
6. In the upper portion of unit 7 (sensu Wiedmann), the planktonic foraminifera *Abathomphalus mayaroensis* appears (Paul, Lamolda, 2007).
7. At the top of unit 7 the last inoceramid prisms occur (Paul, Lamolda, 2007).

The most important aspect for correlating Sopelana—Zumaya and the MAL area is the magnetostratigraphic sequence boundary between C31R and C31N, which is situated within the uppermost portion of the Hoploscaphites birkelundae Zone. Because the lower/upper Maastrichtian boundary as defined by the FAD of *Belemnitella junior* is situated close to the base of the Hoploscaphites birkelun-

dae Zone, the boundary level is obviously below the base of unit 7 (sensu Wiedmann) within "stage" E2 at the Sopelana section.

According to some authors (Gómez-Alday et al., 2004), the base of unit 7 (sensu Wiedmann) corresponds to a sequence boundary. Thus, the lower/upper Maastrichtian boundary may be situated within a transgressive system tract in the Sopelana and Zumaya sections. It may be speculated that the sequence boundary at the base of unit 7 (compare Gómez-Alday et al., 2004) corresponds to the sequence boundary Ma 4 of Vandenberghe et al. (2004) at 68,9 Ma (table 2). In this case, it would correspond approximately to the base of the Lixhe Member in the MAL area (table 2). Of note is that "*Inoceramus*" *morgani* (Sornay, 1973) disappears close to the base of unit 7 (sensu Wiedmann) in the Sopelana-Zumaya sections (Paul, Lamolda, 2007), while the highest occurrence of this species in the MAL area is close to the top of the Vijlen Member (I. Walaszczyk, pers. comm.).

The New Jersey Coastal Plain

Absolute numerical ages have been calculated (Matthews, Frohlich, 2002; Miller et al., 2004) for uppermost Cretaceous deposits in the New Jersey Coastal Plain. The top of the Mount Laurel Formation was dated at 71,2 Ma. A major hiatus of 2,2 Ma separates the Mount Laurel Formation from the Maastrichtian Navesink I sequence (69,0–67,0 Ma). The inferred sequence boundary between the Navesink I and II sequences may be associated with a late Maastrichtian hiatus (67,0–66,0 Ma); however, this needs to be verified. Deposition was continuous across the Cretaceous/Paleogene boundary within the Navesink II sequence (66,0–64,5 Ma). In summary:

1. Top of Mount Laurel: 71,2 Ma (older than the sequence boundary Ma 1 of Vandenberghe et al. (2004) at 70,8 Ma (table 2).
2. Hiatus between Mount Laurel and Navesink I: 2,2 Ma (Miller et al., 2004).

3. Base of Navesink I: 69,0 Ma (close to the sequence boundary Ma 4 of Vandenberghe et al. (2004) at 68,9 Ma (table 2).

4. Top of Navesink I: 67,0 Ma (close to the top of Lanaye Member at 67,4 Ma) (table 2).

5. Base of Navesink II: 66,0 Ma (close to base of Maastricht Formation at 66,2 Ma) (table 2).

It may be added that the topmost Campanian and lower Maastrichtian are each characterised by a distinct hiatus in both the MAL area and the New Jersey Coastal Plain. In the MAL area, the top of the Beutenaken Member approximates the FAD of *Belemnitella minor* II (Keutgen et al., in press). In Norfolk (eastern England, number 5 in figure), this species appears within the Paramoudra Chalk Member (Christensen, 1995), approximately at a level close to the base of the grimmensis/granulosus Zone (sensu germanico). The top of the Beutenaken Member is thus dated at 72,2 Ma (table 2). Taking into account that the deposition of the Vijlen Member, with the exception of rocks preserved only in the channels, started with unit 5, then the hiatus between the Beutenaken and Vijlen members in the MAL area lasted for c. 3,0 myr, between c. 72,2 Ma (top Beutenaken Member) and c. 69,2 Ma (base of unit 5, Vijlen Member), while in New Jersey the duration was c. 2,2 myr (from 71,2 to 69,0 Ma).

Final comments

In summary, two sea level lowstands are well discernible in the MAL area, one at the Campanian/Maastrichtian boundary (start of transgression at c. 70,8 Ma), and one in the upper Maastrichtian (start of transgression at c. 66,0 Ma). However, the one in between (calculated start of transgression at c. 68,4 Ma) is not detectable, but may correspond to a level within the Lixhe members. Interestingly, it is not detectable in the New Jersey Coastal Plain either. The reason for this is not yet clear, but it might be related to global warming and sea level rise during the late early Maastrichtian due to Deccan trap volcanism (Nordt et al., 2003).

LITERATURE

Christensen W.K. Belemnitella from the Upper Campanian and Lower Maastrichtian Chalk of Norfolk, England // Spec. Pap. Palaeontol. 1995. Vol. 51. P. 1–84.

Christensen W.K., Schmid F., Schulz M.-G. Belemnitella from the Upper Maastrichtian of Hemmoor, Northwest Germany // Geol. Jb. 2004. Vol. A157. P. 23–67.

Felder P.J. Bioklasten-stratigrafie of ecozonatie voor het krijt [sic] (Santoniaan—Campaniaan—Maastrichtiaan) van Zuid-Limburg en oostelijk België // Mem. geol. Surv. Belgium. 2001. Vol. 47. P. 1–141.

Friedrich O., Herrle J.O., Hemleben C. Climatic changes in the late Campanian-early Maastrichtian: micropaleontological and stable isotopic evidence from an epicontinental sea // J. Foraminiferal Res. 2005. Vol. 35. P. 228–247.

Gómez-Alday J.J., López G., Elorza J. Evidence of climatic cooling at the Early/Late Maastrichtian boundary from inoceramid distribution and isotopes: Sopelana sections, Basque Country, Spain // Cretaceous Res. 2004. Vol. 25. P. 649–668.

Hicks J.F., Obradovich J.D., Tauxe L. Magnetostratigraphy, isotopic age calibration and intercontinental correlation of the Red Bird section of the Pierre Shale, Niobrara County, Wyoming, USA // Cretaceous Res. 1999. Vol. 20. P. 1–27.

Jagt J.W.M., Deckers M., Dhondt A.V. et al. Preliminary report of field work at Altembroeck (NE Belgium, early Maastrichtian) by the Working Group Beutenaken/Vijlen Members // Serv. géol. Belg. Prof. Paper. 1995. Vol. 1995/1. P. 1–20.

Jarvis I., Mabrouk A., Moody R.T.J., de Cabrera S.C. Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. Vol. 188. P. 215–248.

Keutgen N., Jagt J.W.M., Felder P.J., Jagt-Yazykova E.A. Stratigraphy of the upper Vijlen Member (Gulpen Formation; Maastrichtian) in northeast Belgium, the southeast Netherlands and the Aachen area (Germany), with special reference to belemnitellid cephalopods // Neth. J. Geosci. in press.

- Machalski M., Jagt J.W.M., Landman N.H., Motchurova-Dekova N.* The highest records of North American scaphitid ammonites in the European Maastrichtian (Upper Cretaceous) and their stratigraphic implications // *Acta Geol. Polonica*. 2007. Vol. 57. P. 169—185.
- Mathews R.K., Frohlich C.* Maximum flooding surfaces and sequence boundaries: comparisons between observations and orbital forcing in the Cretaceous and Jurassic (65—190 Ma) // *Geo Arabia*. 2002. Vol. 7. P. 503—538.
- Miller K.G., Sugarman P.J., Browning J.V.* et al. Upper Cretaceous sequences and sea-level history, New Jersey Coastal Plain // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2004. Vol. 116. P. 368—393.
- Miller K.G., Wright J.D., Browning J.V.* Visions of ice sheets in a greenhouse world // *Mar. Geol.* 2005. Vol. 217. P. 215—231.
- Niebuhr B.* Geochemistry and time-series analyses of orbitally forced Upper Cretaceous marl-limestone rhythmites (Lehrte West Syncline, northern Germany) // *Geol. Mag.* 2005. Vol. 142. P. 31—55.
- Niebuhr B.* Multistratigraphische Gliederung der norddeutschen Schreibkreide (Coniac bis Maastricht), Korrelation von Aufschlüssen und Bohrungen // *Z. dt. Ges. Geowiss.* 2006. Vol. 157. P. 245—262.
- Nordt L., Atchley S., Dworkin S.* Terrestrial evidence for two greenhouse events in the latest Cretaceous // *GSA Today*. 2003. Vol. 13. P. 4—9.
- Ogg J.G., Agterberg F.P., Gradstein F.M.* The Cretaceous period // *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge, 2004. P. 344—383.
- Paul C.R.C., Lamolda M.A.* Carbon and oxygen stable isotopes in the Maastrichtian of the Basque Country, N. Spain // *Cretaceous Res.* 2007. Vol. 28. P. 812—820.
- Schiøler P., Brinkhuis H., Roncaglia L., Wilson G.J.* Dinoflagellate biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Type Maastrichtian (Upper Cretaceous), ENCI Quarry, The Netherlands // *Mar. Micropaleontol.* 1997. Vol. 31. P. 65—95.
- Schönfeld J., Schulz M.-G., McArthur J.M.* et al. New results on biostratigraphy, palaeomagnetism, geochemistry and correlation from the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of northern Germany (Lägerdorf—Krons Moor—Hemmoor) // *New developments in Cretaceous research topics*. Mitt. geol.-paläontol. Inst. Univ. Hamburg. 1996. Vol. 77. P. 545—575.
- Schulz M.-G., Schmid F.* Das Ober-Maastricht von Hemmoor (N-Deutschland): Faunenzonen-Gliederung und Korrelation mit dem Ober-Maastricht von Dänemark und Limburg // *Newsl. Stratigr.* 1983. Vol. 13. P. 21—39.
- Stenvall O.* The Maastrichtian in the North Sea Basin: stable isotope results from German and Danish sections // *Annual Assembly of IGCP Project No. 362, Tethyan and Boreal Cretaceous, Programme and Abstracts*. 1995. P. 66—67.
- Stoffer P.W.* Geology of Badlands National Park: a preliminary report // *Department of the Interior, U.S. Geological Survey*. 2003. Open-File Report 03-35. P. 1—63.
- Vandenbergh N., Van Smaey S., Steurbaut E.* et al. Stratigraphic architecture of the Upper Cretaceous and Cenozoic along the southern border of the North Sea Basin in Belgium // *Neth. J. Geosci.* 2004. Vol. 83. P. 155—171.
- Walaszczyk I., Cobban W.A., Harries P.J.* Inoceramids and inoceramid biostratigraphy of the Campanian and Maastrichtian of the United States Western Interior Basin // *Rev. Paléobiol.* 2001. Vol. 20. P. 117—234.

КОРРЕЛЯЦИЯ МААСТРИХТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНЫХ НИДЕРЛАНДОВ И СОСЕДНИХ РАЙОНОВ, СЕВЕРНОЙ ГЕРМАНИИ, СЕВЕРНОЙ ИСПАНИИ И США

Н. Кёйтген, Дж.В.М. Яхт

Представлена предварительная корреляция между ключевыми разрезами Внутреннего Запада и Атлантического побережья (Нью-Джерси) США, разрезами Сопелана и Зумая (Бискайский залив) в Северной Испании, сводными разрезами Кронсмоор—Хеммоор в Северной Германии и стратотипической области маастрихтского яруса (Юго-Восточные Нидерланды, Северо-Восточная Бельгия), с возрастными датировками для нижних границ биозон и литостратиграфических подразделений. Датировки рассчитаны на основании оценки скорости седиментации, длинных и сверхдлинных циклов Миланковича (410 тыс лет и около 2,4 млн лет соответственно) и продолжительности биозон, определенных по следующим возрастным датировкам, которые используются для межконтинентальной корреляции: основание зоны *Vacuolites vaculus* Внутреннего Запада США соответствует основанию зоны *Belemnella obtusa* Северо-Западной Европы (70,6 Ма = основание маастрихтского яруса), основание зоны *Hoploscaphites birkelundae* Внутреннего Запада США соответствует основанию зоны *Spyridoceramus tegulatus/Belemnitella junior* Северо-Западной Европы (69,4 Ма = граница нижнего/верхнего маастрихта) и это соответствует основанию подразделения 4 (пачка Вильен) в области стратотипа маастрихтского яруса. В этой области перерыв (хиатус) между формациями Гульпен и Маастрихт составляет 1,2 млн лет (кровля пачки Ланае, около 67,4 Ма — основание формации Маастрихт, около 66,2 Ма).

Ключевые слова: стратиграфия, маастрихт, Европа, Северная Америка.

Сведения об авторах: *Norbert Keutgen, John W.M. Jagt* — Natuurhistorisch Museum Maastricht (SCZ), Maastricht, the Netherlands.

УДК 564.581.1:551.763.333(430.1-43.27)

**BELEMNELLOCAMAX EX GR. GROSSOUVREI, A RARE MID-CAMPANIAN
BELEMNITELLID (CEPHALOPODA, COLEOIDEA) FROM THE HANNOVER AREA,
NORTHERN GERMANY**

John W. M. Jagt¹, Elena A. Jagt-Yazykova², René van Neer³

¹ Natuurhistorisch Museum Maastricht (SCZ), Maastricht, the Netherlands

² Uniwersytet Opolski (Katedra Biosystematyki), Opole, Poland

³ Sittard, the Netherlands

Received by editors 08.06.08

A single specimen of the rare belemnitellid *Belemnellocamax ex gr. grossouvrei* (Janet), recently collected from the Misburg Formation (Echinocorys conica–Belemnitella mucronata Zone; lower mid-Campanian) at the Teutonia Nord quarry near Misburg (Hannover area, northern Germany) is described and illustrated. It represents the youngest record of this taxon to date and also the largest specimen ever reported. An overview of earlier records of the species is added, and pertinent literature items are listed.

Key words: belemnitellids, Campanian, Germany.

During the past three decades, belemnitellid coleoid cephalopods from carbonate rocks of Cenomanian to Maastrichtian age across northern and central Europe (Central European Subprovince, Christensen, 1997), inclusive of the Russian Platform (Central Russian Subprovince, Christensen, 1997) and the northern margins of the Tethyan Realm, have received ample attention. The family Belemnitellidae comprises at least eleven genera and subgenera, namely *Actinocamax* Miller, 1823; *Praeactinocamax* Naidin, 1964; *Belemnellocamax* Naidin, 1964; *Belemnella* (*Belemnella*) Nowak, 1913, *Belemnella* (*Pachybelemnella*) Schulz, 1979; *Belemnella* (*Neobelemnella*) Naidin, 1975; *Goniot euthis* Bayle, 1878; *Goniocamax* Naidin, 1964; *Belemnitella* d'Orbigny, 1840; *Belemnocamax* Crick, 1907 and *Fusiteuthis* Kongiel, 1962. In addition, the various species assigned to these have been demonstrated to constitute valuable key index taxa, in particular in the Campanian and Maastrichtian, but also in older strata.

Carbonate rocks (chalk/marl rhythmites) of Late Cretaceous (Santonian—late Campanian) age in the Lehrte West Syncline near Hannover (northern Germany) (fig. 1) commonly yield belemnitellid coleoids (Christensen et al., 1975; Ernst, 1975; Ernst et al., 1979; Christensen, 2000; Niebuhr, 2006). Most species are assignable to the genera *Goniot euthis*, *Belemnitella* and *Actinocamax*. In addition, one adult and a single juvenile specimen of *Belemnellocamax balsvikensis* (Brotzen) are known from the Misburg Formation, lower mid-Campanian (Echinocorys conica—Belemnitella mucronata Zone) at the Germania IV quarry, Misburg (Christensen, Schulz, 1976). Here we add to this list a large, adult (?gerontic) individual of *Belemnellocamax ex gr. grossouvrei* from the same biozone (table). The specimen was collected by one of us (R. van Neer) during recent fieldwork at the Teutonia Nord quarry, in the immediate vicinity of the Germania IV quarry. It now forms part of the collections of the Natuurhistorisch Museum Maastricht (abbreviation NHMM; RN = R. van Neer Collection).

Systematic palaeontology

Family Belemnitellidae Pavlow, 1914
Genus *Belemnellocamax* Naidin, 1964

Type species — *Belemnites mammillatus* Nilsson, 1826, by original designation.

Belemnellocamax ex gr. grossouvrei (Janet, 1891)
Fig. 2A–E

Actinocamax Grossouvrei: Janet, 1891, p. 716, pl. 14, figs 1–3.

Material. A single large, adult (?gerontic) rostrum, NHMM RN 1521.

Table 1

Biozonation of the Campanian Stage in northern Germany

Stage	Substage	Macrofossil zones
Campanian	upper (p.p.)	Belemnitella minor—Nostoceras polyplocum—Galerites vulgaris
	mid	Galerites vulgaris—Micraster stolleyi Galerites vulgaris—Galeola papillosa basiplana Patagosites stobaei—Galeola papillosa basiplana—Trachyscaphites spiniger Echinocorys conica—Belemnitella mucronata
	lower	Goniot euthis quadrata gracilis— Belemnitella mucronata Echinocorys conica—Galeola papillosa Galeola papillosa Galeola senonensis Offaster pilula—Galeola senonensis Offaster pilula Sphenoceramus lingua—Goniot euthis quadrata Goniot euthis granulataquadrata

Note: upper Campanian (p.p. — pro parte), with the zone that yielded *Belemnellocamax ex gr. grossouvrei* in bold.

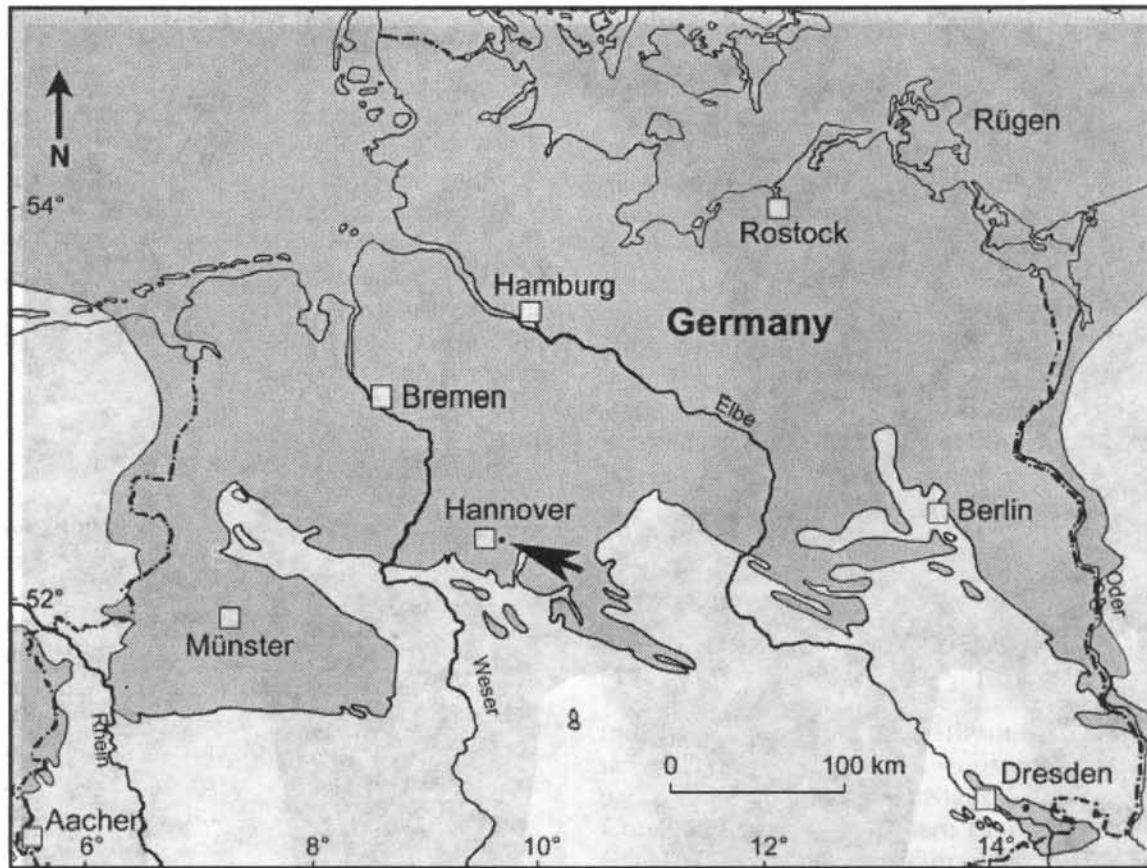


Fig. 1. Map showing the Lehrte West Syncline in which the Teutonia Nord quarry is situated, and the extent (shading) of both surface and subsurface Cretaceous strata in northern Germany

Description. Rostrum stout and long, total length (inclusive of mucro; see Christensen, 1975) 118,8 mm; strongly lanceolate and symmetrical in ventral view (fig. 2, C), with maximum diameter in lower third; in lateral view, asymmetrical and arched (fig. 2, D); apex inflated and faintly mucronate; maximum inflation of rostrum in lower third (fig. 2, C, E); transverse sections of rostrum strongly depressed ventrally and dorsally (fig. 2, A, D), and elliptical over entire length (fig. 2, A); ventral fissure well developed yet short, because of imperfect calcification of alveolar region (fig. 2, A–C); pseudoalveolus shallow, with few, scattered small conellae (fig. 2, B); adoral end subtriangular in cross section (fig. 2, A, B); lateral lines only faintly developed posteriorly as double lines (fig. 2, D), anteriorly extended as narrow, yet deep, dorso-lateral depressions (fig. 2, E); posteriorly, dorsal surface faintly tuberculate, otherwise rostrum smooth.

Measurements. L = length of guard; D = depth of pseudoalveolus; DVDP = dorso-ventral diameter at protoconch; LDP = lateral diameter at protoconch; DVDAE = dorso-ventral diameter at alveolar end; LDAE = lateral diameter at alveolar end; MLD = maximum lateral diameter (all in mm):

L	D	DVDP	LDP	DVDAE	LDAE	MLD
118,8	7,0	12,2	12,4	10,2	10,4	25,5
97 ¹	—	14	17	—	—	20
97 ¹	—	8	12	—	—	18
91 ¹	—	8	9	—	—	15
90 ²	—	—	—	—	—	17
97 ³	—	—	—	—	—	15
84 ⁴	—	11,3	13,6	10,9	—	17,3
98 ⁵	—	7,1	8,9	6,7	—	14,9

Measurements of NHMM NR 1521 are **bold**; comparative material includes: ¹ type lot of *Actinocamax grossouvrei* (Janet, 1891); ² type specimen of *Actinocamax toucaisi* (Janet, 1891); ³ type specimen of *Actinocamax alfridi* (Janet, 1891); ^{4,5} specimens from the Santonian Sougraigne Blue Marls, Corbières, southern France (Christensen et al., 1993).

Discussion

Although larger than specimens recorded to date, NHMM RN 1521 is clearly conspecific with material assigned to *Belemnelloamax* ex gr. *grossouvrei* by previous authors. In total, near 100 specimens are now known from western Europe and the Russian Platform, which clearly

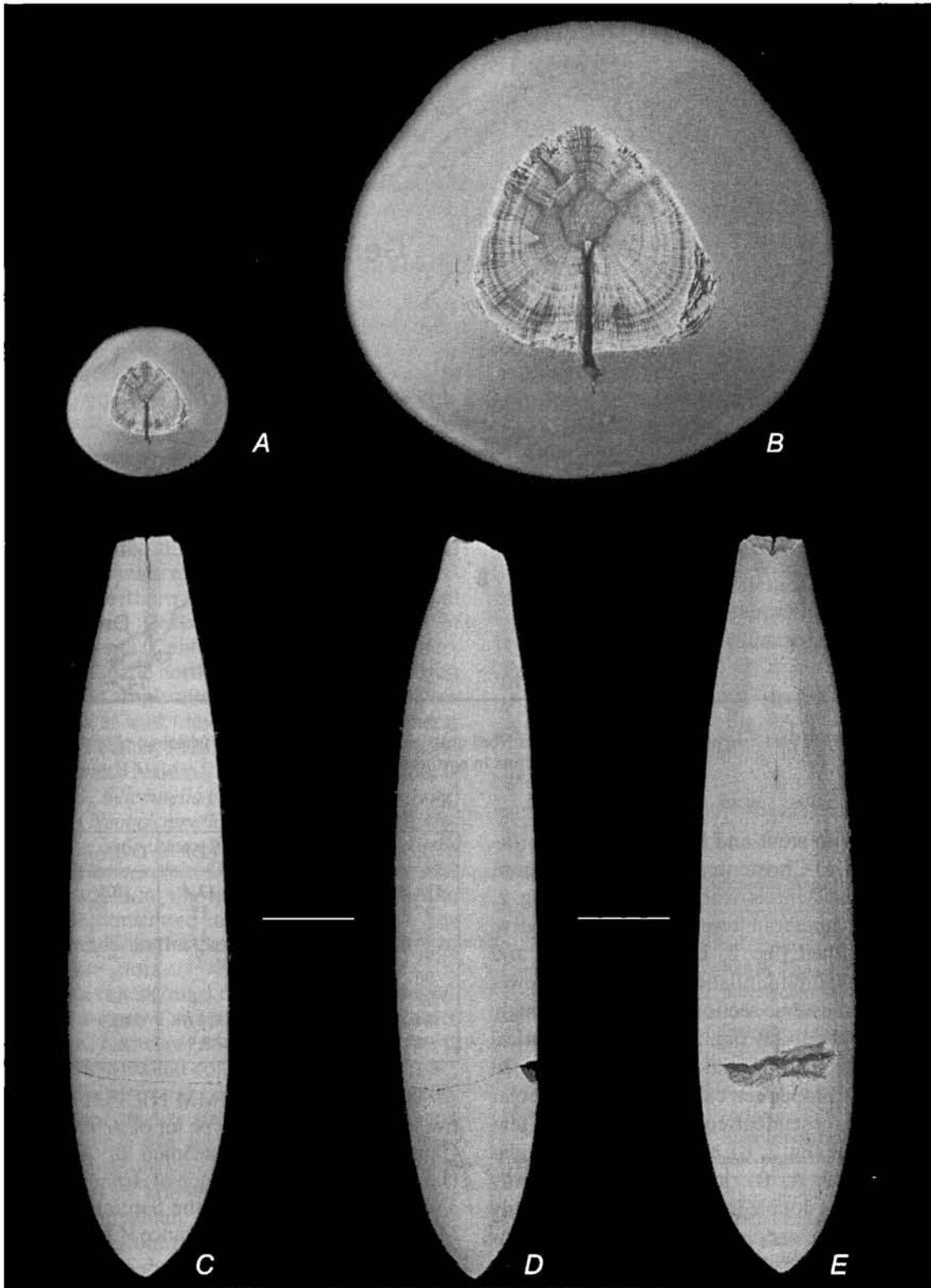


Fig. 2. A–E. *Belemnellocamax* ex gr. *grossouvrei* (Janet) (NHMM RN 1521), in anterior (A, B; note conellae in B), ventral (C), lateral (D) and dorsal (E) views; original size. Misburg Formation (terminology, see Niebulr et al., 2007), lower mid-Campanian (Echinocorys conica–Belemnitella mucronata Zone) at Teutonia Nord quarry, Misburg (Hannover area, Germany). Specimen whitened with ammonium chloride prior to photography

indicates this taxon to be rare. No biometric analyses of this material have been carried out so far; the consensus amongst belemnite workers is that this represents a highly variable species, which has been subject to oversplitting.

On the basis of a rather limited material, Janet (1891) erected three species, all assigned to *Actinocamax* and described as *A. grossouvrei*, *A. toucasi* and *A. alfridi*.

Subsequent to the original description, only few records of this typical form are found in the literature until Naidin (1964) referred species of the *grossouvrei* group to a new subgenus, *Actinocamax (Paractinocamax)*, and noted these to have had a short juvenile guard in contrast to species assigned to his new genus, *Belemnelloccamax*. Subsequently, Christensen (1975) remarked that only eleven specimens were known from western Europe, and later still, Christensen (1986) reassigned the *grossouvrei* group definitively to the genus *Belemnelloccamax*, because guards from the lowermost Campanian at Kullemölla (Skåne, southern Sweden; type specimen of *B. grossouvrei ornatus*) and uppermost lower Campanian at Flackarp (Kristianstad Basin, southern Sweden) had revealed a long and elongated juvenile guard. The same observation was made for three specimens from the lowermost Campanian at Braunschweig (northern Germany; M.-G. Schulz Collection). Moreover, Christensen (1986) documented juvenile guards of the *grossouvrei* group from England and the Kristianstad Basin, which were also very elongated; in contrast, Naidin (pers. comm. to Christensen, 1984) had never seen any juvenile or subadult specimens from the Russian Platform.

On the basis of the eleven specimens known in 1975, eight species and subspecies were erected, as follows: *B. grossouvrei*, *B. toucasi*, *B. alfridi*, *B. depressus* (Andreae, 1895), *B. depressus fusiformis* (Andreae, 1895), *B. mammillatus germanica* (Stolley, 1930), *B. mammillatus ornatus* (Moberg, 1885) and *B. blackmorei* (Crick, 1907).

Belemnelloccamax ex gr. grossouvrei is widely distributed in the North European Province, but rare (Christensen, 1986), while *B. mammillatus* is extremely common in southern Sweden but rare elsewhere, with only isolated finds from northern Germany, eastern Poland and the eastern part of the Russian Platform. *Belemnelloccamax balsvikensis* is also common in Skåne (southern Sweden), but unknown outside this area, with the exception of two specimens from the Hannover area, northern Germany (Christensen, Schulz, 1976). Thus, the distribution area appears to have gradually diminished through time. Christensen (1986) noted that on the Russian Platform, this group was slightly commoner than in western Europe and about 60–70 specimens had been recorded; these had been assigned to *B. grossouvrei pseudotoucasi* (Naidin, 1964), *B. grossouvrei pseudoalfridi* (Naidin, 1964) and *B. toucasi var. seimensis* (Nikitin, 1958).

German records of *B. ex gr. grossouvrei* are, according to Christensen (1986), from the Gonioteuthis granulata-quadrata Zone (lowermost Campanian) and *G. quadrata gracilis*—*B. mucronata* Zone (uppermost lower Campanian), while in southern Sweden the taxon is known from the basal Campanian (Vomb Trough) to uppermost lower Campanian (Kristianstad Basin). Other records are from the upper Santonian and ?lower Campanian of France and upper Santonian and lower Campanian of the Russian Platform, while records from England are from Fimber, Yorkshire (latest Coniacian—earliest Santonian, coranguinum Zone) and Ruston Parva, Yorkshire (early Campanian, Offaster pilula Zone) (Crick, 1906; Christensen, 1991; Doyle, 2002), West Harnham (top Offaster pilula or basal *G. quadrata* Zone [sensu anglico], Mottisfont (probably Hagenowia blackmorei Horizon, early Campanian), Micheldever, Hants (probably earliest Santonian, coranguinum Zone) and East Harnham, near Salisbury (probably *G. quadrata* Zone [sensu anglico]).

From France, Christensen et al. (1990) recorded *B. ex gr. grossouvrei* from the Santonian (Labastide Sandstone Formation) at Bugarach (Aude) and from Sougraigne aux Croutets, of late Santonian age. These records from southern France demonstrate that the group also occurred along the northern margin of the Tethyan Realm. To this, Christensen et al. (1993) added two specimens from the lower part of the Sougraigne Blue Marls between Sougraigne and Croutets (Corbières, southern France), of Santonian age (*Placenticerus polyopsis*—*Texanites gallicus* Zone) and Christensen et al. (1993) noted a single specimen from Dieppe (Normandie, northern France), of early or middle Santonian age (coranguinum Zone).

NHMM RN 1521 is the stratigraphically youngest, and largest, specimen known to date and extends the range of this group into the lower mid-Campanian (table). Competition with successful members of the genus *Belemnitella* at this time (Christensen et al., 1975; Christensen, 2000) probably led to its demise. However, it could also have been a primarily rare species with a rather limited breeding success and/or a preferred habitat outside the area from which it has now been recorded. With the exception of *B. mammillatus* and *B. balsvikensis*, which both demonstrably lived and bred in the area where they are found (Christensen, 1975; Christensen, Schulz, 1976), no juveniles of *B. ex gr. grossouvrei* are known from western Europe or the Russian Platform, with the exception of southern England and southern Sweden (Christensen, 1991). This suggests that the taxon lived and bred somewhere else, possibly in adjacent oceanic basins from which it migrated (or ?strayed) periodically into shallower-water settings.

We thank B.W.M. van Bakel (Uden, the Netherlands) for preparation of photographs.

LITERATURE

Andreae A. Ein neuer *Actinocamax* aus der Quadratenkreide von Braunschweig // Mitt. Roemer-Museum Hildesheim. 1895. Vol. 2. P. 1–4.

Bayle É. Fossiles principaux des terrains de la France. Paris, 1878. T. 2. P. 80–158.

- Christensen W.K.* Upper Cretaceous belemnites from the Kristianstad area in Scania // *Fossils and Strata*. 1975. Vol. 7. P. 1—69.
- Christensen W.K.* Upper Cretaceous belemnites from the Vomb Trough in Scania, Sweden // *Sver. geol. Unders.* 1986. Vol. Ca57. P. 1—57.
- Christensen W.K.* Belemnites from the Coniacian to Lower Campanian chalks of Norfolk and southern England // *Palaeontology*. 1991. Vol. 34. P. 695—749.
- Christensen W.K.* Palaeobiogeography and migration in the Late Cretaceous belemnite family *Belemnitellidae* // *Acta Palaeontol. Pol.* 1997. Vol. 42. P. 457—495.
- Christensen W.K.* Gradualistic evolution in *Belemnitella* from the middle Campanian of Lower Saxony, NW Germany // *Bull. geol. Soc. Denmark*. 2000. Vol. 47. P. 135—163.
- Christensen W.K., Bilotte M., Hansotte M.* Additional Late Cretaceous belemnitellids from the Corbières, French Pyrenees and ammonite biostratigraphy of the Santonian // *Cretaceous Res.* 1993. Vol. 14. P. 101—106.
- Christensen W.K., Bilotte M., Melchior P.* Upper Cretaceous belemnitellids from the Corbières, French Pyrenees // *Cretaceous Res.* 1990. Vol. 11. P. 359—369.
- Christensen W.K., Ernst G., Schmid F., Schulz M.-G., Wood C.J.* *Belemnitella mucronata mucronata* (Schlotheim, 1813) from the Upper Campanian: Neotype, biometry, comparisons and biostratigraphy // *Geol. Jb.* 1975. Vol. A28. P. 27—57.
- Christensen W.K., Juignet P., Breton G., Cottard N.* Belemnites du Crétacé supérieur de Normandie (France) // *Bull. trim. Soc. géol. Normandie Amis Mus. Havre*. 1993. Vol. 80. P. 29—44.
- Christensen W.K., Schulz M.-G.* First record of *Belemnellocamax balsvikensis* (Brotzen, 1960) from NW Germany // *N. Jb. Geol. Paläontol. Monatsh.* 1976. Vol. 9. P. 522—531.
- Crick G.C.* Note on a rare form of *Actinocamax* (*A. grossouvrei*) from the chalk of Yorkshire // *The Naturalist*. 1906. Vol. 1906. P. 155—158.
- Crick G.C.* Note on two rare forms of *Actinocamax* from the English Upper Chalk // *Geol. Mag.* 1907. Vol. 4. P. 389—395.
- Doyle P.* Belemnites // *Fossils of the Chalk. Palaeontological Association. Field Guides to Fossils*. 2002. Vol. 2. P. 232—240.
- Ernst G.* Stratigraphie, Fauna und Sedimentologie der Oberkreide von Misburg und Höver bei Hannover (Exkursionsführer) // *Mitt. geol.-paläontol. Inst. Univ. Hamburg*. 1975. Vol. 44. P. 69—97.
- Ernst G., Schmid F., Klischies G.* Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover // *Aspekte der Kreide Europas. Int. Union geol. Sci.* 1979. Vol. A6. P. 11—46.
- Janet C.* Note sur trois nouvelles bélemnites sénoniennes // *Bull. Soc. géol. France. Ser. 3.* 1891. Vol. 19. P. 716—721.
- Kongiel R.* On belemnites from Maastrichtian, Campanian and Santonian sediments in the Middle Vistula Valley (central Poland) // *Prace Muz. Ziemi*. 1962. Vol. 5. P. 3—140.
- Miller J.S.* Observations on the genus *Actinocamax* // *Trans. Geol. Soc. London*. 1823. Vol. (2)2(6). P. 63—67.
- Moberg J.C.* Cephalopoderna i Sveriges Kritsystem. II. Artsbeskrifning // *Sver. Geol. Undersök.* 1885. Vol. C73. P. 1—65.
- Naidin D.P.* Verkhnemelovye belemnity Russkoj platformy i sopredel'nykh oblastej. Aktinokamaksy, goniotejtisy i belemnellokamaksy. Moskva: izd-vo Mosk. un-ta, 1964. P. 1—191.
- Naidin D.P.* Pozdnemaastrikhtskie belemnitellidy Evrazii // *Razvitie i smena organicheskogo mira na rubezhe mezozoja i kajnozoja*. Moskva: Nauka, 1975. P. 91—108.
- Niebuhr B.* Multistratigraphische Gliederung der norddeutschen Schreibkreide (Coniac bis Maastricht), Korrelation von Aufschlüssen und Bohrungen // *Z. dt. Ges. Geowiss.* 2006. Vol. 157. P. 245—262.
- Niebuhr B., Hiss M., Kaplan U., Tröger K.-A., Voigt S., Voigt T., Wiese F., Wilmsen M.* Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide // *Schriften. dt. Ges. Geowiss.* 2007. Vol. 55. P. 1—136.
- Nikitin I.I.* [Upper Cretaceous belemnites of the north-eastern slope of the Dnjepr—Donetz Basin] // *Trudy Inst. Geol. Nauk, Akad. Nauk Ukrainskoj SSR, Stratigr. Paleontol.* 1958. Vol. 20. P. 1—92.
- Nilsson S.* Om de mångrummiga snäckor som förekomma i kritformationen i Sverige // *Kgl. Svenska Vetensk.-Akad. Handl.* 1826. Vol. 1826. P. 329—343.
- Nowak J.* Untersuchungen über die Cephalopoden der oberen Kreide in Polen. III. Teil // *Bull. Int. Acad. Sci. Lett. Cracovie. Cl. Sci. math. nat.* 1913. Vol. B1913. P. 335—415.
- Orbigny A.D. d'.* Paléontologie française. Terrains crétacés. I. Céphalopodes. Paris, 1840. P. 1—120.
- Pavlow A.P.* Yurskie i nizhnemelovye Cephalopoda severnoy Sibiri // *Zap. Imp. Akad. Nauk. Fiz.-mat. Otd.* 1914. Vol. 21. P. 1—68.
- Schulz M.-G.* Morphometrisch-variationsstatistische Untersuchungen zur Phylogenie der Belemniten-Gattung *Belemnella* im Untermaastricht NW-Europas // *Geol. Jb.* 1979. Vol. A47. P. 3—157.
- Stolley E.* Einige Bemerkungen über die Kreide Südkanadiens // *Medd. Lunds geol.-mineral. Inst.* 1930. Vol. 44. P. 157—190.

BELEMNELLOCAMAX EX GR. GROSSOUVREI, РЕДКИЙ БЕЛЕМНИТ (СЕРHALOPODA, COLEOIDEA) ИЗ СРЕДНЕГО КАМПАНА РАЙОНА ГАННОВЕРА, СЕВЕРНАЯ ГЕРМАНИЯ

Дж. В. М. Яхт, Е. А. Яхт-Языкова, Р. ван Нээр

Иллюстрирован и описан экземпляр редкого белемнита *Belemnellocamax ex gr. grossouvrei* (Janet), который был недавно найден в зоне *conica/mucronata* (низы среднего кампана, *sensu germanico*) в карьере Тевтония Норд около Мисбурга (район Ганновера, Северная Германия). Это самая молодая по возрасту находка данного таксона и самый крупный экземпляр.

Ключевые слова: белемниты, кампан, Германия.

Сведения об авторах: *Jagt John W.M.* — Natuurhistorisch Museum Maastricht (SCZ), Maastricht, the Netherlands; *Jagt-Yazykova Elena A.* — Uniwersytet Opolski (Katedra Biosystematyki), Opole, Poland; *van Neer, René* — Sittard, the Netherlands.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ БАХЧИСАРАЙСКОГО РАЙОНА ГОРНОГО КРЫМА В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ

*А.М. Никишин, А.С. Алексеев, Е.Ю. Барабошкин, С.Н. Болотов,
Л.Ф. Копеевич, Р.Р. Габдуллин, Н.В. Бадулина*

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 16.06.08

В геологической истории Бахчисарайского района Горного Крыма, где многие годы проводятся геологические практики, для мелового периода выделены три эпохи: валанжинско-аптская трансгрессивная, ранне-среднеальбская воздымания и рифтообразования и позднеальбско-эоценовая трансгрессивная. Валанжинско-аптская эпоха разделена на валанжинско-раннеготеривскую, позднеготеривско-раннебарремскую и позднебарремско-аптскую стадии. В позднеальбско-эоценовой эпохе различаются в позднем альбе: 1) мангушское время формирования ингрессивного заполнения палеодолины, 2) шаринское время кратковременной трансгрессии, 3) высокобугорское время широкой трансгрессии, а в позднемеловую эпоху: 1) сеноман-коньякский и 2) позднесантонско-маастрихтский трансгрессивно-регрессивные циклы. Кратко охарактеризован датский трансгрессивно-регрессивный цикл раннего палеоцена. История развития этого района была тесно связана с геодинамической эволюцией всего Черноморского региона.

Ключевые слова: стратиграфия, история развития, палеогеография, геодинамика, меловой период, Юго-Западный Крым.

Меловые отложения Горного Крыма привлекают внимание геологов уже более 170 лет благодаря своей хорошей обнаженности, богатству фоссилиями и наглядности строения. В Бахчисарайском районе (бассейны рек Кача и Бодрак) многие годы проводятся полевые практики студентов геологических специальностей многих университетов России и Украины, что определяет его хорошую изученность.

Значительный вклад в познание геологического строения и стратиграфии меловых (главным образом верхнемеловых) отложений этого района принадлежит Д.П. Найдину. Хорошо известны его работы по верхнему альбу (Найдин, Янин, 1965; Marcinowski, Naidin, 1976; Горбачик и др., 2000), сеноману (Маслакова, Найдин, 1958б; Найдин, Алексеев, 1980, 1981), границе сеномана и турона (Найдин и др., 1981; Банников и др., 1982; Найдин, Кияшко, 1994а, б), сантону (Маслакова, Найдин, 1958а), маастрихту (Заклинская, Найдин, 1985), пограничным отложениям мела и палеогена (Москвин, Найдин, 1960; Найдин, 1964; Найдин, Беньямовский, 1994), аммонитам и белемнитам (Найдин, 1953, 1959; Найдин, Алексеев, 1975; Найдин и др., 1975). К вопросам стратиграфии и палеогеографии мела Горного Крыма Д.П. Найдин обращался и во многих других работах. Результаты своих исследований Д.П. Найдин суммировал в совместной статье с болгарским стратиграфом Н.А. Йолкичевым (Йолкичев, Найдин, 1999).

Геологическая история Горного Крыма, в том числе и в меловом периоде, рассмотрена в ряде работ (Му-

ратов, 1960, 1973; Муратов и др., 1969, 1984; Цейслер, 1971). Так, М.В. Муратов и др. (1984) в геосинклинальном этапе выделяли последнюю шестую стадию позднего валанжина—раннего готерива, которая рассматривалась ими как переходная к следующему этапу, а в геоантиклинальном этапе (поздний готерив—эоцен) — стадии позднего готерива—раннего баррема (неглубокий морской бассейн), позднего баррема—раннего альба (расширение площади морского осадконакопления), среднего альба—палеоцена (постепенное расширение геоантиклинали Горного Крыма) и эоцена (крупная трансгрессия). Изложенная ниже периодизация касается только весьма ограниченной части Горного Крыма и только мелового периода. Она весьма близка к ранее опубликованным вариантам, но при ее обосновании использованы полученные за последние десятилетия новые данные по стратиграфии и биофациальному анализу мела этого района, которые весьма существенно изменили возрастные датировки ряда толщ и позволили пересмотреть условия их формирования. Важными инструментами были хроностратиграфические схемы, сейсмостратиграфический и тектоностратиграфический анализы.

Стратиграфическая основа, используемая в статье, преимущественно базируется на схеме, принятой при проведении практики на геологическом факультете МГУ (Янин, Вишневский, 1989; Алексеев, 1989), но с учетом опубликованных в последние годы новых материалов для нижнего (Барабошкин, 1997а, б) и верхнего (Копеевич, Валашик, 1993; Йолкичев, Найдин, 1999; Алексеев и др., 2007) отделов меловой системы.

К сожалению, единая номенклатура местных стратиграфических подразделений, особенно для верхнего отдела меловой системы, до сих пор не принята, хотя и предложен ряд не очень удачных вариантов (Плотникова и др., 1984; Цейслер и др., 1999).

В геологической истории Бахчисарайского района Горного Крыма четко различаются три этапа: валанжинско-аптский, ранне-среднеальбский и позднеальбско-эоценовый, которые в свою очередь делятся на стадии (рис. 1).

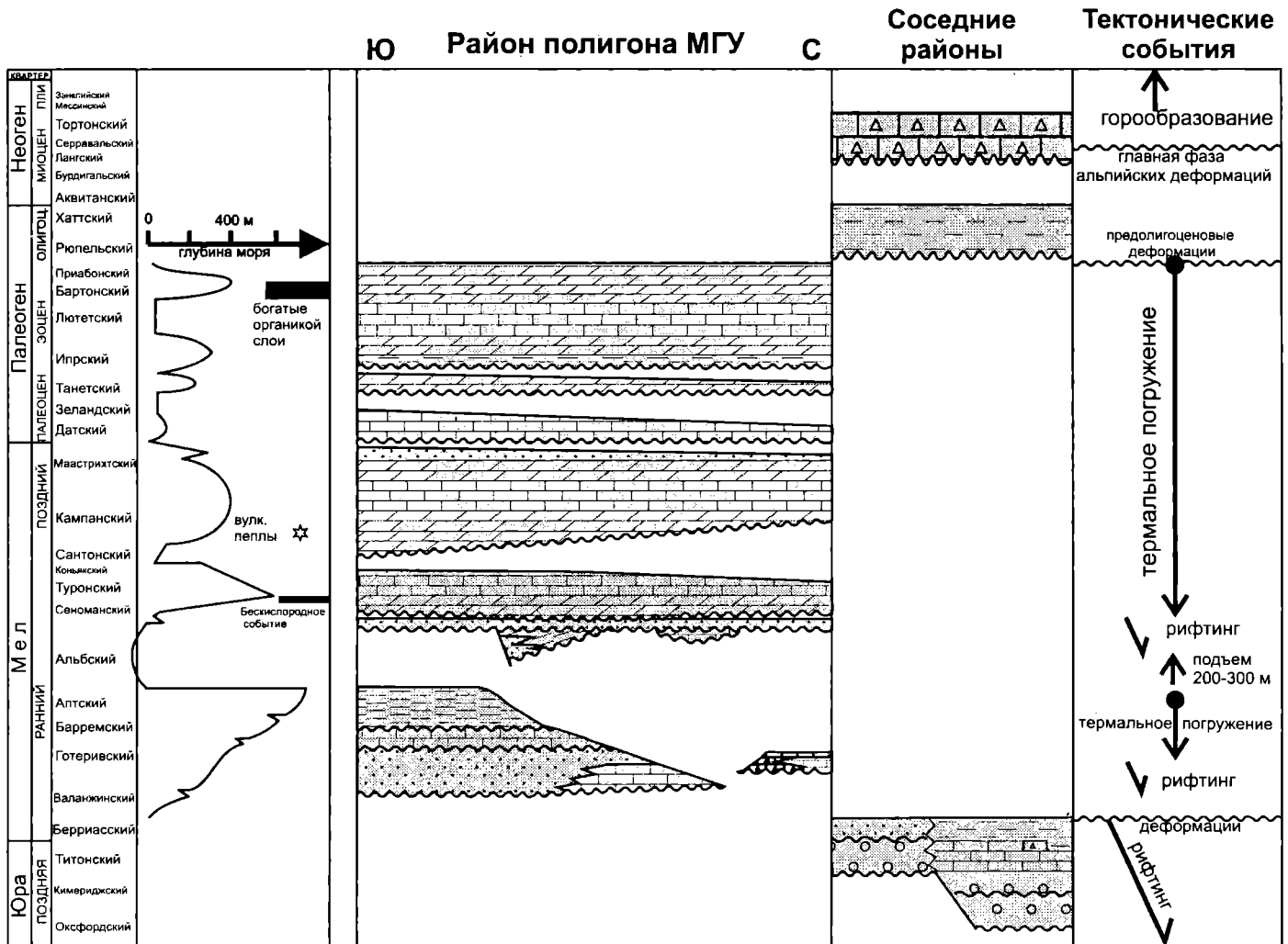


Рис. 1. Хроностратиграфическая схема для поздней юры, мела и кайнозоя Бахчисарайского района Горного Крыма (составил А. М. Нишкин). В правой колонке показаны основные тектонические события. Литологический крап на схеме соответствует общепринятому стилю. Временная шкала дана по глобальной шкале геологического времени 2004 г.

Валанжин-аптская трансгрессивная эпоха

Отложения валанжина—апта широко распространены на территории Бахчисарайского района. Этот комплекс отложений сформировался в течение трех стадий развития: валанжинско-раннеготеривской (резанская свита), позднеготеривско-раннебарремской (коясджилгинская свита) и позднебарремско-аптской (биясалинская свита). Он является трансгрессивным осадочным циклом преимущественно терригенного состава.

Петрографический состав песчаников валанжина и нижнего готерива соответствует кварцево-граувакковым, мезо- и олигомиктовым породам по классификации В. Н. Шванова (1987), с повышением содержания

кварцевых обломков — “вызреванием” состава — вверх по разрезу (рис. 2).

Породы валанжина на юге имеют мощность до 40 м, а к северу срезаются более молодыми отложениями. Они обладают сложным фаціальным составом, меняясь с севера на юг от баровых косослоистых песчаников и песчаных известняков до сублиторальных песчаников, алевролитов и глин. Для этой толщи типично присутствие темпеститов, элювиальных и эрозийных перерывов. В целом отложения валанжина фиксируют начальную, мелководную фазу меловой трансгрессии.

Отложения нижнего готерива на юге имеют мощность до 40 м и почти полностью выклиниваются на севере. Это отличный пример сложно построенной

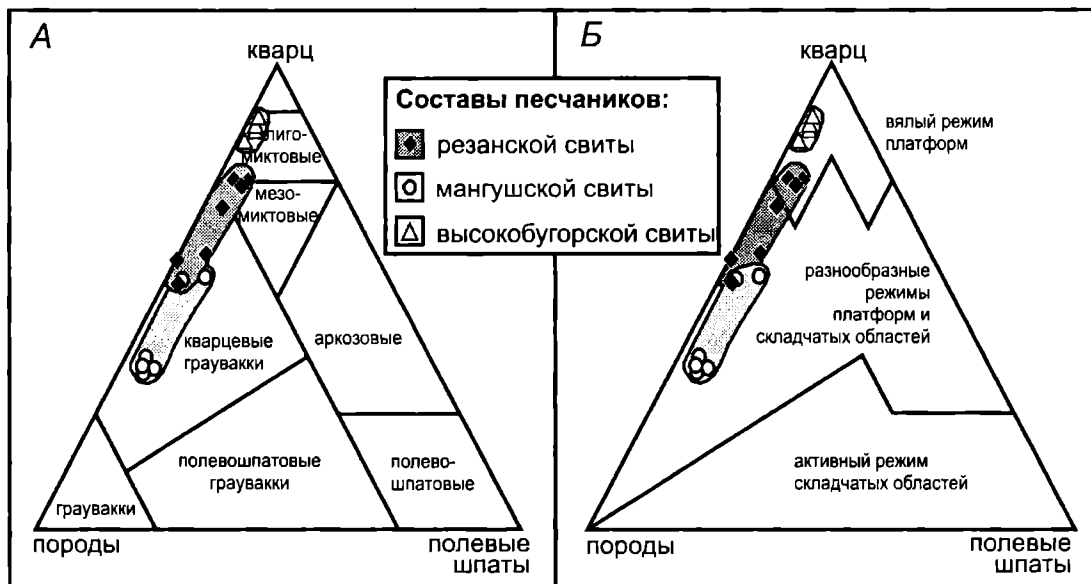


Рис. 2. Составы нижнемеловых песчаников. А — на классификационной диаграмме В.Н. Шванова (1987), Б — на диаграмме тектонического режима В.Д. Шутова (1967). Составил П.А. Фокин

разнофациальной толщи (Барабошкин, 1997б). На севере района у горы Большой Кермен и Первомайского карьера нижний готерив залегает непосредственно на складчатом комплексе и представлен толщей коралловых биогермных известняков мощностью 3—8 м, сменяющихся вверх переслаивающимися органогенно-обломочными известняками и песками. К югу и западу эта биогермная постройка переходит в область рифового шлейфа (до 11 м) с преобладанием обломочных карбонатов, образованных за счет ее размыва. Еще южнее фация органогенно-обломочных известняков переходит в более глубоководную толщу чередования известковистых песчаников и алевролитов.

Таким образом, для раннего готерива выделяются, как минимум, три фациальные области: мелководная биогермная постройка на севере с глубинами до 30—40 м, относительно глубоководная область (до 100—300 м) на юге с преобладанием песчаного материала и промежуточная между ними. Быстрое углубление бассейна с севера на юг, сильная изменчивость отложений по составу и мощности допускают возможность существования грабенообразной структуры в валанжинское и готеривское время к югу от обсуждаемого района.

Отложения верхнего готерива и нижнего баррема (коясджилгинская свита) залегают с перерывом на резанской свите. Они представлены широко развитой конденсированной толщей цефалоподовых известняков общей мощностью до 2 м. В ее разрезе выделяются три пачки: 1) коричневато-желтые оолитовые детритовые известняки с большим количеством остатков аммонитов, двустворок, брахиопод и морских ежей; 2) красные комковатые детритовые известняки с большим количеством аммонитов, двустворок, брахиопод и морских ежей; 3) розовые и серые микритовые известняки и известковистые глины с относительно

меньшим количеством фоссилий. Эта толща служит примером пелагической фации типа "Ammonitico Rosso", она накапливалась на относительно больших глубинах (порядка 200—400 м) в условиях теплого климата и на большом удалении от береговой линии.

Биясалинская свита верхнего баррема—апта с размывом залегает на породах коясджилгинской свиты. Это однородная толща слабоизвестковистых глин мощностью до 100 м. В нижней части глин (до 30 м) изредка встречаются остатки морских лилий, брахиопод, усонюгих раков и кораллов, для более высоких горизонтов не характерна бентосная фауна, но присутствуют остатки nektonных организмов: рostrы белемнитов, ожелезненные ядра раковин аммонитов, зубы акул. Глины содержат горизонты анкеритовых конкреций. Эти отложения формировались в относительно глубоководных условиях (до 500—600 м) в регионально выдержанной морской обстановке сравнительно тепловодного олиготрофного бассейна (Щербинина, Логинов, 2005).

Данные по нижнемеловым отложениям Бахчисарайского района указывают на продолжительную, постепенно развивавшуюся морскую трансгрессию. Глубины моря с валанжина до апта увеличились от нуля до 400—600 м (Барабошкин, Энтон, 2003). Такое углубление бассейна нельзя объяснить только эвстатическим повышением уровня Мирового океана, необходимо допустить фазу (или фазы) тектонического углубления бассейна в основном, вероятно, в начале позднего готерива и в позднем баррема—апте. Тектоническое погружение могло быть вызвано грабенообразованием, но четких признаков последнего пока не обнаружено.

Для всего Горного Крыма восстановить палеогеографию валанжинско-аптской эпохи достаточно сложно, но основные стадии развития вырисовываются

в общем виде. Первая стадия — валанжин—ранний готерив. В это время вдоль северной части Горного Крыма образовался морской бассейн, наиболее глубокой частью которого была Белогорская впадина. К северу от нее формировались отложения вероятно-возрастного аналога резанской свиты — косослоистые пески и песчаники с подчиненными прослоями конгломератов, в том числе валунных, и глин (мазанская свита). Накопление этих отложений происходило в аллювиально-дельтовых условиях, сменявшихся обстановками прибрежной зоны моря. Таким образом, область развития мазанской свиты маркирует северное побережье морского бассейна, южный край которого четко не определен. Но в бассейне р. Тонас у с. Кизилровка (Центральный Крым) в толще предположительно валанжина—нижнего готерива имеются олистоплаки верхнеюрских известняков поперечником более километра. Они, скорее всего, транспортировались с юга, из области их современного распространения, и таким образом ось бассейна должна была располагаться севернее полосы выходов этих олистоплаков. Для формирования таких крупных оползневых тел необходимы большие перепады высот рельефа, обусловленные тектоническими движениями.

Скорее всего, в валанжине и раннем готериве вдоль полосы от Верхоречья до Белогорска образовался асимметричный в поперечном сечении рифтовый бассейн. Южное плечо рифта было приподнято и сложено в основном верхнеюрскими известняками и более древними отложениями. В области более пологого северного плеча была расположена аккумулятивная аллювиально-дельтовая равнина. Район Бахчисарая находился в северной прибортовой части этого палеорифта. В результате региональной трансгрессии на фоне пострифтового погружения региона, в позднем готериве и раннем барреме произошло выравнивание условий осадконакопления в относительно глубоком шельфовом бассейне с благоприятными условиями для существования обильной биоты.

Вышележащие отложения верхнего баррема и апта в региональном плане ложатся с несогласием на подстилающие толщи. Например, в районе с. Чернореченское северо-восточнее Балаклавы они заполняют ингрессивные котловины в верхнеюрских известняках, а в ряде мест залегают на доверхнеюрских отложениях. Следовательно, перед эпохой регионального формирования глинистой толщи имела место фаза вертикальных дифференцированных движений, предположительно рифтовой природы. После этой фазы началось быстрое дифференцированное погружение большей части Горного Крыма до глубин 200—500 м. Вероятно, это погружение также сопровождалось сбросообразованием, так как в ряде районов развития глин верхнего баррема—апта характерны олистостромы, включающие крупные глыбы верхнеюрских известняков (например, районы сел Краснопещерное и Мраморное в Салгирской депрессии).

Для валанжинско-аптского времени можно выделить два цикла рифтинга, однако восстановить детали геометрии этих палеорифтов пока не представляется возможным. Ось основного палеорифта, вероятно, проходила по линии Верхоречье—Мазанка—Белогорск, поэтому мы его назовем Верхореченско-Белогорским бассейном. Возможным его ответвлением был Салгирский бассейн (грабен).

Ранне-среднеальбская эпоха воздымания и рифтообразования

В Бахчисарайском районе отложения нижнего и среднего альба отсутствуют. Ближайшее место, где достоверно доказано присутствие пород верхней части среднего альба, находится в районе г. Балаклавы. Предполагается их присутствие и в Центральном Крыму, в районе Белогорска (Друщиц, Горбачик, 1959; Друщиц, 1960; Киселевич и др., 1985).

Наиболее древние слои верхнего альба, известные как мангушская свита, обнажаются на территории с. Прохладное и в его ближайших окрестностях. Ее песчано-глинистые отложения выполняют эрозионную Мангушскую котловину. Выше нее трансгрессивно залегают отложения верхней части верхнего альба (высокобугорская свита), срезая более древние отложения чехла вплоть до пород складчатого фундамента. Время образования Мангушской котловины, контуры которой намечены по данным бурения и геофизических исследований (Найдин, Янин, 1965), приходится на ранний—средний альб, возможно, — начало позднего альба. При ее формировании было сэродировано около 100 м барремско-аптских глин, около 2 м цефалоподовых известняков верхнего готерива—нижнего баррема, до 75 м пород валанжина—нижнего готерива. Днище котловины частично врезано в дислоцированные породы верхнетаврической свиты. С учетом этого мы оцениваем минимальную величину эрозии в 200 м. Для образования долины такой глубины необходим возвышенный рельеф с высотами не менее 250—300 м. Если принять во внимание, что в апте глубина моря достигала 500—600 м, то в раннем—среднем альбе суммарная величина воздымания территории с учетом неопределенности данных должна была составить 400—800 м. Столь большая амплитуда не может быть объяснена только эвстатическими колебаниями уровня моря без привлечения тектонического фактора. Признаками тектонического воздымания можно считать полого-складчатые и моноклиналиные структуры в отложениях неокома—апта. Путем снятия более поздних деформаций восстанавливаются наклоны слоев в доальбских отложениях до 10° в восточном направлении. Возможны два варианта природы деформаций: 1) пологая складчатость вследствие сжатия, которое установлено в Балканидах Болгарии, и 2) неоднородное воздымание территории с пологим наклоном поверхностей блоков в связи с фазой растяжения

(рифтинга) и подъема плечей палеорифтов (рифты апт-альбского возраста известны в Центральном Понтиде Турции и в Белогорском районе Крыма, но их история пока слабо изучена). В пользу последней версии косвенно свидетельствует синрифтовый вулканизм, начавшийся в среднем альбе (Лещух, 1992), следы которого известны на севере Равнинного Крыма. Основные вулканические центры там приурочены к полосе альбского Каркинитского рифта.

В региональном плане для всего Горного Крыма восстановить палеогеографические условия для раннего—среднего альба достаточно сложно в связи локальным распространением и плохой обнаженностью отложений этого возраста. Основной ранне—среднеальбский бассейн располагался в пределах Белогорского прогиба, в котором накопилось до 500—700 м глин и обломочных пород. К югу от него намечается область поднятий, включавшая и Бахчисарайский район. Наиболее вероятно, что Белогорский прогиб испытал рифтовое погружение, а большая часть Горнокрымской зоны была относительно приподнятым плечом этого рифта. Вторым возможным ранне—среднеальбским рифтом является Салгирский грабен.

В целом для раннего—среднего альба намечается эпоха регионального рифтинга с формированием многочисленных грабенов в полосе от Сиваша и северо-западного шельфа Черного моря на севере до Центральных Понтидов в Турции на юге. В частности, на северо-западе Черного моря, по данным глубокого бурения, выделяется альб-сеноманский (?) рифтовый этап (Гожик и др., 2006).

Позднеальбско-эоценовая эпоха трансгрессий

Начиная с позднего альба и до конца эоцена Бахчисарайский район испытал несколько трансгрессий, сменявшихся фазами регрессий. Можно выделить следующие циклы формирования чехла в это время: 1) поздний альб, мангушское время — формирование ингрессивного песчано-глинистого мангушского комплекса; 2) поздний альб, шаринское время — кратковременная трансгрессия с отложением мелководных карбонатов; 3) поздний альб, высокобугорское время — региональная трансгрессия с формированием преимущественно терригенного чехла; 4) сеноман—турон—коньяк — трансгрессивно-регрессивный цикл с образованием мелоподобных карбонатов; 5) поздний сантон—кампан—маастрихт — цикл трансгрессивно-регрессивного строения с накоплением в основном мелоподобных пород и песчаников в его конце; 6) датский трансгрессивно-регрессивный цикл с отложением известняковых калькаренигов; 7) региональная танетская трансгрессия с формированием мергелей; 8) ипр—позднеэоценовый трансгрессивно-регрессивный цикл с накоплением глинистых отложений и разнообразных карбонатов. Мы рассмотрим только первые 6 циклов.

Формирование верхнеальбской мангушской ингрессивной свиты

Мангушская эрозионная котловина скорее всего образовалась вдоль альбского грабена, но строгих доказательств этого нет (Янин, Вишневецкий, 1989). Котловина, вероятно, была занята речной долиной. В начале позднего альба в эту палеодолину шириной до 2—3 км с запада ингрессировало море, сформировав эстуарий (рис. 3). Для прибортовых фаций характерны мусорные плохосортированные песчаники, в состав которых входят перемытые обломки пород неокома прилегающих территорий. В песчаниках наблюдаются косослоистые серии. Песчаники мангушской свиты наименее зрелые из нижнемеловых пород (содержание кварца составляет 35,2—54,8%), что хорошо согласуется с активизацией тектонического режима в момент ее образования (рис. 2). С толщами песчаников связаны и горизонты с валунами: в глинисто-песчаном матрикс содержатся гальки и валуны (до метра и более) разной степени окатанности и различного состава. Среди них встречаются плохоокатанные фрагменты пород берриаса, готерива и баррема, обломки известняков верхней юры, песчаников и алевролитов таврической серии, валуны вулканитов средней юры, хорошо окатанная галька кварца, а также обломки пород, в Горном Крыму не встречающихся: метаморфитов, кислых эффузивов, кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев и т.д. (Чернов, Янин, 1975). Состав и форма валунов и галек указывают на близость источников размыва (первые десятки километров). Центральная часть котловины заполнена глинистым материалом. Глины в разной мере алевролитистые и неоднородные, с большим количеством растительных остатков. Плохая сортировка песчаников и конгломератов указывает на недалекий транспорт материала быстрыми водными потоками (горными речками и временными потоками типа селей) и накопление отложений в условиях спокойного бассейна. Для мангушской свиты характерны остатки морской и солоноватоводной фауны, что указывает на некоторую опресненность эстуария. Общая мощность мангушской свиты достигает 100 м и заполненная ею котловина имеет субширотное простираие.

В региональном плане для мангушского времени типичны ингрессивные серии осадков. Например, у с. Партизанское (долина р. Альмы) в районе Красной горки развита сходная ингрессивная толща преимущественно песчаных осадков.

Формирование позднеальбской шаринской свиты

Шаринская свита распространена локально в виде отдельных линз в районе сел Трудолюбовка и Прохладное и залегает гипсометрически выше мангушской свиты, но их непосредственные контакты не наблюда-

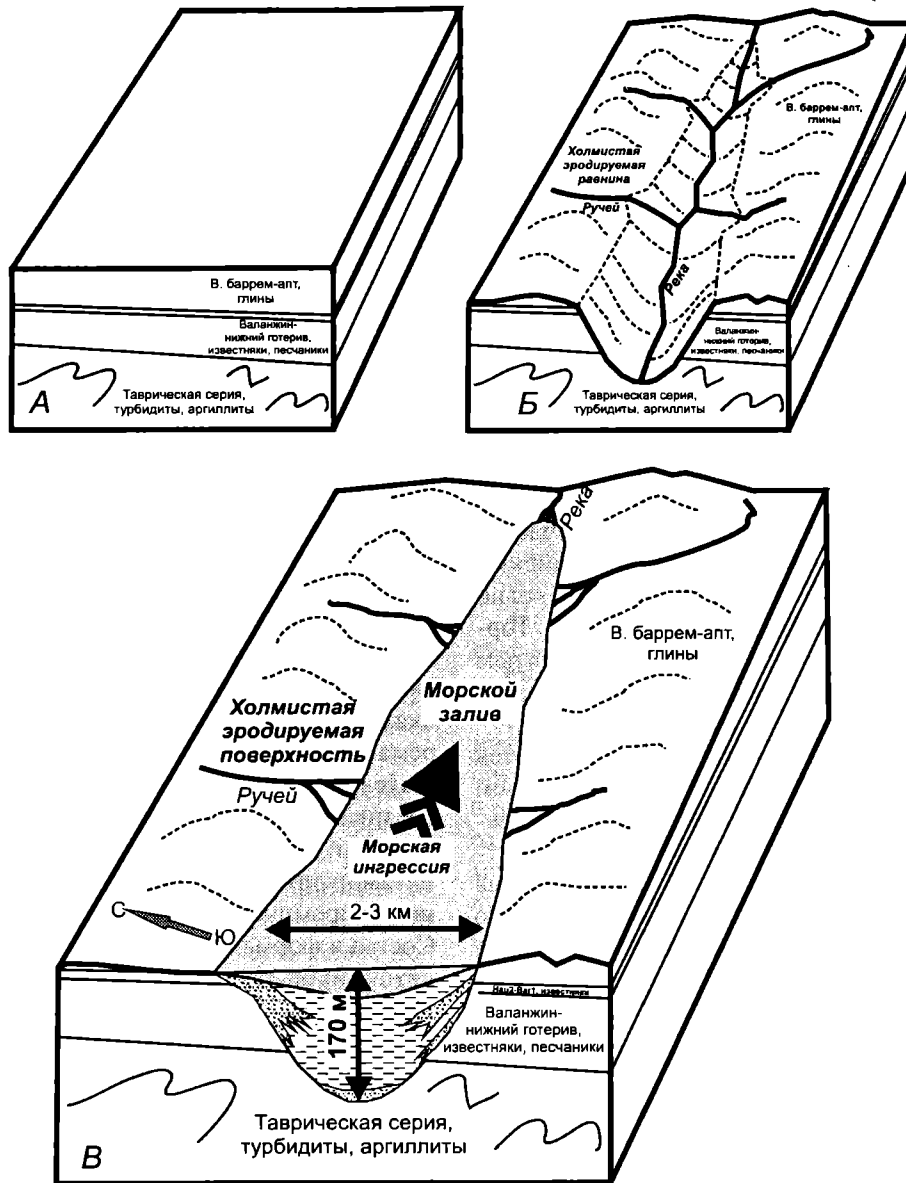


Рис. 3. Схема смены палеогеографических обстановок формирования мангушской свиты. А — конец апта, завершение (?) морской трансгрессии; Б — домангушский альб, воздымание территории и формирование речной системы, сопровождавшейся эрозией; В — поздний альб, мангушское время, ингрессия моря и накопление осадков мангушской свиты

ются. В возрастном отношении она занимает положение между мангушской и высокобугорской свитами верхнего альба, но везде залегает на складчатом комплексе. Свита имеет мощность до 1–3 м и представлена бурыми органогенно-обломочными известняками с обилием фрагментов стеблей морских лилий и раковин различных моллюсков. В известняках обычно присутствуют разноокатанные гальки (1–5 см) подстилающих пород складчатого комплекса. Предполагается, что после мангушской ингрессии произошла кратковременная трансгрессия, и мелкое море вновь заполнило небольшую пологую долину, однако детали этого явления трудно восстановить из-за редкости коренных выходов свиты. Формирование известняков происходило в основном за счет скелетов бентосных организмов.

Формирование позднеальбской высокобугорской свиты

Высокобугорская свита имеет почти повсеместное распространение, но она выклинивается к северу за счет срезания сеноманом. Ее мощность на юге достигает 20 м, а к северу сокращается до нуля. В южных и центральных районах в высокобугорской свите выделяются три пачки. Нижняя пачка представлена кварц-полимиктовыми плохо сортированными песчаниками с рассеянной галькой кварца. Средняя пачка — известковистые кварц-глауконитовые песчаники с узловатыми стяжениями за счет неравномерного распределения карбонатного цемента. Верхняя пачка — сильноизвестковистые глауконит-кварцевые песчаники, иногда переходящие в песчано-алевритовые детритовые известняки. Песчаники высокобугорской

свиты наиболее высокозрелые из обломочных пород нижнего мела: содержание кварца в них составляет 85,8—88,4% (рис. 2). Общая тенденция определяется возрастанием роли карбонатной составляющей вверх по разрезу. К северу роль известковистого цемента сокращается и песчаники фациально переходят в слабосцементированные пески. Для свиты типичны ядра раковин крупных аммонитов, брахиоподы, двустворчатые моллюски и морские ежи. Осадки свиты формировались в условиях мелкого моря, глубина которого возрастала к юго-западу. В верхах свиты имеются эрозионные и элювиальные перерывы. В кровле, где ее верхняя часть сохранилась от эрозии, присутствует горизонт с перебитым туфогенным материалом андезитового состава, хотя Д.П. Найдин считал, что это самостоятельная стратиграфическая единица.

В пределах всего Горного Крыма верхний альб в целом образует трансгрессивную серию осадков. Например, в районе Белогорска (Центральный Крым) верхний альб с размывом ложится на разновозрастные отложения нижнего мела (от готерива до среднего альба). В Бахчисарайском районе верхний альб лежит как на нижнемеловых, так и ниже-среднеюрских образованиях. Таким образом, к концу позднего альба устанавливается спад тектонической активности региона, что нашло свое отражение и в петрографическом составе песчаников.

Для позднего альба характерны признаки вулканизма. В песчаниках верхней части высокобугорской свиты часто встречаются слабоизмененные кристаллы плагиоклазов, пироксенов и амфиболов, иногда образующих прослойки туффитов (Волков, Кривцов, 1978). Как отмечалось выше, в районе Балаклавы известны верхнеальбские вулканогенно-осадочные породы с перебитыми лапиллями. Транспорт обломочного материала шел с юга или юго-запада. В Черном море южнее Севастополя драгированием найдены андезиты, вероятно, альбского возраста. Полоса их выходов интерпретируется как вулканическая дуга (названная массивом Ломоносова) и считается, что именно она поставляла пирокластический материал в Горный Крым в позднем альбе (Шнюков и др., 1997). Верхнеальбские туфопесчаники известны и на горе Кубалач в Восточном Крыму. В целом предполагается, что эта альбская вулканическая дуга прослеживалась южнее Крыма в Аджаро-Триалетскую зону Грузии. Район Горного Крыма, по крайней мере в позднем альбе, находился в задуговой тектонической обстановке.

Сеноман—турон—коньякская региональная трансгрессия

Между отложениями альба и сеномана имеется эрозионная граница. Высказывалось предположение, что к началу сеномана существовал весьма расчлененный рельеф (Алексеев, Найдин, 1970; Найдин, Алексеев, 1980, 1981), который мог возникнуть только в результате новых тектонических движений. В осно-

вании выделяется слой, обогащенный глауконитом и содержащий гальку кварца. Разрез сеномана имеет трансгрессивный характер: песчано-алевритистые мергели вверх по разрезу переходят в глинистые мергели и далее в чистые и известковистые мергели, а также известняки. Мощность сеномана иногда достигает 70—80 м. В середине сеномана наблюдается широко проявленный в Европе перерыв в седиментации с выпадением нижней части среднего сеномана (Gale et al., 1999). Для верхней части среднего сеномана характерно ритмичное переслаивание более темных и более светлых мергелей, которое интерпретируется как отражение циклов Миланковича (Найдин, 1990, 2008; Габдуллин, 2002), связанных с эпохами похолодания и потепления. Вверх по разрезу сеномана количество бентосной макрофауны сокращается, что свидетельствует об общем углублении бассейна. Карбонаты сеномана содержат большое количество планктонных фораминифер, встречаются радиолярии, но основным породообразующим материалом являются скелеты известкового нанопланктона. Для верхов сеномана характерны структуры, которые интерпретированы как микросбросы, с которыми связаны процессы оползания осадка и захоронения его в пониженных участках дна. Это свидетельствует о возможном конседиментационном растяжении бассейна. В нижней и верхней частях сеномана имеются тонкие (1—3 см) прослойки бентонитовых глин, образовавшиеся по вулканическому пеплу. В терминальной части сеномана выделяется линзовидный слой темных пород мощностью до 1—1,5 м, обогащенный органическим веществом (до 7% органического углерода). Этот слой образовался в условиях глобально развитого бескислородного события (так называемое ОАЭ 2) в небольших депрессиях на разбитом сбросами крутом склоне на глубинах порядка 500—700 м в ходе кратковременного падения уровня моря, которому предшествовал перерыв, эквивалентный гиагусу в основании пленусовых мергелей Западной Европы (Алексеев и др., 1997; Бадулина, Копяевич, 2007).

Турон даже в наиболее полных разрезах лежит с перерывом на породах сеномана и в отдельных обнажениях хорошо наблюдаются эрозионная граница и слой, обогащенный глауконитом. На северо-западе фиксируется выпадение значительных частей разреза как ниже, так и выше границы сеномана и турона, но структурная перестройка не зафиксирована.

Разрез турона распадается на два интервала. Нижний представлен мелоподобными известняками и сильноизвестковистыми мергелями с конкрециями кремней разнообразной формы (до 30 м), макрофоссилии находятся редко (в основном иноцерамы). Верхний интервал сложен чистыми, часто мелоподобными или комковатыми известняками со стилолитовыми швами и многочисленными раковинами брахиопод. Карбонаты турона имеют в основном планктоногенное происхождение.

На отложениях турона согласно залегают литологически аналогичные породы коньяка. В известняках коньяка присутствует больше раковин иноцерамов и остатков морских ежей. Отложения сеномана—коньяка образуют единую осадочную секвенцию с максимумом углубления бассейна в конце сеномана—начале турона. Глубины бассейна в это время могли достигать 400—700 м. Во второй половине турона и коньяке глубины оставались достаточно большими, на что указывает присутствие радиоларий (Брагина, Брагин, 2007), хотя обычно отложения этого возраста считаются более мелководными, чем верхнесеноманские и нижнетуронские. Во всяком случае рельеф дна тогда был максимально выровненным и воды морского бассейна скорее всего перекрывали и область современной Первой гряды. По-видимому, не только эвстатические колебания уровня моря, но и региональные тектонические процессы погружения способствовали углублению бассейна.

Сеноман-турон-коньякская трансгрессия охватила весь Горный Крым (хотя наличие отдельных островов не исключается). Эта трансгрессия была синхронной с главной фазой рифтового раскрытия Западно-Черноморского и Восточно-Черноморского задуговых глубоководных бассейнов. При этом в Западно-Черноморском бассейне в ходе спрединга формировалась океаническая кора, а в Восточно-Черноморском — сильно растянутая и утоненная континентальная кора.

Поздний сантон-кампан-маастрихтский трансгрессивно-регрессивный цикл

Между ранним и поздним сантоном имели место перерыв и размыв ранее накопившихся осадков. На севере были эродированы осадки коньяка и части турона, на юге величина эрозии была меньше. Соответственно на севере новый цикл седиментации начался в раннем кампане, а на юге — в конце позднего сантона. Полный разрез верхнего коньяка и нижнего сантона сохранился от размыва только в междуречье Бельбека и Качи (Кликушин, 1985). В подошве нового цикла повсеместно наблюдается поверхность хорошо выраженного хардграунда. Верхнесантонские отложения — глинистые известняки с глауконитом датируются находками морских лилий рода *Marsupites*. Отложения кампана с несогласием ложатся на верхнесантонские и турон-коньякские известняки и начинаются с горизонта алевритистых мергелей. Основная часть кампана представлена сильноизвестковистыми мелоподобными мергелями и известняками с малым количеством бентосной фауны и с редкими белемнитами. Известковый нанопланктон составлял основу для формирования карбонатного осадка. В кампане встречаются конкреции кремней. Мощность кампана на северо-западе составляет около 80—90 м, а к юго-западу возрастает до 150—200 м.

Маастрихт ложится согласно на породы кампана и служит примером регрессивной серии. В разрезе маастрихта выделяются четыре пачки: 1) мергели

белые известковистые; 2) кремнеземистые мергели с окремнелыми ходами десятиногих раков и губками; 3) кремнеземистые мергели алевритистые с окремнелыми ходами десятиногих раков и более редкими губками; 4) песчаники известковистые с многочисленными фрагментами раковин моллюсков и с устричными банками. Мощность маастрихта на северо-востоке составляет около 80 м, а на юго-западе — около 100 м. Эта литологическая последовательность отражает довольно быструю регрессию моря с переходом осадков от образований открытого шельфа к прибрежным. Более или менее прогрессивное обмеление бассейна подтверждается не только вещественным составом пород, но и комплексами фораминифер и мелководных двустворок (Alekseev, Kopaevich, 1997; Донт, 2004).

Таким образом, перед началом позднего сантона имело место резкое обмеление моря, на кампан приходится максимальное углубление (до 350—450 м), а маастрихт — фаза обмеления морского бассейна.

В нижней части кампана присутствуют несколько горизонтов монтмориллонитовых (так называемых кировых) глин мощностью до 1 м, которые сформировались при подводном выветривании вулканических пеплов андезитового состава. Предполагается, что вулканический пепел поступал из Центральных и Восточных Понтидов в Турции, где на кампан приходится максимум андезитового островодужного вулканизма.

В середине позднего сантона и местами вплоть до начала кампана имел место перерыв, и отдельные территории Крыма, вероятно, осушались. Это несогласие четко выражено, например, на Симферопольском (Заика-Новацкий и др., 1976) и Новоселовском поднятиях. Предкампанские (или интрасантонские) вертикальные движения были обусловлены кратковременной фазой тектонического сжатия (субгерцинская фаза складчатости в Западной Европе).

Некоторое тектоническое событие могло иметь место и перед маастрихтом. По крайней мере в Восточном Крыму у Коктебеля на горе Клементьева относительно глубоководные алевритистые известняки верхнего маастрихта ложатся с размывом на породы нижнего мела (Копачевич и др., 2007).

Датская региональная трансгрессия

Отложения датия с размывом лежат на породах маастрихта, однако угловое несогласие отсутствует. В кровле маастрихта выделяется достаточно хорошо выраженный хардграунд, выше которого наблюдается слой, обогащенный глауконитом и с перемытыми фоссилиями маастрихта. Однако на востоке (Бешкош) терминальная часть маастрихта сложена также глауконитовыми песчаниками, содержащими обильные раковины устриц и пектинид, поэтому фиксация этого хардграунда затруднена и он распознается по появлению мелких фосфоритов, переотложенных ростров меловых белемнитов и фрагментов костей динозавров.

Датские отложения (включая монс, см. Найдин, Беньямовский, 1994) представлены преимущественно серпулово-криноидно-мшанковыми органогенно-обломочными известняками (калькаренидами). Они формировались за счет измельчения скелетов криноидей, мшанок, серпул и других организмов при воздействии на дно штормовых волнений и донных течений.

Для дания типичны поверхности ненакопления и частичной эрозии осадка, выделяющиеся через каждые 30—70 см. В нижней части известняков встречаются конкреции кремней. Мощность датских известняков на западе достигает 40 м, а на севере сокращается до 3—5 м. Отложения верхнего дания, ранее выделявшиеся как монские, отличаются от нижележащих осадков большей степенью окремнения и неравномерной цементацией. Отложения верхнего дания на севере отсутствуют.

Осадки дания формировались в условиях малоамплитудной региональной трансгрессии и относительно мелкого прохладного моря глубиной не более 50 м. Именно на таких глубинах могло происходить дробление штормовым воздействием органических остат-

ков. Однако существует точка зрения, что датские карбонаты Юго-Западного Крыма представляют собой “проградирующую серию клиноформ, которая заканчивается отложениями рифового фациального ряда” (Преображенский, Бугрова, 2002, с. 83).

Датская трансгрессия охватила весь Горный Крым, но к востоку от Белогорска в районе с. Курского и далее известняки фациально замещаются мергелями и песчанистыми мергелями.

Заключение

История геологического развития рассматриваемого района Горного Крыма в меловом периоде была тесно связана с геодинамической эволюцией всего Черноморского региона (Никишин и др., 1997; Афанасенков и др., 2007; Nikishin et al., 1998a,b, 2001, 2003). Детальные знания о меловой истории Горного Крыма, где породы этого возраста выходят на поверхность и доступны для изучения, необходимы для реконструкции эволюции всего Черноморско-Кавказского региона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проекты 05-05-65157, 05-05-64576, 08-05-00283 и 08-05-00588.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А.С. Меловая система. Верхний отдел // Мазарович О.А., Милеев В.С. (ред.). Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 123—157.

Алексеев А.С., Венгерцев В.С., Копаевич Л.Ф., Кузьмичева Т.А. Литология и микропалеонтология пограничных отложений сеномана-турона Юго-Западного Крыма // Очерки геологии Крыма. Тр. Крымского геол. науч.-учеб. центра им. проф. А.А. Богданова. Вып. 1. М.: Геол. ф-т Моск. ун-та, 1997. С. 54—73.

Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Никишин А.М. и др. Пограничные сеноман-туронские отложения Юго-Западного Крыма. Статья 1. Стратиграфия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 3. С. 3—29.

Алексеев А.С., Найдин Д.П. Упорядоченное залегание роствов белемнитов в сеноманских отложениях юго-западной части Горного Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1970. № 9. С. 47—51.

Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.

Бадулина Н.В., Копаевич Л.Ф. Строение пограничных сеноман-туронских отложений разреза Аксу-дере (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2007. № 1. С. 22—28.

Банников А.Ф., Федотов В.В., Найдин Д.П., Алексеев А.С. Teleostei верхнемеловых отложений Крыма // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 4. С. 971—973.

Барабошкин Е.Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Кача—Бодрак (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1997а. № 3. С. 22—29.

Барабошкин Е.Ю. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача—Бодрак // Очерки геологии Крыма. Тр. Крымского геол. науч.-учеб. центра

им. проф. А.А. Богданова. Вып. 1. М.: Геол. ф-т Моск. ун-та, 1997б. С. 27—53.

Барабошкин Е.Ю., Эвсон К.В. Палеобатиметрия валанжинско-аптского бассейна Горного Крыма по индексам прочности раковин аммонитов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2003. № 4. С. 8—17.

Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Радиолярии в отложениях верхнего мела (турона-коньяка) бассейна р. Бельбек (Юго-Западный Крым) // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи. Київ: Нора-прінт, 2007. С. 187—191.

Волков В.В., Кривцов В.Г. Пирокластический материал в нижнемеловых отложениях Бахчисарайского района Крыма // Региональная геология некоторых районов СССР. Вып. 3. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. С. 30—36.

Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002.

Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотникова Л.Ф. и др. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. Київ: Ін-т геол. наук НАН України, 2006. 171 с.

Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. О границе альба и сеномана в Юго-Западном Крыму // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 5. С. 52—64.

Донт А.В. Кампанские и маастрихтские двустворчатые моллюски Горного Крыма: стратиграфическое распределение и палеобиогеография // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 2. С. 60—67.

Друщиц В.В. Нижнемеловые отложения Крыма // Друщиц В.В., Кудрявцев М.П. (ред.). Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Тр. ВНИИГаз. М.: Гос-топтехиздат, 1960. С. 53—74.

Друщиз В.В., Горбачик Т.Н. Отложения альба в Восточном Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. биол., почвовед., геол., геогр. 1959. № 3. С. 117—122.

Зайка-Новацкий В.С., Гук В.И., Нероденко В.М., Соколов И.П. Геологічна будова Кримського предгір'я у межах Альма-Салгирського межиріччя. Київ: Вища школа, 1976. 84 с.

Заклинская Е.Д., Найдин Д.П. К палинологической характеристике верхнемаастрихтских отложений Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 1. С. 80—87.

Йолкичев Н.А., Найдин Д.П. Верхний мел Северной Болгарии, Крыма и Мангышлака. Статья 2. Стратиграфия верхнего мела юго-западной части Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 48—59.

Киселевич Л.С., Нероденко В.М., Плотникова Л.Ф. О нижнеальбских отложениях восточной части Белогорского прогиба в Горном Крыму // Тектоника и стратиграфия. 1985. Вып. 26. С. 60—63.

Кликушин В.Г. Туронские, коньякские и сантонские отложения долины р. Бельбека в Крыму // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 2. С. 69—82.

Кобаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Никишин А.М. и др. О позднемаастрихтско-раннедатских водных массах, литологических и фораминиферовых комплексах в тектонически различных зонах Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2007. № 3. С. 42—49.

Кобаевич Л.Ф., Валащик И. Расчленение турон-коньякских отложений разреза Аксудере по иноцерамам и фораминиферам // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1993. № 2. С. 28—42.

Лещух Р.Й. Нижня крейда заходу і півдня України. Київ: Наукова думка, 1992. 208 с.

Маслакова Н.И., Найдин Д.П. О сантонских отложениях в Юго-Западном Крыму // Изв. АН СССР. 1958а. № 1. С. 75—77.

Маслакова Н.И., Найдин Д.П. О сеноманских отложениях Горного Крыма // Изв. АН СССР. 1958б. № 3. С. 108—110.

Москвин М.М., Найдин Д.П. Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юго-восточной части Русской платформы // Международный геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 5. Граница меловых и третичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 15—40.

Муратов М.В. Геология Крымского полуострова. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. 2. М.: Недра, 1973. 191 с.

Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 207 с.

Муратов М.В., Архипов И.В., Успенская Е.А. Структурная эволюция Горного Крыма в сравнении с Западным Кавказом и восточной частью Балканского хребта // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 1. С. 3—10.

Муратов М.В., Лычагин Г.А., Успенская Е.А., Шалимов А.И. История геологического развития Крыма // Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 484—513.

Найдин Д.П. Новый белемнит из верхнемеловых отложений Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1953. Т. 28, вып. 2. С. 64—65.

Найдин Д.П. Подкласс Endocochlia. Внутреннераковинные // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: 1959. С. 198—220.

Найдин Д.П. Датские и монские отложения Крыма // Сб. в честь акад. Й.С. Йовчева. София, 1964. С. 167—184.

Найдин Д.П. Астрономические вариации, флуктуации климата и ритмичность карбонатных толщ. Статья 2. Климатические флуктуации и ритмичные карбонатные толщи мезозоя // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1990. № 6. С. 29—43.

Найдин Д.П. Астрономические факторы возникновения цикличности в геологии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83, вып. 4. С. 38—42.

Найдин Д.П., Алексеев А.С. Новые неогиболиты из сеномана Крыма // Палеонтол. журн. 1975. № 3. С. 42—45.

Найдин Д.П., Алексеев А.С. Разрез отложений сеноманского яруса междуречья Качи и Бодрака (Крым) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1980. № 4. С. 11—25.

Найдин Д.П., Алексеев А.С. Значение данных океанического бурения для интерпретации обстановки накопления и условий обитания фауны сеномана Горного Крыма // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981. С. 7—21.

Найдин Д.П., Алексеев А.С., Кобаевич Л.Ф. Фауна туронских отложений междуречья Качи и Бодрака (Крым) и граница сеноман—турон // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981. С. 22—40.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. Разрез палеогена Сувлукая (Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 75—86.

Найдин Д.П., Ванчуров И.А., Алексеев А.С. Применение методов математической статистики при изучении ростров сеноманских белемнитов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, вып. 4. С. 81—94.

Найдин Д.П., Кияшко С.И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман/турон Горного Крыма. Статья 1. Литологический состав, содержание органического углерода и некоторых элементов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994а. Т. 69, вып. 1. С. 28—42.

Найдин Д.П., Кияшко С.И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман/турон Горного Крыма. Статья 2. Изотопный состав углерода и кислорода; условия накопления органического углерода // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994б. Т. 69, вып. 2. С. 59—74.

Найдин Д.П., Янин Б.Т. Некоторые особенности геологического строения окрестностей с. Прохладного (Крым, Бахчисарайский район) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 40, вып. 3. С. 75—81.

Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю. и др. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1997. № 3. С. 6—16.

Плотникова Л.Ф., Богаец А.Т., Бондаренко В.Г., Корбут Е.Б. Меловая система. Верхний отдел // Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря). Киев: Наукова думка, 1984. С. 74—84.

Преображенский М.Б., Бугрова Э.М. Фациальная характеристика зоны карбонатного осадконакопления раннепалеоценового бассейна Юго-Западного Крыма (по данным микрофациального анализа) // Геология Крыма. Уч. зап. каф. истор. геол. СПб.: НИИ земной коры СПбГУ, 2002. С. 75—85.

Цейслер В.М. Структурные этажи и основные этапы в истории формирования Юго-Западного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46, вып. 2. С. 47—61.

Цейслер В.М., Караулов В.Б., Туров А.В., Комаров В.Н. О местных стратиграфических подразделениях восточной части Бахчисарайского района Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1999. № 6. С. 8—18.

Чернов В.Г., Янин Б.Т. Конгломераты мангушской толщи верхнего альба Крыма и условия их образования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1975. № 2. С. 45—56.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. Л.: Недра, 1987. 269 с.

Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: НАН Украины, 1997. 288 с.

Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литол. и полез. ископ. 1967. № 5. С. 86—103.

Щербинина Е.А., Логинов М.А. Верхнебарремский—аптский нанопланктон Крыма: стратиграфическая и палеоэкологическая интерпретация // Микрорепалеонтология в России на рубеже веков: Мат-лы XIII Всерос. микрорепалеонтол. совещ. Москва, 21—23 ноября, 2005 г. М.: ГЕОС, 2005. С. 156—157.

Янин Б.Т., Вишневецкий Л.Е. Меловая система. Нижний отдел / О.А. Мазарович, В.С. Милеев (ред.) // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 81—123.

Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1997. Vol. 67. P. 103—118.

Gale A.S., Hancock J.M., Kennedy J. Biostratigraphical and sequence correlation of the Cenomanian successions in Mangyshlak (W. Kazakhstan) and Crimea (Ukraine) with those in

southern England // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1999. Vol. 69. Suppl. A. P. 67—86.

Marcinowski R., Naidin D.P. An Upper Albian ammonite fauna from Crimea // Acta Geol. Polonica. 1976. Vol. 26, N 1. P. 83—119.

Nikishin A. M., Cloetingh S., Bolotov S.N. et al. Scythian platform: chronostratigraphy and polyphase stages of tectonic history // Crasquin-Soleau S., Barrier E. (eds). Peri-Tethys Memoir 3. Stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platforms. M m. Mus. Nat. Hist. Natur. Paris. 1998a. Vol. 177. P. 151—162.

Nikishin A. M., Cloetingh S., Brunet M.-F. et al. Scythian Platform and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic and dynamics // Crasquin-Soleau S., Barrier E. (eds). Peri-Tethys Memoir 3. Stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platforms. Mém. Mus. Nat. Hist. Natur. Paris. 1998b. Vol. 177. P. 163—176.

Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.-F. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene—Quaternary rapid subsidence modelling // Sediment. Geol. 2003. Vol. 156. P. 149—168.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I. et al. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain // Ziegler P.A. et al. (eds). Peri-Tethys Memoir 6. Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins. M m. Mus. Nat. Hist. Natur. Paris. 2001. Vol. 186. P. 296—346.

GEOLOGICAL HISTORY OF BAKHCHISARAY AREA OF MOUNTAIN CRIMEA DURING CRETACEOUS PERIOD

A.M. Nikishin, A.S. Alekseev, E.Yu. Baraboshkin, S.N. Bolotov,
L.F. Kopaevich, R.R. Gabdullin, N.V. Badulina

The Cretaceous geological history of the Bakhchisaray area of the Mountain Crimea where student geological practices carried out for many years, is subdivided into three epochs: Valanginian-Aptian transgressive, early-middle Albian uplift and rifting, and late Albian-Eocene transgressive. The Valanginian-Aptian epoch includes Valanginian-early Hauterivian, late Hauterivian-early Barremian, and late Barremian-Aptian stages. In late Albian-Eocene epoch could be discriminate late Albian (1) Mangush interval of ingressive filling of the paleovalley, (2) Shara short-time transgression, (3) Vysokiy Bugor wide transgression. During Late Cretaceous next transgressive-regressive stages were recognized: (1) Cenomanian-Coniacian and (2) Late Santonian-Maastrichtian. The Danian transgressive-regressive cycle is characterized briefly. The geological history of the Bakhchisaray area was connected with geodynamic evolution of whole Black Sea region.

Key words: stratigraphy, history of development, palaeogeography, geodynamics, Cretaceous Period, South-Western Crimea.

Сведения об авторах: *Никишин Анатолий Михайлович* — докт. г.-м. наук, профессор, заведующий кафедрой региональной геологии и истории Земли геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Тел. (495) 939-49-31, nikishin@geol.msu.ru; *Алексеев Александр Сергеевич* — докт. г.-м. наук, профессор кафедры палеонтологии геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Тел. (495) 939-49-24, aaleks@geol.msu.ru; *Барабошкин Евгений Юрьевич* — докт. г.-м. наук, профессор кафедры региональной геологии и истории Земли геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Тел. (095) 939-49-32, barabosh@geol.msu.ru; *Болотов Сергей Николаевич* — канд. г.-м. наук, доцент кафедры региональной геологии и истории Земли геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Тел. (095) 939-27-06, bsn@sbmg.geol.msu.ru; *Копеевич Людмила Федоровна* — канд. г.-м. наук, доцент кафедры региональной геологии и истории Земли геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Тел. (095) 939-49-32, mosgorsun@gambler.ru; *Бадулина Наталья Викторовна* — канд. г.-м. наук, м.н.с. кафедры динамической геологии геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. Тел. (095) 939-21-62, nvbadulina@mail.ru.

ПОЗДНЕСЕНОМАНСКОЕ АНОКСИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ (ОАЕ2) В РАЗРЕЗЕ АЙМАКИ ГОРНОГО ДАГЕСТАНА

Ю.О. Гаврилов, Е.А. Щербинина, О.В. Голованова, Б.Г. Покровский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 2.09.08

В одном из наиболее полных разрезов верхнего мела Восточного Кавказа у с.Аймаки (Центральный Дагестан) изучен верхнесеноманский—нижнетуронский интервал (зоны по нанопланктону СС10—12), включающий отложения, обогащенные органическим веществом (ОВ) и отвечающие глобальному событию ОАЕ2 (Бонарелли). Установлено, что в нанопланктонных ассоциациях этих отложений резко доминирует высокотолерантный эвритопный таксон *Watznaueria*, происходит заметное кратковременное увеличение содержания холодноводных форм (*Eprolithus* и *Quadrum*) и снижение довольно обильных во вмещающих породах тепловодных *Rhagodiscus*. Показано, что обогащенные ОВ породы содержат повышенные концентрации многих элементов. Данные пироллиза ОВ свидетельствуют о существенном возрастании в отложениях ОАЕ2 морского планктоногенного материала по сравнению с вмещающими толщами, где доминирует ОВ, снесенное с суши. Для этого уровня установлены также существенные изотопные аномалии: положительный сдвиг для $\delta^{13}\text{C}$ и отрицательный для $\delta^{18}\text{O}$.

Ключевые слова: биостратиграфия, условия накопления, сеноман, турон, Дагестан, Восточный Кавказ.

В разрезах мела Восточного Кавказа устанавливается большинство выделяемых в настоящее время в других регионах мира “аноксических событий” и сопоставляемых с ними обогащенных органическим веществом (ОВ) горизонтов. Среди них наиболее ярко выражено событие, произошедшее в конце сеномана — ОАЕ2 (Arthur, Schlanger, 1979; Arthur et al., 1987; Schlanger, Jenkyns, 1976; Schlanger et al., 1987), которое имеет также название “Bonarelli Event”. Его проявления установлены как в океанах, так и в эпиконтинентальных морях разных континентов, т.е. оно имеет глобальный характер. Как правило, отложения, соответствующие этому событию, даже если они образовались в разных фациальных обстановках, заметно обогащены ОВ по сравнению с вмещающими толщами. В разрезах Крымско-Кавказской области оно также выражено весьма рельефно — в большинстве мест в верхах верхнесеноманских отложений залегает пласт обогащенных ОВ пород, в то же время на Русской плите этому временному интервалу в основном соответствует перерыв в седиментации (Алексеев и др., 1997).

Одним из первых исследователей события “Бонарелли”, а также сходных с ним других событий, был Д.П. Найдин, чьи публикации по литологической, биотической, изотопно-геохимической характеристикам отложений соответствующих интервалов носили пионерский характер (Найдин, 1985, 1986, 1993; Найдин, Алексеев, 1980; Найдин и др., 1981; Найдин, Кияшко, 1994а, б).

Несмотря на то что отложениям поздне-сеноманского события часто присущи общие черты, устанавливаются также и отчетливые различия в литолого-геохимической характеристике разрезов из разных частей Северо-Восточного Перитетиса: в одних местах они помимо ОВ обогащены преимущественно биогенным кремнеземом (Западный Кавказ, Грузия), в других — карбонатным материалом (Крым, Восточный Кавказ). С этим событием связаны пертурбации в экосистемах, что, видимо, хотя бы отчасти обусловлено обстановками дефицита кислорода в наддонных водах. К нему приурочены перестройки в составе комплексов планктонных организмов, выражающиеся в значительном обновлении фораминиферовых, нанопланктонных и радиоляриевых сообществ. Экосистемные перестройки, видимо, послужили причиной вымирания некоторых видов, а в ряде случаев и родов микроорганизмов (Алексеев и др., 1997; Брагина, 1999; Гаврилов, Копяевич, 1996; Кузьмичева, 2001; Найдин, 1993; Найдин, Алексеев, 1980; Найдин и др., 1981; Найдин, Кияшко, 1994а,б; Копяевич, Кузьмичева, 2002; Копяевич, Walaszczyk, 1990; Shcherbinina, Aleksandrova, 2005). На Большом Кавказе, несмотря на то, что следы этого события встречаются довольно часто, посвященных ему работ очень мало (Tur, 1996).

В Дагестане горизонт, соответствующий событию “Бонарелли”, прослеживается в нескольких разрезах — Аймаки, Аракань, Герга, Леваша, Акуша и др. В настоящее время из перечисленных разрезов наиболее хорошо (стратиграфически, литологически и геохимически) изучен разрез Аймаки (42°32' с.ш., 47°09' в.д.), расположенный в средней части хр. Кулимеэр.

В первой половине 60-х гг. XX в. разрез верхнего мела у с. Аймаки было предложено считать опорным,

в связи с чем он изучался в рамках исследований по геологии и нефтегазонасности верхнемеловых отложений Дагестана. Наибольший вклад в изучение разреза внесли Ф.Г. Шарафутдинов, Ю.П. Смирнов, Б.Г. Васин при участии М.М. Москвина, Д.П. Найдина, М.А. Пергамента, Ю.П. Каца. Ими была дана общая литологическая характеристика разреза, показано распределение в нем аммонитов, белемнитов, ежей, иноцерамов, брахиопод и других ископаемых организмов, на этой основе предложено стратиграфическое расчленение верхнемеловой толщи. К сожалению, в полном объеме эти результаты не были опубликованы (существуют в виде фондовых материалов); лишь в некоторых публикациях изучавших разрез геологов, посвященных прежде всего стратиграфическим вопросам, при-

водятся фрагментарные данные по его строению и стратиграфическому расчленению (Москвин, 1986; Пергамент, 1978; Смирнов и др., 1967а, б; Шарафутдинов, Халафова, 1975).

Характеристика разреза

В разрезе Аймаки горизонт, соответствующий событию “Бонарелли”, залегает в самой верхней части сеноманской толщи (рис. 1). Эта толща мощностью около 60 м представляет собой неравномерное чередование темно-серых глинистых мергелей и пластов известняков. В основании, середине и верхней части сеноманской толщи выделяются пачки, в которых известняки либо преобладают, либо полностью слагают интервал.

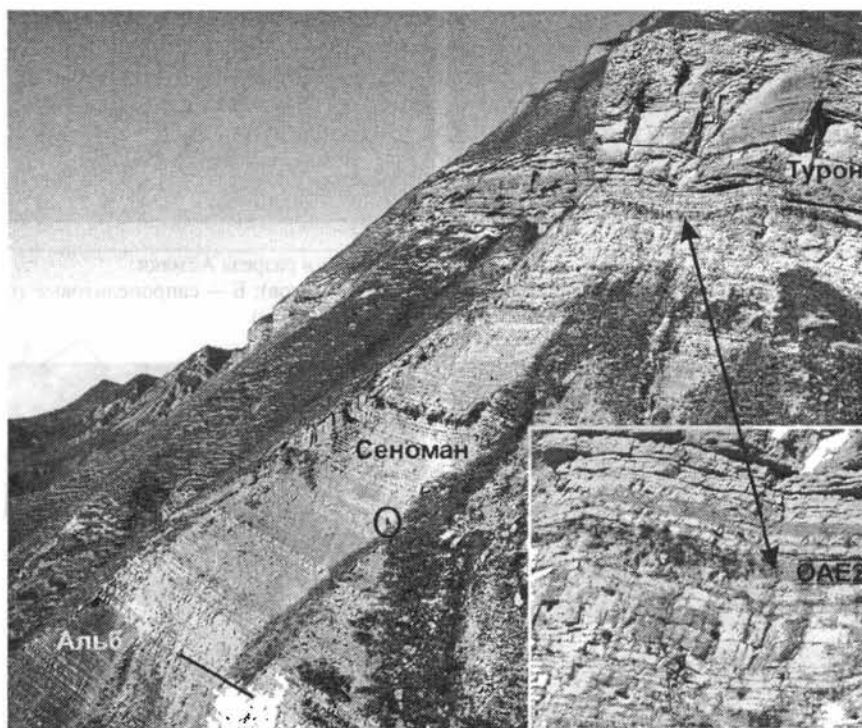


Рис. 1. Положение сапропелитового горизонта (ОАЕ2) в толще сеноман-туронских отложений разреза Аймаки. В овале — фигура геолога

Верхняя известняковая пачка мощностью около 15 м (рис. 2, А) сложена пластами известняков, толщина которых вверх по разрезу возрастает и они приобретают массивный облик. Известняки плотные, белые или светло-серые, иногда с палевым оттенком. В этой пачке встречается несколько (не менее 7–8) прослоев бентонитов, мощностью от долей до нескольких сантиметров. Сложены бентониты темно-серой глинистой массой смектитового состава. К этим прослоям часто бывают приурочены стяжения сульфидов. В нескольких пластах известняков этой пачки залегают слои черных кремневых конкреций.

По резкой границе на известняки налегают песчаные зеленовато-серые неслоистые комковатые известняки (0,9 м), относительно рыхлые; в терригенной примеси встречаются зерна глауконита. Примерно

посередине этого горизонта залегает пласт светлых известняков (0,17 м), в целом схожий с известняками нижележащей пачки. Совокупность признаков свидетельствует о том, что эти песчаные известняки накапливались в относительно мелководных обстановках, отвечающих регрессивному эпизоду. Их карбонатная составляющая местами представляет собой, очевидно, продукты перемыва подстилающих отложений. Похожий пласт залегает в разрезах этого интервала в Крыму — Аксудере и Сельбухра.

На этот пласт, также по резкой границе, налегает горизонт темных, иногда почти черных, глинисто-карбонатных пород, обогащенных ОВ (рис. 2, Б; 3). Поскольку, как будет показано ниже, в составе ОВ преобладает сапропелевый материал, будем называть его сапропелитовым горизонтом (СГ). Строение этого горизонта следующее (рис. 4).

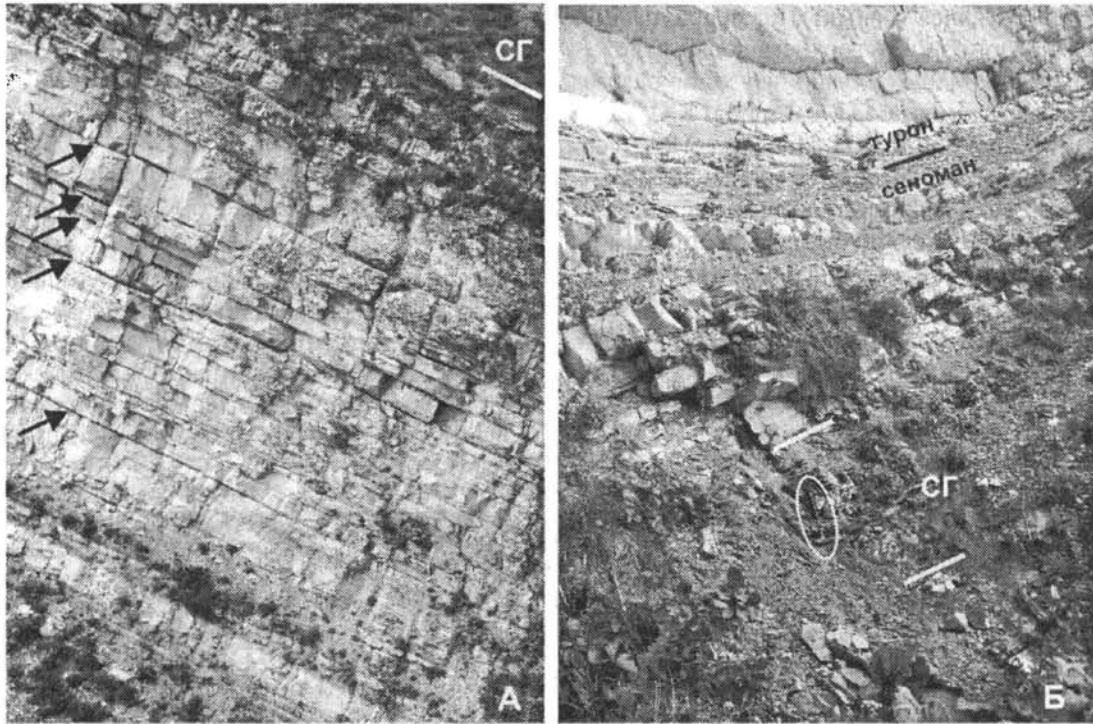


Рис. 2. Строение верхнесеноманской толщи разреза Аймаки:

А — пачка известняков, подстилающая СГ (стрелками показаны прослои бентонитов); Б — сапропелитовый горизонт и перекрывающие его отложения (длина молотка 35 см)

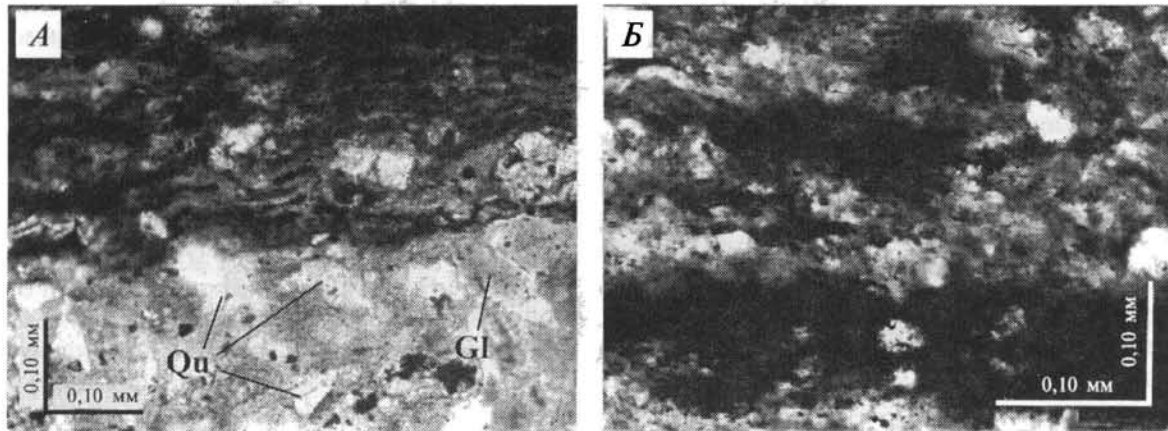


Рис. 3. Микрофотографии шлифов:

А — переходный интервал между СГ и подстилающими породами (Qu — зерна кварца, Gl — глауконит, обр. 321), Б — послойное распределение ОВ внутри СГ (обр. 324)

1. Слой (1,5–2 см) черных известняков, в основании которого залегают линзочки сульфидных конкреций (обр. 322).

2. Слой мергеля (6 см) в основании серый, выше переходит в почти черный (обр. 323).

3. Слой (5 см) плотного темно-серого мергеля с тонкими светлыми прослойками, со следами биотурбации; отмечена чешуя рыб (обр. 324).

4. Слой (15 см) темно-серых мергелей со слабовыраженной полосчатостью (обр. 325).

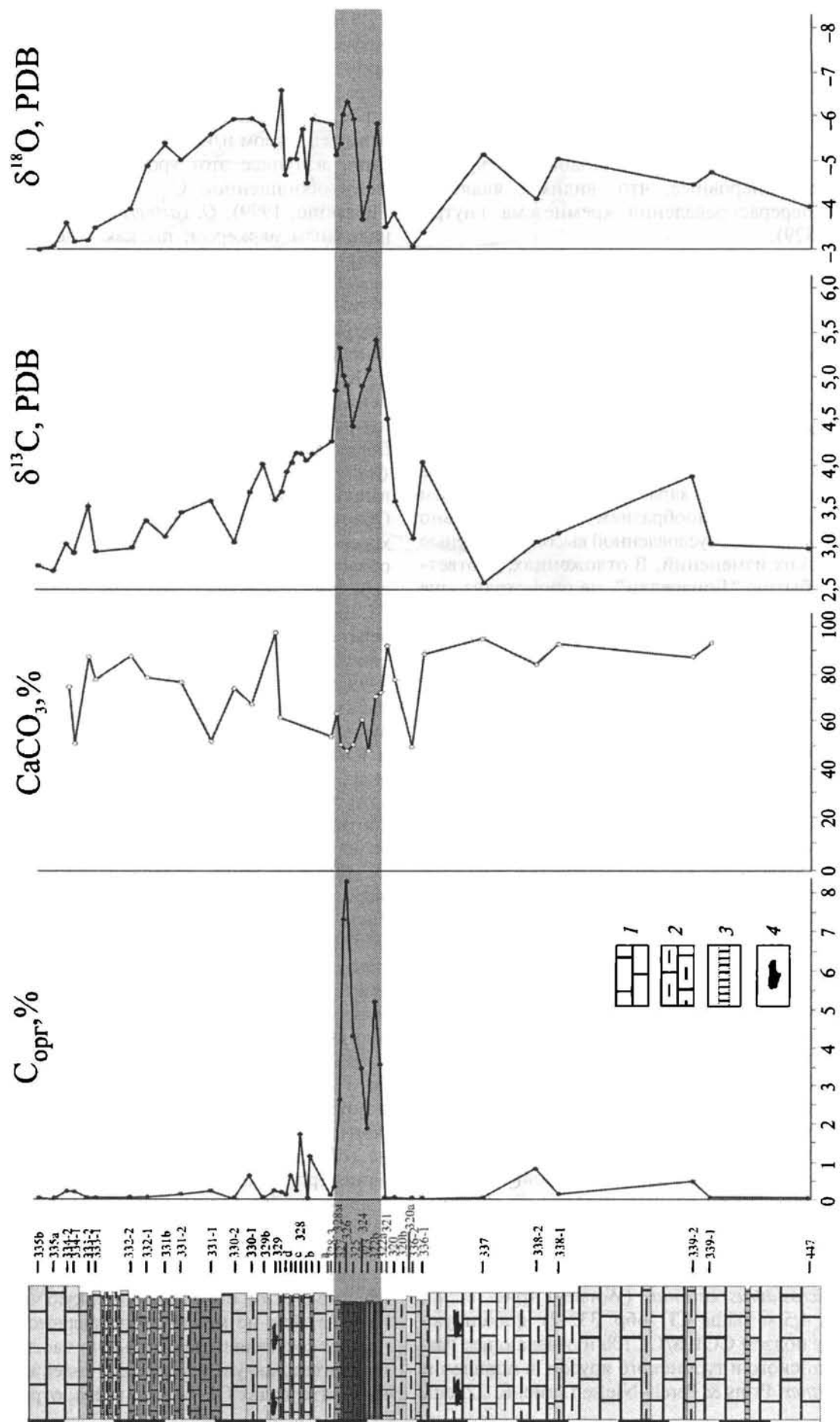
5. Слой (30 см) темно-серых мергелей, в которых чередуются прослои почти черных относительно массивных пород и прослои темно-серых плитчатых пород; встречаются остатки рыбной чешуи (обр. 326).

6. Слой (20 см) серых тонкоплитчатых оскольчатых мергелей, в нижней части обогащенных ОВ. Породы неоднородны, представляют собой чередование темных (обр. 327-1) и более светлых массивных прослоев (обр. 327-2); в основании слоя, т.е. на границе с подстилающими отложениями, цепочка сульфидных стяжений.

Общая мощность углеродистого горизонта в этом разрезе около 75–80 см.

Над СГ на интервале в 65 см наблюдается чередование пластов плотного известняка мощностью 10–12 см и прослоев более мягких мергелей (первые сантиметры). В нижнем из них встречаются мелкие

Рис. 4. Разрез интервала отложений, включающих сапропелитовый горизонт и содержание в них C_{org} , $CaCO_3$ и вариации изотопного состава углерода и кислорода (‰): 1 — известняк; 2 — мергель; 3 — бентонит; 4 — кремнёвые конкреции



черные кремневые стяжения. В породах этого интервала прослеживаются следы биотурбации — крупные в известняках и гораздо более мелкие и многочисленные в прослоях мергелей (обр. 328 а, b, с, d). Перекрывается этот интервал пластом известняка (17 см) с крупными неправильной формы линзами кремневых стяжений черного цвета. Подошва и кровля пласта местами неровные, что, видимо, является следствием перераспределения кремнезема внутри пласта (обр. 329).

Выше залегает пачка переслаивания пластов известняков различной мощности и глинисто-мергелистых пород (~ 5 м), которая в свою очередь перекрывается толщей массивных известняков, образующей заметно выраженный в рельефе уступ (рис. 1).

Стратиграфия и характеристика нанопланктона в верхнесеноманских отложениях

Нанопланктон верхнесеноманских отложений в разрезе Аймаки в целом характеризуется невысоким обилием и видовым разнообразием, а также довольно плохой сохранностью, обусловленной высокой степенью диагенетических изменений. В отложениях, соответствующих событию “Бонарелли”, не происходит еще большего сокращения численности и разнообразия известкового нанопланктона, как это установлено в других частях Северо-Восточного Перитетиса (например, в Крыму). Напротив, нанопланктонные ассоциации этого интервала становятся более многочисленными и разнообразными по сравнению с вмещающими породами. Возможно, это связано с тем, что подстилающие и перекрывающие СГ карбонатные отложения в большей степени подверглись диагенетической перекристаллизации, чем более глинистые осадки самого углеродистого пласта. На первый взгляд такое объяснение кажется маловероятным, так как в обогащенных ОВ осадках процессы диагенеза обычно характеризуются высокой интенсивностью, однако имеются свидетельства того, что в высокоуглеродистых осадках растворенное ОВ может образовывать вокруг карбонатных выделений, в том числе и раковинок организмов, мономолекулярные пленки, которые оказывали ингибирующее влияние на процессы растворения и осаждения карбонатов (Müller, Suess, 1977; Suess, 1970; 1973). Скорее всего, основным фактором, стимулировавшим увеличение численности и разнообразия нанопланктона внутри СГ, было повышение уровня моря и образование более мористых обстановок, значительно более благоприятных для нанофлоры, чем мелководные условия, в которых формировались подстилающие СГ отложения.

Наиболее значимыми стратиграфическими событиями изученного интервала (рис. 5) являются исчезновение *Microstaurus chiastius* (Worsley) (рис. 6, 17) примерно в 4,5 м выше СГ (обр. 332-2), фиксирующее границу подзон СС10а/СС10б и отвечающее границе сеноманского и туронского ярусов, и появление *Quadrum gartneri* Prins & Perch-Nielsen (рис. 6, 22) еще

в 1,5 м выше (обр. 334-1), позволяющее выделить нижнетуронскую зону СС11. Исчезновение *M. chiastius* происходит довольно изохронно в разных точках мира — немного выше события ОАЕ2, выраженного в формировании отложений, обогащенных органическим веществом и/или изотопно-углеродным шифтом. Лишь в Тунисе этот уровень опускается в нижнюю часть обогащенной $S_{\text{опр}}$ свиты Бахлул (Nederbragt, Fiorentino, 1999). *Q. gartneri* служит несколько менее надежным маркером, так как в некоторых областях, например в Северной Европе (Burnett, 1998), он обнаруживается значительно позже своего эволюционного появления (на уровне зоны СС12). В Дагестане находки этого вида близки к истинному первому появлению.

Кроме того, можно отметить несколько второстепенных событий появлений и исчезновений таксонов нанопланктона. В верхней части карбонатной пачки, подстилающей СГ (подзона СС10а), появляется *Quadrum intermedium* Varol (рис. 6, 20, 21) и немного выше исчезает *Corolithion kennedyi* Crix (рис. 6, 7). Оба эти события демонстрируют значительный диахронизм в разных районах тетической и бореальной областей. Первое из этих событий зафиксировано в середине сеномана (примерно в средней части зоны СС10а) в океанических областях (Bralower, 1997), в верхней части этой зоны, но несколько ранее события ОАЕ2 — в Испании и Тунисе (Lamolda, Mao, 1999; Nederbragt, Fiorentino, 1999), а также по нашим наблюдениям в Крыму, и в верхней части СС10б (т.е. выше события “Бонарелли”) — в Северной Италии и Юго-Восточной Англии (Luchiani et al., 1999; Paul et al., 1999). В Тунисе и Испании *C. kennedyi* появляется перед ОАЕ2, в Англии — в основании отложений, соответствующих этому событию; в Крыму — в кровле черносланцевого прослоя, в Италии — выше него.

Для выявления палеоэкологических изменений, связанных с ОАЕ2, была проведена статистическая оценка содержания разных экологических групп нанопланктона. Подсчет процентного соотношения таксонов производился из общего количества 300 экзemplяров в произвольно выбранных полях зрения микроскопа Olympus BX41; в случае сильно обедненных комплексов подсчитывалось 200 экзemplяров.

В целом в нанопланктонных ассоциациях изученного интервала (как внутри СГ, так и во вмещающих отложениях) значительно преобладает высокотолерантный таксон *Watznaueria barnesae* (Black) (рис. 5), не только способный выносить значительные колебания трофического уровня и солености бассейна, но и являющийся видом, наиболее резистентным к диагенетическим преобразованиям (как к растворению, так и к вторичному обрастанию кальцитом). В связи с этим всегда довольно трудно определить, какой именно фактор определил высокую численность этого вида. Тем не менее представляется, что он изначально составлял значительную часть ассоциации, и относительное увеличение его содержания на отдельных интервалах СГ, скорее всего, отражает не только

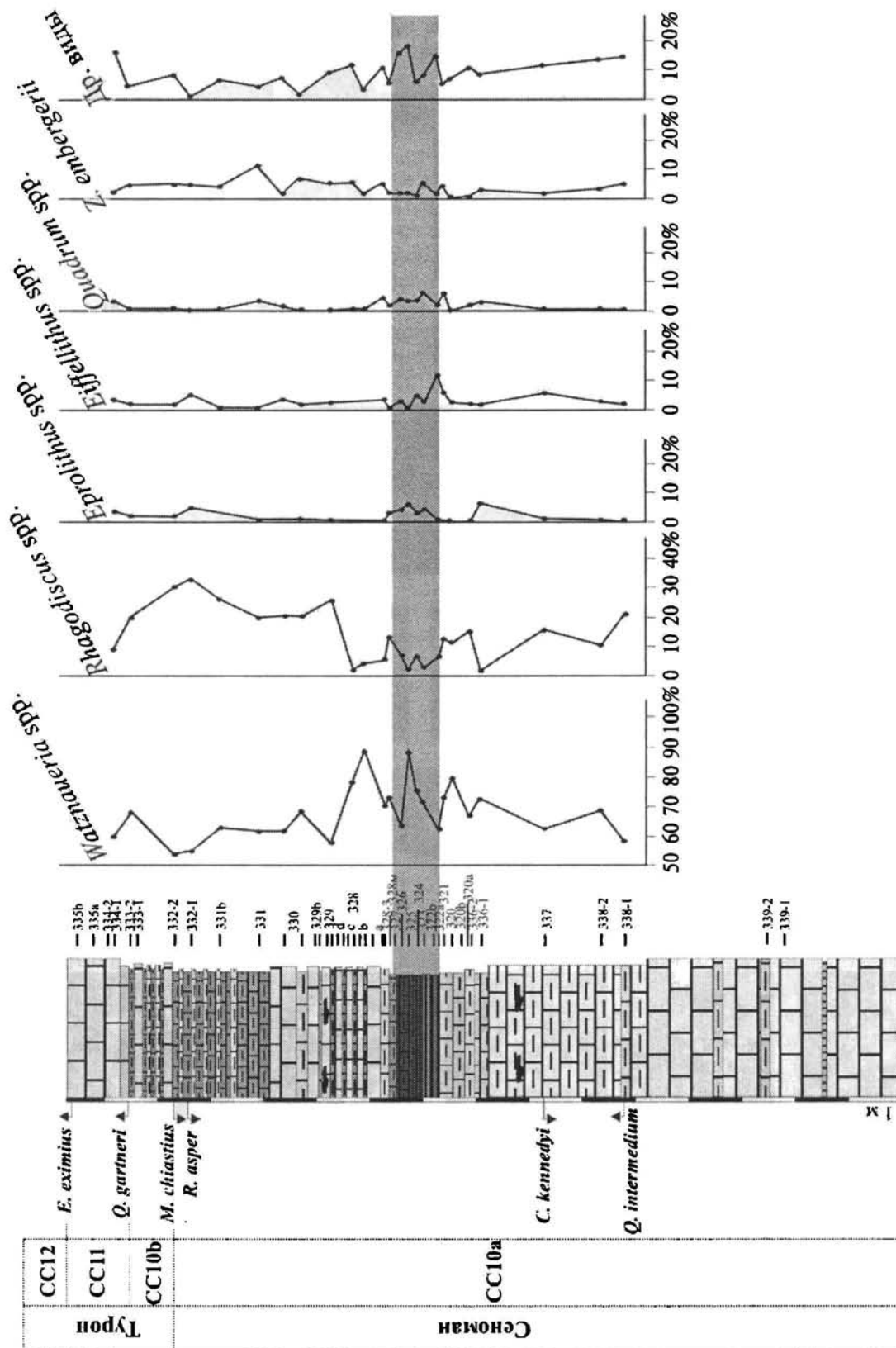


Рис. 5. Зональное расчленение по нанопланктону пограничного сеноман-туронского интервала разреза Аймаки, уровни появления основных и второстепенных маркеров и содержание наиболее многочисленных таксонов нанопланктона, среди которых *Waiglaeigia* spp. являются космополитными эвритопными видами, *Rhagodiscus* spp. — тепловодные формы, *Eprolithus* spp. — холодноводные формы, *Euffelithus* spp. — виды, предпочитаящие повышенный уровень питательных веществ, *Quadrum* spp. — олиготрофные виды и предположительно более олиготрофные виды

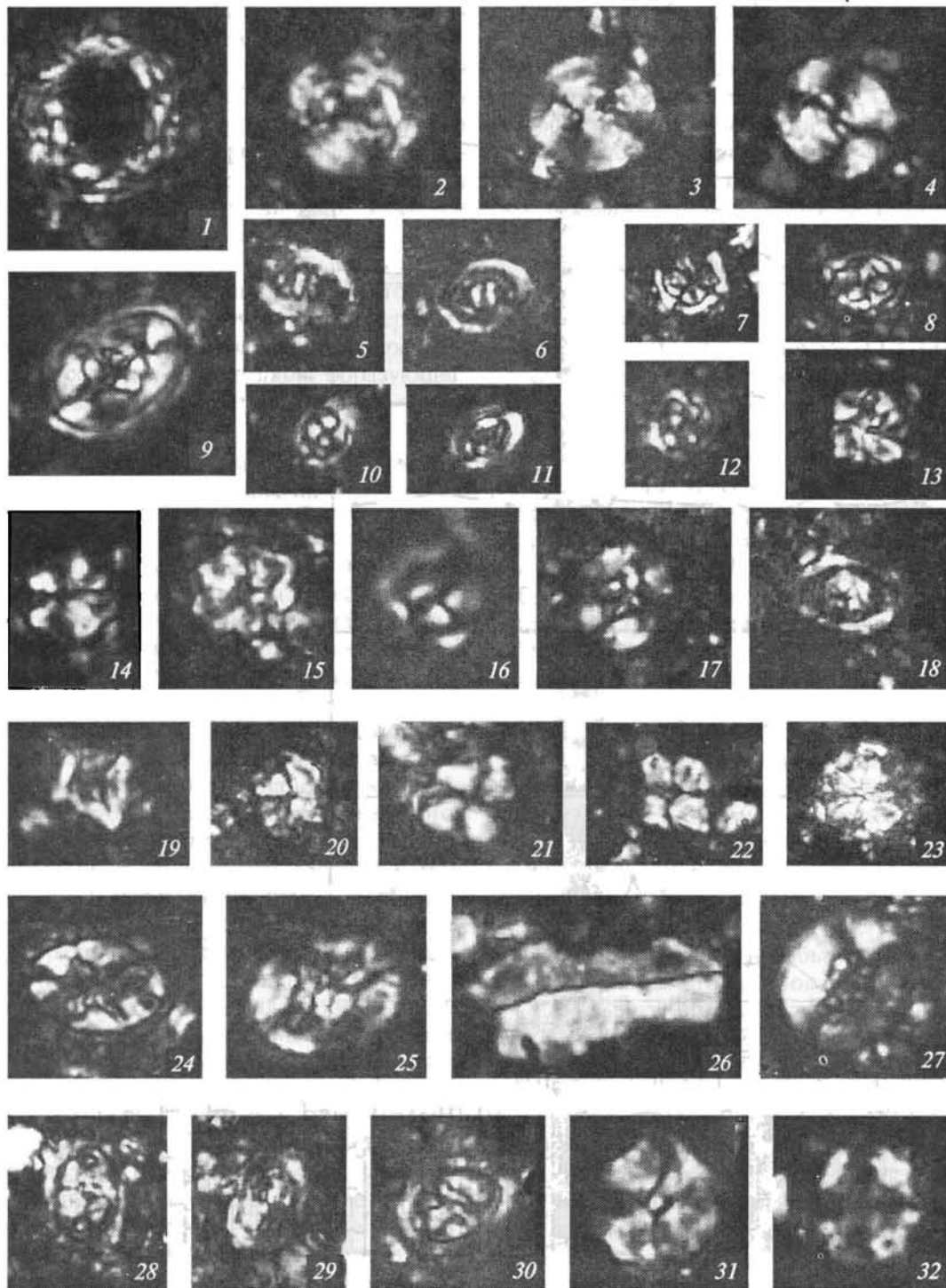


Рис. 6. Микрофотографии известкового нанопланктона (примерно $\times 4000$), сделанные в поляризованном свете с помощью светового микроскопа Olympus BX41 и видеонасадки Infinity X:

1 — целая коккосфера, заполненная пиритом, обр. 325; 2 — *Watznaueria manivitae* Bukry, дистальный диск, обр. 329; 3 — *W. manivitae*, проксимальный диск, обр. 338-2; 4 — *W. barnesae* (Black, 1959) Perch-Nielsen, обр. 329; 5 — *Zeughrabdotos diplogrammus* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Burnett in Gale et al., 1996, обр. 329b; 6 — *Z. bicrescendicus* (Stover, 1966) Burnett in Gale et al., 1996, обр. 337; 7 — *Corolithion kennedyi* Crux, 1981, обр. 337; 8 — *Helicolithus trabeculatus* (Gorka, 1957) Verbeek, 1977, обр. 329; 9 — *Z. embergerii* (Noël, 1958) Perch-Nielsen, 1984, обр. 329; 10 — *Rhagodiscus achlyostaurion* (Hill, 1976) Doeven, 1983, дистальный диск, обр. 329; 11 — *R. achlyostaurion*, проксимальный диск, обр. 336-1; 12 — *Stoverius achilosus* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1986, обр. 329; 13 — *Assipetra terebrodenariensis* (Applegate et al. in Covington and Wise, 1987) Rutledge and Bergen in Bergen, 1994, обр. 328c; 14 — *Eprolithus floralis* (Stradner, 1962) Stover, 1966, обр. 329; 15 — *E. octopetalus* Varol, 1992, обр. 329b; 16 — *Biscutum constans* (Gorka, 1957), Black, 1959, обр. 338-2; 17 — *Microstaurus chiastius* (Worsley, 1971) Grün in Grün and Alleman (1975), обр. 329; 18 — *Rhagodiscus asper* (Stradner, 1966) Reinhardt, 1967, обр. 337; 19 — *Quadrum eneabrachium* Varol, 1992, обр. 329b; 20 — *Q. intermedium* Varol, 1992, обр. 336-1; 21 — *Q. intermedium*, обр. 329b; 22 — *Q. gartneri* Prins and Perch-Nielsen in Manivit et al., 1977, обр. 334-2; 23 — *Assipetra* sp., обр. 326; 24 — *Eiffelithus turreseffellii* (Deflandre in Deflandre and Fert, 1954) Reinhardt, 1965, обр. 338b; 25 — *E. eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968, обр. 334; 26 — *Lucianorhabdus maleformis* Reinhardt 1966, обр. 334; 27 — *Retecapsa octofenestrata* (Bralower, 1989) Bown, 1998, обр. 338-2; 28 — *Tranolithus orionatus* (Reinhardt, 1966) Reinhardt, 1966, обр. 338b; 29 — *T. orionatus*, обр. 337; 30 — *T. minimus* (Bukry, 1969) Perch-Nielsen, 1984, обр. 327; 31 — *Radiolithus planus* Stover, 1966, обр. 334; 32 — *R. hollandicus* Varol, 1992, обр. 336-1

эффект растворения карбоната кальция, отмеченный на этом уровне, но в значительной степени и первичный сигнал.

Следует отметить, что плохая сохранность нанопланктона может несколько исказить первичный видовой состав ассоциации. Так, очень незначительное количество мелких эвтрофных форм *Biscutum constans* (Gorka) (рис. 6, 16) и *Zeughrabdotus erectus* (Deflandre), лишь в подстилающих СГ отложениях, достигающих 1–3% и полностью отсутствующих в вышележащих горизонтах, может быть результатом избирательного растворения, хотя снижение их численности в отложениях, соответствующих ОАЕ2, является характерным признаком этого события (Waslworth-Bell et al., 2003). В то же время некоторые другие таксоны, более устойчивые к растворению, показывают довольно заметные колебания численности, однако изменения в составе комплекса нанопланктона внутри СГ вовсе не являются катастрофическими. Первые признаки палеоэкологических пертурбаций можно отметить в основании прослоя серого мергеля, непосредственно подстилающего СГ (обр. 336-1). Здесь происходят быстрые изменения, аналогичные тем, которые характерны и для СГ: увеличение содержания холодноводных родов *Eprolithus* и *Quadrum* при резком сокращении численности тепловодных *Rhagodiscus* spp. и появление крупных *Assipetra* cf. *terebrodentarius* — боральной формы, полностью отсутствующей в нижележащих меловых отложениях. Эти флуктуации совпадают с максимальными значениями $\delta^{18}\text{O}$ и первым значительным изотопно-углеродным сдвигом и, по-видимому, характеризуют эпизод кратковременного похолодания. Несколько выше (обр. 336-2) палеоэкологическая ситуация восстанавливается, а в СГ вновь резко падает численность *Rhagodiscus* spp. и повышается обилие *Eprolithus* и *Quadrum*, все формы становятся чрезвычайно мелкими. В целом тренд в распределении тепловодных рагодискусов за пределами СГ отчетливо коррелируется с кривой $\delta^{18}\text{O}$, что, по-видимому, свидетельствует о палеотемпературном факторе, регулирующем изотопный состав кислорода. Внутри СГ, где присутствуют резкие негативные шифты $\delta^{18}\text{O}$, отмечено увеличение содержания холодноводных *Eprolithus* spp. Возросшая численность этого таксона в интервале, отвечающем ОАЕ2, отмечена во многих районах мира (Waslworth-Bell et al., 2003) и часто сопровождается положительным изотопно-кислородным сдвигом, что интерпретируется как эпизод кратковременного похолодания в ходе ОАЕ2. Однако в изученном разрезе внутри СГ установлен, наоборот, довольно резкий негативный шифт $\delta^{18}\text{O}$ (около 2,5‰), что должно отвечать значительному потеплению или/и распреснению бассейна. Тем не менее состав нанопланктонных комплексов не позволяет предположить ни того ни другого, поскольку помимо распространения холодноводных форм ассоциация характеризуется пусть невысокой общей численностью, но весьма высоким разнообразием (>25 видов), что маловероятно даже при незначительном понижении солёности.

Характеристика органического вещества

Органическое вещество (ОВ) присутствует в различной форме. В прозрачных шлифах образцов из углеродистых отложений видно, что преобладает бесструктурное ОВ, соответствующее коллоальгину (по классификации (Гинзбург, 1991)). ОВ обычно образует тонкие слойки, уплощенные линзочки длиной от сотых долей до нескольких миллиметров, располагающиеся параллельно напластованию (рис. 3). Для бесструктурного ОВ характерна бурая окраска различных оттенков. Рост концентраций $\text{C}_{\text{орг}}$ коррелирует с увеличением размера коллоальгинитовых сгустков.

Для наиболее высокоуглеродистых разновидностей отложений характерны крупный размер коллоальгинитовых выделений и их многочисленность. В углеродистых отложениях присутствует также примесь мелкого детрита наземного ОВ в виде черных или темно-бурых обрывков растительных тканей. В подстилающих и перекрывающих углеродистый горизонт отложениях ОВ находится, как правило, в тонкодисперсном состоянии; количество ОВ обычно измеряется десятками долями процента или отсутствует вовсе. Несмотря на незначительное количество примеси тонкого растительного детрита в известняках, то обстоятельство, что ОВ морских организмов в них почти не сохранилось (очевидно, в результате диагенетической деструкции), делает ОВ наземного типа доминирующим, а это в значительной мере и определяет его пиролитические показатели.

В табл. 1 приведены данные пиролитических исследований ОВ. Они показывают, что ОВ, накопившееся во время события “Бонарелли”, отличается от ОВ предшествовавшего и последующего этапов осадконакопления. В отложениях, образовавшихся до и после углеродистого горизонта, величина водородного индекса в подавляющем большинстве образцов менее 200 мг УВ/г ТОС и только в двух наиболее обогащенных ОВ слоях он больше (248 и 346). Таким образом, кероген во вмещающей толще относится к II и III типам. В самих углеродистых породах значения водородного индекса колеблются преимущественно в интервале 500–700, соответствуя керогену I и II типов; только в одном образце (324-св) с низким содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ величина HI опускается до 131 (кероген III типа). Такие значения HI могут свидетельствовать о том, что во время накопления углеродистых осадков в них существенно увеличилась доля бассейнового ОВ по сравнению с поступавшим с суши, тогда как в смежных отложениях доля наземного ОВ была основной (Лопатин, Емец, 1987). Изучение мацерата ОВ показало, что он целиком представлен своей аморфной формой, по-видимому, образовавшейся из водорослевой массы; органикостенный фитопланктон в СГ не сохранился (Г.Н. Александрова, устное сообщение). Учитывая состав ОВ в углеродистом пласте, его следует рассматривать как сапропелевое. Возрастание доли бассейнового ОВ, очевидно, было связано с увеличением продуктивности фитомассы и бактериопланктона, обусловленным дополнительным

поступлением в бассейн биофильных элементов в углеводистые осадки (Гаврилов, 1994; Гаврилов, Копаевич, 1996; Гаврилов, Щербинина, 2004).

Таблица 1

Результаты пиролиза органического вещества

Пачки	№ обр.	T_{\max} , °C	S_1 , мг УВ/г породы	S_2 , мг УВ/г породы	ТОС, в % от породы	НІ, мг УВ/г ТОС
III	331 b	435	0	0,13	0,014	92
	331	431	0,05	0,57	0,4	142
	330	429	0,18	8,8	2,54	346
	329 b	426	0,01	0,15	0,23	65
	328 e	434	0,03	1,31	0,74	177
	328 d	430	0,01	0,48	0,7	68
	328 c	431	0,03	2,98	1,68	177
	328 b	430	0,02	1,7	1,12	151
	328 a	430	0,1	0,89	0,48	185
II	327	415	0,32	53,9	7,76	694
	326	415	0,53	68,93	12,16	517
	325	422	1,26	35,43	7,08	500
	324-2	426	0,11	0,84	0,64	131
	324-1	412	0,57	40,41	7,66	527
	323	429	0,07	10,16	2,66	381
	322	415	0,23	41,36	7,63	542
	321	420	0,26	12,06	2,6	463
I	445	429	0,04	5,98	2,41	248
	443	429	0,03	0,39	0,3	130

Примечание. Пачки: II – углеводистые отложения, I и III – подстилающие и перекрывающие отложения. T_{\max} – температуры максимального извлечения углеводородных соединений в процессе нагревания образцов в инертной атмосфере, S_1 – содержание в породе битумоида, S_2 – нефтяной потенциал керогена, сохранившийся к моменту анализа образца, ТОС – общее содержание органического углерода в породе, НІ – водородный индекс.

Изотопы углерода и кислорода в верхнесеноманских отложениях разреза Аймаки

Во многих районах мира в отложениях события “Бонарелли” наблюдается положительная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ по сравнению с вмещающими отложениями (Schlanger, Arthur, 1987; Tsikos et al., 2004). В изученном разрезе Аймаки нами также проведено изучение поведения изотопов углерода и кислорода в породах (валовые пробы) этого горизонта. Определения проводились в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН (масспектрометр DELTA V Advantage). Как видно из рис. 4, картина изменения значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ довольно закономерна. В подстилающих СГ отложениях величина $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от 2,7 до 4,2‰, при этом намечается тенденция к увеличению значений в непосредственно подстилающем СГ слое (4,2‰). Переход к СГ сопровождается ростом $\delta^{13}\text{C}$ более чем на 2‰. Но внутри пласта эти значения меняются: максимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ наблюдаются в нижней (5,1–5,2‰) и верхней (5–5,6‰) частях горизонта, в то время как в средней

части преобладают значения в интервале 4,4–4,8‰. Над СГ значения $\delta^{13}\text{C}$ постепенно снижаются и достигают минимальных величин в низах турона.

Отметим, что в разрезе Аксудере Крыма установлена похожая картина (Fisher, et al., 2005). Здесь наблюдается увеличение $\delta^{13}\text{C}$ от 2,7‰ в подстилающих отложениях до пика в 3,9‰ в нижней части СГ. В средней его части преобладают значения около 3,3‰, а вверху происходит увеличение до 4,3‰. Затем значения постепенно уменьшаются и в нижнем туроне падают до 2,9‰.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в разрезе Аймаки также закономерно меняются. В подстилающих СГ отложениях можно выделить два интервала: верхняя часть пачки известняков характеризуется величинами $\delta^{18}\text{O}$ от –4 до –5‰, а в слое, непосредственно подстилающем СГ, от –2,6 до –3,8‰, т.е. наблюдается некоторое утяжеление значений $\delta^{18}\text{O}$. В самом основании СГ происходит резкое падение величины $\delta^{18}\text{O}$, аналогичный пик приурочен и к верхней части СГ, в то время как в середине пласта прослеживается рост $\delta^{18}\text{O}$ почти на 2‰. Выше СГ, как видно из рис. 4, низкие значения

(при некоторых вариациях) присущи отложениям самых верхов сеномана и только непосредственно у самой границы с туроном и в его нижних частях $\delta^{18}\text{O}$ существенно возрастает.

Таким образом, нижняя граница обеих изотопных аномалий более резкая, чем верхняя.

Внутри СГ наблюдаются вариации в $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, однако явной устойчивой корреляции между колебаниями содержания изотопов углерода, кислорода, $\text{C}_{\text{орг}}$ или CaCO_3 не обнаруживается.

На настоящем этапе исследований мы ограничиваемся констатацией существования изотопных аномалий в разрезе Аймаки; для их надежной генетической интерпретации необходимы данные по другим разрезам региона, изучение которых в настоящее время проводится.

Химические элементы в разрезе Аймаки

В СГ и вмещающих отложениях верхнего сеномана было изучено распределение ряда химических элементов. Аналитические работы были выполнены в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН. Определения $\text{C}_{\text{орг}}$ и CO_2 выполнялись химически на аппарате Кноппа-Фрезениуса, остальных элементов на рентгенфлуоресцентном спектрометре S4 Pioneer.

В табл. 2 приведены данные химических анализов. Для выявления динамики изменения концентраций химических элементов в изученных отложениях нами подсчитаны среднее содержание элементов как для пород СГ, так и для подстилающих и перекрывающих отложений.

Как видим, содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в породах существенно варьирует: если во вмещающих отложениях в большинстве образцов органического углерода менее 0,1%, и лишь в отдельных пробах его 0,25–0,5% (но не более 1%), то в темно-серых породах СГ в некоторых пробах возрастает до 8% и более. Причем внутри углеродистого пласта содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ заметно меняется — от 0,68 до 8,30%. Наблюдается тенденция к увеличению количества $\text{C}_{\text{орг}}$ от нижней части пласта к верхней¹.

Играющий основную порообразующую роль CaCO_3 в разрезе распределяется вполне закономерно. Если в подстилающей СГ пачке известняков карбонатность составляет около 80%, то в нижней части СГ опускается до ~65%, а в верхней до ~50%. Переход к перекрывающим отложениям сопровождается ростом содержания CaCO_3 до 63 и далее до 77%. Можно видеть, что возврат карбонатности к уровню, предшествовавшему образованию СГ, происходил более плавно по сравнению с поведением $\text{C}_{\text{орг}}$. Таким образом, $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaCO_3 ведут себя в этой части разреза полярно: рост содержания ОВ сопровождается уменьшением карбонатности пород.

Из всех проанализированных элементов только Mn ведет себя сходно с CaCO_3 — в СГ наблюдается уменьшение его концентраций.

Подавляющее большинство других элементов показывает увеличение концентраций в углеродистых отложениях, однако степень роста концентраций разных элементов была существенно различной.

Одним из элементов, содержание которого резко возрастает в отложениях, связанных с событием “Бонарелли”, является Ва, отчетливо реагирующий на изменение режима седиментации и накопление ОВ. Если в подстилающих СГ отложениях его среднее содержание составляет около 400 мкг/г, то в нижней части СГ оно возрастает до 3700, а в его верхней части — почти до 6000 мкг/г, т.е. более чем на порядок. Интересно отметить, что если в отложениях, перекрывающих СГ, содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ резко падает (на порядок), то количество Ва уменьшается в них лишь немногим более чем в 2 раза (~2500 мкг/г), и только в вышележащей пачке падает до уровня, предшествовавшего накоплению осадков СГ (~350 мкг/г).

Поведению Ва в осадочном процессе в работах последних десятилетий уделяется особое внимание после того, как Е. Голдберг и Г. Аррениус (Goldberg, Arrhenius, 1958) на основе изучения экваториальных пелагических осадков Тихого океана высказали предположение о возможности использования Ва для оценки биопродуктивности. Это предположение в дальнейшем нашло подтверждение в работах многих исследователей, изучавших современные осадки. Так, в частности, Дж. Даймонд с соавторами (Dymond et al., 1992) выявил линейную зависимость между Ва и $\text{C}_{\text{орг}}$. Вместе с тем иногда отмечается отсутствие корреляции Ва и $\text{C}_{\text{орг}}$ (Kasten et al., 2001), что связывается с окислением ОВ в осадках, сопровождавшимся уменьшением содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ при сохраняющихся достаточно высоких концентрациях бария. Вполне возможно, что в разрезе Аймаки в отложениях, перекрывающих СГ, первоначальное содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ было выше, но в последующем уменьшилось вследствие его окисления; в самом же СГ, более глинистом и менее пористом, поступление в осадки кислорода было затруднено и это не привело к заметному уменьшению $\text{C}_{\text{орг}}$.

Отчетливо положительную корреляцию с поведением $\text{C}_{\text{орг}}$ и достаточно высокую степень концентрации в углеродистых породах показывают такие элементы, как V, Ni, Cu, Zn, Mo, Se, S. Та же тенденция, но выраженная гораздо слабее, характерна для Fe, P, Co, Cr, Rb, Sr. В наименьшей степени реагировали на изменения режима седиментации Ti, Pb, As, Ga и Ge.

Наблюдаемая в разрезе Аймаки закономерная тенденция к возрастанию концентраций многих элементов в углеродистых отложениях аналогична их поведению в схожих горизонтах другого возраста (Юдович, Кетрис, 1988, 1994). Вместе с тем обращает на себя внимание то, что степень концентрации эле-

¹ Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в табл. 2 и ТОС (Total organic carbon) в табл. 1 несколько различается по абсолютным значениям (цифры содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ ниже), хотя и показывает одинаковые тренды изменения содержания ОВ в разрезе. Эти расхождения имеют систематический характер и обусловлены различиями в аналитических методах (Гинзбург, 1991; Методы изучения осадочных..., 1957).

ментов в этом разрезе не столь уж велика. Например, в пограничном палеоцен/эоценовом углеродистом пласте при схожем обогащении пород ОВ концентрации элементов (V, Mo, Cr и др.) по сравнению с вмещающими отложениями возрастают на порядок и более (Гаврилов, Щербинина, 2004). В этом отношении прежде всего существенно поведение Mo и Se. Эти элементы (как и некоторые другие) чутко реагируют на появление в водоемах аноксических обстановок. В условиях сероводородного заражения наддонных вод они образуют нерастворимые сульфидные соединения и опускаются на дно наряду с другим осадочным материалом, что приводит к существенному увеличению их содержания в осадках. Однако несмотря на то что относительная концентрация этих элементов в СГ вполне отчетливая, абсолютные величины их содержания сравнительно невелики (до 8–10 мкг/г), что не позволяет уверенно связывать рост их концентраций с появлением аноксидных обстановок в наддонных водах этой части бассейна в достаточно ощутимых

масштабах. Для сравнения отметим, что, по имеющимся у нас данным, на Западном Кавказе (разрез Лазаревское) в отложениях события “Бонарелли” концентрации Mo достигают величин в 90–100 мкг/г (т.е. на порядок превышают концентрации элемента в разрезе Аймаки) и соответственно имеются основания предполагать развитие здесь аноксии в морских водах.

Довольно многочисленные сульфидные (пиритовые) стяжения в СГ свидетельствуют о существовании в осадках СГ восстановительных обстановок. По всей видимости, с активным сульфидообразованием в осадках связан заметный рост в них количества серы. Вместе с тем нельзя исключать возможности вхождения части серы в состав сераорганических соединений. В частности, в образцах 326-1 и -2 при заметном росте содержания серы одновременного роста содержания железа не наблюдается, т.е. сера здесь не входит в состав пирита.

Петрографические данные свидетельствуют об отсутствии в терригенной примеси обломочных фос-

Содержание химических элементов в отложениях переходной зоны

Пачки	№ обр.	C _{орг}	CaCO ₃	Fe	Mn	Ti	P	S	V	Cr	Co
III	334-2	0,26	76,84	0,59	0,033	0,067	0,05	<0,1	23	22	2,2
	334-1	0,24	51,64	1,28	0,024	0,15	0,07	<0,1	52	19	7,5
	333-2	<0,1	88,08	0,40	0,035	0,043	0,03	<0,1	8,6	10	<1
	333-1	<0,1	78,20	0,74	0,035	0,093	0,08	<0,1	33	26	3,3
	332-3	<0,1	88,30	0,39	0,038	0,042	0,04	<0,1	10	16	<1
	332-1	<0,1	79,00	0,60	0,016	0,066	0,04	<0,1	35	39	6,4
	331-2	0,14	77,41	0,67	0,021	0,076	0,05	<0,1	35	23	1,3
	331-1	0,27	50,96	1,35	0,011	0,15	0,04	0,12	76	46	6,6
	330-1	0,74	67,42	0,92	0,011	0,082	0,04	0,25	64	59	5,6
	329-1	0,19	82,97	0,65	0,019	0,051	0,02	0,10	33	16	2,8
	329-1	0,23	61,06	0,29	0,010	0,014	0,01	0,14	24	13	4,4
	328-3	0,14	62,65	0,64	0,011	0,078	0,06	0,15	56	19	2,5
	328	0,37	51,98	1,05	0,010	0,14	0,09	0,24	81	35	3,8
	Среднее	0,29	70,50	0,74	0,021	0,081	0,048	0,17	41	26	4,2
II	327-2	2,69	53,69	1,57	0,0085	0,13	0,08	0,45	240	75	7,0
	327-1	7,30	46,88	2,91	0,0077	0,12	0,28	0,89	410	51	14
	326-2	8,30	58,34	1,61	0,0077	0,067	0,39	1,46	150	46	11
	326-1	6,00	45,17	1,36	0,0071	0,12	0,12	4,47	210	67	8,4
	325	4,20	50,05	1,27	0,0093	0,11	0,11	0,74	110	67	12
	324-2	0,68	59,25	1,06	0,011	0,099	0,18	0,29	130	33	6,5
	324-1	3,40	62,31	1,83	0,010	0,079	0,23	1,30	130	40	12
	323	1,92	48,01	1,66	0,010	0,15	0,12	0,50	130	37	11
	322	5,20	70,82	1,73	0,012	0,048	0,13	2,88	74	29	19
	321б	3,55	81,38	1,47	0,017	0,025	0,1	0,46	38	13	16
	Среднее	4,32	57,59	1,65	0,010	0,095	0,174	1,34	162	46	11,7
I	321а	<0,1	71,73	0,71	0,020	0,068	0,05	0,12	51	21	4,2
	320	<0,1	78,09	0,74	0,039	0,067	0,04	<0,1	27	16	4,7
	336-1	<0,1	88,53	0,32	0,048	0,037	0,02	<0,1	4,0	14	1,1
	336-2	<0,1	49,49	1,88	0,017	0,23	0,32	<0,1	97	68	10
	337м	<0,1	94,66	0,14	0,033	0,023	0,02	<0,1	7,8	11	1,5
	338-1	0,24	91,71	0,16	0,029	0,024	0,02	<0,1	8,3	14	<1
	338-2	0,94	84,44	0,17	0,023	0,026	0,01	<0,1	7,8	15	2,0
	339-1	<0,1	93,07	0,18	0,020	0,026	0,02	<0,1	12	15	1,9
	339-2	0,47	87,74	0,39	0,016	0,043	0,04	0,22	32	24	2,7
	Среднее	0,55	82,16	0,52	0,027	0,060	0,06	0,17	27	22	3,51

Примечание. I–III – см. табл. 1. Содержание C_{орг}, CaCO₃, Fe, Mn, Ti, P, S – в %, остальные элементы в мкг/г.

фатных минералов, поэтому основная масса фосфора в породах связана с биогенным материалом. Во вмещающих СГ отложениях содержание фосфора невелико ~0,05%, но в том или ином количестве его присутствие фиксируется повсеместно, даже в тех образцах, в которых содержание $C_{орг}$ ниже возможностей аналитических методов. Такая картина обусловлена тем, что ОВ в диагенезе окислялось и в виде продуктов окисления было эвакуировано из осадков, в то время как входивший в его состав фосфор в окислительной обстановке был малоподвижен и сохранился в осадках. В пользу того, что на ранней стадии диагенеза в подстилающих и перекрывающих СГ карбонатных осадках ОВ присутствовало в больших количествах, чем в настоящее время, говорит черный цвет диагенетических кремневых конкреций.

В осадках СГ ситуация была иная. При росте содержания $C_{орг}$ в СГ почти на порядок количество фосфора возрастает в гораздо меньшей степени. Это, видимо, связано с тем, что в восстановительных об-

становках часть фосфора, высвобождаясь в диагенезе из ОВ, уходила (диффундировала) из осадков в наддонную воду и включалась в новый биогенный цикл, т.е. имел место рециклинг этого элемента. Схожее с фосфором поведение было и у марганца, который в восстановительных обстановках осадков СГ образовывал растворимые соединения и удалялся в наддонную воду бассейна.

Обсуждение результатов

Разрез имеет общие черты с разновозрастными разрезами Крыма. В обоих случаях сапропелитовый пласт подстилается слоем песчано-алевроитовых известняков (с зернами глауконита), который по отчетливой границе налегает на нижележащие "чистые" известняки. По литологическим признакам можно судить о том, что во время образования отложений этого слоя произошло относительно кратковременное, но существенное падение уровня моря и осадки накапливались в сравнительно мелководных обста-

Таблица 2

сеноман/турон разреза Аймаки

Ni	Cu	Zn	Pb	As	Se	Mo	Ga	Ge	Ba	Rb	Sr
2,6	9,0	26	21	6,8	<0,5	1,5	5,1	<0,5	160	16	730
14	35	68	14	<1	<0,5	<0,5	7,1	<0,5	250	28	760
<1	8,9	18	18	9,3	<0,5	0,7	4,5	<0,5	170	10	610
4,9	18	34	20	9,1	<0,5	1,4	5,9	<0,5	170	24	590
<1	6,9	23	17	13	<0,5	2,1	5,7	<0,5	160	9,1	630
15	50	76	13	7,7	0,5	<0,5	5,4	<0,5	990	16	980
4,9	24	30	23	7,2	<0,5	0,7	5,2	<0,5	560	18	810
27	89	72	11	9,0	0,6	1,2	7,9	<0,5	2700	43	750
28	110	72	13	14	2,1	2,6	6,3	0,6	3200	22	880
12	39	46	23	14	0,5	2,0	5,1	<0,5	1200	7,0	960
8,2	34	31	11	5,0	1,3	<1	3,7	<0,5	1930	3,5	810
6,3	38	35	21	10	0,9	<1	6,6	0,5	2800	19	800
15	56	62	19	3,0	0,7	<1	7,1	<0,5	3190	27	810
12,5	39,8	46	17,2	9,0	0,9	1,5	5,8	0,6	1345	18,7	778
45	100	240	24	10	4,4	2,8	6,5	0,7	4623	25	890
120	70	190	17	17	5,6	12	5,1	0,7	6408	15	1000
83	47	200	22	15	5,4	8,1	4,5	0,6	4987	14	1000
69	130	250	14	11	5,0	1,9	6,5	0,8	6730	28	840
54	170	260	19	10	4,8	1,3	7,3	0,7	7130	29	890
21	52	71	21	10	2,0	2,7	7,4	0,5	3930	26	870
65	71	120	23	13	4,8	5,6	5,5	0,6	6320	20	1000
35	78	140	18	<1	2,3	<1	7,1	<0,5	4530	38	770
68	34	70	25	14	1,9	6,4	4,1	<0,5	2180	11	960
60	15	52	19	17	1,9	4,4	3,9	<0,5	1630	4,6	1100
62	77	159	20,2	13	3,81	5,0	5,8	0,7	4847	21,1	932
9,1	20	39	16	9,1	<0,5	1,2	5,2	<0,5	170	20	730
10	11	22	14	6,9	<0,5	1,0	5,7	<0,5	117	22	610
1,2	5,5	12	19	8,0	<0,5	0,7	4,3	<0,5	72	9,1	690
24	37	78	20	<1	<0,5	<0,5	9,5	<0,5	1200	55	710
1,5	3,9	15	21	13	<0,5	1,1	4,2	<0,5	180	3,4	780
1,2	5,6	14	22	14	<0,5	1,9	4,6	<0,5	220	4,3	780
3,4	7,5	17	22	14	<0,5	1,7	4,4	<0,5	270	3,6	840
2,8	8,2	7,0	23	12	<0,5	1,6	4,3	<0,5	340	3,9	920
16	34	64	23	12	<0,5	1,6	5,1	<0,5	980	9,5	1000
7,7	15	30	20	11,1	<0,5	1,4	5,3	<0,5	394	15	784

новках. Сменившая этап низкого стояния уровня моря трансгрессия обусловила поступление в водоем значительных количеств биофильных элементов, что привело к вспышке биопродуктивности органикостенного фито- и бактериопланктона и накоплению обогащенных ОВ отложений (Гаврилов, 1994; Гаврилов, Копаевич, 1996; Гаврилов, Щербинина, 2004). Причем эти флуктуации уровня моря, обусловившие регрессию и трансгрессию, будучи сравнительно непродолжительными, в свою очередь осложнялись еще более кратковременными колебаниями, очевидно, связанными с “короткими” циклами Миланковича. Эти флуктуации, в частности, привели к образованию пласта известняка с низким содержанием S_{org} внутри СГ.

В конце сеномана — начале турона восточнокавказский бассейн (по крайней мере в пределах Дагестана), видимо, вообще характеризовался относительно небольшими глубинами. Об этом, в частности, свидетельствуют находки устриц в сеноманских отложениях (данные Ф.Г. Шарафутдинова и др.), а также некоторые седиментологические признаки. Флуктуации уровня моря приводили к появлению системы островов, на которых развивались коры выветривания, что способствовало выносу в море кремнезема. Его поступление в водоем обуславливало эпизодический рост продуктивности кремневых организмов, обогащение осадков биогенным кремнеземом и образование кремневых конкреций (рис. 4). В разрезах Крыма также наблюдается обогащение кремнеземом переходных от сеномана к турону слоев.

Авторы многих публикаций, посвященных ОАЕ2, пытаются найти причинно-следственную связь между этим событием и активизацией вулканизма (Kerr, 1998; Kuroda et al., 2007; Sinton, Duncan, 1997). Хотя наши исследования не показывают прямого воздействия вулканизма на образование горизонта углеродистых отложений, следует признать, что в залегающей ниже пачке известняков отмечено несколько прослоев бентонитов, свидетельствующих о проявлении достаточно активного вулканизма в Кавказском регионе.

Событие ОАЕ2 традиционно относится к наиболее ярко выраженным глобальным событиям, во время которых развивались аноксидные обстановки в наддонных водах бассейнов (Arthur et al., 1987; Jenkyns, 1980; Schlanger et al., 1987). Насколько полученные данные согласуются с этими представлениями?

Можно с уверенностью говорить об отчетливо восстановительных условиях в осадках СГ, так как здесь присутствуют довольно многочисленными сульфидные конкреции, прослеживается тонкая слоистость, хотя и не на всех уровнях СГ. В пользу аноксии говорит резкое количественное сокращение или исчезновение в некоторых слоях горизонта бентосной фауны (фораминиферы и др.), следы биотурбации принадлежат в основном *Chondrites*, которые выдерживают эти обстановки. Однако следует учитывать данные геохимии отложений СГ, в частности невысокое содержание Mo, Se и других элементов, активно накапливающихся в осадках бассейнов с мощным сероводородным заражением. Нужно также иметь в виду то, что глубина позднесеноманского моря была сравнительно небольшой, а это должно было ограничивать развитие аноксии. Поэтому, по нашему мнению, аноксидные обстановки в наддонных водах, видимо, существовали, но, во-первых, охватывали сравнительно небольшую часть столба воды, во-вторых, аноксия была нестабильной и ослабевала в периоды усиления гидродинамической активности водоема. Для полной оценки развития аноксии в этом бассейне требуется провести более углубленные исследования геохимии ОВ с целью установить наличие или отсутствие в отложениях СГ изорениератена — биомаркера зеленой водоросли *Chlorobium*, обитающей на границе оксидных и аноксидных обстановок в водной толще (Damste et al., 1993; Moldovan et al., 1985; Repeta et al., 1989; Summons, Powell, 1986, 1987). В последнее время появляются свидетельства отсутствия аноксидных обстановок в некоторых районах мира в ходе события ОАЕ2 (Westermann et al., 2008).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05-65282 и Программы № 15 Президиума РАН, подпрограмма 1.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Венгерцев В.В., Кузьмичева Т.А. Литология и микропалеонтология пограничных отложений сеномана и турона Юго-Западного Крыма // Очерки геологии Крыма. М.: Издание геологического ф-та МГУ, 1997. Вып. 1. С. 54—73.
- Брагина Л.Г. Радиоларии сеномана и турона Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 3. С. 43—50.
- Гаврилов Ю.О. О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря / А.Ю. Розанов, М.А. Семихатов (ред.) // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М.: Недра, 1994. С. 305—311.
- Гаврилов Ю.О., Копаевич Л.Ф. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. № 4. С. 3—14.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А. Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии / Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской (ред.). М.: Наука, 2004. С. 493—531.
- Гинзбург А.И. Атлас петрографических типов горючих сланцев. Л.: Недра, 1991. 116 с.
- Кузьмичева Т.А. Распределение фораминифер в пограничных отложениях сеномана и турона в разрезе горы Белой (Юго-Западный Крым, Украина) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2001. № 4. С. 27—35.
- Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Наука, 1987. 144 с.
- Методы изучения осадочных пород. Т. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 564 с.
- Москвин М.М. Северный Кавказ и Предкавказье // Верхний мел юга СССР. М.: Наука, 1986. С. 22—105.
- Найдин Д.П. Граница мела и палеогена: стратиграфические аспекты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 5. С. 71—85.

Найдин Д.П. Граница мела и палеогена на Мангышлаке и предполагаемые события на рубеже маастрихта и дания // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1986. № 9. С. 3—13.

Найдин Д.П. Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Ст. 2. События рубежа сеноман/турон и маастрихт/даней // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 3. С. 33—53.

Найдин Д.П., Алексеев А.С. Разрез отложений сеноманского яруса между речья Качи и Бодрака (Крым) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1980. № 4. С. 11—25.

Найдин Д.П., Алексеев А.С., Копеевич Л.Ф. Фауна туронских отложений между речья Качи и Бодрака и граница сеноман—турона // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: Изд-во ДВНЦ, 1981. С. 22—40.

Найдин Д.П., Кияшко С.И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман—турона Горного Крыма. Ст. 1. Литологический состав, содержание органического углерода и некоторых элементов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994а. Т. 69, вып. 1. С. 28—42.

Найдин Д.П., Кияшко С.И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман—турона Горного Крыма. Ст. 2. Изотопный состав и содержание кислорода; условия накопления органического углерода // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994б. Т. 69, вып. 2. С. 59—74.

Пергамент М.А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария. М.: Наука, 1978. 214 с.

Смирнов Ю.П., Васин Б.Г., Орел Г.В. Краткая литолого-стратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений Дагестана // Стратиграфия и палеогеография меловых отложений Восточного Кавказа и прилегающих районов Волго-Уральской области. М.: Наука, 1967а. С. 50—58.

Смирнов Ю.П., Галин В.Л., Фролова-Багреева Е.Ф. О выделении нижнетуронского подъяруса в Дагестане // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967б. Т. 42, вып. 2. С. 52—55.

Шарафутдинов Ф.Г., Халафова Р.А. О биостратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Дагестана // Геология и закономерности размещения полезных ископаемых в мезозойско-кайнозойских отложениях Дагестана. Кн. 1. Вып. 9. Махачкала: Дагкнигоиздат, 1975. С. 49—56.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

Arthur M.A., Schlanger S.O. Cretaceous "oceanic anoxic events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1979. Vol. 63. P. 870—885.

Arthur M.A., Schlanger S.O., Jenkyns H.C. The Cenomanian—Turonian oceanic anoxic event, II. Paleooceanographic controls on organic matter production and preservation // Marine Petrol. Source Rocks. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1987. N 26. P. 401—420.

Bralower T.J., Fullagar P.D., Paull C.K. et al. Mid-Cretaceous strontium-isotope stratigraphy of deep-sea sections // Geol. Soc. Amer. Bull. 1997. Vol. 109, N 10. P. 1421—1442.

Burnett J.A. Upper Cretaceous // Calcareous nannofossil biostratigraphy Cambridge University Press, 1998. P. 134—198.

Damste J.S.S., Wakeham S.G., Kohnen M.E.L. et al. A 6 000-year sedimentary molecular record of chemocline excursions in the Black Sea // Nature. 1993. Vol. 362. P.827—829.

Dymond J., Suess T., Lyle M. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity // Paleoceanography. 1992. Vol. 7. P. 163—181.

Fisher J.K., Price G.D., Hart M.B., Leng M.J. Stable isotope analysis of the Cenomanian—Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event of the Crimea // Cretaceous Res. 2005. Vol. 26, N 6. P. 853—863.

Goldberg E.D., Arrhenius G.O.S. Chemistry of Pacific pelagic sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1958. Vol. 13, N 2—3. P. 153—212.

Jenkyns H. C. Cretaceous anoxic events: From continent to oceans // J. Geol. Soc. London. 1980. Vol. 137. P. 171—188.

Kasten S., Haese R.R., Zabel M. et al. Barium peaks at glacial terminations in sediments of the equatorial Atlantic Ocean — relicts of deglacial productivity pulses? // Chem. Geol. 2001. Vol. 175, N 3—4. P. 635—651.

Kerr A.C. Oceanic plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian—Turonian boundary? // J. Geol. Soc. London. 1998. Vol. 155. P. 619—626.

Kopaeovich L., Kuzmicheva T. The Cenomanian—Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: Foraminifera and palaeogeographic implications // M. Wägrich (ed.). Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Palaeobiogeography / Proc. of the 6th International Cretaceous Symposium. Vienna, 2000. Österreichischen Akademie der Wissenschaften. 2002. Bd 15. P. 129—149.

Kopaeovich L. F., Walaszczyk I. An integrated inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian and Coniacian strata in South-Western Crimea, Soviet Union // Acta Geol. Polonica. 1990. Vol. 40, N 1—2. P. 83—95.

Kuroda J., Ogawa N.O., Tanimizu M. et al. Contemporaneous massive subaerial volcanism and late Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. Vol. 256. P. 211—223.

Lamolda M.A., Mao S. The Cenomanian—Turonian boundary event and dinocyst record at Ganuza (northern Spain) // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1999. Vol. 150. P. 65—82.

Luchiani V., Cobianchi M., Bosselini A. The Bonarelli level and other black shales in the Cenomanian—Turonian of the northeastern Dolomites (Italy): calcareous nannofossil and foraminiferal data // Cretaceous Res. 1999. Vol. 20. P. 135—167.

Moldovan J.M., Sundaraman P., Schoell M. Sensitivity of biomarker parameters to depositional environment and/or source input in the Lower Toarcian of SW Germany // Org. Geochem. 1985. Vol. 10. P. 915—926.

Müller P. J., Suess E. Interaction of organic compounds with calcium carbonate. III. Amino acid composition of sorbed layers // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. Vol. 41, N 7. P. 941—949.

Nederbragt A.J., Fiorentino A. Stratigraphy and paleoceanography of the Cenomanian—Turonian boundary event in Qued Mellegue, north-western Tunisia // Cretaceous Res. 1999. Vol. 20. P. 47—62.

Paul C.R.C., Lamolda M.A., Mitchell S.F. et al. The Cenomanian—Turonian boundary at Eastburne (Sussex, UK): a proposed European reference section // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1999. Vol. 150. P. 83—121.

Repeta D.J., Simpson D.J., Jorgensen B.B., Jannasch H.W. Evidence for anoxygenic photosynthesis from the distribution of bacteriochlorophylls in the Black Sea // Nature. 1989. Vol. 342. P. 69—72.

Schlanger S.O., Arthur M.A., Jenkyns H.C., Scholle P.A. The Cenomanian—Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1987. Vol. 26. P. 371—399.

Schlanger S.O., Jenkyns H.C. Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences // *Geol. en Minjbow*. 1976. Vol. 55. P. 179—184.

Shcherbinina E., Aleksandrova G. Nannofossil and dinocyst record across the Cenomanian/Turonian transition of the Crimea, Ukraine // *Scientific Program and Abstracts of 7th International Symposium on the Cretaceous*, 5—9 September 2005, Neuchatel, Suisse. 2005. P. 200—201.

Sinton C.W., Duncan R.A. Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxia at the Cenomanian—Turonian boundary // *Econ. Geol.* 1997. Vol. 92. P. 836—842.

Suess E. Interaction of organic compounds with calcium carbonate. I. Association phenomena and geochemical implications // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1970. Vol. 34, N 2. P. 157—168.

Suess E. Interaction of organic compounds with calcium carbonate. II. Organo-carbonate association in recent sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. Vol. 37, N 11. P. 2435—2447.

Summons R. E., Powell T. Chlorobiaceae in Paleozoic seas revealed by biological markers, isotopes and geology // *Nature*. 1986. Vol. 319. P. 763—765.

Summons R. E., Powell T. Identification of aryl isoprenoids in source rocks and crude oils: biological markers for the green sulphur bacteria // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1987. Vol. 51. P. 557—566.

Tsikos H., Jenkyns H.C., Walsworth-Bell B. et al. Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian—Turonian Oceanic Anoxic Event: correlation and implications based on three key localities // *J. Geol. Soc. London*. 2004. Vol. 161. P. 711—719.

Tur N.A. Planktonic foraminifera recovery from the Cenomanian—Turonian mass extinction event, northeastern Caucasus // *Biotic recovery from mass extinction events / Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1996. N 102. P. 259—264.

Walsworth-Bell B., Erba E., C/T Net-Group. Calcareous nannofossils and the Cenomanian/Turonian OAE2 // *Geophys. Res. Abstr.* 2003. Vol. 5. N 06084.

Westermann S., Fiet N., Fleitmann D. et al. Absence of anoxic conditions during OAE2 in Helvetic realm? // *Geophys. Res. Abstr.* 2008. Vol. 10. N A-08484.

LATE CENOMANIAN ANOXIC EVENT (OAE 2) IN AIMAKI SECTION OF MOUNTAIN DAGESTAN

Yu.O. Gavrilov, E.A. Shcherbinina, O.V. Golovanova, B.G. Pokrovsky

The Upper Cenomanian-lower Turonian interval (CC10—CC12 nannofossil zones) was studied in one of the most complete successions of the eastern Caucasus (Aimaki section, Central Dagestan). This interval includes sediments rich in organic matter (OM) and corresponded to OAE 2. Nannofossil assemblage of the OM-rich horizon is dominated by eurytopic taxon *Watznaueria* and display short-lived increase in abundance of cool-water taxa (*Eprolithus* and *Quadrum*) and elimination of warm-water *Rhagodiscus*. The pyrolysis results show significant increase of basinal planktonogenic OM in OAE 2 sediments relatively background. Positive $\delta^{13}\text{C}$ excursions are shown in the OM-rich horizon.

Key words: biostratigraphy, sedimentology, Cenomanian, Turonian, Dagestan, Eastern Caucasus.

Сведения об авторах: *Гаврилов Юрий Олегович* — докт. г.-м. наук, заместитель директора ГИН РАН. Тел. (495) 959-15-16, gavrilov@ginras.ru; *Шербинина Екатерина Анатольевна* — канд. г.-м. наук, и.о. ведущего научного сотрудника лаборатории микропалеонтологии ГИН РАН. Тел. (495) 959-27-91; *Голованова Ольга Васильевна* — канд. г.-м. наук, старший научный сотрудник лаборатории седиментологии и геохимии осадочных бассейнов ГИН РАН. Тел. (495) 959-93-91; *Покровский Борис Глебович* — докт. г.-м. наук, заведующий лабораторией геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН.