CENTRALE – DÉPARTEMENT DE LA GÉOLOGIE
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

B·I.G
152926

MÉMOIRES

VOL. 33

152926

E. AVRAM, A. DRĂGĂNESCU, L. SZÁSZ, TH. NEAGU :
Cretaceous Deposits – Southern Dobrogea

M. CHIRIAC :
Ammonites crétacées – Dobrogea méridionale

L. SZÁSZ, J. ION :
Crétacé supérieur du bassin de Babadag

BUCAREST 1988

Institutul Geologic al României

Les Mémoires ont été publiés le long des années sous les titres suivants :

Memoriile Institutului Geologic al României t. I—V (1924—1944)
Memorii — Comitetul Geologic t. VI—VIII (1965)
Memorii — Comitetul de Stat al Geologiei t. IX—X (1966—1969)
Mémoires — L'Institut Géologique t. XI—XX (1970—1974)
Mémoires — L'Institut de Géologie et de Géophysique, à partir du tome XXI — 1975.

Institutul Geologic al României

CENTRALE-DÉPARTEMENT DE LA GÉOLOGIE
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

MÉMOIRES

VOL. 33

152426

BUCAREST
1988

Institutul Geologic al României

Rédacteur responsable du volume : Dr. Gh. Popescu

Les auteurs assument la responsabilité des données publiées

Institutul Geologic al României

CONTENU

Avram E., Drăgănescu A., Szász L., Neagu Th. Stratigraphy of the Outcropping Cretaceous Deposits in Southern Dobrogea (SE Romania) 5

Stratigrafia depozitelor cretacice expuse la zi în Dobrogea de sud (SE României) (Rezumat) . . . 34

Chiriac M. Espèces et sous-espèces d'ammonites dans le Crétacé de la Dobrogea méridionale 45

Specii și subspecii de amoniți în Cretacicul Dobrogei meridionale (Rezumat) 85

Szász L., Ion J. Crétacé supérieur du bassin de Babadag (Roumanie). Biostratigraphie intégrée (ammonites, inocérames, foraminifères planctoniques) 95

Cretacicul superior din bazinul Babadag (România). Biostratigrafie integrată (amoniți, inocerami, foraminifere planctonice (Rezumat) 139

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STRATIGRAPHY OF THE OUTCROPPING CRETACEOUS DEPOSITS IN SOUTHERN DOBROGEA (SE ROMANIA)[1]

BY

EMIL AVRAM[2], ANDREI DRĂGĂNESCU[2], LADISLAU SZASZ[2], THEODOR NEAGU[3]

Cretaceous. Lithostratigraphy. Lithofacies. Epicratonic sedimentation. Coastal environments. Offshore environments. Biofacies. Biostratigraphy. Dobrogea — Southern Dobrogea.

Abstract

The exposed Cretaceous deposits of Southern Dobrogea are here demonstrated to encompass a sequence of geological formations standing for distinct sedimentary cycles separated by major stratigraphic gaps : Cernavoda Formation (Upper Tithonian ?-Berriasian-Valanginian) ; Ramadan Formation (Bedoulian ; locally, Barremian-Bedoulian) ; Gherghina Formation (Gargasian ; locally, Bedoulian ?-Gargasian-?Clansayesian) ; Cochirleni Formation (Clansayesian ?-Albian) ; Peştera Formation (Lower Cenomanian) ; Cuza Vodă Formation (Middle ?, Turonian) ; Murfatlar Formation (Santonian-Lower Campanian). Considering both the lithologies and the faunas, it is to conclude that most formations have been accumulated within coastal or subcoastal marine settings, under either prevailingly carbonate facies (Cernavoda, Ramadan) or mainly detrital terrigeneous facies (Cochirleni, Peştera, Cuza Vodă). Subordinate sedimentation under continental conditions (Gherghina) or, contrarily, under neritico-pelagic (but shallow) marine conditions (Murfatlar) can be noted. The biostratigraphical data have allowed for an accurate chronostratigraphical localisation of most distinguished formations, and good insights into dating their lithostratigraphic component terms as well as into delineating the time spans covered by the inter-formational stratigraphic gaps ; the latter ones correspond to the following time intervals : Hauterivian ; Clansayesian ; Upper Albian, in places Vraconian only ; Middle-Upper Cenomanian ; Coniacian-lowermost Santonian ; Middle Campanian-Maastrichtian.

Résumé

La stratigraphie des dépôts crétacés affleurant dans la Dobrogea méridionale (SE de la Roumanie). On a séparé dans le Crétacé de la Dobrogea du Sud une succession de formations géologiques représentant des cycles de sédimentation distincts délimités par des lacunes stratigraphiques majeures : formation de Cernavoda (Tithonique supérieur ?-Berriasien-Valanginien), formation de Ramadan (Bedoulien ; localement Barrémien-Bedoulien), formation de Gherghina (Gargasien ; localement Bedoulien ?-Gargasien-?Clansayésien), formation de Cochirleni (Clansayésien ?-Albien), formation de Peştera (Cénomanien inférieur), formation de Cuza Vodă (Turonien moyen ?), formation de Murfatlar (Santonien-Campanien inférieur). La plupart des formations ont été déposées dans des conditions costales ou subcostales, en faciès à prédominance carbonatée (Cernavoda, Ramadan) ou bien en faciès surtout détritique (Cochirleni, Peştera, Cuza Vodă). Hormis celles-là il y a des formations sédimentées en des conditions continentales (Gherghina) ou en des conditions à prédominance néritique-pélagique mais de petite profondeur (Murfatlar). L'étude biostratigraphique a précisé la distribution chronostratigraphique de ces formations ainsi que des lacunes stratigraphiques qui les séparent, les dernières correspondant aux intervalles : Hauterivien, Clansayésien, Albien supérieur (localement Vraconien seulement), Cénomanien moyen-supérieur, Coniacien-Santonien basal, Campanien moyen-Maastrichtien.

I. INTRODUCTION

The field and laboratory work carried out during a period of several years by the authors of the present note has provided an image rather different and, we think, more precise as compared to those published so far upon the stratigraphy of the Cretaceous deposits in Southern Dobrogea.

[1] Received April 27, 1984, accepted for publication May 9, 1984.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R 79678, Bucureşti 32.

[3] Universitatea Bucureşti, Facultatea de Biologie, Geologie şi Geografie, Catedra de paleontologie, Bd. N. Bălcescu nr. 1, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

From the whole data bulk, the identification and definition of the geological formations as well as their areal distributions, gross lithologies and mutual stratigraphic relationships stand for the result of the joint mapping undertaken by the first three authors (E.A., A. D., L. S.); the lithological-petrological, lithostratigraphical, facies (ecological-sedimentological) and environmental aspects within each formation have been refined by Drăgănescu; the macropaleontological-macrobiostratigraphical study has been accomplished by Avram and Szász with regard to the Lower and, respectively, Upper Cretaceous; the micropaleontological-microbiostratigraphical data have been supplied by Neagu; the english version of this paper has been achieved by one of the authors (A. D.).

Present study follows chronologically a series of gradually more and more detailed papers concerning the geology of Southern Dobrogea, whose beginnings are placed by the middle of the previous century. The pioneering works by Reuss (1865) and Peters (1867) were subsequently supplemented with new data by Anastasiu (1898, 1908), Toula (1904), Paquier (1901), Simionescu (1906, 1926). The basic contribution to the knowledge of the south-dobrogean Cretaceous sequence was brought, however, by Macovei (1911, 1934 — in Macovei, Atanasiu, 1934); his classical work has been recently followed by papers authored chiefly by Chiriac (1956, 1957, 1960, 1961, 1968, 1981), Băncilă (1973), Chiriac et al. (1977) and Neagu et al. (1977). The completion of the present paper was preceded by the publication under a graphical form (geological maps 1|50,000, Medgidia and Peştera) of the field mapping data by the first three authors (Avram, Drăgănescu and Szasz, in Ghenea et al., 1984 a, 1984 b) [4].

The Dobrogea county is located in SE Romania, between the Danube lower course and the Black Sea. The Cretaceous sequences of Southern Dobrogea belong to the slightly deformed, Paleozoic-Mesozoic, sedimentary cover of the Moesian Platform. The Dobrogean sector of this structural unit includes the Central and Southern Dobrogea compartments, and stands for the Moesian sector displaying the highest overall structural position, exposing both the Precambrian basement and the Jurassic and Cretaceous cover terms (e.g. Drăgănescu, 1974; Drăgănescu in Drăgănescu et al., 1978, 1979, and in Mureşan et al., 1982); the Cretaceous terms are largely developed in Southern Dobrogea and southernmost Central Dobrogea only; northwards, they make up scattered and restricted patches.

The Cretaceous deposits in Southern Dobrogea (here included also those of southernmost Central Dobrogea) are almost tabular. They are exposed along valleys as discontinuous strips usually located in the lower part of the slopes but in places occupying the whole slope height. The stratigraphic relationships with the pre-Cretaceous terms, the latter outcropping only within Central Dobrogea, are usually obscured by the thick Quaternary loess cover; they can be noticed in places just along the southernmost border of this unit, here the Meso- and Neocretaceous terms transgressively overlying older (Jurassic and pre-Jurassic) formations. The Cretaceous successions underlie local Paleogene or Upper Badenian deposits or, directly, widespread Middle Sarmatian and Quaternary sediments, the latter (loess) covering more than 90 percent of the surface of the investigated area.

Given the outcropping conditions (exposures relatively frequent but discontinuous and linear), the judicious identification, interpretation and correlation of the lithostratigraphic units have required a rigurous interdisciplinary, paleontological-petrological, approach of the Cretaceous sedimentary pile. Finally, we have been able to define formations (and eventually members) with distinctive lithologic and biologic features, and to refine or to modify the previously accepted bio-/chronostratigraphical and ecological-sedimentological images.

Because of the substantial depositional gaps accompanied by more or less drastic erosional effects, gaps corresponding to the stratigraphic discontinuites noted between the distinguished formations, both present-day areal extent and conserved thickness of every Cretaceous formation are often considerably diminished as against the original (directly post-depositional) picture; this statement is clearly supported by the more or less discontinuous areal development and the more or less incomplete stratigraphic column currently shown by the studied formations, as well as by the frequent reworking of faunas proceeding from eroded sequences of different Cretaceous formations, within overlying, younger Cretaceous formations. The restoration of the original extent and

[4] Meantime, between the present paper submission and its publication, two notes have been published on the Lower Cretaceous deposits of South Dobrogea: Neagu T., Dragastan O., 1984 — Stratigrafia depozitelor jurasice şi eocretacice din Dobrogea de sud (Stud. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol., 29, p. 80—87, Bucureşti) — and Dragastan O., 1985 — Upper Jurassic and Lower Cretaceous formations and facies in the eastern area of the Moesian Platform (South Dobrogea included) (Anal. Univ. Bucureşti, Geol., XXXIV, p. 77—85]. These notes put forward stratigraphical images partly similar to those depicted in the already published maps (geological sheets Medgidia and Peştera 1:50,000, 1984, see Introduction and references), but the supplied descriptions are, unfortunately, rather simplifying and confuse.

Institutul Geologic al României

anatomy of every formation has been accomplished by assembling the data supplied by extant exposures and, subsidiarily, considering also (when available reliable data) the evidence provided by drillings.

Seven formations have been identified and named by three of the present authors (E. A., A. D. and L. S.) in the exposed Cretaceous sedimentary succession of Southern Dobrogea. They are described successively and in ascending stratigraphical order in the next section of the paper. For their cartographical representation the reader is referred to the maps published by the first three authors (in Ghenea et al., 1984 a, 1984 b). A simplified geological map and a general stratigraphical column are published in the present paper (Plates I and II).

II. DESCRIPTION OF THE GEOLOGICAL FORMATIONS

A. Lower Cretaceous

The outcropping Eocretaceous deposits within Southern Dobrogea are clustered here into four formations :

1. Cernavoda Formation (Upper Tithonian ?-Berriasian-Valanginian) ;
2. Ramadan Formation (Bedoulian ; locally, Barremian-Bedoulian) ;
3. Gherghina Formation (Gargasian ; locally, Bedoulian ?-Gargasian- ?Clansayesian) ;
4. Cochirleni Formation (Clansayesian ?-Albian).

1. Cernavoda Formation (Upper Tithonian?-Berriasian-Valanginian)

The Cernavoda Formation, an essentially carbonate and subordinately marly-clayey (also evaporite in subsurface) rock sequence, crops out discontinuously between the Danube to the west and the Poarta Albă—Dumbrăveni alignment to the east, and between the upper course of Agicabul valley (south of Kogălniceanu village) to the north and the Romanian—Bulgarian frontier to the south. South of the Capidava—Ovidiu lineament, it has been crossed by drillings only westwards from the Palazu Mare—Valu lui Traian—Cobadin—Plopeni—Negru Vodă alignment (Vasilescu, Dragomirescu, 1977).

The most characteristic (complete, thick and multifacies) successions of this formation occur in the Cernavoda town area (here chosen as type area of the formation), if considered both surface (our investigation) and published subsurface (Băncilă, 1973) data. However, the subcropping sections are beyond the present paper purposes. The most complete outcropping sequence in this area (see Alimanu Member description below) is exposed in the Danube right-bank cliff between the Cernavoda bridge, to the north, and the northern tip of Hinog eyot, to the south ; this sequence — here designated as the outcropping main type section of the formation — is complemented by several auxiliary type sections in the same area : artificial exposures at Saligny lock on the Danube—Black Sea channel (cut along the Carasu valley) and at the Cernavoda nuclear-electric plant (artificial slopes at the Cişmelei valley mouth), as well as natural outcrops in the Danube cliff immediately south of Cochirleni village. Other exposed auxiliary type sections include the type sections of the component members ; they are situated in different areas.

In the foregoing type area as well as in the whole region located between the Capidava—Ovidiu and Rasova—Peştera—Cobadin alignments (region including the type area), the lowermost lithologic term of the formation consists of a "gypsiferous complex" and an associated "polycoloured marly-clayey series" and it has been recognised only in boreholes (Băncilă, 1973) ; this term was demonstrated by Drăgănescu (1976) to stand for the eastward prolongation, on the Dobrogean territory, of the Neocomian gypsiferous-anhydritic sequences subcropping in the east-wallachian sector of the Moesian Platform ; the term is outside the scope of the present paper, being developed only in subsurface. However, the published petrological descriptions (Băncilă, 1973 ; Drăgănescu, 1976) enable the sedimentological conclusion that, as a whole, this term illustrates coastal marine depositional conditions ranging from primarily evaporitic (sulfate) tidal flats (sabkhas) (the gypsiferous sequences) to predominantly brackish tidal flats (the variegated pelites). This term is ascribed to the Tithonian—Berriasian interval by previous students (Băncilă, 1973 ; Chiriac et al., 1977). However, its location around the Berriasian/Tithonian boundary seems to be beyond any doubt at present time.

In the whole area of development, the Cernavoda Formation overlies directly the Upper Jurassic carbonate deposits (contact not exposed ; drilling data). In its turn, it is covered disconformably (contacts exposed) and discontinuously by deposits belonging to younger Cretaceous formations and generally, and sometimes directly, by Neogene or Quaternary deposits. The noticeable stratigraphical relationships with various younger Cretaceous formations are of a direct interest for the

Institutul Geologic al României

purposes of the present study. Thus, the Cernavoda Formation is disconformably overlain directly by terms belonging to the following Cretaceous formations: Ramadan Formation (Cişmelei valley sector, i.e. at atomo-electric plant and at 1.3 km east of it, within a shallow boring; Carasu valley, immediately south of Saligny lock; Remus Opreanu valley, south of Medgidia subsidiary railway station; Baciu valley; at Lipniţa; SE of Bugeac lake; and in Băneasa drilling); Gherghina Formation (Danube cliff between Cernavoda and Hinog valley mouth); Carasú valley, west of Saligny, west of Medgidia, at Castelu and, on the channel floor, at Poarta Albă; Remus Opreanu valley, directly SE of the homonymous village; upper course of the Agicabul valley); Cochirleni Formation (Danube cliff, south of Hinog; Peştera—Cochirleni valley at 2 km SE of Ivrinezu Mare; Baciu valley; Adamclisi—Alimanu valley, in the Şipote village area; Canaraua Fetii valley; in the cliffs of the Oltina and Bugeac lakes); Peştera Formation (Dăulari valley, east of Peştera village); and Murfatlar Formation (Poarta Albă locality area: right slope of Carasu valley and quarries in the left slope of Cocoşu valley lowermost course).

The Cernavoda Formation can be divided, according to our data (A. D.), into three outcropping members (corresponding to three distinct major lithofacies associations developed essentially as three large rock bodies):

a. Poarta Albă Member (Berriasian): an essentially dolomitic unit;

b. Medgidia Member (Berriasian): a polygenous (dolomitic-marly-clayey-calcareous) unit;

c. Alimanu Member (Upper Berriasian—Valanginian): an almost exclusively calcareous unit.

The stratigraphical relationships between the last two members are essentially of superposition (and, certainly, conformity); on the contrary, the first two members are mostly synchronous (and laterally interfingering), their possible partial superposition (involving the possibility for the uppermost terms of the Medgidia Member to be stratigraphically placed above the last terms of the Poarta Albă Member) remaining still a matter of debate.

a. *The Poarta Albă Member* (*dolomitic member*) is typically exposed in the quarries situated in the vicinity of Poarta Albă locality (local right slope of the Carasú valley, and left slope of the lowermost course of the Cocoşu valley along a length of 2—2.5 km); additional outcropping can be noted along the Adamclisi—Alimanu valley in the Adamclisi locality area; this member has also been exhumated temporarily on the floor of the Danube—Black Sea channel (Carasú valley thalweg along a distance of about 1 km in front of the Poarta Albă railway station).

The most appropriate type section (consequently, thoroughly examined by the authors) would have been provided by the continuous succession artificially exposed along the channel floor at Poarta Albă; but this temporary exposure is no longer accessible and, thus, the only available sections in the Poarta Albă type area are presently supplied by the foregoing quarries concentrated, roughly speaking, at the Cocoşu valley mouth.

This member is composed of a sequence of medium- to thick-bedded dolostones (individual beds being 3—4 dm up to a few meters thick) containing subordinate intercalations of greenish marlstones or claystones, in places highly fissile(marly|clayey shales), these intercalations reccurring more frequently towards the lower part of the exposed sequence; locally, the rocks are slightly gypsiferous. It is to be stressed that both the lower portion of the stratigraphic succession of this member and its lithological transition to the subjacent (variegated clayey-marly and gypsiferous) lowermost term of the Cernavoda Formation are not exposed, but developed only in subsurface and crossed by drillings in the Poarta Albă—Nazarcea area; the drillings seem to corroborate the exposed lithology and suggest a gradual downward passage of this dolomitic member to the variegated pelitic sequence; unfortunately, the extracted cores have not been available for a petrological (but only micropaleontological) study to the authors.

From sedimentological viewpoint, the dolostones (highly variable as size and shape of the replacive, syngenetic-early diagenetic, component dolomite crystals) consist of alternating beds or bedsets exhibiting either intense bioturbation (chiefly mottling) or undisturbed, millimetric, even planar lamination of a mechanical nature (mechanical laminites), therefore suggesting slightly supersaline, intertidal to supratidal depositional settings. The marly|clayey interbeds show similar sedimentary structures and suggest the same depositional conditions (chiefly supratidal flats and pools) but, however, variable lower salinities (normal marine to subsaline environment) and sudden abundant clayey influxes of a probably direct continental derivation during ephemeral humid periods. The scattered occurrence of gypsum microcrystals and nodules dispersed within some dolomitic or marly-dolomitic beds or bedsets supplies evidence for the episodic existence of highly supersaline supratidal conditions. The sparsely associated, brackish to freshwater, fossils (characeae and foraminifera; see below) support the above-assumed salinity variability and the above-emphasized depositional environments (schizohaline tidal flats). As a whole, the lithologies, the sedimentary (non-biogenic and biogenic) structures and the biological remnants are consistent with a marine tidal flat facies

Institutul Geologic al României

association of a prevailingly dolomitic type, hence currently evolved under slightly supersaline conditions, but transiently displaying either normal saline to drastically subsaline or considerably supersaline episodes.

The age of this member can be estimated considering a characean assemblage provided by the underlying multicoloured clayey-marly suite (93—138 m subsurface depth interval) and a foraminiferal assemblage supplied by the very here-discussed member (at 68 m and 93 m subsurface depths), both assemblages being obtained from the Nazarcea borehole. The former assemblage, containing *Flabelochara grovesi* (Harris), *Nodosoclavator bradleyi* (Harris), *Globator mailardi* (Saporta), *Clypeator corrugatus* (Peck), is indicative of the uppermost Purbeckian interval; the latter assemblage, including *Danubiella cernavodensis* Neagu, *Anchispirocyclina maynci* (Hottinger), *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Rectocyclammina chouberti* Hott, points to the Upper Berriasian. Accordingly, the Poarta Albă Member sequences begin probably in the Lower Berriasian and extend upwards into the Upper Berriasian.

The exposed thickness of this member can be established just approximately, given the lack of continuous sections, at some 25—30 m.

b. *The Medgidia Member* (*polygenous member*) exhibits its typical outcropping (chosen here as type section) in the southern slope of the Carasu valley in the neighbourhood of the Medgidia town (between the cement factory quarry and the new harbour to the east, and 1.5—2 km west of the town stadium to the west); additional typical exposure occurs in the Danube cliff at the Peştera—Cochirleni valley mouth and directly upstream (southwards); the uppermost part of this member was temporarily exposed also by the excavations made at the Saligny lock (on the Danube—Black Sea channel) and at the atomo-electric plant location. In all these sectors, the passage to the suprajacent Alimanu Member is also exposed. The maximum exposed thickness of the Medgidia Member lies within 15 m and corresponds to its (upper and top) outcropping parts.

This member stands for the lithostratigraphic unit displaying the largest lithologic diversity and the fastest vertical and lateral change in gross lithology, among the units composing the Cernavoda Formation. It consists of an uneven, decimetric to metric, and irregular, apparently disordered, interbedding of limestones, dolostones, marly limestones, marlstones and claystones; the rocks are sporadically gypsiferous. These lithologies are further on briefly described in terms of those sedimentologic-biologic features diagnostic of the depositional conditions.

The limestones are represented by foraminiferal-oncolitic(-locally oolitic) calcarenites, pelletal-peloidal calcarenites, (locally conspicuously microfossiliferous) calcilutites and, subsidiarily, oolitic calcarenites and biocalcirudites (the latter dominated by dwarf nerineids and variable-sized naticids). By their petrography, the limestones typify lagoonal-tidal flat environments. They are stratified, the beds ranging between 2—5 dm and 1—2 m in thickness. From macrostructural standpoint, the limestone beds (irrespective of their foregoing petrography) look either homogeneous (structureless, usually owing to the thorough biogenic mixing, or, otherwise stated, mirroring the extreme bioturbation of the original lime sediments), or intensely bioturbated (churned|mottled|spotted|speckled structures, all of them being varieties of the same biological activity: biogenic mottling), or mm-laminated in a (micro)crinkled|wrinkled pattern (microbial, probably cryptalgal, laminites) and in an even planar pattern (mechanical laminites); the former two structure types are strongly indicative of subtidal to lower intertidal accumulations, and the latter ones (the laminites) — of upper intertidal to supratidal accumulations. The faunas typify lagoonal-peritidal conditions, with variable salinity ranging from normal marine to brackish (euryhaline lagoonal foraminifera: dicyclinid lituolaceans — *Ammocycloloculina*, abundant miliolids, frequent spirocyclinid lituolaceans; ostracodes; euryhaline macrofauna, often dwarf). The cyanophycean products in profusion, both as loose corpuscles (oncoliths: algal oncoliths s.str., algal pellets, algal lumps, etc.) and attached crusts (algal laminites), argue for lagoonal subtidal-intertidal conditions. As a whole, the limestones, extremely sensitive environment receptors and thus critical factors in environmental estimates, point, in the present case, to the whole range of slack-water subtidal (lagoonal, commonly slightly subsaline) through supratidal (usually equally slightly subsaline) conditions.

The dolostones, more or less marly, are commonly microcrystalline and make up decimetric beds often highly fissile and having a strong appearance of papery shales, highly suggesting upper intertidal-supratidal, penecontemporaneous-dolomitized (by slightly supersaline solutions), clayay-calcareous, mechanical-laminitic muds as their precursor.

The marly limestones, the marlstones and the (kaolin-rich or ordinary) claystones occur as decimetric (seldom metric) beds interspersed among the other lithologies, and show either homogeneous or an even planar mm-laminitic structure; they contain ostracodes, characeae and, in places, foraminifera similar to those found in the interbedded limestones. This continuous petrologic spectrum of clay-bearing mudrock varieties asks, by its features, for supratidal (flat and pool|pan) environ-

Institutul Geologic al României

mental conditions under commonly (slightly to drastically) decreased marine salinities (brackish- to freshwaters).

The sporadical occurrence of sulfate evaporites (scattered crystals and nodules, the latter frequently calcitized) both within clayey-bearing rocks and in the fine-grained laminitic limestones, is a strong evidence for the temporary existence of hypersaline supratidal episodes.

Assembling the above data, the lithologies, the depositional structures and the fossils conclusively substantiate depositional conditions ranging from slightly restrictive (more or less subsaline) marine lagoonal subtidal environments up to moderately or highly restrictive (hypersaline through freshwater) intertidal and supratidal peri-marine settings. Accordingly, the whole succession of the Medgidia Member stands for the product of a marginal-marine sedimentation of a calcareous-clayey, usually subsaline, tidal flat type.

This lithology, transitional between the dolomitic facies of the Poarta Albă Member and that exclusively calcareous of the Alimanu Member (see below), places the Medgidia Member into an intermediate position between the other two members, but only from facies viewpoint.

As for the chronostratigraphic position, we assign an overall Berriasian age to the Medgidia Member, without supplementary age specifications or connotations, for three reasons :

— only one section of the member (southern slope of the Carasu valley, 1 km west of the Medgidia stadium, within a set of marly beds) has provided a characteristic foraminiferal assemblage ; it certifies an Upper Berriasian age : *Ammocycloloculina erratica* (Jack. & Favr.), dominant (Pl. III, Fig. 2), *Pseudocyclammina lituus* Yabe & Hanzava, *P. parvula* Hott., *Rectocyclammina chouberti* Hott. (accompanied by innumerable characeae, mostly belonging to the genus *Nodosoclavator*, and ostracods) ; since the position of the dated beds within the stratigraphic column of the member cannot be accurately defined, it is not possible to make a clear cut between the lithostratigraphic interval belonging to the Upper Berriasian and the one pertaining eventually to the Lower Berriasian ;

— the Medgidia Member grades upwards into the Alimanu Member whose lowermost terms point already to a certain Upper Berriasian age, these facts claiming a localisation of the upper boundary of the Medgidia Member within the Upper Berriasian interval ;

— as neither the base of the Medgidia Member crops out nor the relationships between this member and Poarta Albă Member are visible for lack of exposures, the base of the Medgidia Member cannot be precisely dated ; it can be only stated that, given its location above the subcropping marly-gypsiferous complex, it does not descend into Tithonian but it remains within the Berriasian interval.

Accordingly the age of the Medgidia Member is mostly Upper Berriasian, probably descending also in Lower Berriasian.

c. *The Alimanu Member* (*calcareous member*) is particularly well exposed. It crops out largely in the very type section of the formation — the Danube cliff between the Cernavoda bridge and the Hinog valley mouth —, in the Cernavoda harbour area (Danube and Carasú valley mouth cliffs), in the Carasu valley slopes (between Cișmelei valley mouth and Remus Opreanu valley mouth, as well as in the cement factory quarry near Medgidia), in the Remus Opreanu valley, along the Dăulari and Roșeanu valleys (right-hand tributaries of Peștera valley), in the steep slopes and cliffs of almost all the course of both the Baciu valley and the Dumbrăveni—Șipote—Adamclisi—Alimanu valley (the latter accommodating the sequence designated here as the type section of this member), then in Rariștea—Mîrleanu valley, along Canaraua Fetii valley and around the Bugeac lake. The characteristical manner of exposure of this member is expressed by (low to high) long continuous cliffs or walls bordering valleys or lakes. The member base and the passage to the underlying Medgidia Member crop out only in the areas of Medgidia Member exposure (see description above).

The type section has been chosen by us in the cliffs of the Adamclisi—Alimanu valley in the Alimanu village area, here the member under discussion being widely (and its diagnostic features typically) exposed ; unfortunately, its base does not outcrop. The member consists here of a calcareous succession, some 30—40 m in thickness, medium bedded to thick bedded (0.2—2 m thick individual beds), and making up a gently folded tabular structure largely exposed in both (very steep) slopes of the valley (the latter known under the local name of Vederoasa valley). The succession involves a pile of algal (chiefly oncolitic, subordinately dassycladacean) and zoogenous (skeletal ± microcoprolitic) calcarenites and calcirudites randomly interbedded, the petrologic end-terms being often composed nearly exclusively either of foraminiferids and molluscan shells or shell debris, or of oncolitic ± dassyclad ± faecal-pelletal products ; the succession accomodates several beds rich in robust pelecypods (ostreids, trigoniids, miids, subordinately pachiodonts) and/or gastropods (abundant specimens of *Nerinea*, *Natica*, *Trochonatica*, *Leviathania*, *Ampulina*, *Purpuroidea*, *Harpagodes*). This succession is overlain by a calcareous sequence, 10—12 m thick, containing numerous intercalations (1—5 dm) of greenish (and subordinately reddish) marls and sporadical

Institutul Geologic al României

decimetric beds of dolostones, pertaining, if considered the micropaleontologic data, to the Barremian (see below the Ramadan Formation).

The outcropping main type section of the Cernavoda Formation (Danube cliff between Cernavoda bridge and Hinog valley mouth) consists practically only of the (slightly south dipping) succession of the Alimanu Member. It is entirely similar in almost all respects to the Alimanu (Vederoasa) valley section. The calcareous succession, 30—35 m thick, consists of the same biocalcarenitic-biocalciruditic background containing the foregoing shell-rich beds abunding in more or less diversified pelecypods and|or gastropods; it should be stressed the occurrence of some beds flatly dominated either by pachiodonts (± gastropods) or by ostreids, trigoniids and|or gastropods; also worth noting is the subordinate reccurrence of beds exhibiting either beautiful stromatolitic algal structures, or (nests of) relatively frequent calcisponges|hydrozoans|chaetetids, or sporadical tiny coral colonies, or sparse brachiopods.

It is obvious, from the above description, that the macrofauna is generally dominated by pelecypods and gastropods, commonly illustrated by thick-walled and large-sized specimens. The brachiopods (± ostreids) make up the dominant fauna only within a few, slightly indurated, marly-calcareous beds located in the upper part of the member succession in a few sections (atomo-electric plant near Cernavoda; southern slope of the Carasú valley also in Cernavoda area, by the railroad, at some 500 m NNW of Saligny lock bridge, here the brachiopod-rich beds occurring at 5—6 m beneath the top of the member sequence; and within both valley slopes in the type section at Alimanu). Similarly, the corals, usually sparse, show enhanced frequency only in the upper part of the member succession, at present excavated, at the Cernavoda atomo-electric plant. Worth specifying is the detailed paleontological approach achieved by Neagu et al. (1977) upon the sequence here defined as the Alimanu Member. For the macrofaunal and microfloral aspects, the reader is referred to that paper, and for microfaunal ones — to both (that and present) papers.

In order to restore the depositional conditions, we should consider the petrography, the depositional structures and the faunal-floral evidence. The petrography, briefly outlined above, points to muddy to perfectly winnowed calcarenites and calcirudites, mostly skeletal-oncolitic ± microcoprolitic, whose constituents are exclusively biogenic products (see below) fairly documenting prevailing brackish to normal marine lagoonal-peritidal conditions. As for the depositional structures, the limestone beds, irrespective of their petrography and thickness (averaging 0.5—1.5 m) display several internal structural patterns also commonly indicative of lagoonal-peritidal environments: homogeneous structures (or structureless rocks: usually suggesting total homogenisation by extreme bioturbation); bioturbation structures, either reticular (burrow fill networks) or spotted/speckled (biogenic mottling); mm-laminitic structures, either even planar (mechanical laminites) or irregularly (micro)wavy-crinkled (cryptalgal laminites); sporadical decimetric-long lenses of laterally linked domal megastromatoliths. In places, the calcarenites exhibit large-scale very low-angle tabular cross-lamination suggesting transient beach berm or upper tidal flat accumulations, or high-angle microcross-lamination (hering-bone cross-lamination) of a typically tidal nature (tidal channels or gullies). As regards the organic remains, the commonest fossil groups are either euryhaline (cyanophyceans, miliolids, lituolaceans, ostracodes, serpulids, nerineids, ostreids) or specific to (or at least equally accepting) lagoonal conditions (cyanophycean products; dassycladaceans; codiaceans; *Favreina* and other types of faecal pellets; miliolid-ostracode association; spirocyclinid, dicyclinid; pfenderinid, etc. lituolaceans — see below; involutinids — several species of *Trocholina*, see below; spirillinids — *Ichnusella*, see below; calcareous sponges; miids; probably the few marly brachiopod ± ostreid mass accumulations). The fauna usually accounting for constantly fairly agitated and normal saline marine environments (the open marine reefal environments) exhibits, instead, an occurrence restricted to several beds in some exposed sections (in our case: reliable reefal indicators: diceratids, trigoniids, caprotinids, monopleurids and probably naticids and strombids; then, possible reefal indicators: tiny coral colonies, solitary corals, hydrozoans, chaetetids, sparse bryozoans, sporadical brachiopods), and it is illustrated not by frame builders but practically only by frame dwellers or encrusters. Actually, the "neutral groups "with respect to the "reefal-versus-lagoonal" environmental option seem to be rather numerous: nerineids, naticids, strombids, ostreids, corals, hydrozoans, chaetetids, brachiopods, bryozoans, calcisponges; the decision can be taken only by using not single groups but group assemblages placed in the context of the host-rock lithologic features. However, worth mentioning is the systematical lack, from the whole fauna, of the strictly stenohaline groups of the echinoderms and the silicosponges (two exceptions so far found: echinoids — *Codiopsis lorini* Cotteau —, asterozoas and holoturids relatively abundant within a bed in the calcareous succession exposed in the Danube cliff at the foot of the Cernavoda bridge; and echinoderm fragments present in a bed in the Alimanu section).

Finally, the combined evidence supplied by the lithologies, the depositional structures and the fossil content firmly supports prevalent depositional conditions expressed by more or less restrictive lagoonal environments irregularly ranging from slightly subsaline marine to brackish, and

Institutul Geologic al României

randomly alternating from subtidal to intertidal (e.g. the huge bodies of foram-algal limestones, the bodies of coprolitic-algal limestones); considerably subordinate normal-saline marine episodes (interbeds) occur suggesting open lagoonal conditions (the echinoderm-bearing interbeds, the brachiopod lumachelles, most hydrozoan|chaetetid|calcisponge-bearing beds) or open back-reef conditions (commonly the highly macrofossiliferous interbeds dominated by pachiodonts|trigoniids ± ostreids| gastropods, except the nerineid or ostreid "monogenous" accumulations equally suggesting also variably restrictive, back-reef to lagoonal environments).

The age of the Alimanu Member can be established chiefly on micropaleontological grounds (see also Neagu et al., 1977).

Thus, in the Danube cliff, directly south of the Cernavoda bridge, the lower part of the exposed calcareous section supplies, from the first 8.5 m thick stratigraphic interval, a foraminiferal assemblage characteristic of the Upper Berriasian : *Ammocycloloculina erratica*, *Danubiella cernavodensis*, *D. gracilis* Neagu (species exclusively Upper Berriasian), accompanied by *Pseudochrysalidina arrabica* Henson, *Pseudotextulariella salevensis* Charol, Bronn. & Zaninet., *Freixialina planispira* Ramalho, *Anchispirocyclina mainci* and by *Trocholina bourlini* Gorbatchik, *T. molesta* Gorb., *T. cavernosa* (Kali) as well as sparse and minute *T. elongata* (Leupold). The passage from the Berriasian foraminiferal assemblage to the Lower Valanginian one is gradual so that the assemblage characteristic of the Lower Valanginian becomes typical just at the top of an additional 7.2 m thick stratigraphic interval (approximately 15.5 m above the exposed section base) : an assemblage flatly dominated by large specimens of *Trocholina alpina* (Leupold) and *T. elongata*, and maintaining up to the top of the cliff near the Cernavoda bridge. In this point, however, has been collected (by our late young colleague Ion Manea), 5 m beneath the cliff top, the ammonite species *Karakaschiceras* cf. *biassalense* (Kar.) (Pl. III, Fig. 1) supporting a Middle Valanginian age (between the middle of the *Campilotoxum* Zone and the *Verrucosum* Zone, after Kemper et al., 1981). Resuming the microfauna description, the *Trocholina alpina — T. elongata* assemblage can be pursued further southwards and upwards in the section up to 31 m above the section base. The next, last, 4 m thick, stratigraphic interval shows an abrupt disappearance of the trocholinids and an assemblage retaining few characteristic fossils, namely *Ichnusella trocholinaeformis* (Dieni & Masari) and *Melathrocherion spirale* (Gorbatchik), indicative of an Upper Valanginian age. The drastic decrease in foraminifera diversity at the top of the above-described calcareous succession is due to the definitive installation of brackish lagoonal conditions by the end of the Cernavoda Formation accumulation.

In the (Vederoasa) type section of the Alimanu Member (Alimanu village area), the succession of the foraminiferal assemblages is similar to that of the above-presented Danube cliff section at Cernavoda : abundant trocholinids, lituolaceans and miliolids in the Lower Valanginian, and explosive occurrence of *Ichnusella* accompanied by numerous ostracods in the Upper Valanginian (Neagu et al., 1977, emend.). But here, this sequence is followed by a pile of calcareous-marly, brackish and then marine, deposits developed in the terminal part of the southern wall of the Vederoasa (Adamclisi—Alimanu) valley NE of the Alimanu village; although relatively similar in lithofacies to the final (Upper Valanginian) Neocomian terms preserved in the Danube cliff south of Cernavoda, they seem here to be Barremian in age according to the micropaleontological data, therefore representing the base of the next Cretaceous formation (see below). The importance of this possible Barremian sequence lies in the fact that it would stand for the oldest post-Valanginian stratigraphic term exposed disconformably over the Cernavoda Formation.

Consequently, we can state that the deposits corresponding to the Hauterivian interval are completely missing (depositional and|or erosional gap) within the whole territory of Southern Dobrogea (according to the surface data).

2. Ramadan Formation (Bedoulian ; locally, Barremian-Bedoulian)

The Ramadan Formation is developed, considering the exposure data, only in the western Southern Dobrogea, i.e. in a region comprised between the Danube course and a line passing east of the Dunărea—Țibrinu—Medgidia—Băneasa localities. This formation overlies disconformably the Cernavoda Formation (Cernavoda atomo-electric plant area; Baciu valley; Remus Opreanu valley, south of Medgidia; Alimanu village area; Lipnița village area; and certainly in two drillings too : Cișmelei valley and Băneasa); it underlies also disconformably the Cretaceous Gherghina Formation (Dunărea village; southern shore of Ramadan and Țibrinu lakes; Cișmelei valley, east of the atomo-electric plant), the Cretaceous Cochirleni Formation (Danube rocky shore and cliff between Hinog valley and Cochirleni valley mouths (both slopes of Baciu valley, NW of Abrud village; south of Medgidia town), or, at last, directly Neogene or Quaternary (loess) deposits.

The 1.5 km long, flat-lying, almost complete succession provided by the southern steep slope of the Ramadan lake (lowermost course of Țibrinu valley) is designated here as the type

Institutul Geologic al României

section of this formation. The formation is here broadly exposed; its base is not visible, but the sequence includes, to the largest extent, the lithologic and biologic features characteristic of this formation instead. The succession, some 15 m thick, consists of two superposed lithologic units. The lower unit is composed of a (vertical and lateral) irregular alternation, some 10 m thick, of quartzo-bioclastic sands and gravels showing commonly coarse arenitic to fine ruditic grain size and variable cementation degrees (if indurated becoming sandstones|calcarenites and conglomerates|calcirudites), and compositionally ranging from exclusively quartzous through quartzous-orbitolinid to exclusively orbitolinid or to macrofauna-rich quartzous-orbitolinid rocks (macrofauna represented by pachiodonts and ostreids, as entire to more or less fragmented shells); these quartzo-bioclastic rocks, whose diversity is due to the large variation in participation of the same petrographic constituents, constantly display perfect washing and mechanical sedimentary structures illustrated by parallel laminations or low-angle tabular cross-laminations; there are some rock bodies or layers where the mechanical laminations are replaced, or highly obliterated, by bioturbation structures (mottling or burrow fill networks). The upper unit consists of pachyodont-dominated (pelecypod-gastropod-brachiopod) lumachellic limestones (Urgonian facies), some 4—5 m thick, and may be pursued eastwards, in the southern slope of the Ţibrinu lake, up to 1 km west of the Ţibrinu locality. In the type section, the age of the sequence can be judged accounting on data in Chiriac (1981); this author reports, from the basal part of the exposed sequence, the species *Deshayesites flequosus* Chiriac and *Cheloniceras ramadanicus* Chiriac; these forms, considering the stratigraphic occurrence range of the genera, point to a relatively narrow interval corresponding approximately to the *Deshayesi* Zone (Middle Bedoulian). For the overlying sequence, some 15 m thick, an Upper Bedoulian age can be inferred and accepted.

The oldest terms of the Ramadan Formation crop out poorly, being exposed over highly restricted areas within only two sections far distant southwards from the type section: in the upper wall of the left-bank cliff of the Adamclisi—Alimanu valley 1 km upstream from the Alimanu village; and in the Bugeac lake cliff at Gîrliţa. Their description is presented below.

The first section (Alimanu) exposes only the lowermost part of the formation, 10—12 m thick, developed under an unusual facies, and overlying the Valanginian limestones of the Cernavoda Formation. The lower interval, 8—10 m thick, exhibits an alternation of greenish and reddish marlstones, limestones and dolostones, the former containing agglutinant foraminifera of a Barremian type and brackish water miliolids; the upper interval, 2 m thick, consists of algal-foraminiferal calcarenites accommodating large-sized gastropods and subordinate greenish marlstone interbeds; these latter marly interbeds have supplied the species: *Dobrogelina discorbiformis* Neagu, *Istriloculina alimanensis* Neagu, *Derventina filipescui* Neagu, *Trocholina aptiensis* Iovceva, *Quinqueloculina robusta* Neagu, most of them being reported also from the ammonitic Barremian of France by Arnould—Vanneau (1980). The above-described succession displays a lagoonal facies evolving upwards from brackish to normal marine; this facies is a singular occurrence in the entire Ramadan Formation; its affiliation to this formation is still a problematical matter.

The second section (Gîrliţa) provides a succession, some 20 m thick, of pachyodont-rich pelecypod-gastropod lumachellic limestones interbedded with foraminiferal calcarenites and marlstones whose foraminiferal assemblage accounts for an Upper Barremian age (*Derventina filipescui* Neagu, *Andersenia rumana* Neagu, species also found in different highly ammonitic sequences in Romania by Neagu, 1975, and in France by Arnould—Vanneau, 1980) or an Uppermost Barremian—Lowermost Aptian age (*Choffatella decipiens* Schl., *Dictyoconus reicheli* Guillaume, *D. kiliani* (Préver) *Orbitolinopsis bruccifer* A. Vanneau & Thiel.).In this second section, the succsesion already displays the marine facies typical for the Ramadan Formation and generally defined, from the biological standpoint, by an alternation of layers bearing marine foraminifera and layers containing Urgonian pachyodonts. This section is the only firm evidence consistent with a Barremian local age of the Ramadan Formation.

In all the other foregoing exposures, the formation is represented only by terms synchronous (Bedoulian) and usually lithologically similar to those of the type section. Their features are further on summarized. For paleontological inventories, the reader is referred to Neagu et al. (1977) and Chiriac et al. (1977).

Quartzous sands and gravels, sometimes patchily limonite cemented, crop out at the Cernavoda atomo-electric plant (on the low hill between Cişmelei valley and Carasu valley), on the left bank of the Carasu valley at the Lupilor Hill foot, and in the Remus Opreanu valley in front of the Medgidia subsidiary railway station. [At the nuclear-electric plant, the middle and upper portions of the sequence present a peculiar, sandy-clayey facies of local extent and expressing a protected restrictive coastal type including sporadical normal marine episodes, the latter represented by a few thin intercalations both of fossiliferous sandstones (containing pelecypods, gastropods and, seldom, solitary

Institutul Geologic al României

corals) and red clays (with holoturid sclerites)]. In the Remus Opreanu valley, the pebbles contain echinoid plates and pelecypod shells.

Orbitolinid sands, sandstones and calcarenites are exposed in the Ştefan cel Mare village (low outcrop at the Quaternary loess wall toe, some 500 m NW of railway station), on the Danube shore off the southern tip of Hinog cyot (some 600 m long exposure beneath the cliff of glauconitic sands of the Cretaceous Cochirleni Formation), and at Lipniţa village in the Iordmac quarry (orbitolinid-bearing foraminiferal sands overlying a *Toucasia*-bearing Urgonian limestone layer, this sequence being underlain by Valanginian limestones of the Cernavoda Formation).

At last, in other places (Adîncata valley, Baciu valley, and at Canlia near Lipniţa), quartzous-bioclastic to lithic-bioclastic sands and fine gravels, flat- to cross-laminated, 10—30 m thick belonging also to the here-discussed formation, occur and sporadically incorporate decimetric to submetric sandstone intercalations rich in brachiopods, gastropods and pelecypods of Urgonian type.

The performed drillings have encountered the orbitolinid-bearing deposits specific to this formation at Tortomanu, Gherghina and Mircea Vodă (fide Chiriac, 1981), as well as at Dunărea and Băneasa.

Treating the exposures as a whole, the sands, the sandstones and the calcarenites (as well as their coarser, fine ruditic-microruditic counterparts) composing commonly the lower portion of the formation, make up a single lithofacies association that is unitary both in the depositional petrographic composition (chiefly quartzous-orbitolinid rocks) and in the depositional structures and textures (systematically : parallel or very low-angle tabular cross-lamination|stratification ; intensely bioturbated rock layers or bodies ; coarse arenitic to fine ruditic mode range ; perfect washing) ; these features are consistent with a wave|wind-dominated, exposed coastal marine sedimentation of a sandy beach type, the accumulation area probably standing for a broad belt of sandy coastal bars and banks accommodating backshore, beach berm and beach face (foreshore to shoreface) environments. The pachyodont-rich lumachellic sequence, composed of pachyodonts, ostreids, gastropods, brachiopods, corals, echinoids, and usually located in a suprajacent position, points to a facies transgression (facies retrogradation), namely the advance, over the sandy coastal sedimentation, of a marine reefal terrace consisting of bioconstructed to bioaccumulated, pelecypod-dominated banks.

3. Gherghina Formation (Gargasian ; locally Bedoulian ?-Gargasian-?Clansayesian)

The Gherghina Formation includes (alluvial and lacustrine) continental deposits developed in the northern Dobrogea and exposed along the following valleys : Dăulari valley (east of Peştera) ; Carasú valley, between Cernavoda town and Poarta Albă locality ; Carasú valley tributaries (Cişmelei valley, Mircea Vodă valley, Agicabul valley, Castelu valley, Nisipari valley, Carierei valley-Nazarcea village, Cocoşu valley, Vîntului valley) ; Ţibrinu valley between the western margin of the Ramadan lake and the eastern end of the Ţibrinu lake) ; Siliştea valley ; Boasgic valley ; and Danube cliff between the Peştera—Cochirleni valley mouth and the Dunărea village.

This formation often overlies disconformably directly the Cernavoda Formation : upper course of Agicabul valley ; Carasú valley (channel floor at 500 m north of Poarta Albă railway station ; valley southern slope in Medgidia town area : beneath the Medgidia stadium, at Medgidia cement factory quarry, and 1.5 km west of stadium ; NE of Ştefan cel Mare village ; NW of the Saligny lock in the valley southern slope) ; Remus Opreanu valley, SE of homonymous village ; Danube cliff between Cernavoda and Hinog valley mouth ; Dăulari valley, east of Peştera village. The formation also rests, with sharp sedimentary discontinuity, upon the Ramadan Formation in a few places : Dunărea village ; drillhole in Cişmelei valley ; and Ţibrinu valley lower course (Ramadan—Ţibrinu lakes area).

The Gherghina Formation underlies various younger Cretaceous formations : Cochirleni Formation (Ţibrinu valley at Gherghina ; Cişmelei valley 1.3 km E of atomo-electric plant ; Carasú valley, W of Medgidia ; Docuzol valley ; Agicabul valley, near Cuza Vodă village) ; Peştera Formation (Dăulari valley ; right tributary of the Roşeanu valley, east of Peştera) ; Murfatlar Formation (channel floor in Carasú valley at Poarta Albă village ; quarries in Ovidiu village area ; southern bank of Carasú valley, directly south of Castelu).

The type section of the formation has been chosen by us in the Ţibrinu valley between the Gherghina village and the Ţibrinu village ; the formation is here well exposed, especially in Gherghina area, in a sequence of large quarries ; it lies disconformably over the Ramadan Formation (at the eastern extremity of the Ţibrinu lake) and under the Cochirleni Formation (south of Gherghina) ; its exposed thickness is approximately 50—60 m.

The lithology of the formation consists of an orderless succession of disorganised pebbles and sands, common clays and fire-clays, the latter worked in quarries in the Ţibrinu—Gherghina area and in the Agicabul valley directly SE of the Cuza Vodă village. Most lithologies suggest a multitude of subfacies within a poorly organised and immature alluvial fan/plain depofacies association control-

Institutul Geologic al României

led by a fast-changing network of ephemeral and short braided streams (streams, overbanks, marshes|lakes, all small-sized and short-lived). Only in two localities (Dăulari valley 2 km upstream its mouth; and Nazarcea drilling), the lowermost (and apparently earliest; see below) term of the formation is represented by multicoloured silty clays containing characeae and supporting an initial (patchily developed and starving) lacustrine stage.

The age of the formation is highly interpretative, relying on geometrical-stratigraphical grounds. The only direct, paleontological-based, age evidence found within this formation is provided by the above-cited characeae-bearing clays; the characean assemblage, similar in both occurrence localities (most characteristic species being *Atopochara trivis trivolvis* Peck, represented by abundant specimens, and *Clypeator europaeus* Mädler), accounts for an Aptian age, somehow favouring a Lower Aptian age (Neagu, Georgescu—Donos, 1973, emend.). This age suggests the lower part of the Gherghina Formation in the areas located eastwards from the territory occupied by the Ramadan Formation, to be synchronous, at least partly, with the latter.The general age (Bedoulian ?—Gargasian—? Clansayesian) of the Gherghina Formation has been, however, inferred from the stratigraphical position of this formation between the Ramadan Formation (Bedoulian) and the Cochirleni Formation (Uppermost Aptian ?—Albian).

4. Cochirleni Formation (Clansayesian ?-Albian)

The Cochirleni Formation crops out intermittently within western and central Southern Dobrogea between the Danube and an eastern alignment lying east of Cuza Vodă — Medgidia — Şipote localities. It overlies disconformably either the Cernavoda Formation [Carasu valley between Medgidia and Remus Opreanu valley mouth; Danube cliff south of Hinog valley mouth; Peştera—Cochirleni valley east of Ivrinezu Mare village (in its southern slope, coincident with the northern terminations of the Sarapciculac hill) and in its tributary — Roşeanu valley (2.5 km upstream the confluence with the Dăulari valley); Adamclisi—Alimanu valley at Şipote; around Oltina and Bugeac lakes], or the Ramadan Formation (in Baciu valley), or the Gherghina Formation (Ţibrinu valley at Gherghina; Cişmelei valley 1.3 km east of atomo-electric plant; Mircea Vodă valley; Docuzol valley and Agicabul valley, in the proximity of Cuza Vodă village; Carasú valley west of Medgidia, in the southern slope: beneath the stadium and 1.5 km west of stadium). In its turn, the Cochirleni Formation underlies disconformably the younger Cretaceous Peştera Formation in the Danube cliff north of Seimenii Mari village, in the Carasú valley southern slope between Medgidia and Saligny village (as well as in its tributaries: Mircea Vodă valley, Agicabul valley and Remus Opreanu valley), in the slopes of the Peştera—Cochirleni valley, and in the Adamclisi—Alimanu valley in the Şipote village area.

a. *Lithology, lithostratigraphy and sedimentology*

The Danube cliff between the Hinog valley mouth and the Peştera—Cochirleni valley mouth and, farther, on the latter valley southern slope upstream the Ivrinezu Mic village, therefore a rather long but efficient geological section is here designated as the type section of the Cochirleni Formation; this name is derived from the homonymous village that approximately centers the area bearing the type section. The Danube cliff exposes the subjacent terms, the base and the lower part of the formation; while the Cochirleni—Peştera valley exposes the upper part of the formation and the contact with the overlying Peştera Formation.

The lower and middle parts of the type section (maximum cummulate thickness of 30—35 m: the lower 20—25 m — uppermost Aptian ?—Lower Albian, and the upper 10 m — Middle Albian) as well as almost all the other sections of the formation supply a sequence of glauconitic-quartzous clayey sands, slightly or at all indurated, subordinately containing discontinuous to continuous interbeds of glauconitic-quartzous sandstones perfectly (or almost) winnowed and more or less close- to wide-spaced; all deposits show various intense bioturbations; the lower part of this succession (Danube cliff in type section and, similarly, at Cuza Vodă, and in the quarry at the Remus Opreanu valley mouth), or, alternatively, only the lowermost part of the succession (southern slope of Carasú valley between Alivantu valley mouth and Remus Opreanu valley mouth), includes loose or indurated quartzous and quartzous-phosphatic microrudites (micropebbles|microconglomerates) containing both allochthonous (transported) and autochthonous (in situ) faunas. This glauconitic sand succession (Uppermost Aptian ?—Lower Albian) passes upwards to a sandstone succession (Middle Albian) where the winnowed sandstone framework accommodates the clayey sands as network meshes or as microlenses; the rocks retain the same quartzous-glauconitic composition; this sandstone sequence is exposed in the type section in the Peştera—Cochirleni valley, NW of Ivrinezu Mic village.

To complete the lithostratigraphic picture, two additional lithologic sequences must be added.

Institutul Geologic al României

Thus, a facies partially synchronous to the sandstone sequence but also extending in the lower part of the Upper Albian, is preserved in an extremely restricted area in the Danube slope at 1.5 km NE of Seimenii Mari village; it is a strongly condensed (Middle + Upper Albian within a stratigraphic thickness of some 1.2 m) and very fossiliferous layer consisting of a bed (15 cm) of highly organogenous sandstone rich in pelecypods and gastropods (in situ and completely phosphatized) as well as ammonites, followed by a lumachelle (50 cm) composed of in situ and phosphatized pelecypods and gastropods as well as ammonites and belemnites, and finally ending in quartzous-glauconitic clayey sandstones and sands (60 — 70 cm), laminitic and still fossiliferous in their lower portion.

At last, the Bugeac lake area sporadically exposes a succession (several metres thick) Middle Albian in age and exhibiting a quite different facies flatly dominated by greyish monotonous silty marls containing ammonites.

Therefore, four lithostratigraphic units (Lower Albian glauconitic sand-dominated unit; Middle Albian glauconitic sandstone-dominated unit; Middle + Upper Albian glauconito-phosphatic condensed unit; and Middle Albian marl unit), corresponding to the four distinguished lithologic associations, contribute the stratigraphical image of the Cochirleni Formation; despite the scattered outcropping pattern and the sparse preservation of the upper terms of the formation, these four lithostratigraphic units might theoretically be treated in terms of members; but, because the above image is slightly simplified as against the field evidence, we think that a firm decision in this respect is practically still premature. At present we prefer to discuss the foregoing units in terms of corresponding lithofacies, therefore submitting them to a sedimentologic analysis only.

From sedimentologic standpoint, the Cochirleni Formation exhibits three flatly distinct depositional lithofacies: 1) the glauconitic clayey sand-sandstone lithofacies (with two sublithofacies, depending on the framework-rock: sand versus sandstone sublithofacies), Uppermost Aptian?-Lower Albian-Middle Albian in age, and clustering almost all outcropping deposits here included the type section succession; 2) the intensely phosphatic lithofacies, exposed in a single outcrop, restricted to the Middle Albian-early Upper Albian time span and depicting a peculiar version of the preceding lithofacies (the glauconitic sand-sandstone lithofacies in a highly condensed and intensely phosphatized regime); and 3) the silty marl lithofacies, also quite locally outcropping and strictly installed beginning in the Middle Albian.

The first lithofacies generally consists of a succession of more or less loose sands; the sands are silty-clayey (therefore non-winnowed but muddy), quartzous-glauconitic (detrital quartz/quartzite, silt-sized to coarse-arenite-sized grains; penecontemporaneous/paulopost, autigenic glauconite as usually arenite-sized diffuse-outlined grains, often profusely imbuing the rock matrix), unbedded and physically structureless (massive), and characteristically disclosing intense bioturbations (isolated to reticular-anastomosing burrow fills: scattered burrow fills to burrow fill networks), abundant long conical tubes of calcareous tubicole worms, and frequent ostreids (usually dwarf). This loose sandy-muddy monotonous series contains irregular-spaced interbeds of highly indurated sandstones quite similar in composition and grain-size to the sands except for the clayey matrix that is completely (or almost) missing (the matrix lack enabling strong induration of the original soft sediment, i.e. sand-to-sandstone conversion, by both compaction and calcite cementation); the sandstones occur as (sub)metric-long and decimetric-thick, grossly ovoidal lenses, isolated to lateral-linked, commonly aligned at various levels and, when closely lateral-linked, originating in stratiform intercalations of variable decimetric thicknesses (often displaying an irregular pinch-and-swell morphology). Alternatively, instead of planar arrangement, the sandstones may occur as irregular-shaped to somehow sphaeroidal bodies (decimetric to metric in diameter) and loosely to tightly tridimensionally interconnected into a spatial network (even completely merged as a continuous broader body). All sandstones are thoroughly bioturbated, exhibiting either speckled/spotted (mottled) structures, or reticulate structures (burrow fill networks, usually close-meshed), or massive structures (homogenisation by total, extreme bioturbation). The marine faunas (ammonites, nautiloids, belemnites, echinids and, subsidiarily, pelecypods and gastropods) are by far accommodated preferentially in sandstones or in the microruditic episodes interbedded in the sand sequence.

The lack of the mechanical sedimentary structures both in sands and sandstones, the presence, instead, of bioturbations in the muddy sands, in association with usually brackish fauna, and the markedly enhanced abundance of these bioturbations in the sandstones, as well as the preferential association of the marine faunas to the sandstone bodies or intercalations, all of these lines of evidence are fully consistent with a protected coastal (marginal-marine) sedimentary setting randomly ranging (both in space and time) from brackish swamps (the sands) to normal marine (euhaline) marshes (the sandstones), the marsh-swamp system being located in a near-shore position (paralic marshes/swamps). This interpretation is favoured also by the intense glauconitization largely noted in all the deposits of this lithofacies, as well as by the sporadical phosphatizations of the cephalopod, pelecypod and gastropod shells (except ostreids; thus, replaced the aragonitic skeletons): phosphatic-

Institutul Geologic al României

glauconitic coastal marshes and swamps. The microruditic episodes are thought storm-/wave-induced spillovers.

The two distribution patterns of the sandstones — the discontinuous to continuous stratiform pattern (the lateral-linkage-involving planar pattern) and the tridimensional-interconnected irregular/sphaeroidal body network pattern (the omnidirectional-linkage-involving spatial pattern) — point to two distinct sublithofacies, the first being practically restricted to the Uppermost Aptian? — Lower Albian successions and the second being characteristically developed in the Middle Albian series (although both sublithofacies show exceptions in their stratigraphical distribution; thus, the former is locally present in the Middle Albian as bimetric layers; similarly, the latter occurs somehow frequently, in northern areas, also in Lower Albian sequences, but disclosing "attenuated" features still giving rise to sand-dominated sequences owing to the rather loose interconnection of the irregular-sphaeroidal sandstone bodies within the tridimensional network; these occurrences complicate the lithofacies distribution picture, hindering the attempts of unravelling the lithostratigraphic anatomy of this formation). Consequently, the Uppermost Aptian?-Lower Albian sequences commonly depict an uneven alternation of massive clayey sand layers, of metric thicknesses, and fragmentary to continuous, decimetric sandstone beds (the sand-dominated sublithofacies); in opposition, the Middle Albian sequence under this facies (uniquely preserved in the Peştera—Cochirleni valley, among the exposed successions of this formation) provides usually a sandstone pile consisting of continuous to reticulate (network-patterned) sandstones, in this latter case the sandstone network meshes being occupied by clayey sands (the sandstone-dominated sublithofacies). All these structural-lithologic variations are accounted for by the variable degree (as intensity and diversity) of bioturbation of an initial monotonous clayey-sandy sediment whose clayey fraction is penecontemporaneously removed in places, i.e. in the case of sandstones, by biofiltering (according to our interpretation). The two sublithofacies are here interpreted as the products of outer and, respectively, inner marsh/swamp environments.

The second lithofacies, consanguinous with the former and representing the highly condensed and strongly phosphatized version of this one in the Seimeni area during the Middle-Upper Albian, is a highly phosphatic-glauconitic-macrofossiliferous, starved sedimentary facies; it points to an accumulation under similar marsh/swamp conditions (specific to the Albian glauconitic sequences), prevalent brackish, exhibiting in situ proliferations of (euryhaline) pelecypods and gastropods and offshore supplies of typically marine nektonic faunas (cephalopods, probably water-drift dead specimens), but showing extremely low sedimentary rates (starved accumulative area) thus favouring lumachellic accumulations, intense shell phosphatizations, strong sediment glauconitization, and extreme biozonal and sedimentary condensation. The fossiliferous sandstones and the lumachelle entering the succession of this facies (see above) are intensely bioturbated (churned), a fact responsible, among other consequences, for the mixing of the (originally successive) ammonitic faunas within the mentioned lumachelle (evidence corroborating the strong condensation of the succession of this facies). A starved inner marsh/swamp environment of a mainly inner brackish swamp type is accepted for this facies.

The third lithofacies, characterised by monotonous silty-marly and ammonitic sequences corresponds to an accumulation of pelagites under typical offshore conditions on a shallow shelf.

Finally, a special mention should be made concerning the Şipote area: the Cochirleni Formation displays here a sequence typically developed under the clayey sand sublithofacies characteristic of the Lower Albian, but the upper half of the sequence (several meters thick) exhibits medium-angle tabular cross-lamination (within the same, clayey-glauconitic-quartzous, sands constantly composing this lithofacies) and the whole sequence is devoid of sandstones; this evidence suggests an outermost marsh facies overlain by a chenier-type accumulation (lagoonal/marsh-deposit-overlying "island bar") in a low to moderate energy environment; this exposure is important because it points to a slow (north-eastwards) facies transgression (retrogradation) in the south Southern Dobrogea, a fact corroborated by the concomitant occurrence in a same area in SW Southern Dobrogea (Ceamurlia-Gîrliţa-Bugeac lakes area) of both the Lower Albian glauconitic marsh facies and the Middle (-Upper?) Albian pelagic marly facies (therefore, the marsh facies succeeded by the offshore facies); on the other hand, the Şipote exposure stands for the "missing link" from the depofacies standpoint because it highly suggests the (former) existence of a protective narrow barrier bar system located between the shoreward-lying marsh/swamp system (restricted and protected nearshore system) and the seaward pelagic shelf (offshore shelf system) in the Lower-Middle Albian sea. The existence of this paleobarrier system is supported not only by its remnants preserved as chenier deposits in the Şipote area, but also by the regressive (progradational) trend noticeable in the marsh/swamp facies belt (i.e. the inner subfacies extending progressively southwards, over the outer subfacies) during the Lower—Middle Albian, this evolution suggesting an increasing regional shelter effect yielded by the concomitant development of a seaward-located barrier belt.

Institutul Geologic al României

The final facio-sedimentologic conclusions are as follows : the Cochirleni Formation is the product of three synchronous juxtaposed depofacies belts displaying the following distribution pattern : a north-eastern, broad coastal marsh|swamp belt, an intermediate, narrow protective barrier bar (island bars|submarine bars|cheniers) belt, and a south-western, pelagic shelf belt ; the first two belts are nearshore systems, the third belt is an offshore system ; the marsh|swamp belt has evolved under a (southwards) prograding regime concurrent with (and thanks to the protection by) the upbuilding of the barrier bar belt and the (northwards) retrograding migration of the barrier belt-off shore belt couple, during the whole Uppermost Aptian ?-Lower Albian-Middle Albian time span ; as for the late Middle Albian-Upper Albian time interval, a facies stagnation, even progradation, evolving under sediment-starved and drastic accumulative rate slowdown conditions can be easily inferred from the general and abundant occurrence of reworked Seimeni-type phosphatized fossils in the basal terms of the succeeding Cretaceous formations (see below) ; leaving aside the paleogeographic aspects and approaching the subsidential (paleotectonic) ones, it is to remark that no other Cretaceous formation in Southern Dobrogea shows such a drastic and fast decrease in the sedimentary and subsidential rates at the terminal stage of its accumulation as the Cochirleni Formation does : "normal" rates in Lower-Middle Albian and abrupt slowdown in these rates by the end of Middle Albian and maintainance of these minute values during the whole Upper Albian ; in addition, the slight shoreward shift in the facies belts during Lower-Middle Albian suggests subsidence-by-sedimentation noncompensation (subsidence slightly exceeding accumulation), while the Upper Albian facies stagnation to slight progradation support subsidence-sedimentation steady state relationships or a slight advantage of the sedimentation over the subsidence (both of extremely low rates).

b. *Bio- and chronostratigraphical data*

Attempts of chronostratigraphic estimates upon the deposits referred to, in this paper, as the Cochirleni Formation belong to Macovei (1911), Macovei, Atanasiu (1934) and, recently, to Chiriac (1981). We have selected, from the inventories published by the mentioned students, those characteristic species the autochthonous (in situ) stratigraphic position of which has proved to be certain ; we have further added to these forms the fossils collected by us (marked with an asterisk) ; the final image thus acquired upon the fossiliferous sites so far identified is the following :

1) *Uppermost Aptian ?-Lower Albian (glauconitic sand-sandstone lithofacies : sand-dominated sublithofacies)*

— Left slope of the Boasgic valley, directly south (some 700 m) of the Dunărea village : *Beudanticeras ligatum* (Newton & Juckes Br.) *, *B. arduennense* Br., *Douvilleiceras mammillatum* (Schl.) = Lower Albian, *Mammillatum* Zone ; the fossiliferous site consists of an alternation of sands and sandstones, some 10 m thick and overlain directly by fossiliferous Upper Badenian deposits ;

— Southern shore of the former Purcăreț lake, some 1200 m east of the Cernavoda-Dunărea road : *Leymeriella tardefurcata tardefurcata* (Leym.), *L. tardefurcata densicostata* Spath, *Douvilleiceras monile* (Sow.), *D. inaequicostatum* Chiriac, *Douvilleiceras* sp. * and *Cleoniceras* (*Neosaynella*) cf. *inornatum* Casey * (Pl. IV, Fig. 1) = Lower Albian, *Tardefurcata* and *Mammillatum* Zones ; the exposure measures some 10 m in stratigraphic thickness, and the fossils collected by us proceed from the base of the uppermost sandstone bed, directly beneath the loess ;

— Southern slope of the Țibrinu valley, at Gherghina : *Acanthohoplites uhligi* (Anthula) and *Leymeriella* sp. = Lower-Middle Clansayesian (according to Drushchits, 1960) and, respectively, Lower Albian (*Tardefurcata* Zone) ; the glauconitic sands are here exposed, some 7—8 m thick, at the top of the slope, directly beneath the Sarmatian limestones, and the two layers having supplied the two cited fossils are 1 m distant from each other (fide Chiriac, 1981) ;

— Left slope of the Docuzol valley, west of Cuza Vodă village : *Hypacanthoplites discoidalis* Chiriac, *Leymeriella tardefurcata* * (Pl. III, Fig. 6), *L. macoveii* Chiriac = Lower Albian, *Tardefurcata* Zone ; the lowermost *Leymeriella*-bearing sandstones are here located at less than 1 m above the formation base ;

— Left slope of the Agicabul valley, NE of the Cuza Vodă village : *Douvilleiceras* sp. = Lower Albian, *Mammillatum* Zone ;

— Medgidia town (in Macovei, Atanasiu, 1934 ; unspecified site) : *Douvilleiceras mammillatum ;* W Medgidia (in Chiriac, 1981 ; unspecified site) : *Douvilleiceras monile ;* both species are indicative of Lower Albian, *Mammillatum* Zone ;

— Left slope of the Carasu valley at 2.5 km W of the Medgidia town stadium (i.e. northern slope of the Alibei Ciair hill) : *Beudanticeras dupinianum* (d'Orb.) * (Pl. V, Fig. 1), *B.* aff. *ligatum* * (Pl. III, Fig. 8), *Sonneratia rotator* Casey * (Pl. IV, Fig. 2), *S.* cf. *kitchini ovalis* Casey * (Pl. IV, Fig. 3) = Lower Albian, *Mammillatum* Zone ;

Institutul Geologic al României

— Remus Opreanu valley mouth (quarry in the right slope) : *Beudanticeras* sp. *, *Douvilleiceras* sp. *, *Hemisonneratia cantiana* Casey * (Pl. III, Fig. 3) = Lower Albian, *Mammillatum* Zone ;

— Morthern slope of the Carasu valley, at the Ştefan cel Mare village : *Acanthohoplites* sp. *Leymeriella* sp. = Clansayesian ? and Lower Albian, *Tardefurcata* Zone ; the two fossils collected by the middle of the exposure height, at about 1 m vertical distance from each other (fide Chiriac, 1981 ;

— Danuble cliff. at some 300 m south of the Hinog valley mouth (beneath Axiopolis fortress) : *Hypacanthoplites turgidus* Chiriac, *Acanthohoplites aschiltaensis rotundatus* Sinzow, *H.* aff *simmsi* (Forbes) aff. *milletioides* Casey *, *Leymeriella* cf. *fusseneggeri* Seitz * (Pl. III, Fig. 4) = Lower Albian, *Tardefurcata* Zone ;

— Right slope of the Canaraua Fetii valley (Ciamurlia lake) : *Hypacanthoplites milletianus* (d'Orb.), *H. trivialis* Br. *Leymeriella tardefurcata tardefurcata*, *L. elegans* Chiriac = Lower Albian, *Tardefurcata* Zone ;

— Southern shore of the Gîrliţa (Bugeac) lake : *Leymeriella tardefurcata tardefurcata* = Lower Albien, *Tardefurcata* Zone.

2) *Midlbian* (*glauconitic sand-sandstone lithofacies : sandstone-dominated sublithofacies*)

— Left slope of the Peştera-Cochirleni valley at some 2 km NW of the Ivrinezu Mic village : *Anahoplites* cf. *intermedius* Spath * (Pl. IV, Fig. 4), *A.* cf. *mantelli* Spath * (Pl. IV, Fig. 5), *A.* cf *praecox* Spath * (Pl. V, Fig. 2) = Middle Albian, *Loricatus* Zone, *Intermedius* Subzone.

3) *Middle-Upper Albian* (*highly phosphatized condensed lithofacies*)

— Danube (right) slope at 1.5 km north of the Seimenii Mari village, by the Cernavoda Dunărea road : lumachelle of phosphatized fossils, some 50 cm thick (see description above), containing a mixed fauna belonging to the whole interval between the *Loricatus* Zone — *Intermedius* Subzone of the Middle Albian and the *Inflatum* Subzone of the Upper Albian. The faunal mixing is pointed out by the occurrence of the ammonites characteristic of the Middle Albian (*Intermedius* Subzone) — *Anahoplites praecox* (Pl. V, Fig. 3) — not only in the lowermost part of the lumachelle and in the directly underlying sandstone, but also in the upper part of the former, while its median part has supplied *Epihoplites compressus* (Parona & Bonarelli) (Pl. V, Fig. 4), *Hysteroceras varicosum* (d'Orb.) (Pl. III, Fig. 5) and *Mortoniceras* cf. *inflatum* (Sow.), fossils characteristic of the *Orbignyi*, *Varicosum* and, eventually, *Inflatum* Subzones of the lower Upper Albian.

The above-mentioned fossils are certainly consistent with the conclusion that almost all deposits of the Cochirleni Formation belong to the Lower Albian (*Tardefurcata* and *Mammillatum* Zones).

The evidence supporting a Clansayesian age is scarce and debatable : all species of *Hypacanthoplites* cited above (except for the new species proposed by Chiriac, 1981, whose occurrence range is to be established) are either generally known from both Clansayesian and Lower Albian, or accompanied by *Leymeriella* specimens in the Dobrogean sequences ; in addition, the cited *Acanthohoplites* specimens, constantly illustrated only by relatively large-sized whorl fragments, can be taken into account as age evidence only in a quite general way because their exact specific (and even generic) identification is hindered by the lack of the inner whorls. However, an indisputable reality is the relative abundance of the ammonite specimens of the *Acanthohoplites-Hypacanthoplites* group in the basal term of the formation (inclusively in the drillholes in Peştera, Ivrinezu and Şipote areas — fide Chiriac, 1981), this fact supporting an Uppermost Clansayesian or Lower Albian age for this term.

Accordingly, almost all exposed successions of the Cochirleni Formation end into the Lower Albian. Younger, Middle Albian outcropping deposits of the formation are preserved only accidentally (Peştera-Cochirleni valley NW of the Ivrinezu Mic village, here the succession closing probably in the *Intermedius* Subzone of the *Loricatus* Zone). At last, between this level and the Vraconian, at least within the median and northern regions of the Southern Dobrogea, the fossils seem to have had experienced only accumulative regimes of the Seimenii Mari type ; thus, accumulations similar to the latter have probably been widespread enough over the South Dobrogea territory, if considered the frequency of the Middle and Upper Albian phosphatized fossils reworked in the basal conglomerate of the Cenomanian, in the basal conglomerate and the succeeding sands and pebbles of the Turonian, and in the basal conglomerate of the Santonian sequences (see descriptions below) ; moreover, the eventual local preservation of this phosphatic and condensed facies in areas currently covered by younger deposits could account for an explanation to the eventual subsurface (boreholes) occurrence of Upper Albian (here included also Vraconian) fossils within upper terms of the formation while surface sequences located in the direct proximity belong to the Lower Albian (e.g. see Peştera drilling, in Chiriac, 1981).

Institutul Geologic al României

4) *Lower Albian (glauconitic sand facies)*

In the southernmost Southern Dobrogea, the Lower Albian glauconitic sand facies passes upwards to the Middle (and Upper?) Albian fossiliferous marly-silty facies. This latter facies exposed in the Bugeac lake cliff has supplied an ammonitic assemblage including many specimens of *Anahoplites* ex gr. *intermedius*; it has also been transected by the drilling performed in the Ghioclemeş hill, near Văleni village (fide Chiriac, 1981).

B. Upper Cretaceous

The Upper Cretaceous deposits exposed in Southern Dobrogea are here ascribed to three formations:

1. Peştera Formation (Lower Cenomanian);
2. Cuza Vodă Formation (Middle?, Turonian);
3. Murfatlar Formation (Santonian-Lower Campanian).

1. Peştera Formation (Lower Cenomanian)

The lithological successions of the Peştera Formation generally consist of a lower term composed of quartzous (locally, glauconitic-quartzous) coarse sands or sandstones and subordinate (irregular-lensoidal) pebbles, and an upper term represented by more or less sandy, glauconitic chalks. The successions bear constantly, in all outcropping areas, a thin basal conglomerate lying within 30—80 cm range in thickness. In places, a terminal term consisting of chalky sands or sandstones and overlying the glauconitic chalk, can be noted. The passage between the two main terms of the formation — the lower sands or sandstones and the upper, chalky succession — is steadily accomplished through a narrow sequence of slightly cemented, chalky glauconitic-quartzous sandstones.

Both (lower and upper) boundaries of the formation are stratigraphic disconformities, the formation commonly overlying various terms of the Albian Cochirleni Formation (and seldom older formations) and underlying younger deposits of various ages (Turonian to Sarmatian).

The most complete section of the Peştera Formation is exposed in the slopes of the Peştera-Cochirleni valley between the villages of Peştera and Ivrinezu Mic, here being noticeable all terms and facies variations characteristic of this formation; this section is designated here as the type section of the formation.

Beside this type area, the formation crops out in many other places too. Major exposures are supplied by the slopes of the Carasu valley between the Medgidia town and the Saligny village; excellent exposures are also noted in the vicinity of the villages of Mircea Vodă and Remus Opreanu; all these exposures provide successions more or less complete and exhibiting significant features. Worth mentioning is the northernmost outcrop of this formation, located about 1 km north of the Seimenii Mari village, here the formation being represented solely by its basal conglomerate exposed along a distance of only some 20 meters and displaying 40 cm in maximum thickness. Near the Cuza Vodă village, the formation is merely 4 m thick, consisting in the basal conglomerate followed by sands and sandstones. In the Peştera-Cochirleni valley, downstream and upstream from the type section, the formation shows cliff-like excellent exposures in the southern slope of the valley between the Ivrinezu Mic and Cochirleni villages (both sand-sandstone-dominated sequences and chalk-dominated sequences being typically represented) and, respectively, east of the Peştera village (prevailingly sand-sandstone-dominated successions). In addition, the Peştera Formation is well exposed in the Caramancea valley and along the Adamclisi-Negreşti valley (between the Petroşani village and the Şipote village area). Scattered outcrops can be noted at Văleni, Lespezi, Dobromiru and on the northern border of Bugeac lake.

It may be remarked that the deposits of the Peştera Formation do not outcrop north of the Dunărea-Cuza Vodă alignment, east of the Medgidia-Negreşti alignment, and along the Danube shore between Ostrov and Seimeni. At present state of knowledge, it is difficult to decide if, in those areas of present-day missing of its deposits, this formation had been eroded or, alternatively, it had not been accumulated. As regards the Cenomanian deposits transected by drillings in areas outside the region of outcropping of the Peştera Formation, the data available to us are too scarce to enable us to assign them to the here-described formation; accordingly, we do not insist upon this topic.

To conclude, the most complete and informative sections of the Peştera Formation occur in the following sectors: Peştera-Ivrinezu-Cochirleni; Carasú valley (southern slope) between 2 km west of Medgidia and the Remus Opreanu valley mouth; Remus Opreanu valley lower course; and Petroşani-Şipote segment of the Adamclisi-Negreşti valley.

Institutul Geologic al României

152926

a. *Lithology-lithostratigraphy, macrofaunas and sedimentology*

The most complete successions of the Peştera Formation reach a maximum stratigraphic thickness of 40 m, and encompass 5 distinct lithologic terms extremely variable in thickness from a section (or area) to another and acting as both well individualized lithostratigraphic units and distinctive lithofacies|depofacies. These terms are as follows : (a) lowermost unit : thin basal conglomerate (several dm thick) ; (b) lower unit : sequence of quartzous to quartzous-glauconitic, perfectly washed sands, sandstones and, subsidiarily, pebbles (2—25 m) ; (c) intermediate unit : chalky glauconitic sandstones (1—3 m) ; (d) upper unit : more or less glauconitic-slightly sandy, chalk (1—15 m) ; and (e) terminal unit : chalky sandstones (5—10 m ; sparsely preserved).

The most variable in thickness are by far the lower (b), sand-sandstone unit and the upper (d), chalk unit, and furthermore these two units often display a reverse variation in thickness between various sections (or areas). Accordingly, considering the participation of both the lower sands and sandstones and the upper chalky rocks, the successions of the Peştera Formation can be ascribed to two types of lithologic sequences : the lithologic sequences of Peştera type, widespread and characterized by the presence of the lower, sand-sandstone unit (up to 25 m thick), and the lithologic sequences of Ivrinezu type, restricted to the Ivrinezu village surroundings, flatly dominated by the chalky succession (units c-e ; 25 m maximum total thickness) and lacking the lower, sand-sandstone unit ; therefore, the Peştera-type sequences consist of the a—b—c±d±e terms (unit b thin to usually moderate or thick, unit d thin or absent to locally thick and unit e usually absent) while the Ivrinezu-type sequences include the a—c—d—e terms (unit d constantly thick, unit e present, and unit b completely missing) ; these two lithologic regimes of development of the Peştera Formation account for the most pronounced variations in thickness noted for the component terms. The total thickness of the formation (considering the more or less complete sections) lies within the 15—40 m range.

The type section of the formation (Peştera-Ivrinezu section, see above for location) includes both types of lithologic sequences in complete stratigraphic development and at maximum thickness values. It is the only section supplying Ivrinezu-type sequences, beside the Peştera-type ones.

The lithologic succession described below is valid for the type section as well as for the other (more or less complete) sections of the formation.

(a) The basal conglomerate of the Peştera Formation is essentially quartzous-phosphatic (detrital quartz|quartzite grains to pebbles ; detrital phosphate grains to pebbles, standing for completely phosphatized and more or less fragmented and rounded fossils reworked from Albian deposits ; and reworked Albian fossils, i.e. lithoskels, either as completely phosphatised but perfectly conserved entire tests, or as tests only partly or at all phosphatised). This conglomerate unit is omnipresent in the outcrops exposing the formation base. It is commonly represented by a 30—50 cm thick bed individualized at the base of both the Peştera sand-sandstone sequences and the Ivrinezu chalky sequences. However, its lithology is neither unitary nor uniform. Thus, it occurs in places as a 0.8—1 m thick layer consisting of two conglomerate beds separated (gradual transition) by microconglomerates. In opposition, in other places, the existence of a conglomeratic basal tendency is marked by the presence of various centimetric|subcentimetric-sized pebbles, phosphate nodules and reworked Albian fauna (more or less phosphatized fossils), scattered within a coarse sandstone matrix.

The reworked fauna belongs to various Albian biozones. Worth emphasizing is the fauna of the *Stoliczkaia dispar* Biozone of the Uppermost Albian (= Vraconian), which occurs integrally and exclusively in reworked position in the Cenomanian basal conglomerate. Accordingly, the in situ occurrence of the Vraconian fauna (Chiriac, 1981) is not confirmed by our investigations. Thus, even north of Seimenii Mari, in the Albian condensed fossiliferous sequence ("the polyzonal bed" of Chiriac, 1981), the in situ Albian fauna rises up to *Mortoniceras inflatum* Zone inclusively, while the specimens of Vraconian fauna : *Mortoniceras* (*Durnovarites*) *perinflatum* (Spath) (Pl. VI, Fig. 1), *Anisoceras* sp. aff. *A. perarmatum* Piet. & Camp. (Pl. V, Fig. 6), are embedded within a thin conglomerate bed displaying whitish, quartzous-slightly glauconitic, perfectly winnowed sandstone matrix, quite different in lithological features from the subjacent Albian deposits but, instead, perfectly comparable to the basal conglomerate of the Peştera Formation ; consequently, we think that the Seimenii Mari section also exposes only Vraconian fauna reworked in the Lower Cenomanian. On another hand, the occurrence of a single specimen of *Ostlingoceras puzosianum* (d'Orb.) at the top of the Albian sequence in Amzalia hill (cf. Chiriac, 1981) seems to us rather strange, if taken into account the lithologic features of the respective succession (quite similar to the Lower Albian sequences in other sections) as well as the observation that there is no evidence here to suggest the existence, at the upper part of the Albian sequence, of a terminal condensed succession bearing ammonites Middle and Upper Albian in age. A similar situation can be noted at Peştera, here Chiriac (1981) also citing another isolated specimen of *Ostlingoceras puzosianum*.

Institutul Geologic al României

Relying on the sedimentary and paleontological features of the Albian deposits (see Cochirleni Formation described above), we conclude that no in situ Vraconian deposits outcrop in Southern Dobrogea, and the whole Vraconian fauna of the *Stoliczkaia dispar* Zone, identified here, occurs actually resedimented in the basal conglomerate of the Cenomanian Peştera Formation. Considering the good state of preservation of this reworked fauna, a nonconsolidated state can be inferred for the supplying (corresponding) former Albian deposits (a conclusion largely corroborated, even anticipated, by the still loose current appearance of most Albian deposits).

The highest concentration of reworked fauna belonging to *Stoliczkaia dispar* Zone occurs between the villages of Peştera and Ivrinezu Mic (Amzalia hill, Sarapciculac hill, and Ivrinezu Mic hill cliff), then in several additional places : 3 km west of Medgidia (southern slope of the Carasu valley), Bugeac lake cliff, and Seimenii Mari. Best illustrated by a large number of specimens are the species : *Ostlingoceras puzosianum*, *Anisoceras perarmatum*, *Mariella bergeri* (Brogn.), *M. miliaris* (Pict. & Camp.), *Mortoniceras* (*Durnovarites*) *perinflatum*, *Hyphoplites campichei* Spath, *Stoliczkaia* spp., *Puzosia* spp., etc.

The proper (in situ) fauna of the basal conglomerate bed includes pelecypods (ostreids, *Lima*, *Pecten*), brachiopods, echinids and ammonites. Considering the proper ammonites, the upper part of the basal conglomerate already contains *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *M. cantianum* Spath, *Neostlingoceras carcitanense* (Math.), *Mariella cenomanense* (Schlüter), *Hypoturrilites tuberculatus* (Bose), etc., but this situation (stratigraphically in situ ammonites in the upper portion of the basal conglomerate) can be noted only in those sections exposing the Cenomanian formation represented by Ivrinezu-type sequences, i.e. basal conglomerate directly followed by the chalky succession (units c—e) (Amzalia hill, Sarapciculac hill) ; instead, the Peştera-type sequences, involving sand-sandstone successions following the basal conglomerate, exhibit no proper ammonites but only Vraconian (or older) reworked ammonites in the conglomeratic basal term (west of Medgidia, Remus Opreanu railway station, etc.).

As regards its sedimentary features, the basal conglomerate is thin, omnipresent, massive, devoid of peculiar sedimentary structures, perfectly washed (free from pelito-siltic matrix), mineralogically mature (well rounded quartzous and detritophosphatic-lithoskelic pebbles to granules) but poorly sorted (coarse, quartzous-detritophosphatic-detritoglauconitic sandstone matrix, equally poorly sorted, the rocks ranging from sandy pebblestones or granulestones to subordinate pebbly sandstones). It is composed exclusively of detrital (quartzous, phosphatic and glauconitic) material derived from underlying former Albian deposits submitted to in place rapid erosion and vigurous winnowing (excellent selective mineralogical sorting but poor size sorting in the arenite to rudite size class range, evolving in the context of a "grain-by-grain" type reworking of Albian deposits) and finally to strong concentration of the remaining material in a narrow blanket of a placer type : detritophosphatic-lithoskelic-detritoglauconitic-quartzous placer, merely standing for highly condensed and thoroughly mineralogically selected resedimented Albian deposits, i.e. in place and highly selective reaccumulation of Albian middle-upper terms as basal term of the next, Cenomanian sedimentary cycle. The stratigraphically in situ biogenic material consists of autochthonous penecontemporaneous fossils (ostreids, pectinids, brachiopods, echinoids) and, locally, probably paulopost fossils (Cenomanian ammonites probably related to unit c accumulative stage), the former pointing to nearshore marine environments. Genetically, this basal conglomerate represents a typical marine transgression lag (condensed and coarse-grained basal term of a fast marine transgression). Although sedimentologically diachronous, it should be regarded stratigraphically as isochronous according to faunal evidence (conclusion corroborating the inferred fast marine transgression). Petrologically, it illustrates a quartzous, detritoglauconitic, detrital bone-bed facies (unlike the Albian glauconitic-phosphatic deposits which stand for both authigenous glauconitic and authigenous bone-bed facies ; see above, the Cochirleni Formation). It should be clearly stated here that, while the Albian Cochirleni Formation can be described in terms of glauconitization and phosphatization (authigenic glauconite and authigenic phosphate/phosphorites), the Cenomanian transgression lag, although glauconitic and highly phosphatic (in places originating in a genuine phosphorite bed), cannot be described in similar terms because it contains only detrital glauconite and detrital phosphate (both minerals being reworked from Albian sequences). This conglomeratic lag can be briefly designated petrogenetically as a quartzo-phosphoritic marine placer.

(b) The next sand-sandstone unit accounts for the lower part of the Peştera Formation in most outcropping areas (the Peştera-type sequences) except the Ivrinezu village surroundings including the Ivrinezu hill, Amzalia hill and Sarapciculac hill areas (the Ivrinezu-type sequences, essentially chalky). This unit consists of quartzous (to glauconitic-quartzous), commonly coarse, loose sands and slightly indurated sandstones (and subordinate pebble lenses). This term is highly variable in thickness ; it attains a maximum thickness of 25 m near Peştera village and west of Medgidia town ; in other areas, it lies within 2—15 m thickness range.

Institutul Geologic al României

This lithologic unit contains rather few organic remnants, such as echinids (Conulus, Discoides) and ostreids in Peştera quarry, or ostreids and brachiopods in several other sections.

The pile of sands and sandstones (with local granule to pebble interbeds) composing this unit displays a spectrum of distinct but inter-related sedimentary structure assemblages, laterally intergradational and controlled by (i.e. narrowly connected to) the unit thickness, while the petrographic background retains constant features : quartzous to quartzous-moderately detritoglauconitic, perfectly washed arenites and subordinate rudites. Thus, the thicker successions (exceeding 10 m, as a rough estimate) display commonly low-angle to very low-angle tabular planar cross-laminations and subordinately parallel laminations or trough cross-laminations, and contain coastal marine faunas (usually tiny ostreids, subsidiarily brachiopods, echinids, etc.) as scattered specimens, nests, or lamination-paralelling sheet-like accumulations ; these successions are consistent with a wave-dominated marginal-marine coastal sedimentation of a sandy-micropebbly beach type within beach berm to beach face (foreshore) settings, generally suggesting low-lying (flat) barrier island accumulations. The thinner successions (gradually decreasing from 10 m to 2 m, as a gross estimate, areally interposed between (and laterally alternating with) the thicker ones, exhibit the mechanical stratifications (mentioned above) getting progressively obliterated by bioturbations, the deposits gradually passing laterally to exclusively bioturbated arenites (burrow fill networks, and mottlings), lacking any trace of wave-induced structures, exactly in the median parts of the areas showing thinned successions of the unit (b) ; the thinned successions support therefore a gradual lateral passage from distal foreshore to shoreface environments, the latter centering (or trending along the axix of) inter-bar shallow channels or depressions ; thus, the thinner successions point to coastal accumulations within shallow marine channels, or elongate depressions, located (and winding) between (and bounded by) the afore-inferred barrier islands. The areas containing thickenned successions of the unit (b) and those accommodating thinned successions of this unit alternate laterally at a mean spacing rate several hundreds of meters. Accordingly, the final spatial image of the sedimentary setting distribution pattern within the sectors exposing the unit (b) is as follows : these sectors, widespread and constantly consisting of alternating areas with thicker and, respectively, thinner successions of this unit, correspond to broad belts composed of low-lying barrier island rows (the thicker successions) alternating with (and separated by) shallow inter-bar channels (or depressions) (the thinned successions). As a whole, the unit (b) corresponds to a wide nearshore (coastal or shoreline-fringing) sandy-micropebbly barrier bar system (coastal accumulation).

(c) The intermediate, chalky glauconitic-quartzous sandstone unit (1—3 m) is loosely cemented and shows downwards and upwards gradational lithologic passages to the adjacent units. In most areas, this unit is located (and lithologically transitional) between the lower (b), sand-sandstone unit and the upper (d), chalk unit (the Peştera-type sequences). However, at several localities, in the Ivrinezu village neighbourhoods this chalky-gritty unit rests directly (and fast-gradationally) on the Cenomanian basal conglomerate (the Ivrinezu-type sequences : Ivrinezu hill, Sarapciculac hill, Amzalia hill).

This transitional lithologic term is gritty (quartzous), glauconitic (probably in situ, detrital-to-authigenic glauconite conversion), chalky (infestation with genuine chalk ooze) and highly fossiliferous (cephalopods, pelecypods, brachiopods ; see below) ; it displays abundant bioturbation structures (mottlings) and sporadic mechanical parallel laminations ; it still suggests a (distal) nearshore (marine) sedimentation, but within an open exposed (non-barred, possibly fore-barrier if still any barrier behind) shoreface setting (subcoastal accumulation).

This lithologic unit is of a major biostratigraphical importance since it accommodates most of the Cenomanian fauna in the investigated territory. Thus, the macrofauna is fairly abundant and diversified, consisting of ammonites, inoceramids, echinids, neohibolites, brachiopods, etc. The richest fossiliferous sites are located along the Peştera-Cochirleni valley (west of Peştera village ; Amzalia hill ; Sarapciculac hill ; Ivrinezu hill cliff in Ivrinezu Mic village ; and southern slope of the valley at some 2 km downstream the Ivrinezu Mic village) ; in addition, the southern slope of the Carasú valley has supplied ammonites and inoceramids at the Remus Opreanu valley mouth and in several other westerlymore localities ; rich collections of ammonites, inoceramids and echinids have been obtained from the eastern slope of the Adamclisi-Dumbrăveni valley at the Şipote village, and from the slope bordering northwards the Bugeac lake. The fauna is relatively homogeneous and does not show any qualitative differences between different localities.

Worth mentioning are the neohibolitids whose occurrence can be noted everywhere, in places even originating in nests composed of hundreds of specimens (Şipote, Ivrinezu Mic) ; as well, the genus *Hypoturrilites* gives rise to a remarkable concentration of specimens at Şipote.

Among the fossils collected by us, we have identified the species : *Mantelliceras mantelli*, *M. cantianum*, *M. saxbii* (Sharpe), *M. couloni* (d'Orb.), *M. pictcti* (Hyatt), *M.* aff. *dixoni* Spath *Neostlingoceras carcitanense*, *Hypoturrilites gravesianus* (d'Orb.), *H. mantelli* (Sharpe), *Mariella ceno-*

Institutul Geologic al României

manense, *Hyphoplites* spp., *Stoliczkaia* (*Lamnayella*) *sanctaecatherinae* Wright & Kennedy, etc. Rather frequently found are the forms : *Neohibolites ultimus* (d'Orb.), *Inoceramus crippsi* Mantell, *Discoides* spp., *Holaster* spp., etc.

(d) The upper unit is composed of chalks, more or less glauconitic-slightly gritty (quartzous), apparently marly in places, and 1—15 m thick. The maximum thickness (15 m) of this unit is reached in the Ivrinezu Mic, Remus Opreanu, west-Medgidia and Mircea Vodă areas. In other areas, the chalks are highly reduced in thickness, even absent (Peştera, Văleni, Lespezi, Medgidia and Cuza Vodă areas) mostly owing to subsequent erosion. In fact, the rather drastic changes in thickness of this unit between different areas seem to be due primarily to erosional processes subsequent to the accumulation of this formation ; this interpretation is supported chiefly by the existence of areas exposing Peştera-type sequences (west-Medgidia, Remus Opreanu) where the thick sand-sandstone unit is followed by a chalk unit quite similar in thickness to the thick chalk unit developed at Ivrinezu Mic (the Ivrinezu-type sequences). On the contrary, the thickness variations of the subjacent, (b) unit (the sand-sandstone pile) are certainly controlled by the depositional conditions differential from an area to another (see above, unit (b) description). In this context, worth mentioning is the paleontological observation that the ammonitic fauna of the transitional, sandy-chalky layer (unit c) remains practically identical irrespective whether this layer is underlain by the (thick) sand-sandstone (b) unit (Peştera-type succession) or directly by the basal conglomerate (Ivrinezu-type succession) ; on the other hand, Peştera-type sequences, i.e. sequences exhibiting the basal conglomerate overlain by a (thick) sand-sandstone succession (west-Medgidia, Remus Opreanu, etc.), disclose their basal conglomerate systematically devoid of ammonites indicative of a certain Cenomanian age, according to our investigations (this conclusion being opposite to the statements in Chiriac, 1981) ; these sequences contain Cenomanian ammonites, as pointed out by our research, just in the transitional, sandy chalk, (c) unit located between the sand-sandstone, (b) unit and the chalk, (d) unit ; according to this paleontological evidence, one of the authors (L. S.) thinks firmly that no lateral interfingering can be accepted between the sandy succession and the chalky succession ; already unconceivable from sedimentologic viewpoint (A. D.) given the flat incompatibility between these two successions (the thick sand-sandstone unit of the sequences of Peştera type and the thick chalk unit of the sequences of Ivrinezu type)with regard to the required depositional environments, the impossibility for their past lateral alternation within a defined area at a certain accumulative moment (therefore, impossibility of their synchronous accumulation ; hence, impossibility of their present-day lateral interfingering) as well as the fully isochronous nature of the chalky-sandy unit (c) receive, thus, a strong support from the paleontology by the above-mentioned macrofaunal evidence.

The macrofauna found in chalk is relatively sparse and poorly preserved : specimens of the foregoing species of *Mantelliceras*, inoceramids (*Inoceramus crippsi* Mantell, *I. virgatus* Schlüt.), echinids, etc.

This chalk unit, by its faunal remnants (macro- and microfaunas dominated by pelagic and/or planktonic groups/forms) and its unbedded and highly bioturbated nature (mottled structures, of partial bioturbation, to massive structure, of a total biogenic homogenization), suggests typical offshore shelf conditions (shelf pelagites accumulated at depths of several tens of meters).

(e) The uppermost unit of the Peştera Formation, of a quite local preservation, consists of a massive succession, 5—10 m thick, of highly bioturbated chalky-quartzous sands and sandstones. It points to the maintenance of the same, offshore conditions. This unit is exposed on the southern slope of the Peştera-Cochirleni valley between Peştera and Ivrinezu Mic villages, as well as at Remus Opreanu (in this latter area being clearly intensely bioturbated and highly chalky). So far no macrofaunal remains have been found in this unit.

Considered in its totality, the vertical facies evolution within the Peştera Formation provides a clear case of facies retrogradation : the nearshore facies are progressively replaced upwards by offshore facies.

b. *Bio- and chronostratigraphical data*

The deposits composing the Peştera Formation have already been ascribed to the Cenomanian by Macovei (1911) but the fossils cited as evidence favouring this age belong actually to the Vraconian and proceed from the basal conglomerate. However, the Cenomanian age has been estimated by Macovei (1911) considering the Vraconian (*„Schloenbachia inflata"* Zone) as pertaining to the Cenomanian and the fauna of this Vraconian zone, occurring in the basal conglomerate, as being partly reworked and partly in situ, an idea retained as such also in the next work by this author (Macovei, Atanasiu, 1934). In this latter work, species characteristic of the Cenomanian are also cited : *Hyphoplites curvatus* (Mant.), *Acanthoceras* (*Mantelliceras*) *mantelli* (Sow.), *A.* (*Calycoceras*) *naviculare* (Mant.), etc. The presence of the last two species would suggest the existence here of the

Institutul Geologic al României

whole Cenomanian ; but, we must specify that the three specimens of Acanthoceratidae of Macovei's collection (found at I.G.G.) belong actually to the genus *Mantelliceras*. One specimen (I.G.G. — 873) has already been reidentified as *Mantelliceras cantianum* Spath by Chiriac (1981, p. 128, Pl. 31, Fig. 1, Pl. 32, Fig. 1). We are almost sure that this one is the „*Calycoceras naviculare*" species of Macovei, because the type of the species *M. cantianum* has been figured by Sharpe (1857, Pl. 18, Fig. 2) under the name of "*Ammonites navicularis*". Another specimen (I.G.G. — 872), labelled as "*Mantelliceras mantelli*", has been identified by us (Szász, 1983, Pl. 13, Fig. 2) as being actually *M. picteti* Hyatt. The third specimen (I.G.G. — 3233) belongs, according to Chiriac (1981, p. 126, Pl. 31, Fig. 5) to the species *Mantelliceras couloni* (d'Orb.).

Another specimen has been mentioned by Simionescu (1944, p. 333) as *Mantelliceras mantelli* and proceeds from Medgidia. This specimen, existent in the collection of the Faculty of Geology, Bucharest (L.P.B. — 1101), actually stands for the species *M. picteti* Hyatt (Szász, 1983, p. 217, Pl. 14, Fig. 2).

The faunal inventory of the Peştera Formation has considerably been enhanced thanks to the research undertaken by Chiriac (1956, 1960, 1981) who cited : echinids : *Holaster nodulosus* Goldf., *H. subglobosus* Leske, *Discoides subuculus* Klein, *D. cylindricus* Lamark, etc. (Chiriac, 1956) ; turrilitids : *Hypoturrilites mantelli* (Sharpe), *H. tuberculatus* (Bosc.), *H. gravesianus* (d'Orb.), „*H.*" *carcitanensis* (Matheron), *Mariella cenomanensis* (Schlüter), *M. essenensis* Geinitz (Chiriac, 1960) ; *Turrilites costatus* Lamark, *T. acutus sharpei* Chiriac, *Mariella lewesiensis amzaliensis* Chiriac (Chiriac, 1981) ; other heteromorphous ammonites : *Sciponoceras baculoide* (Mant.), *Idiohamites alternatus vectensis* Spath, *I. compressus exilis* Chiriac, *I. compressus compressus* Chiriac, *I. irregularis* Chiriac, *I. rarituberculatus* Chiriac, *Anisoceras plicatile* (Sow.), etc. ; normal-coiled ammonites : *Sharpeiceras laticlavium* (Sharpe) *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *M. tuberculatus* (Mantell), *M. couloni* (d'Orb.), *M. saxbii* (Sharpe), *M. cantianum* Spath, *Calycoceras concinnus* Chiriac, *Hyphoplites crassifalcatus* (Semenow), *H. curvatus* (Mantell), *Forbesiceras* sp., *Acanthoceras* sp., etc. (Chiriac, 1981). In the last work of Chiriac (1981), an assemblage of planktonic foraminifera is also reported including : *Rotalipora appenninica* (Renz), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *R. monsalvensis* (Morrow).

The macrofauna identified by us is mentioned above, in the section describing the lithologic units of the formation, and the general assemblage listed by us is grossly similar to the inventory by Chiriac (op. cit.).

We have also identified, in the Peştera Formation, an extremely rich assemblage of benthic and planktic calcareous foraminiferids, by surveying in detail the most representative sections of the formation (Ivrinezu Mic, Amzalia hill, Şipote). The benthonic foraminiferid assemblage is particularly rich, consisting of species belonging to the genera *Spiroplectammina*, *Textularia*, *Tritaxis*, *Dorothia*, *Hagenowia*, *Arenobulimina*, *Eggerellina*, *Gaudryna*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Cytharina*, *Frondicularia*, *Lenticulina*, *Marginulina*, *Planularia*, *Vaginulina*, *Ramulina*, *Tristix*, *Cibicides*, *Gavelinella*, etc. The sandy facies contain an assemblage extremely rich in *Patellina subcretacea* Cushmann & Alexander. The planktonic foraminiferids, occurring all-over within the chalky-sandy and chalk lithologies, are represented also by various species : *Hedbergella delrioensis* (Carssey), *H. planispira* (Tappan), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *P. stephani* (Gandolfi), *Thalmanninella appeninica appeninica* (Renz), *Th. appeninica evoluta* Sigal, *Th. appeninica gandolfii* Luterbacher & Premoli-Silva, *Th. brotzeni* Sigal, *Th. micheli* (Sacal & Debouile).

The macrofaunal and microfaunal data preclude any doubts upon the Cenomanian age of the Peştera Formation. According to Chiriac (1981), the whole Cenomanian would be present except its lowermost and eventually uppermost parts. In order to support the presence, beside the Lower Cenomanian, of at least the Middle Cenomanian too, this author uses as evidence the occurrence of the species *Turrilites costatus* Lam., *T. acutus sharpei* Ch., *Calycoceras newboldi spinosum* (Kossm.), *Acanthoceras* sp. and the microfaunal assemblage mentioned in his recent work (Chiriac, 1981) ; as well, this author accepts, as Cenomanian zones, the broad zones proposed by Hancock (zones with *Mantelliceras mantelli*, with *Acanthoceras rhotomagense* and with *Calycoceras naviculare*) considering the zones identified by Juignet and Kennedy (1976) in the anglo-parisian basin as subzones. We specify that this author does not separate distinct associations for subzones but supplies a single assemblage for the Lower Cenomanian and another, common assemblage, including the foregoing species, for the Middle and Upper Cenomanian.

A close examination of all faunas so far reported from the Peştera Formation reveals that the overwhelming majority of the ammonite genera and species is located strictly in the Lower Cenomanian. It is also obvious that the hiatus between the accumulation of the Uppermost Albian (*Stoliczkaia dispar* Zone) deposits and that of the first Cenomanian deposits has been quite short ; this statement is corroborated by the very good state of preservation of the Vraconian fauna reworked in the basal conglomerate of the Cenomanian Peştera Formation ; as this reworking has been operating upon still nonconsolidated deposits, the latter could have been easily removed from the body chamber of the Vraconian ammonite fossils and replaced with Cenomanian chalky sands/gra-

Institutul Geologic al României

nules much less glauconitic than the Vraconian sediments (note : in fact, we think that this very filling replacement accounts for the previous misidentification of some ammonite specimens belonging to the *Stoliczkaia dispar* Zone as representing the proper, in situ fauna of the Cenomanian basal conglomerate) ; another evidence supporting a short-term hiatus between the Albian and Cenomanian depositional cycles, is the presence within the Cenomanian deposits of the whole assemblage of the zone with *Neostlingoceras carcitanense* of western Europe, this zone being thought the first Cenomanian zone in this latter region.

The Lower Cenomanian ammonitic assemblage of the Southern Dobrogea is rather unitary. The species commonly proceed from the transitional, chalky-gritty unit (c) (which in places rests directly on the basal conglomerate ; see previous chapter), or from the upper part of the very basal conglomerate. In most exposures the identified species were collected from the gritty-chalky, transitional unit (c), some 1—2 m thick, overlying the lower, sand-sandstone unit (b) ; the transitional unit in these exposures accomodates species both of the *Mantelliceras mantelli-M. cantianum* group and of the *M. saxbii* group ; accordingly, there is no possibility here to distinguish a lower assemblage corresponding to the zone with *Neostlingoceras carcitanense* and with globulous forms of *Mantelliceras*, and an upper assemblage with *Mantelliceras saxbii*. This is one of the reasons urging us to adopt the zone with *Mantelliceras mantelli* as the first Cenomanian zone in Dobrogea and equivalent to the *Neostlingoceras carcitanense* Zone and *Mantelliceras saxbii* Zone of the anglo-parisian basin (Szász, 1982 b). We think that the zone with *Mantelliceras mantelli* in the sense understood by us (Szász, 1982 b) satisfies at a higher degree the requirements necessary to be fulfilled by a standard biozone than the other zones proposed for the lower part of the Lower Cenomanian, because the index species is frequent over the whole interval of the respective zone, can be easily identified and exhibits a broad areal of geographical distribution. Moreover, accepting *Mantelliceras mantelli* as index for the first Cenomanian chronozone, it becomes possible to elaborate a biozone division of this stage relying on the evolution of a single family, i.e. the family Acanthoceratidae, very well represented in the Cenomanian and displaying phyletic relationships with both Albian and Turonian faunas.

As regards the presence of the upper part of the Lower Cenomanian (zone with *Mantelliceras orbignyi*) in the Peştera Formation, so far we have acquired no certain macropaleontological evidence in this respect ; however, the occurrence of some specimens of *Mantelliceras* related to *M. dixoni* (*M.* aff. *dixoni* Spath — Szász, 1983, p. 248, Pl. 8, Fig. 4) enables supposing the existence of this interval. This interpretation is also supported by the presence of the species *Turrilites costatus*, a species cited in England beginning from the upper part of the Lower Cenomanian (Kennedy 1971, p. 30).

As regards the occurrence of outcropping Middle and Upper Cenomanian deposits in Southern Dobrogea, we have not found any macrofaunal evidence, and the evidence put forward by Chiriac (1981) is not conclusive. Thus, as already mentioned above, the species *Turrilites costatus* appears still from the Lower Cenomanian ; thus, it does not provide an argument for the precise existence of the Middle Cenomanian. Concerning the species *Turrilites acutus sharpei* Chiriac, it also cannot represent by itself a chronological indicator ; in addition, some specimens ascribed to the species *T. acutus* are reported from the Lower Cenomanian in Mozambiques (Förster, 1975, Pl. 7, Fig. 10). As regards the existence of some specimens belonging, according to Chiriac (1981), to the genus *Acanthoceras*, we feel that an erroneous identification is involved, because at Şipote, where these specimens are cited from, a single ammonitic layer occurs and here all specifically identifiable specimens pertain to the Lower Cenomanian. As regards the existence of the genus *Calycoceras* at Şipote and in the Sarapciulac hill (cf. Chiriac, 1981, Pl. 33, Figs. 2—3 — under the name of *Calycoceras concinnus* n.sp.), we are certain that the specimens assigned to this genus actually belong to the genus *Stoliczkaia (Lamnayella)*, being very proximate to the species *S.(L.) sanctaecatherinae-S.(L.) juigneti* Wright & Kennedy (Wright, Kennedy, 1978). A final short discussion should be born upon the specimen described by Patrulius (in Ciocîrdel, Patrulius, 1950) under the name of *Acanthoceras newboldi* var. *spinosa* Kossm. This specimen has been subsequently refigured by us under the name of *Calycoceras (Lotzeites)* aff. *barruci* (Pervinquière) (Szász, 1983, Pl. 17, Fig. 3) and it is certainly a faunal element younger than the Lower Cenomanian ; however, it does not occur within the deposits exposed in Southern Dobrogea but within a subsurface succession drilled in the vicinity of the Lumina village, in Central Dobrogea ; here, considering the published lithological description (Ciocîrdel, Patrulius, 1950), only the lowermost deposits, 4—5 m thick, conglomeratic, whitish, and containing *Inoceramus crippsi* and *Hypoturrilites* sp. (aff. *H. tuberculatus*), display conspicuous affinities to the Peştera Formation ; the overlying, slightly glauconitic, whitish-grayish calcareous sandstones highly remind the Cenomanian deposits of the southern shore of the Goloviţa lake (Szász, 1982 a), and the species „*Acanthoceras newboldi* var. *spinosa*" proceeds from a yellowish-grayish argillaceous layer (some 2 m thick) which, at least until now, has no lithologic counterpart neither in the Cenomanian of the Southern Dobrogea nor in the Cenomanian of the Babadag basin ; in addition, the specimen under discussion (col. I.G.G. — no. 3055) is obviously phosphati-

Institutul Geologic al României

sed, therefore being possible to be reworked in deposits younger than Cenomanian in age; at any rate, the most proximate site supplying a fauna younger than the Lower Cenomanian is the southern part of the Babadag basin; consequently, the assumption can be made that either deposits of similar age extend southwards to the Lumina village area (the site of collection of thie here-discussed specimen), or the respective specimen has been reworked from the Babadag basn area and embedded within post-Cenomanian deposits in the Lumina village area.

As regards the microfauna, the whole planktonic foraminiferal assemblage belongs to the Lower Cenomanian, namely to the zone with *Thalmanninella appenninica* and *Th. brotzeni* containing a lower subzone — with *Th. appenninica* and *Th. appenninica evoluta* —, and an upper subzone — with *Th. micheli*). The total lack of the species *Th. reicheli* and *Th. montsalvensis* makes questionable even the presence of the terminal part of the Lower Cenomanian; accordingly, there is no evidence consistent with the occurrence of planktonic foraminiferal assemblages characteristic of Middle Cenomanian, occurrence claimed by Chiriac (1981).

As a general conclusion, the macro- and micropaleontological data so far available demonstrate that the outcropping deposits of the Peştera Formation (as well as the subcropping ones pertaining to this formation) entirely belong to the Lower Cenomanian, except for the deposits indicative of the basal and terminal parts of this substage which are missing. The ammonitic fauna is rather unitary and points to the same biozone, irrespective whether it is located in the upper part of the basal conglomerate or in the transitional, chalky-gritty (c) unit situated either between this basal conglomerate and the chalk (d) unit (Ivrinezu-type sequences) or between the sand-sandstone (b) unit and the chalk (d) unit (Peştera-type sequences); in this latter case, the basal conglomerate [separated from the transitional, fossiliferous chalky-gritty (c) unit by the sterile sand-sandstone (b) unit] does not contain proper ammonite fauna; hence, the ammonitic fauna cannot be used for further refining the biostratigraphy of this formation.

2. Cuza Vodă Formation (Middle?, Turonian)

This formation crops out within a highly restricted area, i.e. exclusively east of the Cuza Vodă village within a (currently abandoned) large quarry excavated in the left slope of the lower course of the Agicabul valley. This quarry (directly east of Cuza Vodă) provides the only knovn exposure of this sequence, exposure here designated as the type section of this formation. Therefore, the descriptions below refer implicitly only to the type section.

The Cuza Vodă Formation lies disconformably on the Peştera Formation (Cenomanian, slightly glauconitic, quartzous sandstones) and is overlain also disconformably (stratigraphic disconformity accompanying a marked depositional gap) by the Santonian Murfatlar Formation (glauconitic-chalky-quartzous sandstones bearing a distinct basal conglomerate, both sandstones and conglomerate containing reworked and proper characteristic faunas).

a. *Lithostratigraphy, faunas and sedimentology*

The Cuza Vodă Formation, approximately 10 m thick in the preservation area, consist of a narrow basal conglomerate, some 40 cm thick, slightly cemented, quartzous, composed of quartzite pebbles and reworked (Upper Albian) phosphatized fauna, this conglomerate grading upwards into sands and (micro)pebbles, more or less indurated (cemented), massive (unbedded and mechanically structureless), quartzous, poorly washed (silty to pelito-silty), rich in reworked phosphatized Vraconian fauna (ammonites, selacian teeth) in their upper part, and irregular-reticularly strongly cemented in their median part, some 3 m thick; this median, induraed layer consists of quartzous sandstones and (micro) conglomerates exhibiting a reticular pattern of development (superposed/braided networks of anastomosed burrow fills) including irregular and large net meshes of loose silty/silto-pelitic sands and pebbles, and containing, over all its thickness, numerous specimens of in situ echinids belonging to the genus *Conulus*, such as : *C. subrotundus* Mantell, *C. subsphaeroides* d'Archiac, *C. rhotomagensis elevatus* Chiriac, *C. nucula* Gras, etc.; these species are identical to those reported by Chiriac (1956) from this quarry, but this author citing them not from the Turonian sandstone layer mentioned above, but from the overlying basal conglomerate (bearing reworked Turonian echinids) of the next, suprajacent Santonian sequence (see discussion below). The median sandstone-microconglomerate layer, rich in echinids, stands for the only succession containing proper, Turonian fauna within the Cuza Vodă Formation. On another hand, the proper fauna is exclusively restricted to these echinids, any other remains of proper macrofauna or microfauna being completely missing. The echinid assemblage cited above is generally consistent with a Turonian (probably Middle Turonian) age.

The exclusive occurrence of echinids (restricted only to the indurated, median layer), the absence of any other in situ macro- or microbiotas, the massive character of the whole sequence, the coarse (arenitic-ruditic) grain-size beside the omnipresence of the silty or silto-pelitic matrix (except the reticular-patterned sandstones and microconglomerates of the median layer, pointing to good

Institutul Geologic al României

washing and intense bioturbation, and accounting thus for an intense biofiltering resulting in the removal of the fine-grained matrix and the correlative possibility of manifestation of a cementation process), the absence of the mechanical structures (present eventually only as faint parallel laminations within the median, highly bioturbated, sandstone-microconglomerate-sand layer of the sequence), all these lines of evidence support a marine sedimentation evolving within a coastal environment, on the one hand, and within a protected environment, on the other hand. Accordingly, we are confronted here either with a lower (outer) shoreface environment located in front of an exposed beach, or with a nonrestrictive lagoonal (shallow marine channel) environment situated behind a beach-bearing barrier island. However, the presence of a beach in the direct proximity is imminent (considering the grain-size of sediments), but the available evidence is not conclusive for a precise localisation of the exposed Turonian sequence in relation with this marine beach setting (either in front of it, or behind it). Similarly to the Peştera Formation, the basal conglomerate stands for a transgression lag; and the whole sequence argues here, from the phosphate content viewpoint, for a detrital bone-bed facies (i.e. phosphatic facies lacking own phosphatization processes but containing only reworked, detrital phosphatic material consisting, in our case, of reworked Albian phosphatized faunas).

b. *Bio-and chronostratigraphic comments*

The presence of the Turonian within the deposits in the vicinity of Cuza Vodă (Docuzol) village has already been noted by Macovei (1911) relying on specimens of "*Echinoconus castanea* (d'Orb.)", *Discoides subnucula* Klein, *D. pentagonalis* Cott., the same age being assumed also for other deposits displaying an apparently similar lithologic composition. Later, the existence of the Turonian in the respective deposits has been supported also by Chiriac (1956, 1964) accounting on the occurrence of echinid faunas (similar to the above-listed one), but this author considers a portion of those deposits of Peştera village area ascribed to the Turonian by Macovei as actually belonging to the Cenomanian, and the deposits near the Castelu village — to the Senonian. However, a close inspection of the data reported by Chiriac reveals, if taken into account the description of the succession he assigns to the Turonian at Cuza Vodă, that this author (Chiriac, 1956, p. 98) does not refer to the deposits described by us under the name of Cuza Vodă Formation, because he writes about "a bed of conglomerate containing *Conulus subrotundus*", 0.40—0.65 m in thickness, underlying the Senonian succession represented by whitish slightly conglomeratic sandstones, and overlying Albian deposits. Therefore, it is quite clear that the lithologic entity distinguished by us as the Cuza Vodă Formation is considered by Chiriac (op. cit.) to belong still to the Albian (this author failing to notice the occurrence of the proper echinid fauna in these deposits), while the conglomerate assigned to the Turonian by Chiriac (1956) owing to the presence of a reworked echinid assemblage, actually represents the basal conglomerate of the Santonian. [Recently, on the map and in the geological section featuring the Cretaceous succession at Cuza Vodă, Chiriac (1981) brings, as only notable modification, the figuration of the Cenomanian as a narrow cartographic strip interposed between the Albian and the Turonian; unfortunately, these graphical representations are too general to be explicit with regard to the lithologic entities corresponding to the respective stages, and, on the other hand, this new interpretation involving the introduction of the Cenomanian in the stratigraphic succession at Cuza Vodă is not discussed at all in the text of this work by Chiriac (1981)]. We consider that, similarly to the so-called "Turonian" described by previous authors at Cuza Vodă, the deposits formerly ascribed to the Turonian at Peştera and in the Adînca valley (west-Ovidiu) also represent actually the Santonian basal conglomeratic term containing reworked Turonian macrofaunas, although in these two exposures this conglomerate does not overlie deposits comparable to the Cuza Vodă Formation but it rests directly upon Cenomanian deposits (at Peştera) or upon Aptian deposits (in Adînca valley). As regards other exposures of Turonian deposits reported by Chiriac (1964) in areas east of the Medgidia town, we cannot put forward any comments because these exposures are no longer accessible being meantime either obscured by various man-made slope-leveling fillings or removed during working of the Neocomian limestones in the huge quarry directly east of Medgidia.

To conclude, the Cuza Vodă Formation (and, implicitly, the Turonian) crops out only in the area of the homonymous locality, all the other occurrences so far reported being either misidentifications or currently uncheckable former exposures.

3. Murfatlar Formation (Santonian-Lower Campanian)

Under the name of Murfatlar Formation we encompass an exposed sedimentary succession composed essentially of white chalk and bearing almost constantly, at its lower part, a comparatively thin sandy-gritty-chalky layer beginning with a pluridecimetric basal conglomerate (the latter containing reworked faunas and lithoclasts from subjacent formations).

Institutul Geologic al României

The maximum stratigraphic thickness of the formation, according to the surface records does not exceed 40 m, the conglomeratic and sandy, lower terms accounting for some 4—6 m at the base of the formation.

The Murfatlar Formation displays strongly marked transgressive trends, its deposits disconformably covering previous formations extremely diverse in age : Upper Jurassic dolostones at Ovidiu, Neocomian limestones and dolostones at Poarta Albă and probably at Lespezi, Aptian deposits at Castelu and in Adînca valley, Albian deposits north of Cuza Vodă, Cenomanian sands and chalks south of Satu Nou and probably in Lespezi-Dobromiru area, Turonian sandstones and microconglomerates at Cuza Vodă, etc. In their turn, the deposits of the formation are disconformably overlain by various sediments ranging in age from Lower Eocene to Quaternary.

The southern slope of the Carasu valley between the village of Basarabi (previously named Murfatlar) and the Castelu village, supplying a chalk succession displaying the maximum known outcropping thickness (some 30 m) and grading downwards to the equally well-exposed, basal, detrital-chalky term of the formation, is here designated as the type section of the Murfatlar Formation. Good exposures occur also east of Cuza Vodă (quarries providing primarily the basal terms), south of Satu Nou (southern slope of the Carasu valley, supplying a somehow peculiar biofacies if considered the abundance in belemnitellids, brachiopods and ostreids), in the Adînca valley (west of Ovidiu) and in the steep slope bordering westwards the Siutghiol lake between Ovidiu and Palazu Mare. Scattered outcrops have been recorded in the southernmost South Dobrogea, at Lespezi and at Dobromiru. The westernmost outcrops exposing the Murfatlar Formation occur at Dobromiru, at Peştera and north of Satu Nou.

It seems that the initial extent of the Murfatlar Formation, at least towards north and west, has been considerably larger than the present-day conserved one. This opinion is supported by two main lines of evidence : the occurrence of numerous specimens of *Belemnitella mucronata* within pockets of glauconitic sands preserved within carstic excavations formed on the surface of the Upper Jurassic limestones at Topalu, Central Dobrogea (Bărbulescu, 1973); and the presence of chalk blocks within a Quaternary megabreccia (a polygenous megabreccia including deposits various in age, such as Santonian-Campanian chalk blocks, Albian glauconitic sands, etc.) exposed in the Danube cliff between Cochirleni and Cernavoda. In addition, the lower terms of the formation contain in places, beside the proper fauna, mass accumulations of fragmented thick-walled inoceramid shells (of a Coniacian type) obviously reworked from older deposits located in relatively distant areas (because the sequences underlying at present the Murfatlar Formation do not accommodate inoceramid shells comparable in thickness and ornamentation to the fragments reworked in the Santonian deposits). Given that the most proximate place containing in situ thick-walled inoceramid shells is the Babadag basin (the Lower Coniacian at Caugagia), it may be estimated (L.S.) that the source of the inoceramid shell fragments in the basal sandy terms of the Murfatlar Formation is represented by the Coniacian deposits of the Babadag basin ; this statement enables speculating (L.S) that the respective Coniacian deposits had a consistently larger southward extension than that shown at present, on the one hand, and that the Santonian transgression covered broadly the present-day territory of the Central Dobrogea, northwards reaching probably the proximity of the Peceneaga-Camena fault, on the other hand. This latter affirmation seems to be supported by the occurrence on the Sinoe lake shore (near Lupilor Eyot), of a succession of glauconitic sands and conglomerates containing inoceramid fragments and sparse specimens of *Echinocorys vulgaris* ; the age of these deposits, as well as that of the overlying yellowish chalky limestones, is not precisely defined so far owing to the lack of conclusive characteristical micro- and macrofaunas.

a. *Lithostratigraphy/lithology, faunas and sedimentology*

The complete successions (at most 40 m thick) of the Murfatlar Formation consist of three successive lithostratigraphic terms (units), the lower two terms exhibiting large variation in composition, structure-texture and thickness from a section to the other :

(a) lowermost unit (0—80 cm thick) : basal conglomerate (pebblestone, subordinately pebbly sand/pebbly sandstone), reworking much petrographic material from the regional substratum ; it is mineralogically well sorted (grains/granules/pebbles commonly of quartz/quartzites ; biodetrital phosphate pebbles ; reworked faunal fossils, i.e. Albian phosphatized specimens, Turonian often perfectly conserved skeletons, or Coniacian shell debris), but texturally poorly sorted in the arenite-rudite modal range although usually well washed (seldom autochthonous glauconitic-chalky, fine-grained matrix) ; similarly to the conglomerates opening the sedimentary cycles corresponding to the previous formations, this basal conglomerate stands for the condensed coarse-grained term announcing the onset of the marine sedimentation (transgression lag) ;

(b) lower unit (1—4 m thick) : transitional sequence ranging in lithology from chalky-glauconitic-quartzous sandstones or sands to glauconitic-quartzous chalks ; these rocks are more or less

Institutul Geologic al României

friable, usually massive (unbedded), internally structureless (=homogeneous structure) but locally exhibiting subcentimetric parallel laminations or intense bioturbations; the accommodated macrofauna consists either in specimens reworked from previous Cretaceous formations or in proper forms (chiefly echinids) displaying a moderate (locally high) frequency; the glauconite looks authigenous in nature;

(c) upper (main) unit (20—30 m in maximum thickness in those areas escaped from the post-Campanian erosion): homogeneous to bioturbated (mottled), massive (nonbedded), white chalk representing typical foraminiferal-coccolitic nannomuds (nannobial skeletal accumulations); it is in places highly macrofossiliferous; here and there, commonly towards its lower part, it is glauconitic (authigenous glauconite); some chalk volumes or layers contain decimetric, irregular-shaped (rod-like to randomly-branching) silicifications (silexes, seldom chailles, both flints with chert-type structure) scattered within the rock, standing for former burrow fills (penecontemporaneous-silicified burrow fillings) and testifying an excessively intense local bioturbating activity of a synsedimentary endichnial burrowing type.

As a whole, the succession is consistent with a depositional facies evolution from a thin term representing a transgression lag (a), through a passage term indicative of nearshore conditions of a lower (outer) shoreface type (b), to a long-term sedimentation within offshore shelf conditions in a shallow epeiric sea typified by an intense nannoplankton bloom and by the thriving of both planktonic and benthonic calcareous foraminifera as well as of bioturbating infaunal biotas (c). This latter sedimentation stage (c) accounts for the main bulk of the deposits of the Murfatlar Formation, i.e. the chalk succession, which can be best defined as shallow epeiric shelf pelagites; they exhibit sedimentary features and depositional conditions typical of the late Upper Cretaceous chalk sequence within the whole fore-alpine Europe. However, the maximum water depth is here estimated as not having exceeded probably 50—60 m.

We resume further on the description of the formation, stressing upon the paleontological aspects. The description below is valid for the type section as well as for the other sections supplying more or less complete sequences.

(a) The basal conglomerate of the Murfatlar Formation (usually 30—40 cm thick, consisting of centimetric pebbles of quartzites and, subsidiarily, pebbles of Precambrian green schists and of Jurassic and Neocomian limestones) contains frequent fragments of reworked Albian phosphatized fossils and numerous specimens of *Conulus* reworked from Turonian deposits; beside the reworked (mainly Turonian) faunas, the conglomerate accommodates at places (Adînca valley, Poarta Albă, Nisipari) abundant specimens of brachiopods about which it is difficult to state whether reworked or in situ; at any rate, the brachiopod assemblage discloses by far larger affinities with the Senonian assemblages than with the Turonian ones, of Poland and the Russian Platform (A. Bărbulescu — oral communication); the basal conglomerate has also supplied inoceramid specimens but, unfortunately, they could not be identified specifically.

(b) The next, (chalky-glauconitic-quartzous) chalky-gritty succession following the basal conglomerate, involves usually friable, massive (nonbedded) and structureless rocks which, beside the reworked fragments of (Coniacian) inoceramids, already mentioned above, lodge a relatively rich proper fauna mostly illustrated by echinids among which the previous students (Macovei, 1911, 1934; Chiriac, 1956) identified the species: *Echinocorys vulgaris* Brey., *E. vulgaris striata* Lamark, *E. marginatus* Goldf., *Conulus conicus* Brey., *C. subconicus* d'Orb., *C. oblongus* d'Orb., *Micraster coranguinum* Klein, etc.

(c) The above-described unit grades upwards, by a slightly glauconitic-quartzous chalk, to the thick, massive, white chalk displaying only homogeneous to biogenic mottled structures and, in places, containing concentrations of scattered irregular-shaped burrow fillings commonly completely silicified and converted into silex-type or chaille-type siliceous accidents (flints), as already described above. Usually friable and soft, the chalk becomes, in some sections, excessively hard, casant and porcelainous in appearance.

The macrofaunas encountered in the chalk succession is neither considerably rich nor evenly distributed into the rock.

In the quarries at Basarabi (= Murfatlar) and south of Dorobanțu railway station, we have collected inoceramid specimens belonging to the forms: *Inoceramus (Cordiceramus) mülleri recklingensis* Seitz, *I. (Co.)* ex gr. *platycephalus* Sornay, *I. mülleri* Petr. ssp. ind., etc. As well, echinid specimens have been here reported and ascribed to the species: *Offaster pilula* Desor (Macovei, 1934), *Izomicraster* cf. *stolleyi* Lambert and *Spatangoides striatoradiatus* Leske (Chiriac, 1956). In addition, the chalk contains here also a rich fauna of silicosponges: *Ventriculites radiosus*, *V. striatus*, *Calyptsella beothae*, *Leiostracosia punctata*, etc.

Special mention should be made of the sandy chalks south of Satu Nou, which are highly macrofossiliferous; the brachiopods are represented by species such as *Crania craniolaris* Linné, *C. antiqua* (Defr.), *Cyclothyris samodurovi* Makridin & Kalz, *Neolithyrina obesa* Sahni, *Gibbithyris*

Institutul Geologic al României

gibba Sahni, *Carneithyris carnea* Sow., etc. (Bărbulescu et al., 1979); frequent specimens are recorded belonging to diverse varieties of the species *Belemnitella mucronata* Jeletzky, *Pycnodonta vesicularis* Lamk., etc.

In other sections, the chalk is rich in tiny brachiopods (Dobromiru; Siutghiol lake western cliff).

The chalk successions of the Murfatlar Formation are extremely rich in microfaunas, especially benthonic calcareous foraminifera, but also planktonic ones. A systematical sampling of the chalk sequences has been carried out at Basarabi (= Murfatlar) and south of Dorobanțu railway station; in addition, many samples have been collected in the Siutghiol lake cliff at Palazu Mare, in the Carasú valley southern slope south of Satu Nou, and in sections exposed at Lespezi and Dobromiru; accordingly, no area exposing the Senonian chalk has escaped from sampling for micropaleontological purposes.

The benthic foraminiferal assemblages identified in the chalk sections include the genera: *Lituola*, *Dorothia*, *Eggerellina*, *Heterostomella*, *Arenobulimina*, *Gaudryina*, *Haplophragmium*, *Ataxophragmium*, *Marginulinopsis*, *Neoflabellina*, *Frondicularia*, *Ramulina*, *Pyramidina*, *Allomorphina*, *Gavelinella*, *Gyroidina*, *Osangularia*, *Globorotalites*, *Stensioina*, *Cibicides*, *Tritaxia*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Citharinella*, *Marginulina*, *Saracenaria*, *Lenticulina*, *Pyrulinoides*, *Bullopora*, *Pullenia*, *Clavulinoides*, *Verneuilina*, *Beissellina*, *Spiroplectammina*, *Guttulina*, *Bolivina*, *Bolivinoides*, *Praebulimina*, *Vaginulinopsis*, *Textularia*, *Eouvigerina*, *Ventilabrella*, etc.

The planktonic foraminiferal assemblages recorded in different areas are as the follows:

— Basarabi-Dorobanțu area: lower assemblage containing: *Dicarinella concavata concavata* (Dalbiez), *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *M. coronata* (Bolli), *M. sigali* (Reichel) (very rare), *Arhaeglobigerina cretacea* (d'Orb.), *Globotruncana bulloides* Vogler; upper assemblage including: *Globotruncana elevata* Brotz., *Marginotruncana renzi* (Gandolfi), *M. angusticarinata* (Gandolfi), *Dicarinella* cf. *indica* (Jacob & Satry), *Globotruncana bulloides* Vogler, *Arheoglobigerina cretacea* (d'Orb.); in the first 2 m interval from its appearance, *Globotruncana elevata* consists of sporadical and primitive specimens, then this species becoming quite frequent;

— south of Satu Nou: *Globotruncana bulloides* Vogler, *G. linneiana* (d'Orb.), *G. cretacea* Cushman, *G. arca* (Cushman), *Rugoglobigerina rugosa* Bronimann & Brown.;

— Lespezi: *Globigerinelloides multispinatus* (Lalick.), *Marginotruncana cretacea* (d'Orb.), *Globotruncana fornicata* (Plumm.), *G. fornicata scutilla* (Gandolfi), *G. arca* (Cushman), *Globotruncanita elevata* (Brotz);

— Dobromiru: *Marginotruncana cretacea* (d'Orb.), *Globotruncanita elevata* (Brotz), *Globotruncana ventricosa* White, *G. arca* (Cushmann), *G. fornicata* (Plumm.), *Marginotruncana marginata* (Reuss);

— Siutghiol lake cliff: *Marginotruncana cretacea* (d'Orb.), *M. marginata* (Reuss), *Globotruncanita elevata* (Brotz), *G. linneiana* (d'Orb.), *G. fornicata* (Plumm.), *Globigerinelloides multispinatus* (Lalick.).

b. *Bio- and chronostratigraphical interpretations*

Accounting on the echinid fauna present in the lower (sandy-gritty-chalky) part of the sequence here designated as the Murfatlar Formation, Chiriac (1956, 1964, 1981) estimates a Santonian age for this lower layer and assigns the overlying chalks to the Campanian-Lower Maastrichtian (or only to the Campanian, if considered the ages figured on the maps enclosed to his work published in 1981). As concerns our opinions, we cannot add any supplementary age estimates with regard to the sandy-gritty lower term for lack of additional paleontological evidence and owing to the impossibility of obtaining precise information (and, accordingly, refined estimates), from the available data, concerning the moment of the Santonian transgression. Instead, evidence is available supporting the sandy-gritty-chalky layer not to represent the whole Santonian succession of South Dobrogea; thus, at least the lower half of the overlying white chalk sequence exposed between Valu lui Traian and Castelu still pertains to the Santonian on both macro- and microfaunal grounds; thus, the inoceramid species here identified are characteristic of the Upper Santonian and do not occur above the Santonian/Campanian boundary (Seitz, 1961, 1967) or extend at most also in the Lowermost Campanian (Sornay, 1982); on the other hand, the planktonic foraminiferal assemblage here recorded in the lower part of the chalk succession up to the first appearance of the species *Globotruncana elevata*, confirms the Upper Santonian age (*Dicarinella concavata carinata* Zone — upper part).

As regards the upper 10—12 m thick interval of the chalk succession in the Valu lui Traian-Castelu area, as well as the chalk sequences in all the other sections examined for the microfauna content, all of these chalk sequences have supplied planktonic foraminiferal assemblages doubtless

Institutul Geologic al României

pointing to a Lower Campanian age (*Globotruncana elevata* Zone). A few areas (Satu Nou, Dobromiru) enable accepting also at most the presence of the lowermost Middle Campanian (basal part of the *Globotruncana ventricosa* Zone).

Many species of benthic calcareous foraminifera confirm the presence of the Lower Campanian and, furthermore, some of them are thought index-fossils for this time span (cf. Akimetz et al., 1983) : *Neoflabellina rugosa* (Wedeck), *Gavelinella clementina* (d'Orb.), *G. stelligera* (Maric), *Stensioina pommerana* Brotz., *Bolivinoides decorata* (Jones), etc. Some of the macrofaunal species reported from the chalk sequences either are regarded as biozone-indicative fossils characteristic of the Lower Campanian (*Offaster pilula* — cf. Atabekian, 1979), or make their first appearance in the Lower Campanian (*Belemnitella mucronata* — cf. Naidin, Kopaevitsch, 1977) and consequently do not rule out the age defined on microfaunal grounds.

We can conclude that the Murfatlar Formation is the product of a depositional cycle opening in the Santonian by a basal conglomeratic lag followed by chalky sands/sandstones, and continuing during the Upper Santonian-Lower Campanian time interval by the sedimentation of the white pure chalk ; the passage between the sandy-gritty term and the chalk is transitional, and the boundary between these two terms is more or less isochronous and represents merely a lithologic boundary non coincident with a chronostratigraphic one. Thus, the Santonian/Campanian boundary is not marked by a change in lithology but only by a modification in the planktonic foraminiferal assemblage. However, worth emphasizing is the fact that, at the beginning of the Campanian, a strong marine ingression can be noted as demonstrated by the Lower Campanian age of the whole chalk succession exposed in many places (Lespezi, south of Satu Nou). We can firmly state that there is no evidence for the occurrence of exposed chalk sequences belonging to the Middle Campanian-Maastrichtian time span in South Dobrogea.

Some papers (e.g. Chiriac et al., 1977) accept the subsurface presence of Maastrichtian deposits in the drillholes of the Eforie Sud area ; however, no paleontological arguments favouring this age are supplied, and no data concerning the relationships between these deposits and the (outcropping) Santonian-Lower Campanian ones are provided in these papers.

III. GENERAL CONCLUSIONS

The main contribution of the present paper can be summarised as follows :

1. The exposed Cretaceous deposits of Southern Dobrogea are here demonstrated to encompass a sequence of geological formations standing for distinct sedimentary cycles separated by major stratigraphic gaps : Cernavoda Formation (Upper Tithonian?-Berriasian-Valanginian) ; Ramadan Formation (Bedoulian ; locally, Barremian-Bedoulian) ; Gherghina Formation (Gargasian ; locally, Bedoulian?-Gargasian-?Clansayesian) ; Cochirleni Formation (Clansayesian?-Albian) ; Peştera Formation (Lower Cenomanian) ; Cuza Vodă Formation (Middle?, Turonian) ; Murfatlar Formation (Santonian-Lower Campanian).

2. Considering both the lithologies and the faunas, it is to conclude that most formations have been accumulated within coastal or subcoastal marine settings, under either prevailingly carbonate facies (Cernavoda, Ramadan) or mainly detrital terrigenous facies (Cochirleni, Peştera, Cuza Vodă). Subordinate sedimentation under continental conditions (Gherghina) or, contrarily, under neritico-pelagic (but shallow) marine conditions (Murfatlar) can be noted.

3. The biostratigraphical data have allowed for an accurate chronostratigraphical localisation of most distinguished formations, and good insight into dating their lithostratigraphic component terms as well as into delineating the time spans covered by the inter-formational stratigraphic gaps ; the latter ones correspond to the following time intervals : Hauterivian ; Clansayesian ; Upper Albian, in places Vraconian only ; Middle-Upper Cenomanian ; Coniacian-lowermost Santonian ; Middle Campanian-Maastrichtian.

REFERENCES

Akimetz V. S., Benjamovski V. N., Kopaevich L. F., Naidin D.P. (1983) The Campanian of the European palaeogeographical region. *Zitteliana*, 10, 387—392, München.

Anastasiu V. (1898) Contributions à l'étude géologique de la Dobrogea. Thèse, 132 p., Paris.

— (1908) Fauna calcarului de la Canara (jud. Constanța). II congr. Asoc. rom. înaint. și răsp. științelor, Buc. 1903, 395—397, București.

Institutul Geologic al României

Arnould-Vanneaud A. (1980) Micropaléontologie, paléoecologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Tethys : L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Geol. Alpine*, Mém. 11, 873 p., Lyon.

Atabekjan A. A. (1979) Correlation of the Campanian Stage in Kopetdag and Western Europe. Aspekte des Kreide Europas. IUGS series A, 6, 511—526, Stuttgart.

Băncilă I. (1973) Asupra prezenței unei formațiuni gipsifere purbeckian-wealdiene în regiunea Fetești-Constanța. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 18/1, 115—125, București.

Bărbulescu A. (1973) Date noi asupra Senonianului din Dobrogea. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 18/1, 229—234, București.

— Neagu Th., Picrcea I., Ciupu F. (1979) Contribution à l'étude des brachiopodes crétacés de la Dobrogea méridionale. *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 23/2, 197—208, București.

Chiriac M. (1956) Contribuții la cunoașterea faunei de echinide cretacice din Dobrogea de sud. *Bul. șt. Acad. R.P.R., Geol.-geogr.*, 1—2/1, 69—105, București.

— (1957) Contribuții la studiul petrografic al Apțianului din Dobrogea. *An. Com. Geol.*, XXX, 241—266, București.

— (1960) Reprezentanți ai familiei Turrilitidae Meek, 1876, în Cretacicul Dobrogei de sud. *St. cerc. geol.*, V/3, 449—474, București.

— (1961) Part D = Dobrogea, Guidebook Excurs. Congr. V, C.B.G.A., p. 37—52, 73—78, București.

— (1964) Asupra unor iviri de Turonian la E de Medgidia. *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 9/2, 329—339, București.

— (1968) Notă explicativă la Harta geologică a R. S. Romania, sc. 1 :200 000, foaia Constanța, 44 p., București.

— (1981) Amoniții cretacici din Dobrogea de sud. Studiu biostratigrafic. Ed. Acad. R. S. România, 143 p., București.

— Bărbulescu A., Neagu T., Dragastan O., (1977) La Dobrogea centrale et de sud, pendant le Jurassique et le Crétacé. *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 21, 145—153, București.

Ciocîrdel R., Patrulius D. (1950) Contribuțiuni la cunoașterea geologiei regiunii Canara-Năvodari (jud. Constanța). *Bul. șt. Acad. R.P.R., Geol.-geogr., biol. agr.*, II/1, 51—57, București.

Drăgănescu A. (1974) Report, archives of the I.G.G., București.

— (1976) Lower Cretaceous Carbonate and Carbonate-Evaporite Sedimentation in the East Wallachian sector of the Moesian Platform (SE Romania). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 48, 1—60, București.

— Ghenea A., Ghenea C., Mirăuță E. (1978) Geological Map of Romania, sc. 1 :50 000, sheet Dorobanțu, Inst. Geol. Geofiz., București.

— (1979) Geological Map of Romania, sc. 1 : 50 000, sheet Gura Dobrogei, Inst. Geol. Geofiz., București.

Drushchitz V. V., Kudrjavtsev M. P. (1960) Ammonity, in V. V. Menner ed.—Atlas nizhnemelovoj fauny Severnogo Kavkaza i Kryma. Trudy VNIIGAZ, 249—308, Moskwa.

Förster R. (1975) Die geologische Entwicklung von Süd Mozambique seit der Unterkreide und die Ammoniten-Fauna von Unterkreide und Cenoman. *Geol. Jb.*, B, 12, 3—320, Hannover.

Ghenea C., Avram E., Szasz L., Drăgănescu A., Ghenea A., Andreescu I. (1984 a) Geological Map of Romania, sc. 1 :50 000, sheet Medgidia, Inst. Geol. Geofiz., București.

— (1984 b) Geological Map of Romania, sc. 1 :50 000, sheet Peștera, Inst. Geol. Geofiz., București.

Kemper E., Rawson P. F., Thieuloy J. P. (1981) Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of North-West Europe. *Palaeontology*, 24/2, 251—311, London.

Kennedy W. J. (1971) Cenomanian ammonites from Southern England. *Spec. Pap. Paleont.*, 8, 130 p., London.

Juignet P., Kennedy W. J. (1976) Faunes d'Ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomanien du nord-ouest de la France (Normandie) et du sud de l'Angleterre. *Bull. soc. géol. Normandie et Amis du Muséum du Havre*, 63(2), 183 p., Le Havre.

Macovei G. (1911) Sur l'âge et la variation des faciès des terrains sédimentaires de la Dobrogea méridionale. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, II, București.

— (1914) Cercetări în podișul prebalcanic din Dobrogea și Bulgaria. Rap. activ. Inst. Geol. Rom. în 1911, XVIII—XXIX, București.

— Atanasiu I (1933) L'évolution géologique de la Roumanie, Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, 218 p., București.

Mureșan M., Mirăuță El., Sighedi A., Drăgănescu A., Berbeleac I., Ștefan A., Roșca N. (1982) Report, archives of the I.G.G., București.

Naidin D. P., Kopaevitsch L. F. (1977) O zonalnom delenii verkhnego Mela Evropeiskoy paleobiografitsheskoy oblasti. *Biull. M.o-va Isp. Prirody, otd. Geology*, 52 (5), 92—112, Moskwa.

Neagu T. (1975) Monographie de la faune des foraminifères éocrétacés du Couloir de Dîmbovicioara, de Codlea et des monts Perșani (Couches de Carhaga). *Mém. Inst. Géol. Géophys.*, XXV, 141 p., București.

— Georgescu-Donos M. O. (1973) Characee eocretacice din Dobrogea de sud (valea Akargea-Peștera). *Stud. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 18/1, 171—182, București.

— Pană I., Dragastan O. (1977) Biostratigraphie de la série des calcaires éocrétacés de l'aire Cernavoda-Alimanu-Ostrov. *Rev. roum. géol., géophys. géogr., Géol.*, 21, 137—144, București.

Paquier V. (1901) Sur la faune et l'âge des calcaires à rudistes de la Dobrogea. *Bull. Soc. géol. France*, (4), 1, 473—474, Paris.

Peters K. (1867) Grundlinien zur Geographie u. Geologie der Dobrudscha. *Denkschr. d.k.k. Akad.*, XXVII, 2, 83—207, Wien.

Reuss A. E. (1865) Foraminiferen u. Ostracoden der Kreide am Kanarasee bei Küstendsche (Dobrudscha). *Sitzungsper. d.k.k Akad.*, LII, p. 265, Wien.

Institutul Geologic al României

Seitz O. (1961) Die Inoceramen des Santon von Norddeutschland. I teil (Die Untergattungen Platyceramus, Cladoceramus und Cordiceramus). *Beitr. geol. Jb.*, 46, 186 p., Hannover.

— (1967) Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nord-westdeutschland. III Teil, Taxonomie und Stratigraphie der Untergatungen Endocostea, Herculeinia, Platyceramus, Cladoceramus, Sclenoceramus und Cordiceramus mit besonderes Berücksichligung des Parasitisums bei diesen Untergattungen. *Beitr. geol. Jb.*, 75, 171 p., Hannover.

Simionescu I. (1906) Note sur l'âge des calcaires de Cernavoda (Dobrogea) *Ann. Sci. Univ. Jassy*, IV, 75—77, Iași.

— (1924) Sur quelques fossiles dans le Trias et le Crétacé inférieur de Roumanie. *Acad. Roum., Bull. Sec. Sci.*, X/4—5, 102—109, București.

— (1944) Cîțiva amoniți din Cretacicul superior. *An. Acad. Rom., Mem. sect. șt.*, III/9, II., 331—340, București.

Sornay J. (1982) Sur la faune d'Inocerames de la Smectite de Havre (Campanien) et sur quelques Inocerames du Campanien et du Maastrichtien de la Belgique. *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg.*, 54, 4, *Sciences de la terre*, 15 p., Bruxelles.

Szász L. (1982 a) Sur la présence d'Ammonites cénomaniennes dans le bassin de Babadag (Dobrogea de Nord). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI 3, București.

— (1982 b) Les subdivisions et la corrélation du Cénomanien de Roumanie à partir de la faune d'Ammonites. *D. S. Inst. Geol. Geofiz*, LXIV/4, 97—113, București.

— (1983) Contribution à l'étude des Ammonites cénomaniennes de la Roumanie. *Mém. Inst. Géol. Géophys.*, XXXI, 237—280, București.

Toula F. (1904) Geologische Beobachtungen auf einer Reise in der Gegend von Silistria und in der Dobrudscha im Jahre 1892. *Jb. d.k.k. geol. R. A.*, LIV, 1—45, Wien.

Wright C. W., Kennedy W. J. (1978) The Ammonite Stoliczkaia from the Cenomanian of England and northern France. *Palaeontology*, 21, 2, 393—403, London.

STRATIGRAFIA DEPOZITELOR CRETACICE EXPUSE LA ZI ÎN DOBROGEA DE SUD

(Rezumat)

Datele de ordin litostratigrafic, biostratigrafic și sedimentologic-ecologic asupra depozitelor cretacice care apar la zi în Dobrogea de sud, obținute de autorii lucrării de față, vin să le completeze și, pe alocuri, să le clarifice pe acelea publicate succesiv de : Reuss (1865), Peters (1867), Anastasiu (1898, 1908), Paquier (1901), Toula (1904), Simionescu (1906, 1926), Macovei (1911, 1934, in Macovei, Atanasiu, 1934), Chiriac (1956, 1957, 1960, 1961, 1968, 1981), Băncilă (1973), Chiriac et al. (1977) și Neagu et al. (1977). Recent, datele noastre au fost prezentate sintetic în formă grafică în foile Medgidia și Peștera ale Hărții geologice a României, scara 1 : 50 000 (Ghenea et al., 1984 a, b).

Succesiunile cretacice ale Dobrogei de sud se dispun transgresiv peste formațiunile jurasice și prejurasice și sînt, la rîndul lor, acoperite local de depozite paleogene sau badenian superioare și, cu caracter mai general, de depozite sarmațian medii și cuaternare, ultimele ocupînd mai mult de 90% din suprafața întregului teritoriu investigat. Cercetările pe care le-am întreprins asupra depozitelor cretacice ne-au permis să distingem șapte formațiuni geologice, cu caractere litologice și biologice distincte, separate de discontinuități stratigrafice. Ultimele, constînd în întreruperi de sedimentare însoțite de etape erozionale, au condus la conservarea areală discontinuă și la conservarea stratigrafică mai mult sau mai puțin incompletă a formațiunilor și, de asemenea, la fenomene frecvente de resedimentare a faunelor.

De la vechi la nou, formațiunile cretacice identificate de noi în depozitele care apar la suprafață sînt caracterizate după cum urmează (formațiuni și denumiri conform Avram, Drăgănescu, Szász, în Ghenea et al., 1984 a, b).

A. Cretacicul inferior

1. *Formațiunea de Cernavoda (Tithonic superior ?-Berriasian-Valanginian)*

Formațiunea de Cernavoda este o entitate litostratigrafică esențialmente carbonatică și subordonat marnoasă-argiloasă (-evaporitică în secvențele bazale, nedeschise la zi), care aflorează discontinuu de la Dunăre către est pînă la linia Poarta Albă-Dumbrăveni și de la obîrșia văii Agicabul pînă la frontiera româno-bulgară. În foraje, ea a putut fi urmărită de la sud de aliniamentul Capidava-Ovidiu numai la vest de linia Palazu Mare-Valu lui Traian-Cobadin-Plopeni-Negru Vodă (Vasilescu, Dragomirescu, 1977).

Institutul Geologic al României

Secțiunea-tip a formațiunii a fost aleasă în faleza Dunării, de la podul Cernavoda către sud, pînă la capătul nordic al ostrovului Hinog.

Pentru termenii săi inferiori, care nu apar la suprafață, au fost luate în considerare datele din forajele săpate în arealul cuprins între aliniamentele Capidava-Ovidiu și Peștera-Cobadin. Astfel, succesiunea formațiunii cuprinde în bază un „complex gipsifer" și un pachet de „argile policolore" (Băncilă, 1973), recunoscute numai în foraje și atribuite intervalului Tithonic superior-Berriasian inferior (Băncilă, 1973, Chiriac et al., 1977).

Termenii care apar la suprafață ai formațiunii pot fi grupați după cum urmează :

a) subformațiunea de Poarta Albă (Berriasian);

b) subformațiunea de Medgidia (Berriasian);

c) subformațiunea de Alimanu (Berriasian superior-Valanginian).

Relațiile dintre ultimele două subformațiuni sînt, în cea mai mare parte, de superpoziție; pe de altă parte, primele două sînt în cea mai mare parte sincrone, superpoziția parțială a celei de-a doua peste depozitele primeia rămînînd încă să fie dovedită.

a) *Subformațiunea de Poarta Albă*, dezvoltată în versantul drept al văii Carasú la Poarta Albă, în versantul stîng al văii Cocoșu de la vărsare pînă la 2—2,5 km spre est și pe valea Adamclisi în zona localității Adamclisi, oferă succesiunea-tip deschisă la zi în carierele din versantul stîng al văii Cocoșu, în raza localității Poarta Albă.

Subformațiunea este constituită dintr-o succesiune de dolomite în strate decimetrice pînă la metrice, cu intercalații subordonate de marno-argile verzui, uneori șistoase, mai frecvente către partea sa inferioară; rocile sînt local slab gipsifere.

Din punct de vedere sedimentologic, dolomitele și intercalațiile marno-argiloase constau într-o alternanță de pachete intens bioturbate și pachete cu laminație milimetrică algală sau mecanică; aporturile continentale de material argilos sînt de natură, probabil, eoliană și coluvială. În ansamblu, litologiile, structurile sedimentare și materialul fosilifer (characee și foraminifere) indică un facies marin de tip tidal-flat dolomitic, predominant ușor suprasalin, cu episoade subordonate normal marine și subsaline.

Vîrsta berriasian superioară a subformațiunii a putut fi apreciată după o asociație de foraminifere recunoscută în depozitele sale în forajul Nazarcea (la 68 și 93 m adîncime): asociație cu *Danubiella cernavodensis* Neagu, *Anchispirocyclina maynci* (Hott.), *Everticyclammina virguliana* (Koech.), *Rectocyclammina chouberti* Hott. Întrucît în același foraj, între 93—138 m adîncime „pachetul de marne policolore" situat imediat sub depozitele subformațiunii a oferit o asociație purbeckian terminală de characee (cu *Flabellochara gravesi* (Harris), *Nodosoclavator bradleyi* (Harris), *Globator maillardi* (Saporta), *Clypeator corrugatus* (Peck)), limita inferioară a subformațiunii de Poarta Albă nu se poate situa mai jos de Berriasianul inferior.

Grosimea subformațiunii, apreciată doar aproximativ în lipsa unor profile continue, este de cca 25—30 m.

b) *Subformațiunea de Medgidia* oferă succesiuni caracteristice în versantul sudic al văii Carasú în sectorul orașului Medgidia (secțiunea-tip), de la fosta carieră a fabricii de ciment către vest, pînă la cca 2 km vest de stadionul localității, și în faleza Dunării la gura văii Peșterea Cochirleni.

Subformațiunea este constituită dintr-o alternanță, de la centimetrică la metrică, de calcare (calcarenite peletale, calcarenite foraminiferice-oncolitice, calcilutite ± microfosilifere și subordonat calcarenite oolitice și biocalcirudite), dolomite mai mult sau mai puțin marnoase, marnocalcare, argile și marne; sporadic, rocile sînt gipsifere.

În ansamblu, litologiile și faunele arată condiții depoziționale de la lagunare slab restrictive la intertidale și supratidale restrictive (tidal flat calcaros-argilos, de regulă subsalin).

Vîrsta erriasian superioară a subformațiunii a fost precizată într-un singur punct — în malul sudic al văii Carasú, la 1 km vest de stadionul Medgidia, unde a fost identificată o asociație de foraminifere cu *Ammocycloloculina erratica* (Jack. & Favr.), *Pseudocyclammina lituus* Yabe & Hanzava, *P. parvula* Hott., *Retrocyclammina chouberti* Hott., etc. Întrucît partea inferioară a subformațiunii de Alimanu, suprajacentă, se situează tot în Berriasianul superior, apartenența părții superioare a subformațiunii de Medgidia la această vîrstă este sigură. Pe de altă parte, apartenența la Berriasianul inferior a părții sale bazale poate fi doar presupusă în lipsa deschiderilor la limita cu subformațiunea de Poarta Albă care să arate raporturile clare cu aceasta din urmă.

Grosimea maximă a subformațiuuii vizibilă în aflorimente, este de cca 15 m.

Subformațiunea de Alimanu oferă secțiunea-tip în versanții văii Adamclisi-Alimanu din sectorul satului Alimanu, fiind deschisă la zi și în faleza Dunării, între podul Cernavoda și Valea Hinogului, în zona portului Cernavoda, în versanții văii Carasú de la Valea Cișmelei pînă la cariera fabricii de ciment Medgidia, pe valea Remus Opreanu, afluenții pe dreapta ai văii Peștera (văile Dăulari și Roșeanu), pe Valea Baciului, valea Dumbrăveni-Sipote-Adamclisi-Alimanu, valea Rariștea-Mîrleanu, valea Canaraua Fetii și în jurul lacului Bugeac.

Institutul Geologic al României

Subformaţiunea cuprinde calcarenite algale şi zoogene (foraminiferice ± microcoprolitice) cu nivele calciruditice dominate de lamellibranchiate şi gasteropode mari, cu structuri algale stromatolitice şi, sporadic, cu corali şi brachiopode.

Litologia, structurile sedimentare (predominant masive, laminitice sau bioturbate) şi organismele asociate arată condiţii depoziţionale de mediu lagunar-peritidal mai mult sau mai puţin restrictiv, variind de la marin uşor subsalin la salmastru şi alternînd de la sub- la intertidal; sporadic s-au instalat condiţii normal marine de tip back-reef (indicate de nivelele bogat macrofosilifere, predominant pachiodontice-gasteropodice).

Vîrsta subformaţiunii a fost precizată pe baza studiului micropaleontologic: la partea sa inferioară, în profilul-tip al formaţiunii de Cernavoda — o asociaţie berriasian superioară de foraminifere, cu *Ammocyclocoulina erratica*, care trece gradat la asociaţia valanginian inferioară-medie cu *Trocholina alpina* (Leupold) şi *T. elongata* (Leupold), ultima fiind înlocuită brusc la partea superioară a profilului cu o asociaţie valanginian superioară cu *Ichnusella trocholinaeformis* (Dieni & Masari) şi *Melathrocherion spirale* (Gorb.). La partea superioară a pachetului caracterizat de asociaţia cu *Trocholina alpina* şi *T. elongata*, amonitul *Karakaschiceras* cf. *biassalense* (Kar.) indică vîrsta valanginiană medie.

La partea terminală a succesiunii calcaroase valanginiene numărul de foraminifere se reduce sensibil datorită instalării generale a unui facies lagunar salmastru, cu care se încheie primul ciclu de sedimentare din cuprinsul Cretacicului inferior.

În secţiunea-tip a subformaţiunii de Alimanu, la partea superioară a succesiunii (ultimii 10—12 m), peste depozitele valanginiene se dezvoltă calcarenite algale şi zoogene asemănătoare celor tipice pentru această subformaţiune, ca şi numeroase intercalaţii decimetrice (0,1—0,5 m) de marne verzui sau, subordonat, roşietice şi, mai rar, de dolomite în strate decimetrice care au fost datate micropaleontologic ca barremiene. Acestea ar reprezenta cel mai vechi termen stratigrafic postvalanginian din Dobrogea de sud, care ar aparţine, deci, părţii inferioare a formaţiunii de Ramadan. Deocamdată păstrăm rezerve asupra poziţiei stratigrafice exacte a acestui termen.

2. *Formaţiunea de Ramadan (Bedoulian; local Barremian-Bedoulian)*

Formaţiunea de Ramadan se dezvoltă numai în partea de vest a Dobrogei de sud, între cursul Dunării şi linia Dunărea-Ţibrinu-Medgidia-Băneasa. Ea se dispune discordant peste depozitele formaţiunii de Cernavoda şi suportă transgresiv fie depozite ale formaţiunii de Gherghina, fie ale formaţiunii de Cochirleni, fie depozite neogene sau cuaternare.

Secţiunea-tip a formaţiunii a fost stabilită în lungul malului sudic al lacului Ramadan, unde succesiunea sa este compusă, pe cca 10 m grosime, dintr-o alternanţă neregulată (atît pe verticală, cît şi lateral) de nisipuri/gresii şi pietrişuri/conglomerate, de la cuarţoase-orbitolinice sau exclusiv orbitolinice pînă la cuarţoase-orbitolinice, bogat macrofosilifere (cu pachiodonte şi ostreide); ele se prezintă perfect spălate, cu laminaţii paralele sau slab încrucişate tabulare, la unele nivele structurile mecanice fiind mascate de structuri bioturbate (mottling sau reţea de burrow fills). Acestea suportă calcare lumaşelice cu pachiodonte. În acest profil baza formaţiunii a fost datată de Chiriac (1981) ca fiind bedouliană, pe baza a două specii noi de *Deshayesites* şi, respectiv, de *Cheloniceras*.

Termenii cei mai vechi ai formaţiunii de Ramadan apar la zi numai în două secţiuni: în malul stîng al văii Alimanu şi în malul lacului Bugeac, la Gîrliţa.

În prima dintre acestea, descrisă în capitolul privind formaţiunea de Alimanu, marnele verzui şi roşietice care apar la zi în alternanţă cu calcare şi dolomite conţin foraminifere aglutinante de tip barremian şi miliolide salmastre; ultimii 2 m ai succesiunii sînt formaţi din calcarenite algale foraminiferice cu gasteropode mari şi cu specii de foraminifere (*Dobrogelina discorbiformis* Neagu etc.) regăsite în parte în Barremianul amonitic din Franţa. Succesiunea îmbracă un facies lagunar care evoluează de la salmastru la normal marin, constituind o prezenţă insolită în cadrul formaţiunii de Ramadan prin faciesul atipic pe care îl prezintă. Afilierea sa la această formaţiune este discutabilă.

În al doilea punct (Gîrliţa) apar la zi pe cca 20 m grosime calcare lumaşelice cu pachiodonte, în alternanţă cu calcarenite foraminiferice şi marne a căror asociaţie de foraminifere (*Derventina filipescui* Neagu, *Andersenia rumana* Neagu etc.) arată vîrsta barremian superioară sau limita Barremian-Apţian (*Choffatella decipiens* Schl., *Dictyoconus* spp., *Orbitolinopsis bruccifer* Vanneau Thiel.). Aici succesiunea se încadrează la faciesul marin costal neprotejat, tipic formaţiunii de Ramadan.

În celelalte regiuni în care formaţiunea apare la zi, ea este reprezentată doar prin termeni similari litologic şi sincroni celor din secţiunea-tip.

Considerînd depozitele formaţiunii în ansamblu, litologia şi structurile sedimentare indică sedimentare marină costală neprotejată, de plajă nisipoasă, sedimentele alcătuind o zonă întinsă de cordoane şi bancuri costale, parţial emerse, de nisip. Pachetul lumaşelic de pachiodonte, de regulă suprajacent, indică transgresiune facială (retrogradare facială): avansarea peste sedimentarea costa-

Institutul Geologic al României

lă nisipoasă a unor terase marine recifale ilustrate prin bancuri (trotuare) organogene pelecipodice bioconstruite la bioacumulate.

3. *Formațiunea de Gherghina (Gargasian; local Bedoulian ?-Gargasian-? Clansayesian)*

Formațiunea de Gherghina cuprinde depozite continentale esențialmente aluviale care se dezvoltă în partea nordică a Dobrogei de sud pe Valea Dăularilor (est Peștera), valea Carasú (între Cernavoda și Poarta Albă) și afluenții săi, pe valea Tibrinu (de la capătul vestic al lacului Ramadan pînă la coada lacului Tibrinu), pe valea Siliștea și Valea Boasgicului pînă aproape de obîrșie și pe malul drept al Dunării, între vărsarea văii Peștera-Cochirleni și localitatea Dunărea.

Secțiunea-tip a formațiunii a fost aleasă în valea Țibrinu, de la localitatea Gherghina pînă la vest de localitatea Țibrinu. Aici formațiunea este deschisă într-o succesiune de cariere, este dispusă peste formațiunea de Ramadan (la coada lacului Tibrinu) și este acoperită de nisipurile glauconitice ale formațiunii de Cochirleni (la sud de Gherghina), iar grosimea sa atinge cca 50—60 m.

Litologia formațiunii de Gherghina constă într-o succesiune dezordonată de pietrișuri și nisipuri dezorganizate, argile comune și argile caolinoase, ultimele exploatate în cariere în sectorul Țibrinu-Gherghina și pe valea Agicabul la sud de Cuza Vodă; numai în două puncte — pe Valea Dăularilor, la 2 km spre amonte de confluența sa cu valea Roșeanu, și în forajul Nazarcea —, la baza sa au fost întîlnite argile siltice lacustre multicolore cu characee. În ansamblu, formațiunea prezintă un facies continental de tip aluvial (cu numeroase subfaciesuri, inclusiv lacustru), local premers de un facies lacustru independent și de scurtă durată.

Singura indicație de vîrstă din cuprinsul formațiunii a fost oferită de argilele cu characee amintite mai sus. Asociația, comună celor două puncte (*Atopochara trivolvis trivolvis* Peck, *Clypeator europaeus* Mädler etc.), indică vîrsta apțiană, mai curînd inferioară. Această vîrstă sugerează că partea inferioară a formațiunii de Gherghina din arealul situat la est de aria de dezvoltare a formațiunii de Ramadan este cel puțin în parte sincronă cu aceasta din urmă. Vîrsta generală a formațiunii (Bedoulian ?-Gargasian-? Clansayesian) am apreciat-o însă prin poziția sa stratigrafică între formațiunea de Ramadan (Bedoulian) și cea de Cochirleni (Apțian terminal ?-Albian).

4. *Formațiunea de Cochirleni (Clansayesian ?-Albian)*

Formațiunea de Cochirleni aflorează discontinuu în lungul văilor mari din partea vestică și centrală a Dobrogei de sud, de la Dunăre către est, pînă la est de aliniamentul Cuza Vodă-Medgidia-Șipote. Ea se așterne peste diferiți termeni ai formațiunii de Cernavoda, de Ramadan și de Gherghina și este acoperită discordant de depozite ale formațiunii de Peștera.

Secțiunea-tip a formațiunii a fost aleasă în raza localității Cochirleni, începînd cu faleza Dunării de la Valea Hinogului către sud pînă la Cochirleni și continuă în versantul sudic al văii Peștera-Cochirleni, pînă la localitatea Ivrinezu Mic. Faleza Dunării permite observarea relațiilor cu termenii stratigrafici subjacenți (formațiunea de Cernavoda și formațiunea de Ramadan) și deschide partea inferioară a formațiunii; valea Peștera-Cochirleni expune partea sa superioară și relațiile cu formațiunea de Peștera, suprajacentă.

Formațiunea de Cochirleni este constituită în cea mai mare parte din nisipuri argiloase și gresii spălate, ambele cuarțoase, bogat glauconitice și cu bioturbații frecvente (intervalul Clansayesian ?-Albian inferior). La baza sa, în malul sudic al văii Carasú, între valea Alivantu și valea Remus Opreanu, și la diferite nivele în cuprinsul ei (la Cuza Vodă, cariera de la gura văii Remus Opreanu, faleza Dunării la sud de Hinog) apar uneori intercalații de micropietrișuri și microconglomerate cuarțoase și cuarțofosfatice, cu faună transportată și autohtonă.

Partea sa superioară (Albian mediu) apare la zi în valea Peștera-Cochirleni la NV de Ivrinezu Mic, unde este predominant grezoasă, nisipurile argiloase apărînd ca ochiuri și ca microlentile.

În sfîrșit, ca facies parțial sincron cu acesta din urmă, dar cuprinzînd și partea inferioară a Albianului superior, se păstrează pe un areal restrîns, în versantul Dunării la 1,5 km NE de Seimenii Mari, un pachet de cca 1,2 m grosime compus dintr-un strat de cca 15 cm gresie fosiliferă bogată în lamellibranchiate, gasteropode și amoniți fosfatizați, urmat de un lumașel de 50 cm grosime format din cochilii fosfatizate de lamellibranchiate, gasteropode, amoniți și belemniți și încheiat cu gresii și nisipuri (60—70 cm) cuarțoase-glauconitice, argiloase, laminitice, încă fosilifere la partea inferioară.

În fine, în sectorul Bugeac aflorează sporadic Albianul mediu într-un facies diferit, marnos-siltic cenușiu, cu amoniți.

Din punct de vedere sedimentologic, formațiunea de Cochirleni se dezvoltă sub trei faciesuri: litofaciesul nisipos-grezos argilos, glauconitic, de vîrstă Apțian superior? -Albian inferior-Albian mediu, căruia îi aparține majoritatea covîrșitoare a depozitelor la zi; litofaciesul intens fosfatic, cu aflorare punctiformă în sectorul Seimeni, limitat la intervalul Albian mediu-Albian superior timpuriu și ilustrînd un caz particular al litofaciesului precedent (litofaciesul glauconitic, puternic conden-

Institutul Geologic al României

sat și intens fosfatizat); și litofaciesul marno-siltic, cu aflorare de asemenea locală, în sectorul Bugeac și instalat strict începînd din Albianul mediu.

Primul litofacies este caracterizat prin absența structurilor sedimentare mecanice atît în nisipuri, cît și în gresii, și prin prezența bioturbațiilor în nisipurile vazoase, alături de faună de regulă salmastră și abundența deosebită a acestor bioturbații în gresiile spălate (biofiltrate), în care se regăsește preferențial faună marină; alte caracteristici sînt glauconitizarea largă constantă în aceste depozite și fosfatizările sporadice ale cochiliilor de amoniți, bivalve și gasteropode. Ansamblul caracterelor menționate demonstrează caracterul de sedimentare costală în regim de mediu protejat de tip mlaștină salmastră (nisipurile) la normal marină (gresiile), mlaștini situate în poziție juxtapusă țărmului. Subfaciesul predominant nisipos (Albian inferior) indică condiții de mlaștină externă, pe cînd cel grezos (Albian mediu) — condiții de mlaștină internă.

Al doilea litofacies, consangvin cu primul și reprezentînd varianta intens condensată și puternic fosfatizată a acestuia, în intervalul Albian mediu-superior, bogat macrofosilifer, indică o acumulare în condiții de mlaștină internă (specifică Albianului mediu glauconitic), predominant salmastră, cu faună de lamellibranchiate și gasteropode proliferînd in situ și cu aporturi dinspre larg de faună nectonică tipic marină (amoniți și belemniți; probabil exemplare moarte flotate), și cu rată de sedimentare extrem de redusă. Gresiile și lumașelul de fosile fosfatizate descrise din acest litofacies sînt intens bioturbate, fapt care determină, printre altele, amestecul faunelor de amoniți în intervalul lumașelului.

Al treilea litofacies, monoton marnos-siltic, amonitic, indică condiții tipice neritice (off-shore) de shelf puțin adînc.

Vîrsta formațiunii a fost stabilită pe baza fosilelor (în special amoniți) publicate succesiv de Macovei (1911, 1934), Chiriac (1981) și celor recoltate de autorii lucrării de față.

Speciile de amoniți recunoscute în cuprinsul litofaciesului grezos-nisipos-argilos, glauconitic, arată pentru cea mai mare parte a acestuia vîrsta albiană inferioară, după cum urmează:

— *Leymeriella terdefurcata tardefurcata* (Leym.), *L. tardefurcata densicostata* Spath, *L.* cf. *fusseneggeri* Seitz, *L. elegans* Chiriac (zona *Tardefurcata*); din aceleași aflorimente și asociate uneori în același strat cu acestea au fost citate și cîteva specii de *Acanthohoplites* și de *Hypacanthoplites*: *A. uhligi* (Anth.), *A. aschiltaensis rotundatus* Sinz., *H. milletianus* (d'Orb.), *H. trivialis* Br., *H.* aff. *simsi* (Forbes) aff. *milletioides* Casey, *H. turgidus* Chiriac — de regulă specimene fragmentare de talie relativ mare a căror identificare specifică sigură este împiedicată de lipsa turelor interne, dar care prin frecvența lor relativă lasă deschisă posibilitatea apartenenței la Clansayesian a bazei formațiunii.

— *Douvilleiceras mammillatum* (Schl.), *D. monile* (Sow.), *D. inaequicostatum* Chiriac, *Sonneratia rotator* Casey, *S.* cf. *kitchini ovalis* Casey, *Hemisonneratia cantiana* Casey, *Cleoniceras (Neosaynella)* cf. *inornatum* Casey, *Beudanticeras dupinianum* (d'Orb.), *B. ligatum* (New. & Juck.-Br.), *B. arduennense* Br. (zona *Mammillatum*).

— *Anahoplites* cf. *intermedius* Spath, *A.* cf. *mantelli* Spath, *A.* cf. *praecox* Spath recoltate de la partea superioară a faciesului grezos-nisipos (sublitofacies predominant grezos, dezvoltat local pe valea Peștera) indicînd Albianul mediu (zona *Loricatus*, subzona *Intermedius*).

Litofaciesul intens fosfatic, condensat, conține o faună amestecată aparținînd întregului interval cuprins între zona *Loricatus*, subzona *Intermedius* a Albianului mediu și subzona *Inflatus* a Albianului superior: *Anahoplites praecox*, *Epihoplites compressus* (Parona & Bonarelli), *Hysteroceras varicosum* (d'Orb.), *Mortoniceras* cf. *inflatum* (Sow.) etc.

În aproape întreaga arie de apariție la zi, succesiunea formațiunii de Cochirleni se încheie în Albianul inferior. Depozite mai noi ale formațiunii apar numai în valea Cochirleni-Peștera, la NV de Ivrinezu Mic, unde succesiunea pare să se încheie cu subzona *Intermedius* din zona *Loricatus* (Albian mediu). În sfîrșit, de la acest nivel pînă în Vraconian se pare că au existat numai condiții de acumulare în regim condensat de tipul celui de la Seimenii Mari — cel puțin în partea mediană și septentrională a Dobrogei de sud.

În extremitatea meridională a Dobrogei de sud, de la nisipurile glauconitice ale Albianului inferior se trece la faciesul marnos-siltic, bogat fosilifer, al Albianului mediu și superior. Acest facies aflorează în malul lacului Bugeac, unde asociația de amoniți cuprinde numeroase exemplare de *Anahoplites* ex gr. *intermedius*; el a fost întîlnit, de asemenea, în forajul din dealul Ghioclemeș, lîngă Văleni (fide Chiriac, 1981).

B. Cretacicul superior

1. *Formațiunea de Peștera (Cenomanian inferior)*

Formațiunea de Peștera este alcătuită în ansamblu dintr-un pachet inferior de nisipuri și gresii cuarțoase (local cuarțoase-glauconitice) grosiere, cu lentile de pietrișuri, și un pachet superior

Institutul Geologic al României

de crete glauconitice mai mult sau mai puțin grezoase. În toate sectoarele de aflorare a formațiunii se remarcă existența unui nivel de conglomerat bazal, cu grosime variabilă. La partea terminală a formațiunii, peste creta glauconitică apar nisipuri și gresii cretoase. Trecerea de la nisipurile și gresiile inferioare la succesiunea superioară cretoasă se face prin intermediul unor gresii cuarțo-glauconitice cretoase, slab cimentate. Considerînd ponderea nisipurilor și gresiilor în raport cu cea a cretelor, în cadrul formațiunii se pot deosebi o succesiune litologică de tip Peștera, unde nisipurile și gresiile ating grosimi pînă la 25 m, și o succesiune de tip Ivrinezu, dominată net de pachetul cretos, cu grosimi de 15—20 m. Grosimea maximă a întregii formațiuni nu depășește 40 m.

Secțiunea-tip a formațiunii de Peștera este oferită de versanții văii Peștera-Cochirleni, între localitățile Peștera și Ivrinezu Mic, în care se pot observa toți termenii și toate variațiile litofaciale din cadrul ei. Către nord de acest sector depozitele formațiunii apar la zi pînă la linia Dunărea-Cuza Vodă, iar către est pînă la aliniamentul Medgidia-Negrești.

Formațiunea de Peștera cuprinde cinci termeni litologici distincți, cu grosimi extrem de variabile de la o secțiune (sau sector) la alta : (a) un conglomerat bazal subțire (pluridecimetric); (b) un pachet inferior de nisipuri, gresii și, subordonat, pietrișuri cuarțoase la cuarțoase-moderat glauconitice, perfect spălate (2—25 m grosime); (c) un pachet intermediar de gresii glauconitice cretoase (1—3 m grosime); (d) un pachet superior de cretă, mai mult sau mai puțin glauconitică-slab grezoasă (1—15 m grosime); și (e) un pachet terminal de gresii cretoase, conservat cu totul local (5—10 m grosime). Cele două regimuri litologice sub care apare această formațiune — succesiunile de tip Peștera și cele de tip Ivrinezu — subliniază tocmai variațiile în grosime ale termenilor componenți menționați mai sus, succesiunile de tip Peștera constînd în termenii a-b-c-d-e, iar cele de tip Ivrinezu, din termenii a-c-d-e.

(a) Conglomeratul bazal, cuarțos fosfatic, este lipsit de structuri sedimentare particulare, este perfect spălat (fără matrice pelito-siltică), matur (cuarțos-detritofosfatic), slab sortat (matrice grezoasă grosieră, de asemenea slab sortată) și ilustrează un caz tipic de transgression lag (=termen bazal condensat, grosier, de transgresiune). El conține numeroase fosile fosfatizate, dintre care cele aparținînd zonei cu *Stoliczkaya dispar* a Vraconianului sînt cu siguranță resedimentate. În succesiunile în care deasupra conglomeratului bazal se dezvoltă depozite de tip Ivrinezu au fost identificate la partea superioară a acestuia fosile in situ aparținînd Cenomanianului bazal, între care : *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *M. cantianum* Spath, *Neostlingoceras carcitanense* (Mth.), *Mariella cenomanense* (Schl.), *Hypoturrilites tuberculatus* (Bose) etc.

(b) Nisipurile și gresiile cuarțoase, relativ grosiere, cu lentile de pietrișuri, ajung la maximum 25 m lîngă localitatea Peștera și la vest de Medgidia și lipsesc complet în succesiunile din dealurile Ivrinezu, Amzalia și Sarapciulac. Ele sînt moderat glauconitice și prezintă stratificație de tip încrucișat tabular la unghi redus și, subordonat, de tip paralel sau de tip încrucișat concav, ceea ce demonstrează sedimentare în condiții de plajă de tip beach berm la beach face, ilustrînd un facies de tip barrier island (cordoane litorale).

(c) Pachetul de gresii glauconitice cretoase, de tranziție de la conglomeratul bazal sau de la pachetul de nisipuri și gresii către cretă și gresiile cretoase glauconitice, prezintă abundente texturi de bioturbare de tip mottling (amestec de sediment) și rare structuri mecanice laminare paralele și dovedește o sedimentare de tip shore face (sublitorală). El cuprinde cea mai mare parte a faunei cenomaniene din regiune, între care speciile de cefalopode : *Mantelliceras mantelli*, *M. cantianum*, *M. saxbii* (Sharpe), *M. couloni* (d'Orb.), *M. picteti* (Hyatt), *M.* aff. *dixoni* Spath, *Neostlingoceras carcitanense*, *Hypoturrilites gravesianus* (d'Orb.), *H. mantelli* (Sharpe), *Mariella cenomanense*, *Hyphoplites* spp., *Stoliczkaya (Lamnayella) sanctaecatherinae* Wright & Kennedy etc.

(d) Pachetul de cretă mai mult sau mai puțin glauconitică-argiloasă, cu grosime variabilă datorită (probabil) eroziunii, este intens bioturbat, de la subtotal (textură tip mottling) la total (textură masivă de omogenizare totală biogenă), sugerînd condiții tipice de larg (off-shore). El conține macrofosile relativ rare și rău păstrate, între care specimene de *Mantelliceras* aparținînd speciilor menționate mai sus, inocerami *(I. crippsi* Mantell, *I. virgatus Schlüt.)*, echinide etc.

(e) Ultimul termen al formațiunii de Peștera, conservat local în arealul localității Peștera, cuprinde nisipuri și gresii cretoase puternic bioturbate, indicînd menținerea condițiilor de tip off-shore; el este bine vizibil pe versantul sudic al văii Peștera-Cochirleni între localitățile Peștera-Ivrinezu Mic, precum și la Remus Opreanu (aici fiind mai cretos și mai intens bioturbat). În acest pachet nu s-a găsit pînă în prezent macrofaună.

În ansamblu, evoluția verticală facială notată în cadrul formațiunii de Peștera oferă un exemplu de retrogradare facială, în cadrul căreia faciesurile costale sînt substituite ascendent prin faciesuri de larg.

Precizarea vîrstei formațiunii de Peștera se datorează autorilor Macovei (1911), Macovei, Atanasiu (1934), Simionescu (1944), Chiriac (1956, 1963, 1981) și, de asemenea, autorilor lucrării de față pe baza speciilor de cefalopode citate mai sus și a numeroase specii de foraminifere bentonice și planctonice.

Institutul Geologic al României

Analizînd întreaga asociație de fosile recunoscută în formațiunea de Peștera se constată că majoritatea covîrșitoare a genurilor și speciilor de amoniți este strict localizată în Cenomanianul inferior. Mai mult, prezența părții terminale a Cenomanianului inferior poate fi apreciată doar pe baza unor specimene de *Mantelliceras* apropiate de *M. dixoni* Spath (*M.* aff. *dixoni* — in Szasz, 1983) și de *Turrilites costatus* Lamk, care este citat în Anglia începînd cu partea superioară a Cenomanianului inferior; prezența în regiune a unor argumente pentru existența Cenomanianului mediu în cuprinsul formațiunii — fide Chiriac, 1981 — este discutabilă, acestea fiind fie specii indicatoare pentru un interval mai larg, care începe în Cenomanianul inferior (*Turrilites costatus*), fie taxoni nou propuși, deci cu valoare cronostratigrafică încă de precizat (*T. acutus sharpei* Chiriac), fie specimene determinate eronat sau nesigur în loc. În ceea ce privește microfauna, întreaga asociație de foraminifere planctonice aparține Cenomanianului inferior, respectiv zonei cu *Thalmaninella appenninica* și *Th. brotzeni*; lipsa totală din această asociație a speciilor *Th. reicheli* și *Th. monsalvensis* pune sub semn de întrebare prezența chiar a părții terminale a Cenomanianului inferior.

2. *Formațiunea de Cuza Vodă (Turonian, mediu ?)*

Această formațiune aflorează în prezent numai într-o carieră situată la est de localitatea Cuza Vodă, în versantul stîng al văii Agicabul, unde se așterne discordant peste gresiile cuarțoase cenomaniene ale formațiunii de Peștera și suportă, de asemenea discordant, depozitele santoniene ale formațiunii de Murfatlar.

Pachetul de strate atribuit formațiunii de Cuza Vodă, gros de cel mult 10 m, este alcătuit dintr-un nivel bazal subțire (cca 40 cm) de conglomerat grezos slab cimentat, cu galeți de cuarțite și faună fosfatizată albian superioară remaniată, de la care se trece treptat la nisipuri și (micro)pietrișuri cuarțoase, mai mult sau mai puțin cimentate, masive (nestratificate-nestructurate), slab spălate (siltice la silto-pelitice), bogate în faună vraconiană fosfatizată remaniată (la partea superioară) și puternic cimentate neregulat-reticular în partea mediană, pe o grosime de cca 3 m; pachetul median cimentat constă în gresii și microconglomerate cuarțoase dezvoltate reticular (rețele suprapuse/împletite de burrow fills anastomozate) incluzînd ochiuri largi și neregulate de nisip și pietriș siltic necimentat și conținînd, pe toată grosimea sa, numeroase exemplare de echinide in situ aparținînd genului *Conulus*, între care : *C. subrotundus* Mantell, *C. sphaeroidalis* d'Arch., *C. rhotomagensis elevatus* Chiriac, *C. nucula* Gras etc. Acest pachet constituie singurul nivel cu faună proprie, turoniană, al formațiunii. Asociația de echinide citată mai sus indică în ansamblu vîrsta turoniană.

Prezența exclusivă a echinidelor (limitate numai la pachetul median, cimentat), absența oricăror alte elemente macro- sau micropaleontologice, caracterul masiv al întregii succesiuni, granulația grosieră (psamito-psefitică) alături de omniprezența matricei siltice la silto-pelitice cu excepția pachetului median de gresii și conglomerate dezvoltate reticular (bine spălate și intens bioturbate, demonstrînd o intensă biofiltrare însoțită de extragerea matricei fin granulare, ceea ce a permis și apariția procesului de cimentare), absența structurilor mecanice (prezente eventual doar prin vagi laminații paralele cantonate în partea mediană, intens bioturbată, grezo-conglomeratico-nisipoasă a succesiunii), toate aceste elemente constituie argumente pentru o sedimentare marină, pe de o parte costală, dar pe de altă parte în mediu protejat, deci fie de tip lower shoreface, fie de tip lagunar nerestrictiv.

3. *Formațiunea de Murfatlar (Santonian-Campanian inferior)*

Formațiunea de Murfatlar cuprinde un pachet de depozite formate predominant din cretă albă, avînd la partea inferioară în mod aproape constant un facies nisipos-grezos-cretos relativ subțire, ce debutează printr-un conglomerat bazal pluridecimetric ce remaniază faune și fragmente litologice din formațiunile subjacente; grosimea depozitelor sale deschise la zi nu depășește 40 m, din care nisipurilor din partea sa inferioară (inclusiv conglomeratul bazal) le revin cca 4—6 m.

Caracterul transgresiv al formațiunii de Murfatlar este foarte evident, ea așternîndu-se peste depozite jurasice (la Ovidiu), necomiene (la Poarta Albă și, probabil, la Lespezi), apțiene (la Castelu și Valea Adîncă), albiene (la nord de Cuza Vodă), cenomaniene (la sud de Satu Nou și, probabil, în sectoul Lespezi-Dobromiru) și turoniene (la Cuza Vodă). La rîndul lor, depozitele formațiunii suportă depozite de vîrstă diferită, de la Eocen inferior pînă la Cuaternar.

Depozitele formațiunii se întîlnesc la zi la est de aliniamentul Satu Nou-Peștera-Dobromiru, cu dezvoltare maximă în versantul sudic al văii Carasú între localitățile Basarabi (anterior Murfatlar) și Castelu, unde a fost stabiit și profilul-tip.

Succesiunea litologică completă a formațiunii de Murfatlar implică trei termeni litostratigrafici succesivi, primii doi prezentînd largi variații compoziționale, texturale-structurale și de grosime de la o secțiune la alta :

(a) conglomerat (sau gresie/nisip conglomeratic) bazal, resedimentînd mult material din substratul regional, bine sortat mineralogic (granule/galeți de cuarț/cuarțite, galeți de fosfați biodetri-

Institutul Geologic al României

tici, faună resedimentată), dar slab sortat granulometric, deși, de regulă, bine spălat (rareori matrice cretoasă-glauconitică de natură autohtonă), reprezentînd, ca și în cazul conglomeratului cenomanian, termenul condensat de instalare a sedimentării marine (0—80 cm grosime); fauna sa constă în fragmente de fosile fosfatizate remaniate din Albian, exemplare numeroase de *Conulus* resedimentate din Turonian și, mai rar, brahiopode și inocerami;

(b) pachet intermediar de gresii/nisipuri cuarțo-glauconitice-cretoase la crete coarțoase-glauconitice mai mult sau mai puțin friabile, de regulă masive (nestructurate intern), local cu laminații paralele subcentimetrice sau intens bioturbate (1—4 m grosime); pe lîngă fragmente remaniate de inocerami, succesiunea conține o faună proprie relativ bogată, alcătuită mai ales din echinide: *Echinocorys vulgaris* Brey., *E. vulgaris striata* Lamk, *E. marginatus* Goldf., *Conulus conicus* Brey., *C. subconicus* d'Orb., *C. oblongus* d'Orb., *Micraster coranguinum* Klein etc. (cf. Macovei, 1911; Macovei, Atanasiu, 1934; Chiriac, 1956);

(c) cretă albă, masivă, omogenă la bioturbată (mottled), reprezentînd nannomiluri coccolitice-foraminiferice, local bogat macrofosiliferă, pe alocuri glauconitică (de regulă spre partea inferioară) și conținînd zone cu silicifieri neregulat ramificate, disperse (majoritatea silicifierilor reprezentînd forme burrow fills și indicînd o activitate bioturbantă excesiv de intensă local) (grosime maximă de 20—30 m în sectoarele menajate de eroziunea postcampaniană; macrofauna întîlnită în crete este reprezentată prin inocerami *(Inoceramus (Cordiceramus) mülleri recklingensis* Seitz, *I. (C.)* ex gr. *platycephalus* Sornay, *I. mülleri* Petr. ssp ind. etc), echinide *(Offaster pilula* Desor, *Izomicraster* cf. *stolleyi* Lambert și *Spatangoides striatoradiatus* Leske — fide Macovei, Atanasiu, 1934, Chiriac, 1956), brahiopode *(Crania craniolaris* Linné, *C. antique* (Defr.), *Cyclothyris samodurovi* Makr. & Kalz, *Neolithyrina obesa* Sahni, *Gibbithyris gibba* Sahni, *Carneithyris carnea* Sow. etc.), belemniți *(Belemnitella mucronata* Jeletzky), spongieri silicioși etc.; microfauna este reprezentată în secțiunea-tip prin foraminifere bentonice calcaroase, foarte numeroase și foraminifere planctonice formînd o asociație inferioară cu *Dicarinella concavata concavata* (Dalb.), *Marginotruncana pseudolineiana* Pessagno, *M. coronata* (Bolli), *M. sigali* (Reichel), *Arhaeglobigerina cretacea* (d'Orb.), *Globotruncana bulloides* Vog. și o asociație superioară cu *Globotruncanita elevata* Brotz, *Marginotruncana renzi* (Gand.), *M. angusticarinata* (Gand.), *Dicarinella* cf. *indica* (Jak. & Satry), *Globotruncana bulloides*, *Arhaeglobigerina cretacea*.

Vîrsta santoniană a termenului b din cuprinsul formațiunii a fost stabilită de Chiriac (1956, 1964, 1981) pe baza faunei de echinide pe care acesta o cuprinde. De asemenea, jumătatea inferioară a pachetului de crete care aflorează între Valu lui Traian și Castelu, în profilul tip, este de vîrstă santonian superioară pe baza unor specii de inocerami și a microfaunei care aparține părții superioare a zonei cu *Dicarinella concavata carinata*. Numai ultimii 10—12 m din totalul de cca 30 m ai cretelor aparțin în profilul-tip Campanianului inferior (zona cu *Globotruncanita elevata)*, în alte sectoare (sud de Satu Nou, Dobromiru) putîndu-se admite cel mult și prezența părții bazale a Campanianului mediu (=partea bazală a zonei cu *Globotruncana ventricosa)*.

În ansamblu, succesiunea indică o evoluție facială de la un termen de tip transgression lag (a), printr-un termen indicînd condiții de near-shore de tip lower shoreface (condiții subcostale) (b), la o sedimentare neritico-pelagică (off-shore) în condiții de tip mare epeirică superficială (shallow epeiric sea), însoțite de o explozie intensă de nannoplancton alături de care prosperau foraminiferele calcaroase planctonice și bentonice și organismele infaunale bioturbante (c). Masa principală a depozitelor formațiunii de Murfatlar (creta), reprezentînd shallow epeiric pelagites, ilustrează de altfel condițiile depoziționale tipice pentru acest interval de timp în întreaga Europă cisalpină.

EXPLANATION OF PLATES

Plate III

Fig. 1 a, b — *Karakaschiceras* cf. *biassalense* (Kar.). ×1/2. Danube cliff by the Cernavoda bridge. Cernavoda Formation (Alimanu Member), Middle Valanginian.

Fig. 2 — *Ammocycloloculina erratica* (Jack. & Favr.). × 1. Southern slope of the Carasu valley, 1 km west of Medgidia. Upper Berriasian; Cernavoda Formation (Medgidia Member).

Fig. 3 a, b — *Hemisonneratia cantiana* Casey. × 1. Quarry in the right slope at the Remus Opreanu valley mouth. Lower Albian (*Mammillatum* Zone), Cochirleni Formation.

Fig. 4 a-c — *Leymeriella* cf. *fusseneggeri* Seitz. × 1. Danube cliff beneath Axiopolis fortress. Lower Albian, Cochirleni Formation.

Institutul Geologic al României

Fig. 5 a, *b* — *Hysteroceras varicosum* (Sow.). × 1. Seimenii Mari. Upper Albian, Cochirleni Formation.
Fig. 6 — *Leymeriella tardefurcata* (Leym.). × 1. Left slope of the Docuzol valley. Basal term of the Cochirleni Formation, Lower Albian.

Plate IV

Fig. 1 a, b — *Cleoniceras (Neosaynella)* cf. *inornatum* Casey. Southern border of Purcăreț lake. Lower Albian (*Mammillatum* Zone), Cochirleni Formation.
Fig. 2 a, b — *Sonneratia rotator* Casey. × 1. Left slope of the Carasu valley, 2.5 km west of Medgidia stadium. Lower Albian (*Mammillatum* Zone), Cochirleni Formation.
Fig. 3 — *Sonneratia* cf. *kitchini ovalis* Casey. Same location as 2.
Fig. 4 a, b — *Anahoplites* cf. *intermedius* Spath. Left slope of the Cochirleni — Peștera valley, 1 km downstream Ivrinezu Mic. Middle Albian (*Intermedius* Subzone), Cochirleni Formation.
Fig. 5 — *Anahoplites* cf. *mantelli* Spath. Same location as 4 .

Plate V

Fig. 1 a, b — *Beudanticeras dupinianum* (d'Orb.). × 1. Left slope of the Carasu valley, 2.5 km west of Medgidia stadium. Lower Albian (*Mammillatum* Zone), Cochirleni Formation.
Fig. 2 — *Anahoplites* cf. *praecox* Spath. × 1. Left slope of the Cochirleni — Peștera valley, 1 km downstream Ivrinezu Mic. Middle Albian, Cochirleni Formation.
Fig. 3. — *Anahoplites praecox* Spath. × 1. Seimenii Mari. Base of the condensed layer Middle-Upper Albian in age. Cochirleni Formation.
Fig. 4 a, b — *Epihoplites compressus* (Parona & Bonarelli). × 1. Seimenii Mari. Upper Albian, Cochirleni Formation.
Fig. 5 a, b — *Mortoniceras* cf. *inflatum* (Sow.) × 1. Seimenii Mari. Upper Albian, Cochirleni Formation.
Fig. 6 a, b — *Anisoceras* sp. aff. *A. perarmatum* Pict. & Camp. × 1. Seimenii Mari. Reworked into the basal conglomerate of the Peștera Formation.

Plate VI

Fig. 1 a, b — *Mortoniceras (Durnovarites) perinflatum* Spath. × 1. Seimenii Mari. Reworked into the basal conglomerate of the Peștera Formation.
Fig. 2 a, b — *Mantelliceras saxbii* (Sharpe). × 1. Lower Cenomanian (base of the chalky succession, Ivrinezu Mic-type sequence), Ivrinezu Mic, southern slope of the Cochirleni-Peștera valley.
Fig. 3 a, b — *Mantelliceras saxbii* (Sharpe). × 1. Lower Cenomanian. Ostrov (northern slope of the Bugeac lake).
Fig. 4 a, b — *Mantelliceras cantianum* Spath. × 1. Lower Cenomanian, Șipote.
Fig. 5 a, b, c — *Mantelliceras mantelli* (Sow.). × 1. Lower Cenomanian. Toe of Sarapciculac hill (southern slope of Peștera-Cochirleni valley).
Fig. 6 — *Ostlingoceras puzosianum* (d'Orb.). × 1. Uppermost Albian (*Dispar* Zone). Reworked in the Cenomanian basal conglomerate, Amzalia hill.
Fig. 7 — *Mariella taeniata* (Pict. & Camp.). × 1. Base of Lower Cenomanian, Sarapciculac hill (southern slope of Peștera-Cochirleni valley).
Fig. 8 — *Mariella cenomanensis* (Schlüt). × 1. Lower Cenomanian, toe of Sarapciculac hill (southern slope of Peștera-Cochirleni valley).
Fig. 9, 10 — *Hypoturrilites tuberculatus* (Bosc). × 1. Lower Cenomanian, toe of Sarapciculac hill (southern slope of Peștera-Cochirleni valley).

Plate VII

Fig. 1 a, b, c — *Mantelliceras mantelli* (Sow.) × 1. Lower Cenomanian, Amzalia hill (northern slope of Peștera-Cochirleni valley)
Fig. 2, 3 — *Stoliczkaia (Lamnayella) sanctaecaterinae* Wright & Kennedy. × 1. Lower Cenomanian, Șipote.
Fig. 4 a, b — *Mantelliceras cantianum* Spath. × 1. Lower Cenomanian, Șipote.
Fig. 5 a, b — *Mantelliceras cantianum* Spath. × 1. Lower Cenomanian, Amzalia hill.
Fig. 6 a, b — *Mantelliceras couloni* (d'Orb.). × 1. Lower Cenomanian, Amzalia hill.
Fig. 7 — *Mantelliceras picteti* Hyatt. × 1. Lower Cenomanian. West of Medgidia (southern slope of Carasu valley) (Macovei coll.).
Fig. 8 *a, b*, 9 a b — *Neostlingoceras carcitanense* (Math.). × 1. Lower Cenomanian, Amzalia hill.

Plate VIIII

Fig. 1 — *Mantelliceras picteti* Hyatt. × 2/3. Lower Cenomanian. West of Medgidia (southern slope of Carasu valley).
Fig. 2 — *Inoceramus (Cordiceramus) mülleri recklingensis* Seitz. × 2/3. Upper Santonian-Lowermost Campanian, southern slope of Carasu valley, off the Dorobanțu railway station.

Institutul Geologic al României

Fig. 4 — *Inoceramus (Cordiceramus)* ex gr. *platycephalus* Sornay. × 2/3. Upper Santonian-Lowermost Campanian. Basarabi, wall of the Danube-Black Sea channel.
Fig. 5 — *Mantelliceras saxbii* (Sharpe). × 1. Lower Cenomanian, Amzalia hill.
Fig. 6 a, b — *Mantelliceras saxbii* (Sharpe). × 1. Lower Cenomanian, Şipote.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

SIMPLIFIED GEOLOGICAL MAP OF SOUTHERN DOBROGEA

0 2 4 6 8 Km

LEGEND

- a | b — Quaternary: a=Holocene (alluvial deposits); b=Pleistocene (loess)
- Post-Cretaceous deposits
- st+cp1 — Murfatlar Formation
- tu — Cuza Vodă Formation
- cm1 — Peştera Formation
- ap3?+al — Cochîrleni Formation
- b3?+ap1 | a | ap b — a. Ramadan Formation; b. Gherghina Formation
- be+v — Cernavoda Formation
- Pre-Cretaceous deposits
- Boundary of Quaternary deposits
- Unconformity
- Capidava-Ovidiu fault

DUNĂREA

DANUBE

R. P. BULGARIA

BLACK SEA

Dunărea Bassic

Siliştea

Seimenii Mari

Dorobanţu

Nicolae Bălcescu

Mihail Kogălniceanu

CERNAVODA

Tibrinu

Gherghina

Tortoman

v. Ramadan

v. Agicabul

Mircea Vodă

Saligny

Cochirleni

Deal lui Mogulu

Dealul Lupilor

v. Carasu

Cuza Vodă

MEDGIDIA

Castelu

v. Nisiparii

Ovidiu

Siutghiol

Palazu Mare

Nazarcea

Poarta Albă

Remus Opreanu

Rasova

Ivrînezu Mare

Ivrînezu Mic

Peştera

Dealul Amzalia

Dealul Sapicului

v. Roşeanu

Dăulari

Cocoşu

CONSTANŢA

Basarabi

Valu lui Traian

Bărăganu

Agigea

EFORIE NORD

EFORIE SUD

TECHIRGHIOL

Tuzla

Lacul Techirghiol

Costineşti

Oltina

L. Oltina

Viile

Mirlesău

Alimanu

Abrud

Ion Corvin

Adamclisi

Deleni

Cobadin

Ostrov

Almălău

L. Bugeac

Girliţa

Lipniţa

dealul Iordmac

Băneasa

Dobromiru

Văleni

Sipote

Petroşani

Negreşti

Independenţa

Dumbrăveni

Olteni

Ploşeni

Chirnogeni

Viroaga

Cîrchezu

Negru Vodă

Albeşti

Limanu

MANGALIA

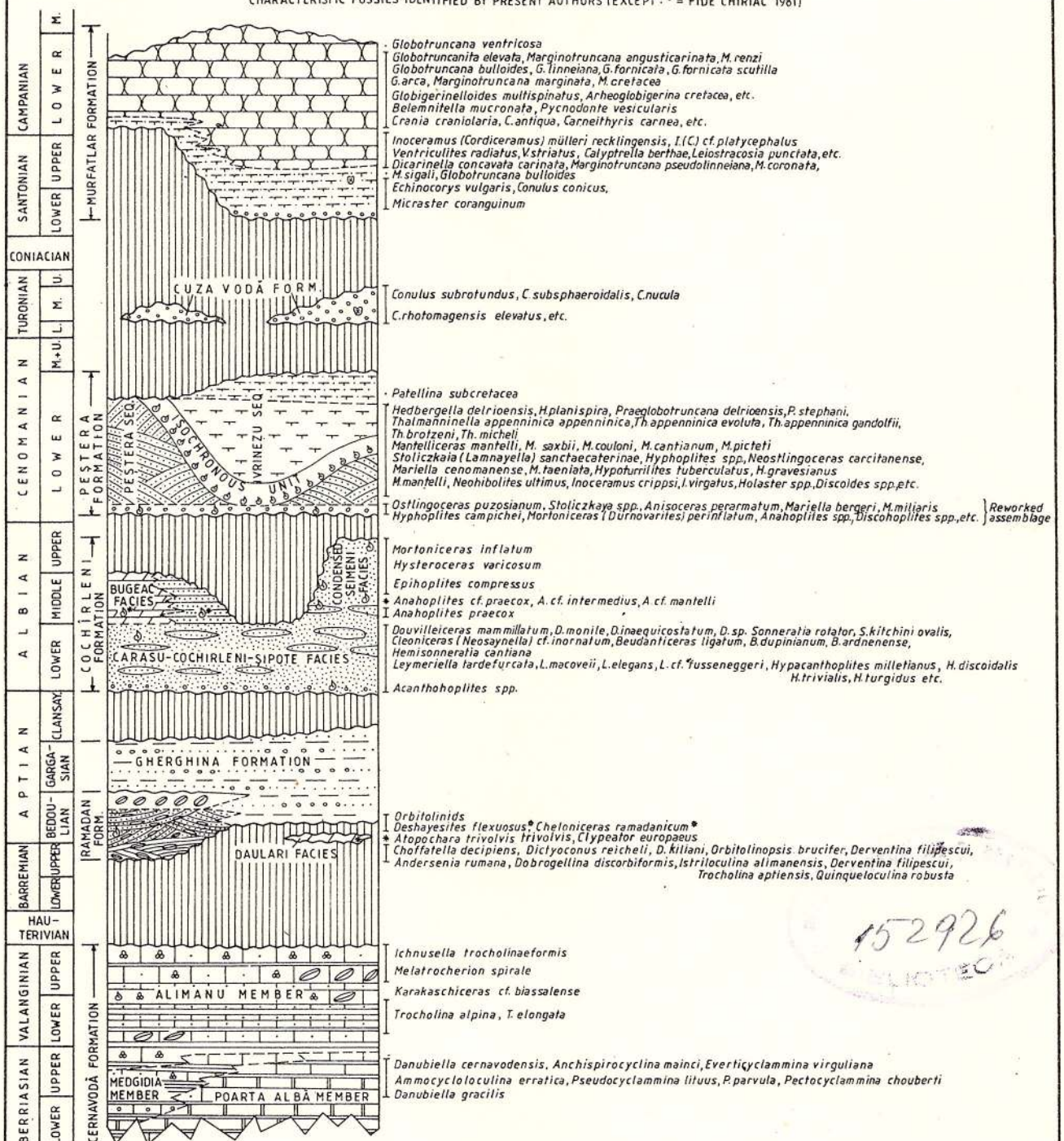
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ: Memorii vol. 33

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

GENERAL STRATIGRAPHICAL COLUMN OF THE EXPOSED CRETACEOUS SEQUENCES IN SOUTHERN DOBROGEA

CHARACTERISTIC FOSSILS IDENTIFIED BY PRESENT AUTHORS (EXCEPT: * = FIDE CHIRIAC 1981)



S Y M B O L S

- Conglomerates
- Pebbles
- Sandstones
- Sands
- Claystones
- Marlstones
- Chalk
- Gritty chalk
- Chalky sandstone
- Biocalcarenites (± biocalcirudites)
- Oncolitic-oolitic calcarenites
- Micritic limestones
- Dolostones
- Fossils: a = cephalopods; b = pelecypods and/or gastropods; c = orbitolinids; d = diversified foraminiferal assemblages; e = echinoids
- Stratigraphic disconformity
- Lithologic boundary
- Chronostratigraphic boundary
- Stratigraphic gap

152926

Institutul Geologic al României

ESPÈCES ET SOUS-ESPÈCES D'AMMONITES DANS LE CRÉTACÉ DE LA DOBROGEA MÉRIDIONALE [1]

PAR

MIRCEA CHIRIAC [2]

Cretaceous. Aptian. Albian. Cenomanian. Ammonoids. Nouvae. Lithofacies. Phylogeny. Turrilitidae. Paleogeographic controls. Correlation. Dobrogea—Southern Dobrogea.

Résumé

Dans cet ouvrage sont présentées 48 espèces et sous-espèces d'ammonites des dépôts aptiens, albiens et cénomaniens de la Dobrogea méridionale. Toutes ces ammonites ont été trouvées et décrites pour la première fois par nous. La faune d'ammonites nous a permis de séparer le Bedoulien et le Clansayésien dans les dépôts aptiens ainsi que l'Albien et le Cénomanien en zones. Grâce à des espèces des genres *Acanthohoplites* et *Hypancanthoplites* on a séparé la zone *Diadococeras nodosocostatum* (Clansayésien). La faune albienne débute avec les espèces *Leymeriella* et continue avec les espèces *Douvilleiceras*. La partie inférieure (zone *Hoplites dentatus*) de l'Albien moyen se caractérise par des espèces du genre *Hoplites*, la partie médiane (zone *Euhoplites loricatus*) par quelques espèces d'*Anahoplites* et la partie supérieure (zone *Euhoplites lautus*) par les espèces des genres *Anahoplites, Euhoplites, Dimorphoplites*. L'Albien supérieur comprend les zones *Mortoniceras inflatum* et *Stoliczkaia dispar*. Le début de la transgression cénomanienne a eu lieu vers la partie supérieure de la sous-zone *Hypoturillites carcitanensis* ou bien dans l'horizon à *Mantelliceras saxbii*. La zone *Mantelliceras mantelli* se caractérise par les espèces des genres *Mantelliceras, Idiohamites, Anisoceras* (association inférieure) et *Mariella, Hypoturrilites, Sharpeiceras* (association supérieure). Le Cénomanien moyen contient une association d'espèces des genres *Calycoceras, Turrilites et Acanthoceras*. En étudiant la phylogénie de la famille Turrilitidae Meek (1876) l'auteur a pu, outre d'autres résultats, de séparer les sous-genres *Fibuloceras* et *Pseudhelicoceras*. Dans la Dobrogea du Sud s'est produite au début de l'Aptien une exondation qui s'est prolongée jusqu'au début du Clansayésien, excepté le secteur danubien où a lieu une ingression dans le Bedoulien supérieur. Une étape bien importante dans l'évolution paléogéographique de la région se déroule en même temps de la transgression clansayésienne. La même faune montre que durant le Crétacé inférieur, y compris le Bedoulien supérieur, la Dobrogea du Sud était dépendente de la mer Téthys et par suite elle présentait un fort développement des dépôts récifaux. A partir du Clansayésien les lithofaciès changent pour devenir glauconieux. Le remaniement de la faune des dépôts albiens a lieu pendant la transgression cénomanienne. L'apparition locale de la craie glauconieuse est signalée dans les dépôts détritiques cénomaniens.

Abstract

Ammonites Species and Subspecies from the Southern Dobrogea Cretaceous Deposits. The 48 new species and subspecies of ammonites discovered by the author are presented, all of them yielded by the Aptian, Albian or Cenomanian deposits in Southern Dobrogea. These and the associated faunas permitted to distinguish the Upper Bedoulian and the Clansayesian among the Aptian deposits, as well as the Albian and Cenomanian ammonite zones. Due to some species of the genera *Acanthohoplites* and *Hypacanthoplites*, the *Diadococeras nodosocostatum* Zone (Clansayesian) was separated. The Albian fauna begins with the *Leymeriella* and continues with *Douvilleiceras* species. The lower part of the Middle Albian (*Hoplites dentatus*

[1] Reçue le 15 octobre 1982, acceptée pour être publiée le 3 mai 1983.

[2] Intreprinderea de Prospecţiuni Geologice şi Geofizice, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

Zone) is characterized by some species of the genus *Hoplites*, the middle part (*Euhoplites loricatus* Zone) — by *Anahoplites* species and the upper part (*Euhoplites lautus* Zone) — by species of the genera *Anahoplites*, *Euhoplites* and *Dimorphoplites*. In the Upper Albian, both *Mortoniceras inflatum* and *Stoliczkaia dispar* zones were identified. The Cenomanian transgression began in the upper part of the *Hypoturrilites carcitanensis* Subzone or even in the *Mantelliceras saxbii* Subzone. *Mantelliceras mantelli* Zone is characterized by the species of the genera *Mantelliceras*, *Idiohamites*, *Anisoceras* (lower association) and *Mariella*, *Hypoturrilites*, *Sharpeiceras* (upper association). The Middle Cenomanian contained an association of species of the genera *Calycoceras*, *Turrilites* and *Acanthoceras*. On the other hand, by studying the phylogeny of the family Turrilitidae Meek, 1876, and based upon the morphological features as well as the evolution of the genus *Pseudhelicoceras*, the author separates two new subgenera : *Fibuloceras* and *Pseudhelicoceras* Spath. At the beginning of the Aptian the emergence of South Dobrogea took place till the beginning of the Clansayesian, except for the Danube area which was affected by ingression in the Upper Bedoulian. A very important stage of the paleogeographic evolution of the region is related to the Clansayesian transgression. The similar fauna shows that during the Lower Cretaceous, the Upper Bedoulian included, Southern Dobrogea was influenced by the Tethys Sea, as accounted by the largely developed reef deposits. Beginning with the Clansayesian, the lithofacies had become glauconitic. The reworking of fauna yielded by the Albian deposits took place during the Cenomanian transgression. Glauconitic chalk occurs locally in the Cenomanian detrital deposits.

1. INTRODUCTION

La Dobrogea méridionale représente l'un des secteurs surélevés de la Plate-forme Moesienne, secteur affecté tout spécialement par des mouvements épirogéniques responsables des multiples transgressions et régressions qui y ont largement influencé les conditions de sédimentation. Les faciès y sont variés et les dépôts y sont moins épais que ceux des secteurs abaissés de la plate-forme.

De la succession crétacée nous présenterons succinctement la géologie des dépôts aptiens, albiens et cénomaniens, desquels nous avons prélevé les ammonites décrites dans cet ouvrage (fig. 1).

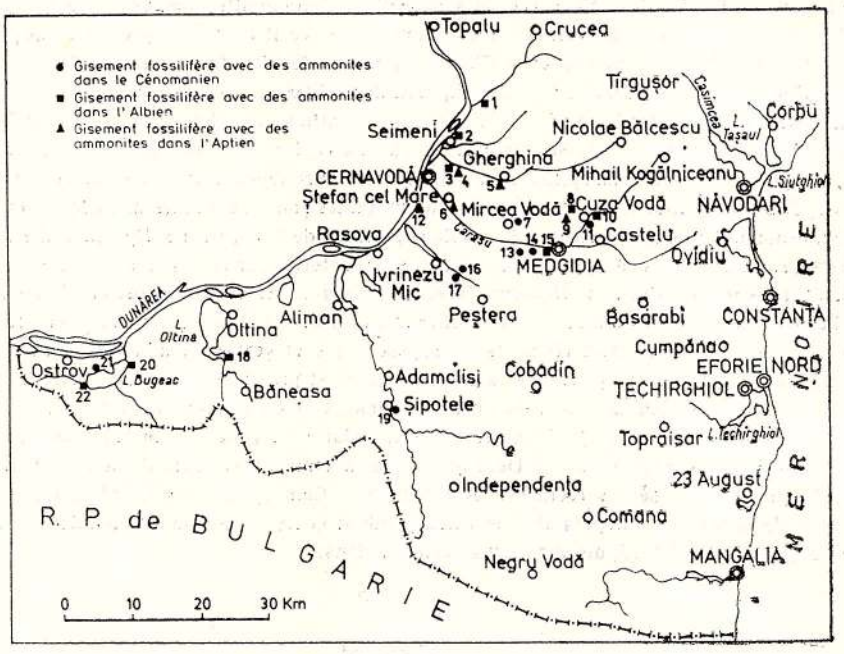


Fig. 1 — Gisements fossilifères avec des ammonites en Dobrogea méridionale.
Aptien : 4, versant méridional de l'ancien lac de Ramadan ; 5, sud de la localité de Gherghina ; 6, sud de la localité de Ştefan cel Mare ; 9, vallée du Docuzol ; 12, rive droite du Danube au droit de l'îlot d'Hinog. Albien : 1, vallée du Boasgic ; 2, nord-est de la localité de Seimeni ; 3, versant méridional de l'ancien lac de Furcăreţ ; 8, vallée du Docuzol ; 10, nord-est de la localité de Cuza Vodă ; 15, partie occidentale de la ville de Medgidia ; 18, versant oriental du lac de Ciamurlia ; 20, versant oriental du lac de Bugeac ; 22, versant occidental du lac de Bugeac. Cénomanien : 7, est de la localité de Mircea Vodă ; 11, est de la localité de Cuza Vodă ; 13, nord de la localité de Remus Opreanu ; 14, versant gauche de la vallée du Carasu, à l'ouest de Medgidia, au droit de la localité de Satu Nou ; 16, colline d'Amzalia ; 17, colline de Sarapciculac ; 19, versant droit de la vallée d'Adamclisi-Dumbrăveni, au droit de la localité de Şipotele ; 21, versant de nord-ouest du lac de Bugeac (selon Chiriac, 1981).

Institutul Geologic al României

2. CADRE GÉOLOGIQUE

2.1. Aptien

Répandus dans la partie septentrionale et dans celle occidentale de la Dobrogea méridionale, les dépôts aptiens sont constitués par des formations continentales et marines.

L'utilisation concomitante des critères biostratigraphiques, de la superposition et de la délimitation des faciès nous a permis la séparation des étages suivants : Bédoulien, Gargasien et Clansayésien (tab. 1).

Au Bédoulien inférieur ont été attribués les dépôts continentaux qui supportent les dépôts marins revenant au Bédoulien supérieur. Ces dépôts marins reposent sur le Jurassique supérieur et sur le Crétacé inférieur dont le dernier terme est le Barrémien. Au point de vue lithologique le Bédoulien inférieur est constitué par des sables, des graviers et des galets qui, par endroits, sont cimentés passant à des conglomérats. Ces dépôts sont dépourvus de faune mais renferment des débris de plantes dont on a identifié *Araucarioxylon dobrogiacus* Dragastan (Neagu et al., 1977). Les affleurements des versants méridionaux des anciens lacs de Purcăreţ, Ramadan (asséchés), Ţibrinu et plus loin de la vallée de la Gherghina (NE de Cernavoda) laissent voir, tout comme dans la rive droite du Danube, en amont de Cernavoda, que le Bédoulien supérieur repose sur les dépôts continentaux du Bédoulien inférieur, lui-aussi constitué de graviers et de sables à stratification entrecroisée. Les dépôts marins du Bédoulien débutent par un horizon marno-calcaire. De cet horizon qui renferme des orbitolines j'ai prélevé *Deshayesites flexuosus* Chiriac et *Cheloniceras (Cheloniceras) ramadanicum* Chiriac. La succesion continue par un horizon sableux-gréseux abondant en orbitolines et ensuite par un horizon conglomératique qui supporte un horizon à *Toucasia carinata* Math. (pl. XIII, fig. 1). Ce dernier horizon comporte une faune variée de coraux coloniaux, de brachiopodes, de lamellibranches et d'échinides.

Les dépôts gargasiens sont répandus tout spécialement dans la partie septentrionale de la Dobrogea méridionale depuis la ligne tectonique de Capidava-Ovidiu jusque dans le versant septentrional de la vallée du Carasu et depuis la rive droite du Danube jusqu'aux approches de la localité d'Ovidiu.

Au sud de la vallée du Carasu ces dépôts n'apparaissent que sporadiquement. Les dépôts gargasiens d'origine continentale reposent, là où la succession est complète, sur le Bédoulien supérieur. Au point de vue lithologique cette formation est constituée par des argiles kaolineuses, multicolores laissant voir de minces intercalations d'argiles charbonneuses qui comportent des débris de plantes (pl. XIII, fig. 2), par des sables et des graviers, par des congolomérats quartzitiques et par des quartzites sédimentaires.

Les dépôts clansayésiens sont répandus à partir de la rive droite du Danube jusqu'à une ligne orientale Dunărea — Castelu — Poieniţa. Dans la zone susmentionnée le Clansayésien présente quelques discontinuités dues soit à l'érosion, soit au relief préexistant qui a influencé l'accumulation de cette formation.

Au point de vue lithologique ce sous-étage de l'Aptien est constitué, vers sa partie basale, par un horizon de sables glauconieux qui comportent des graviers et qui, par endroits, passe à des microconglomérats. Cet horizon basal supporte des sables glauconieux en alternance avec des grès glauconieux calcaires. Parfois ces dépôts passent latéralement à des dépôts littoraux (graviers, galets) avec des apports fluviatils montrant une évidente stratification entrecroisée (pl. XIII, fig. 3; pl. XIV, fig. 1). Vu la ressemblance lithologique entre le Clansayésien et l'Albien, la limite entre ces deux formations n'a pu être tracée qu'en tenant compte de la faune des ammonites.

2.2. Albien

Les dépôts albiens ne sont répandus que dans la moitié occidentale de la Dobrogea méridionale, notamment à partir de la rive droite du Danube jusqu'à une ligne orientale Dunărea — Castelu — Poieniţa. L'Albien repose, en continuité de sédimentation, sur le Clansayésien et supporte différentes formations revenant au Crétacé supérieur, à l'Éocène, au Miocène et au Quaternaire. Dans quelques secteurs, où les formations du Crétacé supérieur présentaient un relief plus accusé, les dépôts albiens reposent transgressivement sur ces dernières.

Au point de vue lithologique, dans la plus grande partie de la Dobrogea méridionale, l'Albien est représenté par la formation à glauconie constituée par une alternance de sables glauconieux et de grès glauconieux (pl. XIV, fig. 2, 3). Les grès calcaires glauconieux s'intercalent, à différents niveaux, dans la masse des sables, sous forme de lentilles, fait qui s'explique par une circulation descendante et latérale du bicarbonate de calcium provenu par suite de la solubilité de certaines coquilles et des formations calcaires surjacentes, sa précipitation ayant eu lieu au-dessus des niveaux argileux.

Institutul Geologic al României

TABLEAU 1

Stratigraphie et lithologie de l'Aptien de la Dobrogea méridionale *

Étage	Sous-étage	Zone	Sous-zone	Faune	Épaisseur, m	Constitution lithologique	
APTIEN	Clansayésien	*Diadococeras nodosocostatum* et *Acanthohoplites bigoureti*	*Hypacanthoplites nolani*	*Hypacanthoplites* sp., *Acanthohoplites aschiltaensis rotundatus* Sinz., *Acanthohoplites uhligi* (Anthula)	1—5	sables glauconieux, sables glauconieux argileux, grès calcaires glauconieux, sables glauconieux à graviers, graviers, cailloutis, microconglomérats, marnes, marnes sableuses	
			Hypacanthoplites jacobi	*Acanthohoplites* sp., *Hypocanthoplites turgidus* Chiriac, *Hypacanthoplites discoidalis* Chiriac			
	Gargasien	*Parahoplites nutfieldensis*	*Parahoplites cunningtoni* *Tropaeum subarcticum*		1—75	argiles kaolineuses multicolores, argiles kaolineuses charbonneuses, lentilles de lignite, sables siliceux, graviers, conglomérats quartzitiques, quartzites sédimentaires (orthoquartzites) (faciès continental)	
			Cheloniceras (Epicheloniceras) buxtorfi				
		Cheloniceras martininoides	*Cheloniceras (Epicheloniceras) gracile*				
			Cheloniceras (Epicheloniceras) debile				
	Bédoulien	*Tropaeum bowerbanki*	*Cheloniceras (Cheloniceras) meyendorffi*	*Toucasia carinata* Math., *Pygaulus depressus* (Brongn.), *Pseudodiadema picteti* (Desor.), *Heteraster danubiensis*, Chiriac, *Cyclothyris antidichotoma* (Buvign.), *Sellithyris sella* (J. de C. Sow.), *Tamarella tamarindus* (J. de C. Sow.), *Terebrirostra arduennensis* d'Orb.	1—50	I: calcaires, calcaires détritiques, marnocalcaires, argiles	II: sables siliceux, graviers, cailloutis, conglomérats, argiles sableuses (faciès continental)
			Dufrenoyia transitoria				
		Deshayesites deshayesi	*Deshayesites grandis*	*Cheloniceras (Cheloniceras) ramadanicum* Chiriac, *Deshayesites flexuosus* Chiriac		marnocalcaires, marnes, argiles, grès calcaires, microconglomérats, sables siliceux	
			Cheloniceras (Cheloniceras) parinodum				
		Deshayesites forbesi	*Deshayesites callidiscus*			sables siliceux, graviers, cailloutis argiles sableuses, conglomérats (faciès continental)	
			Deshayesites kiliani				
			Deshayesites fittoni				
		Prodeshayesites fissicostatus	*Prodeshayesites obsoletus*				
			Prodeshayesites bodei				

I, secteur compris entre le Danube et la ligne (située à l'est) Capidava-Hațeg-Băneasa ; II, dans le reste de la Dobrogea.

* Les zones et les sous-zones du Bedoulien et du Gargasien selon Casey (1961) et celles du Clansayésien, selon Breistroffer (1947, 1965).

Institutul Geologic al României

TABLEAU 2

Stratigraphie et lithologie de l'Albien de la Dobrogea méridionale **

Étage	Sous-étages	Zone	Sous-zone	Faune	Épaisseur/m	Constitution lithologique
1	2	3	4	5	6	7
ALBIEN	Supérieur	*Stoliczkaia dispar*	*Stoliczkaia dispar* et *Mortoniceras perinflatum* (Vraconien supér.)	*Lechites gaudini* (Pictet et Campiche), *L. moreli* Breistr., *Anisoceras (A.) perarmatum* Pictet et Campiche, *Anisoceras saussureanum* (Pictet), *Idiohamites dorsetensis* Spath, *Mariella (M.) bergeri* (Brongn.), *M. (M.) milliaris* (Pictet et Campiche), *Ostlingoceras (O.) puzosianum* (d'Orb.), *Discohoplites subfalcatus* (Semenow), *Hyphoplites campichei Spath*, *Arrhaphoceras studeri* (Pictet et Campiche), *A. coronaeforme* Chiriac, *Mortoniceras (M.?) evolutum* Chiriac, *M. (D) postinflatum* Spath, *M. (D.) quadratum* Spath, *M. (D.) subtile* Chiriac, *Stoliczkaia (S.) dorsetensis compressa* Spath, *S. (S.) dobrogensis* Chiriac	1—30	sables glauconieux, sables glauconieux argileux, sables glauconieux à gravier, microconglomerats à phosphates, argiles, marnes, grès calcaires glauconieux
			Arrhaphoceras substuderi et *Mariella greslyi* (Vraconien infér.)	*Stomohamites virgulatus*)Brongn.), *S. subvirgulatus* Spath, *S. funatus* (Brongn.), *Mariella gresslyi* (Pictet et Campiche), *Lepthoplites falcoides* Spath, *L.* cf. *cantabrigiensis* Spath, *Lepthoplites* sp., *Mortoniceras (Cantabrigites) paucicostatum* Chiriac, *Stoliczkaia notha* (Seeley), *S. notha inflata* Spath		
		Mortoniceras inflatum	*Mortoniceras inflatum*	* *Phylloceras (H.) seresitense lanit* (Perv.). *Tetragonites nautiloides* (Pictet), *Stomohamites charpantieri* (Pictet)		
			Callihoplites auritus	*Idiohamites spinulosus* (J. Sow.), *Callihoplites medgidiensis* Chiriac, différentes espèces du genre *Callihoplites*		
			Hysteroceras varicosum	* *Idiohamites tuberculatus* (J. Sow.), *Puzosia quenstedti* (Parona et Bonarelli), *Hysteroceras carinatum* Spath, *Hysteroceras* aff. *subbinum* Spath.		
			Hysteroceras orbignyi	*Hamites (H.) intermedius* J. Sow., *H. (H.) intermedius distinctus* Spath, *Epihoplites bifidus* Chiriac, *Hysteroceras orbignyi* (Spath), *Euhoplites daciens* Chiriac		
			Dipoloceras cristatum	* *Phylloceras (H.) subalpinum subalpinum* (d'Orb.), *Hamites (H.) maximus rectus* Brown, *Hysteroceras symmetricum* (J. de C. Sow.), *Euhoplites elenae* Chiriac, *E. excelsus* Chiriac		
	Moyen	*Euhoplites lautus*	*Anahoplites daviesi*	* *Anahoplites daviesi* Spath, *Euhoplites priceiformis* Chiriac, différentes espèces du genre *Dimorphoplites*	1—40	sables glauconieux, sables glauconieux argileux, sables glauconieux à gravier, grès calcaires glauconieux, microconglomérats à phosphates, argiles, marnes
			Euhoplites nitidus			
		Euhoplites loricatus	*Euhoplites meandrinus*	*Anahoplites planus planus* (Mantell), *A. planus discoideus* Spath, *A. planus compressus* Spath, *A. planus fittoni* (d'Archiac), *A. incisus* Chiriac, *A. ramosus* Chiriac, *A. seimenensis* Chiriac		
			Mojsisovicsia subdelaruei			
			Dimorphoplites niobe			
			Anahoplites intermedius	**Anahoplites praecox* Spath, *A. intermedius* Spath		

Institutul Geologic al României

Continuation TABLEAU 2

1	2	3	4	5	6	7
		Hoplites (H.) dentatus	*Hoplites (H.) spathi* *Lyelliceras lyelli*	*Hoplites (H.) eseragnollensis* Spath, *H. (H.) persulcatus* Spath, différentes espèces du genre *Hoplites*		
			Hoplites (Isohoplites) edentatus			
	Inférieur	*Douvilleiceras mammillatum*	*Prothoplites (Hemisonneratia) puzosianus*	*Douvilleiceras inaequicostatum* Chiriac, *D. mammillatum* (Schlotheim), *D. monile* (J. Sow.), *Phylloceras (H.) velledae velledae* (Michelin)	1—30	sables glauconieux, sables glauconieux argileux, grès calcaires glauconieux, graviers, cailloutis, microconglomérats à phosphates, argiles, marnes
			Otohoplites raulianus			
			Cleoniceras floridum			
			Sonneratia kitchini			
		Leymeriella tardefurcata	*Leymeriella regularis*	*Leymeriella (L.) tardefurcata* (Leym.) d'Orb. sp., *L. (L.) tardefurcata densicostata* Spath, *L. (L.) elegans* Chiriac, *L. (L.) macoveii* Chiriac, *Hypacanthoplites trivialis* Breistr., *H. milletianus* (d'Orb.)		
			Hypacanthoplites milletioides			
			Farnhamia farnhamensis			

* Association d'ammonites ayant subi un remaniement intraformationnel;
** Zones et sous-zones de l'Albien inférieur selon Casey (1961), celles de l'Albien moyen selon Owen (1971) et celles de l'Albien supérieur selon Spath (1941) et Breistroffer (1947, 1965).

Dans la partie du SW de la Dobrogea méridionale l'Albien présente un faciès de transition avec des dépôts glauconieux de plus en plus argileux qui passent ensuite à un faciès marneux.

La faune des ammonites a permis une séparation en zones détaillées des dépôts albiens, pour laquelle on a utilisé les ammonites trouvées in situ, celles remaniées dans le cadre de la formation même et celles remaniées dans d'autres formations plus récentes (tab. 2).

2.3. Cénomanien

Les dépôts de cet étage affleurent dans les vallées principales (et dans celles de quelques affluents) tributaires au Danube, à partir de la parallèle de Cernavoda vers le sud.

Le Cénomanien a été intercepté par les forages implantés dans certains interfluves localisés depuis le sud de Cernavoda et de Medgidia jusqu'aux approches des confins avec la R. P. de Bulgarie. Le Cénomanien a été intercepté, toujours par les forages, entre la mer Noire et une ligne occidentale qui réunit les localités Constanţa-Bărăganu-Plopeni-Cerchezu.

Immédiatement au nord de la ligne tectonique de Capidava-Ovidiu les dépôts du Cénomanien ont été rencontrés dans la presqu'île situé au N du lac de Siutghiol et dans les environs des localités Lumina et Mamaia Sat (Ciocârdel, Patrulius, 1950). Ils reposent transgressivement sur différents termes stratigraphiques du Crétacé inférieur, voire sur les schistes verts prépaléozoïques (Lumina, Mamaia Sat).

Au point de vue lithologique le Cénomanien est constitué, à la partie basale, par un horizon microconglomératique surmonté par un horizon gréseux (pl. XV, fig. 2).

L'horizon basal épais de 0,20 cm à 5 m est représenté par des microconglomérats qui parfois passent latéralement à des grès microconglomératiques. Les éléments de ces roches sont constitués, en une large mesure, de quartz, auquel s'ajoutent des fragments arrondis de calcaires du Crétacé inférieur, des grès glauconieux albiens, des quartzites métamorphiques, des schistes verts etc. Le ciment calcaire renferme des fossiles remaniées et des concrétions de phosphates de dimensions réduites.

Institutul Geologic al României

L'horizon suivant est constitué par des grès gris claire-blanchâtre, légèrement phosphatés, qui comportent de rares granules de glauconie. La stratification entrecroisée apparaît assez fréquemment dans les dépôts détritiques de cet horizon (pl. XV, fig. 1). Dans le secteur inférieur des vallées de la Peştera et du Carasu les dépôts détritiques laissent voir un important changement de faciès, passant à la craie. La craie cénomanienne se distingue de celle sénonienne en premier lieu par la teneur élevée en matériel détritique et en second lieu par la présence de la glauconie. Leur trait commun est la présence des accidents siliceux.

Les ammonites apparaissent à la partie basale du Cénomanien, devenant de plus en plus rares vers la partie supérieure de cet étage. Outre la faune remaniée de différents niveaux de l'Albien, l'horizon basal conglomératique comporte aussi une faune propre d'ammonites, fait qui nous a permis d'établir le moment de la transgression cénomanienne en Dobrogea méridionale autent que la séparation de cet étage de l'Albien.

Les données biostratigraphiques sur la séparation en zones de ces dépôts sont consignées dans le tableau 3.

TABLEAU 3

Stratigraphie et lithologie du Cénomanien de la Dobrogea méridionale *

Étage	Sous-étage	Zone	Sous-zone	Faune	Épaisseur, m	Constitution lithologique
CÉNOMANIEN	Supérieur	*Calycoceras naviculare*	*Calycoceras naviculare*	*Calycoceras newboldi spinosum* (Kossm.) *Turrilites (Turrilites) costatus* Lamarck *Turrilites acutus sharpei* Chiriac *Acanthoceras* sp.	1—50	grès calcaires faiblement glauconieux et phosphatés craies détritiques faiblement glauconieuses
			Calycoceras pentagonum			
	Moyen	*Acanthoceras rhotomagense*	*Acanthoceras jukesbrownei*		1—70	grès calcaires faiblement glauconieux et phosphatés, grès crayeux faiblement glauconieux, craies détritiques faiblement glauconieuses, marnes crayeuses, sables faiblement cimentés
			Turrilites acutus			
			Turrilites costatus			
	Inférieur	*Mantelliceras mantelli*	*Mantelliceras* gr. *dixoni*	*Sciponoceras baculoide* (Mantell), *Idiohamites alternatus veclensis* Spath, *I. compressus exilis* Chiriac, *Mariella (M.) essenensis* (Geintz), *M. (M.) cenomanensis* (Schlüter), *Hypoturrilites tuberculatus* (Bosc), *H. mantelli* (Sharpe), *Hyphoplites curvatus* (Mantell), *Sharpeiceras laticlavium* (Sharpe), *Mantelliceras cantianum* Spath	1—40	grès calcaires faiblement glauconieux et phosphatés, grès crayeux faiblement glauconieux, sables faiblement cimentés, microconglomérats et grès microconglomératiques à phosphates
			Mantelliceras saxbii	*Anisoceras (A.) plicatile* (J. Sow.), *Idiohamites* cf. *alternatus* (Mantell), *I. irregularis* Chiriac, *I. rarituberculatus* Chiriac, *I. compressus* Chiriac, *Mariella (M.) lewesiensis amzaliensis* Chiriac, *Hypoturrilites carcitanensis* (Math.), *Hyphoplites crassofalcatus* (Semenow), *Forbesiceras* sp., *Mantelliceras mantelli* (J. Sow.), *M. tuberculatum* (Mantell), *M. saxbii* (Sharpe), M. *couloni* (d'Orb), *Calycoceras concinnum* Chiriac		
			Hypoturrilites carcitanensis			
				Exondation		

* Les zones et les sous-zones du Cenomanien selon Hancock (1959), Kennedy (1969), Kennedy et Hancock (1971) et Juignet et Kennedy (1976).

2.4. Éléments structuraux

Dans la Dobrogea méridionale le Jurassique moyen et supérieur et le Crétacé inférieur (Berriasien-Barrémien) présentent toute une série de plis tantôt plus larges, tantôt plus resserrés qui peuvent être envisagés comme les retentissements de certains mouvements tectoniques survenus dans le géosynclinal carpatho-balkanique. Une discordance angulaire plus importante existe à la limite

Institutul Geologic al României

d'entre le Barrémien et l'Aptién due à des mouvements préautrichiens, phase pendant laquelle a eu lieu le chevauchement de la Dobrogea centrale sur celle méridionale le long de la ligne de Capidava-Ovidiu (pl. XV, fig. 3 ; pl. XVI, fig. 1).

À la fin du Barrémien commence l'exondation de la Dobrogea méridionale, exondation qui dure jusqu'au Cénomanien inférieur, excepté le secteur danubien. Celui-ci à la suite des mouvements épirogéniques négatifs est submergé au Bédoulien supérieur, ensuite exondé pendant le Gargasien et puis de nouveau submergé pendant le Clansayésien et l'Albien.

Une discordance, un peu moins importante que celle antérieure, existe entre l'Albien et le Cénomanien (pl. XVI, fig. 2). Cette phase est précédée, pendant l'accumulation de l'Albien, par de faibles oscillations en sens vertical qui conduisent à l'apparition des microconglomérats à phosphates dans les zones littorales et à des remaniements intraformationnels. Les dépôts cénomaniens, turoniens et sénoniens sont parallèles entre eux et faiblement plissés à la suite des mouvements laramiens. Nous tenons à préciser qu'entre ces étages se trouvent des discordances simples dues aux mouvements en sens vertical.

Nous tenons également à remarquer que la ligne tectonique de Capidava-Ovidiu a cessé de fonctionner avant l'Aptien, car les dépôts de cet étage qui la surmonte ne sont pas affectés par cette faille.

3. CONDITIONS DE FOSSILISATION

Bien que la plupart des ammonites proviennent des dépôts détritiques, leur état de conservation est excellent. Leurs coquilles pas déformées présentent les moindres détails morphologiques, y compris les lignes de suture. Nous mentionnons qu'il y a des exemplaires d'ammonites albiennes qui conservent même la couche de nacre, fait qui constitue une rareté paléontologique. En état de mauvaise conservation sont ceux des dépôts marneux de l'Albien, dont la coquille est aplatie ; souvent les coquilles font défaut et on ne trouve que des moules internes et externes. Des coquilles d'ammonites légèrement aplaties ou seulement des moules d'ammonites apparaissent dans les dépôts cénomaniens crayeux et moins souvent dans ceux détritiques.

L'état de conservation assez bonne de ces ammonites devrait être mis, en une large mesure, sur le compte des conditions de sédimentation en régime de plate-forme, des épaisseurs réduites des dépôts et des faibles mouvements tectoniques. Nous soulignons également le fait que dans le cas des sables et des grès la déformation spécifique (tassement) est moindre que dans le cas des argiles et des marnes. Sans doute aucun, les facteurs physico-chimiques ont été, eux aussi, assez favorables aux phénomènes de fossilisation.

4. MÉTHODES DE TRAVAIL

À la suite des transgressions cénomaniennes, turoniennes et sénoniennes bon nombre d'espèces d'ammonites caractéristiques des différentes zones et sous-zones de l'Albien ont été remaniées à la partie basale des dépôts transgressifs. Dans ce cas, la plupart des ammonites remaniées présentent des coquilles fragmentées (une partie d'elles étant phosphatées) et des traces d'usure, tout en conservant à leur intérieur du matériel lithologique initial différent de celui de la couche qui les a englobé.

Plus difficiles à distinguer ont été les ammonites vraconiennes remaniées à la base du Cénomanien, dont le moule interne est constitué par la roche de la couche où elles ont été cantonnées.

Afin d'expliquer cette situation on a tenu compte de l'intervalle de temps relativement court entre l'accumulation du Vraconien et la transgression cénomanienne, époque pendant laquelle le sable glauconieux insinué dans les loges des coquilles n'a pas pu être cimenté par les phénomènes de diagenèse. Dès l'installation des nouvelles conditions marines, le matériel initial de remplissage a été légèrement enlevé et les coquilles ont été remplies progressivement par du matériel détritique cénomanien. À l'appui de cette affirmation vient aussi le fait que dans les premières loges des coquilles de quelques ammonites vraconiennes remaniées on a trouvé aussi du matériel détritique initial (Chiriac, 1960).

Un critère qui nous a porté à attribuer l'âge vraconien supérieur à quelques ammonites de la partie basale du Cénomanien a été le fait qu'à l'intérieur de leur coquille on a rencontré bon nombre de miliolidés et de rotalipores, tout comme dans le cas de celles trouvées in situ.

Des conditions de fossilisation, en quelque sorte similaires, existent aussi pour les ammonites albiennes cantonnées dans les gisements polyzonaux engendrés à la suite des remaniements intraformationnels. Les observations directes et l'examen des sections polies et des lames minces effectuées sur du matériel lithologique récolté de l'intérieur et de l'extérieur des coquilles d'ammonites nous ont permis de les représenter, avec quelque approximation sur l'échelle stratigraphique.

Institutul Geologic al României

La séparation en zones des dépôts du Crétacé n'a été possible qu'à la suite des prélèvements systématiques de faune d'ammonites tant des affleurements que des forages. En même temps, dans les affleurements on a fait des observations sur la distribution spatiale des ammonites par rapport aux surfaces des couches afin d'obtenir des données sur la paléoécologie de ce groupe fossile d'organismes.

5. PHYLOGÉNIE DE LA FAMILLE DES TURRILITIDAE MEEK, 1876

Le nombre relativement élevé d'exemplaires appartenant à plusieurs genres et espèces de Turrilitidae, dont quelques-uns ont été déjà décrits par nous (Chiriac, 1960), et l'interprétation critique des données de littérature nous ont conduit à un point de vue original en ce qui concerne la phylogénie de cette famille.

Tenant compte de l'hypothèse que *Prohelicoceras* représente un ancêtre présumé des turrilitidés et qu'il constitue en même temps un noeud phylogénétique nous l'avons considéré l'ascendant colatéral de *Psuedhelicoceras* et celui direct de *Proturrilitoides* (fig. 2).

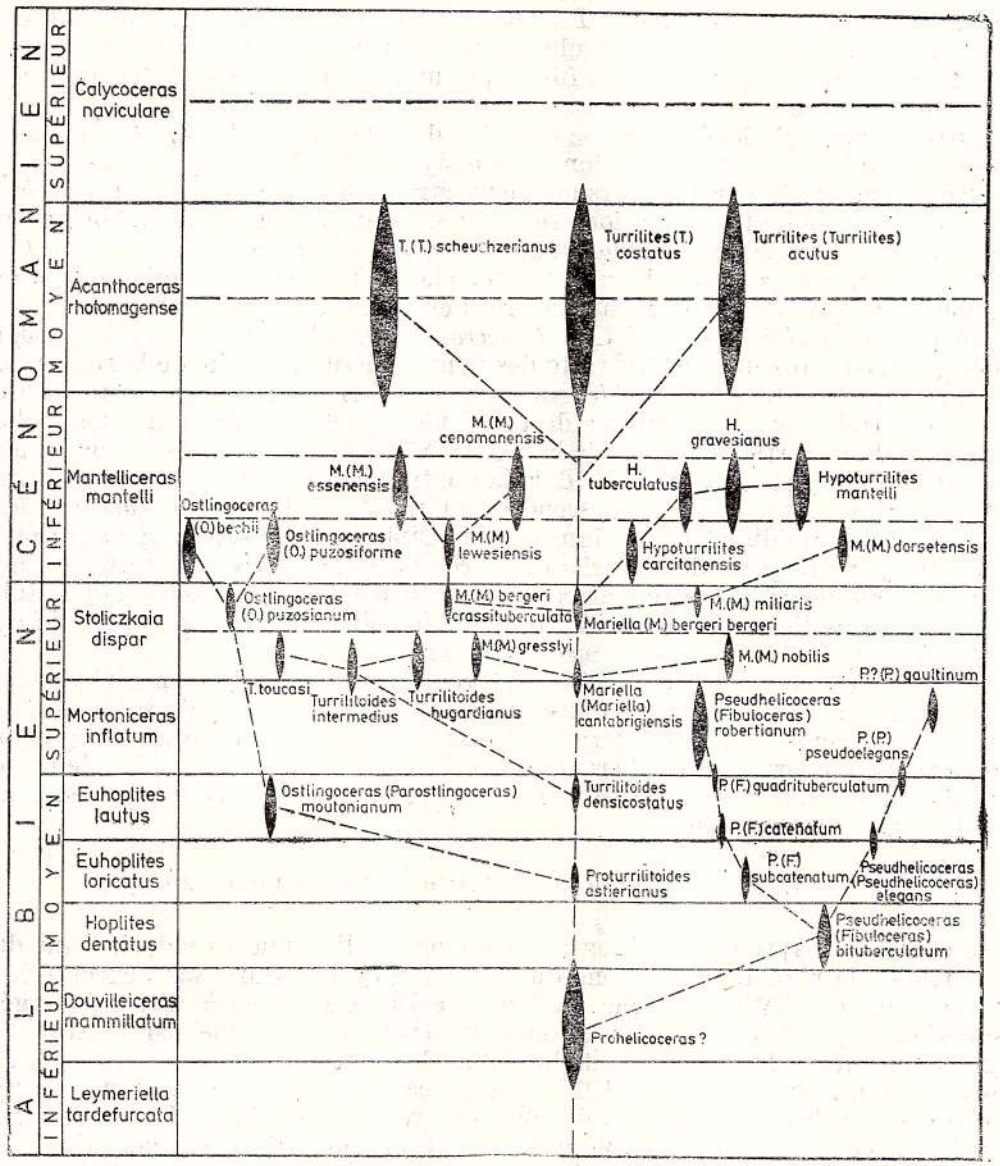


Fig. 2 — Schéma de la phylogenèse de la famille des Turrilitidae Meek, 1876 (selon Chiriac, 1981).

L'examen de l'évolution des espèces du genre *Pseudhelicoceras* nous a porté à conclure que de *Pseudhelicoceras bituberculatum* (d'Orb.) connu de la zone à *Hoplites dentatus* est issu la branche de *Pseudhelicoceras subcatenatum* Spath qui se perpétue par *Pseudhelicoceras catenatum* (d'Orb.) et

Institutul Geologic al României

Pseudhelicoceras quadrituberculatum Spath de la zone à *Euhoplites latus* pour cesser avec *Pseudhelicoceras robertianum* (d'Orb.) de la zone à *Martoniceras inflatum*. Une seconde branche débute par *Pseudhelicoceras elegans* (d'Orb.) de la zone à *Euhoplites loricatus* pour s'éteindre avec *Pseudhelicoceras? gaultinum* Spath de la zone à *Mortoniceras inflatum*.

Tenant compte des caractères morphologiques, au premier rameau reviendraient les espèces plus ou moins turriculées, avec des côtes principales quadrituberculées séparées par des côtes intermédiaires simples, mais qui présentent une fibulation assez marquée. Au second rameau reviendraient les espèces avec des côtes simples, tuberculées, mais avec une fibulation très faible ou sans fibulation. Les tubercules sont petits et dans la zone médiane des tours de spire apparaît souvent une zone légèrement dépressionnaire.

Nous considérons nécessaire de séparer les espèces en deux sous-genres notamment : *Pseudhelicoceras* Spath et *Fibuloceras* Chiriac correspondant aux deux branches d'évolution. Le sous-genre *Pseudhelicoceras*, dont l'espèce type est *Pseudhelicoceras (Pseudhelicoceras) elegans* (d'Orb.), englobe le groupe des espèces à coquille turriculée, enroulement très serré, côtes simples, tuberculées dont la fibulation est très faible ou absente. Les tubercules sont petits et dans la région médiane des tours apparaît une zone légèrement dépressionnaire. Le sous-genre *Fibuloceras* Chiriac (derivatio nominis du latin : fibula=agrafe) dont l'espèce type est *Pseudhelicoceras (Fibuloceras) catenatum* (d'Orb.) englobe la communauté des espèces à coquille turriculée ayant la spire plus ou moins serrée, les côtes principales bi- et quadriturbéculées, groupées en fibules, et un nombre varié de côtes intermédiaires simples, plus ou moins longues.

Une autre branche phylogénétique se détache, dans la zone à *Euhoplites loricatus*, du genre *Proturrilitoides*, conduisant à des mutations successives à *Ostlingoceras (Parostlingoceras) moutonianum* (d'Orb.) caractérisée par des tours anguleux étroitement turriculés, par des côtes irrégulières montrant une ébauche de tuberculation près de la suture inférieure et du siphon central. De cette même branche dérive, dans la zone à *Stoliczkaia dispar*, *Ostlingoceras (Ostlingoceras) puzosianum* (d'Orb.) qui montre une tuberculation bien distincte, placée à la partie inférieure des côtes régulières, et un siphon migré près de la suture supérieure. Les dernières espèces revenant à ce genre sont connues du Cénomanien inférieur (zone à *Mantelliceras mantelli*). Dans la zone à *Euhoplites lautus*, de *Proturrilitoides* dérive directement Turrilitoides dont est issu, à la fin de la zone à *Mortoniceras inflatum*, le genre *Mariella*. Le genre *Mariella* s'écarte de *Turrilitoides* vu ses côtes peu nombreuses qui sont ornées par trois rangées parallèles de tubercules, tendant à devenir quatre chez quelques espèces de *Mariella* de la partie inférieure de la zone à *Stoliczkaia dispar*. De la sous-espèce *Mariella (Mariella) bergeri bergeri* Spath qui possède déjà la quatrième rangée de tubercules, forme d'une importance phylogénétique toute spéciale, descend collatéralement *Mariella (Mariella) miliaris* (Pictet et Campiche) et ensuite directement, dans le Cénomanien inférieur, *Mariella (Mariella) dorsetensis* Spath. D'autre part, toujours de *Mariella (Mariella) bergeri bergeri* (Brogn.), par l'intermédiaire de la sous-espèce *crassituberculata* (atténuation de la costulation et accentuation de la tuberculation) sont issues les espèces : *Mariella (Mariella) lewesiensis* (Sharpe), *Mariella (Mariella) essenensis* (Geintz) et *Mariella (Mariella) cenomanensis* Schlüter.

Il est probable que du genre *Mariella* dérivent encore deux branches phylogénétiques importantes, notamment : celle dont, par l'intermédiaire des formes de transition, est issu, au Cénomanien inférieur, le genre *Hypoturrilites* caractérisé par la disparition des côtes et par la différenciation de la rangée supérieure de tubercules, et celle dont, par l'accentuation de la costation aux dépens de la tuberculation, est issu le genre *Turrilites*, dont l'apogée est connu au Cénomanien moyen (zone à *Acanthoceras rhotomagense*).

6. CONSIDÉRATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET PALÉOÉCOLOGIQUES

Dès le début de l'Aptien en Dobrogea méridionale a lieu une exondation qui dure, pour la plus grande partie de la région, tout le long du Bédoulien et du Gargasien, excepté le secteur qui s'étend entre le Danube à l'W et la ligne de Capidava-Haţeg-Băneasa à l'E, submergé pendant le Bédoulien supérieur (fig. 3). L'apparition de la terre ferme y est suivie par l'installation d'un réseau hydrographique qui a largement contribué à la dénudation, tout spécialement, de la Dobrogea centrale et septentrionale (Chiriac, 1957). La plupart des roches détritiques représentent des dépôts alluviaux et proluviaux. La décroissance progressive des dimensions des éléments détritiques depuis le N, NE et E vers le S, SW et W dénote des modifications dans l'orientation du réseau hydrographique, certains cours d'eau débouchant dans des lacs, d'autres dans la mer aptienne située dans les parties centrale et occidentale de la Plate-forme moesienne, voire dans le secteur danubien de la Dobrogea méridionale, au cours du Bédoulien supérieur. La présence des lentilles de charbon et des argiles charbonneuses stratiformes dans la masse des argiles kaolineuses trahit le développement des tourbières dans les zones marécageuses et tout spécialement dans les lacs de la région. L'existence des forêts le long des rivières, des fleuves et des lacs est confirmée par la présence des

Institutul Geologic al României

conifères tels : *Araucarioxylon dobrigiacus* Dragastan et des angiospermes dont les troncs apparaissent fréquemment dans les argiles kaolineuses du Gargasien.

Au cours du Bédoulien supérieur la transgression a lieu de l'W et du SW vers l'E et le NE, le maximum de profondeur des eaux se trouvant dans la zone de Cochirleni-le lac Ţibrinu-le Danube. Son caractère progressif résulte de l'empiètement des horizons supérieurs sur ceux inférieurs, l'horizon calcaire étant celui qui avance le plus à l'intérieur de la Dobrogea méridionale.

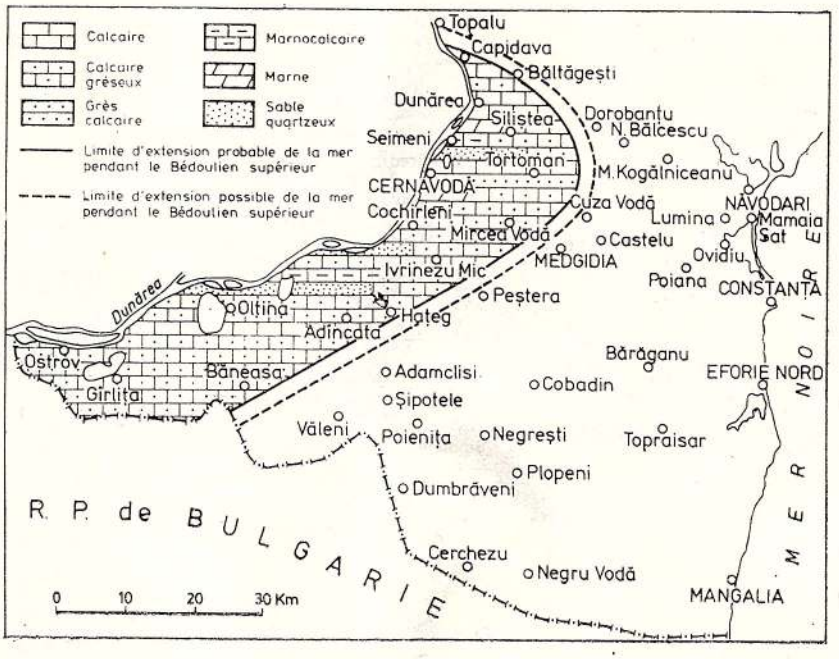


Fig. 3 — Schéma paléogéographique de la Dobrogea méridionale au cours du Bédoulien supérieur (selon Chiriac, 1981).

Les conditions de sédimentation de la zone littorale sont révélées dans l'horizon sableux-gréseux par l'apparition de la stratification oblique et par les nombreux troncs d'arbres. À cause des apports de matériel détritique enlevé de la terre ferme voisine, dans l'horizon calcaire a lieu un changement de faciès de l'W vers l'E, les calcaires passant latéralement à des calcaires détritiques et à des grès calcaires. Les modifications se manifestent aussi dans les associations fauniques où les pachiodontes deviennent plus petits et moins nombreux et sont progressivement substitués par des ostréidés et les orbitolines sont de plus en plus rares. La présence des coraux coloniaux en association avec les pachiodontes dénote que la température de l'eau était d'environ 20°C, la salinité était normale (environ $35^0/_{00}$), la profondeur dépassait 100 m, les eaux étaient claires et aérées et qu'elles recevaient des substances nutritives en quantités suffisantes. À l'appui de la salinité normale est la présence des échinides connus comme des organismes sténohalins. Les ammonites représentées par des espèces des genres : *Deshayesites* et *Cheloniceras* présentent des coquilles épaisses, sont de taille relativement grande et abondamment ornementées, caractères morphologiques spécifiques aux ammonites qui ont vécu dans des eaux chaudes et agitées (Diener, 1912 ; Scott, 1940).

À en juger d'après la lithologie des dépôts aptiens continentaux, pris dans son ensemble, elle dénote une sédimentation caractérisée par des processus d'altération, tout spécialement chimique, très avancés dans l'aire d'origine. Nous admettons que l'altération dans un climat tropical, où les périodes humides alternent avec celles arides, a conduit à l'argilisation complète des silicates (feldspaths, minéraux fémiques). Les oxydes ferriques se sont concentrés dans les kaolinites autant que dans le pigment hématitique des roches orthoquartzitiques. La présence en exclusivité des argiles kaolineuses indique l'existence d'un régime d'altération-sédimentation de type „sidérolitique" dans l'aire continentale (Millot, 1964).

Une autre transgression se produit au début du Clansayésien quand l'eau marine avance de l'W et du SW en submergeant une plus grande surface de la Dobrogea méridionale pendant le Bédoulien supérieur (fig. 4). Les affinités fauniques montrent que durant le Crétacé inférieur, y compris le Bédoulien supérieur, la Dobrogea méridionale communiquait avec la mer Téthys, fait qui a permis le développement de puissantes formations calcaires récifales et télérécifales.

Dès le début du Clansayésien, les lithofaciès deviennent détritiques et principalement glauconieux, de la flore disparaissent les algues calcaires et de la faune coraux les coloniaux autant que les

Institutul Geologic al României

lamellibranches et les gastéropodes récifaux. Ces changements litho-et biofaciaux dénotent des eaux plus froides (Macovei, 1911 ; Macovei, Atanasiu, 1934 ; Atanasiu, 1940).

Des paléobiocénoses, où prédominent les mollusques, font leur apparition même dans le microconglomérat basal, horizon qui marque le début de la transgression du Clansayésien. Tenant compte des positions différentes occupées dans la couche par les valves des espèces *Lopha*, *Exogyra*, *Plicatula*

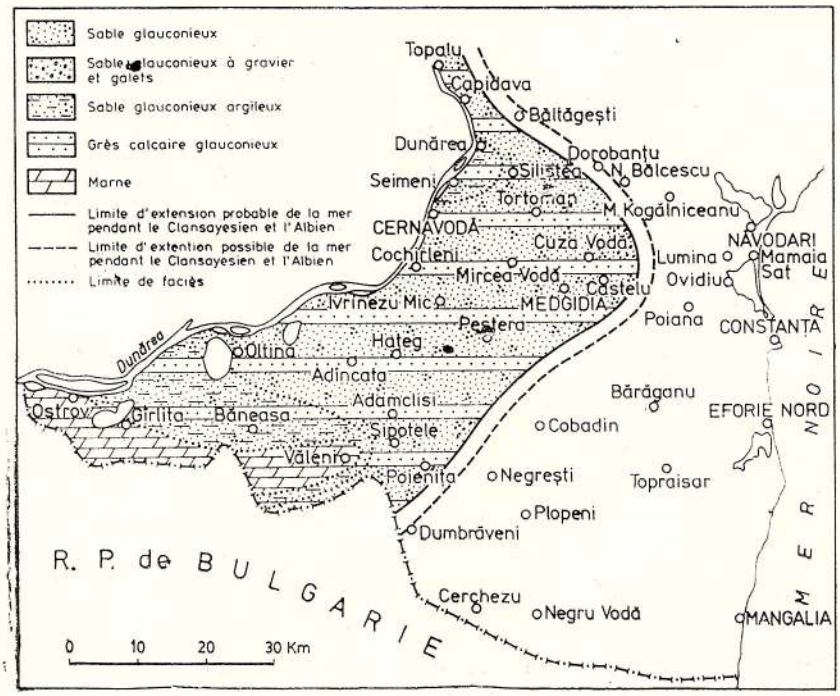


Fig. 4 — Schéma paléogéographique de la Dobrogea méridionale au cours du Clansayésien et de l'Albien (selon Chiriac, 1981).

etc., nous somme portés à conclure sur l'existence de forts courants pendant la sédimentation. Au dessus de l'horizon microconglomératique, les paléobiocénoses deviennent plus complexes y faisant leur apparition aussi les échinides dont la position dans la couche dénote un milieu de sédimentation moins agité. La faune complétée aussi par des ammonoidés nous porte à supposer l'existence de quelques tanatocénoses. Au cours du Clansayésien la sédimentation marine se continue sans interruption jusqu'à la fin de l'Albien. Les dépôts de cet étage présentent, dans la plus grande partie de la Dobrogea méridionale, des faciès glauconieux qui vers le S et le SW passent à un faciès marneux. L'abondance de la faune dans les couches riches en glauconie suppose une interdépendance entre les facteurs biotiques et la genèse de ce minéral. Les recherches effectuées sur la glauconie du domaine marin actuel nous montrent que celle-ci prend naissance dans les mers épicontinentales ouvertes, à des profondeurs comprises entre 50 et 250 m (Aubry, Odin, 1973). La faune d'ammonites de l'Albien et du Clansayesien de la Dobrogea méridionale présente des affinités avec celles du reste de notre pays, celle du N de la Bulgarie, celle de toute la zone septentrionale de l'Europe qui s'étend depuis les parties est et sud-est de l'Angleterre jusqu'en Pologne, autant qu'avec celle de la partie méridionale de l'URSS (Crimée, Kopet Dag, Mangîşlak). Les recherches effectuées par Lowenstam et Epstein (1954, 1959) avec des izotopes d'oxygène sur les faunes du Crétacé dénotent que dans l'intervalle albien-maestrichtien ont fait leur apparition des zones climatiques, dont l'une à caractère tempéré se situait dans le sud de l'Angleterre, le nord de la France, de l'Allemagne, du Danemark etc. Dans cette zone tempérée, qui s'étendait aussi dans notre pays, la temperature moyenne des eaux était d'environ 15°C pendant l'Albien. Outre les affinités fauniques pour la zone septentrionale de l'Europe, on remarque aussi le grand développement des faciès glauconieux dans la Dobrogea méridionale. À la légère hausse de la température des eaux marines vers la partie supérieure de l'Albien correspond dans la faune d'ammonites l'apparition de nombreux genres et espèces. En même temps la salinité normale du milieu marin est attestée par les nombreuses espèces sténohalines. Le degré d'oxygénation avancé des eaux est mis en évidence par la présence des brachiopodes et des coraux solitaires, connus en tant qu'organismes sténo-oxybiontes.

Institutul Geologic al României

À cause des courants marins et de quelques mouvements préludant la phase autrichienne, dans le bassin de sédimentation ont eu lieu des remaniements intraformationnels qui ont conduit à la formation des gisements fossilifères polyzonaux. Les associations fauniques cantonnées dans de tels gisements représentent les plus authentiques paléotanatocénoses. Nombre de relations épibiotiques résultent de l'utilisation des coquilles d'ammonites qui ont servi comme support aux bryozoaires, aux ostréidés, aux serpulidés etc. pour s'y fixer.

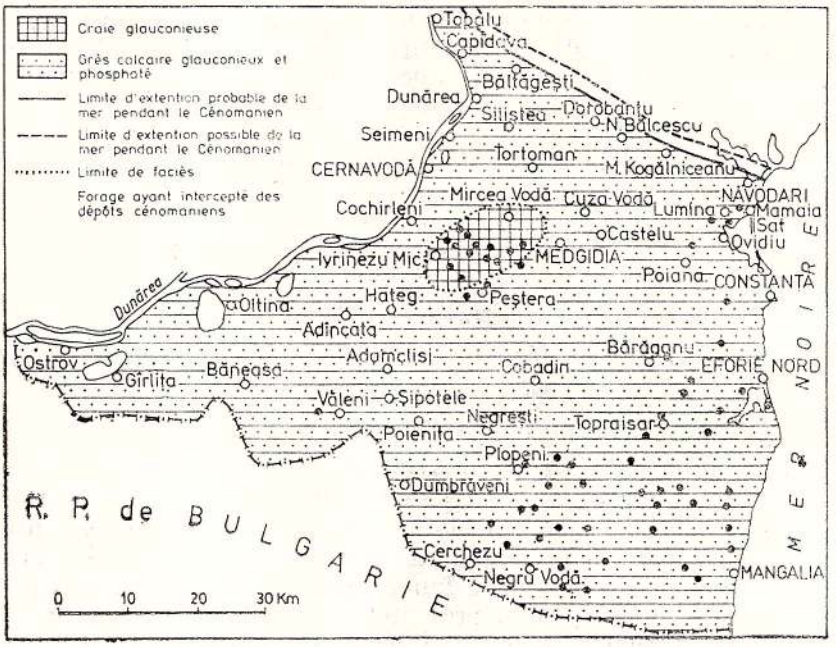


Fig. 5 — Schéma paléogéographique de la Dobrogea méridionale au cours du Cénomanien (selon Chiriac, 1981).

L'examen du matériel paléontologique révèle aussi quelques aspects paléoécologiques et de conservation (pl. XVI, fig. 3, 4). À cause de la transgression cénomanienne la surface de la Dobrogea méridionale est intégralement envahie par les eaux marines (fig. 5). L'érosion des dépôts albiens conduit au remaniement de la faune cantonnée dans cette formation de la partie basale du Cénomanien, fait qui correspond à une vaste tanatocénose. Tenant compte de la présence des phosphorites dans le conglomérat basal du Cénomanien autant que des conditions de précipitation optimums du phosphore en milieu marin (Kazakov, 1937 ; Ghimmelfarb, 1956) il en résulterait que la profondeur des eaux était de 50 à 100 m. Les couches reposant sur l'horizon conglomératique sont généralement détritiques, excepté la zone de la partie inférieure des vallées du Carasu et de la Peștera où l'on rencontre de la craie glauconieuse. L'apparition de la craie glauconieuse dans le cadre des dépôts détritiques cénomaniens viendrait de l'abondance des organismes calcaires et tout spécialement des foraminifères planctoniques, de la profondeur un peu plus grande des eaux que dans le reste du bassin de sédimentation, de l'absence des phosphorites et de la présence des innombrables spicules de spongiaires hexactinélidés.

7. DESCRIPTION SYSTÉMATIQUE DES ESPÈCES ET DES SOUS-ESPÈCES D'AMMONITES

7.1. Famille **Lytoceratidae** Neumayr, 1875

Genre *Protetragonites* Hyatt, 1900

Protetragonites aeolus magnus Chiriac

pl. I, fig. 1.2

1981 *Protetragonites aeolus magnus* Chiriac, p. 55, pl. 1, fig. 4 a, b.

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. (Institut de Géologie et de Géophysique) no 16916 (collection de l'auteur).

Description. Coquille de grande taille, presque évolute. La section du tour subcirculaire présente le maximum de largeur approximativement au milieu des flancs. Ombilic large avec la paroi arrondie. La croissance des dimensions des tours internes se fait assez lentement, devenant beau-

Institutul Geologic al României

coup plus rapide dans le dernier tour de spire. Région ventrale assez arrondie. Le dernier tour laisse voir des stries fines, serrées, disposées perpendiculairement au bord de la coquille, dont quelques-unes sont plus grosses et plus saillantes. La ligne suturale n'est pas visible.

Dimensions et rapports. Exemplaire I.G.G. no 16916 : D (diametre) = 82 mm ; H (hauteur) = 30 mm (0,37) ; L(largeur) = 29 mm (0,35) ; 0 (ombilic) = 30 mm (0,37).

Remarques. Cette sous-espèce présente des affinités avec *Protetragonites aeolus aeoliformis* (Fallot) vu la forme évolute de la coquille dont la croissance des dimensions des tours internes se fait lentement et celle du dernier tour rapidement, et vu la présence de quelques stries fines disposées perpendiculairement au bord de la coquille. Elle s'en écarte par la croissance plus rapide du dernier tour dont la hauteur (0,37 mm) l'emporte sur la largeur (0,35 mm), vu l'ombilic plus petit (0,37 mm) et la forme de la région ventrale qui présente une tendance évidente d'arrondissement.

Distribution. Dépots détritiques glauconieux de l'Albien moyen (zone à *Hoplites dentatus*). Versant gauche de la vallée de Cuza Vodă, en amont de la localité de Cuza Vodă.

7.2. Famille **Hamitidae** Hyatt, 1900

Genre *Hamites* Parkinson, 1811

Sous-genre *Hamites* Parkinson, 1811

Hamites (Hamites) prorsiradiatus Chiriac

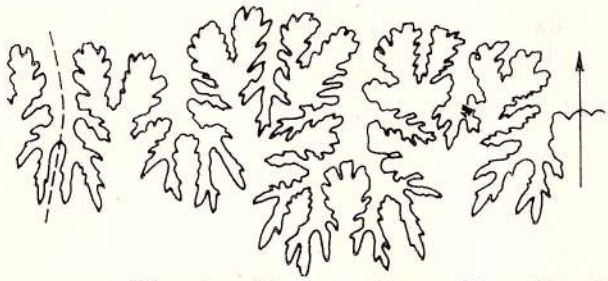
pl. II, fig. 1, 2, fig. text 6

1981 *Hamites (Hamites) prorsiradiatus* Chiriac, p. 58, pl. 2 ; fig. 12 a, b ; fig text 18

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 835 (collection G. Macovei).

Description. Coquille à section ovale (H = 23,3 mm ; L = 20 mm), avec les flancs légèrement bombés, la région ventrale et celle dorsale arrondies. La croissance des dimensions de la coquille se fait assez lentement et celle-ci devient un peu plus renflée vers la partie antérieure. Les côtes robustes, saillantes, tant sur les flancs que dans la région ventrale, s'atténuent sensiblement dans la région dorsale. Elles sont prorsiradiées, présentent une légère convexité dirigée en avant et leur largeur est sensiblement égale à celle des intervalles intercostaux. Il y a des cas où entre les côtes principales s'interposent des côtes intercalaires, les unes longues aboutissant jusqu'au milieu des flancs, d'autres un peu plus courtes tendant à fusionner avec les côtes principales.

Sur une longueur égale à la hauteur de la coquille se trouvent cinq côtes. La ligne suturale présente des lobes et des selles très ramifiées. À remarquer que le lobe dorsal autant que la seconde selle latérale sont bifides (fig. 6).



Fg. 6 — Ligne de suture de *Hamites (Hamites) prorsiradiatus* Chiriac.

Remarques. L'espèce décrite présente bien des affinités avec *Hamites (Hamites) intermedius* J. Sowerby vu la forme de la coquille, la disposition prorsiradiée des côtes et l'apparition des côtes intermédiaires. Elle s'en écarte par les côtes plus robustes et plus larges, sensiblement égales aux intervalles intercostaux, par la coquille plus renflée à la partie antérieure et par la ligne de suture dont le lobe dorsal et la seconde selle latérale sont très bifides.

Distribution. Exemplaire remanié de l'Albien supérieur, dans le conglomérat de la base du Cénomanien (probablement de la zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Hysteroceras orbignyi*). Versant gauche de la vallée de Carasu (notamment du secteur situé à l'W de la ville de Medgidia).

Genre *Stomohamites* Breistroffer, 1940

Stomohamites obteritus Chiriac

pl. II, fig. 5, 6

1981 *Stomohamites obteritus* Chiriac, p. 61, pl. 3, fig. 4 a, b.

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16923 (collection de l'auteur).

Description. Fragment de coquille à section ovale, légèrement aplatie en sens dorso-ventral (H = 8,8 mm, L = 0,9 mm). Région ventrale arrondie, flancs bombés et région dorsale aplatie. Les côtes minces sont légèrement évasées dans la région ventrale, évidentes sur les flancs et un peu plus

Institutul Geologic al României

atténuées dans la région dorsale où persiste encore une faible disposition oblique. Intervalles intercostaux très larges et inégaux quant à la largeur. Sur une longueur égale à la hauteur de la coquille se trouvent deux côtes. Les côtes présentent face au siphon une faible dépression. L'une des côtes présente sur les flancs de la coquille une bifurcation en forme d'agrafe. Ligne de la suture inconnue.

Remarques. À cause de la disposition légèrement oblique des côtes dans la région dorsale l'espèce décrite est proche de *Hamites (Stomohamites) ibex* Spath, et n'en diffère que par la costulation plus rare et plus fine et par l'accroissement plus rapide des dimensions de la coquille.

Distribution. Exemplaire remanié de l'Albien, prélevé de la base du Cénomanien. Il provient probablement de l'Albien terminal (zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar)*. Colline de Sarapciculac située entre les localités de Peştera et d'Ivrinezu Mic.

Stomohamites gracilis Chiriac

pl. II, fig. 3,4 ; fig. text 7

1981 *Stomohamites gracilis* Chiriac, p. 62, pl. 3, fig. 5 a, b ; fig. text 19.

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16924 (collection de l'auteur).

Description. Coquille très comprimée, avec la section du tour ovale-allongée (H = 8,9 mm ; L = 5,9 mm), les flancs aplatis, presque parallèles et le maximum de largeur à leur moitié supérieure. Les régions ventrale et dorsale arrondies. Les côtes relativement nombreuses, prorsiradiées traversent sans s'interrompre la région ventrale et s'effacent presque complètement dans la région dorsale. Les côtes s'élargissent vers la région ventrale et dans la partie supérieure des flancs, mais elles se rétrécissent progressivement vers la partie inférieure de ceux-ci. Les intervalles intercostaux sont un peu plus larges que les côtes. Sur une longueur égale à la hauteur de la coquille se trouvent six côtes. La ligne suturale simple présente le premier lobe latéral bifide, la première selle latérale large et le lobe dorsal trifide (fig. 7).

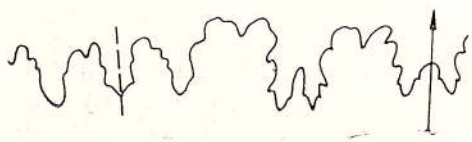


Fig. 7 — Ligne de suture de *Stomohamites gracilis* Chiriac.

Distribution. Exemplaire remanié de l'Albien, prélevé du conglomérat de la base du Cénomanien. Il provient probablement de l'Albien terminal (zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zones à *Stoliczkaia dispar)*. Colline de Sarapciculac.

7.3. Famille **Baculitidae** Meek, 1876

Genre *Lechites* Nowak, 1908

Lechites varicostatus Chiriac

pl. I, fig. 3, 4, 5

1981 *Lechites varicostatus* Chiriac, p. 64, pl. 3, fig. 10, 11 a — c.

Matériel. Exemplaires en dépôt à l'I.G.G. no 16925, 16926 (collection de l'auteur).

Description. Coquille baculicône avec la section du tour ovale. Ornementation formée de côtes renflées et évasées, séparées par des constrictions plus ou moins étroites. Entre deux constrictions principales se trouve une côte étroite et renflée, séparée par une constriction peu marquée, d'une côte large et renflée. Les côtes larges occupent constamment la partie antérieure (du côté de l'aperture) d'entre deux constrictions principales. Dans la région dorsale les côtes autant que les constrictions sont complètement effacées. Sur une longueur égale au diamètre de la coquille se trouvent deux côtes dont l'une étroite et l'autre évasée.

Remarques. La présence des constrictions et des côtes renflées rattache cette espèce à *Lechites moreti* Breistroffer et se distingue par la section ovale de sa coquille et l'alternance des côtes renflées, larges, avec des côtes minces situées entre les constrictions.

Distribution. Dépôts détritiques glauconieux de l'Albien supérieur (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar)* ; exemplaire remanié dans le conglomérat de la base du Cénomanien. Colline de Sarapciculac et d'Amzalia (vallée de la Peştera).

7.4. Famille **Anisoceratidae** Hyatt, 1900

Genre *Anisoceras* Pictet, 1854

Sous-genre *Anisoceras* Pictet, 1854

Anisoceras (Anisoceras) perarmatum dorsocostatum Chiriac

pl. I, fig. 6, 7, 8

1981 *Anisoceras (Anisoceras) perarmatum dorsocostatum* Chiriac, p. 66, pl. 5, fig. 1 a — c.

Institutul Geologic al României

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 869 (collection G. Macovei).

Description. Fragment de grande taille représentant une partie de la crosse et du côté droit de la coquille. Cette sous-espèce s'écarte de l'espèce type par les côtes intercalaires (une ou deux) plus évidentes et plus larges, tout spécialement dans la région ventrale, côtes qui tout comme celles principales demeurent évidentes aussi dans la région dorsale. Les tubercules latéraux très développés tendent à devenir épineux, alors que ceux ventraux (siphonaux) sont allongés en sens antéro-postérieur. À cause du développement marqué des tubercules et des côtes principales sur les flancs la coquille présente des constrictions.

Distribution. Dépôts détritiques glauconieux de l'Albien terminal (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Colline d'Amzalia (versant droit de la vallée de la Peştera). Exemplaire remanié dans le conglomérat de la base du Cénomanien.

Genre *Idiohamites* Spath, 1925

Idiohamites favrinoides Chiriac

pl. II, fig. 7, 8

1981 *Idiohamites favrinoides* Chiriac, p. 70, pl. 6, fig. 6 a, b.

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16933 (collection de l'auteur).

Description. Coquille dont la section du tour est ovale, légèrement arrondie. Les côtes saillantes, pointues, présentent au milieu des flancs une faible courbure avec la convexité dirigée en avant. Dans la région ventrale les côtes sont simples, égales en épaisseur, tendant à s'effiler vers la partie inférieure des flancs et à s'atténuer dans la région dorsale. Sur une longueur égale au diamètre de la coquille il y a cinq côtes. Dans la région ventrale chaque côte est munie de deux tubercules très hauts et pointus. La ligne suturale n'est pas visible.

Remarques. Cette espèce se rapproche d'*Idiohamites favrinus* (Pictet) par la section ovale-arrondie de la spire et la présence des deux tubercules sur chaque côte. Elle s'en différencie cependant par sa costulation plus rare (cinq côtes au lieu de sept sur une longueur égale au diamètre de la coquille). Les côtes sont très flexueuses et présentent une convexité dirigée en avant ; la forme des tubercules ventraux est différente, ils sont plus pointus et plus hauts.

Distribution. Microconglomérat de la base du Cénomanien (zone à *Mantelliceras mantelli*, partie supérieure de la zone à *Hypoturrilites carcitanensis*). Colline de Sarapciculac (versant gauche de la vallée de la Peştera).

Idiohamites irregularis Chiriac

pl. II, fig. 11, 12

1981 *Idiohamites irregularis* Chiriac, p. 71, pl. 7, fig. 1 a, b.

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16934 (collection de l'auteur).

Description. Fragment de coquille avec la section du tour ovale, légèrement comprimée latéralement (H = 17 mm ; L = 14,5 mm), avec la région dorsale arrondie et les flancs faiblement bombés. Les côtes robustes et généralement prorsiradiées présentent une faible convexité dirigée en avant. Elles sont arrondies, minces, plus étroites que les intervalles intercostaux et s'effacent dans la région dorsale. La région ventrale présente des groupements de trois côtes dont chacune possède deux tubercules arrondis. Entre les tubercules les côtes s'épaississent tendant parfois à devenir bifides, constituant une boucle fermée en forme d'agrafe. Les groupes de côtes tuberculées sont séparés entre eux par une côte simple qui traverse sans s'interrompre la région ventrale.

Sur une longueur égale à la hauteur de la coquille se trouvent quatre côtes. La ligne de suture, partiellement visible, présente des selles larges, bifides.

Remarques. La costulation robuste rapproche cette sous-espèce d'*Idiohamites alternatus* (Mantell) dont elle s'écarte par le nombre réduit des côtes (quatre au lieu de 6—7) sur une longueur égale à la hauteur de la coquille et par la disposition différente des côtes tuberculées. Bien qu'elle présente le même nombre de côtes (quatre) sur une longueur égale à la hauteur de la coquille que *Idiohamites alternatus vectensis* Spath elle en diffère par les groupements de trois côtes tuberculées séparés par une côte simple.

Distribution. Prélevé du conglomérat de la base du Cénomanien (zone à *Mantelliceras mantelli*, partie supérieure de la sous-zone à *Hypoturrilites carcitanensis*). Colline de Sarapciculac, située entre les localités de Peştera et d'Ivrinezu Mic.

Institutul Geologic al României

Idiohamites rarituberculatus Chiriac

pl. II, fig. 9, 10

1981 *Idiohamites rarituberculatus* Chiriac, p. 71, pl. 7, fig. 2 a, b.

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16935 (collection de l'auteur).

Description. Coquille comprimée, à section ovale-allongée (H = 9,5 mm; L = 6,7 mm). Flancs à peu près droits, partie dorsale arrondie, lisse. Côtes minces, rectiradiées jusqu'à légèrement prorsiradiées, séparées par des intervalles intercostaux larges. Dans la région ventrale il y a des côtes qui présentent deux tubercules petits, pointus. Entre les côtes tuberculées il y a deux, trois côtes non tuberculées. Celles-ci sont évidentes sur les flancs et plus effacées dans la région dorsale. Sur une longueur égale à la hauteur de la coquille se trouvent cinq côtes.

Remarques. Cette espèce diffère d'*Idiohamites compressus* Chiriac et d'*Idiohamites compressus exilis* Chiriac par sa coquille beaucoup plus comprimée, ses côtes tuberculées séparées par deux, trois côtes non tuberculées et par l'effacement de ces dernières dans la région dorsale autant que par le fait que sur une longueur égale à la hauteur de la coquille elle montre cinq côtes au lieu de quatre pareillement à l'espèce et la sous-espèce susmentionnées.

Distribution. Prélevé du conglomérat de la base du Cénomanien (zone à *Mantelliceras mantelli*, sous-zone à *Hypoturrilites carcitanensis*). Colline d'Amzalia, située entre les localités de Peştera et d'Ivrinezu Mare.

Idiohamites compressus Chiriac

pl. II, fig. 13, 14

1981 *Idiohamites compressus* Chiriac, p. 72, pl. 7, fig. 3 a, b.

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 3997 (collection de l'auteur).

Description. Coquille comprimée latéralement, avec la section ovale-allongée du tour (H = = 10,5 mm; L = 8,1 mm; H = 7,4 mm, L = 5,8 mm), les flancs presque droits, la partie dorsale arrondie, lisse. Les côtes évidentes, minces, arrondies, légèrement prorsiradiées présentent une faible convexité orientée en avant et sont plus étroites que les intervalles intercostaux.

La région ventrale est munie de côtes qui montrent chacune deux tubercules, côtes qui alternent avec d'autres non tuberculées. Sur une longueur égale à la hauteur de la coquile il y a quatre côtes.

Remarques. Cette espèce est proche d'*Idiohamites alternatus vectensis* Spath par l'alternance des côtes tuberculées avec des côtes non tuberculées et par la présence des quatre côtes sur une longueur égale à la hauteur de la coquille. Elle s'en écarte par la forme beaucoup plus comprimée latéralement de sa coquille et par ses côtes beaucoup plus prorsiradiées.

Distribution. Prélevé du conglomérat de la base du Cénomanien (zone à *Mantelliceras mantelli*, partie supérieure de la sous-zone à *Hypoturrilites carcitanensis*). Colline d'Amzalia située entre les localités de Peştera et d'Ivrinezu Mare.

Idiohamites compressus exilis Chiriac

pl. III, fig. 9, 10

1981 *Idiohamites compressus exilis* Chiriac, p. 72, pl. 7, fig. 4 a, b.

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 2432 (collection de l'auteur).

Description. Coquille comprimée, à section ovale-allongée (H = 9,8 mm; L = 7,8 mm). Région dorsale arrondie, flancs très faiblement bombés, presque plans. Les côtes relativement robustes, arrondies, minces, plus étroites que les intervalles intercostaux, prorsiradiées jusqu'à presque rectiradiées présentent une faible convexité orientée en avant. Chaque côte de la région ventrale montre deux tubercules pointus et faiblement claviformes. Entre les tubercules les côtes sont un peu plus larges. Sur une longueur égale à la hauteur de la coquille il y a quatre côtes.

Remarques. Cette sous-espèce ne diffère de l'espèce type que par sa coquille comprimée latéralement et par ses côtes tuberculées en alternance avec d'autres lisses.

Cet exemplaire est voisin d'*Idiohamites ellipticus radiatus* Spath par la forme de sa coquille et par son ornementation, mais se distingue par ses côtes plus flexueuses, rectiradiées jusqu'à prorsiradiées et moins nombreuses, quatre au lieu de cinq sur une longueur égale à la hauteur de la coquille.

Distribution. L'horizon gréseux du Cénomanien (zone à *Mantelliceras mantelli*, sous-zones à *Mantelliceras saxbii* et à *Mantelliceras* gr. *dixoni*). Versant droit de la vallée d'Adamclisi-Dumbrăveni, en face de la localité de Şipotele.

Institutul Geologic al României

7.5. Famille **Turrilitidae** Meek, 1876

Genre *Mariella* Nowak, 1916

Sous-genre *Mariella* Nowak, 1916

Mariella (Mariella) lewesiensis amzaliensis Chiriac

pl. III, fig. 1

1981 *Mariella (Mariella) lewesiensis amzaliensis* Chiriac, p. 73, pl. 7, fig. 5.

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16936 (collection de l'auteur).

Description. Spire sénestre, avec la section du tour rhomboidale, arrondie vers l'extérieur, montrant quatre rangées équidistantes de tubercules, situés sur environ 20 côtes obliques. Surface supérieure large, légèrement inclinée, montrant vers le bord externe de faibles incisions radiaires, courtes qui résultent de l'insertion des tubercules et des côtes du tour précédent. La surface externe du tour de spire est légèrement bombée, ornée de quatre rangées de tubercules, dont ceux supérieurs se font distinguer des autres par leur grande taille. Les tubercules des rangées médianes, sensiblement égaux quant à la taille, sont plus pointus et allongés en sens spiral (claviformes).

Les tubercules de la rangée inférieure, placés dans le voisinage immédiat de la suture, un peu plus petits que des précédents, sont pointus et allongés en sens transversal (bulliformes). Les côtes généralement peu évidentes. Leur obliquité s'accentue dans le sens de l'enroulement de la coquille. Elles deviennent plus proéminentes sur la face inférieure, plate, en continuation des tubercules de la rangée inférieure. Le secteur de la surface externe placé entre la rangée supérieure de tubercules et la suture devient lisse à cause de la disparition des côtes.

Remarques. La sous-espèce décrite se distingue de *Mariella (Mariella) lewesiensis* (Spath) par ses tubercules inférieurs bulliformes et ceux claviformes de la troisième rangée médiane par les intervalles intercalaires plus larges et vu l'obliquité plus accentuée des côtes.

Distribution. Conglomérat de la base du Cénomanien (zone à *Mantelliceras mantelli*, sous-zone à *Hypoturrilites carcitanensis*). Colline d'Amzalia située entre les localités de Peștera et d'ivrinezu Mare.

Genre *Turrilites* Lamarck, 1801

Sous-genre *Turrilites* Lamarck, 1801

Turrilites (Turrilites) acutus sharpei Chiriac

pl. III, fig. 2, 3 ; fig. text 8

1981 *Turrilites (Turrilites) acutus sharpei* Chiriac, p. 74, pl. 7, fig. 6a, b ; fig. text 26

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16937 (collection de l'auteur).

Description. Coquille turriculée, sénestre, avec des tours convexes séparés par des sutures très découpées. La section de la spire est polygonale. Ornementation formée de trois rangées parallèles de tubercules, dont celle placée dans la moitié supérieure des tours présente de gros tubercules pointus et allongés. Les deux autres rangées sont situées à la partie inférieure des tours de spire et sont constituées de petits tubercules moins coniques et sensiblement égaux quant à la taille. Excepté ceux du dernier tour, les tubercules de la rangée inférieure ne sont pas visibles, étant placés en

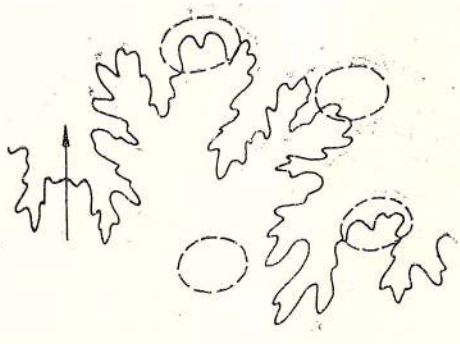


Fig. 8 — Ligne de suture de *Turrilites (Turrilites) acutus sharpei* Chiriac.

dessous de la suture. Par rapport aux sutures qui séparent les tours de spire, les tubercules des trois rangées sont disposés obliquement. Le nombre des tubercules de la rangée supérieure est 14 alors que sur chaque rangée inférieure se trouvent 19 tubercules. La ligne suturale est caractérisée par un lobe externe relativement étroit avec la selle médiane large, la selle externe inégale, bifide et le premier lobe latéral sensiblement asymétrique (fig. 8).

Institutul Geologic al României

Remarques. La sous-espèce décrite diffère de l'espèce type par le nombre réduit des tubercules de la rangée supérieure par rapport à ceux des rangées inférieures et par quelques différences mineures en ce qui concerne la ligne de suture, notamment au sujet de la selle externe et du premier lobe latéral. À signaler le fait qu'il y a des exemplaires figurés par Sharpe (1857, pl. 27, fig. 9 a, b) et attribués à l'espèce *Turrilites acutus* Passy dont la rangée supérieure montre moins de tubercules que les deux autres rangées, bien que dans la description de cette espèce soit faite la précision que le nombre des tubercules est égal sur toutes les quatre rangées (op. cit., p. 67). Dans la description de Schlüter (1876, p. 127) *Turrilites acutus* Passy possède trois rangées de tubercules, comme laissent voir aussi les figures de Sharpe. Une ressemblance frappante apparaît entre la sous-espéce que nous avons décrite et l'exemplaire que Sharpe (pl. 27, fig. 14 a, b) attribue à une éventuelle variété de *Turrilites acutus* Passy. Cet exemplaire montre une nonconcordance évidente car sur la rangée supérieure il y a moins de tubercules que sur les rangées inférieures.

Distribution. Cénomanien moyen, éventuellement supérieur. L'exemplaire a été prélevé de la partie supérieure de l'horizon gréseux du Cénomanien. Versant droit de la vallée d'Adamclisi-Dumbrăveni, face à la localité de Şipotele.

7.6. Famille **Scaphitidae** Meek, 1876
Genre *Scaphites* Parkinson, 1811
Sous-genre *Scaphites* Parkinson, 1811
Scaphites (Scaphites) meriani tenuis Chiriac
pl.III, fig. 4, 5, 6

1981 *Scaphites (Scaphites) meriani tenuis* Chiriac, p. 75, pl. 7, fig. 8 a — c

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 2435 (collection de l'auteur).

Description. Coquille montrant un enroulement caractéristique scaphitoïde, duquel notre exemplaire conserve une grande partie du dernier tour, y compris la partie initiale de la crosse. L'ornementation est constituée d'une multitude de côtes fines qui prennent naissance dans la region dorsale et qui traversent sans s'interrompre celle ventrale. Cette costulation est cachée par des tubercules ventro-latéraux proéminents et généralement pointus. Face à ces tubercules les côtes deviennent bifides ou trifides. Entre deux tubercules voisins se trouvent 4—6 côtes. Il y a des cas où à partir du milieu des flancs apparaissent aussi des côtes intercalaires qui sur les flancs autant que dans la région ventrale sont tout aussi grosses que les autres côtes. Il y en a d'autres où l'on observe des côtes situées entre les tubercules bifurquent. On remarque aussi que la région ventrale est large, le processus de la croissance de sa coquille étant toutefois lent en largeur.

Remarques. Cette sous-espèce s'écarte de l'espèce type par sa costulation très dense et fine, sans côtes fortes sur la partie comprise entre la région dorsale et les tubercules ventro-latéraux.

Distribution. Les dépôts détritiques, glauconieux de l'Albien terminal (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Exemplaire remanié dans le conglomérat de la base du Cénomanien. Colline d'Amzalia (versant droit de la vallée de la Peştera).

7.7. Famille **Douvilleiceratidae** Parona et Bonarelli, 1897
7.7.1. Sous-famille **Cheloniceratinae** Spath, 1923
Genre *Cheloniceras* Hyatt, 1903
Sous-genre *Cheloniceras* Hyatt, 1903
Cheloniceras (Cheloniceras) ramadanicum Chiriac
pl. IV, fig.1 ; pl. V, fig. 1,7 ; fig. text 9

1981 *Cheloniceras (Cheloniceras) ramadanicus* Chiriac, p. 79, pl. 10, fig. 1 ; pl. 11, fig. 1 ; pl. 12, fig. 1 ; fig. text 31.

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16940 (collection de l'auteur).

Description. Coquille modérément évolute, avec la section du tour comprimée de sorte que sa largeur est plus grande que sa hauteur. Flancs arrondis, partie dorsale légèrement concave, ombilic profond avec la paroi abrupte et faiblement arrondie vers l'extérieur. Ornementation formée de tubercules périombilicaux très forts, hauts et pointus ; on en compte neuf sur le dernier tour. De chaque tubercule partent trois côtes fortes, qui traversent sans s'interrompre la région ventrale. Entre les côtes soudées aux tubercules s'interpose une côte intercalaire longue qui aboutit dans la région périombilicale. Toutes les côtes sont proéminentes, arrondies et relativement larges. Généralement les intervalles intercostaux sont aussi larges que les côtes, moins souvent plus larges que celles-ci. La ligne suturale est caractérisée par un lobe siphonal profond avec des ramifications symétriques, la selle externe est très développée, large, haute, bifide et le premier lobe latéral

Institutul Geologic al României

est asymétrique. À retenir que les autres lobes et selles, par rapport à la selle externe, sont beaucoup plus petits, mais ils sont tous sensiblement égaux quant à la hauteur (fig. 9).

Dimensions et rapports. La coquille, à cause d'une légère déformation, présente une faible asymétrie. Exemplaire I.G.G. no 16940 :

D	H	L	O
171 mm	65 mm (0,38)	107 mm (0,63)	54 mm (0,32)

Remarques. Cette espèce se rapproche de *Cheloniceras (Cheloniceras) crassum* Spath par la forme évolute de sa coquille et la section subrectangulaire de la spire autant que par le groupement des côtes par trois dans un tubercule volumineux et pointu. En comparant des exemplaires avec des dimensions très proches de ces deux espèces on remarque que leur ornementation diffère du

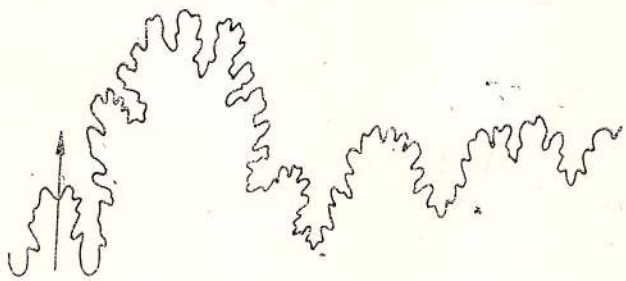


Fig. 9 — Ligne de suture de *Cheloniceras (Cheloniceras) ramadanicum* Chiriac.

fait que chez *Cheloniceras (Cheloniceras) ramadanicum* Chiriac celle-ci au lieu de se simplifier à un diamètre de 171 mm demeure vigoureuse, avec des tubercules périombilicaux très forts, hauts et coniques. Les côtes, très fortes, partent par trois d'un tubercule périombilical et traversent sans s'interrompre la région ventrale arrondie. Entre ces côtes apparaissent aussi de longues côtes intercalaires. Nous signalons, comme une particularité, que l'une des côtes soudées aux tubercules présente sur son trajet une bifurcation.

Distribution. Aptien inférieur (Bédoulien). Zone à *Deshayesites deshayesi.* Exemplaire prélevé de l'horizon marno-calcaire de l'Aptien. Versant méridional de l'ancien lac de Ramadan.

7.7.2. Sous-famille **Acanthohoplitinae** Stoyanow, 1949
Genre *Hypacanthoplites* Spath, 1923
Hypacanthoplites discoidalis Chiriac

pl. VI, fig. 4, 5 ; pl. VII, fig. 1,8 ; fig. text 10

1981 *Hypacanthoplites discoidalis* Chiriac, p. 82, pl. 15, fig. 1 ; pl. 16, fig. 1a, b ; fig. text 33.

Matériel. Exemplaire en dépôts à l'I.G.G. no 16944 (collection de l'auteur).

Description. Coquille de grande taille, convolute, comprimée, discoïde, avec la section du tour ovale, haute dans la moitié interne du dernier tour et qui devient ovale-aplatie dans la partie terminale de celui-ci. Paroi ombilicale assez inclinée, le bord arrondi. Les flancs sont légèrement bombés, le maximum de largeur de la coquille se trouvant dans la zone médiane de ceux-ci. La région ventrale arrondie à la partie interne du dernier tour s'élargit vers la partie terminale de celui-ci. Ornementation formée de nombreuses côtes presque droites disposées en rayons. La plupart des côtes sont simples mais d'autres se bifurquent à partir du milieu des flancs. Entre ces côtes principales s'interpose une côte, rarement deux, intercalaire, qui apparaît depuis le milieu des flancs. Toutes les côtes traversent sans s'interrompre la région ventrale où elles sont de la même épaisseur. La ligne de suture présente le lobe ventral long et le premier lobe latéral légèrement asymétrique, un peu plus long que le premier (fig. 10).

Dimensions et rapports. Exemplaire I.G.G. no 16944 :

D	H	L	O
270 mm	?118 mm (0,28)	80 mm (0,43)	?77 mm (0,29)

Remarques. L'espèce décrite ci-dessus ressemble à *Hypacanthoplites sheperdi* Casey par l'aspect général et l'ornementation de la coquille tout en s'éloignant par les côtes beaucoup plus nombreuses et plus droites, par la section de la spire ovale-arrondie dans la partie interne du dernier tour et ovale-comprimée dans le reste, autant que par une configuration différente de la ligne de suture.

Institutul Geologic al României

Distribution. Aptien supérieur (Clansayésien). Zone à *Diadococeras nodosocostatum* + *Acanthohoplites bigoureti*, sous-zone à *Hypacanthoplites jacobi*. Exemplaire prélevé par Al. Butac de la partie basale des dépôts détritiques, glauconieux. Versant gauche de la vallée du Docuzol (W de la localité de Cuza Vodă).

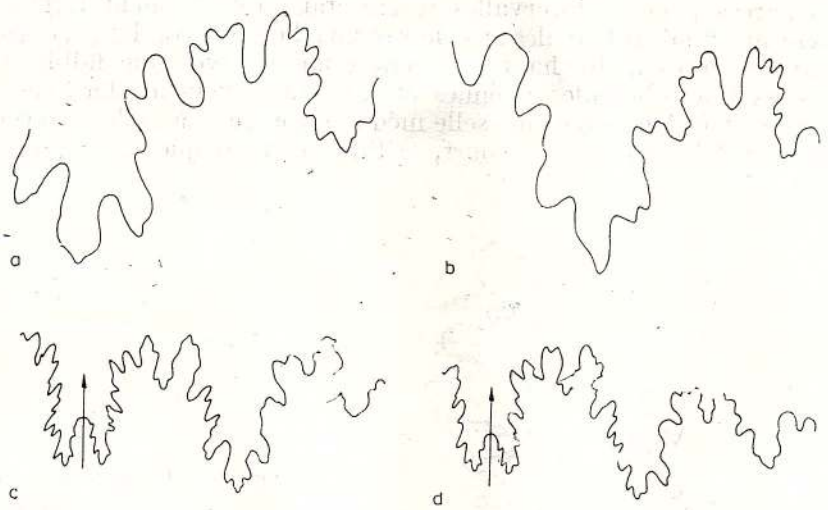


Fig. 10 — Ligne de suture de *Hypacanthoplites discoidalis* Chiriac.

Hypacanthoplites turgidus Chiriac
pl. IX, fig. 1, 2, 3, 4

1981 *Hypacanthoplites turgidus* Chiriac, p. 83, pl. 11, fig. 2, 3 a, b ; pl. 12, fig. 3

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 834 (collection G. Macovei).

Description. Coquille convolute avec les flancs légèrement bombés, la région ventrale arrondie et la section de la spire ovale-allongée (L/H = 0,86). Ombilic large avec la paroi élevée et arrondie. L'épaisseur maximum du dernier tour est située approximativement dans la partie médiane des flancs. L'ornementation est formée de côtes principales droites ou légèrement sinueuses qui naissent de la suture ombilicale et qui présentent des épaississements dorso-ventraux dans la région périombilicale ; elles s'atténuent un peu sur les flancs et traversent sans s'interrompre la région ventrale où elles sont à nouveau plus prononcées. La plupart des côtes bifurquent depuis la zone médiane des flancs ou un peu plus bas, d'autres demeurent cependant simples. Il y a des cas où apparaissent des côtes intercalaires qui dans la région ventrale sont tout aussi épaisses que les autres côtes. La ligne de suture montre le lobe externe profond, le premier lobe latéral trifide plus ou moins symétrique, la première selle latérale bifide et asymétrique et les éléments auxiliaires bien individualisés.

Remarques. Cette espèce se rapproche de *Hypacanthoplites newingtoni* Casey par l'allure générale de la coquille et par la manière dont sont disposées les côtes, tout en s'écartant par la section plus arrondie de la spire, l'accroissement un peu plus rapide du dernier tour, le nombre réduit des côtes qui sont plus espacées sur des diamètres égaux, par les lignes de suture plus complexes et plus espacées entre elles. *Hypacanthoplites turgidus* est apparenté également à „*Acanthoplites nolani*" décrit par Sinzow (1907, p. 503, pl. 8, fig. 1) par la section de la spire, la disposition radiaire des côtes et la forme de l'ombilic et se distingue de cette dernière forme considérée par Casey (1965, p. 458) une espèce du genre *Hypacanthoplites* par la forme des côtes plus épaisses et plus droites et par l'allure et la manière dont se disposent les lignes de suture.

Distribution. Aptien supérieur (Clansayésien), zone à *Diadococeras nodosocostatum* + *Acanthohoplites bigoureti*, sous-zone à *Hypacanthoplites jacobi*. L'exemplaire a été prélevé par Macovei de la partie basale des dépôts détritiques, glauconieux. Versant droit de la vallée du Danube, aux approches de la cité grecque d'Axiopolis.

7.7.3. Sous-famille **Douvilleiceratinae** Parona et Bonarelli, 1897
Genre *Douvilleiceras* de Grossouvre, 1893
Douvilleiceras inaequicostatum Chiriac
pl. III, fig. 7, 8 ; fig. text 11

1981 *Douvilleiceras inaequicostatum* Chiriac, p. 87, pl. 18, fig. 3 a, b ; fig. text 36

Institutul Geologic al României

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16950 (collection de l'auteur).

Description. Coquille de grande taille avec la section de la spire légèrement arrondie, déprimée. Les flancs arrondis dans le tiers externe deviennent de plus en plus droits vers la partie externe. La région ventrale est large et légèrement arrondie. L'ornementation est formée de côtes épaisses et larges séparées par des intervalles intercostaux relativement larges. Il y a des côtes plus hautes qui portent de grands tubercules grossiers et un sillon ventral large ; entre celles-ci s'interposent deux par deux des côtes moins hautes et moins larges, avec une faible convexité orientée en avant et une multitude de tubercules atténués et sans sillon ventral. La ligne suturale se caractérise par un lobe externe très long avec une selle médiane courte. La selle externe est haute, large, très ramifiée, le premier lobe latéral est court, trifide, asymétrique et la première selle latérale étroite et courte (fig. 11).

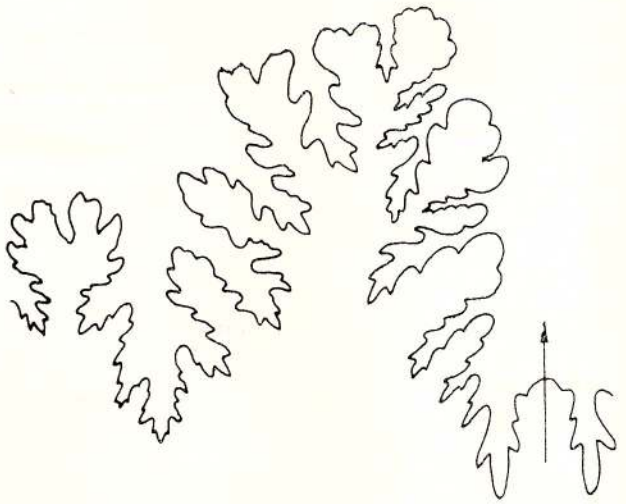


Fig. 11 — Ligne de suture de *Douvilleiceras inaequicostatum* Chiriac.

Remarques. L'espèce décrite est voisine de *Douvilleiceras scabrosum* Casey par la section du tour et l'ornementation, s'en écartant par la forme moins arrondie de la coquille avec les flancs plus droits, par les côtes intercalaires plus proches, quant aux dimensions, de celles principales et par l'absence du sillon ventral. Elle diffère également par la faible convexité dirigée en avant de ses dernières côtes et par l'allure différente de la ligne de suture.

Distribution. Dépôts détritiques glauconieux de l'Albien inférieur (zone à *Douvilleiceras mammillatum*). Versant méridional de l'ancien lac de Purcăreț.

7.8. Famille **Deshayesitidae** Stoyanow, 1949
Genre *Deshayesites* Kazansky, 1914
Deshayesites flexuosus Chiriac

pl. VIII, fig. 1, 2, 3 ; fig. text 12

1981 *Deshayesites flexuosus* Chiriac, p. 87, pl. 17, fig. 3 ; pl. 18, fig. 1 a, b ; fig. text 37.

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16949 (collection de l'auteur).

Description. Coquille de grande taille, convolute, avec la section de la spire subrectangulaire. L'ombilic relativement large présente la paroi abrupte avec la partie supérieure inclinée. Le dernier tour de spire, dont l'accroissement est relativement rapide, présente la région ventrale arrondie. De la région périombilicale naissent des côtes dépourvues de nodosités qui au début sont minces, deviennent sigmoïdes sur les flancs où elles grossissent et décrivent ensuite, dans la région ventrale, une convexité orientée en avant. Généralement les côtes sont simples, séparées par des intervalles larges. À partir approximativement de la zone médiane des flancs apparaissent des côtes intercalaires qui, tout comme les premières, traversent sans s'interrompre la région ventrale. L'épaisseur des côtes principales et intercalaires est similaire dans la région ventrale. À remarquer que dans la partie initiale du dernier tour de spire se trouvent des côtes principales qui deviennent bifides dès la région périombilicale. La ligne de suture se caractérise par des lobes et des selles modérément développés verticalement. La selle externe est large et bifide, le premier lobe latéral trifide et asymétrique. La première selle latérale, elle aussi bifide, est à peu près deux fois moins large que la selle externe (fig. 12).

Institutul Geologic al României

Dimensions et rapports. Exemplaire I.G.G. no 16949 :

D	H	L	O
120 mm	57 mm (0,47)	31 mm (0,26)	28 mm (0,23)

Remarques. L'espèce décrite se rapproche de *Deshayesites involutus* Spath var. *hytensis* Casey et de *Deshayesites callidiscus* var. *annellidus* Casey. Elle se rapproche de la première forme par sa taille svelte et par la croissance relativement rapide du dernier tour, dont la section est subtriangulaire. Elle diffère par la costulation plus fine avec des intervalles intercostaux étroits et par la présence

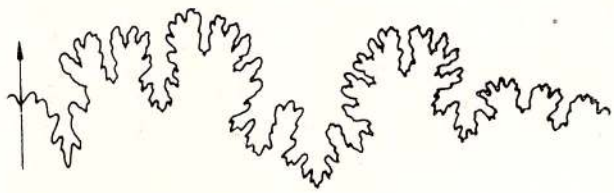


Fig. 12 — Ligne de suture de *Deshayesites flexuosus* Chiriac.

de nombreuses côtes intercalaires qui chez *Deshayesites involutus hystensis* Casey fusionnent avec celles principales, tout spécialement dans la première partie du dernier tour. Elle se rapproche de la seconde forme par la croissance plus rapide du dernier tour et par la costulation sigmoïde et s'en distingue par une coquille plus svelte, par la section subrectangulaire de la spire et par l'allure des côtes qui sont plus larges et séparées par des intervalles intercostaux plus larges, tout spécialement dans la partie terminale du dernier tour.

Distribution. Aptien inférieur (Bédoulien). Zone à *Deshayesites deshayesi*. L'exemplaire a été prélevé de l'horizon marno-calcaire de l'Aptien. Versant méridional de l'ancien lac de Ramadan.

7.9. Famille **Leymeriellidae** Breistroffer, 1951
Genre *Leymeriella* Jacob, 1907
Sous-genre *Leymeriella* Jacob, 1907
Leymeriella (Leymeriella) macoveii Chiriac

pl. IV, fig. 9, 10, 11.

1981 *Leymeriella (Leymeriella)* Chiriac, p. 89, pl. 14, fig. 2a, b, 3

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 851, 3074 (collection G. Macovei).

Description. Coquille évolute caractérisée par la croissance relativement lente des tours de spire et par un ombilic large. Section de la spire trapézoïdale avec maximum de largeur dans la région périombilicale. La paroi ombilicale est faiblement arrondie vers la région périombilicale, le reste abrupte. Le dernier tour présente des côtes minces, proéminentes et légèrement courbées en avant près de la région ventrale. Elles sont séparées par des intervalles intercostaux larges. Dans la région ventrale les côtes s'effacent laissant voir une bande siphonale lisse.

Dimensions et rapports. Exemplaire I.G.G. no 851 :

D	H	L	O
40,1 mm	15,7 mm (0,39)	10,6 mm (0,26)	14,0 mm (0,35)

Exemplaire I.G.G. no 3074 :

D	H	L	O
28,0 mm	11,0 mm (0,39)	—	9,5 mm (0,34)

Remarques. En ce qui concerne la forme générale de la coquille cette espèce rappelle celle de *Leymeriella (Leymeriella) rencurelensis* Jacob, dont elle diffère par la largeur beaucoup plus réduite des tours de spire et par une costulation un peu plus dense et moins sigmoïde.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux de l'Albien inférieur (zone à *Leymeriella tardefurcata*, partie supérieure de la sous-zone à *Hypacanthoplites milletioides* et éventuellement partie nférieure de la sous-zone à *Leymeriella regularis*). Vallée du Docuzol (W de la localité de Cuza Vodă).

Institutul Geologic al României

Leymeriella (Leymeriella) elegans Chiriac

pl. IV, fig. 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 ; fig. text 13

1981 *Leymeriella (Leymeriella) elegans* Chiriac, p. 89, pl. 15, fig. 2a, b, 3a, b, 4, 5, 6 ; fig. text 38

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16945 (collection de l'auteur).

Description. Coquille évolute présentant la section de la spire trapézoïdale et un ombilic large. La largeur maximum de la spire est située au-dessus de l'ombilic. Approximativement dans la région médiane des flancs on observe une très faible dépression parallèle au bord interne. Les côtes sont fortes, légèrement sigmoïdes, équidistantes. Chaque côte présente un faible fléchissement dirigé en arrière vers la paroi interne (ombilicale) et un autre fléchissement plus prononcé dirigé en avant empiétant les bords de la région ventrale. Les côtes s'interrompent dans la région ventrale et laissent voir une bande siphonale lisse et déprimée dans la zone médiane. Les côtes commencent à s'évaser approximativement au milieu des flancs et elles gagnent davantage en largeur vers la région ventrale sans laisser voir une dépression nette le long de la partie élargie. La ligne de suture se caractérise par le lobe externe et le premier lobe latéral découpés et étroits, par la selle externe très large et légèrement bifide (fig. 13).

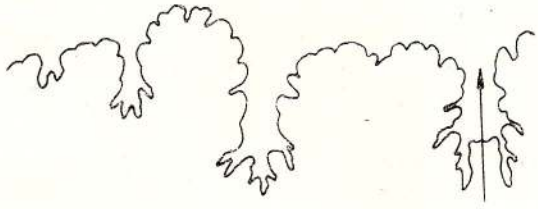


Fig. 13 — Ligne de suture de *Leymeriella (Leymeriella) elegans* Chiriac.

Remarques. Connue seulement sous forme de fragments de coquille (environ 40) l'espèce décrite présente des affinités, quant à l'ornementation avec *Leymeriella (Leymeriella) rencurelensis* Jacob, tout en s'éloignant par la largeur beaucoup réduite de sa coquille et par une costulation un peu plus mince et plus souple. De *Leymeriella (Leymeriella) macoveii* Chiriac elle s'écarte par sa costulation un peu plus vigoureuse et plus sigmoïde autant que par la décroissance plus rapide de la largeur des tours de spire vers la région ventrale.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux de l'Albien inférieur (zone à *Laymeriella tardefurcata*, partie supérieure de la sous-zone à *Hypacanthoplites milletioides* et éventuellement partie inférieure de la sous-zone à *Leymeriella regularis*). Versant droit du lac de Ciamurlia.

7.10. Famille **Hoplitidae** H. Douvillé, 1890

Sous-famille **Hoplitinae** H. Douvillé, 1890

Genre *Hoplites* Neumayr, 1875

Sous-genre *Hoplites* Neumayr, 1875

Hoplites (Hoplites) pseudosulcatus sp. nov.

pl. V, fig. 2, 3

Holotypus. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no P-17153 (collection de l'auteur).

Derivatio nominis. De l'interruption des côtes dans la zone ventrale où s'ébauche un pseudosillon.

Locus typicus. Versant droit de la vallée du Danube, à environ 1 km NE de la localité de Seimeni.

Stratum typicum. Albien moyen, probablement zone à *Euhoplites loricatus* sous-zone à *Anahoplites intermedius*.

Description. Fragment de coquille convolute vers évolute avec la section de la spire polygonale, plus large que haute (L = 26 mm/H = 22 mm = 1,18). La paroi ombilicale est arrondie. Les côtes partent du bord ombilical et sont munies de tubercules bulliformes hauts et pointus. De chaque tubercule ombilical partent deux côtes épaisses, saillantes qui se terminent dans la région ventrale par une enflure bulliforme. L'interruption des côtes dans la région ventrale conduit à l'apparition d'une cavité sous forme de sillon. À remarquer que si d'un tubercule ombilical partent trois côtes celle postérieure est liée à l'enflure ventrale.

La suture de type hoplitoïde est symétrique et présente un lobe ventral long et étroit.

Remarques. Par l'aspect polygonal de la spire et la manière dont est disposée l'ornementation l'espèce décrite se rapproche de *Hoplites paronai* Spath dont elle s'écarte par des côtes plus rares

Institutul Geologic al României

et plus évidentes et par un accroissement plus rapide en largeur du dernier tour de spire. Elle présente aussi quelques affinités avec *Hoplites rudis* Parona et Bonarelli et se distingue par la configuration différente des côtes et par le développement du dernier tour de spire.

Genre *Anahoplites* Hyatt, 1900

Anahoplites incissus Chiriac

pl. V, fig. 5, 6 ; fig. text 14.

1981 *Anahoplites incissus* Chiriac,p. 96, pl. 22, fig. 3a, b : fig. text 44

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16957 (collection de l'auteur).

Description. Coquille involute avec la section de la spire subtrapézoïdale, haute. Ombilic étroit avec la paroi abrupte. Largeur maximum de la coquille dans la région périombilicale. Les flancs droits du côté interne et obliques dans le tiers externe sont responsables du rétrécissement notable de la largeur du tour. Tubercules périombilicaux bulliformes et placés obliquement. Côtes saillantes bifides et légèrement sigmoïdes. Elles partent des tubercules périombilicaux, s'incurvent légèrement en avant, dans la partie interne des flancs, présentent une faible concavité à leur partie externe et en face de la région ventrale elles s'orientent en avant. Entre les côtes bifides apparaît une côte intercalaire presque tout aussi longue que les autres côtes et tendant à fusionner avec celles-ci. Les côtes se terminent sur les bords de la région ventrale, par des tubercules forts, très peu obliques et allongés tout spécialement antéro-postérieurement. Région ventrale convexe. La ligne de suture asymétrique a le lobe syphonal relativement large et le premier lobe latéral étroit et asymétrique. Le syphon est placé au-dessous des tubercules du bord droit de la région ventrale (fig. 14).

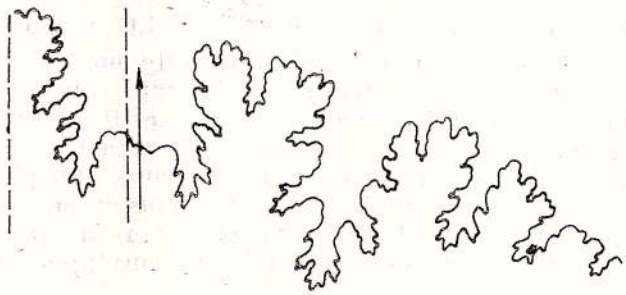


Fig. 14 — Ligne de suture d'*Anahoplites incissus* Chiriac.

Remarques. L'espèce décrite connue uniquement sous forme de fragments présente, quant à l'aspect général de la coquille et la disposition des côtes, des affinités avec *Anahoplites mantelli* Spath, dont elle s'écarte par la forme et la disposition des tubercules sur les bords de la region ventrale, par la costulation plus rare, par un nombre réduit de tubercules périombilicaux et par une autre conformation de la ligne de suture.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux. Albien moyen (probablement zone à *Euhoplites loricatus*). Versant droit de la vallée du Danube ; prélevé à 1 km environ en aval de la localité de Seimeni.

Anahoplites ramosus Chiriac

pl. VII, fig. 6, 7 ; fig. text 15

1981 *Anahoplites ramosus* Chiriac, p. 97, pl. 22, fig. 2 a, b ; fig. text 45

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16958 (collection de l'auteur).

Description. Coquille involute avec la section de la spire subtrapézoïdale, haute. Largeur maximum de la coquille dans la région périombilicale. Les flancs convergent légèrement sur la région ventrale. Les tubercules périombilicaux sont disposés obliquement, ils sont bulliformes, proéminents et tendent à s'arrondir. Les côtes partent, deux par deux, des tubercules périombilicaux et sont légèrement sigmoïdes. Intervalles intercostaux relativement larges. Près des tubercules périombilicaux les côtes sont minces, s'élargissent au milieu des flancs et face à la région ventrale elles deviennent de manière pas trop nette bifides ou trifides et se terminent en petits tubercules. La région ventrale, tabulaire est bordée de deux rangées d'innombrables tubercules disposés obliquement. La configuration de la ligne de suture rapproche de celle d'*Anahoplites planus planus* (Mantell). Le siphon est placé au-dessous des tubercules disposés sur la partie gauche de la région ventrale (fig. 15).

Remarques. Cette espèce connue uniquement sous forme de fragments est proche d'*Anahoplites picteti* Spath par la ramification des côtes principales au voisinage de la région ventrale et vu la forme, la position et le grand nombre des tubercules marginaux. Elle s'en sépare par le nombre

Institutul Geologic al României

réduit des côtes qui sont évasées au milieu des flancs et par les intervalles intercostaux beaucoup plus larges. En ce qui concerne la forme générale de sa coquille *Anahoplites ramosus* Chiriac présentera des affinités avec *Anahoplites planus discoideus* Spath dont il diffère par la forme et la disposition des côtes, par les tubercules marginaux plus petits et plus nombreux et par la région ventrale plus large.

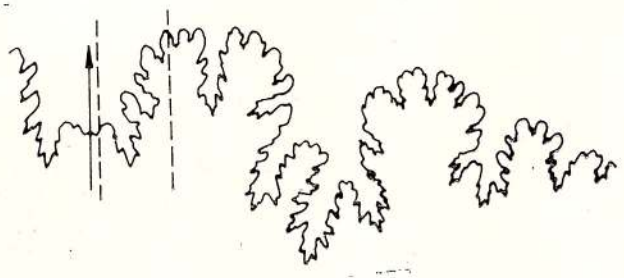


Fig. 15 — Ligne de suture d'*Anahoplites ramosus* Chiriac.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux. Albien moyen (probablement zone à *Euhoplites loricatus*). Versant droit de la vallée du Danube ; prélevé en aval de la localité de Seimeni.

Anahoplites seimeniensis Chiriac

pl. V, fig. 4 ; fig. text 16

1981 *Anahoplites seimeniensis* Chiriac, p. 98, pl. 21, fig. 3 ; fig. text 46

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16955 (collection de l'auteur).

Description. Coquille discoïde, involute montrant une tendance vers convolute avec ombilic large (28% du diamètre). Section de la spire subtrapézoïdale, pas trop haute. Paroi ombilicale légèrement arrondie et faiblement oblique. Les flancs un peu bombés deviennent, à partir de leur zone médiane, convergeants sur la région ventrale. Les tubercules périombilicaux, peu nombreux, bulliformes, relativement écartés l'un de l'autre sont placés obliquement. Depuis chaque tubercule périombilical partent deux côtes qui sur la plus grande partie de leur longueur sont presque droites et qui s'incurvent près de la région ventrale, vers la partie antérieure. Sur la paroi interne du dernier tour les côtes fusionnent de type lautiforme aux approches de la région ventrale. Dans ce secteur

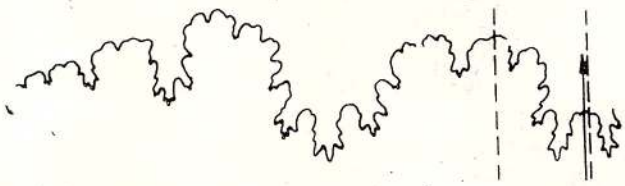


Fig. 16 — Ligne de suture d'*Anahoplites seimeniensis* Chiriac.

du dernier tour apparaissent aussi des côtes intercalaires courtes, libres, qui disparaissent vers la loge d'habitation. Les côtes se terminent sur les bords de la région ventrale par de petits tubercules marginaux disposés obliquement. La région ventrale est tabulaire. La ligne de suture se caractérise par des lobes et des selles courts ; la selle externe est très large et trifide et le premier lobe latéral est asymétrique (fig. 16). Le siphon placé du côté droit de la région ventrale se déplace vers la partie centrale de cette région dans la partie terminale du dernier tour.

Dimensions et rapports. Exemplaire I.G.G. no 16955 :

D	H	L	O
51 mm	20 mm (0,39)	12,5 mm (0,24)	14,5 mm (0,28)

Remarques. Par sa tendance de devenir évolute et par la disposition des côtes l'espèce décrite se rapproche d'*Anahoplites evolutus* Spath, dont elle se sépare toutefois par un ombilic plus étroit, par la costulation plus rare et par la tendance des côtes de fusionner de type lautiforme dans la partie interne du dernier tour.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux. Albien moyen (probablement zone à *Euhoplites loricatus*). Versant droit de la vallée du Danube, environ 1 km en aval de la localité de Seimeni.

Institutul Geologic al României

Genre *Epihoplites* Spath, 1925

Epihoplites bifidus Chiriac

pl. VI fig. 1, 2, 3, 6, 7; fig. text 17

1981 *Epihoplites bifidus* Chiriac, p. 100, pl. 23, fig. 2a—e; fig. text. 48

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16960 (collection de l'auteur).

Description. Coquille involute, presque lisse avec le maximum de largeur face aux tubercules périombilicaux. Ombilic petit, avec la paroi abrupte et légèrement arrondie. Coquille munie d'environ dix tubercules périombilicaux. De chaque tubercule périombilical part quelquefois une côte, ordinairement deux, voire trois. Elles sont hautes, falciformes et présentent des épaississements tuberculaires sur les bords de la région ventrale. Entre les côtes réunies par les tubercules périombilicaux restent libres une à deux côtes un peu plus courtes que les premières. Dans la région ventrale, légèrement déprimée, les côtes sensiblement atténuées se prolongent en constituant des zigzags entre les épaississements tuberculaires. La ligne de suture est asymétrique (le siphon étant placé sur le bord gauche de la région ventrale) avec la selle externe large, bifide et le premier lobe latéral relativement étroit et asymétrique (fig. 17).

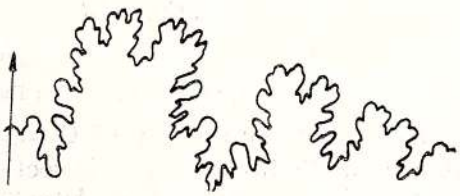


Fig. 17 — Ligne de suture d'*Epihoplites bifidus* Chiriac.

Dimensions et rapports. Exemplaire I.G.G. no 16960:

D	H	L	O
30,3 mm	13,9 mm (0,46)	13,3 mm (0,44)	6,8 mm (0,22)

Remarques. Des espèces plus proches de celles décrites seraient *Epihoplites trifidus* (Spath) et *Epihoplites denarius* (J. Sow.) dont elle s'écarte par des traits qui concernent l'involution de la coquille (fait qui correspond à un ombilic plus petit) par des côtes et des tubercules plus évidents sur les bords de la région ventrale.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux. Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Hysteroceras orbignyi*). Versant droit de la vallée du Danube, environ 1 km en aval de la localité de Seimeni.

Genre *Euhoplites* Spath, 1925

Euhoplites priceiformis Chiriac

pl. VII, fig. 2, 3, fig. text 18

1981 *Euhoplites priceiformis* Chiriac, p. 101, pl. 23, fig. 4a, b; fig. text 49

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16962 (collection de l'auteur).

Description. Coquille convolute avec la section de la spire trapézoïdale et la paroi ombilicale arrondie. Tubercules périombilicaux hauts, pointus, peu nombreux (environ quatre sur un demi tour de spire). Ceux ventro-latéraux claviformes sont également hauts, pointus, presque parallèles au siphon et légèrement rabattus. La région ventrale, précédée d'une faible constriction, et les tubercules ventro-latéraux suggèrent la forme d'un sillon. Par rapport aux tubercules périombilicaux ceux ventro-latéraux sont deux fois plus nombreux, voire davantage. Les côtes, disposées irrégulièrement, constituent des anneaux d'agrafes et d'autres sortes de rattachements entre les tubercules ombilicaux et ceux ventro-latéraux. Ainsi d'un tubercule périombilical partent vers ceux ventro-latéraux trois, quatre côtes. La ligne de suture est constituée de lobes et de selles étroits et longs. Le premier lobe latéral est asymétrique. On observe aussi une légère asymétrie chez celui siphonal (fig. 18).

Remarques. Cette espèce présente des affinités avec *Euhoplites pricei* Spath autant qu'avec un exemplaire figuré par Spath (1925, p. 113, fig. 27 c) considéré de transition entre *Euhoplites pricei* Spath et *Hoplites canavarii* Parona et Bonarelli. Les affinités consistent dans la manière dont sont disposés les tubercules et les côtes; les différences regardent le rapport entre les tubercules ombilicaux et ceux ventro-latéraux, la disposition des côtes, l'épaisseur de la coquille et l'aspect de la région ventrale.

Institutul Geologic al României

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux. Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Dipoloceras cristatum*). Versant droit de la vallée du Danube, environ 1 km en aval de la localité de Seimeni.

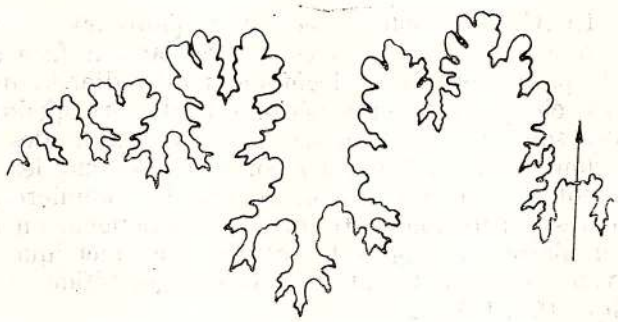


Fig. 18 — Ligne de suture d'*Euhoplites priceiformis* Chiriac.

Euhoplites costacutus Chiriac

pl. VII, fig. 4, 5 ; fig. text 19

1981 *Euhoplites costacutus* Chiriac, p. 101, pl. 23, fig. 5 a, b ; fig. text 50

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16963 (collection de l'auteur).

Description. Coquille involute avec la section de la spire trapézoïdale, les flancs droits et la paroi ombilicale arrondie. Le maximum de largeur de la coquille se trouve en face des tubercules périombilicaux. La région ventrale montre un sillon large et très peu déprimé. Les tubercules périombilicaux légèrement bulliformes sont hauts et pointus. Quelques uns d'entre eux dont la pointe est cassée montrent une section ovale. De chaque tubercule périombilical partent vers les tubercules ventro-latéraux deux ou trois côtes hautes et aiguës et avec la concavité dirigée vers la partie antérieure de la coquille. Les côtes sont soudées aux tubercules ventro-latéraux, placés sur les bords de la région ventrale en formant un angle d'environ 45°. Sur le fragment de coquille prélevée, qui représente la moitié du dernier tour de spire (y compris les tours internes complets) apparaissent six tubercules périombilicaux auxquels correspondent 14 tubercules ventro-latéraux et 15—16 côtes. Les tours internes avec la section ovale-arrondie sont presque lisses et sur leur surface s'ébauchent à peine des tubercules périombilicaux. La ligne suturale est constituée de lobes et de selles étroites, le lobe ventral, légèrement asymétrique, est presque tout aussi long que le premier lobe latéral (fig. 19). Le siphon est placé au centre de la région ventrale.

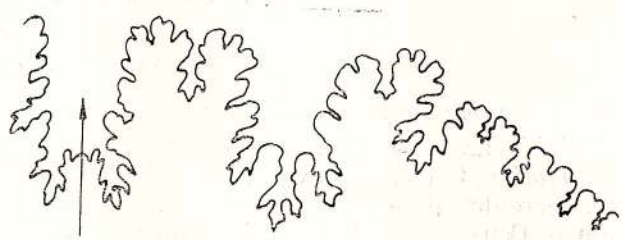


Fig. 19 — Ligne de suture d'*Euhoplites costacutus* Chiriac.

Dimensions et rapports. Exemplaire I.G.G. no 16963 :

D	H	L	O
33,6 mm	15,6 mm (0,46)	14,2 mm (0,42)	8,2 mm (0,24)

Remarques. Les caractères morphologiques de l'espèce décrite rappellent en quelque sorte ceux d'*Euhoplites microceras* Spath, notamment la conformation de la région ventrale et la section du tour de spire. Compte tenu du groupement des côtes et de leur connexion aux tubercules ventro-latéraux elle est proche d'*Euhoplites truncatus* Spath.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux. Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Dipoloceras cristatum*). Versant droit de la vallée du Danube, environ 1 km en aval de la localité de Seimeni.

Institutul Geologic al României

Euhoplites elenae Chiriac
pl. VIII, fig. 4, 5,6 ; fig. text 20

1981 *Euhoplites elenae* Chirac, p. 102, pl. 23, fig. 3 a—c ; fig. text 51

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G no 16961 (collection de l'auteur).

Description. Fragment de coquille avec la section du tour subrectangulaire, haute, les flancs légèrement bombés, la région ventrale avec un sillon haut et profond. Maximum de largeur de la coquille sur le tiers externe des flancs. Ornementation formée de grands tubercules périombilicaux, proéminents, arrondis et espacés. La région ventrale est bordée de tubercules volumineux, claviformes et rabattus. De chaque tubercule périombilical partent trois côtes faiblement sigmoïdes, dont l'une se rattache au tubercule claviforme correspondant comme direction à celui périombilical, alors que les deux autres côtes se rattachent au tubercule ventro-latéral antérieur. La ligne de suture se caractérise par un lobe externe long et mince avec une selle médiane courte, la selle externe bifide, haute et le premier lobe latéral trifide, large et très ramifié (fig. 20).

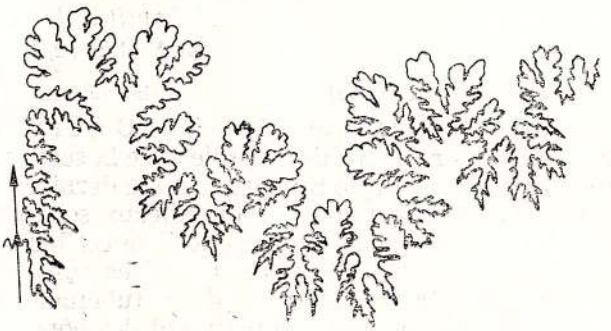


Fig. 20 — Ligne de suture d'*Euhoplites elenae* Chiriac.

Remarques. Cette espèce ressemble en quelque sorte à *Euhoplites lautus* (J. Sow.) par la forme générale de la coquille et les tubercules marginaux claviformes, rabattus. Elle s'en écarte par le nombre des côtes plus grand, par la position beaucoup plus élevée des tubercules ombilicaux sur les flancs et par la section du tour de spire dont le maximum de largeur est en face des tubercules. Par la forme des tubercules ventro-latéraux cette espèce s'approche d'*Euhoplites serotinus* Spath, dont elle s'éloigne cependant par l'aplatissement de la coquille, le nombre réduit des côtes robustes et l'aspect de la ligne de suture.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux. Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Dipoloceras cristatum*). Versant droit de la vallée du Danube, environ 1 km en aval de la localité de Seimeni.

Euhoplites excelsus Chiriac
pl. VIII, fig. 7, 8 ; fig. text 21

1981 *Euhoplites excelsus* Chiriac, p. 103, pl. 24, fig. 1 a, b ; fig. text 52

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16964 (collection de l'auteur).

Description. Fragment de coquille avec la section de la spire subrectangulaire, haute, comprimée, les flancs très peu bombés avec le maximum de largeur. Région ventrale presque lisse, bordée de tubercules ventro-latéraux claviformes et approximativement parallèle au siphon. Les tubercules périombilicaux sont relativement grands et bulliformes. De chaque tubercule périombilical partent trois côtes légèrement sigmoïdes qui rejoignent deux tubercules ventro-latéraux. Parfois entre les fascicules de trois côtes s'intercale une côte qui reste libre dans le tiers interne des flancs. La paroi ombilicale arrondie est abrupte. La ligne de suture présente un lobe externe relativement long et mince avec une selle courte, une selle externe large, très découpée et le premier lobe latéral large, trifide et asymétrique (fig. 21).

Remarques. Quelques caractères morphologiques approchent l'espèce décrite d'*Euhoplites serotinus* Spath, par la hauteur de la spire, la disposition des tubercules périombilicaux et ventro-latéraux et des côtes, dont elle s'éloigne par la forme presque plate de la région ventrale, par les tubercules ventro-latéraux plus rares et proéminents, par la coquille plus comprimée et les côtes plus serrées.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux. Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Dipoloceras cristatum*). Versant droit de la vallée du Danube, environ 1 km en aval de la localité de Seimeni.

Institutul Geologic al României

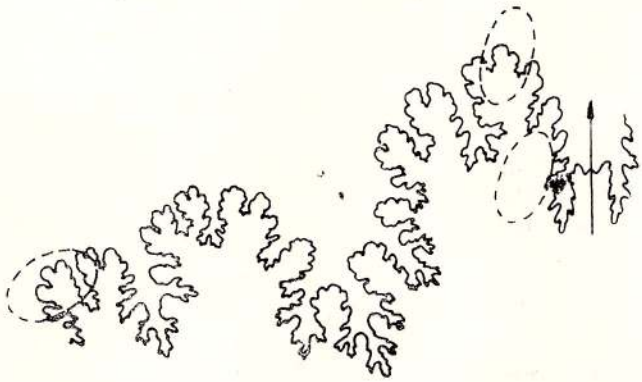


Fig. 21 — Ligne de suture d'*Euhoplites excelsus* Chiriac.

Euhoplites dacicus Chiriac
pl. VIII, fig. 9, 10 ; fig. text 22

1981 *Euhoplites dacicus* Chiriac, p. 104, pl. 24, fig. 3a, b ; fig. text 53

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16965 (collection de l'auteur).

Description. Fragment de coquille avec la section de la spire trapézoïdale, haute, comprimée. Par la taille de l'ombilic et le rapport entre le dernier tour et les tours internes la coquille est involute à convolute. Les tubercules périombilicaux sont peu nombreux, espacés, bulliformes et légèrement pointus. La région ventrale presque lisse est bordée de gros tubercules claviformes, parallèles, tendant à se rabattre vers l'extérieur. Les côtes sont sigmoïdes, prorsiradiées ; elles partent deux par deux, rarement trois par trois, d'un tubercule périombilical. Entre les tubercules périombilicaux et ceux ventraux les côtes constituent des boucles plus ou moins sérrées. La ligne de suture, relativement simple, présente le lobe siphonal légèrement asymétrique (fig. 22).

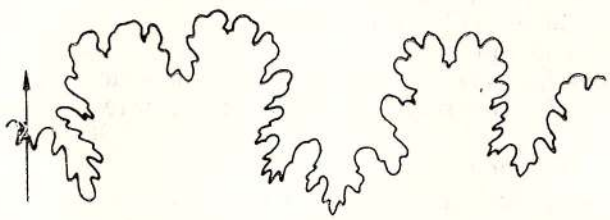


Fig.22 — Ligne de suture d'*Euhoplites dacicus* Chiriac.

Dimensions et rapports. Tenant compte que le fragment dont nous disposons représente la moitié de la coquille, nous avons établi les dimensions et les rapports ci-dessus :

Exemplaire I.G.G. no 16965 :

D	H	L	O
52,2 mm	22 mm (0,42)	14,8 mm (0,28)	13,5 mm (0,26)

Remarques. L'espèce décrite rappelle *Euhoplites boloniensis* Spath par la forme souple et comprimée de la coquille, par la manière dont se disposent les côtes et par la ligne de suture avec le lobe siphonal asymétrique, s'en distinguant par le nombre réduit des tubercules ventraux, par les côtes davantage prorsiradiées et par la région ventrale déprimée avec des épaississements disposées obliquement entre les tubercules.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux. Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Dipoloceras cristatum*). Versant droit de la vallée du Danube environ 1 km en aval de la localité de Seimeni.

Euhoplites magnotuberculatus sp. nov.
pl. X, fig. 1, 2, 3

Holotypus. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no. P—17154 (collection de l'auteur).

Derivatio nominis. De la grandeur inaccoutumée des tubercules ventro-latéraux.

Locus typicus. Colline de Sarapciulac située entre les localités de Peştera et de Ivrinezu Mic.

Stratum typicum. Exemplaire de l'Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Dipoloceras cristatum* ou à *Hysteroceras orbignyi*), remanié à la partie basale du Cénomanien.

Institutul Geologic al României

Description. Fragment provenant d'une coquille presque évolute, de grande taille, à section trapézoïdale. Sillon ventral large et relativement peu profond. Tubercules ventro-latéraux proéminents disposés obliquement par rapport au sillon ventral. Ils se rabattent vers l'extérieur constituant une espèce d'avant-toit. Des tubercules ventro-latéraux partent des côtes droites qui rejoignent la région périombilicale où ils se terminent par des tubercules bulliformes beaucoup plus petits que les premiers.

Entre les côtes principales s'intercalent des côtes intermédiaires qui, elles aussi, partent d'un tubercule ventral et atteignent le tiers inférieur de la coquille sans être tuberculées. La ligne de suture est similaire à celle des autres espèces d'*Euhoplites* rencontrées dans l'Albien de la Dobrogea.

Remarques. Tenant compte de la costulation de la région périombilicale cette espèce est proche d'*Euhoplites solenotus* (Seeley) et tenant compte des tubercules ventro-latéraux elle se rapprocherait d'*Euhoplites serotinus* Spath. Elle diffère cependant des deux espèces par la forme différente de la coquille et par la costulation et la tuberculation plus grossières.

Genre *Discohoplites* Spath, 1925

Discohoplites latocoelonotus Chiriac

pl. VIII, fig. 11, 12; fig. text 23

1981 *Discohoplites latocoelonotus* Chiriac, p. 106, pl. 24, fig. 5 a, b; fig. text 54

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 2450 (collection de l'auteur).

Description. Coquille discoïde avec la section du tour subtrapézoïdale, haute et les flancs droits. La région ventrale légèrement arrondie présente un sillon médian peu profond et avec les parois verticales. Ombilic large avec la paroi abrupte. L'ornementation est formée de côtes falciformes évidentes qui partent des tubercules périombilicaux, peu nombreux (6—7 sur un demi tour), bulliformes et relativement hauts. Vers la zone médiane des flancs les côtes bifurquent, s'élargissent ensuite sur les bords de la région ventrale et s'interrompent à cause du sillon ventral. Entre les côtes principales s'interposent des côtes intercalaires qui s'élargissent, tout comme les autres côtes, sur le bord de la région ventrale. La ligne de suture se fait distinguer par un lobe externe avec une selle médiane étroite, une selle externe large et bifide, le premier lobe latéral bifide et le second lobe latéral trifide et court (fig. 23).

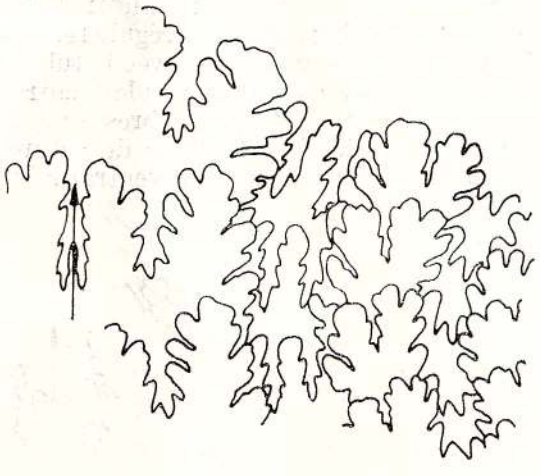


Fig. 23 — Ligne de suture de *Discohoplites latocoelonotus* Chiriac.

Remarques. L'espèce décrite présente des affinités avec *Discohoplites coelonotus* (Seeley) par l'aspect général de la coquille, s'en éloignant par un ombilic plus large, par la région ventrale moins comprimée, par les côtes moins nombreuses et beaucoup plus larges dans la région ventrale. Aux côtes existantes ne correspond qu'un nombre réduit de tubercules périombilicaux. La forme falciforme de toutes ses côtes est plus accentuée que chez *Discohoplites coelonotus* (Seeley).

Distribution. Dépôts détritiques glauconieux de l'Albien supérieur (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Exemplaire remanié dans le conglomérat de la base du Cénomanien. Colline d'Amzalia (versant droit de la vallée de la Peştera).

Discohoplites subsimplex Chiriac

pl. VIII, fig. 13, 14

1981 *Discohoplites subsimplex* Chiriac, p. 107, pl. 24, fig. 6 a, b.

Institutul Geologic al României

Matériel. Exemplaires en dépôt à l'I.G.G. no 16966, 16966 a (collection de l'auteur).

Description. Coquille discoïde avec la section de la spire subtrapézoïdale, pas trop haute. Flancs de la coquille presque droits. La région ventrale légèrement arrondie et étroite présente un sillon étroit et très peu profond. L'ombilic relativement large avec la paroi verticale. Sur le dernier tour l'ornementation fait presque défaut. Seulement, par endroits, vers la région ventrale se laissent voir les traces d'une fine costulation. Dans la région périombilicale on ne peut que soupçonner la présence de quelques rares tubercules bulliformes. Les tours internes portent quelques tubercules périombilicaux bulliformes, rares, desquels parte une costulation fine, falciforme.

Remarques. L'espèce décrite présente des affinités avec *Discohoplites simplex* C. W. Wright et E. V. Wright, notamment l'absence de l'ornementation sur le dernier tour et l'arrondissement des parois du sillon ventral, s'en différenciant par la hauteur réduite du dernier tour et par le sillon ventral de beaucoup moins profond. La forme générale de la coquille et la costulation fine, falciforme approchent cette espèce d'*Hypholites campichei* Spath et tout spécialement des formes de transition vers *Discohoplites subfalcatus* (Semenow) dont elle diffère par la hauteur réduite de la spire, par la forme de sillon ventral et par l'absence presque totale de l'ornementation sur le tour externe.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux de l'Albien supérieur (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Colline d'Amzalia (versant droit de la vallée de la Peştera).

Genre *Callihoplites* Spath, 1925

Callihoplites medgidiensis Chiriac

pl. X, fig. 4, 5 ; fig. text 24

1981 *Callihoplites medgidiensis* Chiriac, p. 110, pl. 27, fig. 1 a, b ; fig. text 56

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 3067 (collection G. Macovei).

Description. Fragment de coquille avec la section de la spire trapézoïdale, les flancs faiblement bombés et la paroi ombilicale arrondie et inclinée. La région ventrale est large, légèrement bombée, ondulée à cause des faibles connexions en zigzag d'entre les côtes. Les tubercules périombilicaux sont rares, robustes, tendant à l'arrondir. Les tubercules ventro-latéraux beaucoup plus denses, claviformes sont de deux à presque trois fois plus nombreux que ceux périombilicaux. La disposition des côtes falciformes est irrégulière. Elles partent généralement deux par deux d'un tubercule périombilical fusionnant soit avec le tubercule correspondant ventro-latéral en constituant un anneau d'agrafe, soit avec deux tubercules ventro-latéraux. D'autres côtes réunies deux par deux en un tubercule ventro-latéral restent libres dans la région périombilicale. Souvent d'un tubercule périombilical part une seule côte. La ligne de suture asymétrique, avec le siphon situé vers la partie gauche de la coquille, présente un lobe ventral relativement long et un lobe latéral trifide et asymétrique (fig. 24).

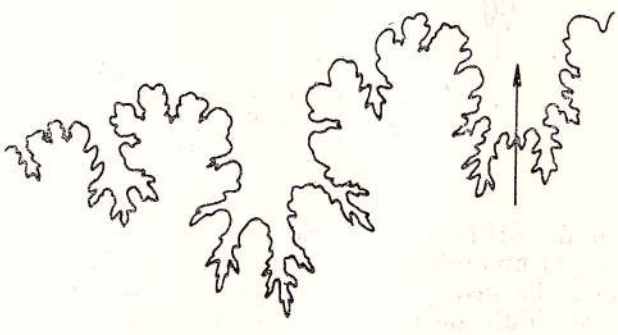


Fig. 24 — Ligne de suture de *Callihoplites medgidiensis* Chiriac.

Remarques. Cette nouvelle espèce se rapproche de l'exemplaire figuré par Spath (1927, p. 193, fig. text 58) et dénommé *Callihoplites* aff. *patella* Spath par la disposition des côtes largement proverses et la forme des tubercules périombilicaux et ventro-latéraux, s'en distinguant par le nombre réduit des côtes et des tubercules, par les flancs plus bombés et par la région ventrale plus large.

Distribution. L'exemplaire décrit a été récolté par Macovei des dépôts détritiques, glauconieux. Albien supérieur (zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*). Versant gauche de la vallée de Carasu, secteur situé à W de la ville de Medgidia.

Institutul Geologic al României

Callihoplites romanicus sp. nov.

pl. IX, fig. 5, 6, 7; fig. text 25

Holotype: exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no P—17155 (collection de l'auteur).

Derivatio nominis. Du peuple romain ancêtre des roumains.

Locus typicus. Versant droit de la vallée du Danube, à environ 1 km NE de la localité de Seimeni.

Stratum typicum. Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*).

Description. Coquille convolute avec la section de la spire subhexagonale, haute, montrant le maximum de largeur approximativement dans la zone médiane des flancs. La région ombilicale arrondie est bordée d'environ neuf tubercules gros et bulliformes. La région ventrale large, sinueuse est bordée d'environ 18 tubercules gros, claviformes, disposés alternativement. Entre les tubercules ombilicaux bulliformes et ceux ventro-latéraux claviformes se trouvent de nombreuses côtes falciformes, prorsiradiées, hautes, tranchantes, disposées en zigzag. D'un tubercule périombilical partent généralement quatre côtes dont deux se réunissent, constituant une agrafe sur le tubercule ventro-latéral correspondant. L'une des deux autres se réunit au tubercule antérieur et l'autre à celui postérieur par rapport à celui ventro-latéral.

Les traits qui caractérisent la suture sont : le premier lobe latéral profond, asymétrique et le second lobe latéral profond et bifide. Les tubercules périombilicaux sont situés sur la deuxième selle latérale et ceux ventro-latéraux sur le lobe externe (fig. 25).

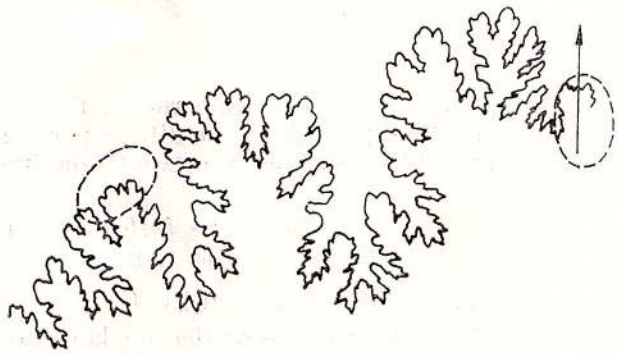


Fig. 25 — Ligne de suture de *Callihoplites romanicus* sp. nov.

Dimensions et rapports :

D	H	L	O	
81,5 mm	34 mm (0,42)	26 mm (0,32)	?24 (0,29)	$\frac{L(26\text{ mm})}{H(34\text{ mm})} = 0,76$

Remarques. Par la forme de la coquille et la costulation l'espèce décrite est proche de *Callihoplites formosus* Spath et de *Callihoplites strigosus* Spath, tout en s'écartant par l'ornementation plus forte, par sa coquille plus large et le maximum d'épaisseur dans la zone médiane des flancs.

Callihoplites acutus sp. nov.

pl. X, fig. 6, 7; fig. text 26

Holotypus. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no. P—17156 (collection de l'auteur).

Derivatio nominis. De la forme pointue des tubercules ombilicaux, du latin acutus = pointu, élevé.

Locus typicus. Versant droit du Danube, à environ 1 km NE de la localité de Seimeni.

Stratum typicum. Albien supérieur, probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*.

Description. Fragment d'une coquille probablement convolute, en section la spire est trapézoïdale avec le maximum de largeur tout droit des tubercules ombilicaux. La largeur dépasse la hauteur [L (28 mm)/H (26 mm) = 1,08]. Le bord ombilical est arrondi. Les tubercules ombilicaux sont bulliformes, hauts et pointus. La région ventrale est large. Les côtes prorsiradiées sont disposées en zigzag. D'un tubercule ombilical partent environ trois côtes dont deux se réunissent au tubercule ventro-latéral claviforme corrspondant à une commissure en forme d'agrafe et l'autre se réunit au tubercule ventro-latéral antérieur.

Sur la région ventrale les terminaisons des côtes décrivent, entre les tubercules ventro-latéraux disposés alternativement, de véritables ceintures engeandrant une crête disposée en zigzag.

Institutul Geologic al României

La suture présente pour trait caractéristique le premier lobe latéral long et subtrifide. Les tubercules ventro-latéraux sont placés sur les bords de la selle externe et ceux ombilicaux sur le second lobe latéral (fig. 26).

Remarques. Par la forme de la coquille et surtout par la largeur de tour de spire l'espèce décrite s'apparente à *Callihoplites robustus* Spath et se sépare par l'ornementation plus forte et tout spécialement par les tubercules ombilicaux proéminents.

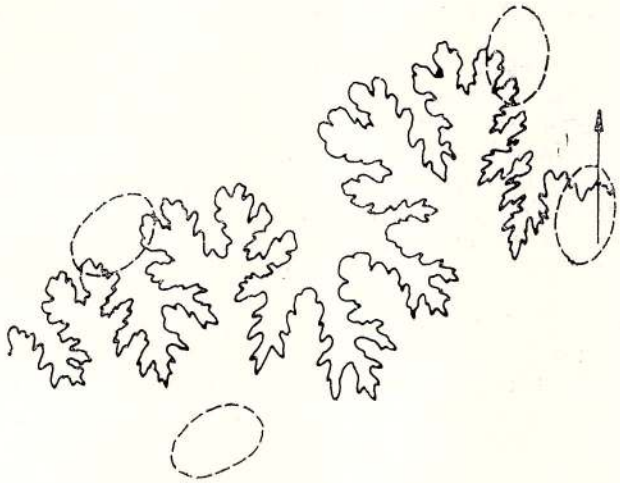


Fig. 26 — Ligne de suture de *Callihoplites acutus* sp. nov.

Des ressemblances en ce qui concerne la forme de la coquille rapportent cette espèce à *Callihoplites auritus* (J. Sowerby) dont elle diffère par l'ornementation plus évidente, le développement marqué des tubercules ombilicaux et ventro-latéraux.

Callipholites inflatus sp. nov.

pl. X, fig. 8, 9

Holotypus. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no P—17157 (collection de l'auteur).

Derivatio nominis. De la forme renflée de la coquille, du latin inflatus = renflé.

Locus typicus. Versant droit de la vallée du Danube, à environ 1 km NE de la localité de Seimeni.

Stratum typicum. Albien supérieur, probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus.*

Description. Fragment de coquille convolute avec la section de la spire polygonale montrant une tendance de s'arrondir. Le maximum de largeur est tout droit des tubercules ombilicaux. La hauteur est inférieure à la largeur (L = 28 mm/ H = 24 mm = 1,17). Les tubercules ombilicaux sont bulliformes, hauts et pointus. Les flancs de la coquille autant que la région ventrale sont arrondis. Les tubercules ventro-latéraux sont peu proéminents, claviformes, parallèles au bords de la région ventrale. Les côtes sont minces et disposées en zigzag.

Callihoplites parvus sp. nov.

pl. X, fig. 10, 11 ; fig. text 27

Holotypus. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no P—17158 (collection de l'auteur).

Derivatio nominis. De la forme petite de la coquille, du latin parvus = petit.

Locus typicus. Versant gauche de la vallée du Danube, à environ 1 km NE de la localité de Seimeni.

Stratum typicum. Albien supérieur, probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus.*

Description. Fragment d'une coquille probablement convolute. En section la spire est trapézoïdale [L (16 mm)/H (22 mm) = 0,73]. La région ombilicale arrondie est bordée par des tubercules petits, bulliformes. La région ventrale étroite, légèrement déprimée est bordée par des tubercules ventro-latéraux claviformes disposés alternativement. La costulation prorsiradiée est disposée en zigzag.

Ordinairement d'un tubercule ombilical partent trois côtes dont deux se réunissent au tubercule ventro-latéral correspondant à une commissure en forme d'agrafe, la troisième se relie au tubercule ventro-latéral antérieur.

Institutul Geologic al României

La suture présente pour trait caractéristique le premier lobe latéral profond et subtrifide. Les tubercules ventro-latéraux sont placés à l'intérieur de la selle externe et ceux ombilicaux à l'intérieur de la seconde selle latérale (fig. 27).

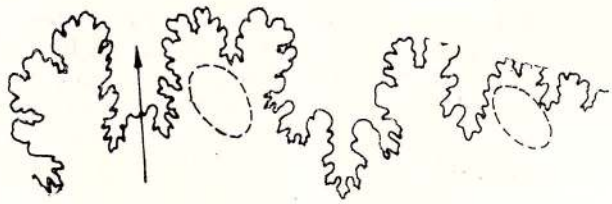


Fig. 27 — Ligne de suture de *Callihoplites parvus* sp. nov.

Remarques. En ce qui concerne la forme générale de la coquille l'espèce décrite se rapproche de *Callihoplites formosus* Spath dont elle se distingue par des côtes qui commencent à être tuberculées à partir immédiatement du bord ombilical ; les tubercules ombilicaux sont un peu plus aplatis. Cette espèce présente généralement une costulation plus prorsiradiée. Des traits rattachent cette espèce à *Callihoplites* aff. *auritus* (J. Sowerby) figurée par Spath (A monograph of the Amnonoidea of the Gault, pl. XIX, fig. 2) qui est un exemplaire de transition entre *Callihoplites formosus* Spath et *Callihoplites auritus* (J. Sowerby).

Callihoplites angustus sp. nov.

pl. XI, fig. 1, 2 ; fig. text 28

Holotypus. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no P—17159 (collection de l'auteur).

Derivatio nominis. De la forme étroite de la coquille, du latin angustus = étroit.

Locus typicus. Versant droit de la vallée du Danube, à environ 1 km NE de la localité de Seimeni.

Stratum typicum. Albien supérieur, probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*.

Description. Fragment d'une coquille probablement convolute, avec la section de la spire trapézoïdale, haute, la plus grande largeur se trouvant face aux tubercules ombilicaux. La largeur de la coquille est inférieure à la hauteur [L (23 mm)/H (28 mm) = 0,82]. Bord ombilical arrondi. Les tubercules ombilicaux bulliformes ne sont pas très hauts. De chaque tubercule partent trois côtes dont une se réunit parfois au tubercule ventro-latéral correspondant et les deux autres se réunissent à ceux antérieur et postérieur. Il y a des cas où deux côtes se réunissent au tubercule ventral correspondant par une commissure en forme d'agrafe et la troisième côte se réunit au tubercule ventro-latéral antérieur.

La région ventrale étroite, légèrement déprimée est bordée de tubercules ventro-latéraux claviformes disposés alternativement. La suture asymétrique présente pour traits caractéristiques le premier lobe latéral profond, subtrifide et cinq lobes auxiliaires.

Les tubercules ventro-latéraux sont placés à l'intérieur de la selle externe et ceux ombilicaux au droit de la deuxième selle latérale (fig. 28).

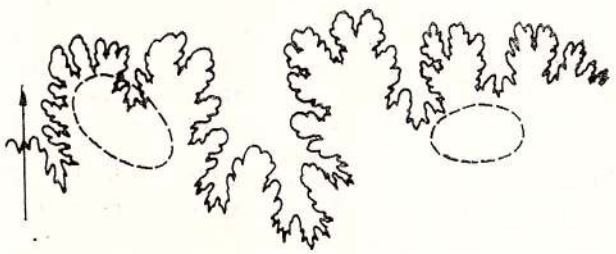


Fig. 28 — Ligne de suture de *Callihoplites angustus* sp. nov.

Remarques. Callihoplites angustus sp. nov. s'approche de *Callihoplites acutus* sp. nov. en ce qui concerne la costulation en s'écartant par la forme étroite de la coquille, par la tuberculation, tout spécialement celle périombilicale, moins proéminente et par la région ventrale légèrement déprimée.

Callihoplites solitarius sp. nov.

pl. XI, fig. 6, 7

Holotypus. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no P—17160 (collection de l'auteur).

Derivatio nominis. Du fait que l'on n'a trouvé qu'un seul exemplaire, du latin solitarius = seul.

Institutul Geologic al României

Locus typicus. Versant droit de la vallée du Danube, à environ 1 km NE de la localité de Seimeni.

Stratum typicum. Albien supérieur. Probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*.

Description. Fragment d'une coquille probablement convolute dont la spire est en section trapézoïdale [L (25 mm)/H (30 mm) = 0,83]. Bord ombilical arrondi. Tubercules ombilicaux bulliformes et peu hauts. Région ventrale étroite et légèrement déprimée munie de tubercules ventro-latéraux claviformes, placés parallèlement aux bords de la région ventrale. Les côtes légèrement prorsiradiées sont disposées en zigzag. Elles sont hautes, proéminentes. La suture asymétrique présente le premier lobe latéral profond et subtrifide.

Callihoplites altus sp. nov.

pl. XI, fig. 8, 9

Holotypus. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no P—17161 (collection de l'auteur).

Derivatio nominis. De la forme haute de la coquille, du latin altus = haut.

Locus typicus. Versant droit de la vallée du Danube, à environ 1 km NE de la localité de Seimeni.

Stratum typicum. Albien supérieur, probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*.

Description. Fragment de coquille probablement convolute avec la spire en section trapézoïdale, haute. Son maximum de largeur se trouve en face des tubercules ombilicaux. La hauteur de la coquille dépasse sensiblement la largeur [L (30 mm)/H (44 mm) = 0,68]. Les tubercules ombilicaux sont gros, bulliformes et aplatis alors que ceux ventro-latéraux sont claviformes disposés parallèlement au bord de la région ventrale et en alternance. La région ventrale est relativement large, les côtes sont prorsiradiées et disposées en zigzag.

La suture asymétrique présente le premier lobe latéral profond et subtrifide.

Genre *Arrhaphoceras* Whitehouse, 1927

Arrhaphoceras coronaeforme Chiriac

pl. XI, fig. 3, 4, 5

1981 *Arrhaphoceras coronaeformis* Chiriac, p. 113, pl. 26, fig. 2 a—c

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16968 (collection de l'auteur).

Description. Coquille convolute à évolute avec la section de la spire subhexagonale, plus large que haute. Le maximum de largeur de la coquille se trouve face aux tubercules, bulliformes et en même temps pointus, placés plutôt vers l'extérieur près du milieu des flancs. De chaque tubercule partent deux côtes. Dans la première partie du dernier tour de spire on voit même trois côtes qui se réunissent en un tubercule. Quant au reste du dernier tour y apparaissent aussi des côtes intermédiaires qui dépassent en longueur la zone médiane des flancs. La région ventrale est arrondie avec une faible dépression au centre. Dans cette région les côtes s'atténuent légèrement sans s'interrompre ou alterner.

Remarques. Par la forme de la coquille et des tubercules et par la section subhexagonale moins haute et plus large cette espèce se rapproche en quelque sorte d'*Arrhaphoceras studeri* (Pictet et Campiche), notamment davantage de la sous-espèce pinguis. Elle s'en distingue cependant de l'espèce autant que de la sous-espèce par la forme bulliforme et en même temps pointue des tubercules qui sont placés près de la zone médiane des flancs et du fait que les côtes traversent sans s'interrompre et sans alterner la région ventrale.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux. Albien supérieur (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Versant droit de la vallée du Danube, environ 1 km en aval de la localité de Seimeni.

7.11. Famille **Brancoceratidae** Spath, 1933

Sous-famille **Mortoniceratinae** Spath, 1925

Genre *Mortoniceras* Meek, 1876

Mortoniceras (Mortoniceras?) evolutum Chiriac

pl. XII, fig. 1, 2

1981 *Mortoniceras (Mortoniceras?) evolutus* Chiriac, p. 116, pl. 27, fig. 10 a—d

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16975 (collection de l'auteur).

Description. Coquille de petite taille, comprimée, évolute, avec la section de la spire polygonale-arrondie. Grand ombilic, avec la paroi abrupte et le bord externe arrondi. La hauteur du

Institutul Geologic al României

tour de spire est égale à la largeur, les flancs sont légèrement bombés, le maximum de largeur se trouvant au milieu des flancs. La région ventrale est relativement étroite et présente une carène évidente, bordée de deux sillons. Sur la partie terminale du dernier tour la région ventrale s'aplatie, les sillons s'atténuent et la hauteur de la carène aboutit au niveau des tubercules ventro-latéraux. La plupart des côtes sont bifides, moins souvent simples ou intercalaires. Elles sont légèrement sigmoïdes, partent juste de la paroi ombilicale, se prolongent sur les flancs où elles s'épaississent et s'interrompent dans la région ventrale. Les côtes portent des tubercules périombilicaux, bulliformes, disposés obliquement, des tubercules latéraux peu évidents et ventro-latéraux qui sont soudés et présentent une zone dépressionnaire entre eux, évidente tout spécialement dans la zone initiale du dernier tour. La ligne de suture n'est pas visible.

Dimensions et rapports. Exemplaire I.G.G. no 16975 :

D	H	L	O
27,7 mm	8,8 mm (0,32)	8,8 mm (0,32)	12 mm (0,43)

Remarques. L'espèce décrite a été attribuée, avec quelques réserves, au sous-genre *Mortoniceras* à cause de la manière dont se disposent les côtes et à cause de l'atténuation des tubercules latéraux. On a pu constater quelques affinités qui regardent la section de la spire et la manière dont se disposent les tubercules pour les espèces *Mortoniceras (Mortoniceras?) nanum* Spath et *Mortoniceras (Mortoniceras?) nanoides* Wiedmann et Dieni dont elle s'écarte par la forme plus comprimée de la coquille, par la costulation sigmoïde et par le mode dont évolue la costulation sur la dernier tour.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux de l'Albien supérieur (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Exemplaire remanié dans le conglomérat de la base du Cénomanien. Colline d'Amzalia (versant droit de la vallée de la Peştera).

Sous-genre *Durnovarites* Spath, 1932

Mortoniceras (Durnovarites) subtile Chiriac

pl. XII, fig. 3, 4 5, 6 ; fig. text 29

1981 *Mortoniceras (Durnovarites) subtile* Chiriac, p. 120 pl. 29, fig. 1 a—d ; fig. text 59

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16979 (collection de l'auteur).

Description. Coquille presque évolute avec la section du dernier tour trapézoïdale et celle des tours internes rectangulaire ou quadratique. Le maximum de largeur de la coquille se trouve en face des tubercules périombilicaux. Ombilic large, avec la paroi abrupte et le bord externe arrondi. La région ventrale large présente dans la zone médiane une carène évidente bordée de deux sillons peu profonds. Sur la partie initiale du dernier tour la hauteur de la carène aboutit au niveau des tubercules marginaux pour décroître ensuite progressivement vers la loge d'habitation. Les côtes partent de la paroi ombilicale et s'interrompent sur les bords des deux sillons de la région ventrale. Elles

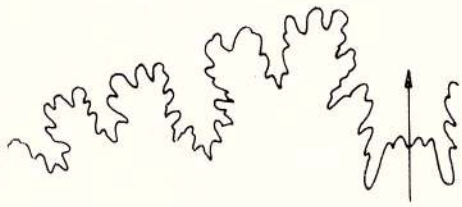


Fig. 29 — Ligne de suture de *Mortoniceras (Durnovarites) subtile* Chiriac.

sont disposées en rayons ; la plupart sont simples, les autres bifurquent, sont légèrement courbées en avant et plus épaisses vers la région ventrale. Les côtes sont ornées d'une rangée de tubercules périombilicaux forts, bulliformes, qui se développent sur toute la paroi ombilicale et aussi sur la partie inférieure des flancs, et de deux rangées de tubercules ventro-latéraux, dont ceux ventraux sont plus gros et placés obliquement. Le nombre des tubercules périombilicaux sur le dernier tour est de 18 et ils correspondent aux 22 tubercules ventro-latéraux. Le premier lobe latéral de la ligne de suture n'est pas nettement trifide, caractère beaucoup plus net dans le second lobe latéral (fig. 29).

Dimensions et rapports. Exemplaire I.G.G. no 16976 :

D	H	L	O
26 mm	9 mm (0,35)	10,7 mm (0,41)	11,1 mm (0,43)

Remarques. Cette espèce présente des affinités avec *Mortoniceras (Durnovarites) neokentroides* Wiedmann et Dieni par la tuberculation et la forme évolute de la coquille, la manière dont se disposent les côtes et l'existence d'une concavité située entre les tubercules périombilicaux et ceux ventro-la-

Institutul Geologic al României

téraux, s'en séparant par la forme moins évolute de la coquille, l'ombilic un peu plus petit, les tubercules périombilicaux moins proéminents à l'extérieur, la carène plus haute et de nombreux tubercules. On a également constaté quelques affinités avec les exemplaires jeunes de *Mortoniceras (Durnovarites) subquadratum* Spath et *Mortoniceras (Durnovarites) perinflatum* Spath. De la première espèce elle diffère par l'incurvation en avant des côtes et par l'absence de la rangée latérale des tubercules à des diamètres de la coquille supérieurs à 20 mm et de la seconde espèce par la souplesse et par la forme plus évolute de sa coquille.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux de l'Albien supérieur (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Exemplaire remanié de l'Albien terminal, prélevé du conglomérat de la base du Cénomanien. Colline d'Amzalia (versant droit de la vallée de la Peştera).

Sous-genre *Cantabrigites* Spath, 1932

Mortoniceras (Cantabrigites) paucicostatum Chiriac

pl. XII, fig. 7, 8

1981 *Mortoniceras (Cantabrigites) paucicostatum* Chiriac, p. 121, pl. 29, fig. 2a, b

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16980 (collection de l'auteur).

Description. Un fragment du dernier tour montre la section de la spire légèrement trapézoïdale et les flancs très peu divergeants sur la région dorsale. La région ventrale, relativement large, est munie d'une carène qui présente une faible dépression. La carène est plus haute que les terminaisons tuberculées des côtes. Tenant compte des empreintes du tour interne sur la face dorsale on peut déduire que nous sommes en présence d'une coquille évolute avec un ombilic large. Les côtes disposées en rayons sont presque droites sur les flancs de la coquille et courbées en avant dans la région ventrale. Elles partent de la paroi ombilicale, s'élargissent légèrement sur les flancs et s'interrompent au bord des sillons qui longent la carène. La plupart des côtes sont simples, il n'y que quelques-unes qui se bifurquent en faces des turbercules périombilicaux. Les côtes laissent voir une rangée de tubercules périombilicaux proéminents, une rangée de tubercules latéraux très petits et une autre rangée de tubercules ventro-latéraux évasés et disposés obliquement par rapport à la carène. La ligne de suture n'est pas visible.

Remarques. Cette espèce est proche de *Mortoniceras (Cantabrigites) minor* Spath par la disposition en rayons des côtes et des rangées de tubercules, s'en séparant par la forme divergente des flancs, fait qui conduit à une section trapézoïdale de la spire, par le nombre réduit des côtes, par les intervalles intercostaux plus larges et par la courbure des côtes moins accentuée dans la région ventrale.

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux de l'Albien supérieur (probablement zone à *Stiliczkaia dispar*, sous-zone à *Arrhaphoceras substuderi*). NE de la localité de Seimeni.

7.12. Famille Lyelliceratidae Spath, 1921

Genre *Stoliczkaia* Neumayr, 1875

Sous-genre *Stoliczkaia* Neumayr, 1875

Stoliczkaia (Stoliczkaia) dobrogensis Chiriac

pl. XII, fig. 9, 10; fig. text 30

1981 *Stoliczkaia (Stoliczkaia) dobrogensis* Chiriac, p. 124, pl. 29, fig. 6 a, b; fig. text 62

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16983 (collection de l'auteur).

Description. Coquille involute avec la section de la spire subtétragonale, haute, avec les flancs légèrement convexes et la région ventrale faiblement arrondie, presque lisse. Ombilic petit, profond avec la paroi haute et le bord externe légèrement arrondi. Costulation disposée en rayons; les côtes, espacées, partent de la région périombilicale. Entre ces côtes s'interposent une ou deux côtes intercalaires qui prennent naissance un peu plus bas que le milieu des flancs. Toutes les côtes traversent sans s'interrompre la région ventrale où elles s'épaississent sans s'infléchir. La ligne de suture est caractérisée par une selle externe très large avec une faible convexité à la partie supérieure [pareille à celle de *Stoliczkaia (Stoliczkaia) notha*] et par un lobe latéral étroit, profond et légèrement asymétrique. La première selle latérale est étroite, très festonnée et un peu plus haute que celle externe et le second lobe latéral nettement asymétrique (fig. 30).

Remarques. Cette espèce rappelle *Stoliczkaia (Stoliczkaia) dorsetensis* Spath par la section du tour de spire et la disposition en rayons de la costulation et diffère par les flancs plus bombés, par l'aplatissement de la région ventrale, la costulation plus forte et plus rare et la conformation de la ligne de suture.

Institutul Geologic al României

Distribution. Dépôts détritiques, glauconieux de l'Albien terminal (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Exemplaire remanié dans le conglomérat de la base du Cénomanien. Colline de Sarapciculac, versant gauche de la vallée de la Peștera.

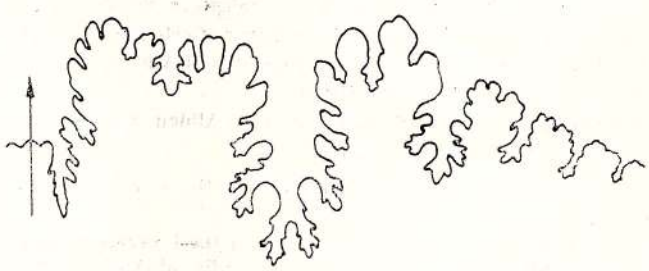


Fig. 30 — Ligne de suture de *Stoliczkaia (Stoliczkaia) dobrogensis* Chiriac.

7.13. Famille **Acanthoceratidae** Hyatt, 1900
Sous-famille **Mantelliceratinae** Hyatt, 1903
Genre *Calycoceras* Hyatt, 1900
Calycoceras concinnum Chiriac
pl. XII, fig. 11, 12, 13, 14, 15 ; fig. text 31

1981 *Calycoceras concinnus* Chiriac, p. 130, pl. 33, fig. 2 a — c, 3 a, b ; fig. text 65

Matériel. Exemplaire en dépôt à l'I.G.G. no 16988 (collection de l'auteur).

Description. Coquille convolute à évolute avec la section de tour de spire ovale, avec le maximum de largeur au milieu des flancs. Grand ombilic avec la paroi oblique et le bord arrondi. L'accroissement de la coquille a lieu lentement, la largeur étant sensiblement égale à la hauteur, fait qui conduit à une section presque parfaitement ovale. Les côtes principales proverses partent de la région périombilicale et maintiennent presque la même épaisseur et hauteur jusqu'au bord ventral qu'elles traversent sans s'interrompre.

Au milieu des flancs, parfois même plus bas, prennent naissance des côtes intercalaires qui gagnent rapidement en hauteur et en largeur, si bien que sur la partie ventrale elles sont tout aussi larges que celles principales. Les intervalles intercostaux sont plus larges que les côtes, tout spécialement chez les adultes.

Les côtes principales, dans le voisinage immédiat de l'ombilic et plus loin dans la partie inférieure des flancs, présentent des épaississements et un développement en hauteur laissant voir des ébauches de tubercules périombilicaux, bulliformes, qui se continuent par des tubercules latéraux inférieurs. Le denier tour de spire est muni de 35 côtes dont 18 principales et 17 intercalaires.

La ligne de suture est caractérisée par une selle externe grande, plurilobée et par le premier lobe latéral étroit et bifide (fig. 31).

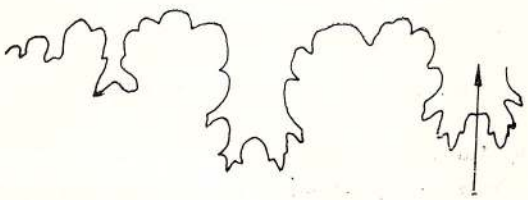


Fig. 31 — Ligne de suture de *Calycoceras concinnum* Chiriac.

Dimensions et rapports. Exemplaire I.G.G. no 16988 :

D	H	L	O
50,6 mm	17,6 mm (0,35)	17,9 (0,35)	16,8 mm (0,33)

Remarques. Cette espèce se rapproche de *Calycoceras gentoni* (Brongniart) par la forme de la coquille convolute à évolute, s'en distinguant par une costulation plus rare, par une autre forme de la section du tour de spire et par les intervalles intercostaux larges.

Distribution. L'exemplaire jeune qui a été considéré l'holotype de l'espèce a été prélevé des dépôts cénomaniens de la colline de Sarapciculac et d'autres adultes ont été rencontrés à la partie médiane des dépôts cénomaniens (zone à *Mantelliceras mantelli*, sous-zones à *Mantelliceras saxbii* et à *Mantelliceras gr. dixoni*) qui affleurent dans le versant droit de la vallée d'Adamclisi-Dumbrăveni, dans les environs de la localité de Șipotele.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAPHIE

Atanasiu I. (1940) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucr. Soc. geogr. "Dimitrie Cantemir"*, 3, 89 p., Iași.

Aubry M. P., Odin G.S. (1973) Sur la nature mineralogique du verdissement des craies. Formation d'une phyllite á glauconie en milieu sémi-confiné poreux. *Actes Congr. Centenaire Soc. géol. Normandie*, 61, p. 11—22, 1 pl., Le Havre.

Breistroffer M. (1947) Sur les zones d'ammonites dans l'Albiens de France et d'Angleterre. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, 26*, p. 1—77 (17—104). Grenoble.

— (1965) Vue sur les zones d'ammonites de l'Albien. Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon 1963. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 34, p. 311—312, Paris.

Casey R. (1961) The stratigraphical paleontology of the Lower Greensand. *Palaeontology*, 3, 4, p. 487—621, pl. 77—84, London.

— (1965) A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. Palaeont. Soc., p. 399—546, pl. 67—91, London.

Chiriac M. (1957) Contribuțiuni la studiul petrografic al Apțianului din Dobrogea. *An. Com. Geol.*, XXX, p. 241—266, București.

— (1960) Reprezentanți ai familiei Turrilitidae Meek, 1876, în Cretacicul Dobrogei de sud. *St. cerc. geol.*, V, 3, p. 449—474, pl. 1—4, București.

— (1981) Amoniți cretacici din Dobrogea de sud. Studiu biostratigrafic. Edit. Acad. R.S.R., 145 p., 33 pl. București.

Ciocârdel R., Patrulius D. (1950) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Canara-Năvodari (jud. Constanța). *Bul. șt. Acad. R.P.R., Geol-geogr., biol., șt. agr.*, II, 1, p. 51—57, București.

Diener C. (1912) Lebensweise und Verbreitung der Ammoniten. *Neues Jahrb. Min. Geol.*, 2, p. 67—89, Berlin.

Ghimmelfarb B. M. (1956) Fundamental geological laws governing phosphate deposits and their genetic classification. 20th Congr. Intern. Geol. (resumanes), Mexico.

Hancock Y. M. (1959) Les ammonites du Cénomanien de la Sarthe. Congr. Soc. sav. Dijon. Colloque sur le Crétacé supérieur français, p. 249—252, Paris.

Juignet P., Kennedy W. J. (1976) Faunes d'Ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomanien du nord-ouest de la France (Normandie) et du sud de l'Angleterre. *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis du Muséum du Havre*, LXIII, 2, Le Havre.

Kazakov A. V. (1937) The phosphorite facies and the genesis of phosphorites. In: Geological Investigations of Agricultural Ores, Trans. Sci. Inst. Fertilizers and Insecto-Fungicides, no. 142 (published for the 17th Sess. Intern. Geol. Congr. Leningrad), p. 95—113, Leningrad.

Kennedy W. J. (1969) The correlation of the Lower Chalk of South-East England. *Proc. Geol. Ass.*, 80, p. 459—560, pl. 15—22, 16 fig. text, London.

— Hancock J. M. (1971) Mantelliceras saxbii (Sharpe) and the horizon of the Martimpreyi Zone in the Cenomanian of England. *Palaeontology*, 14, p. 437—454, pl. 79—82, London.

Lovenstam H. A., Epstein S. (1954) Paleotemperatures of the Post-Aptian Cretaceous as determined by Oxygen Method. *Jour. Geol.*, 62, p. 207—248, New York.

— (1959) Cretaceous Paleotemperatures as determined by Oxygen Isotop Method. Their Relation to and the Nature of Rudist Reefs. 20th Intern. Geol. Congr. El Sistemo Cretacico, 1, p. 65—76, Mexico.

Macovei G. (1911) Asupra vîrstei și variației faciesurilor terenurilor sedimentare din Dobrogea meridională. *D. S. Inst. Geol. României*, II, p. 56—74, București.

— Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. geol. României*, XVI, p. 63—280, București.

Millot G. (1964) Géologie des argiles. Edit. Masson, 499 p., Paris.

Neagu Th., Pană I., Dragastan O. (1977) Biostratigraphie de la série des calcaires éocrétacés de l'aire Cernavoda-Alimanu-Ostrov. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 21, p. 134—144, București.

Owen H. G. (1971) Middle Albian stratigraphy in the Anglo-Paris Basin. *Bull. British Mus. (Nat. Hist.), Geol. Suppl.* 8, 64, 64 p., 3 pl., London.

Schlüter C. (1976) Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. *Palaeontographica*, 24, p. 121—264, tab. 36—55, Stuttgart.

Scott G. (1940) Paleoecological Factors controlling the Distribution and Mode of Life of Cretaceous Ammonoids in the Texas Area. *Jour. Paleont.*, 14, p. 299—323, New York.

Sharpe D. (1857) Descriptions of the Fossils Remains of Mollusca found in the Chalk of England. Palaeontogr. Soc., p. p. 37—68, pl. 17—27, London.

Sinzow I. T. (1907) Untersuchung einiger Ammonitiden aus dem unteren Gault Mangyshlaks und des Kaukasus. *Verh. russ. k. Min. Gesell.*, 2, 45, p. 455—519, tab. 1—8, St. Petersburg.

Spath L.F. (1923—1943) A monograph of the Ammonoidea of the Gault. Paleont. Soc.,London.

Institutul Geologic al României

SPECII ŞI SUBSPECII DE AMONIŢI ÎN CRETACICUL DOBROGEI MERIDIONALE

(Rezumat)

Dobrogea meridională reprezintă unul dintre sectoarele ridicate ale platformei moesice, care a fost afectat mai ales de mişcări epirogenetice, avînd drept consecinţe numeroasele transgresiuni şi regresiuni cu deosebită influenţă asupra condiţiilor de sedimentare. Faciesurile sînt aici mai variate şi grosimile depozitelor mai subţiri, în comparaţie cu sectoarele scufundate ale platformei. Din suita depozitelor cretacice, amoniţii descrişi în lucrare au fost colectaţi din Apţian, Albian şi Cenomanian.

Răspîndite în partea septentrională şi în cea vestică a Dobrogei de sud, depozitele apţiene cuprind formaţiuni continentale şi marine. Prin utilizarea concomitentă a criteriilor biostratigrafice, de superpoziţie şi a delimitării faciesurilor a fost posibilă separarea subetajelor Bedoulian, Gargasian şi Clansayesian.

Bedoulianului inferior i-au fost atribuite depozitele continentale (nisipuri, pietrişuri, bolovănişuri, conglomerate etc.) situate sub cele marine aparţinînd Bedoulianului superior. Aceste depozite sînt lipsite de faună, în schimb au resturi de floră din care a fost determinat *Araucarioxylon dobrogiacus* Dragastan.

Bedoulianul marin (calcare, marne, marnocalcare, nisipuri, gresii) se întîlneşte în malul drept al Dunării, între localităţile Capidava şi Cochirleni, pînă la o linie estică Capidava-Haţeg-Băneasa şi include specii ale genurilor *Deshayesites* şi *Cheloniceras*.

Depozitele gargasiene situate stratigrafic între Bedoulianul superior şi Clansayesian sînt reprezentate prin depozite continentale (argile caolinitice multicolore, nisipuri, pietrişuri, conglomerate cuarţitice, ortocuarţite).

Clansayesianul este prezent începînd din malul drept al Dunării şi pînă la o linie estică Dunărea-Castelu-Poieniţa. Din punct de vedere litologic acest subetaj al Apţianului este constituit în partea sa bazală dintr-un orizont de nisip glauconitic cu pietriş, care pe alocuri trece lateral într-un microconglomerat. Peste acest orizont bazal urmează o alternanţă de nisipuri glauconitice şi gresii calcaroase glauconitice. Separarea acestui subetaj a fost posibilă datorită faunei de amoniţi reprezentată prin specii ale genurilor *Acanthohoplites* şi *Hypacanthoplites*.

Depozitele albiene sînt răspîndite numai în jumătatea vestică a Dobrogei meridionale, începînd din malul drept al Dunării şi pînă la o linie estică Dunărea-Castelu-Poieniţa. Albianul este dispus în continuitate de sedimentare peste Clansayesian. Din punct de vedere litologic, în cea mai mare parte a Dobrogei meridionale Albianul este reprezentat prin formaţiunea cu glauconit, respectiv o alternanţă de nisipuri glauconitice cu gresii glauconitice. În partea sud-vestică a Dobrogei meridionale, această formaţiune prezintă un facies de tranziţie cu depozite glauconitice din ce în ce mai argiloase, care apoi trec lateral într-un facies marnos.

Fauna albiană debutează cu specii ale genului *Leymeriella*, fiind continuate pe verticală cu cele ale genului *Douvilleiceras*. Partea inferioară (zona *Hoplites dentatus*) a Albianului mediu se caracterizează prin specii ale genului *Hoplites*, cea mediană (zona *Euhoplites loricatus*) prin specii ale genului *Anahoplites* şi cea superioară (zona *Euhoplites lautus*) prin reprezentanţi ai genurilor *Anahoplites*, *Euhoplites* şi *Dimorphoplites*. Pe baza unor asociaţii de amoniţi au putut fi distinse în Albianul superior zonele *Mortoniceras inflatum* şi *Stoliczkaia dispar*.

Depozitele cenomaniene au o mare răspîndire în Dobrogea de sud, depăşind spre nord linia Capidava-Ovidiu, în Dobrogea centrală. Din punct de vedere litologic, Cenomanianul este constituit în bază dintr-un orizont conglomeratic, peste care urmează un orizont grezos. În porţiunea inferioară a văilor Peştera şi Carasu, orizontul grezos trece în cretă glauconitică.

Pe baza asociaţiilor de amoniţi şi a dispunerii lor pe verticală, s-a putut stabili că transgresiunea cenomaniană a avut loc către partea superioară a subzonei *Hypoturrilites carcitanensis* sau în orizontul *Mantelliceras saxbii*. Zona *Mantelliceras mantelli* se caracterizează prin specii ale genurilor *Mantelliceras*, *Idiohamites*, *Anisoceras* (asociaţia inferioară) şi *Mariella*, *Hypoturrilites*, *Sharpeiceras* (asociaţia superioară). Cenomanianul mediu conţine specii ale genurilor *Calycoceras*, *Turrilites* şi *Acanthoceras*.

Din punct de vedere structural se remarcă faptul că în Dobrogea de sud depozitele jurasice şi cretacice inferioare (berriasian-barremian) prezintă o serie de cute largi ce pot fi considerate ca ecouri ale unor mişcări tectonice care au avut loc în geosinclinalul carpato-balcanic. O discordanţă unghiulară mai importantă există la limita Barremian şi Apţian datorită unor mişcări preaustrice, fază în care se produce încălecarea Dobrogei centrale peste cea de sud, de-a lungul liniei tectonice Capidava-Ovidiu.

La sfîrşitul Barremianului are loc exondarea întregii regiuni, exondare care durează pînă la începutul Clansayesianului, cu excepţia sectorului dunărean, unde în urma unor mişcări epirogenetice negative este invadat de ape marine în timpul Bedoulianului superior. O altă discordanţă unghiulară,

Institutul Geologic al României

mai mică decît cea anterioară, există între Albian și Cenomanian, ea datorîndu-se mișcărilor austrice. Premergător acestei faze, se resimt în Albian ușoare mișcări, avînd ca efect în timpul sedimentării remanieri intraformaționale.

Depozitele cenomaniene, turoniene și senoniene sînt paralele și slab cutate datorită mișcărilor laramice, între ele existînd numai discordanțe simple.

Cu toate că majoritatea amoniților provin din depozite detritice, starea lor de conservare este remarcabilă, cochiliile nu sînt deformate și păstrează cele mai mici detalii morfologice, inclusiv liniile de sutură. La unele exemplare de amoniți albieni s-a păstrat chiar și stratul de sidef.

Datorită transgresiunilor cenomaniene, turoniene și senoniene, mulți amoniți proveniți din Albian se găsesc remaniați în baza depozitelor transgresive. În această situație majoritatea exemplarelor au cochiliile fragmentate ; unele dintre ele fiind fosfatizate prezintă urme de uzură și păstrează în interiorul lor materialul litologic inițial, diferit de cel al stratului în care au fost înglobate. Condiții întrucîtva asemănătoare s-au întîlnit și la amoniții din zăcămintele fosilifere provenite prin remanieri intraformaționale.

Observațiile directe pe teren însoțite de studii pe suprafețe lustruite și în secțiuni subțiri ne-au permis, cu oarecare aproximație, situarea amoniților remaniați în scara stratigrafică. Zonarea depozitelor apțiene, albiene și cenomaniene a fost posibilă numai datorită unor colectări sistematice de faună amonitică atît din aflorimente, cît și din foraje.

Referitor la filogenia familiei Turrilitidae Meek 1876, din examinarea caracterelor morfologice, cît și a evoluției speciilor genului *Pseudhelicoceras* autorul lucrării ajunge la concluzia grupării acestora în două subgenuri : *Fibuloceras* și *Pseudhelicoceras*.

Prin mutații succesive, derivînd probabil din *Mariella (Mariella) gresslyi* (Pictet și Campiche), apare, în partea superioară a zonei *Stoliczkaia dispar*, *Mariella (Mariella) bergeri bergeri* (Brogn.). Din această subspecie, cu deosebită importanță filogenetică, cît și din specii înrudite, prin modificări mai ales ale tuberculației, vor rezulta ultimii reprezentanți ai genului, cunoscuți în Cenomanianul inferior și în cel mediu.

Studiile paleogeografice și paleoecologice arată că la începutul Apțianului în Dobrogea de sud are loc o exondare care durează pînă la începutul Clansayesianului, cu excepția sectorului dunărean în care, în timpul Bedoulianului, se produce o ingresiune. Apariția uscatului este urmată de instalarea unei rețele hidrografice care contribuie la denudarea Dobrogei centrale și de nord.

Flora și fauna din timpul Bedoulianului, ca și modificările chimice și mineralogice ale depozitelor continentale gargasiene indică un climat tropical. Odată cu transgresiunea clansayesiană se înregistrează o etapă importantă în evoluția paleogeografică a regiunii. Asemănările de faună arată că Dobrogea meridională, în timpul Cretacicului inferior, inclusiv în Bedoulianul superior, a fost dependentă de marea Tethys, ceea ce a avut ca urmare dezvoltarea unor formațiuni calcaroase în mare parte recifale. Începînd din Clansayesian apar litofaciesuri detritice, mai ales glauconitice, din floră dispar algele calcaroase, iar din faună — coralii coloniali, lamelibranhiatele și gasteropodele asociate formațiunilor recifale, ceea ce indică existența unei mări cu ape mai reci. În lucrare sînt expuse date privind evoluția condițiilor de mediu cu referiri la temperatură, salinitate, pH, oxigenare etc. și sînt indicate paleobiocenozele și tanatocenozele importante, cît și unele relații epibiotice dintre diferitele grupe de organisme.

În timpul transgresiunii cenomaniene a avut loc și remanierea faunei din depozitele albiene. Apariția locală a cretei glauconitice în cadrul depozitelor detritice cenomaniene este explicată prin numărul mare de organisme calcaroase și printr-o adîncime ceva mai mare în bazinul de sedimentare.

Capitolul cel mai extins cuprinde descrierea sistematică a amoniților aparținînd la 48 specii și subspecii, dintre care nouă sînt noi. Dintre acestea se remarcă *Cheloniceras (Cheloniceras) ramadanicus* Chiriac și *Deshayesites flexuosus* Chiriac, care au permis atribuirea unei părți a depozitelor marine apțiene Bedoulianului superior, respectiv zonei *Deshayesites deshayesi*. Faua amonitică clansayesiană a fost completată cu mai multe specii aparținînd genurilor *Hypacanthoplites* și *Acanthohoplites*. Mai multe specii noi de *Callihoplites* au fost atribuite zonei *Mortoniceras inflatum*, respectiv subzonei *Callihoplites auritus*.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Fig. 1, — 2 — *Protetragonites acolus magnus* Chiriac. IGG no. 16916 (collection de l'auteur). 1, latéral ; 2, frontal (grandeur naturelle). Albien moyen (zone à *Hoplites dentatus*). Versant gauche de la vallée de Cuza Vodă, en amont de la localité de Cuza Vodă.

Institutul Geologic al României

Fig. 3, 4, 5 — *Lechites varicostatus* Chiriac. IGG no. 16926 (collection de l'auteur). 3, latéral; 4, dorsal; 5, latéral (un autre exemplaire), (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*). Exemplaires remaniés dans le conglomérat de la base du Cénomanien. Colline de Sarapciculac et d'Amzalia.

Fig. 6., 7, 8 — *Anisoceras (Anisoceras) perarmatum dorsocostatum* Chiriac. IGG no. 869 (collection G. Macovei). Albien terminal (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Exemplaire remanié dans le conglomérat de la base du Cénomanien. Colline d'Amzalia.

Planche II

Fig. 1, 2 — *Hamites (Hamites) prorsiradiatus* Chiriac. IGG no. 853 (collection G. Macovei). 1, latéral; 2, ventral (grandeur naturelle). Exemplaire remanié de l'Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Hysteroceras orbignyi*) dans le conglomérat de la base du Cénomanien. Versant gauche de la vallé du Carasu (notamment le secteur situé à l'ouest de la ville de Medigidia).

Fig. 3, 4 — *Stomohamites gracilis* Chiriac. IGG no. 16924 (collection de l'auteur). 3, latéral; 4, ventral (grandeur naturelle). Exemplaire remanié de l'Albien, prélevé du conglomérat de la base du Cénomanien. Il provient probablement de l'Albien terminal (zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Colline de Sarapciculac.

Fig. 5, 6 — *Stomohamites obteritus* Chiriac. I. G. G. no. 16923 (collection de l'auteur). 5, ventral; 6, latéral (grandeur naturelle). Exemplaire remanié de l'Albien, prélevé du conglomérat de la base du Cénomanien. Il provient probablement de l'Albien terminal (zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Colline de Sarapciculac.

Fig. 7, 8 — *Idiohamites favrinoides* Chiriac. IGG no. 16933 (collection de l'auteur). 7, latéral; 8, ventral (grandeur naturelle). Microconglomérat de la base du Cénomanien (zone à *Mantelliceras mantelli*, partie supérieure de la sous-zone à *Hypoturrilites carcitanensis*). Colline de Sarapciculac.

Fig. 9, 10 — *Idiohamites raritubercultatus* Chiriac. IGG no. 16935 (collection de l'auteur). 9, latéral; 10, ventral (grandeur naturelle). Prélevé du conglomérat de la base du Cénomanien (zone à *Mantelliceras mantelli*, sous-zone à *Hypoturrilites carcitanensis*). Colline d'Amzalia.

Fig. 11, 12 — *Idiohamites irregularis* Chiriac IGG no. 16934 (collection de l'auteur). 11, ventral; 12, latéral (grandeur naturelle). Prélevé du conglomérat de la base du Cénomanien (zone à *Mantelliceras mantelli*, partie supérieure de la sous-zone à *Hypoturrilites caracitanensis*). Colline de Sarapciculac.

Fig. 13, 14 — *Idiohamites compressus* Chiriac. IGG no. 3997 (collection de l'auteur). 13, ventral; 14, latéral (grandeur naturelle). Prélevé du conglomérat de la base du Cénomanien (zone à *Mantelliceras mantelli*, partie supérieure de la sous-zone à *Hypoturrilites carcitanensis*). Colline d'Amzalia.

Planche III

Fig. 1 — *Mariella (Mariella) lewesiensis amzaliensis* Chiriac, IGG no. 16936 (collection de l'auteur). 1, latéral (grandeur naturelle). Conglomérat de la base du Cénomanien (zone à *Mantelliceras mantelli*, sous-zone à *Hypoturrilites carcitanensis*). Colline d'Amzalia.

Fig. 2, 3 — *Turrilites (Turrilites) acutus sharpei* Chiriac. IGG no. 16937 (collection de l'auteur). 2, latéral, (grandeur naturelle); 3, même exemplaire agrandi X2. Cénomanien moyen, éventuellement supérieur. L'exemplaire a été prélevé dans la partie supérieure de l'horizon gréseux du Cénomanien. Versant droit de la vallée d'Adamclisi — Dumbrăveni au droit de la localité de Şipotele.

Fig. 4, 5, 6 — *Scaphites meriani tenuis* Chiriac. IGG no. 2435 (collection de l'auteur). 4, latéral; 5, même exemplaire agrandi ×2; 6, ventral (grandeur naturelle). Albien terminal (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Exemplaire remanié dans le conglomérat de la base du Cénomanien. Colline d'Amzalia.

Fig. 7, 8 — *Douvilleiceras inaequicostatum* Chiriac. IGG no. 16950 (collection de l'auteur). 7, ventral; 8, latéral (grandeur naturelle). Albien inférieur (zone à *Douvilleiceras mammillatum*). Versant méridional de l'ancien lac de Purcăreţ.

Fig. 9, 10 — *Idiohamites compressus exilis* Chiriac IGG no. 2432 (collection de l'auteur). 9, ventral; 10, latéral (grandeur naturelle). Cénomanien (zone à *Mantelliceras mantelli*, sous-zones à *Mantelliceras saxbii* et à *Mantelliceras* gr. *dixoni*). Versant droit de la vallée d'Adamclisi — Dumbrăveni, au droit de la localité de Şipotele.

Planche IV

Fig. 1 — *Cheloniceras (Cheloniceras) ramadanicum* Chiriac, IGG no. 16940 (collection de l'auteur). 1, latéral, (diminué ×0, 85). Aptien inférieur (Bédoulien), zone à *Deshayesites deshayesi*. Exemplaire prélevé de l'horizon marno-calcaire de l'Aptien. Versant méridional de l'ancien lac de Ramadan.

Fig. 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 — *Leymeriella (Leymeriella) elegans* Chiriac. IGG no. 16945 (collection de l'auteur). 4, ventral; 6, latéral (grandeur naturelle); I.G.G. no. 16945a (collection de l'auteur). 2, ventral; 3, latéral (grandeur naturelle); 5, 7, 8, autres trois exemplaires (grandeur naturelle). Albien inférieur (zone à *Leymeriella tardefurcata*, partie supérieure de la sous-zone à *Hypacanthoplites milletioides* et éventuellement partie inférieure de la sous-zone à *Leymeriella regularis*). Versant droit du lac Ceamurila.

Institutul Geologic al României

Fig. 9, 10, 11 — *Leymeriella (Leymeriella) macovei* Chiriac. IGG no. 851 (collection G. Macovei). 9, ventral; 11, latéral (grandeur naturelle); IGG no. 3074 (collection G. Macovei). 10, latéral (grandeur naturelle). Albien inférieur (zone à *Leymeriella tardefurcata*, partie supérieure de la sous-zone à *Hypacanthoplites milletioides* et éventuellement partie inférieure de la sous-zone à *Leymeriella regularis*). Vallée du Docuzol (ouest de la localité de Cuza Vodă).

Planche V

Fig. 1, 7 — *Cheloniceras (Cheloniceras) ramadanicum* Chiriac. IGG no. 16940 (collection de l'auteur). 1, ventral; 7, frontal (diminué ×0,85). Aptien inférieur (Bédoulien). Zone à *Deshayesites deshayesi*. Exemplaire prélevé de l'horizon marno-calcaire de l'Aptien. Versant méridional de l'ancien lac de Ramadan.

Fig. 2, 3 — *Hoplites (Hoplites) pseudosulcatus* sp. nov. (Holotypus) IGG no. P—17153 (collection de l'auteur). 2, ventral; 3, latéral (grandeur naturelle). Albien moyen, probablement zone à *Euhoplites loricatus* sous-zone à *Anahoplites intermedius*. NE de la localité de Seimeni.

Fig. 4 — *Anahoplites seimeniensis* Chiriac IGG no. 16955 (collection de l'auteur). 4, latéral (grandeur naturelle). Albien moyen (probablement zone à *Euhoplites loricatus*). NE de la localité de Seimeni.

Fig. 5, 6 — *Anahoplites incissus* Chiriac IGG no. 16957 (collection de l'auteur). 5, latéral; 6, ventral (grandeur naturelle). Albien moyen (probablement zone à *Euhoplites loricatus*). NE de la localité de Seimeni.

Planche VI

Fig. 1, 2, 3, 6, 7 — *Epihoplites bifidus* Chiriac. IGG no. 16960 (collection de l'auteur). 3, frontal; 6, ventral; 7, lateral (grandeur naturelle); 1, 2, même exemplaire agrandi ×2. Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Hysteroceras orbignyi*). NE de la localité de Seimeni.

Fig. 4, 5 — *Hypacanthoplites discoidalis* Chirirac. IGG no. 16944 (collection de l'auteur). 4, ventral; 5, latéral (diminué ×0,52). Aptien supérieur (Clansayésien), zone à *Diadococeras nodosocostatum* + *Acanthohoplites bigoureti*, sous-zone à *Hypacanthoplites jacobi*. Versant gauche de la vallée du Docuzol, ouest de la localité de Cuza Vodă.

Planche VII

Fig. 1, 8 — *Hypacanthoplites discoidalis* Chiriac. IGG no. 16944 (collection de l'auteur). 1, frontal; 8, ventral (diminué ×0,52). Aptien supérieur (Clansayésien) zone à *Diadococeras nodosocostatum* + *Acanthohoplites bigoureti*, sous-zone à *Hypacanthoplites jacobi*. Versant gauche de la vallée du Docuzol, ouest de la localité de Cuza Vodă.

Fig. 2, 3 — *Euhoplites priceiformis* Chiriac. IGG no. 16962 (collection de l'auteur). 2, latéral; 3, ventral (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Dipoloceras cristatum*). NE de la localité de Seimeni.

Fig. 4, 5 — *Euhoplites costacutus* Chiriac. IGG no. 16963 (collection de l'auteur). 4, latéral; 5, ventral (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Dipoloceras cristatum*). NE de la localité de Seimeni.

Fig. 6, 7 — *Anahoplites ramosus* Chiriac. IGG no. 16958 (collection de l'auteur). 6, ventral; 7, latéral (grandeur naturelle). Albien moyen (probablement zone à *Euhoplites loricatus*). NE de la localité de Seimeni.

Planche VIII

Fig. 1, 2, 3 — *Deshayesites flexuosus* Chiriac. IGG no. 16949 (collection de l'auteur). 1, latéral; 2, frontal; 3, ventral (diminué ×0,85). Aptien inférieur (Bédoulien) zone à *Deshayesites deshayesi*. L'exemplaire a été prélevé de l'horizon marno-calcaire de l'Aptien. Versant méridional de l'ancien lac de Ramadan.

Fig. 4, 5, 6 — *Euhoplites elenae* Chiriac. IGG no. 16961 (collection de l'auteur). 4, latéral; 5, ventral; 6, frontal (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Dipoloceras cristatum*). NE de la localité de Seimeni.

Fig. 7, 8 — *Euhoplites excelsus* Chiriac. IGG no. 16964 (collection de l'auteur). 7, latéral; 8, ventral (grandeur naturalle). Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone a *Dipoloceras cristatum*). NE de la localité de Seimeni.

Fig. 9, 10 — *Euhoplites dacicus* Chiriac. IGG no. 16965 (collection de l'auteur). 9, ventral; 10, latéral (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zones à *Dipoloceras cristatum*). NE de la localité de Seimeni.

Fig. 11, 12 — *Discohoplites latocoelonotus* Chiriac. IGG no. 2450 (collection de l'auteur). 11, ventral; 12, latéral (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Exemplaire remanié dans le conglomérat de la base du Cénomanien. Colline d'Amzalia.

Fig. 13, 14 — *Discohoplites subsimplex* Chiriac. IGG no. 16966 (collection de l'auteur). 13, ventral; 14, latéral (grandeur naturelle). Albien (zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Exemplaire remanié dans le conglomérat de la base du Cénomanien. Colline d'Amzalia.

Planche IX

Fig. 1, 2, 3, 4 — *Hypacanthoplites turgidus* Chiriac. IGG no. 834 (collection G. Macovei). 1, ventral; 2, latéral; un autre exemplaire: 3, latéral; 4, frontal (grandeur naturelle). Aptien supérieur (Clansayésien), zone à *Diadococeras nodosocostatum* + *Acanthohoplites bigoureti*, sous-zone à *Hypacanthoplites jacobi*. Versant droit de la vallée du Danube, aux approches de la cité grecque d'Axiopolis.

Institutul Geologic al României

Fig. 5, 6, 7 — *Callihoplites romanicus* sp. nov. Holotypus. IGG no. P—17155 (collection de l'auteur). 5, latéral; 6, frontal; 7, ventral (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*). NE de la localité de Seimeni.

Planche X

Fig. 1, 2, 3 — *Euhoplites magnotuberculatus* sp. nov. Holotypus. IGG no. P—17154 (collection de l'auteur). 1, latéral; 2, ventral; 3, frontal (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Dipoloceras cristatum* ou à *Hysteroceras orbignyi*), remanié à la partie basale du Cénomanien. Colline de Sarapciculac.

Fig. 4, 5 — *Callihoplites medgidiensis* Chiriac. IGG no. 3067 (collection G. Macovei). 4, latéral; 5, ventral (grandeur naturelle). Albien supérieur (zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*). Versant gauche de la vallée de Carasu, secteur situé à l'ouest de la ville de Medgidia.

Fig. 6, 7 — *Callihoplites acutus* sp. nov. Holotypus. IGG no. P—17156 (collection de l'auteur). 6, ventral; 7, latéral (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*). NE de la localité de Seimeni.

Fig. 8, 9 — *Callihoplites inflatus* sp. nov. Holotypus. IGG no. P—17157 (collection de l'auteur). 8, ventral; 9, latéral (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*). NE de la localité de Seimeni.

Fig. 10, 11 — *Callihoplites parvus* sp. nov. Holotypus. IGG no. P—17158 (collection de l'auteur) 10, latéral; 11, ventral (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*). NE de la localité de Seimeni.

Planche XI

Fig. 1, 2 — *Callihoplites angustus* sp. nov. Holotypus. IGG no. P—17159 (collection de l'auteur). 1, latéral; 2, ventral (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*). NE de la localité de Seimeni.

Fig 3, 4, 5 — *Arrhaphoceras coronaeforme* Chiriac. IGG no 16968 (collection de l'auteur). 3, latéral; 4, ventral; 5, frontal (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). NE de la localité de Seimeni.

Fig 6, 7 — *Callihoplites solitarius* sp. nov. Holotypus. IGG no P—17160 (collection de l'auteur). 6, latéral; 7, ventral (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*). NE de la localité de Seimeni.

Fig 8, 9 — *Callihoplites altus* sp. nov. Holotypus. IGG no. P — 17161 (collection de l'auteur). 8, ventral; 9, latéral (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Mortoniceras inflatum*, sous-zone à *Callihoplites auritus*). NE de la localité de Seimeni.

Planche XII

Fig. 1, 2 — *Mortoniceras (Mortoniceras ?) evolutum* Chiriac. IGG no. 16975 (collection de l'auteur). 2, latéral (grandeur naturelle); 1, même exemplaire agrandi × 2, latéral. Albien supérieur (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Exemplaire remanié dans le conglomérat de la base du Cénomanien. Colline d'Amzalia.

Fig. 3, 4, 5, 6 — *Mortoniceras (Durnovarites) sublile* Chiriac. IGG no. 16979 (collection de l'auteur). 3, latéral; 5, ventral; 6, frontal (grandeur naturelle); 4, même exemplaire agrandi × 2, latéral. Albien supérieur (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Exemplaire remanié de l'Albien terminal, prélevé du conglomérat de la base du Cénomanien. Colline d'Amzalia.

Fig. 7, 8 — *Mortoniceras (Cantabrigites) paucicostatum* Chiriac. IGG no. 16980 (collection de l'auteur). 7, ventral; 8, latéral (grandeur naturelle). Albien supérieur (probablement zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Arrhaphoceras substuderi*). NE de la localité de Seimeni.

Fig. 9, 10 — *Stoliczkaia (Stoliczkaia) dobrogensis* Chiriac. IGG no. 16983 (collection de l'auteur). 9, ventral; 10, latéral (grandeur naturelle). Albien terminal (zone à *Stoliczkaia dispar*, sous-zone à *Stoliczkaia dispar*). Exemplaire remanié dans le conglomérat de la base du Cénomanien. Colline de Sarapciculac.

Fig. 11, 12, 13, 14, 15 — *Calycoceras concinnum* Chiriac. IGG no. 16988 (collection de l'auteur). 11, latéral; 12, ventral; 13 frontal (individu juvénile); 14, latéral; 15, ventral (individu adulte) (grandeur naturelle). Conglomérat basal du Cénomanien (zone à *Mantelliceras mantelli*, partie supérieurs de la sous-zone à *Mantelliceras saxbii* et à *Mantelliceras* gr. *dixoni*). Colline de Sarapciculac.

Planche XIII

Fig. 1 — Stratification oblique dans les dépôts détritiques du Bédoulien supérieur dans le versant méridional de l'ancien lac de Ramadan : a, horizon sablo-gréseux; b, horizon conglomératique; c, horizon des calcaires à *Toucasia carinata* Math.

Institutul Geologic al României

Fig. 2 — Exploitation des argiles kaolineuses gargasiennes située entre les localités de Medgidia et de Cuza Vodă. Dans les argiles kaolineuses on observe une intercalation stratiforme d'argiles kaolineuses charbonneuses comportant des débris de plantes (a).

Fig. 3 — Dépôts littoraux avec des apports fluviatils dans le Clansayésien et l'Albien du versant gauche de la vallée de Cuza Vodă (dans les environs de la localité connue sous le même nom) : a, Clansayésien ; b, Albien.

Planche XIV

Fig. 1 — Stratification oblique et entrecroisée dans les dépôts clansayésiens et albiens du versant droit de la vallée du Baciu : a, Barrémien ; b, Gargasien ; c, Clansayésien ; d, Albien.

Fig. 2 — Dépôts tortoniens (horizon de Ciokrak) disposés transgressivement sur ceux albiens dans le versant droit de la vallée du Danube, au nord de la localité de Seimeni : a, Albien ; b, Tortonien ; c, Sarmatien moyen.

Fig. 3 — Dépôts de l'Aptien supérieur, de l'Albien inférieur et du Quaternaire dans les environs de la localité de Ştefan cel Mare : a, Aptien, sous faciès continental ; b, Clansayésien ; c, Albien ; d, Quaternaire (loess).

Planche XV

Fig. 1 — Stratification entrecroisée dans les dépôts cénomaniens du versant occidental du lac de Bugeac (Gîrliţa).

Fig. 2 — Dépôts cénomaniens disposés transgressivement sur ceux albiens dans la colline d'Amzalia : Cr_1 al-Albien ; Cr_2 cm-Cénomanien ; N_1 t-Tortonien ; N_1 sm-Sarmatien moyen ; Qp_1-Quaternaire (Pleistocène).

Fig. 3 — Dépôts barrémiens plissés à la suite des mouvements préautrichiens. Versant gauche de la vallée du Carasu, à Medgidia.

Planche XVI

Fig. 1 — Discordance angulaire entre le Barrémien et l'Aptien due aux mouvements préautrichiens. Versant gauche de la vallée du Carasu, au droit de la localité de Mircea Vodă. Argiles kaolineuses gargasiennes accumulées sur un relief karstique des dépôts calcaires barrémiens : a, Barrémien ; b, Gargasien ; c, Clansayésien ; d, Quaternaire (loess).

Fig. 2 — Discordance angulaire entre l'Albien et le Cénomanien due aux mouvements préautrichiens. Versant gauche de la vallée de Mircea Vodă, dans les environs de la localité connue sous le même nom : A-Albien, B-Cénomanien (a, conglomérat basal ; b, grès calcaire faiblement glauconieux et phosphaté ; c, craie glauconieuse), C-Tortonien (horizon de Ciokrak), D-Sarmatien moyen (a, argile illitique ; b, calcaire lumachellique).

Fig. 3 — Fragment de coquille de *Scaphites meriani tenuis* Chiriac qui a servi de support à *Scaphites* sp. juvénil duquel est collée une dent de sélacien.

Fig. 4 — Coquilles d'*Anahoplites praecox* Spath dont la région ventrale a été dévorée par des mollusques perforants.

Institutul Geologic al României

Contribution to the I.G.C.P. Project "Mid Cretaceous Events"
Project 262: Tethyan Cretaceous Correlation

CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DU BASSIN DE BABADAG (ROUMANIE). BIOSTRATIGRAPHIE INTÉGRÉE (AMMONITES, INOCÉRAMES, FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES) [1]

PAR

LADISLAU SZÁSZ [2], JANA ION [2]

Upper Cretaceous. Cenomanian. Turonian. Coniacian. Ammonoids. Inocerams. Foraminifera. Biostratigraphy. Biostratigraphic zones. Correlation. Stratotype. Parastratotype. Dobrogea — Northern Dobrogea — Babadag Plateau.

Résumé

L'ouvrage enregistre une nouvelle étape dans la connaissance de la stratigraphie et de la biostratigraphie des dépôts crétacés supérieurs du bassin de Babadag et révèle la présence, le long du rivage du lac de Sinoe, des dépôts santoniens supérieurs (formation de Murfatlar) dans un faciès similaire à celui de la Dobrogea méridionale. Dans le bassin de Babadag se développent des dépôts crétacés supérieurs de couverture post-tectonique, principalement calcaires (700 m de puissance), déposés transgressivement au-dessus d'un soubassement (à dépôts protérozoïques, paléozoïques, triasiques, jurassiques) fortement plissés. On y reconnaît deux formations classiques : formation de Iancila appartenant au Cénomanien et éventuellement à l'Albien terminal (Vraconien) et formation de Dolojman revenant au Turonien-Coniacien. Toutes les deux sont formées de quatre sous-formations („member") dont deux respectivement une, récemment séparées, et d'autres amendées du point de vue de leur contenu stratigraphique. La formation de Iancila comporte les sous-formations : de Enisala, de Hamangia, de Babadag et de Goloviţa. La formation de Dolojman contient les sous-formations : de Jidini, de Harada, de Caugagia et de Jurilovca. Les dépôts crétacés supérieurs du bassin de Babadag sont riches en ammonites, inocérames et foraminifères planctoniques. Sur base des études biostratigraphiques combinées on a procédé à des précisions portant sur leur stratigraphie bien détaillées jusqu'au niveau de sous-étage respectivement de zone ou bien de sous-zone biostratigraphique. On a argumenté que chaque sous-formation a des âges très variés d'un secteur à d'autre du fait de la substitution latérale, partielle ou totale entre sous-formations. Les sous-formations se succèdent par ordre présenté rien que dans les secteurs à petite extention, d'habitude en se substituant totalement ou partiellement. Une conséquence de la substitution latérale entre sous-formations est aussi leur mode de distribution très différent, à savoir : quelques sous-formations se développent sur un aréal réduit (sous-formation de Enisala, sous-formation de Hamangia, sous-formation de Caugagia), d'autres apparaissent d'une manière discontinue (sous-formation de Goloviţa) et encore d'autres sont répandues dans tout le bassin de Babadag (sous-formation de Babadag, sous-formation de Jurilovca). Quant aux relations entre les divers termes stratigraphiques on a amené à la conclusion que seuls les secteurs marginaux du bassin se développent à différents niveaux (spécialement en Turonien et Coniacien) des dépôts qui se dépassent ingressivement. Il y a dans le centre du bassin, généralement, une continuité de sédimentation excepté quelques secteurs où (sur basé de la microfaune) manque soit une partie du Turonien soit une partie du Coniacien — les deux situations pas complètement argumentées. Pour la limite Cénomanien/Turonien, respectivement pour la limite entre formation de Iancila/formation de Dolojman, les données micropaléontologiques mises en évidence jusqu'à présent prouvent une continuité de sédimentation accompagnée souvent de condensations stratigraphiques durant le Cénomanien supérieur suivies d'une réactivation de la sédimentation en même temps que le début du Turonien. On a pu réaliser à partir des études biostratigraphiques combinées (ammonites, inocérames, foraminifères planctoniques) une caractérisation biostratigraphique jusqu'au niveau de sous-étage respectivement de sous-biozone de l'intervalle Cénomanien-Coniacien du bassin de Babadag. En ce sens ont été mises en évidence des associations d'ammonites et d'inocérames caractéristiques aux zones de valeur globale ; également on a décélé toutes les zones et les sous-zones de foraminifères planctoniques de large corrélabilité, connues aussi dans l'échelle zonale établie pour les Carpathes Orientales. On a réalisé encore la corrélation plus exacte des échelles biochronologiques établies pour la Roumanie à partir des ammonites, inocérames et foraminifères planctoniques avec l'échelle chronostratigraphique ; on a établi plus exactement le „range" des espèces d'inocérames ou l'âge des associations d'inocérames (par exemple l'association à *I. schloenbachi* respectivement le début de l'espèce) ou bien le „range" des foraminifères planctoniques (par exemple : *R.* gr. *cushmani-turonica* appa-

[1] Reçue le 25 mai 1985, acceptée pour être publiée le 9 mai 1986.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, R 79678, Bucureşti 32.

Institutul Geologic al României

rait dans le Cénomanien supérieur, *P.* gr. *oraviensis* débute au Cénomanien terminal, *D. biconvexa biconvexa* débute dans la base du Turonien inférieur beaucoup avant l'espèce *H. helvetica*, l'espèce *M. pseudolinneiana* apparaît dans le Turonien inférieur, *Rotalipora* s.l. a son extinction dans le Turonien inférieur et *H. helvetica* dans le Coniacien inférieur, les espèces *M. sinuosa*, *M. renzi*-plan convexe, *M. coronata* existent dans les couches turoniennes supérieures et moyennes (pro parte), *M. tarfayensis* marque la base du Coniacien inferieur, *D. asymetrica* apparaît dès la base de la zone *D. concavata* dans le Coniacian inférieur. Il faut souligner que c'est pour la première fois qu'on a relevé, à partir des associations contenant des inocérames et des ammonites indicateurs de chronozone, que l'association *I. schloenbachi*, donc le Turonien supérieur des auteurs allemands, appartient au Coniacien. De même on a pu procéder à une biozonation (ammonites, inocérames, foraminifères planctoniques) de détail du Coniacien inférieur ou moyen. La région de Caugagia-Baia-Ceamurlia de Jos est proposée comme région parastratotype pour le Coniacien inférieur et moyen par suite à des successions continues où se développent des faunes riches en ammonites et inocérames caractéristiques pour l'Europe autant que pour d'autres continents, ainsi qu'en associations de foraminifères planctoniques à espèces-index de large corrélabilité.

Abstract

Upper Cretaceous Deposits in the Babadag Basin (Romania). Integrate Biostratigraphy (Ammonites, Inocerams and Planktonic Foraminifers). The present study is a new stage of stratigraphic and biostratigraphic investigation of the Upper Cretaceous deposits in the Babadag Basin, also pointing out the occurrence, on shore of the Sinoe Lake, of Upper Santonian deposits (Murfatlar Formation) characterized by the same facies as the deposits from Southern Dobrogea. In the Babadag Basin there are Upper Cretaceous post-tectonic cover deposits, mostly of calcareous type (700 m thick), which overlie unconformably the highly folded basement (consisting of Proterozoic, Paleozoic, Triassic and Jurassic deposits). Two formations are known: the Iancila Formation assigned to the Cenomanian and possibly to the Late Albian (Vraconian); the Dolojman Formation Turonian-Coniacian in age. Each formation contains four members, out of which two and respectively one member have been recently distinguished, the others being amended from stratigraphic point of view. The Iancila Formation consists of the following members: Enisala, Hamangia, Babadag and Golovița, while the Dolojman Formation includes Jidini, Harada, Caugagia and Jurilovca members. Considering the abundant ammonites, inocerams and planktonic foraminifers yielded by the Upper Cretaceous deposits in the Babadag Basin, stratigraphic details regarding a certain stage or even a biostratigraphic zone or subzone are presented. The age of each member varies from one area to another due to partial or whole lateral substitution of members. The mentioned sequence of members occurs on very reduced areas, as usually they substitute each other wholly or partly. As a result of the lateral substitution of members, the latter are differently spread: some members (e.g. Enisala, Hamangia and Caugagia) occur on a reduced area, others are discontinuous (e.g. Golovița member) and others are present all over the Babadag Basin (e.g. Babadag, Jurilovca members). With respect to the relationships between different stratigraphic members, it is to note that only in certain marginal areas of the basin there are some stages (Turonian and Coniacian) with deposits surpassed ingressively. In the middle of the basin there is a continuity of sedimentation, except for some areas where (based on microfauna) part of the Turonian or of the Coniacian is missing or is stratigraphically condensed — both instances being incompletely proved. As regards the Cenomanian-Turonian boundary, implicitly the boundary between the Iancila and the Dolojman formations, the available micropaleontologic data account for sedimentation continuity accompanied by stratigraphic condensation during the Upper Cenomanian and followed by the reactivation of sedimentation at the beginning of the Turonian. The combined biostratigraphic studies (ammonites, inocerams, planktonic foraminifers) result in the biostratigraphic characterization, as far as the substage and the sub-biozone respectively, of the Cenomanian-Coniacian interval in the Babadag Basin. Therefore, ammonite and inoceram associations typical of zones of general value are pointed out; all zones and subzones of planktonic foraminifers, highly correlable, also known in the East Carpathians, are mentioned. It is also worth mentioning: a more accurate chronostratigraphic assignment of biochronologic scales determined for Romania based on ammonites, inocerams and planktonic foraminifers; a more precise definition of the range of some inoceram species or of the age of whole inoceram associations (*I. schloenbachi* association and the first appearance of the species) or the range of some planktonic foraminifers (e.g. *R.* gr. *cushmani-turonica* appears in the Upper Cenomanian; *P.* gr. *oraviensis* first appears in the Late Cenomanian; *D. biconvexa biconvexa* at the base of the Lower Turonian, prior to the species *H. helvetica*; the species *M. pseudolinneiana* in the Lower Turonian; *Rotalipora* s.l. disappears in the Lower Turonian; *H. helvetica* disappears in the Lower Coniacian; the species *M. sinuosa*, *M.* „*renzi*"-plane convex, *M. coronata* occur in the Upper Turonian deposits; the appearance of the species *M. tarfayensis* marks the lower boundary of the Lower Coniacian; *D. asymetrica* appears at the base of *D. concavata* Zone in the Lower or (?) Middle Coniacian. It is important the note that according to the association of inocerams and ammonites marking the chronozone, the *I. schloenbachi* association and the Upper Turonian following the German authors are proved to belong to the Coniacian; a detailed biozonation (ammonites, inocerams, planktonic foraminifers) of the Lower and Middle Coniacian is also presented. The Caugagia-Baia-Ceamurlia de Jos area is proposed as parastratotype area of the Lower and Middle Coniacian, by taking into account the continuous sequences abunding in ammonite and inoceram species typical of both Europe and other continents, as well as the planktonic foraminifer associations containing highly correlable index species.

---

1. INTRODUCTION

Suivant la manière de voir de la littérature géologique, le bassin de Babadag représente une large aire dépressionnaire qui durant le Crétacé supérieur a été recouvert par une mer peu

Institutul Geologic al României

profonde, où se sont déposées des formations à prédominance calcaire, d'épaisseurs pas trop grandes (la puissance maximum de toute la succession de dépôts préservés jusqu'aujourd'hui étant estimée de 500 à 700 m). Partant, en discutant la stratigraphie du bassin de Babadag c'est seulement la stratigraphie du Crétacé supérieur de ce bassin qui fera l'objet de notre ouvrage.

A présent, la région d'affleurement des dépôts crétacés se présente géomorphologiquement à titre d'un plateau large, fragmenté par des vallées peu profondes, colmatées par du loess (partie est) ou bien comme une région à collines allongées à pentes douces, pas trop hautes, dépassant rarement 300 m (partie ouest).

Nos recherches (levés géologiques, études biostratigraphiques macro- et micropaléontologiques) ont envisagé pratiquement tout le territoire du bassin, mais il y a encore quelques périmètres pas levés en détail. Ce fait n'a pas d'importance pour nos conclusions sur la litho- et la biostratigraphie de tout le bassin, du fait qu'on a examiné toutes les entités lithologiques séparables cartographiquement et tous les points fossilifères qui ont fourni jusqu'à présent de la macrofaune et de la macroflore. Les études micropaléontologiques ont considéré avec quelques exceptions toutes les sous-formations et les formations. Mentionnons à cette occasion que les études micropaléontologiques et microbiostratigraphiques ont été effectuées par J. Ion, le levé géologique des dépôts, l'étude de la macrofaune et l'élaboration de la biochronologie basée sur la macrofaune par L. Szász.

La stratigraphie d'ensemble de tout le bassin est le résultat de la collaboration fructueuse des auteurs.

Les dépôts du Crétacé supérieur reposent sur un soubassement fortement plissé, comportant des formations cristallophylliennes protérozoïques et paléozoïques, des formations paléozoïques faiblement métamorphosées ou non métamorphosées, des formations sédimentaires triasiques et jurassiques, de divers types de roches éruptives et d'autres ; toutes ces formations appartiennent à plusieurs unités structurales très plissées, délimitées par des plans de charriage à vergences nord-est (Mirăuță, in Patrulius et al., 1974).

Nous n'aurons pas détaillé la géologie du soubassement du bassin de Babadag, ce problème étant la préoccupation des autres géologues. Nous ne ferons qu'une seule observation, les plus récentes formations sédimentaires et éruptives de la constitution du soubassement, d'après les dernières recherches (Grădinaru, 1981, 1984), appartiennent au Jurassique supérieur, sa structure actuelle étant le résultat des mouvements orogéniques durant le Crétacé inférieur. Signalons aussi, que les dépôts du Crétacé supérieur de la région en question se comportent comme une couverture post-tectogénétique, sans être affectée par les lignes de chevauchements qui séparent les diverses unités du soubassement.

Quant à l'évolution des connaissances de la litho- et de la biostratigraphie du Crétacé supérieur du bassin de Babadag ce sujet a été étudié d'une façon circonstanciée par Mirăuță et Mirăuță (1964). Nous n'allons insister que sur les ouvrages qui ont constitué des étapes importantes de la connaissance du Crétacé du bassin de Babadag ainsi que sur ceux parus après 1964.

Un premier essai de séparation des entités lithostratigraphiques du Crétacé du bassin de Babadag revient à Simionescu (1914) qui sépare : un complexe inférieur dénommé „série de Iancila" considéré d'âge cénomanien sur base de l'association de faune à *Hippurites* cf. *saxonicus*, *Belemnites minimus* et *Alectryonia carinata* ; un complexe supérieur attribué sous le nom de „série de Dolojman" au Turonien-Sénonien sur base de l'association à *Pachydiscus* cf. *levyi*, *Sequoia*, *Pinus*, *Inoceramus*. Ces deux entités lithostratigraphiques sont considérées en tant que „formations" dans tous les ouvrages ultérieurs, y compris le présent.

Une contribution importante d'ordre biostratigraphique est celle de Macovei (1906) qui a signalé pour la première fois la présence du Sénonien dans le bassin de Babadag sur base de l'existence de l'espèce *Eupachydiscus* cf. *levyi* Gross., et plus tard (in Macovei, Atanasiu, 1 934) sur d'autres espèces caractéristiques au Sénonien (*Micraster* cf. *cortestudinarium* Goldf., *Inoceramus lamarcki* Park., *Kossmaticeras brandti* (Redt.), *Gaudryiceras mite* Hauer, *Barroisiceras haberfellneri* (Hauer), *Barroisiceras* n. sp., *Scaphites* sp. etc.).

La plus complète note concernant le Crétacé supérieur du bassin de Babadag revient à Mirăuță et Mirăuță (1964). Elle comprend la première carte géologique détaillée de la région, avec la séparation des dépôts appartenant au Cénomanien, Turonien et Sénonien inférieur, chaque étage étant individualisé sur des critères lithostratigraphiques et paléontologiques. Pour la première fois on a étudié les variations de faciès des „formations" identifiées par Simionescu, les différents faciès étant séparés à même la carte. L'inventaire faunistique de chaque étage a été enrichi substantiellement et des données paléontologiques ont avéré l'existence du Turonien (surtout du Turonien inférieur).

Il y a lieu de souligner que nos recherches (travaux de lever y compris) n'ont pas apporté des modifications essentielles portant sur les limites lithologiques envisagées par Mirăuță et Mirăuță (1964), notre contribution à la lithostratigraphie du bassin de Babadag se limitant à quelques détails et compléments.

Institutul Geologic al României

Parmi les contributions plus récentes au sujet du Crétacé du bassin de Babadag il faut citer le rapport de synthèse sur les formations mésozoïques de la Dobrogea du Nord (Patrulius et al., 1974) comportant le premier essai de dénommer les diverses „sous-formations" séparées ou non séparées cartographiquement (de Mirăuță et Mirăuță, 1964) dans le cadre du Crétacé supérieur. Les données consignées dans ce rapport ont fait l'objet de la synthèse litho- et biostratigraphique du bassin de Babadag comprenant une courte caractérisation lithologique et paléontologique de diverses sous-formations („member") et une colonne stratigraphique. Les données de cet ouvrage sont insérées dans une note à caractère plus général (portant sur l'intervalle Albien-Turonien de la Roumanie) (Lupu, 1978) parue dans le volume consacré à la biostratigraphie de la région clé pour le projet IGCP „Mid-Cretaceous Events" (Nice, 1976).

Dans un autre ouvrage relativement récent (Mutihac et al., 1972) on relève l'existence des dépôts appartenant au Crétacé inférieur (Aptien-Albien) sur le flanc nord du bassin de Babadag (à Enisala).

Deux autres ouvrages (Givulescu, Lăcătușu, 1978 ; Givulescu et al., 1980) présentent une importante association de macroflore turonienne inférieure du bassin de Babadag.

Nos ouvrages sur le bassin de Babadag parus la dernière décennie comportent aussi des contributions paléontologiques (Szász, Lăcătușu, 1974 ; Patrulius, Szász, 1976 ; Szász, 1981, 1982 a, 1985), d'autres d'ordre biostratigraphique (Szász et al., 1978 ; Alexandrescu et al., 1978 ; Szász, 1982 b, 1982 c, 1985, 1986 a, b, c ; Szász, Ion, 1984). Une partie des résultats des recherches micropaléontologiques (J. Ion) a été employée pour l'élaboration de la feuille de Babadag (Szász et al., 1981). On y a représenté les principales associations de foraminifères planctoniques et leur niveau stratigraphique. Le présent ouvrage aborde pour la première fois la microbiostratigraphie du Crétacé supérieur du bassin de Babadag. Une autre série de données de levé et biostratigraphiques ont été utilisées à l'élaboration de la feuille de Jurilovca (Szász et al., 1980).

Nous ne mettons pas en discussion la contribution de chaque ouvrage, vu que les résultats y consignés ainsi qu'une série de données inédites (paléontologiques aussi bien que biostratigraphiques) seront synthétisés et englobés dans la présente note. Nous espérons que cet ouvrage reflétera assez fidèlement l'étape actuelle des connaissances sur le bassin de Babadag et il sera utilisé comme texte explicatif pour les cartes géologiques concernant les formations crétacées du bassin de Babadag déjà parues ou bien en train d'être élaborées.

Les données de détail de cet ouvrage dénotent que les dépôts du Crétacé supérieur du bassin de Babadag représentent des successions continues, très riches en macrofossiles par endroits. Bien des ammonites et des inocérames apparaissent sur certains intervalles stratigraphiques et des foraminifères planctoniques sur toute la succession.

Vu ces caractères les dépôts de la région en question présentent un intérêt à part autant pour la stratigraphie du Crétacé supérieur de la Roumanie que pour le reste de l'Europe ou bien des autres continents, tout en offrant des données biostratigraphiques en vue de la caractérisation respectivement de la délimitation des étages et des sous-étages du Crétacé supérieur ainsi que de la limite Turonien/Coniacien.

2. DONNÉES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET ÂGE DES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES SÉPARÉES

A partir des différences lithologiques prégnantes à observer on a séparé dans le Crétacé supérieur du bassin de Babadag deux formations successives dénommées par Simionescu (1914) „série de Iancila" (formation inférieure) et „série de Dolojman" (formation supérieure). Le nom de ces deux séries (dans l'acception moderne, formation) vient du nom de deux promontoires qui avancent beaucoup dans le lac de Razelm : Cap Iancila situé au NE de la localité 6 Martie et Cap Dolojman à l'E de la localité de Jurilovca (aujourd'hui Unirea). La limite lithologique d'entre ces deux formations coïncide pratiquement à la limite d'entre le Cénomanien et le Turonien, donc la formation de Iancila est considérée cénomanienne, alors que la formation de Dolojman contient des dépôts appartenant à l'intervalle Turonien inférieur-Coniacien.

On a séparé dans chaque formation sur base des critères lithologiques, plus ou moins prégnants, plusieurs faciès ou sous-formations d'extension variable et pas toujours facilement séparables cartographiquement. Tout cela est illustré par la figure 1 et les planches I et II. A l'aide de la stratigraphie sont aussi les figures 2–8 et la planche III.

2.1. Formation de Iancila (Simionescu, 1914) — Cénomanien

Cette formation a été définie par Simionescu dans le flanc nord du bassin de Babadag, comprenant les dépôts qui affleurent entre les localités 6 Martie (Caramanchioi), Enisala et N. Bălcescu (Başchioi). Selon Mirăuță et Mirăuță (1964), les dépôts de la formation de Iancila s'étendent

Institutul Geologic al României

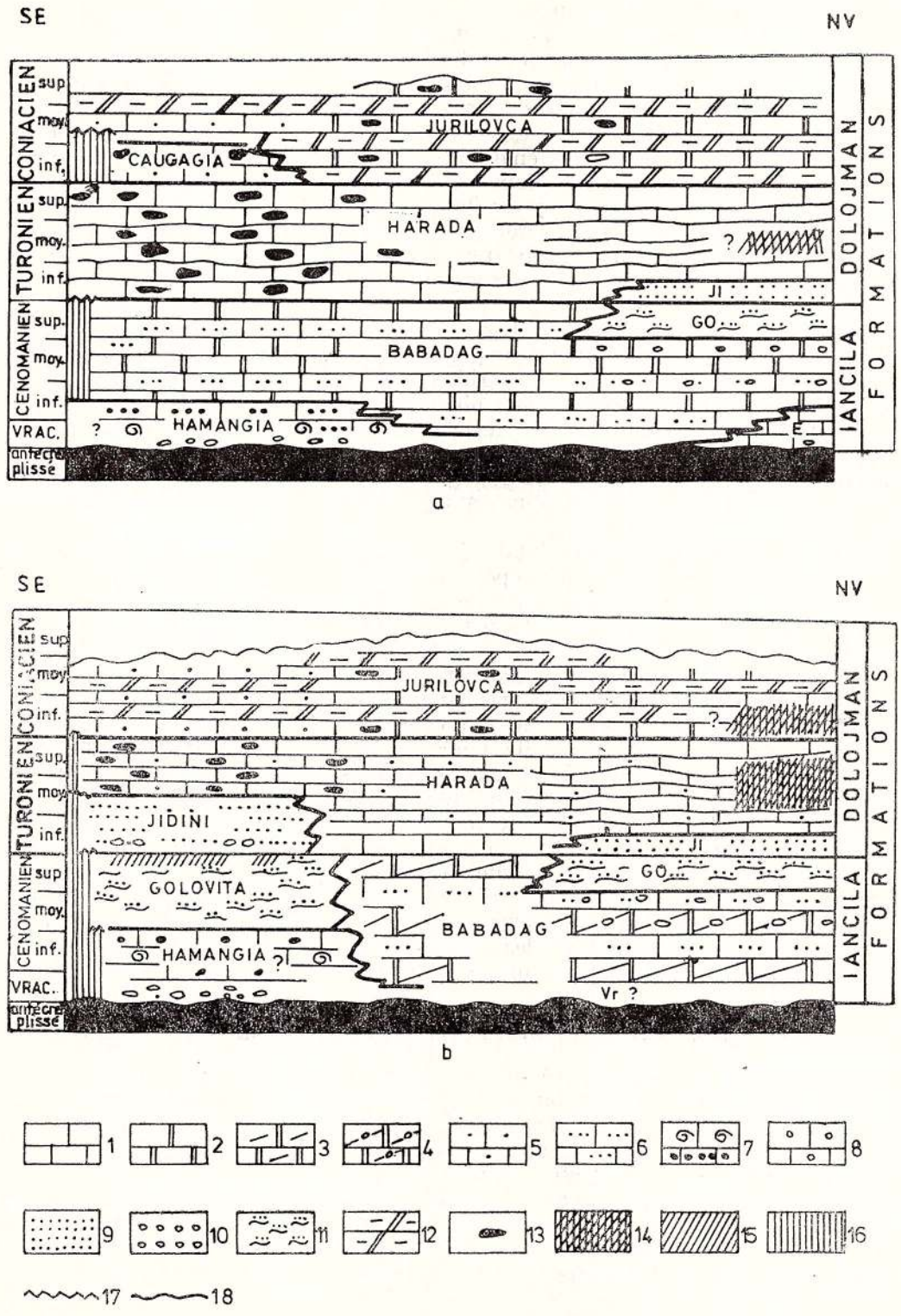


Fig. 1 — Relations entre les sous-formations du Crétacé supérieur du bassin de Babadag.
a) secteur de Baia-Enisala ; b) secteur de la colline de Caraburun-Jurilovca-Cap Dolojman ; 1, calcaires blancs ; 2, calcaires crayeux ; 3, calcaires crayeux, spathiques, crinoïdaux ; 4, calcaires crayeux spathiques, crinoïdaux à galets ; 5, calcaires gréseux ; 6, grès calcaires ; 7, grès calcaires glauconieux et lumachelliques ; 8, conglomérats ; 9, grès calcaires en bancs, rubanés ; 10, graviers non cimentés ; 11, marnes grises sableuses avec des zones plus dures ; 12, marnes calcaires crayeuses ; 13, silicifications ; 14, lacunes ou condensation stratigraphique (?) ; 15, condensation stratigraphique ; 16, lacune stratigraphique ; 17, discordance simple ; 18, discordance angulaire.

Institutul Geologic al României

plus vers l'ouest, elles étant identifiées au sud de la localité de Horia, à Mircea Vodă et au sud de la localité de Cerna. Elles apparaissent aussi aux environs de la localité de Ciucurova, dans un faciès plus fin tout comme dans d'autres parties du bassin de Babadag. En échange, d'après les auteurs cités, les dépôts situés au S de N. Bălcescu, lithologiquement fort semblables à ceux des régions mentionnées plus haut, n'entrent pas dans la constitution de la formation de Iancila, puisqu'ils sont plus jeunes, fait confirmé également par nos recherches (Szász et al., 1981 — feuille de Babadag). Nous y englobons les dépôts appartenant au Cénomanien du flanc sud du synclinorium de Babadag et compris entre les localités de Camena (colline de Ceacmac-Bair) et de Mihai Viteazul. Ils sont en grand approchants lithologiquement de ceux du nord mais en diffèrent par le fait d'être beaucoup plus minces, par leur contenu macrofaunistique à part et parce qu'ils occupent des intervalles stratigraphiques plus larges ou plus restreints que les dépôts à lithologie quasi ressemblante du nord de la région. Du fait de ces raisons nous allons décrire certains d'entre eux en tant que sous-formations.

La formation de Iancila tient une épaisseur jusqu'à 200 m, comporte des dépôts détritiques plus ou moins calcaires, assez variés, allant des graviers faiblement cimentés, conglomérats calcaires, lumachelles, grès calcaires, calcaires gréseux spathiques, marnes sableuses friables jusqu'aux calcaires. En raison de quelques caractères lithologiques plus constants peuvent être séparées plusieurs sous-formations : sous-formation de Enisala, sous-formation de Hamangia, sous-formation de Babadag et sous-formation de Goloviţa.

Vu la constitution de la formation de Iancila, telle qu'elle est acceptée dans cet ouvrage, on peut affirmer qu'elle représente tout le Cénomanien, et possible une partie de l'Albien terminal (Vraconien) existe dans sa partie basale.

Des arguments (micropaléontologiques) à l'appui de l'existence du Cénomanien terminal ont été décelés (figs. 2, 3) surtout dans les dépôts de la sous-formation de Goloviţa de constitution lithologique plus marneuse, tandis que dans les dépôts gréso-calcaires de la sous-formation de Babadag ils sont signalés rien que dans la partie méridionale du bassin de Babadag (au N de Baia). De même les dépôts marno-sableux de la sous-formation de Goloviţa affleurent d'une manière discontinue. La question est si cette façon d'affleurement est due seulement à son passage latéral dans la sous-formation de Babadag ou bien une partie des dépôts respectifs ont été érodés avant la sédimentation de la formation de Dolojman. Par conséquent, cette dernière formation se dispose transgressivement sur la formation de Iancila. Pour une limite de transgression entre la Cénomanien et le Turonien, respectivement entre les deux formations, plaide l'observation faite par Mirăuţă et Mirăuţă (1964), à savoir que les dépôts de la formation de Dolojman dépassent ceux de la formation de Iancila reposant directement sur le soubassement précrétacé. Les données micropaléontologiques (il est vrai qu'elles sont bien sporadiques) semblent infirmer l'existence d'un hiatus général à la limite Cénomanien/Turonien ; seules une condensation stratigraphique au niveau du Cénomanien terminal et une réactivation de la subsidence au début du Turonien peuvent être acceptées (accompagnée éventuellement de faibles mouvements de basculement), ce qui expliquerait les ingressions marginales existentes. En tout cas, nous considérons que la situation n'est pas définitivement élucidée et que de nouvelles études de détail donc micropaléontologiques s'imposent.

2.1.1. *Sous-formation de Enisala (Patrulius et al., 1974) — Albien ?-Cénomanien inférieur*

Cette sous-formation décrite à titre de formation par Patrulius et al. (1974) est représentée par quelques mètres de calcaires massifs ou bréchiques gris blancs ou de teinte rose, riches en brachiopodes, pectinides, algues brunes etc. La définition initiale se rapporte aux dépôts qui apparaissent sur une aire très restreinte tout près des ruines de la cité de Heraclea (Enisala), dépôts situés d'une manière discordante sur les calcaires triasiques.

Nos recherches ont montré que dans le secteur en question le passage des calcaires à brachiopodes de la sous-formation de Enisala aux calcaires crinoïdaux légèrement gréseux de la sous-formation de Babadag, les calcaires représentant le faciès typique du Cénomanien de la région, se réalise tout à fait graduellement sans aucune discordance entre ces deux termes. On a aussi constaté que dans d'autres secteurs (colline de Sultan-Tepe, Babadag) le cycle néocrétacé débute avec un niveau de calcaires organogènes voisins de ceux de Enisala (ayant une puissance de 1,5—2 m seulement) surmontant d'une manière discordante le soubassement précrétacé (ie grès de Alba — Trias supérieur) et passent peu à peu aux calcarénites crinoïdales cénomaniennes ie la sous-formation de Babadag. Compte tenu de ces situations nous considérons que la soi-disante dormation" de Enisala ne représente qu'une sous-formation dans le cadre de la formation de I,,fcila à développement aréal pointiforme.

Données paléontologiiques et âge. Les dépôts de la sous-formation de Enisala ont été estimés (Mutihac et al., 1972) d'âge aptien-albien inférieur, vu une association de brachiopodes rencontiée à Enisala (déterminés génériquement seulement), de bivalves et d'algues. Ultérieurement (Patrulius

Institutul Geologic al României

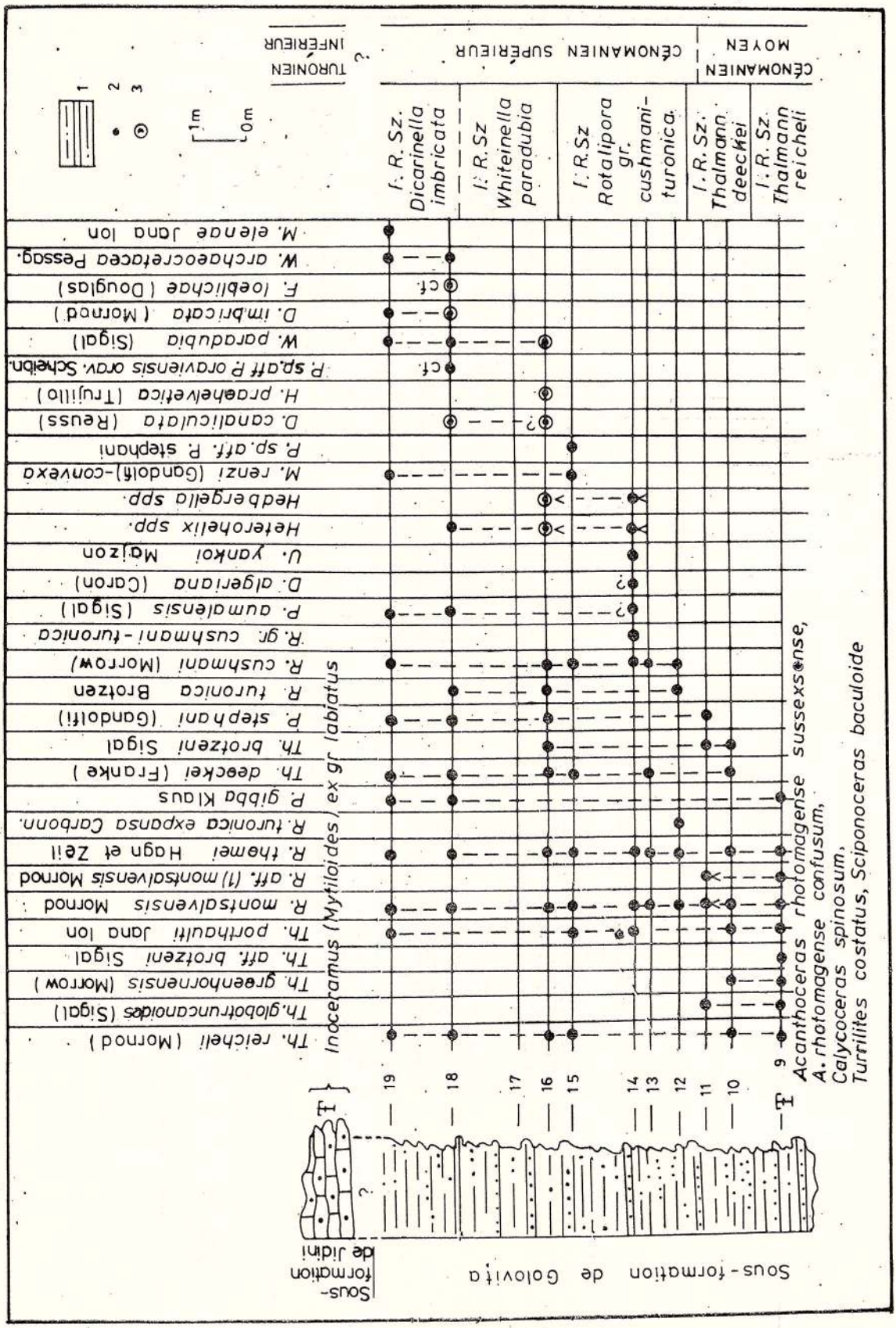


Fig. 2 — Cénomanien de la colline de Caraburun (coupe Z).
1, marno-argiles plus ou moins sableuses à niveaux plus durs ; 2, microfaune détachée ; 3, microfaune en lames minces.

Institutul Geologic al României

Fig. 3 — Cénomanien supérieur-base du Turonien inférieur (coupe Z), colline de CarabURun.

Institutul Geologic al României

et al., 1974) on a fait connaître que dans cette association n'existe aucune fossile caractéristique à l'intervalle aptien-albien inférieur et que la plupart des espèces citées ont été rencontrées dans des formations d'âge vraconien-cénomanien des Carpathes Orientales. De ce fait on peut conclure que les dépôts en question ne sont plus anciens que l'Albien terminal (Vraconien).

Nous sommes d'avis que les dépôts de la sous-formation de Enisala sont d'âge cénomanien inférieur (pro parte) et éventuellement vraconien, en raison de la faune mentionnée et parce qu'ils supportent d'une manière concordante les dépôts de la sous-formation de Babadag d'âge cénomanien. Ces derniers dépôts comportent en base, même dans la coupe de Enisala et à Babadag (pl. II), une espèce cénomanienne inférieur-moyenne, *Neohibolites ultimus*. L'âge aptien-albien n'est soutenu ni paléontologiquement ni par des arguments paléogéographiques et régionaux, attendu que dans la Dobrogea du Nord il n'y a pas des dépôts comparables et que ceux aptiens et albiens inférieurs de la Dobrogea du Sud (région la plus proche contenant de tels dépôts) se développent en faciès nettement différent.

2.1.2. *Sous-formation de Babadag (Patrulius et al., 1974) — Cénomanien inférieur pro parte-Cénomanien supérieur, Cénomanien inférieur pro parte-Cénomanien moyen (tout ou pro parte)*

Elle représente la plus grande partie de la formation de Iancila, d'une puissance de presque 200 m, en occupant ainsi tout l'espace entre le soubassement précrétacé et la formation de Dolojman. Dans quelques situations les dépôts de la sous-formation de Babadag reposent d'une manière concordante sur ceux de la sous-formation de Enisala (Enisala, Babadag) ou bien sur ceux de la sous-formation de Hamangia (entre Camena et Baia) ; la sous-formation de Babadag supporte dans quelques régions les dépôts de la sous-formation de Goloviţa ou bien en passant latéralement à cette dernière.

La sous-formation de Babadag est constituée avec prédominance de grès calcaires et de calcaires gréseux spathiques crinoïdaux de stratification d'habitude entrecroisée, où latéralement se développent des lentilles même des paquets plus épais de conglomérats calcaires ou bien des calcaires, à galets, riches en détritus organique (bivalves, algues, brachiopodes, plaques et radioles d'échinides, fragments de crinoïdes et d'autres). Des séquences conglomératiques apparaissent surtout au nord du Cap Iancila (colline de Taşburun, colline de Enisala), là où les conglomérats ou les calcaires à galets (de dizaines de mètres d'épaisseur) sont localisés spécialement dans les parties médiane et supérieure de la sous-formation. Les conglomérats de l'ouest du bassin (secteur de Horia-Mircea Vodă) sont moins fréquents (des conglomérats lumachelliques apparaissent quand même dans l'endroit nommé „à Cotul Cernei") et des grès calcaires sont parfois fortement glauconieux et riches en moulages de bivalves et en brachiopodes (Mircea Vodă).

Un faciès plus particulier de la sous-formation de Babadag se développe à l'ouest de Ciucurova et au nord de Atmagea, représenté par des marnes siltiques et des calcaires siltiques à biotourbations, généralement massifs ou séparés en des bancs pluridécimétriques de couleur gris-blanchâtre ou bleuâtre. De tels dépôts apparaissent ailleurs dans la sous-formation de Babadag comme des intercalations sporadiques seulement.

Données paléontologiques et âge. A partir de l'ensemble de données paléontologiques et micropaléontologiques portant sur la sous-formation de Babadag et en corroboration aussi avec l'âge des dépôts du lit et du toit (pl. II) on peut avancer l'idée que cette sous-formation du secteur de Baia-Caugagia est d'âge cénomanien inférieur pro parte-cénomanien supérieur. Dans le reste du bassin de Babadag, au moins dans le secteur de Babadag-Enisala-Cap Dolojman d'où on a pris des données biostratigraphiques, elle est cénomanienne inférieure pro parte-cénomanienne moyenne et dans le secteur de Ciucurova-General Praporgescu-Ho riaelle est cénomanienne inférieure pro parte-cénomanienne moyenne pro parte ; dans le Cénomanien supérieur la sous-formation de Babadag est remplacée par la sous formation de Goloviţa.

Dans le secteur de Baia-Caugagia l'âge cénomanien inférieur pro parte-cénomanien supérieur de la sous-formation de Babadag est argumenté par :

— exemplaires de *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) et association de foraminifères planctoniques à *Thalmanninella appenninica* (Renz.), *Th. brotzeni* Sigal et *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi) (remanié ?) rencontrés (profil U) dans la colline de Chisirlic-nord de Baia dans les premiers niveaux de la sous-formation (à presque 5 m d'épaisseur stratigraphique au-dessus de la limite avec la sous-formation de Hamangia). La faune corroborée avec la microfaune indique le Cénomanien inférieur seulement pro parte, étant donné que la sous-formation de Hamangia du lit elle-aussi appartient au Cénomanien inférieur ;

— association à *Dicarinella imbricata* (Mornod), *D. canaliculata* (Reuss), *Whiteinella paradubia* (Sigal), *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo), *Praeglobotruncana gibba* Klaus contenu dans les niveaux supérieurs (toujours colline de Chisirlic-nord de Baia). Elle appartient à la sous-zone

Institutul Geologic al României

Dicarinella imbricata (cf. def. Salaj et Samuel, 1966), sous-zone surmontant la limite Cénomanien/Turonien. Dans cette région-ci (à Caugagia) la sus-dite association persiste également dans la base de la sous-formation de Harada du toit, respectivement dans la base des couches à *Inoceramus (M.)* ex gr. *labiatus* d'âge turonien inférieur. Par conséquent il s'y agit de la présence de l'association de la partie inférieure de la zone *D. imbricata* respectivement de la partie terminale du Cénomanien supérieur.

Bien des arguments en faveur de l'âge cénomanien inférieur pro parte-cénomanien moyen sont fournis par la sous-formation de Babadag du secteur de Babadag-Enisala. Il faut souligner que la plupart des espèces de macrofaunes connues dans la sous-formation de Babadag et ayant une importance stratigraphique (citées dans des ouvrages antérieurs et signalées par l'un des auteurs) proviennent de ce secteur. Parmi celles-ci notons : *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) fréquemment rencontré tout près de la localité de Babadag, dans la colline de la cité de Enisala, à Mircea Vodă et d'autres endroits ; *Inoceramus crippsi* Mantell cité dans la vallée Jidinilor, Babadag (colline de Molfa), fontaine du village General Praporgescu et d'autres ; *I. virgatus* cité à Babadag (Mirăuță et Mirăuță, mais suivant l'opinion des auteurs dans la base de la formation de Dolojman). Mentionnons encore d'autres espèces comme *Lopha carinata* Lam., *Oxyrhina angustidens* Reuss, *Epiaster* sp., *Holaster* sp. ainsi que des brachiopodes (fréquents dans les grès calcaires du Cap Iancila) qui nous n'offrent pas des données biostratigraphiques précises.

Donc dans le secteur de Babadag-Cap Dolojman l'âge cénomanien inférieur pro parte-cénomanien moyen de la sous-formation de Babadag est argumenté par :

— Dans la région de Babadag-Enisala, indifèrement du substratum sur lequel reposent la sous-formation de Babadag (calcaires de la sous-formation de Enisala, dans la colline de Heraclea ou dans la carrière de Sultan-Tepe, grès d'Alba du Trias supérieur entre Babadag et la localité de Enisala, diabases dans la localité de Enisala même) les spécimens de *Neohibolites ultimus* apparaissent dans la base de cette sous-formation. *I. crippsi* Mant. apparaît à quelques mètres au-dessus de la base. Ces espèces caractérisent le Cénomanien inférieur et moyen, étant d'une grande fréquence dans le Cénomanien inférieur de la Dobrogea du Nord (Avram et al., 1988).

— Entre Babadag et le Cap Dolojman la sous-formation de Babadag supporte les dépôts de la sous-formation de Goloviţa, étudiés micropaléontologiquement. Ils contiennent dans leur base une association de foraminifères appartenant à la zone *Rotalipora* gr. *cushmani-turonica*, cf. def. Malapris et Rat (1961) attestant le Cénomanien supérieur.

En ce qui concerne l'âge de la sous-formation de Babadag du secteur de Ciucurova-General Praporgescu-Horia, développée dans un faciès plus particulier constitué de marnes et de marno-calcaires siltiques à biotourbations, il importe de noter les données suivantes qui argumentent l'âge cénomanien inférieur pro parte-partie inférieure du Cénomanien moyen :

— On connaît que dans ce secteur la sous-formation de Babadag surmonte d'une manière discordante le soubassement précrétacé et supporte la sous-formation de Goloviţa qui comporte en base l'association de la sous-zone *Th. reicheli* (partie inférieure du Cénomanien moyen), suivie par une association d'ammonites (*Schloenbachia* spp., *Turrilites* spp., *Euomphaloceras* etc.) appartenant probablement à la zone *Acanthoceras juksbrownei* et/ou l'association de foraminifères planctoniques appartenant à la sous-zone *Th. deeckei* (indiquant la partie supérieure du Cénomanien moyen).

— La sous-formation de Babadag de ce secteur contient dans sa partie inférieure des exemplaires de *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) (à Mircea Vodă), *Inoceramus crippsi* Mantell. (près de la fontaine du village General Praporgescu) ainsi que des associations de foraminifères indiquant comme âge la partie supérieure du Cénomanien inférieur. De cette manière les premiers niveaux de la sous-formation de Babadag, qui viennent en contact avec la formation de Carapelit, contiennent (dans la vallée de Giubelei-General Praporgescu — profil C) l'association à *R. montsalvensis* (Mornod) (abondance d'exemplaires), *Thalmanninella* sp., *Hedbergella* div., *H. planispira* ; les niveaux situés plus en amont de la limite inférieure (à 5 m de puissance stratigraphique, à Ciucurova — prolil D) comportent l'association à *Th.* cf. *porthaulti* Jana Ion, *Th. micheli* (Sacal et Debourle), *Th. appenninica* (Renz) (sud de Horia — profil B, Ciucurova), *Th. greenhornensis* (Morrow), *Th. brotzeni* Sigal, *R. montsalvensis* (Mornod), *Ammobaculites aglutinans problematicus* Neagu (à Ciucurova). La partie inférieure de la sous-formation de Babadag contient encore des exemplaires de *Spiroplectammina*, *Trochamminoides*, *Trochammina*, *Textularia*, *Dorothia*, *Gaudryina*, *Anomalina*, *Lenticulina*, *Gyroidina*, *Nodosaria*, spicules de spongiaires et en quelques endroits des pithonelles (sud de Horia), fragments de mélobésiées, bryozoaires, coraux, échinides, lamellibranches.

— La partie supérieure de la sous-formation de Babadag contient l'association de foraminifères planctoniques de la sous-zone *Th. reicheli* qui indique la partie inférieure du Cénomanien moyen. Cette association se continue dans la partie basale de la sous-formation de Goloviţa surjacente. L'association est formée de : *Th. reicheli* (Mornod), *Th. greenhornensis* (Morrow), *Th. appenninica* (Renz), *Th. baternaensis* (Renz), *R. montsalvensis* (Mornod), *Praeglobotruncana gibba* Klaus

Institutul Geologic al României

(à Ciucurova et dans la vallée Giubelei, General Praporgescu), *Th. micheli* (Sacal et Debourle), *Th. marchigiana* (Borsetti) (dans la vallée Giubelei). Il y a encore *Dorothia*, *Textularia*, *Spiroplectammina*, *Anomalina*, *Gaudryina*, *Trochammina*, *Thalmanammina*, spicules de spongiaires, pithonelles.

2.1.3. *Sous-formation de Hamangia (définie dans le présent ouvrage) — Cénomanien inférieur, Cénomanien inférieur pro parte*

Lithologiquement cette sous-formation présente quelques affinités avec la sous-fomation de Babadag, s'en différenciant par l'existence des séquences basales formées des graviers polymictiques non cimentés, par le caractère lumachellique très prégnant de toute la sous-formation, par la richesse constante en glauconie et par des puissances beaucoup plus petites (maximum 50 m) et par un intervalle stratigraphique réduit (seul le Cénomanien inférieur). Les dépôts de la sous-formation de Hamangia se développent dans le secteur compris entre la colline de Ceacmac-Bair et la localité de Mihai Viteazul (tertre de Hamangia, Cartal etc.) constituant ainsi le premier terme du Crétacé supérieur. Ils reposent transgressivement sur un soubassement varié formé de : formation de „Carapelit", calcaires gris triasiques, rhyolites de type de Camena et schistes verts. La variété du soubassement est traduite par les galets remaniés en conglomérats calcaires ou calcaires lumachelliques et par la composition des graviers non cimentés représentant dans quelques endroits (tertre de Hamangia, colline de Chisirlic) le premier terme de la sous-formation de Hamangia. Les meilleures coupes de la sous-formation se développent entre la colline de Chisirlic et la colline Ienicerilor où peuvent être facilement poursuivies les relations avec le soubassement précrétacé autant qu'avec les dépôts de la sous-formation de Babadag surjacents. Ces relations sont aussi observables vers le N, entre Movila Goală et la colline de Bal-Bair. Dans le secteur situé au SE de Baia les dépôts de la sous-formation de Hamangia constituent probablement le substratum de la sous-formation de Goloviţa sans être remarquées des relations directes entre eux.

Données paléontologiques et âge. Les dépôts de la sous-formation de Hamangia sont riches en restes organiques (bivalves, gastéropodes, serpulides, algues rouges et d'autres). Macovei y cite (in Macovei, Atanasiu, 1934) *Exogyra columba* Lam., *Janira aequicostata* Lam. etc. et Mirăuţă et Mirăuţă (1964) ont identifié *Exogyra haliotidea* Sow., *E. digitata* Sow., *Serpula socialis* Goldf., *S.* cf. *gordialis* Schloth., *Neohibolites* sp. Toute cette faune est pourtant insignifiante au point de vue chronostratigraphique (excepté peut-être *Exogyra digitata*, citée jusqu'à présent seulement pour le Cénomanien). Pour établir l'âge de la sous-formation de Hamangia nous avons tenu compte du fait que là où elle affleure elle surmonte directement le soubassement précrétacé et supporte les dépôts de la sous-formation de Babadag (ces dépôts y débutent certainement par le Cénomanien inférieur) ou peut-être ceux de la sous-formation de Goloviţa dont les premières couches à jour appartiennent au Cénomanien moyen basal (pl. II). Quoiqu'on n'observe nulle part, au sud ou bien au sud-est de Baia, des relations directes entre la sous-formation de Hamangia et celle de Goloviţa il s'ensuit que la première représente le substratum normal de la dernière. La conclusion qui en découle est qu'au N de Baia (là où les dépôts de la sous-formation de Hamangia supportent normalement ceux de la sous-formation de Babadag à association de la sous-zone *Th. brotzeni-Th. globotruncanoides)* la sous-formation de Hamangia représente seulement une partie du Cénomanien inférieur (même en supposant que rien ne lui manque de la base) alors qu'au SE de Baia la sous-formation respective peut atteindre tout au plus la partie terminale du Cénomanien inférieur. Notons qu'ici la sous-formation de Goloviţa surjacente débute par la base du Cénomanien moyen (zone à *A. rhotomagense*, respectivement la sous-zone *Th. reicheli*).

2.1.4. *Sous-formation de Goloviţa (définie dans le présent ouvrage) — Cénomanien moyen-Cénomanien supérieur, Cénomanien supérieur*

Mentionnons dès le début qu'une partie des dépôts appartenant à la sous-formation de Goloviţa a été séparée cartographiquement par Mirăuţă et Mirăuţă (1964) et dénommée plus tard (Patrulius et al., 1974) sous-formation de Visterna. Cette dénomination n'est pas trop inspirée, c'est ce que nous en jugeons, puisque les dépôts respectifs des environs de Visterna sont en grande partie masqués par du loess ou des dépôts coluviaux. Si quand même ils apparaissent à jour (toujours dans le secteur de Babadag-Cap Dolojman) ils ne contiennent pas de macrofaune et les séquences qui affleurent ne représentent que le Cénomanien supérieur.

La séquence-type de cette sous-formation est bien représentée, selon notre opinion, dans le rivage méridional du lac de Goloviţa, à la base de la colline de Caraburun (figs. 2, 3). C'est là que la sous-formation est ouverte sur 400 m environ et sans dépasser 10 m de puissance. La limite supérieure y est donnée par le contact avec les couches turoniennes inférieures de la sous-formation de Jidini (de la formation de Dolojman). La base de la sous-formation et ses relations avec le substratum sont cachées, et comme nous l'avons signalé plus haut il paraît logique de considérer que les dépôts de cette sous-formation reposent normalement sur ceux de la sous-formation de Hamangia parce qu'ils sont les plus proches dépôts surmontant directement les schistes verts.

Institutul Geologic al României

Dans d'autres secteurs du bassin de Babadag les dépôts de la sous-formation de Goloviţa affleurent à Ciucurova, au N de Atmagea (vallée de Giubelei et ses affluents de droite), près du village de General Praporgescu (Iaila) aussi bien que dans les secteurs entre Babadag et Cap Dolojman.

Au-delà du rivage du lac de Goloviţa (où le substratum n'apparaît pas) les dépôts de la sous-formation de Goloviţa reposent d'une manière concordante sur divers faciès de la sous-formation de Babadag. Ils sont parfois remplacés partiellement ou totalement par les dépôts plus grossiers de la sous-formation de Babadag.

Quant à la limite supérieure, elle est marquée par le contraste lithologique entre la sous-formation de Goloviţa et les premières couches turoniennes inférieures de la formation de Dolojman, contrast prégnant et accentué dans certains secteurs d'existence à la base d'une couche de conglomérat ou de microconglomérat de presque 30 cm de puissance, visible même dans le rivage du lac de Goloviţa (sur une longueur de 50 à 60 m). Ce fait suggère que la formation de Dolojman est légèrement ingressive sur les couches de la sous-formation de Goloviţa. Il faut quand même remarquer qu'au moins la microfaune de la région susmentionnée indique pour les niveaux terminaux de la sous-formation de Goloviţa (appartenant à la partie terminale du Cénomanien) des condensations stratigraphiques évidentes sans dénoter une lacune à la limite avec la formation de Dolojman. Nous illustrons cela par les situations suivantes (il s'agit toujours du rivage du lac de Goloviţa) : là où la base de la formation de Dolojman ne comportent pas la couche de conglomérat, dans la partie terminale de la sous-formation de Goloviţa reviennent à la sous-zone *W. paradubia* des dépôts de 2 m de puissance et à la sous-zone *D. imbricata* de 1 m d'épaisseur ; là où ce banc de conglomérat existe, les deux biozones sont cantonnées dans un paquet de dépôts de presque 30 cm d'épaisseur seulement. Il est aussi à remarquer que dans la matrice gréso-calcaire du conglomérat de la base de la formation de Dolojman autant que dans les premières couches de dessus à *I.* ex gr. *labiatus* ont été identifiés des foraminifères planctoniques appartenant à la sous-zone *D. imbricata* ; de surcroît dans les premiers niveaux à *I.* ex. gr. *labiatus* apparaît *D. biconxeva biconvexa* aussi, ce qui indiquerait d'après nous la partie supérieure de la sous-zone *D. imbricata*. Partant, la sédimentation semble continue sans être un hiatus à la limite Cénomanien/Turonien, une condensation stratigraphique se manifestant seulement pendant le Cénomanien terminal du fait de la stagnation de la subsidence du bassin ou bien de très faibles mouvements positifs ; cette condensation est suivie au cours du début du Turonien par une réactivation de la subsidence du bassin et par l'érosion des régions limitrophes, réactivation reflétée par le taux plus élevé de la sédimentation et par la nature plus grossière des sédiments. L'effet de ces mouvements oscilateurs (qui se sont également produits maintes fois au cours du Crétacé supérieur) se matérialise en d'autres régions du bassin de Babadag par des ingressions marginales de divers niveaux du Turonien.

Lithologiquement, la sous-formation de Goloviţa est constituée de marnes grises plus ou moins sableuses, généralement friables, à fréquentes biotourbations et niveaux stratiformes fortement cimentés en logeant d'habitude la macrofaune. Avec cette constitution la sous-formation tient une puissance de 10 à 60 m.

Données paléontologiques et âge. La sous-formation de Goloviţa est d'âge cénomanien moyen (tout ou pro parte) et supérieur dans quelques secteurs et cénomanien supérieur dans le secteur de Babadag-Cap Dolojman. Cette sous-formation est partiellement (Babadag-Cap Dolojman) ou bien complètement substituée par la sous-formation de Babadag (tout comme au N de Baia et éventuellement entre Babadag et Slava Cercheză) (fig. 1, pl. II).

Les âges cénomaniens moyen et supérieur sont argumentés par les associations de macro- et microfaune. Les associations de macrofaune sont connues rien que dans le rivage du lac de Goloviţa (colline de Caraburun) (figs. 2, 3) et à Ciucurova. La macrofaune de ces régions est cantonnée dans la partie inférieure de la sous-formation de Goloviţa, d'habitude dans les niveaux marneux plus durs. Les associations ont des âges différents pour ces deux régions. Celle du rivage du lac de Goloviţa appartient à la zone *Acanthoceras rhotomagense*, cf. def. Amédro et al. (1979) et comporte (Szász, 1982 a) : *Phylloceras* sp., *Tetragonites* sp., *Scaphites obliquus* Sowerby, *S. dailyi* Wright, *Turrilites costatus* Lam., *Mesogaudryceras leptonema* (Sharpe), *Anagaudryceras vertebratum* (Kossmat), *Puzosia* spp., *Sciponoceras baculoide* (Mant.), *Schloenbachia* sp. aff. *coupei* (Brohgn.), *Calycoceras spinosum* (Kossm.), *Acanthoceras rhotomagense sussexiense* (Mantell), *A. rhotomagense confusum* (Guer.), *A.* ex gr. *rhotomagense* (Brongn.), *Protacanthoceras* sp., *Inoceramus* ex gr. *tenuis* Mant., *I.* aff. *conicus* Guéranger, *I.* aff. *crippsi* Mant., *Holaster* sp. (bien des espèces caractéristiques de l'association sont figurées sur la planche IV).

Tout près de la localité de Ciucurova l'association de macrofaune est plus pauvre et fragmentée, dépourvue des spécimens du genre *Acanthoceras* mais présentant ceux du genre *Euomphaloceras*. Bien représentés sont les genres *Schloenbachia* et *Turrilites*. On peut y citer : *Puzosia* spp., *Mesogaudryceras leptonema* (Sharpe), *Euomphaloceras* ex gr. *cunningtoni-inerme*, *Schloenbachia* ex gr. *coupei*,

Institutul Geologic al României

Turrilites aff. *acutus*, *T.* aff. *scheuchzerianus*, *Holaster* sp., *Inoceramus* spp. etc. Par ses genres l'association appartient certainement au Cénomanien moyen. Nous supposons qu'il s'agit de la partie supérieure de ce sous-étage, c'est-à-dire de la zone *Acanthoceras jukesbrownei* — cf. def. Juignet et Kennedy (1976), sans avoir quand même des arguments sûrs pour cette zone. Notre supposition s'appuie sur le fait que dans ce secteur font défaut les éléments caractéristiques de la zone à *A. rhotomagense* (*A. rhotomagense*, *Sciponoceras baculoide* etc.) très fréquents dans le rivage du lac de Goloviţa.

Pour ce qui est de la microfaune, elle apparaît dans toute la succession de la sous-formation de Goloviţa autant dans les deux secteurs susmentionnés que dans d'autres régions (nous en reparlerons). Par conséquent on peut conclure que pour toute la succession de la sous-formation on connaît des associations de foraminifères planctoniques qui nous ont permis de reconnaître toutes les biozones de ce type caractérisant l'intervalle Cénomanien moyen-supérieur ; les foraminifères benthiques y sont plus rares.

Dans le rivage méridional du lac de Goloviţa la sous-formation de Goloviţa est d'âge cénomanien moyen-cénomanien supérieur :

— Sur les trois premiers mètres des dépôts affleurant (fig. 2) dans le rivage méridional du lac de Goloviţa (toute la macrofaune y est cantonnée — zone *A. rhotomagense*) a été identifiée l'association de foraminifères planctoniques appartenant à la sous-zone *Thalmanninella reicheli* cf. def. Ion 1977 (1979) à : *Th. reicheli* (Mornod), *Th. globotruncanoides* (Sigal), *Th. greenhornensis* (Morrow), *Th.* aff. *brotzeni* Sigal, *Th. porthaulti* J. Ion, *Rotalipora montsalvensis* (Mornod) abondant, *R.* aff. (1) *montsalvensis* (fide Ion, 1983) abondant, *R. thomei* (Hagn et Zeil), *Praeglobotruncana gibba* Klaus.

La succession suivante (5 à 7 m de puissance) qui s'étend jusqu'à la limite avec la sous-formation de Jidini est dépourvue de macrofaune. Elle contient les associations de microfaune (figs. 2, 3) :

— association de la sous-zone *Thalmanninella deeckei*, cf. def. Ion, 1977 (1979) comprenant les espèces citées pour la zone surjacente ainsi que *Th. deeckei* (Franke) ;

— deux associations appartenant à la zone *Rotalipora* gr. *cushmani-turonica*, cf. def. Malapris et Rat, 1961 : une première association à *Rotalipora turonica* Brotzen, *R. cushmani* (Morrow), *R.* gr. *cushmani-turonica* (fide Ion, 1983), *R. montsalvensis* (Mornod), *R. thomei* (Hagn et Zeil), *R. turonica expansa* Carbonnier, *Thalmanninella deeckei* (Franke), *Th. brotzeni* Sigal., *Th. porthaulti* Jana Ion, *Th. oresti* (Jana Ion), *Th. greenhornensis* (Morrow), *Th.* aff. *brotzeni* (fide Ion, 1983), *Th. balernaensis* (Gandolfi), *Praeglobotruncana stephani* (Gand.), *P. gibba* Klaus ; une deuxième association, supérieure, contenant en plus *P. aumalensis* (Sigal), *Dicarinella algeriana* (Caron), *Marginotruncana* aff. *renzi* (Gand.), *P.* sp. aff. *stephani* (Gand.) (fide Ion, 1983) ;

— association appartenant à la sous-zone *Whiteinella paradubia*, cf. def. Ion, 1977 (1979) et Sigal, 1977 à ; *W. paradubia* (Sigal), *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo), *W. inornata* (Bolli), plusieurs espèces de *Rotalipora* (*montsalvensis*, *thomei*, *turonica*, *cushmani*), *Thalmanninella* (*brotzeni*, *reicheli*, *deeckei*), *P. gibba* Klaus, *P. stephani* (Gand.), *P. aumalensis* Sigal ;

— une dernière association, identifiée jusqu'à la base de la sous-formation de Jidini appartenant à la sous-zone *Dicarinella imbricata*, cf. def. Salaj et Samuel, 1966, et contenant : *D. imbricata* (Mornod), *D. canaliculata* (Reuss), *D. indica* (Jacob & Sastry), *D. algeriana* (Caron), *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orb.), *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno (= *lehmanni* = *gigantea*), *Praeglobotruncana* cf. *oraviensis oraviensis* Scheibnerova, *Marginotruncana elenae* Jana Ion, *M. iliei* (?) Jana Ion, *M. renzi* (Gand.) — convexe, *Falsotruncana loeblichae* (Douglas), *Whiteinella paradubia* (Sigal), *W. inornata* (Bolli), *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo) et d'autres espèces des niveaux sous-jacents appartenant aux genres *Praeglobotruncana* (*gibba*, *stephani*, *delrioensis*, *aumalensis*), *Rotalipora* (*montsalvensis*, *thomei*, *turonica*, *cushmani*) et *Thalmanninella* (*reicheli*, *deeckei*, aff. *brotzeni*, *greenhornensis*, *globotruncanoides*).

Selon notre opinion (Ion, 1983 ; Ion, in Szász, Ion, 1984) (pl. III) la sous-zone *Th. reicheli* et la sous-zone *Th. deeckei* caractérisent le Cénomanien moyen, la dernière atteignant la base du Cénomanien supérieur. Le Cénomanien supérieur est caractérisé par la zone *R. cushmani-turonica*, suivie de la sous-zone *W. paradubia* et le début de la sous-zone *D. imbricata* qui se continue dans la base du Turonien inférieur c'est-à-dire dans la base de la formation de Dolojman.

Dans le secteur de Ciucurova-General Praporgescu la sous-formation de Goloviţa revient au Cénomanien moyen pro parte-Cénomanien supérieur. La base de la sous-formation comporte l'association de foraminifères planctoniques de la sous-zone *Th. reicheli* (à Ciucurova — profil E, vallée Giubelei — profil C, General Praporgescu — profil A) qui se continue de la sous-formation de Babadag sous-jacente en indiquant la partie inférieure du Cénomanien moyen ; suit l'association d'ammonites appartenant à la zone *A. jukesbrownei* (à Ciucurova) et/ou l'association de foraminifères de la sous-zone *Th. deeckei* (à Ciucurova, vallée Giubelei, General Praporgescu), toutes les deux indiquant la partie supérieure du Cénomanien moyen.

L'association de la sous-zone *Th. reicheli* contient l'espèce-index et *Th. greenhornensis* (Morrow), *Th. brotzeni* Sigal, *Th. globotruncanoides* (Sigal), *Th. micheli* (Sacal et Debourle), *Th. baler-*

Institutul Geologic al României

naensis (Renz), *Th. appenninica* (Renz), *Rotalipora montsalvensis* (Mornod), *R. thomei* Hagn et Zeil, *Praeglobotruncana gibba*, Klaus, *P. stephani* (Gandolfi). L'association de la sous-zone *Th. deeckei* comporte en plus l'espèce *deeckei*.

Dans le reste de la sous-formation de Goloviţa du secteur de Ciucurova-General Praporgescu on a mis aussi en évidence trois zones de foraminifères planctoniques qui argumentent son extension jusqu'au Cénomanien supérieur..Il s'agit de la zone *Rotalipora* gr. *cushmani-turonica* (à Ciucurova et General Praporgescu), suivie de la sous-zone *Whiteinella paradubia* (General Praporgescu) et de la partie inférieure de la sous-zone *Dicarinella imbricata* (à Ciucurova).

L'association de la sous-zone *Rotalipora* gr. *cushmani-turonica* comporte : *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. turonica* Brotzen, *R. turonica expansa* Carbonnier, *R. thomei* Hagn et Zeil, *R. montsalvensis* (Mornod), *Thalmanninella greenhornensis* (Morrow), *Th. reicheli* (Mornod), *Th. deeckei* (Franke), *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi, *P. gibba* Klaus, *P. delrioensis* (Plummer).

Les dépôts avec l'association de la sous-zone *W. paradubia* contiennent depuis la base les espèces : *Whiteinella paradubia* (Sigal), *W. archaeocretacea* Pessagno, *W. aprica* (Loebl. et Tappan), *W. baltica* Douglas et Rankin, *Marginotruncana* aff. *renzi* (Gandolfi)-convexe, *Hedbergella simplex* (Morrow), ainsi que *Whiteinella inornata* (Bolli), *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo), *Marginotruncana renzi* (Gandolfi)-convexe, *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *P. stephani* Gandolfi, *Thalmanninella deeckei* (Franke), *Th. reicheli* (Mornod), *Th. brotzeni* Sigal, *Th. globotruncanoides* (Sigal), *Th. brotzeni* Sigal, *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. turonica* Brotzen,*R. turonica expansa* Carbonnier.

L'association de la sous-zone *Dicarinella imbricata* du Cénomanien terminal comporte : *Dicarinella imbricata* (Mornod), *D. canaliculata* (Reuss), *Marginotruncana elenae* Jana Ion, *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *P.* sp. aff., *P. stephani* (Gandolfi), *P. gibba* Klaus, *Whitenella brittonensis* (Loebl. et Tappan), *W. inornata* (Bolli), *Rotalipora montsalvensis* (Mornod), *R.* aff. (1) *R. montsalvensis* (Mornod) (fide Ion, 1983), *R. thomei* Hagn et Zeil, *R. turonica expansa* Carbonnier, *R. turonica* Brotzen, *R. cushmani* (Morrow), *R.* gr. *cushmani-turonica* (fide Ion, 1983), *Thalmanninella reicheli* (Mornod), *Th. greenhornensis* (Morrow), *Th. porthaulti* Jana Ion.

De Babadag au Cap Dolojman (pl. II) la sous-formation de Goloviţa appartient au Cénomanien supérieur, âge attesté par les associations de foraminifères planctoniques de ces deux coupes étudiées micropaléontologiquement, Babadag (profil L) et Cap Dolojman (profil V). La succession de la sous-formation affleure sur une épaisseur de 10 à 12 m, le contact avec la sous-formation de Babadag étant masqué par des dépôts quaternaires, tandis que le contact avec la sous-formation de Jidini est bien ouvert au Cap Dolojman. Les associations de microfaune sont de bas en haut :

— association située dans la partie inférieure de la succession (au Cap Dolojman) comportant *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. turonica* Brotzen, *R. turonica expansa* Carbonnier, *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *P. stephani* Gandolfi. Elle appartient à la partie inférieure de la zone *R.* gr. *cushmani-turonica* (partie inférieure du Cénomanien supérieur) ;

— association de la partie supérieure de la zone *R.* gr. *cushmani-turonica* (grosso-modo partie moyenne du Cénomanien supérieur) qui vis-à-vis de l'association sous-jacente contient (à Babadag) en plus les espèces *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo), *W. inornata* (Bolli), *Dicarinella algeriana* (Caron), *Praeglobotruncana aumalensis* Sigal ;

— association de la sous-zone *Whiteinella paradubia* (partie supérieure du Cénomanien supérieur) plus riche parfois (à Babadag) à : *Whiteinella paradubia* Sigal, *W. archaeocretacea* Pessagno, *H. praehelvetica* (Trujillo), *W. inornata* (Bolli), *R. cushmani* (Morrow) typique et rugueux (fide Ion, 1983), *R. turonica* Brotzen, *R. turonica expansa* Carbonnier, *R. montsalvensis* (Mornod) rugueux (fide Ion, 1983), *R. convoluta* Jana Ion. Au Cap Dolojman elle contient seulement : *W. paradubia*, *W. archaeocretacea*, *R. cushmani*, *P. gibba*, *P. stephani*, *Thalmanninella* cf. *caroni* Jana Ion ;

— association de la partie supérieure de la sous-zone *Dicarinella imbricata* (partie terminale du Cénomanien) contient les espèces (Cap Dolojman) : *D. imbricata* (Mornod), *Praeglobotruncana* gr. *oraviensis* (stade primitif), *P. marginaculeata* (Loeb. et Tapp), *P. delrioensis* (Plummer), *P. gibba* Klaus, *P. stephani* Gand., *Marginotruncana renzi* (Gand.)-convexe, *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. turonica* Brotzen, *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo).

2.2. Formation de Dolojman (Simionescu, 1914) — Turonien-Coniacien

Les dépôts de cette formation (fig. 1 ; pl. I, II) surmontent (au moins apparemment) ceux de la formation de Iancila. On suppose dans le centre du bassin l'existence d'une continuité de sédimentation entre ces dépôts. Dans d'autres secteurs (entre les localités de Turda et de Nicolae Bălcescu, secteur de Camena-Fintîna Mare (Başpunar) les dépôts de la formation de Dolojman sont ingressifs, en reposant directement sur le soubassement précrétacé soit avec leur niveau basal (Turonien) soit avec les niveaux revenant déjà au Coniacien. Dans le rivage sud du lac de Goloviţa la limite entre ces deux formations est marquée par des niveaux de condensation stratigraphique à

Institutul Geologic al României

la partie terminale de la sous-formation de Goloviţa autant que par l'existence d'un niveau de conglomérat situé à la base de la formation de Dolojman, sans révéler à partir de la microfaune un hiatus entre les deux entités lithostratigraphiques. En ce sens des données de détail ont été présentées à l'occasion de la discussion portant sur la limite supérieure de la sous-formation de Goloviţa.

Tout ce que nous avons présenté jusqu'ici met en évidence trois situations distinctes sur les rapports formation de Dolojman/son substratum. Une première situation se rapporte à l'existence d'une continuité de sédimentation entre la formation de Iancila et la formation de Dolojman, la première formation présente dans certains secteurs des condensations stratigraphiques (dans le Cénomanien terminal). La deuxième situation nous suggère que la formation de Dolojman est ingressive rien que dans les zones marginales du bassin par suite de la réactivation de la subsidence du début du Turonien accompagnée des mouvements de basculement répétés également pendant le Coniacien. La possibilité de l'existence d'une troisième situation découle du fait que les dépôts de la sous-formation de Goloviţa du lit de la formation de Dolojman affleurent d'une manière discontinue. On soulève la question si ce mode d'affleurement est redevable seulement au passage latéral des dépôts de la sous-formation de Goloviţa à la sous-formation de Babadag ou bien à l'érosion d'une partie de ces dépôts avant la sédimentation de la formation de Dolojman, donc à la limite Cénomanien/Turonien. Cela suggererait que la formation de Dolojman repose transgressivement sur la formation de Iancila. Les données micropaléontologiques recueillies jusqu'à présent semblend infirmer l'existence d'un hiatus à la limite Cénomanien-Turonien, respectivement à la limite de ces formations. Ajoutons à cela (toujours sur base des données micropaléontologiques) l'observation qu'au-dessous de la formation de Dolojman il y a toujours des dépôts de la sous-formation de Goloviţa, leur partie terminale appartenant au Cénomanien terminal. Si avant une transgression une partie des dépôts sous-jacents avait errodée, alors ce serait normal que les dépôts de la sous-formation de Dolojman reposent sur des niveaux plus anciens de la sous-formation de Goloviţa aussi. En tout cas nous considérons que ce problème n'est pas encore élucidée et nous sommes d'avis qu'il nécessite encore des études approfondies.

Ces deux formations peuvent être séparées bien facilement vu leur caractère lithologique. Les dépôts de la formation de Dolojman sont représentés principalement par des grès calcaires, calcaires gréseux à silicifications et à accidents siliceux de type „chaille", calcaires, marno-calcaires crayeux etc. Tout le paquet a une couleur jaunâtre, comporte des intercalations de calcaires blancs, verdâtres ou des marno-calcaires gris. Il est en général bien lité, les plans de séparation entre des couches étant parallèles ou irréguliers (dans le cas des biotourbations). La partie inférieure du paquet plus gréseuse comprend des bancs métriques de grès calcaires massifs en alternance avec des grès calcaires également massifs mais qui s'exfolient en plaques centimétriques le long des plans de séparation parallèles. Quelques bancs présentent une lamination oblique ou convolute.

La formation de Dolojman comporte certaines variations lithologiques (pas toujours très nettes) qui permettent de séparer et de lever des sous-formations. L'existence des faciès intermédiaires ou des faciès marginaux conglomératiques envahissant tous les niveaux rend parfois difficile à tracer la limite entre des sous-formations.

Dans le cadre de la formation de Dolojman peuvent être séparées quatre sous-formations plus ou moins hétérochrones et superposées, quelques-unes en se remplaçant réciproquement partiellement ou bien totalement. Celles-ci sont : sous-formation de Jidini, sous-formation de Harada, sous-formation de Caugagia et sous-formation de Juri'ovca. Les deux premières sous-formations appartiennent au Turonien, les dernières au Coniacien.

2.2.1. *Sous-formation de Jidini (Patrulius et al., 1974) — Turonien inférieur-Turonien moyen pro parte, Turonien inférieur pro parte*

Le nom de la sous-formation dérive de l'anticlinal de Jidini du centre du bassin de Babadag (N de Slava Cercheză) formé principalement des dépôts de cette sous-formation. Malheureusement les dépôts de ce secteur sont pauvres en macrofaune et leurs relations avec les dépôts sous-jacents sont masquées par du loess. De la diagnose très schématique de la sous-formation élaborée par Patrulius et al. (1974) on ne saurait déduire combien de dépôts turoniens y ont été inclus. D'après notre manière de voir la sous-formation de Jidini comprend la partie basale gréso-calcaire de la formation de Dolojman constituée de grès calcaires jaunâtres en plaques ou de grès calcaires en bancs métriques, parfois de grès finement rubanés. Les relations de la sous-formation de Jidini avec les dépôts du lit ont été déjà discutées dans la présentation de la formation de Dolojman. Elle supporte d'une manière concordante la sous-formation de Harada qui en quelques situations la substitue latéralement (souvent totalement) par endroits, de sorte que la limite entre elles devient hétérochrone.

Avec cette constitution lithologique la sous-formation apparaît au-delà des collines du nord de Slava Cercheză, notamment sur le versant septentrional des collines entre Slava Cercheză et Visterna (Carada-Bair, Coium-Baba) et plus vers l'est (Orlac-Bair, colline de Drăgaica) jusqu'à peu

Institutul Geologic al României

près du Cap Dolojman où s'affaisse graduellement au-dessous du niveau du lac de Razelm; elle apparaît aussi au sud du lac de Goloviţa (colline de Caraburun) ainsi qu'à l'ouest de la vallée Jidinilor, dans les collines situées au nord de Atmagea et tout près de la localité de General Praporgescu. La puissance de la sous-formation varie entre 20 m et 100 m.

Données paléontologiques et âge. Le contenu macropaléontologique (pl. II) de la sous-formation de Jidini est assez riche. Les plus importants points fossilifères sont ceux des carrières situées au NE de Slava Rusă (à presque 2 km de cette localité sur la gauche de la chaussée de Babadag), entre Babadag et la gare de Codru (carrières de Codru, Seremet, Doi Iepuraşi), dans la colline de Drăgaica et les collines d'entre les localités de 6 Martie et Jurilovca (Unirea), dans le versant nord de la colline de Caraburun (rivage du lac de Goloviţa) et d'autres. La macrofaune comprend surtout des inocérames, très rarement des ammonites ou d'autres groupes d'organismes. Les inocérames appartiennent au groupe *I. (Mytiloides) labiatus*, étant possible la reconnaissance de plusieurs types morphologiques considérés récemment en tant qu'espèces indépendantes par la littérature de spécialité. Nous les mentionnons (pl. IX) bien que nous fassions des réserves concernant leur validité, du fait des synonymies de diverses „espèces" encore assez confuses. Il y a bien des formes de passage de divers types morphologiques dont leur succession à la verticale est illusoire au moins en Europe. Dans les gisements fossilifères on reconnaît les „espèces" : *Mytiloides mytiloides* Mantell, *M. goppelnensis* Badillet et Sornay (= *M. opalensis elongatus* Seitz), *M. transiens* Seitz (= *M. subhercynicus transiens* Seitz), *M. submytiloides* Seitz et encore *Mytiloides hercynicus* Petr. et *M. labiatus* Schloth. connues de la littérature (Mirăuţă, Mirăuţă, 1964). Les fragments d'ammonites recueillis jusqu'à présent appartiennent au genre *Lewesiceras*. Toujours dans ces dépôts a été rencontrée une association suffisamment riche en macroflore d'où nous citons (Givulescu, Lăcătuşu, 1978; Givulescu et al., 1980) *Geinitzia cretacea* Unger, *Brachyphyllum obesum* Heer, *B. squamosum* (Velen.) Palib., *Cyparissidium gracile* Heer, *Ficophyllum mohliana* (Heer), *Magnoloaephyllum amplifolium* (Krasser) Sew., *Dryandra cretacea* Velen, *Debeya insignis* (Hos. et Marck) Knobl., *Myrtophyllum (Eucalyptus) geinitzi* Heer, *M. (E.) angustifollium* (Velen) Knobl. etc. De cette sous-formation on a également déterminé des poissons *(Osmeroides dobrogensis* Grigorescu, in Grigorescu, Marin, 1971) prélevés de la carrière d'entre Slava Rusă et Babadag.

La microfaune (pl. II) de la sous-formation de Jidini est relativement riche dans la partie basale de la sous-formation. Les couches à I. *(M.)* ex gr. *labiatus* contiennent des associations de foraminifères planctoniques caractéristiques au Turonien inférieur, maints fragments de bryozoaires et mélobésiées, ainsi que *Calcisphaerulla*, *Pithonella*. Les associations de foraminifères planctoniques sont bien représentées dans les secteurs de la colline de Caraburun (rivage du lac de Goloviţa, fig. 3) et du Cap Dolojman-6 Martie-Jurilovca (profil V, W) d'où citons :

— association de la sous-zone *Dicarinella imbricata*, cf. def. Salaj et Samuel (1966) (connue comme chevauchant la limite Cénomanien/Turonien) identifiée dans la matrice du conglomérat de la base de la sous-formation (rivage du lac de Goloviţa). Elle contient : *Dicarinella canaliculata* (Reuss), D. *algeriana* (Caron), *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *P. stephani* Gand., bien des espèces de *Thalmanninella et Rotalipora* (remaniées ?). Cette association beaucoup plus riche *(D. imbricata, D. indica, W. archaeocretacea, A. cretacea, P.* aff. *P. oraviensis oraviensis)* caractérise aussi (Cap Dolojman, rivage du lac de Goloviţa, N de Baia, Ciucurova) les niveaux terminaux de la sous-formation de Goloviţa du lit.

Les niveaux immédiatement suivants représentés par les premières couches à *I. (M.)* ex. gr. *labiatus* contiennent en plus *Dicarinella biconvexa biconvexa* (Salaj et Samuel).

— association de la sous-zone *Helvetoglobotruncana helvetica* sans *M. schneegansi* (cf. def. „à *G. helvetica* seule", Sigal, 1955) mise en évidence dans la partie médiane de la sous-formation et aussi dans les couches à *I. (M.)* ex gr. *labiatus* (sud de 6 Martie S du lac de Goloviţa) à : *H. helvetica* (Bolli), *H. praehelvetica* (Trujillo), *Whiteinella paradubia* (Sigal), *Dicarinella canaliculata* (Reuss), *D. difformis* (Gand.), *Marginotruncana* cf. *pseudolinneiana* Pessagno ainsi que *Rotalipora montsalvensis* (Mornod) et *Th.* gr. *reicheli* (remaniées ?).

Les relations de la sous-formation de Jidini avec le substratum ont été déjà abordées. Les arguments micro- et macropaléontologiques montrent certainement que son dépôt débute en Turonien inférieur. En échange, les données paléontologiques dont nous disposons jusqu'à présent ne nous permettent pas d'établir exactement l'âge de sa limite (ou ses limites) supérieure. Il y a toutefois trois secteurs qui nous offrent des données plus claires sur les rapports de la sous-formation de Jidini avec la sous-formation de Harada (figs. 1, 2, 3, 5; pl. I, II) :

— La sous-formation de Harada repose directement dans le secteur de Baia-Caugagia sur la sous-formation de Babadag; dans les niveaux basaux de la première et respectivement dans les niveaux terminaux de la deuxième a été rencontrée la même association appartenant à la sous-zone *D. imbricata*, caractéristique au passage Cénomanien-Turonien. Par conséquent, la sous-formation de Harada de ce secteur remplace complètement la sous-formation de Jidini.

Institutul Geologic al României

— Dans le secteur de la colline de Caraburun (rivage du lac de Goloviţa) l'association de la sous-zone *D. imbricata* chevauche la limite entre la sous-formation de Goloviţa et la sous-formation de Jidini. L'extrême base (avec l'association de la sous-zone *D. imbricata)* exceptée, le reste de la succession de la sous-formation de Jidini contient, semble-t-il, tout le „range" de l'association *I. (M.) labiatus* (à *I. transiens* qui d'après quelques auteurs est caractéristique à la partie basale du Turonien moyen), tout en occupant l'intervalle Turonien inférieur/partie inférieure du Turonien moyen ; les dépôts de la sous-formation de Harada du toit sont dépourvus de ce type de faune. Donc, la sous-formation de Jidini de ce secteur occuperait tout le Turonien inférieur-partie inférieure du Turonien moyen.

— Les derniers niveaux de la sous-formation de Goloviţa du secteur du Cap Dolojman-Jurilovca-6 Martie comprennent comme d'habitude l'association de la sous-zone *D. imbricata* ; la sous-formation de Jidini qui la surmonte contient au-dessus de la limite inférieure l'association à *I. (M.) labiatus* et dans la partie terminale l'association à *Lewesiceras*. Cette association apparaît d'ailleurs dans presque toute la sous-formation de Harada qui surmonte la sous-formation de Jidini dans ce secteur. Partant, il faut admettre que la sous-formation de Jidini occupe dans le secteur rien qu'une partie du Turonien inférieur, les dépôts de la sous-formation de Harada s'y installant même dans la partie supérieure du Turonien inférieur. A en juger du fait qu'ils contiennent toutes les „espèces" du groupe *I. labiatus* (Cap Dolojman et île de Bisericuţa) dont quelques-unes apparaissent, selon l'opinion de certains chercheurs, même dans la base du Turonien.

La même chose serait dans les secteurs NE de Slava Rusă, S de N. Bălcescu, Babadag-Codru :

— Dans le secteur NE de Slava Rusă la partie médiane de la sous-formation de Harada comporte une faune (à *Romaniceras* cf. *kallesi* et *Inoceramus teniustriatus)* en indiquant la partie médiane du Turonien moyen. Autant qu'on puisse en juger les 40 m de dépôts de la sous-formation de Harada situés au-dessous du niveau fossilifère jusqu'à la limite avec la formation de Jidini du lit occuperaient la partie inférieure du Turonien moyen et une partie du Turonien inférieur. En faveur de ces conclusions viennent également l'association à *H. helvetica* sans *M. schneegansi*, du Turonien inférieur, qui se trouve dans les dépôts de la sous-formation de Harada situés au-dessous du niveau à *R. kallesi*.

— Dans le secteur Sud de N. Bălcescu la sous-formation de Jidini comporte dans la base l'association à *D. imbricata* et dans la partie médiane *I. (M.)* ex gr. *labiatus*, les deux indiquant le Turonien inférieur ; les dépôts surjacents, de la sous-formation de Harada, contiennent dans la partie inférieure l'association à *H. helvetica* sans *M. schneegansi* ou *M. sigali*, Turonien inférieur.

— Dans la région Babadag-Codru (profil K), pour la sous-formation de Jidini nous avons trouvé jusqu'à présent seulement l'association à *H. helvetica* sans *M. sigali* ou *M. schneegansi*, Turonien inférieur.

Les situations présentées dénotent que la sous-formation de Jidini monte dans quelques secteurs (colline de Caraburun) jusqu'à la base du Turonien moyen, et probablement sa limite supérieure peut être considérée plus haut, cela pour quelques secteurs (anticlinal de Jidini) si l'on tient compte de sa puissance très grande (plus de 100 m). Malheureusement, nous n'avons pas de données paléontologiques en ce sens. Dans d'autres secteurs (Cap Dolojman-Jurilovca-6 Martie, NE Slava Rusă, S de N. Bălcescu, Babadag-Codru) la sous-formation de Jidini occupe suivant toutes les probabilités seulement la partie inférieure du Turonien inférieur, étant substituée partiellement par la sous-formation de Harada, tandis que dans d'autres secteurs (Baia-Caugagia) son remplacement par la même sous-formation est complet.

2.2.2. *Sous-formation de Harada (définie dans cet ouvrage) — tout le Turonien inférieur ou pro parte-Turonien moyen-Turonien supérieur ; Turonien moyen pro parte-Turonien supérieur*

Le nom de la sous-formation vient du nom de la colline de Harada située au S de Slava Rusă (dans le proche voisinage) où la sous-formation respective est ouverte sur 100 m d'épaisseur au moins, contenant les rares éléments de macrofaune caractéristiques au Turonien moyen du bassin de Babadag. Une partie des dépôts inclus par nous à cette sous-formation ont été désignés plus haut (Patrulius et al., 1974) sous le nom de „sous-formation de Matera". Mais cette dénomination ne peut pas être conservée, d'une part parce que la colline de Matera ne présente pas de bons affleurements et d'autre part par ce que la plupart de la faune considérée caractéristique à la „sous-formation de Matera" appartient en réalité à la sous-formation de Caugagia, étant d'âge coniacien.

Nous estimons que la sous-formation de Harada occupe tout l'intervalle entre la sous-formation de Jidini (là où elle apparaît) ou de Babadag (à l'ouest de Caugagia) du lit, sa limite inférieure étant évidemment hétérochrone, et la sous-formation de Caugagia (à l'ouest) ou de Jurilovca (à l'est) du toit. La limite supérieure de la sous-formation est généralement normale, isochrone et coïncide avec la limite Turonien-Coniacien.

Institutul Geologic al României

En général, la sous-formation de Harada est constituée de calcaires plus ou moins gréseux, jaunâtre-blancs ou à teintes verdâtres, ayant des séquences très riches en accidents siliceux. Les calcaires sont lités assez bien, des lits décimétriques jusqu'à métriques subsistent, entre des calcaires s'intercalent des grès calcaires, plus rarement des marnes argileuses. Sur ce fond des faciès locaux s'y développent avec prédominance soit des calcaires gréseux à nombreux accidents siliceux, soit des calcaires blancs légèrement gréseux, parfois d'aspect nodulaire, riches en inocérames. Ce dernier faciès ne se développe que dans quelques périmètres et comprend toute l'association de macrofaune et une partie des coupes à microfaune turonienne supérieure (S de Visterna, rivage du lac de Zmeica, O de Turda, S de Iulia etc.). Des preuves montrent qu'au sud de Visterna ce faciès s'est installé à partir de la partie terminale du Turonien moyen (une ammonite caractéristique à ce sous-étage est signalée). La partie inférieure de la sous-formation, d'âge turonien inférieur, apparaît du Cap Dolojman, à l'ouest de Caugagia, au N de Slava Rusă et d'autres, alors qu'au sud de Slava Rusă (colline de Harada) elle est bien ouverte, d'âge turonien moyen. Il faut faire remarquer qu'il y a des secteurs où les dépôts turoniens inférieurs de la sous-formation de Harada surmontent directement ceux turoniens supérieurs. Pour le moment nous ne développons pas ce problème dû à l'absence des données paléontologiques suffisantes qui pourraient prouver si de telles situations ont un caractère local ou régional.

Quant à ses relations avec les dépôts du toit (sous-formation de Caugagia ou de Jurilovca) la continuité de sédimentation est révélée par la macro-et la microfaune, excepté les secteurs (ex. fig. 4) où les dépôts surjacents sont ingressifs. Dans la continuité de sédimentation la limite supérieure de la sous-formation de Harada coïncide avec la limite Turonien/Coniacien qui selon nous est

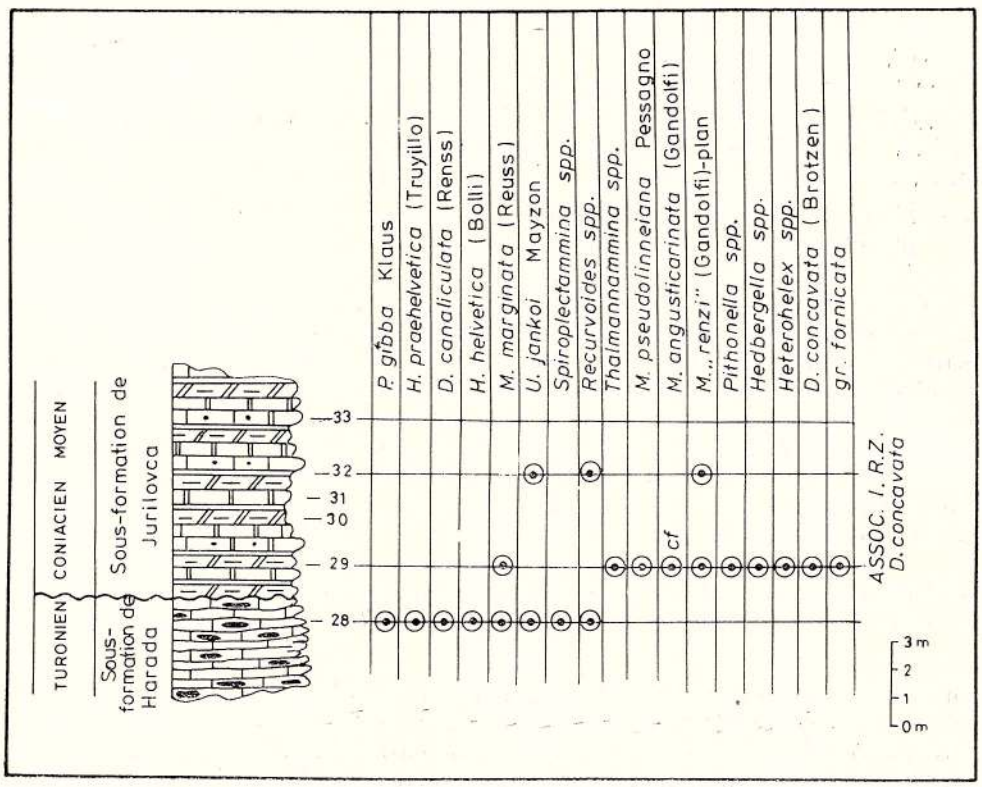


Fig. 4 — Contact entre le Coniacien moyen et le Turonien au nord de Baia (coupe P).

mise en évidence par l'apparition de l'association de la zone de *Forresteria (Harleites) petrocoriensis*, cf. def. Kennedy in Klinger et Kennedy, 1984 et/ou de l'association à *Inoceramus schloenbachi* ainsi que par l'apparition de l'espèce *Marginotruncana tarfayensis*, respectivement le début de la sous-zone *M. tarfayensis*, cf. def. Ion, 1979 (1982).

Institutul Geologic al României

Il y a lieu de souligner, que dans les paquets supérieurs de la sous-formation de Harada apparaissent des associations d'ammonites et/ou d'inocérames et des foraminifères spécifiques au Turonien supérieur, tandis que les deux sous-formations du toit de la sous-formation de Harada contiennent de la faune et de la microfaune spécifiques au Coniacien inférieur. Tout cela nous aide à tracer la limite supérieure de la sous-formation de Harada, respectivement la limite Turonien/Coniacien. En plus la limite Turonien/Coniacien coïncide souvent à un changement assez évident de la lithologie. Ainsi, sur les calcaires jaunâtres à petits brachiopodes de la sous-formation de Harada se disposent à Caugagia des marnes sableuses à intercalations de calcaires verdâtres (dues au contenu de glauconite de la sous-formation de Caugagia). Ces marnes diffèrent nettement des dépôts sous-jacents. On remarque aussi, au sud de Visterna, un contrast lithologique marqué à la limite Turonien/Coniacien, c'est-à-dire les calcaires blancs à inocérames de la sous-formation de Harada (Turonien supérieur) sont surmontés d'une manière concordante par des grès calcaires (ou calcaires gréseux) à intercalations de marno-calcaires fins, tous avec une teinte jaunâtre, de la sous-formation de Jurilovca (Coniacien inférieur). On pourrait donc tirer la conclusion qu'il n'y a pas de difficultés pour tracer la limite supérieure de la sous-formation de Harada, respectivement de la limite Turonien/Coniacien. Ajoutons quand même que les associations de faune de la sous-formation de Harada ainsi que les deux sous-formations recouvrantes n'apparaissent pas d'habitude dans la même coupe et que dans bien des secteurs (ouest de Turda) la limite Turonien/Coniacien n'est pas marquée par un changement lithologique aussi, elle ne pouvant être tracée que sur base des données paléontologiques. Nous allons discuter plus loin quelques-uns de ces aspects.

La sous-formation de Harada a une puissance de 50 à 200 m et est bien développée dans le flanc nord de l'anticlinal de Jidini entre Atmagea et Turda et dans celui sud du même anticlinal entre Ciucurova et Slava Rusă jusqu'au Cap Dolojman. Dans le flanc sud du synclinorium de Babadag la sous-formation apparaît à jour depuis l'ouest de Caugagia et se continue avec quelques interruptions, dues à l'ingressivité des sous-formations du toit, jusqu'à proximité de Baia Ensuite, recouverte sur quelques kilomètres elle réapparaît dans la colline de Caraburun (les plus supérieurs dépôts ouverts à jour) et plus au S dans le rivage du lac de Zmeica sur une longueur de presque 3 km.

Données paléontologiques et âge. En raison de ses relations avec la sous-formation de Jidini et les sous-formations recouvrantes analysées plus haut on peut dire que les dépôts de la sous-formation de Harada occupent des intervalles stratigraphiques très variables d'un secteur à d'autre, appartenant du Turonien basal au Turonien terminal (ouest de Caugagia) ou débutent soit à la partie supérieure du Turonien inférieur (Cap Dolojman—Jurilovca- N de Slava Rusă, S de N. Bălcescu) soit aux divers niveaux du Turonien moyen (colline de Caraburun-lac de Zmeica). Toutes ces situations sont démontrées par des arguments macro- et micropaléontologiques (figs. 1, 4—6; pl. II). Il est probable qu'en quelques secteurs la sous-formation de Harada revient seulement au Turonien supérieur (à la condition que l'épaisseur de la sous-formation de Jidini soit très grande), mais la manque des preuves ne nous permet pas d'en affirmer.

Pour la partie inférieure de la sous-formation de Harada nous avons de nombreuses données paléontologiques. Les plus anciens dépôts de la sous-formation de Harada se développent à l'O de Caugagia (fig. 5), 5 m environ au-dessus de la limite avec la sous-formation de Babadag. Ils contiennent les premiers spécimens de l'association *Inoceramus (M.)* ex gr. *labiatus*. Tout le „range" de ce groupe (attestant le Turonien inférieur-base du Turonien moyen) est situé dans la sous-formation de Harada. Les associations de microfaune sont de bas en haut :

— association à *Dicarinella indica* (Jacob et Sastry), *D. canaliculata* (Reuss), *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orb.), *Marginotruncana renzi* (Gand.)-convexe. Elle appartient à la sous-zone *Dicarinella imbricata* qui à l'ouest de Caugagia débute dans la partie terminale de la sous-formation de Babadag, ayant ainsi une position caractéristique c'est-à-dire „à cheval" sur la limite Cénomanien/Turonien.

— association de la sous-zone *Helvetoglobotruncana helvetica* sans *Marginotruncana schneegansi*, caractéristique au Turonien inférieur. Elle contient : *H. helvetica* (Bolli), *H. praehelvetica* (Trujillo), *Whiteinella paradubia* (Sigal), *Dicarinella indica* (Jacob et Sastry), *D. imbricata* (Mornod) *D. canaliculata* (Reuss), *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orb.), *Marginotruncana renzi* (Gandolfi)-convexe, *Rotalipora montsalvensis* (Mornod). On a aussi rencontré des exemplaires de *Uvigerinammina jankoi* Majzon ; les premiers niveaux à *H. helvetica* contiennent encore des exemplaires (remaniés?) de *Th. reicheli* (Mornod).

— vers la partie supérieure des couches à *I. (M.)* ex gr. *labiatus* il y a l'association de la sous-zone *Marginotruncana schneegansi* (cf. def. Ion 1981/1983) à *M. sigali* (Reichel), *H. helvetica* (Bolli), *D. indica* (Jacob et Sastry), *P. stephani* Gand., *P. gibba* Klaus ; l'espèce *U. jankoi* Majzon a y été rencontrée. Cette zone de foraminifères planctoniques est caractéristique à la partie terminale du Turonien inférieur-Turonien moyen. Dans notre situation parce qu'elle est présente dans

Institutul Geologic al României

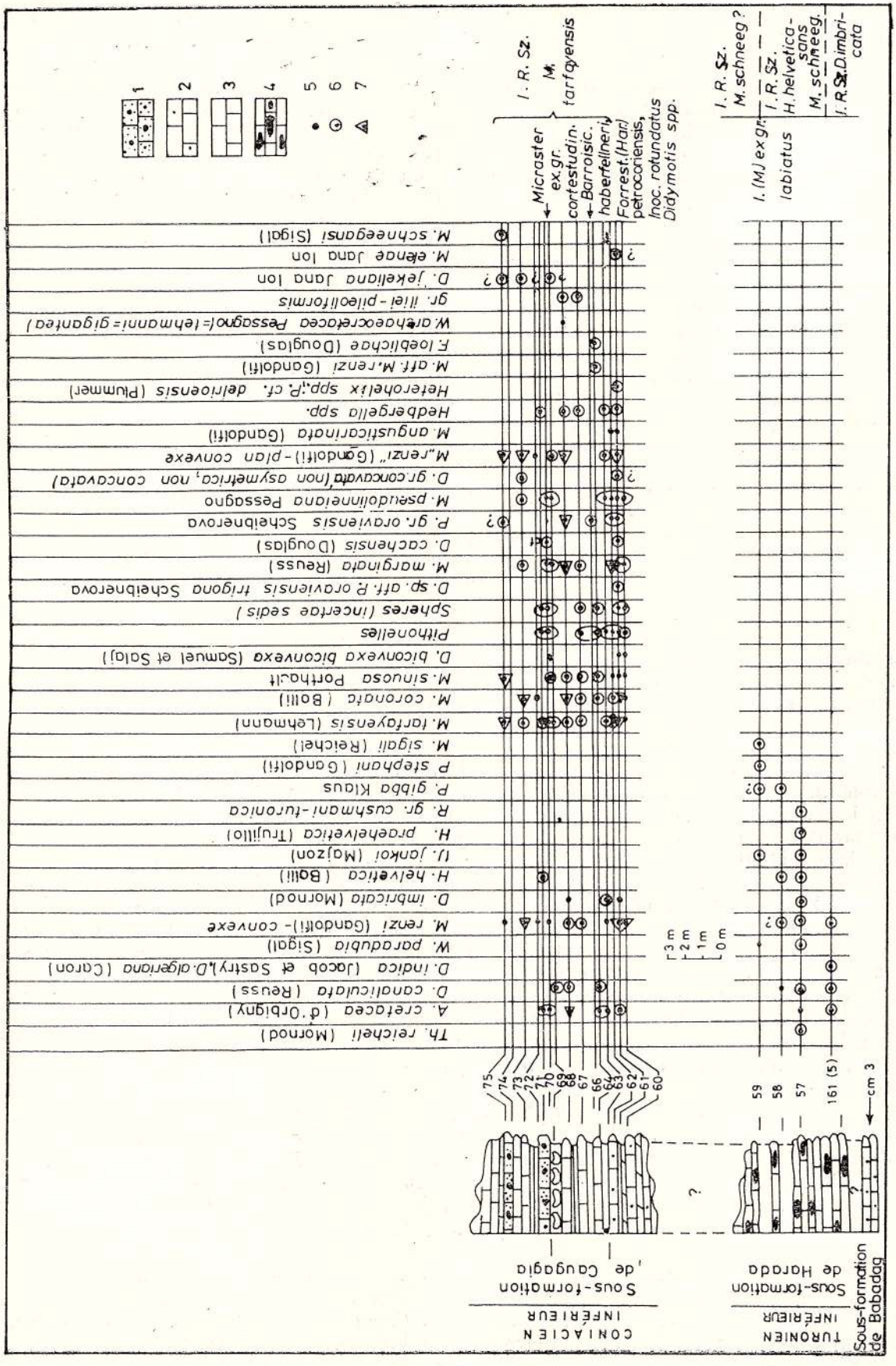


Fig. 5 — Turonien inférieur et Coniacien inférieur de Caugagia (colline de Bal-Bair) (coupe O).
1, calcaires gréseux à plus ou moins matériel détritique et glauconieux ; 2, calcaires gréseux ; 3, calcaires blancs ; 4, calcaires à silicifications ; 5, microfaune détachée ; 6, organismes en lames minces ; 7, microfaune en lames minces et détachée.

Institutul Geologic al României

les couches à *I. labiatus*, elle peut indiquer le Turonien inférieur et au moins la partie inférieure du Turonien moyen.

Les couches à *I. (M.)* ex gr. *labiatus* de la partie inférieure de la sous-formation de Harada comportent au Cap Dolojman (coupe V) une association microfaunistique aléatoire à : *Dicarinella canaliculata* (Reuss), *Whiteinella paradubia* (Sigal), *Marginotruncana pseudolinneiana* (Pessagno), *M. marginata* (Reuss). En laissant de côté la présence des espèces *pseudolinneiana* et *marginata* qui sera abordée au chapitre de biostratigraphie, le reste de l'association est curieux attendu l'absence de l'espèce *H. helvetica*, quoiqu'elle appartienne à la partie supérieure des couches à *I.* ex gr. *labiatus*. Ces couches y débutent non pas avec la base de la sous-formation de Harada mais avec la base de la sous-formation de Jidini du lit. De même, dans une région tout proche du Cap Dolojman, entre Jurilovca et 6 Martie (coupe W), les couches à *I.* ex gr. *labiatus* de la sous-formation de Jidini du lit comprennent déjà l'association à *H. helvetica* (sans *M. schneegansi*). Dans de telles conditions l'association du Cap Dolojman (à *D. canaliculata*) est plus difficile de l'attribuer à la sous-zone *D. imbricata*. En admettant qu'elle appartient à cette sous-zone il s'ensuit que dans l'alignement du Cap Dolojman-S de la localité 6 Martie la limite inférieure de la sous-formation de Harada tient une position variable dans le cadre du Turonien inférieur. Ne prenant pas en considération les données de grand détail présentées plus haut, données qui nécessitent d'être argumentées micropaléontologiquement, nous avons admis que même dans ce secteur la partie inférieure de la sous-formation de Harada appartient au Turonien inférieur pro parte. Le même âge a la partie inférieure de la sous-formation de Harada du secteur de Slava Rusă et au S de N. Bălcescu, vu les arguments exposés dans la présentation de la sous-formation de Jidini. Au sud de N. Bălcescu l'association de la sous-zone *H. helvetica* sans *M. schneegansi* de la partie inférieure de la sous-formation de Harada est représentée par les espèces *H. helvetica*, *W. paradubia*, *M. marginata*, *D. indica*, *Rotalipora montsalvensis*.

Pour le secteur de la colline de Caraburun-lac de Zmeica et probablement Babadag nous n'avons pas des données micropaléontologiques. L'absence de l'association à *I.* ex gr. *labiatus* de la sous-formation de Harada présente en échange dans tout le paquet revenant à la sous-formation de Jidini sous-jacente pourrait argumenter l'installation de la sous-formation de Harada à partir du Turonien moyen.

La partie médiane de la sous-formation de Harada est pauvre en macrofaune. Jusqu'à présent on a trouvé (partie nord de la colline de Harada à Slava Rusă) des exemplaires de *Romaniceras* cf. *kallesi* Zazvorka, *Lewesiceras* aff. *peramplum* (Mant.) et *Inoceramus tenuistriatus* Nagao et Matsumoto. La première espèce citée indique la partie médiane du Turonien moyen (cf. Robaszynski et al., 1982). De la carrière du S de Visterna (fig. 6) nous avons prélevé un exemplaire de *Collignoniceras* cf. *carolinum* (d'Orbigny), espèce caractéristique au Turonien moyen ; elle y provient de la partie supérieure de cet intervalle parce qu'elle a été recueillie immédiatement au-dessous du premier niveau (inférieur) de lumachelle à inocérames appartenant au Turonien supérieur.

Les dépôts à *R.* cf. *kallesi* contiennent (profil H) l'association à *Marginotruncana sigali* (Reichel), *M. renzi* (Gandolfi)-convexe, *Helvetsglobotruncanr helvetica* (Bolli), *Archeoglobigerina cretacea* (d'Orb.), *Whiteinella archaeocresacea* (Pessagno), *Dicarinella imbricata* (Mornod), *D. canaliculata* (Reuss), *D. biconvexa biconvexa* (Samuel et Salaj), *D. difformis* (Gandolfi), *Praeglobotruncana gibba* Klaus. Ils ont un microfaciès special avec de nombreux spicules de spongiaires. Les dèpôts de dessus à *R.* cf. *kallesi* contiennent une association plus riche, à : *Marginotruncana schneegansi* (Sigal), *M.* cf. *pseudolinneiana* (Pessagno), *M. renzi* (Gondolfi)-convexe, *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *H. praehelvetică* (Trujillo), *Carpathoglobotruncana marianosi* (Douglas), *Dicarinella canaliculata* (Reuss), *D. algeriana* (Caron), *D. indica*, *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orb.), *Whiteinella paradubia* (Sigal), *W. britonensis*, *Praeglobotruncana delriodnsis* (Plummer), *P. gibba* Klaus, *Spiroplectammina*, *Pithonella* et bien des fragmenrs de spisules de spongiaires. Cette dernière association est caractéristique au Turonien moyen ; la présence de l'exemplaire *M. pseudolinneiana* peut être une surprise, mais nous avons aussi rencontré de tels exemplaires dans les couches à *I.* ex. gr. *labiatus*. Nous allons analyser cette situation au chapitre de biostratigraphie. Il faudrait quand même que le niveau à *R. kallesi*, qui appartient à la partie médiane du Turonien moyen, comporte l'association à *M. schneegansi* et *H. helvetica*. Probable qu'une étude pas assez circonstanciée n'ait pas encore élaborée. Les depôss de la sous-formation de Harada situés au-dessous de ceux à *R.* cf *kallesi* reviennent au Turonien inférieur rel que la montre l'association de microfaune. L'association appartient à la sous-zoné *H. helvetica* sans *M. schneegansi* ou *M. sigali* contenant : *H. helvetica*, *D. elenae*, *D. biconvexa biconvexa*, *D. canalicutata*, *P. oraviensis oraviensis*, *W. paradubia*, *M, marginata*, *Falsotruncana* sp.

Le niveau à *Callignoniceras* cf. *coralinum* de Visterna (fig. 6) se développe à un mèrre de puissance stratigraphique environ au-dessous des premières cauches calcaires à inocérames et ammonites appartenant à la zone *Subprionovyclus neptuni* Turonien supérieur) et aux foraminifères planctoniques appartenant à la sous-zone *Marginnotruncana coronata*. Les dépôts à *C.* cf. *calinum* n'ont

Institutul Geologic al României

Fig. 6 — Turonien moyen-Coniacien inférieur des carrières du sud de Vistierna (bassin de Babadag) (coupe N).

1, marno-calcaires jaunâtres; 2, calcaires gréseux jaunâtres; 3, marnes sableuses; 4, calcaires noduleux blancs; 5, microfaune détachée; 6, organismes en lames minces; 7, microfaune en lames minces et détachée.

Institutul Geologic al României

pas encore investigués micropaléontologiquement par nous [3]. En échange nous avons mis en évidence une association de foraminifères appartenant à la sous-zone *M. coronata* dans le paquet de dépôts (un mètre d'épaisseur) qui s'interposent entre le niveau à *C.* cf. *carolinum* et la base des couches à faune de la zone *S. neptuni*.

La partie supérieure de la sous-formation de Harada nous a fourni en plusieurs secteurs (sud de Visterna, rivage du lac de Zmeica, ouest du village de Turda, Cap Dolojman, colline de Matera, carrière de Coşarul Mic-Slava Rusă) une association très riche en inocérames (plus pauvre en ammonites) revenant au Turonien supérieur à : *Inoceramus apicalis* Woods, *I. falcatus* Heinz, *I. frechi* Andert (non Flegel?), *I. glatziae* Flegel, *I. lusatiae* Andert, *I. lusatiae brandenbergensis* Kauffman, *I. tenuistriatus* Nagao et Matsumoto, *I. teshioensis* Nagao et Matsumoto, *I. inaequivalvis* Schlüter, *I. striatoconcentricus* Gümbel, *I. longealatus* Tröger, *I.* ex gr. *costellatus* Woods etc. (Szász, données inédites, une partie du matériel étant figurée dans cet ouvrage — pl. X—XII). Parmi les ammonites identifiées notons : *Lewesiceras mantelli* Wright, *Lewesiceras* sp., *Tongoboryiceras* cf. *rhodanicum* Roman et Mazeran, *Pachydesmoceras linderi* Gross., *Parapuzosia (Austiniceras) mobergi* Gross., *Puzosia* sp. etc. Dans un autre ouvrage (Szász, Lăcătuşu, 1974) on a décrit aussi : *Gaudryceras denseplicatum* Jimbo (colline de Matera) et *Pachydesmoceras* cf. *linderi* Gross. (carrière de Coşarul Mic, E de Slava Rusă). Outre la faune citée apparaissent encore des échinides (très rarement) et des brachiopodes de taille petite (Caugagia, ouest de Turda). Citons de la littérature d'il y a quelques années (Mirăuţă, Mirăuţă, 1964) les espèces : *Inoceramus costellatus* Woods, *I. inaequivalvis* Schlüter et *I. lamarcki* Park.

La partie supérieure de la sous-formation de Harada est riche également en microfaune (figs. 4, 6 ; pl. II) des foraminifères planctoniques autant que benthiques ; elle contient aussi maints niveaux à fragments de mélobésiées, bryozoaires et pithonelles dans plusieurs secteurs.

L'association de foraminifères planctoniques est très riche et provient tant des dépôts à macrofaune (sud de Visterna, rivage du lac Zmeica, coupe α, est de Slava Rusă — profil I, J) que des dépôts sans macrofaune (sud de N. Bălcescu — profil F, colline de Chisirlic-nord de Baia, rivage sud du lac de Golovița). Elle appartient à la sous-zone *Marginotruncana coronata*, cf. def. Ion, 1979 (1982), d'âge turonien supérieur. En plus de l'espèce-index elle contient encore : *Marginotruncana „renzi"* (Gandolfi)-plan convexe, *M. sinuosa* Porthault, *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. marginata* (Reuss), *M. renzi* (Gandolfi)-convexe, *M. undulata* (Lehmann), *Dicarinella cachensis* (Douglas), *D. biconvexa biconvexa* (Salaj et Samuel), *D. canaliculata* (Reuss), *D. algeriana* (Caron), *D. biconvexa gigantea* (Salaj et Samuel), *D. imbricata* (Mornod), *Carpathoglobotruncana marianosi* (Douglas), *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Whiteinella paradubia* (Sigal), *W. inornata* (Bolli), *W. archaeocretacea* (Pessagno), *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *P. stephani* Gandolfi, *P. oraviensis oravienesis* Scheibnerova, *P. oraviensis trigona* Scheibnerova. A celles-ci s'ajoutent, surtout au S de la localité de N. Bălcescu, une association de foraminifères agglutinants dont *Uvigerammina jankoi* Majzon, *Nodellum velascoensis* (Cushman), *Plectorecurvoides alternans* Nath, *Gaudryina oblonga* Zaspeleva, *G. filiformis* (Berth.) et d'autres. Cette dernière association appartient à la zone à *Hormosina ovulum gigantea* et à *Nodellum velascoensis* (zone dans le sens établi par Ion, 1976) très bien connue dans le domaine carpathique.

2.2.3. *Sous-formation de Caugagia (Patrulius et al., 1974 — émendé) — Coniacien inférieur*

Les sous-formations de Caugagia et de Jurilovca ont été considérées à titre de deux faciès d'une seule sous-formation, sous le nom de sous-formation de Caugagia-Jurilovca (Patrulius et al., 1974). Dans un autre ouvrage (Lupu, 1976, p. XIV.16) les deux faciès sont envisagés comme des sous-formations indépendantes. Ce point de vue est soutenu par nous par une série d'arguments et de précisions sur la composition lithologique, le contenu paléontologique, l'âge, les relations entre ces deux sous-formations et leur extension spatiale. C'est pour cette raison que nous maintenons pour la première sous-formation ce nom, très adéquat d'ailleurs vu son extension relativement restreinte aux environs de la localité de Caugagia.

Suivant notre opinion la sous-formation de Caugagia est limitée comme âge par le Coniacien inférieur. Le périmètre principal d'affleurement et la coupe-type se trouvent dans le proche voisinage de la localité de Caugagia dans la colline de Bal-Bair. La sous-formation s'étend vers le sud jusqu'à la colline Ienicerilor alors que vers le nord et l'est elle pourrait avoir une distribution relativement grande dans les collines situées au NO de Caugagia et dans le flanc septentrional du synclinal de Caugagia-Jurilovca. Le degré de recouvrement élevé de la région (avec du lœss ou

[3] D'après nos dernières données les couches à *C.* cf. *carolinum* et les couches à *I. cuvieri* sous-jacentes, de Visterna, contiennent l'association de la sous-zone *M. coronata* (à : *M. coronata, M. sinuosa, M. „renzi"*-plan convexe, *M. marginata, M. psendolinneiana, M. renzi*-convexe, *H. helvetica, A. cretacea, W. inornata, W. paradubia, D. cachensis, D. algeriana, D. biconvexa biconvexa, P. oraviensis oraviensis, P. oraviensis trigona*).

Institutul Geologic al României

des forêts) et l'absence des affleurements qui nous offrent beaucoup plus des dépôts de la sous-formation de Caugagia rendent difficile la détermination exacte de leur extension. Mentionnons qu'au S de la gare de Codru, dans les collines tout près de la voie ferrée, on a creusé quelques fossés d'où on a prélevé des blocs de calcaires blanc-verdâtres à spécimens d'ammonites et d'inocérames identiques à ceux rencontrés dans les calcaires semblables de Caugagia. Donc la sous-formation s'étend au moins jusqu'ici. Vers l'est, à partir de la parallèle de Visterna, il y a aussi des calcaires blanc-verdâtres, associés aux marno-calcaires jaunâtres caractéristiques à la sous-formation de Jurilovca, tout le paquet appartenant par conséquent à la dernière sous-formation.

La sous-formation de Caugagia, telle qu'elle y est définie, est constituée d'un paquet assez lité, formé de calcaires gréseux jaunâtres ou roses, à contenu variable en matériel détritique (quartz, glauconite) entre lesquels s'intercalent régulièrement des bancs décimétriques de calcaires blancs, parfois fortement silicifiés et d'habitude très fossilifères, contenant pratiquement toute la faune décrite pour la sous-formation de Caugagia. Quantitativement les calcaires blancs représentent seulement un quart ou bien un cinquième de la masse totale de la roche, mais par leur aspect, façon d'apparition et contenu riche en macrofaune ils impriment le caractère distinctif de la sous-formation de Caugagia. Les roches à lithologie approchante se développent également dans la sous-formation de Harada (sous-jacente) et dans la sous-formation de Jidini, bien que leur façon d'association soit différente.

Tout le paquet attribué à la sous-formation de Caugagia a une puissance de 20 à 25 m environ, surmonte avec concordance (probablement en continuité de sédimentation) les calcaires jaunâtres à petits brachiopodes de la sous-formation de Harada (à Caugagia) et supporte en continuité de sédimentation soit les calcaires gréseux jaunâtres à rares intercalations de marno-calcaire s (colline de Bal-Bair) soit les marnes et les marno-calcaires bien lités (station d'essence de Baia) de la sous-formation de Jurilovca.

Nous avons déjà mentionné que vers l'est les dépôts de la sous-formation de Caugagia sont remplacés par ceux de la sous-formation de Jurilovca. A l'ouest de Caugagia dans quelques secteurs (flanc sud du synclinal de Uspenia) la partie inférieure du Coniacien manque, donc les dépôts synchrones à la sous-formation de Caugagia ; dans le flanc nord du même synclinal il n'y a pas de bons affleurements pour attester la limite Turonien/Coniacien mais la fréquence élevée des fragments de marno-calcaires indique la présence de la sous-formation de Jurilovca. Ni dans d'autres secteurs de l'ouest du bassin de Babadag on n'a rencontré des dépôts qui pourraient être certainement attribués à la sous-formation de Caugagia ; les dépôts éventuellement synchrones à cette sous-formation se développent en d'autres faciès, tous inclus par nous à la sous-formation de Jurilovca.

Données paléontologiques et âge. En l'aide de la géochronologie de la sous-formation de Caugagia viennent de nombreuses données paléontologiques et micropaléontologiques (figs. 5, 7, 8 ; pl. II). Une partie de la faune d'ammonites est connue de la liste de Macovei (in Macovei, Atanasiu, 1934), ensuite de Mirăuță et Mirăuță (1964). La liste a été complétée par l'un de nous à l'occasion d'un ouvrage récent (Szász, 1981) où l'on a décrit et figuré aussi les spécimens de Macovei de la collection de l'IGG (ceux prélevés par Mirăuță et Mirăuță étant figurés dans l'ouvrage de 1964). La faune d'inocérames de tout le Coniacien a été récemment décrite (Szász, 1985). Quant à la microfaune elle a été mentionnée dans des ouvrages antérieurs (Ion, 1982 ; Ion, in Szász et al., 1981 — feuille de Babadag ; Ion, in Szász, Ion, 1984).

Les macro- et microfaune de la sous-formation de Caugagia (telle qu'elle a été définie dans cet ouvrage) et l'âge des dépôts du lit et du toit attestent l'âge coniacien inférieur. Les données de détail portant sur l'âge de la coupe-type (O, Q) (colline de Bal-Bair) sont (figs. 5, 7) :

— des niveaux basaux (presque 2 m) n'ont pas de macrofaune, mais contiennent une riche association de foraminifères planctoniques appartenant à la sous-zone *Marginotruncana tarfayensis*, cf. def. Ion 1979 (1982), d'âge coniacien inférieur. Il est à signaler que cette association débute aussi dans la base de la sous-formation de Caugagia près de Slava Rusă (carrières de Coșarul Mic, profil J).

— le paquet de dépôts suivant (6 à 8 m environ) comporte l'association de macrofaune coniacienne inférieure à *Forresteria (Harleites) petrocoriensis*, *Barroisiceras haberfellneri*, *Inoceramus rotundatus*, niveaux à *Micraster cortestudinarium* et le premier niveau à *Didymotis* (*D.* aff. *variabilis* Gerhardt) ; l'association à *M. tarfayensis* se continue des niveaux basaux à tout le paquet. Outre des espèces déjà mentionnées, on a déterminé aussi dans le paquet à *F. (H.) petrocoriensis* les espèces : *Barroisiceras haberfellneri hemitissotiformis* Plöchinger (= *Harleites bentori* in Szász, 1981, pl. 12, figs. 1, 2), *Damesites* aff. *sugata* (Forbes), *Inoceramus striatoconcentricus szadetzkyi* (Simionescu), *I.* ex gr. *waltersdorfensis* Andert etc.

L'association microfaunistique de la sous-zone *M. tarfayensis* est formée de : *M. tarfayensis* (Lehmann), *M. renzi* (Gandolfi), *M. coronata* (Bolli), *M. sinuosa* (Porthault), *M. marginata* (Reuss),

Institutul Geologic al României

M. schneegansi (Sigal), cf. *M. elenae* Jana Ion, *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. „renzi"* (Gandolfi)-plan convexe, *M. angusticarinata* (Gand.), *M.* aff. *M. renzi* (Gand.), exemplaires cf. gr. *iliei-pileoliformis*, *Dicarinella biconvexa biconvexa* (Samuel et Salaj), *D.* sp. aff. *Praeglobotruncana oraviensis trigona* Scheibnerova, *D. cachensis* (Douglas), cf. *D. jekeliana* Jana Ion, *D. imbricata* (Mornod), *D. canaliculata* (Reuss), *Praeglobotruncana* gr. *oraviensis* Scheibnerova, *P. gibba* Klaus, *P. stephani* Gand., *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orb.), *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, cf. *Falsotruncana loeblichae* (Douglas), *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Hedbergella* spp., *Heterohelix* spp., etc.

La partie inférieure de la sous-formation de Caugagia comprend aussi bien des pithonelles, sphaeres très abondantes et des spicules de spongiaires.

— Le paquet de couches qui suit en succession (10 à 12 m de puissance) affleure en plusieurs escarpements naturels dans le versant NE de la colline de Bal-Bair et dans la carrière située au sud de cette colline (fig. 7). Nous n'y avons pas trouvé (au moins jusqu'à présent) des ammonites des genres *Forresteria* et *Barroisiceras*, mais on y a rencontré un exemplaire de *Yabeiceras (Y.* aff. *orientale* Tokunaga et Shimizu) et d'autres espèces d'ammonites coniaciennes dans sa partie inférieure. De ces couches proviennent aussi la majorité des espèces d'inocérames décrits pour la sous-formation de Caugagia et de la partie supérieure un deuxième niveau à *Didymotis*. Remarquons que ces dépôts ne nous ont fourni jusqu'à présent aucun exemplaire de *Peroniceras* s. str. Outre *Yabeiceras* ont été également déterminées des ammonites telles *Nowakites? macoveii* Szász, *Pseudocossmaticeras* sp. (n. sp.?), *Gaudryceras denseplicatum* Jimbo, *G.* aff. *varagurense* Kossm., *G.* aff. *mite* (Hauer), *Parapuzosia (Austiniceras)* cf. *mobergi* (Gross.), *Scaphites* ex. gr. *compressus* d'Orb. (sensu Wiedmann, 1962) etc. La faune d'inocérames, extrêmement variée, fait l'objet d'un autre ouvrage (Szász, 1985) dont citons : *Inoceramus schloenbachi* Böhm, *I. deformis* Meek, *I. erectus* Meek, *I. inconstans* Woods (div subsp.), *I. pseudoinconstans* Szász, *I. lusatiae* Andert, *I. waltersdorfensis* Andert, *I. rotundatus* Fiege, *I. fiegei* Tröger, *I. woodsi* Fiege, *I. pseudowandereri* Szász, *I. brongniartiformis* Szász, *I. danubiensis* Szász, *I. macoveii* Szász, *I. babadagensis* Szász, *I. dobrogensis* Szász, *I. crassus* Petr., *I. crassus anderti* Szász, *I. paradeformis* Szász, *I. hamangiensis* Szász, *I. ibidaensis* Szász, *I. incurvatissimus* Tröger, *I. lamarcki* Park., *I. stillei* Heinz, *I. inaequivalvis* Schlüter, *I. incertus* Jimbo, *I.* aff. *naumanni* Yokoyama, *I.* n. sp aff. *I. koeneni* Müller, *I.* aff. *angulosus* Jimbo. Toujours dans ces dépôts apparaissent de nombreux spécimens de *Micraster* du groupe *M. leskei-M. cortestudinarium* et de *Didymotis*.

La valeur chronostratigraphique de toute l'association de ce paquet soulève une série de problèmes qui seront discutés au chapitre de biostratigraphie ; nous optons, surtout à partir de la parachronologie des inocérames de l'Europe, pour l'appartenance de l'association au Coniacien inférieur.

Le paquet de couches à *Yabeiceras* aff. *orientale* et *Inoceramus schloenbachi* contient dans sa partie inférieure l'association de la sous-zone *M. tarfayensis* qui se continue des dépôts sous-jacents, et dans sa partie supérieure il contient une association qui pourrait appartenir à la zone *Dicarinella concavata*. Le contenu de la première association est voisin de celui des couches à *Forresteria (Harleites petrocoriensis*. L'association qui pourrait être attribuée à la zone *D. concavata* est formée de : *Dicarinella asymetrica* (Sigal) ou *M. paraconcavata* (Porthault) (en lames minces), *Marginotruncana tarfayensis* (Lehmann), *M. sinuosa* Porthault, *M. marginata* (Reuss), *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. „renzi"* (Gand.)-plan convexe, *M.* aff. *renzi* (Gand.)-convexe, *M. coronata* (Bolli), *M.* gr. *undulata* (Lehmann), *Praeglobotruncana stephani* (Gand.), *P. gibba* Klaus, *P.* aff. *oraviensis trigona* Scheibnerova, *Whiteinella paradubia* (Sigal), *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orb.), *Heterohelix*. Ces dépôts comportent encore beaucoup de *Pithonella*.

— Le dernier paquet de dépôts (à puissance visible de 2 m maximum) qui préserve encore la lithologie caractéristique de la sous-formation de Caugagia affleure immédiatement au-dessous des marno-calcaires à *Peroniceras* de la sous-formation de Jurilovca, tout près de la ferme du N de Baia (fig. 8). Le contact entre ces deux types de dépôts est masqué par du loess, la surface recouverte en représente seulement 3 ou 4 m d'épaisseur stratigraphique. Ce paquet contient une association à *Neocrioceras (Schlueterella) kossmati* (Simionescu), *Inoceramus striatoconcentricus carpathicus* Simionescu et *I. sturmi* Andert. L'association de foraminifères planctoniques appartient à la zone *D. concavata* et comprend outre l'espèce index *Marginotruncana „renzi"* (Gandolfi)-plan convexe, *M. pseudolinneiana* Pessagno, *Whiteinella paradubia* (Sigal) et d'autres.

2.2.4. *Sous-formation de Jurilovca (Patrulius et al., 1974 — émendé) — Coniacien; Coniacien moyen-Coniacien supérieur*

Les dépôts de cette sous-formation représentent en fait la plupart du Coniacien du bassin de Babadag et présentent la plus grande variation de faciès de toutes les sous-formations du Crétacé supérieur de cette région. Les faciès ne sont pas bien délimités les uns des autres, excepté quelques cas sur lesquels nous reviendrons. Le passage d'un faciès à l'autre se fait graduellement à la ver-

Institutul Geologic al României

Fig. 7 — Coniacien au sud de la colline de Bal-Bair (carrières) (coupe Q).

Institutul Geologic al României

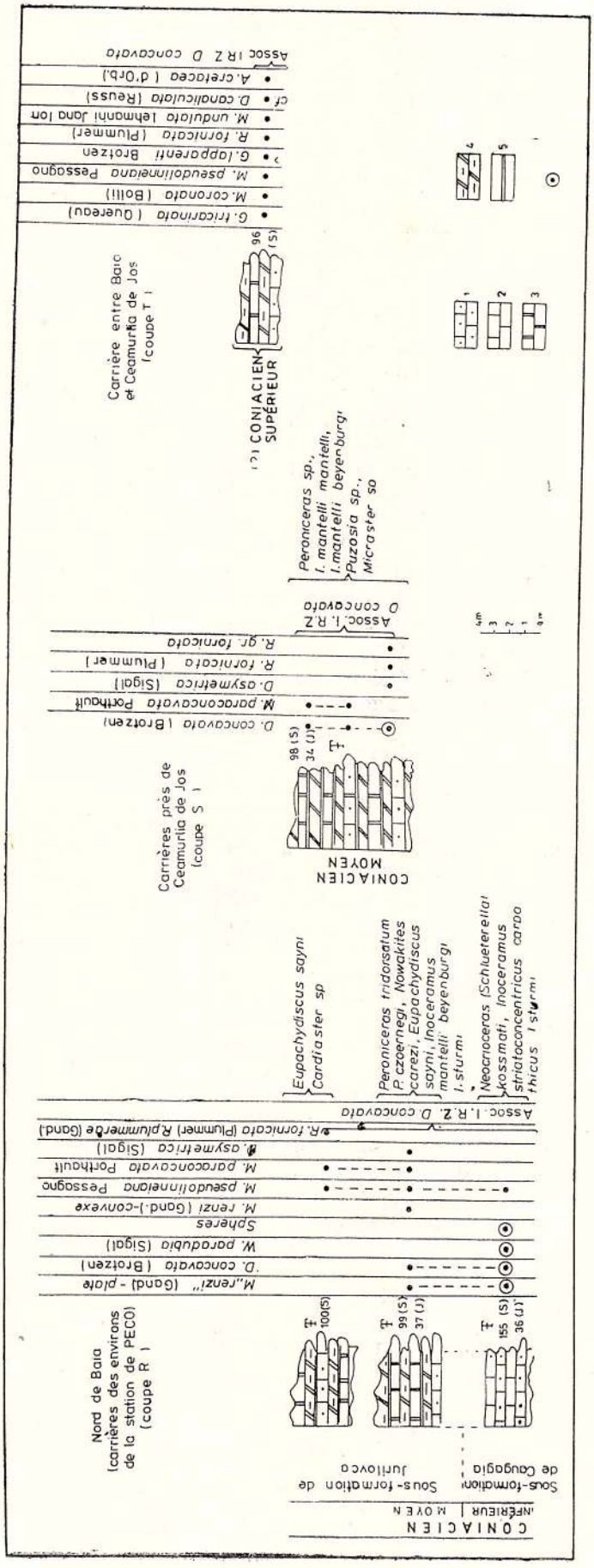


Fig. 8 — Coniacien de la région de Baia-Ceamurlia de Jos.

1, calcaire gréseux ; 2, calcaire blanc ; 3, calcaire finement crayeux, jaunâtre ; 4, marno-calcaire crayeux, jaunâtre ; 5, argiles centimétriques ; 6, microfaune détachée ; 7, microfaune en lames minces.

Institutul Geologic al României

ticale aussi qu'à la latérale, ce qui rend difficile leur délimitation cartographique. C'est pour cela que nous avons préféré que tous ces faciès soient inclus provisoirement à la sous-formation de Jurilovca, surtout que la grande partie des dépôts ont une particularité commune à savoir l'existence des calcaires crayeux et des marno-calcaires jaunâtres sur tout le territoire du bassin de Babadag en tant qu'intercalations ou bien des paquets englobés entre des roches d'une tout autre lithologie.

Le faciès typique de la sous-formation de Jurilovca (pour lequel on a employé initialement la dénomination respective) est représenté par des calcaires fins et des marno-calcaires de teinte jaunâtre, plus rarement grise, tous légèrement crayeux et à accidents siliceux de type „chaille", à intercalations centimétriques d'argiles et à rares intercalations de calcaires gréseux de couleur rose, semblables à ceux de la sous-formation de Caugagia. Tout le paquet apparaît très bien lité, de lamination parallèle. Ce type de faciès constitue le remplissage du synclinal de Caugagia-Jurilovca. Les affleurements les plus bons sont situés en quelques carrières (à présent plusieurs d'elles abandonnées) du N de Baia, entre Baia et Ceamurlia de Jos, au N de „Două cantoane", au N des localités de Vişina et de Jurilovca (Unirea) etc. Le faciès respectif apparaît encore dans le remplissage du brachisynclinal de N. Bălcescu. Sur ce fond général il y a, dans la partie est du bassin de Babadag (synclinal de Caugagia-Jurilovca), des variations de faciès légèrement à observer. Ainsi, vers la marge méridionale du bassin le faciès marneux passe à un faciès plus grossier formé des grès calcaires et des calcaires gréseux jaunâtres où persistent des intercalations de marno-calcaires crayeux ou même de la macrofaune (tel le secteur entre la colline Ienicerilor et Baia), donc le passage latéral est évident. La partie sommitale des collines de Bal-Bair et Ienicerilor est formée de parails dépôts à côté desquels font leur appariation de minces couches de calcaires légèrement gréseux blanc-verdâtres qui rappellent les calcaires de la sous-formation de Caugagia.

Au N du synclinal de Caugagia-Jurilovca, là où la sous-formation de Caugagia ne peut pas être séparée, dans les marno-calcaires fins de la sous-formation de Jurilovca apparaissent des intercalations de calcaires gréseux jaunâtres et des calcaires blanc-verdâtres, ce qui confirme le passage latéral d'une sous-formation à d'autre.

La situation est plus compliquée pour la partie ouest du bassin de Babadag (à l'O de Caugagia) puisque, excepté le remplissage du brachisynclinal de N. Bălcescu, la sous-formation de Jurilovca ne se développe plus dans le faciès typique. Ainsi, des couches ou des paquets de couches à marno-calcaires et calcaires crayeux alternent dans le synclinal de Uspenia aux couches ou aux paquets de couches beaucoup plus gréseux, en rappelant les faciès marginaux de l'est du bassin. Dans un autre secteur (à l'O de Turda) sur les calcaires gréseux jaunâtres et les calcaires blancs à inocérames d'âge turonien supérieur de la sous-formation de Harada repose un paquet de dépôts à lithologie identique excepté de macrofaune dont seule la partie supérieure contient des intercalations de marno-calcaires ; par conséquent, le seul critère de séparation de la sous-formation de Harada de celle de Jurilovca, respectivement le critère de délimitation Turonien/Coniacien, est l'absence de la macrofaune. Il en est de même tout près de la localité de N. Bălcescu, avec la différence que toutes les deux sous-formations se développent dans un faciès marginal calcaire-conglomératique à ostréides, algues et d'autres organismes littoraux. Par suite il n'y a des dissemblances lithologiques ni entre elles, ni entre elles et les dépôts de la sous-formation de Babadag développés plus vers l'est ; leur appartenance au Turonien, respectivement au Coniacien est avérée premièrement par le passage des dépôts à inocérames aux dépôts en faciès conglomératique et deuxièmement par le fait que dans d'autres régions des dépôts conglomératiques similaires surmontent des calcaires à inocérames appartenant au Turonien supérieur (S de Iulia).

Enfin, dans le brachisynclinal du SE de la localité de Traian la partie inférieure de la sous-formation de Jurilovca rappelant le faciès du synclinal de Uspenia est formée d'une alternance de calcaires gréseux jaunâtres, blanc-verdâtres ou gris et de marno-calcaires crayeux jaunâtres. En échange la partie supérieure de la succession est constituée d'un paquet de dépôts en faciès principalement gréseux (grès plus ou moins calcaires à accidents siliceux, stratifiés en bancs pluridécimétriques ou métriques), faciès qui n'a pas été rencontré en d'autres secteurs et dont l'âge n'est pas encore attesté.

Quant aux relations sous-formation de Jurilovca/son lit nous voulons souligner que dans les secteurs où il y a des dépôts appartenant à la sous-formation de Caugagia, elle surmonte avec concordance celle-ci. La différence lithologique entre les deux sous-formations est évidente surtout dans le secteur de Caugagia-Baia où les deux sous-formations se différencient nettement par leur contenu macrofaunistique aussi. Dans plusieurs régions telles le synclinal de Caugagia-Jurilovca, le nord du synclinal de Uspenia, le brachisynclinal du SE de Traian, les dépôts de la sous-formation de Jurilovca reposent directement sur les couches turoniennes supérieures de la sous-formation de Harada. Pour quelques secteurs mentionnés (NE du synclinal de Caugagia-Jurilovca) nous avons des données micropaléontologiques (fig. 6) sûres à savoir que la sous-formation de Jurilovca s'installe depuis la base du Coniacien, en remplacant complètement la sous- formation de Caugagia.

Institutul Geologic al României

Pour la partie ouest du bassin de Babadag nous n'avons pas encore des données suffisantes afin de démontrer pour ou contre. Il y a quand même des situations où les dépôts de la sous-formation de Jurilovca se disposent ingressivement sur les termes plus anciens du Crétacé supérieur (entre colline Ienicerilor et Baia, (ex. fig. 4) ou directement sur le soubassement précrétacé (entre Camena et Başpunar, S de N. Bălcescu etc.). Au moins pour quelques secteurs susdits on peut supposer qu'une partie plus ou moins importante du Coniacien inférieur manque. Pour cela plaide l'existence des intercalations de conglomérats minces à maints fragments de coquilles d'inocérames épaisses (à Fîntîna Mare (Başpunar)) remaniées seulement par des dépôts du Coniacien inférieur, en d'autres niveaux stratigraphiques n'existant pas des inocérames à coquille si épaisse.

La limite supérieure de la sous-formation de Jurilovca est exprimée par l'érosion préquaternaire. Jusqu'à présent les plus nouveaux dépôts identifiés macro- et micropaléontologiquement dans le cadre de la sous-formation appartiennent au Coniacien supérieur. Sa puissance est variable, en atteignant dans quelques secteurs 200 m (E du bassin de Babadag).

Données paléontologiques et âge. La sous-formation de Jurilovca est relativement riche en macrofaune et très riche en associations de foraminifères planctoniques (figs. 4, 6, 8 ; pl. II).

La première information portant sur la macrofaune de cette sous-formation revient à Macovei (1906) qui décrit une ammonite sous le nom de *Pachydiscus* cf. *levyi* Gross. ; ce spécimen est figuré plus tard par Simionescu (1944) sous le nom de *Pachydiscus levyi* et inclus par nous dans la synonymie de *Nowakites*? *macoveii* Szász. Peut que ce spécimen (y figuré — pl. VI, fig. 2) appartienne en réalité à l'espèce *Eupachydiscus isculensis* (Redtenbacher) à côté d'autres exemplaires du bassin de Babadag. Des spécimens sont en grand, quelques-uns mentionnés par Simionescu (1944) et figurés par nous (pl. VIII, fig. 1 a, b), mais ne présentant des affinités ni avec *E. levyi*, ni avec *E. isculensis*, au moins pour les stades jeune et moyen de croissance. Pour cela nous avons créé l'espèce *Nowakites macoveii*. La liste a été complétée ultérieurement par Macovei (in Macovei, Atanasiu, 1934) avec *Inoceramus cuvieri* et *Micraster* sp. Simionescu (1944) mentionne que les espèces *Lewesiceras* aff. *anapadense* (Kossm.) et *L.* aff. *peramplum* (Mant.) proviennent de Jurilovca. Plus tard, Mirăuţă et Mirăuţă (1964) enrichissent substantiellement la liste de macrofaune par les espèces : *Peroniceras subtricarinatum tridorsatum* Schlüt., *P. lepeei* (Fallot), *P. rousseauxi* Gross., *Parapachydiscus sayni* Gross., *„Anisoceras" sertum* Wollemann, *Micraster cortestudinarium* Goldf., *Inoceramus inconstans* Woods etc. Elle a aussi été complétée par l'un de nous (Szász, Lăcătuşu, 1974 ; Patrulius, Szász, 1976 ; Szász, 1981, 1985). On constate que les associations de macrofaune sont cantonnées surtout à l'ouest et à l'est du synclinal de Caugagia-Jurilovca dans le faciès de calcaires crayeux et de marno-calcaires bien lités du Coniacien moyen et supérieur.

On n'a pas trouvé jusqu'à présent de la macrofaune caractéristique dans la partie inférieure, coniacienne inférieure de la sous-formation de Jurilovca, qui constitue l'équivalent latéral de la sous-formation de Caugagia. Le syncronisme de ces deux types de dépôts a été argumenté sur base des foraminifères planctoniques. Ainsi au S de Visterna (fig. 6) immédiatement au-dessus des dépôts turoniens supérieurs de la sous-formation de Harada à *Inoceramus falcatus*, *I. teshioensis* etc. et à association de la sous-zone *Marginotruncana coronata* se disposent en continuité de sédimentation les dépôts de la sous-formation de Jurilovca contenant à partir des premiers niveaux l'association de la sous-zone *M. tarfayensis* formée de : *Marginotruncana tarfayensis* (Lehmann), *M. coronata* (Bolli), *M. „renzi"* (Gandolfi)-plan convexe, *M. sinuosa* Porthault, *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. marginata* (Reuss), *M. renzi* (Gand.)-convexe, *M. elenae* Jana Ion, *Whiteinella paradubia* (Sigal), *W. archaeocretacea* Pessagno, *Dicarinella canaliculata* (Reuss), *D. difformis* (Gandolfi), *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *P. alta*, Jana Ion, *Hedbergella washitaensis* (Carsey). Les niveaux respectifs contiennent en plus des foraminifères benthiques calcaires et agglutinants.

Le faciès typique de la sous-formation de Jurilovca s'installe dans le secteur de Caugagia-Baia-Ceamurlia de Jos depuis le Coniacien moyen, fait expliqué macro- et microfaunistiquement (fig. 8). La macrofaune et la microfaune se disposent dans une certaine succession, à savoir :

— Dans les carrières situées au N de Baia (tout près de la station d'essence) immédiatement au-dessus des dépôts de la sous-formation de Caugagia à *Neocrioceras (Schlueterella) kossmati* suit un paquet de marno-calcaires et de calcaires crayeux à rares intercalations de calcaires gréseux. Ce paquet contient depuis la base l'association de la zone à *Peroniceras tridorsatum* suivie plus haut par des premiers spécimens de *Inoceramus mantelli beyenburgi* Seitz ; les foraminifères planctoniques de ce paquet appartiennent à la sous-zone *Dicarinella concavata* qui se continue des dépôts sous-jacents.

La macrofaune contient : *Peroniceras tridorsatum* (Schlüter) (la synonymie de Klinger et Kennedy (1984) comporte aussi *P. moureti* Gross. et *P. rousseauxi* Gross.), *P. czoernigi* (Redtenbacher), *Nowakites carezi* Gross, *Eupachydiscus* (? *Pseudokossmaticeras*) *sayni* Gross., *Inoceramus mantelli beyenburgi* Seitz (spécimens de taille petite), *I. sturmi* Andert, *I. inconsians* Woods etc.

Institutul Geologic al României

L'association de microfaune est constituée de : *Dicarinella concavata* (Bortzen), *D. asymetrica* (Sigal), *Marginotruncana paraconcavata* (Porthault), *M. „renzi"* (Gand.)-plan convexe, *M. renzi* (Gand.)-convexe, *M. pseudolinneiana* Pessagno.

— Le paquet suivant (5 à 6 m de puissance environ) est plus pauvre en faune comprenant rien que *Eupachydiscus sayni* et un niveau très riche en *Cardiaster* sp. revenant également à la zone à *P. tridorsatum*. La microfaune est plus pauvre, à *Rosita fornicata* Plummer, *R. plummerae* Gandolfi.

— Le paquet de couches affleurantes dans la carrière de Ceamurlia de Jos représente l'équivalent de la partie supérieure des couches à *Peroniceras* et des couches à *Cardiaster* du N de Baia, donc appartenant au Coniacien moyen (zone à *P. tridorsatum*). Il contient *Peroniceras* sp., *Inoceramus mantelli mantelli* Mercey, *I. mantelli beyenburgi* Seitz (en général de taille grande), *Puzosia* sp., *Micraster* sp. et d'autres. La microfaune appartient également à la zone *D. concavata* (Brotzen) comprenant : *M. paraconcavata* Porthault, *Rosita fornicata* (Plummer), *D. asymetrica* (Sigal), *D. concavata* (Brotzen).

— Les plus récents niveaux coniaciens supérieurs pourraient être représentés par le paquet de couches affleurantes dans une carrière située à l'est du chemin liant Baia à Ceamurlia de Jos. Il est dépourvu de macrofaune mais contient de la microfaune : *Globotruncana tricarinata* (Quereau), *G. lapparenti* Brotzen, *Rosita fornicata* (Plummer), *Marginotruncana coronata* (Bolli), *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. undulata lehmanni* Jana Ion, *Dicarinella canaliculata* (Reuss), *Archaeoglobigerina cretacea* (Plummer).

Les plus nouveaux dépôts du synclinal de Caugagia-Jurilovca se développent aussi dans les environs de Jurilovca, au N de cette localité et au N de Vişina (colline de Paşa Cîşla). Lithologiquement, les dépôts ne diffèrent pas de ceux du N de Baia mais leur faune est en général plus pauvre. Du N de Vişina et de Jurilovca on a recueilli des exemplaires de *Inoceramus inconstans*, *M. sturmi*, *Micraster cortestudinarium*, espèces qui apparaissent aussi dans les niveaux inférieurs du Coniacien. Des alentours de la localité de Unirea (Jurilovca) proviennent les espèces *Gauthiericeras roquei* Peron, *Eupachydiscus* aff. *isculensis* (Redt.) (= *Pachydiscus* cf. *levyi* Gross. in Macovei, 1906), *Lewesiceras* aff. *anapadensis* (Kossmat) etc., dont la première espèce indique sans conteste la partie inférieure du Coniacien supérieur, elle étant jusqu'à présent la plus nouvelle espèce caractéristique rencontrée dans ce secteur. L'association de microfaune de ces dépôts appartient également à la zone *D. concavata* et contient (N de Jurilovca — profil X) les espèces : *Dicarinella* gr. *concavata*, *Rosita fornicata* (Plummer), *Marginotruncana marginata* (Reuss), *Praeglobotruncana* gr. *oraviensis*, *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orb.) ; à Jurilovca (profil Y) elle comporte *D.* cf. *concavata* (Brotzen), *D. cachensis* (Douglas), *D. jekeliana* Jana Ion, *Marginotruncana marginata* (Reuss), *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Globotruncana tricarinata* (Quereau).

Il est à remarquer, et c'est bien surprenant, que les gisements fossilifères à macrofaune et à microfaune coniacienne supérieure des alentours de Jurilovca (= Unirea) sont situés relativement proches de la limite de la sous-formation de Jurilovca avec les dépôts de la sous-formation de Harada du lit, ce qui suggère soit une condensation stratigraphique soit l'absence de la partie inférieure de la première sous-formation. Toutes ces deux variantes ne sont que des hypothèses jusqu'à de nouvelles études micropaléontologiques détaillées.

Dans plusieurs secteurs du bassin de Babadag les dépôts de la sous-formation de Jurilovca sont pauvres en macrofaune. On a encore rencontré des exemplaires de *Gaudryceras* aff. *mite* et des inocérames dans le bois de Babadag à environ 5 km de „Două cantoane" et des spécimens appartenant à *Inoceramus mantelli beyenburgi* Seitz dans le faciès typique marno-calcaire de la sous-formation de Jurilovca du centre du brachisynclinal au S de N. Bălcescu.

2.3. Formation de Murfatlar (Avram et al., 1984) — Santonien-Campanien inférieur

Cette formation n'appartient pas proprement dit au bassin de Babadag ; elle a été définie dans la Dobrogea du Sud où elle présente une extension aréale considérable, étant d'âge santonien-campanien inférieur (Avram et al., 1988). L'apparition de ces dépôts dans le voisinage de ceux appartenant au bassin de Babadag (pl. I) montre qu'à un moment donné (? Santonien) ils ont recouvert une bonne partie de la Dobrogea centrale, surtout celle orientale.

A présent, les dépôts de la formation de Murfatlar apparaissent dans le voisinage du bassin de Babadag (sur une petite aire) tout en longeant le rivage du lac de Sinoe jusqu'à peu près de Grindul Lupilor. Ils surmontent les schistes verts en formant un synclinal qui se continue vers le N jusque tout près des dépôts à inocérames appartenant à la sous-formation de Harada du rivage du lac de Zmeica, sans être en contact direct avec eux. Ici tout comme en Dobrogea du Sud les dépôts de la formation de Murfatlar débutent par un paquet de conglomérat basal, tantôt lumachellique (à ostréides, *Trigonia* et autres bivalves et gastéropodes), tantôt fortement limonitisé. Souvent, des calcaires

Institutul Geologic al României

organogènes à galets remaniés du soubassement peuvent surmonter directement les schistes verts, tel le rivage du lac de Zmeica (profil β). Suivent 5 à 6 m de grès glauconieux à *Echinocorys vulgaris*, des coquilles d'inocérames ; la succession se continue ensuite par quelques mètres de craies blanches, dures, silicifiées qui comportent elles aussi des fragments d'inocérames remaniés du Coniacien du bassin de Babadag (tout comme dans la région stratotype de la formation, représentée par la vallée de Carasu entre Murfatlar et Castelu). Elles contiennent in situ l'association de foraminifères planctoniques de la zone *Globotruncana bulloides* cf. def. Pessagno, 1967. L'association contient : *G. bulloides* Vogler, *G. lapparenti* (Brotzen), *G. linneiana* (d'Orb.), *G. austinensis* Gandolfi, *G. spinea* Kikoina, *Rosita fornicata* (Plummer), *Marginotruncana tarfayensis* (Lehmann), *M. coronata* (Bolli), *M. sinuosa* Porthault, *M. pseudolinneiana* (Pess.), *M. marginata* (Reuss), *M. paraconcavata* Porthault, *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orb.). On a rencontré aussi des pithonelles, fragments de bryozoaires, coraux, échinides, mélobésiées.

Les exemplaires de *Echinocorys vulgaris* et surtout l'association de la zone *G. bulloides* argumentent pour les dépôts en question l'âge santonien supérieur. Dans la Dobrogea du Sud la formation de Murfatlar s'étend jusqu'au Campanien inférieur (Neagu, in Ghenea et al., feuilles de Medgidia et de Peştera, 1984). Ces niveaux n'ont pas été encore rencontrés dans le rivage du lac de Sinoe, soit parce qu'ils n'existent pas soit parce qu'ils n'affleurent pas. Un fait est évident que la succession du rivage du lac de Sinoe présente, en tant que faciès, des ressemblances frappantes avec les dépôts d'âge similaire de la région de Castelu-Murfatlar, alors que les ressemblances avec les dépôts crétacés supérieurs du bassin de Babadag sont moins prégnantes.

3. CONSIDERATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

Vu les distributions aréale et stratigraphique de la macrofaune des dépôts néocrétacés du bassin de Babadag on constate que la faune est très non uniformément répartie territorialement aussi bien que sur la colonne stratigraphique. Il y a des secteurs et des niveaux fort riches en faune à côté des régions de grande étendue et des paquets épais de la colonne lithologique qui n'offrent que des spécimens isolés. Cette situation s'explique pour quelques secteurs par l'absence des affleurements naturels ou artificiaux, raison pour laquelle les faunes probablement réelles restent inaccessibles. Quand même les gisements fossilifères les plus riches sont ceux de la moitié est du bassin de Babadag. La concentration maximum de macrofaune et de flore s'observe dans le Cénomanien moyen, Turonien inférieur, Turonien supérieur, Coniacien inférieur et moyen. Le Cénomanien, excepté celui représenté par la sous-formation de Goloviţa, la partie médiane du Turonien et la partie supérieure du Coniacien sont pauvres en macrofaune caractéristique. Un rôle bien important est revenu aux recherches micropaléontologiques qui ont relevé l'existence des associations de foraminifères planctoniques dans les dépôts à ou sans macrofaune. Elles ont constitué pour maints secteurs le seul critère chronostratigraphique et de séparation des dépôts de divers âges et leur délimitation sur la carte.

L'emploi combiné des données d'ordre biochronologique fournies par des ammonites, inocérames et foraminifères planctoniques nous a permis d'établir la succession biochronologique des dépôts crétacés du bassin de Babadag, parfois jusqu'au niveau de sous-zone, la corrélation plus exacte des échelles biochronologiques sur base des ammonites, inocérames et foraminifères planctoniques ou bien le „range" de l'âge des associations d'inocérames. Nous avons pu ainsi aborder des problèmes d'intérêt plus grand, telles la limite Turonien/Coniacien, la valeur chronologique réelle des espèces-index classiques d'ammonites ou des foraminifères planctoniques, et déterminer des espèces-index entre les foraminifères planctoniques pour le Coniacien basal. Quelques-uns de ces résultats ont été consignés par nous dans divers ouvrages déjà parus ou sous presse (mentionnés dans le chapitre „Introduction"). Dans les lignes suivantes nous avons l'intention de présenter une synthèse de toutes les données biostratigraphiques récentes. Elles seront complétées de données inédites en obtenant ainsi une image d'ensemble sur la biostratigraphie du Crétacé supérieur du bassin de Babadag. Cette image est synthétiquement illustrée dans les planches I et II, des données biostratigraphiques de détail se retrouvent dans les figures 2—8 et dans les planches IV—XXX.

Il faut encore préciser que toutes les zones et les sous-zones de foraminifères du Cénomanien-Coniacien du bassin de Babadag représentent, d'après le guide de Hedberg (1971), un type de biozone (intervalle depuis l'apparition d'une espèce-index jusqu'à l'apparition d'une autre espèce-index) pour la catégorie „Interval Range Zone" (I.R.Z.). Ce type de biozone est synonyme à „Partial Range Zone" (fide Sigal, 1985), employé aussi dans la biostratigraphie, ainsi que par nous dans d'autres ouvrages (Ion, 1976, 1983).

152926
Institutul Geologic al României

3.1. Cénomanien

3.1.1. *Cénomanien inférieur*

Il n'y a des arguments macropaléontologiques sûrs concernant l'âge cénomanien inférieur que pour la partie inférieure de la sous-formation de Babadag. On envisage de l'association de macrofaune seulement *Neohibolites ultimus* et *Inoceramus crippsi*, cités fréquemment pour les dépôts de la sous-formation en discution. Bien qu'aucune des espèces citées ne soit strictement localisée dans le Cénomanien inférieur, elles sont très fréquentes dans l'intervalle stratigraphique (par exemple en Dobrogea du Sud, cf. Avram et al., 1988), beaucoup rares dans le Cénomanien moyen et très rares (ou inexistantes) dans le Cénomanien supérieur. Les citations de *I. crippsi* de la partie supérieure du Cénomanien (vallée Jidinilor, cf. Mirăuță, Mirăuță, 1964) doivent être considérées avec circonspection, possible l'existence des autres espèces (par exemple *I. schöndorfi*).

Des données micropaléontologiques pour la partie inférieure du Cénomanien inférieur ont été seulement signalées au N de Baia (colline de Chisirlic — profil U) à partir des dépôts basaux de la sous-formation de Babadag où l'on a indentifié une association de foraminifères planctoniques appartenant à la zone *Th. brotzeni/Th. globotruncanoides*, cf. def. Lehmann, 1966, emend. Ion, 1978, corrélable avec la zone *Mantelliceras mantelli*.

Paraît (tant qu'on peut apprécier d'après le nombre réduit des données existantes) que l'association de foraminifères planctoniques du Cénomanien inférieur de la Dobrogea du Nord ainsi que celle du domaine carpathique roumain présentent les caractéristiques de l'association connue dans le domaine mésogéen du SE de la France et du N de l'Afrique. Malheureusement, nous n'avons pas eu la possibilité de mettre en évidence, même en Dobrogea du Nord, si *Th. brotzeni* et *Th. globotruncanoides* débutent à la limite Vraconien/Cénomanien ou bien au-dessous d'elle. De même nous n'y connaissons pas quelles sont les caractéristiques macropaléontologiques de la partie supérieure du Cénomanien inférieur parce que nous ne disposons pas des associations d'ammonites revenant à la zone *Mantelliceras orbignyi*; nous avons seulement des foraminifères planctoniques appartenant à l'association à *R. montsalvensis* (très fréquente) et probablement à la sous-zone *Th. porthaulti*, cf. def. Ion, 1983 (secteur de Ciucurova-General Praporgescu-Horia). Rappelons que nous avons admis (Ion, 1978, 1983) sur base des données offertes par les dépôts crétacés supérieurs de Țara Bîrsei-Carpathes Orientales que la partie terminale du Cénomanien inférieur se caractérise par le début et la présence de l'espèce *Th. porthaulti*, taxon signalé initialement par l'un de nous (J. Săndulescu, 1969) en tant que *Rotalipora (Th.) reicheli* „not tipical form". Donc, l'intervalle allant de l'apparition de l'espèce *Th. porthaulti* à celle de l'espèce *Th. reicheli* (Mornod) marquant la limite inférieure du Cénomanien moyen, est caractérisé par la sous-zone *Th. porthaulti* (cf. def. Ion, 1983 = sous-zone *R. reicheli* non typique, Ion, 1977 (1978)). La zone Cn 2b de la partie terminale du Cénomanien inférieur du SE de la France (Porthault, 1974) est toujours la zone *Th. porthaulti*. Des ouvrages des dernières années (Robaszynsky, 1980; Robaszynsky, Caron, groupe européen, 1979) présentent l'idée que le début de l'espèce *reicheli* pour les domaines téthysien et boréal a lieu dans la partie terminale du Cénomanien inférieur et respectivement dans la partie terminale de la zone *Mantelliceras orbignyi*. A une autre occasion nous avons montré (Ion, in Szász, Ion, 1984) que nous ne savons pas si cette distribution de l'espèce *reicheli* au-dessous de la limite du Cénomanien moyen, dans les domaines boréal et téthysien, regarde des exemplaires de *Th. reicheli*-typique ou des exemplaires qui appartiendraient semble-t-il à l'espèce *Th. porthaulti*. Le même problème concerne aussi les exemplaires de *reicheli* ou de *deeckei* cités pour d'autres pays (Libye, Barr, 1973; Autriche, Sturm, 1969) dans la partie terminale du Cénomanien inférieur.

3.1.2. *Cénomanien moyen*

La partie inférieure du Cénomanien moyen est bien caractérisée dans le bassin de Babadag biostratigraphiquement par l'association de macrofaune de la zone *Acanthoceras rhotomagense*, cf. def. Amèdro et al., 1978, qui apparaît dans la sous-formation de Golovița (colline de Caraburun). L'association comporte des espèces qui caractérisent surtout la partie inférieure de la zone; l'absence des spécimens de *Turrilites acutus* de l'association suggère que la partie supérieure de la zone *A. rhotomagense* n'est pas représentée macrofaunistiquement. L'association de foraminifères planctoniques des couches à *A. rhotomagense* (fig. 3) appartient à la sous-zone *Th. reicheli*, cf. def. Ion, 1977 (1978).

La deuxième association de macrofaune appartenant selon notre opinion toujours au Cénomanien moyen, probablement à la zone *Acanthoceras jukesbrownei* (cf. def. Kennedy, 1971) provient des environs de Ciucurova. La composition de la faune et les raisons pour lesquelles nous croyons qu'elle appartient à la zone susmentionnée ont été déjà exposées. On a mis en évidence dans les couches à cette macrofaune une association de foraminifères planctoniques appartenant à la sous-zone *Th. deeckei* (cf. Ion, 1977 (1978)).

Institutul Geologic al României

Au sujet des foraminifères planctoniques du Cénomanien il y a lieu de relever un fait remarqué à une autre occasion (Ion, in Szász, Ion, 1984), savoir que dans la Dobrogea du Nord que dans les Carpathes roumaines (Ion, 1978, 1983) les rotalipores du groupe *cushmani-turonica* ne débutent pas au Cénomanien moyen mais à la base du Cénomanien supérieur et le Cénomanien moyen n'est caractérisé que par l'apparition des espèces *reicheli* et *deeckei*. Donc ces associations de foraminifères planctoniques du Cénomanien moyen et de la plupart du Cénomanien supérieur présentent les caractéristiques des associations de la Crimée, du Caucase et de quelques bassins alpins de l'Europe centrale.

Comme nous avons déjà montré nous n'avons pas procédé jusqu'à présent à une analyse biostratigraphique de la limite inférieure du Cénomanien moyen du bassin de Babadag à défaut d'affleurements avec la limite inférieure des couches à *A. rhotomagense*.

On sait que les dépôts à association d'ammonites de la zone *A. rhotomagense* (colline de Caraburun, fig. 2) comportent l'association de foraminifères planctoniques appartenant à la zone *Thalmanninella reicheli* (cf. def. Ion. 1977 (1978)). C'est le premier endroit en Roumanie où l'on a réussi à faire une corrélation directe association de la sous-zone *Th. reicheli*/association de la zone *A. rhotomagense*; en conséquence on a pu argumenter son appartenance à la partie inférieure du Cénomanien moyen. Dans les Carpathes (Țara Bîrsei), le paquet de couches à association de la sous-zone *Th. reicheli* comprend, dans les niveaux basaux, *Inoceramus virgatus* et, dans les niveaux supérieurs, *Scaphites obliquus*. Tels ont été les arguments afin de corréler cette biozone avec la partie inférieure du Cénomanien moyen. D'une même importance pour la biostratigraphie du Crétacé supérieur est le fait qu'en Dobrogea du Nord (près de Ciucurova, dans les dépôts de la sous-formation de Goloviţa) on a pu corréler directement l'association de la sous-zone *Thalmanninella deeckei* avec une association d'ammonites appartenant à la partie supérieure du Cénomanien moyen (probablement à la zone *Acanthoceras jukesbrownei*). La même association à *Th. deeckei* a été rencontrée dans la coupe de la colline de Caraburun en des dépôts dépourvus de macrofaune mais situés immédiatement au-dessus des couches à *Acanthoceras rhotomagense* et à l'association de la sous-zone *Th. reicheli*. A l'échelle des biozones établie pour les Carpathes (Țara Bîrsei — Ion, 1978, 1983) la sous-zone *Th. deeckei* a été attribuée à la partie supérieure du Cénomanien moyen-partie basale du Cénomanien supérieur, parce que : l'espèce *deeckei* débute au-dessus des niveaux à faune qui attestent la partie supérieure du Cénomanien moyen ; l'association à *deeckei*, sans le groupe *cushmani-turonica* persiste jusqu'aux niveaux à association à *Inoceramus pictus* Sow. et *I. crippsi* Mant. Compte tenu des données offertes par la Dobrogea du Nord on a mieux argumenté l'appartenance de la sous-zone *Th. deeckei* à la partie supérieure du Cénomanien moyen, mais il faut trouver des arguments pro et contre à son extension dans la base du Cénomanien supérieur.

3.1.3. *Cénomanien supérieur*

Il n'y a pas de la macrofaune caractéristique pour cet intervalle stratigraphique du bassin de Babadag. En échange on connaît toutes les zones de foraminifères planctoniques spécifiques au Cénomanien supérieur : la zone *Rotalipora* gr. *cushmani-turonica*, cf. def. Malapris et Rat, 1961 ; la sous-zone *Whiteinella paradubia*, cf. def. Ion, 1977 (1978)/Sigal, 1977, et la sous-zone *Dicarinella imbricata* cf. def. Salaj et Samuel, 1966, toutes les deux constituent la zone „grandes globigérines" cf. def. Sigal, 1955. Les dépôts à cette succession de biozones appartiennent au Cénomanien supérieur également du fait qu'elles surmontent (près de Ciucurova) les couches à ammonites indiquant la partie supérieure du Cénomanien moyen et supportent en plusieurs endroits (colline de Caraburun, Cap Dolojman, Babadag) les couches à *Inoceramus* ex gr. *labiatus* turoniennes inférieures de la sous-formation de Jidini.

Récemment nous avons montré (Ion, in Szász, Ion, 1984) que dans les Carpathes roumaines les couches à *Eucalycoceras pentagonum* (par exemple bassin de Haţeg) contiennent tant les premières espèces de rotalipores du groupe *cushmani-turonica* que l'espèce *Whiteinella paradubia*, donc les deux biozones. L'association d'ammonites de la zone *Metoicoceras geslinianum* n'a pas été mise en évidence et là-dessus on n'a pas pu examiner le contenu micropaléontologique de ces couches. C'est pourquoi nous avons accepté arbitrairement que dans l'intervalle occupé par la zone à *M. geslinianum* des Carpathes, tout comme dans les domaines téthysien et boréal, la biozone à *Whiteinella paradubia* se continue et la biozone à *Dicarinella imbricata* débute. La dernière se continue aussi dans la base des couches à *I. (M.)* ex gr. *labiatus*, donc dans la base du Turonien inférieur. Les âges ainsi argumentés ont confirmé les âges accordés par nous à ces biozones de Țara Bîrsei — Carpathes Orientales (Ion, 1978, 1983).

On a confirmé dans la Dobrogea du Nord que: les rotalipores du groupe *cushmani-turonica* apparaissent dans le Cénomanien supérieur, puisqu'elles n'ont pas été rencontrées dans les couches à association d'ammonites d'âge cénomanien moyen mais dans les dépôts situés immédiatement au-

Institutul Geologic al României

dessus d'eux ; les espèces *Dicarinella imbricata*, *D. indica* (= *hagni*), *D. canaliculata*, *Archaeoglobigerina cretacea*, *Marginotruncana elenae* apparaissent presque simultanément et avant les inocérames du groupe *labiatus*, c'est-à-dire dans la partie terminale du Cénomanien supérieur ; *Whiteinella paradubia* débute au milieu de l'intervalle allant de l'apparition des espèces du groupe *cushmani-turonica* à celle de l'espèce *D. imbricata* ainsi que d'autres espèces qui débutent avec elle.

En raison de toutes ces données exposées nous avons admis qu'autant dans la Dobrogea du Nord que dans les Carpathes roumaines la zone *R.* gr. *cushmani-turonica* est corrélable avec la partie inférieure de la zone *E. pentagonum* ; la sous-zone *W. paradubia* est corrélable avec la partie supérieure de la zone *E. pentagonum* et avec une partie de la zone *M. geslinianum* ; dans la partie terminale du Cénomanien supérieur, probablement au milieu de l'intervalle occupé par la zone *M. geslinianum*, débute la sous-zone *Dicarinella imbricata*.

L'association de foraminifères planctoniques de la partie inférieure de l'intervalle occupé par la zone *R.* gr. *cushmani-turonica* (sous-formation de Goloviţa, colline de Caraburun (fig. 2), Ciucurova, Cap Dolojman) est caractérisée d'abord par l'apparition des espèces *R. cushmani* (Morrow), *R. turonica* Brotzen, *R.* gr. *cushmani-turonica* (fide Ion, 1983), *R. turonica expansa* Carbonnier qui marquent la zone et son début ; plus tard apparaît *D. algeriana* Caron, suivie de *Marginotruncana* aff. *renzi* (Gand.)-convexe ; dans la partie supérieure de la zone apparaissent *W. inornata* (Bolli), *H. praehelvetica* (Trujillo), *Praeglobotruncana* sp. aff. *P. stephani* Gandolfi (fide Ion, 1983) et plus tard *Marginotruncana renzi* (Gand.)-convexe. Toute l'association de la zone *R.* gr. *cushmani-turonica* contient encore des espèces connues du Cénomanien moyen (mentionnées dans la première partie de l'ouvrage).

Le contenu de l'association de la sous-zone *R.* gr. *cushmani-turonica* de la Dobrogea du Nord ressemble à celui des Carpathes roumaines (Ion, 1978, 1983).

Dans l'intervalle occupé (dans la sous-formation de Goloviţa de la colline de Caraburun, Babadag, General Praporgescu) par la sous-zone *W. paradubia* (marquée dans la partie inférieure par le début de l'espèce-index et dans la partie supérieure par le début des espèces *imbricata*, *indica*, *canaliculata*, *cretacea*) l'association est caractérisée par l'apparition de l'espèce-index ainsi que de l'espèce *W. archaeocretacea* (= *lehmanni*=*gigantea*) et par la présence de *Rotalipora cushmani* rugueux (fide Ion, 1983). L'association contient encore maintes espèces de *Thalmanninela* (*caroni*, aff. *brotzeni*, *porthaulti*, *deeckei*, *reicheli* et probablement *greenhornensis* et *globotruncanoides*) et toutes les espèces de rotalipores, praeglobotruncanes, helvetoglobotruncanes, whiteinelles, dicarinelles et marginotruncanes présentes dans la biozone inférieure aussi. Il faut noter qu'en Dobrogea du Nord, contrairement au domaine carpathique roumain (au moins dans les Carpathes Orientales) *W. archaeocretacea* (plus les espèces synonymes) débute dans l'intervalle occupé par la sous-zone *W. paradubia*, donc plus tôt.

Un paquet de couches assez minces (0,20 à 1 m dans la colline de Caraburun) de la partie terminale de la sous-formation de Goloviţa (colline de Caraburun, Cap Dolojman, Ciucurova) ou bien de la sous-formation de Babadag (colline de Chisirlic—N de Baia), situées au-dessous des premiers niveaux à *I. (M.)* ex gr. *labiatus*, contiennent la partie inférieure de la sous-zone *Dicarinella imbricata*. Elle est marquée comme nous l'avons déjà montré par l'apparition presque simultanée des espèces *D. imbricata*, *D. indica* (= *hagni*), *D. canaliculata*, *A. cretacea*, *M. elenae*. L'association contient en plus des exemplaires de *P. oraviensis oraviensis* Scheibn. ou bien du groupe *P. oraviensis*, *P.* sp. aff. *stephani* (fide Ion, 1983), *Falsotruncana loeblichae* (Douglas) et à peu près toutes les espèces de la sous-zone *W. paradubia* ainsi que la présence de plusieurs espèces de *Rotalipora* et *Thalmanninella*. Il y a lieu de souligner le fait que dans la Dobrogea du Nord et dans les Carpathes Orientales (Ion, 1977, 1983) *P. oraviensis oraviensis* apparaît dans la partie terminale du Cénomanien supérieur ; les sous-espèces *trigona* et *oraviensis* des Carpathes Orientales ont été rencontrées immédiatement au-dessous de la limite inférieure de la sous-zone *D. imbricata*. Cela serait une raison en plus pour que l'espèce *oraviensis* ne soit pas utilisée pour tout le domaine méditerranéen à titre de fossile-index pour la biozonation de détail du Turonien inférieur, idée proposée dans d'autres ouvrages (Salaj, Samuel, 1966 ; Salaj, Bellier, 1976 ; Salaj, 1977).

3.2. Turonien

3.2.1. *Turonien inférieur*

La limite Cénomanien/Turonien est marquée dans les dépôts crétacés supérieurs du bassin de Babadag par l'apparition (dans la base de la sous-formation de Jidini, colline de Caraburun, Cap Dolojman, entre Jurilovca et 6 Martie, à Babadag ; dans la base de la sous-formation de Harada-ouest de Caugagia) des premières „espèces" du groupe *Inoceramus (Mytiloides) labiatus* et parfois (dans la sous-formation de Jidini ou celle de Harada, au sud de 6 Martie) par l'apparition des exem-

Institutul Geologic al României

plaires de *Lewesiceras* sp. En réalité tout l'intervalle Turonian inférieur-partie inférieure du Turonien moyen y est caractérisé en exclusivité par cette faune unitaire. Dans le cadre de cet intervalle on ne peut pas établir des sous-divisions (zones) puisque les ,,espèces'' ne se succèdent pas suivant l'ordre suggéré par Kauffman (Kauffman, 1977, 1978 a, b ; Kauffman et al., 1978). Il en va de même pour d'autres régions de l'Europe (Allmagne, cf. Tröger, 1967 ; France, cf. Sornay, in Robaszynski et al., 1982) où les diverses ,,espèces'' qui devraient apparaître successivement apparaissent ensemble. L'absence des faunes spécifiques de la partie inférieure du Turonien moyen rend impossible la délimitation de la limite Turonien inférieur/Turonien moyen dans le bassin de Babadag. Cette situation tient des implications même pour établir l'âge des zones de foraminifères planctoniques. En ce sens, des données de détail seront présentées plus bas. Les ,,espèces'' du groupe *I. (M) labiatus* de la Dobrogea du Nord ont été déjà mentionnées dans le chapitre de stratigraphie ; elles sont les mêmes pour la sous-formation de Jidini aussi que pour celle de Harada. Soulignons seulement que ,,l'espèce'' la plus fréquente est *Mytiloides mytiloides* Mantell, tandis que vers la partie supérieure du ,,range'' du groupe, *Mytiloides transiens* Seitz devient plus fréquente sans former un niveau indépendant.

Les données micropaléontologiques du bassin de Babadag portant sur les dépôts de la limite Cénomanien/Turonien argumentent encore une fois qu'à partir des foraminifères planctoniques on ne peut pas tracer cette limite. Cette situation est également connue dans les Carpathes Orientales (Ţara Bîrsei — Ion, 1978, 1983 ; Ion, in Szász, Ion, 1984). Elle aussi est en accord avec les conclusions connues sur le plan global, les données présentées par le ,,Groupe de travail européen des foraminifères planctoniques'' (coord. Robaszynski et Caron) étant les plus récentes en ce sens. Dans le bassin de Babadag et les Carpathes Orientales, la sous-zone *D. imbricata* chevauche la limite Cénomanien/Turonien. Les successions examinées du bassin de Babadag nous ont offert un segment assez clair en faveur de cette position : c'est *Dicarinella imbricata* et d'autres espèces *(D. canaliculata, D. indica, A. cretacea)* caractéristiques à la sous-zone *imbricata* qui débutent beaucoup plus avant l'apparition des ,,espèces'' *I. (M.)* ex gr. *labiatus* ; l'association de la sous-zone *imbricata*, ayant presque le même contenu se continue (jusqu'à l'apparition de l'espèce *H. helvetica*) dans la base des couches à *I. (M.)* gr. *labiatus*. Le seul élément distinct signalé dans l'association à *D. imbricata* de la base des couches à *I.* ex gr. *labiatus* est l'apparition de l'espèce *Dicarinella biconvexa biconvexa* (Salaj et Samuel). L'espèce *D. biconvexa biconvexa* débute également dans les Carpathes Orientales (Ţara Bîrsei, Ion, op. cit.), dans la partie supérieure de la sous-zone *D. imbricata*. Il faut étudier si cette apparition pourrait marquer la limite inférieure du Turonien. Un fait est sûr, à savoir que dans les Carpathes Orientales et la Dobrogea du Nord *D. biconvexa biconvexa* existe dans la base des couches à *I. (M.)* ex gr. *labiatus*, avant l'apparition de l'espèce *H. helvetica*. Ce fait infirme dans notre cas la possibilité de l'emploi de l'espèce *D. biconvexa biconvexa* pour la biozonation de détail de la zone *H. helvetica* (cf. Salaj, Samuel, 1966 ; Salaj, Bellier, 1976 ; Salaj, 1977).

Un autre fait digne à remarquer est qu'autant dans les Carpathes Orientales que dans le bassin de Babadag le top du groupe *Rotalipora* s.l. se trouve même dans les couches à *I.* ex gr. *labiatus* et *H. helvetica*. On a cité des rotalipores s.l. dans le Turonien inférieur du domaine méditéranéen. Par exemple en Crimée *R. cushmani* est citée (Maslakova in Guide-Book, 1971 ; Maslakova, 1979) dans l'association de la zone *Praeglobotruncana imbricata* et *Globotruncana hagni* dans des dépôts à *I. labiatus* ; en France du SE (Porthault, 1974) *Rotalipora* s.l. est citée dans l'association à *H. helvetica* des couches à *I. hercynicus* ; à Saumurois dans la région-type du Turonien on a consigné l'espèce *R. cushmani* avec *H. helvetica* (Robaszynski et al., 1982) dans le cadre de la zone *M. nodosoides*. Le groupe de travail européen pour foraminifères planctoniques a présenté (1979) pour les domaines boréal et méditerranéen l'extension des rotalipores s.l. jusqu'à la partie médiane de la zone *Metoicoceras geslinianum* ou bien de la zone à *Actinocamax plenus*, donc jusqu'à la partie terminale du Cénomanien. Probable que dans ce cas les extensions plus tardives des rotalipores s.l. ont été expliquées à partir des remaniements (?). Dans la succession des dépôts crétacés supérieurs des Carpathes Orientales (Ion, op. cit.) les dernières rotalipores s.l. disparaissent au moment de l'apparition de l'espèce *M. schneegansi*. Elles ne sont pas présentes dans le bassin de Babadag à partir des couches à *I. (M.)* ex gr. *labiatus* un peu au-dessus de la limite inférieure de la zone *H. helvetica*. Dans les Carpathes Orientales (seulement Ţara Bîrsei où l'on a procédé la biozonation) la présence des rotalipores s.l. dans le Turonien inférieur pourrait être expliquée par les remaniements, puisque la suite lithologique même de la limite Cénomanien-Turonien présente des caractères qui admettent une telle interprétation. La persistence des espèces de *Rotalipora* s.l. *(reicheli, montsalvensis*, groupe *cushmani-turonica)* jusqu'aux couches à *I. (M.)* gr. *labiatus* et à *H. helvetica* dans le bassin de Babadag (Caugagia, fig. 5,) est clairement in situ dans bien des coupes mais en d'autres nécessite des explications en plus.

Sans tirer une conclusion définitive nous exprimons l'idée déjà présentée antérieurement (Ion, 1983) que l'extinction des rotalipores s. l. ne représente pas un seuil biostratigraphique

Institutul Geologic al României

de même âge partout. Pour le domaine boréal la disparition est plus précoce (partie terminale du Cénomanien) tandis que pour le domaine tempéré (téthysien) est plus tardive (Turonien inférieur).

Dans le bassin de Babadag, la succession de dépôts avec tout le „range" de l'association *Inoceramus (Mytiloides)* ex gr. *labiatus* contient: en base (sous-formation de Harada à Caugagia, sous-formation de Jidini, colline de Caraburun, au sud de N. Bălcescu) l'association de la sous-zone *Dicarinella imbricata* qui débute dans les dépôts de la partie terminale du Cénomanien supérieur; suit l'association à *H. helvetica* et à rotalipores s.l. (avec *reicheli*, *montsalvensis*, *thomei*, *cushmani*, *turonica*) (sous-formation de Jidini, au S de 6 Martie, carrières entre Babadag et gare de Codru, rivage sud du lac de Golovița; sous-formation de Harada, au sud de Caugagia, au sud de N. Bălcescu); suit ensuite l'association à *H. helvetica* sans *Rotalipora* s.l. (sous-formation de Harada, au sud de Caugagia, au sud de Slava Rusă); la dernière est l'association à *H. helvetica* et *Marginotruncana sigali* (au sud de Caugagia). La succession de ces associations (fig. 5) a été très bien repérée dans les coupes de l'ouest de Caugagia.

On a déjà montré que l'association de la sous-zone *D. imbricata* de la base des dépôts à *I.* ex gr. *labiatus* contient en plus par comparaison à la même association de la partie terminale du Cénomanien supérieur (colline de Caraburun), l'espèce *D. biconvexa biconvexa*. La partie inférieure des couches à *I.* ex gr. *labiatus* à association de la sous-zone *D. imbricata*, qui représente la base du Turonien inférieur du bassin de Babadag que dans les régions carpathiques de la Roumanie, a été corrélée (Ion, in Szász, Ion, 1984) avec les couches à *Watinoceras coloradoense* de la partie inférieure du Turonien de France et des régions limitrophes (Wright, Kennedy, 1981). En Roumanie cette zone d'ammonites n'a pas été mise en évidence par l'espèce-index. En ce qui concerne la microfaune, les couches à *W. coloradoense* comportent (cf. Robaszynski et al., 1983) une association de foraminifères appartenant à la partie supérieure de l'intervalle-zone *W. archaeocretacea* ressemblante à l'association de la sous-zone *D. imbricata*.

L'association à *H. helvetica* et à rotalipores s.l. et l'association suivante à *H. helvetica* sans rotalipores s.l. appartiennent à la sous-zone *H. helvetica* sans *M. schneegansi*, respectivement de la zone à „*G. helvetica* seule" cf. def. Sigal, 1955, ou bien de la partie inférieure de la zone *H. helvetica*, cf. def. Sigal, 1966.

Dans la première association débute *H. helvetica* à côte de *Dicarinella difformis* (Gandolfi) et persistent les dernières rotalipores s.l. *(reicheli*, *thomei*, *montsalvensis*, groupe *cushmani-turonica)* ainsi que les espèces de l'association de la sous-zone *D. imbricata (D. imbricata*, *D. indica*, *D. canaliculata*, *A. cretacea*, *W. paradubia*, *W. archaeocretacea*, *H. praehelvetica*, *M.* aff. *renzi*-convexe). Il importe de signaler comme une particularité la présence des exemplaires (en lames minces) de *Uvigerammina jankoi* et *Marginotruncana pseudolinneiana* (sous-formation de Jidini, au sud de 6 Martie). L'apparition bien précoce de l'espèce *M. pseudolinneiana* n'a pas été relevée jusqu'à présent sur le territoire de la Roumanie et il faut la confirmer par des études ultérieures. Sa présence dans le Turonien inférieur, à *I. (M.)* ex gr. *labiatus*, *Mammites nodosoides* et *H. helvetica*, est caractéristique (fide Robaszynski, Caron et Groupe trav. europ., 1979) au domaine boréal; or la situation rencontrée dans le bassin de Babadag (si elle était confirmée par des recherches ultérieures aussi) serait dûe à l'influence des eaux boréales. L'association de microfaune à *H. helvetica* sans rotalipores s.l. qui suit en succession est voisine de l'association précédente, excepté l'absence des rotalipores s.l. et des spécimens appartenant probablement à *M. pseudolinneiana*.

L'association à *H. helvetica* où débute *M. sigali* a été encadrée par nous à la sous-zone *M. schneegansi*, cf. Ion, 1978, bien que dans la Dobrogea du Nord le moment de l'apparition de *M. schneegansi* n'est pas encore élucidé. Les deux espèces apparaissent dans les Carpathes Orientales presque simultanément. Un problème qui reste à étudier faute de l'absence des associations-index d'ammonites est l'âge de cette association, respectivement le moment de début de l'espèce *M. sigali*, parce que l'association à *H. helvetica* et *M. sigali* est située dans la partie supérieure des dépôts à *I. (M.)* ex gr. *labiatus*. Or, le „range" du groupe *labiatus* englobe également la partie inférieure du Turonien moyen (selon l'opinion de la plupart des auteurs modernes). On pose ainsi la question si toute l'association (macro- et foraminifères planctoniques) appartient au Turonien inférieur ou à la partie basale du Turonien moyen. Jusqu'à de nouvelles données nous admettons que dans la Dobrogea du Nord ainsi que dans les Carpathes Orientales (Ion, 1978) l'espèce *M. sigali* débute dans la partie terminale du Turonien inférieur. Les arguments nous sont offerts par son distribution en divers endroits des domaines méditérranéen et boréal.

3.2.2. *Turonien moyen*

De tout ce que nous savons sur la biostratigraphie du Turonien moyen du bassin de Babadag il résulte que dans la partie inférieure du sous-étage persiste encore l'association des „espèces" du groupe *I.* ex gr. *labiatus*; l'existence de la partie médiane du sous-étage est confirmée, avec une certaine pro-

Institutul Geologic al României

babilité, par les couches à l'espèce *Romaniceras* cf. *kallesi*, associée à *Lewesiceras* aff. *peramplum* et *Inoceramus tenuistriatus*, couches contenant l'association de foraminifères planctoniques à *Helvetoglobotruncana helvetica* et *M. sigali*, suivie dans les couches sans macrofaune de l'association à *H. helvetica* et *Marginotruncana schneegansi* ainsi que *M. pseudolinneiana* ; la partie terminale du sous-étage est attestée par la présence de l'espèce *Collignoniceras* cf. *carolinum* (d'Orb.), mais surtout par sa position immédiatement au-dessous de l'association d'inocérames du Turonien supérieur. L'espèce a été d'ailleurs citée dans divers niveaux de la zone *Collignoniceras woollgari* (partie médiane du Turonien).

Etant donné la pauvreté en macrofaune caractéristique à l'intervalle revenant au Turonien moyen du bassin de Babadag, bien des problèmes à caractère général, par exemple détermination des critères biostratigraphiques en vue de tracer exactement la limite Turonien inférieur/Turonien moyen, sont à résoudre. Un autre problème est la position stratigraphique exacte de l'espèce *Romaniceras kallesi* qui suivant quelques auteurs (Hancock et al., 1977 ; Kennedy et al., 1980) représente la partie inférieure du sous-étage et d'après d'autres la partie médiane (Robaszynski et al., 1982). Le spécimen dobrogéen assez mal conservé est un indice précieux pour le Turonien moyen et si l'on tient compte du fait qu'il n'y a pas d'espèces du groupe *I. labiatus* dans ce niveau, il semble que l'espèce indique la partie médiane du sous-étage. Ni même la faune d'inocérames ne réussit pas à argumenter d'une manière précise une sous-division plus fine du Turonien moyen, puisque dans le bassin Babadag l'existence du groupe *I. labiatus* dans la partie inférieure du Turonien moyen n'est pas confirmée par des ammonites caractéristiques ; l'espèce *I. tenuistriatus* qui apparaît à côté de *R.* cf. *kallesi* a une grande extension (Cénomanien-Coniacien basal selon Kauffman, 1977) et d'autres espèces, telles *Inoceramus apicalis*, *I. cuvieri*, n'apparaissent que dans une association typiquement turonienne supérieure du bassin de Babadag, tandis qu'en d'autres régions elles sont considérées caractéristiques au Turonien moyen (Ernst et al., 1983).

La partie supérieure du Turonien moyen ne contient pas elle-aussi de la macrofaune spécifique, de sorte qu'il est difficile à tracer la limite Turonien moyen/Turonien supérieur. D'ailleurs il n'y a pas un consensus de problème pour les chercheurs de l'ouest d'Europe. Suivant quelques auteurs (Robaszynski et al., 1982 ; Robaszynski, 1983) le Turonien supérieur débute par *Romaniceras deverianum* et selon d'autres (Wright, 1979) le sous-étage respectif débute par *Subprionocyclus neptuni* si bien que la zone à *R. deverianum* pourrait chevaucher la limite Turonien moyen/Turonien supérieur.

Afin d'élucider le problème de la limite Turonien inférieur/Turonien moyen, la microfaune ne nous offre aucun appui efficient, parce que le moment de début de l'association à *M. schneegansi*, respectivement de l'espèce-index considérée pour quelques endroits comme spécifique à la limite Turonien inférieur/Turonien moyen, soulève des problèmes. Globalement, l'espèce *schneegansi* est citée comme une espèce qui débute dans : les parties inférieure (Longoria, 1976 ; Maslakova, 1978 ; Lamolda, 1977) ou terminale (Sigal, 1977) de la zone *Mammites nodosoides* ; la zone *Kamerunoceras turoniense* (Robaszynski, 1983) ; la zone *Romaniceras deverianum* (Salaj, 1980 ; Bellier, 1983) respectivement le Turonien supérieur (Lehmann, 1962). Le „Groupe européen de travail" (Robaszynski, Caron et al., 1979) la présente en tant qu'espèce de début dans les domaines boréal ainsi que téthysien en même temps avec le début d'un Turonien „moyen" indistinctement défini. On a admis dans les couches sans macrofaune des Carpathes Orientales (Ion, 1978, 1983) l'apparition de cette espèce dans la partie terminale du Turonien inférieur puisque les niveaux où débute *schneegansi* contiennent en plus des rotalipores s.l. Or, jusqu'à présent l'extinction la plus tardive des rotalipores s.l. (à supposer qu'elles ne sont pas remaniées) est placée dans la moitié supérieure de la zone *Mammites nodosoides*.

Dans la Dobrogea du Nord la situation est beaucoup plus confuse. L'espèce *M. schneegansi* a été identifiée rien que dans une seule coupe (à Slava Rusă) dans un niveau contenant *H. helvetica* et situé au-dessus des couches à *Romaniceras kallesi* et sans *I.* ex gr. *labiatus*, qui pourrait indiquer, comme nous avons déjà montré, la partie médiane du Turonien moyen. L'apparition pointiforme de l'espèce *M. schneegansi* et l'absence des données macropaléontologiques sûres pour l'ortochronologie ne nous permettent pas de conclure sur le moment de début de cette espèce dans le bassin de Babadag. Par suite nous ne saurons discuter ni l'âge de la limite inférieure de la sous-zone *M. schneegansi*.

La limite Turonien moyen/Turonien supérieur aussi pose les mêmes problèmes de telle manière que le moment de l'apparition de l'espèce *M. coronata* qui définie cette limite est à discuter. A Visterna au-dessus du premier niveau à lumachelle d'inocérames appartenant au Turonien supérieur (fig. 6) apparaît *Collignoniceras* cf. *carolinum*, espèce caractéristique au Turonien moyen. Entre le niveau à cette espèce et la couche lumachellique à inocérames turoniens supérieurs s'interposent des dépôts (environ 1 m d'épaisseur) contenant l'association à *M. coronata* identique à celle des couches turoniennes supérieures surjacentes. Il est difficile de juger si les dépôts appartiennent au Turonien moyen, donc l'association à *coronata*, ainsi qu'à „*renzi*"-plan convexe et *sinuosa* se développerait

Institutul Geologic al României

dans la partie terminale du Turonien moyen [4]. L'apparition des espèces *coronata* dans la partie terminale du Turonien moyen est fréquemment acceptée pour les domaines téthysien et boréal de l'ouest d'Europe (France du SE — Porthault, 1974 ; France du N — Robaszynski, 1976 ; France et régions limitrophes — Robaszynski, 1983) ou acceptée en général (Robaszynski, Caron et Groupe européen de travail, 1979). Pour les deux autres espèces cette distribution dans le Turonien moyen était inconnue jusqu'à présent. En tout cas, afin de prendre une décision ferme dans ces problèmes il est nécessaire de résoudre d'abord le problème de la limite Turonien moyen/Turonien supérieur sur base de macrofaune.

3.2.3. *Turonien supérieur*

Nous avons auparavant discuté de l'absence des éléments sûrs pour tracer exactement la limite Turonien moyen/Turonien supérieur, surtout que la partie supérieure du Turonien moyen ne contient pas de macrofaune caractéristique. Il y a en échange pour le Turonien supérieur une riche faune d'inocérames dont la composition comprend aussi des espèces de diverses valeurs stratigraphiques, quelques-unes selon l'opinion des auteurs (Tröger, 1967, 1971 ; Keller, 1982 ; Ernst et al., 1983 ; Sornay, 1982) seraient caractéristiques ou apparaissent au Turonien moyen au moins (*I. apicalis*, *I. inaequivalvis*, *I.* aff. *cuvieri*, *I. tenuistriatus*), mais qui dans le bassin de Babadag sont présents effectivement dans le Turonien supérieur. Une autre série d'espèces sont considérées caractéristiques au Turonien supérieur (*I. lusatiae*, *I. striatoconcentricus* et ses sous-espèces, *I. frechi*, *I. glatziae* etc.) mais dans le bassin de Babadag (pour certaines sous-espèces seulement) sont rencontrées dans le Coniacien (Szász, 1985). Enfin, il y a bien d'espèces d'inocérames caractéristiques au Turonien supérieur (d'après les auteurs cités plus haut) comme *I.* ex gr. *costellatus*, *I. teshioensis*, *I. falcatus*, *I. longealatus*, *I.* ex gr. *teshioensis-I. parvus*, *I. striatoconcentricus striatoconcentricus*, *I. frechi* — forme de passage entre *I. costellatus* et *I. kleini* Andert (non Müller). L'association d'inocérames est figurée sur les planches X—XII.

Il est à remarquer que dans tous les points fossilifères l'association est unitaire et ne permet pas une zonation plus fine. Ce qui nous frappe également est que cette association n'a pas pratiquement des représentants de l'espèce *I. waltersdorfensis*, le seul spécimen figuré par nous sous le nom de *I.* aff. *waltersdorfensis* (pl. XI, figs. 10 a, b) ressemble au spécimen d'Andert (1934, pl. IV, figs. 3 a, b) inclus à l'espèce en question, mais pas à la synonymie de l'espèce des auteurs modernes comme Tröger (1967). Des spécimens caractéristiques de *I. waltersdorfensis* existent toutefois dans le Coniacien inférieur du bassin de Babadag. Un autre fait remarquable à noter est que toute l'association turonienne supérieure du bassin de Babadag et des autres régions de Roumanie est constituée d'espèces de taille relativement petite avec lesquelles ne s'associent jamais des spécimens de taille grande du groupe *I. erectus-I. deformis-I. schloenbachi* ou *I. mantelli*. Ce fait nous amène à croire que leur mention pour le Turonien supérieur de France (Sornay, 1982, et d'autres) se base sur des déterminations inexactes.

Quand la partie terminale du Turonien est dépourvue d'ammonites spécifiques, et c'est bien fréquent en Europe, il est difficile d'établir l'association d'inocérames caractérisant le top du Turonien supérieur, de sorte que la majorité des espèces considérées pour l'Europe de l'ouest en tant que caractéristiques à ce niveau passent, dans le bassin de Babadag et d'autres régions de Roumanie, au Coniacien aussi ou bien n'apparaissent que dans le Coniacien. Ainsi, les deux dernières zones du Turonien supérieur de la R. F. d'Allemagne (cf. Ernst et al., 1983), celle à *I.* aff. *frechi* et celle à *I. waltersdorfensis hannovrensis*, appartiennent selon notre opinion au Coniacien inférieur puisqu'elles contiennent deux niveaux à *Didymotis* (Ernst et al., op. cit.). Ces deux niveaux sont présents aussi dans le bassin de Babadag et les monts Perşani (Szász, 1985 b), mais ils sont en association à des ammonites coniaciennes (bassin de Babadag) ou reposent sur les couches à *Subprionocyclus* (monts Perşani), situation bien approchante de celle d'Amérique (Imlay, 1955 ; Kauffman, 1978 d ; Kauffman et al., 1978).

L'âge turonien supérieur des associations d'inocérames de divers gisements (S de Visterna, rivage du lac de Zmeica, O de Turda etc.) du bassin de Babadag résulte aussi du fait qu'elles se trouvent ensemble des ammonites (*Tongoboryiceras* cf. *rhodanicum*, *Lewesiceras mantelli*) qui, même si elles ne sont pas des fossiles-index pour le Turonien supérieur, sont connues seulement des associations typiquement turoniennes supérieures de l'ouest d'Europe (Wright, 1979). Une confirmation indirecte de l'âge est que dans les monts Perşani les couches à *Subprionocyclus neptuni* (considéré à titre d'indicateur de chronozone pour le Turonien supérieur) contiennent une association d'inocérames bien similaire à celle du bassin de Babadag. Il faut souligner encore que les dépôts surmontant immédiatement les niveaux à inocérames d'âge turonien supérieur (S de Visterna) contiennent déjà une association de foraminifères planctoniques typiquement coniacienne inférieure.

---

[4] Voir note 3, p 113.

Institutul Geologic al României

La limite Turonien moyen/Turonien supérieur est établie assez arbitrairement à partir des foraminifères planctoniques. Nous avons admis également l'espèce *M. coronata* en tant qu'indicateur de cette limite bien que d'après des ouvrages à orto- et parachronologie de l'ouest d'Europe elle est connue comme espèce de début dans la partie terminale du Turonien moyen (zone à *Romaniceras ornatissimum*). Comme nous avons déjà dit le problème du moment d'apparition de l'espèce *M. coronata* reste à discuter pour le bassin de Babadag, les seules données qui pourraient indiquer son apparition dans le Turonien moyen (partie terminale) étant de Visterna [5].

Le top du „range" de l'espèce *H. helvetica* d'après notre opinion(Ion, 1983) n'est pas un critère de valeur globale pour la limite Turonien moyen/Turonien supérieur, elle existant en plusieurs régions circumméditerranéennes et dans le domaine pacifique-californien jusqu'à la partie inférieure du Coniacien. Dans la Dobrogea du Nord l'espèce *H. helvetica* a été rencontrée jusqu'à la partie inférieure des dépôts à *Yabeiceras* aff. *orientale* et *Inoceramus schloenbachi* (Coniacien inférieur).

Un pas en avant a été fait par les données orto- et parachronologiques du bassin de Babadag. C'est pourquoi on a y démontré (Ion, in Szász et al., 1981, et in Szász, Ion, 1984) (il s'agit de la carrière du S de Visterna, figure 6, et du rivage du lac de Zmeica — profil α, des carrières de Coşaru Mic — profil J) que les espèces *M. „renzi"* (Gandolfi)-plan convexe (non *M. paraconcavata*), *M. sinuosa* Porthault, *M. angusticarinata* (Gandolfi) sont présentes dans l'association à *M. coronata* des couches à inocérames turoniens supérieurs. Par suite elles ne peuvent pas être utilisées à titre de fossiles repères pour la base du Coniacien. On a déjà argumenté (Ion, 1982) la même chose dans le domaine carpathique. La limite turonienne-coniacienne y est marquée tout comme dans le domaine carpathique par l'apparition de l'espèce *M. tarfayensis*.

Tout le Turonien supérieur à faune d'inocérames et ammonites discutée plus haut comporte la même association de foraminifères planctoniques non différenciée appartenant à la sous-zone *M. coronata* cf. def. Ion, 1979 (1982), caractérisée par la présence des espèces *M. coronata*, *M. sinuosa*, *M. „renzi"*-plan convexe, *M. undulata undulata*. L'association est la même que celle connue dans le Turonien supérieur de la région stratotype (Robaszynski et al., 1983). Cet intervalle est caractérisé aussi par l'association d'agglutinants de la zone *Hormosina ovulum gigantea* et *Nodelum velascoensis*, cf. def. Ion, 1976, très fréquemment rencontrée dans le domaine carpathique. Elle contient les espèces-index à côté de *Uvigerammina jankoi*, *Gaudryina filiformis*, *G. oblonga* et maints agglutinants communs.

3.3. Coniacien

La riche macrofaune de ces deux sous-formations coniaciennes du bassin de Babadag a constituée l'élément de base pour l'analyse des problèmes plus généraux concernant la limite turonienne-coniacienne et la biochronologie du Coniacien surtout. A cette occasion nous avons remarqué pour la première fois la coexistence des espèces de quelques ammonites coniaciennes avec des inocérames caractéristiques pour le Turonien supérieur de l'Allemagne (Tröger, 1967, 1971). Ce fait nous a amené à affirmer parmi les premiers (Szász et al., 1978 ; Szász, 1982 a) l'appartenance au Coniacien de l'association à *Inoceramus schloenbachi* et respectivement du Turonien supérieur selon l'opinion des auteurs allemands. Toujours ici, on a pu observé clairement que les espèces d'ammonites appartenant aux genres *Forresteria (Harleites)* et *Barroisiceras* apparaissent avant les espèces du genre *Peroniceras*, de sorte que nous avons pu séparér deux zones successives à : *Barroisiceras haberfellneri* dans la partie inférieure et *Peroniceras moureti* dans la partie supérieure (Szász et al., 1978 ; Szász, 1981). Donc les deux zones appartiennent au Coniacien inférieur. On a constaté aussi qu'il y a deux associations d'inocérames successives généralement synchrones à ces deux associations d'ammonites : la première à *I. schloenbachi*, la deuxième à *I. mantelli*. Dans un ouvrage antérieur (Szász, 1985), sur base des associations d'ammonites et d'inocérames du bassin de Babadag et d'autres régions, nous avons essayé de séparer les sous-étages du Coniacien de Roumanie et leur corrélation avec les régions classiques d'Europe et d'autres continents. Il a résulté qu'il y a une série de difficultés tant pour trouver des ammonites à titre d'indicateurs de chronozone valables au moins pour un continent que pour établir des associations typiques d'ammonites pour chaque sous-étage.

Quant aux inocérames, la situation semble plus claire au moins en Europe, où l'association typique pour le Coniacien inférieur est considérée celle à *I. schloenbachi*, *I. erectus*, *I. deformis*, *I. crassus* et d'autres, entre les débuts de diverses espèces de l'association n'existant pas des décalages significatifs. Le début du Coniacien moyen est supposé à être marqué par l'apparition des sous-espèces de *I. mantelli* et du groupe d'inocérames „involutes" *(I. koeneni, I. involutus)*, alors que le début du Coniacien supérieur est marqué par l'apparition de diverses sous-espèces de *I. subquadratus*.

[5] Voir note 3, p. 113.

Institutul Geologic al României

Etant informés ultérieurement sur les résultats des recherches au sujet des successions d'ammonites du Coniacien de France (Kennedy, 1983 — in litt.) nous avons établi (Szász, Ion, 1984) d'après le modèle de Kennedy qu'en Roumanie le Conicien inférieur est caractérisé par l'association à *Forresteria (Harleites) petrocoriensis*, l'espèce-index existant même dans le bassin de Babadag à côté de *B. haberfellneri*. Au Conicien moyen reviennent les couches à *Peroniceras tridorsatum*, espèce présente avec plusieurs exemplaires typiques dans le bassin de Babadag. Pour le Coniacien supérieur il n'y a pas des ammonites caractéristiques selon notre opinion.

Récemment, Klinger et Kennedy (1984) à l'occasion de la description des ammonites de la sous-famille Peroniceratinae de l'Afrique du Sud font référence à la stratigraphie et à la corrélation du Coniacien. Parmi les régions prises en considération pour ces corrélations est aussi la Roumanie, respectivement la bassin de Babadag. Suivant Kennedy, les principales conclusions portant sur les faunes d'ammonites coniaciennes de France sont (in Klinger, Kennedy, 1984) :

— La plus ancienne association d'ammonites de France (à Villedieu-le-Château) est celle de la zone *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* et représente tout le Coniacien inférieur.

— La deuxième association, beaucoup plus riche et variée et d'une grande extension sur le globe terrestre, est celle de la zone *Peroniceras tridorsatum* représentant le Coniacien moyen.

— Il y a dans le Coniacien supérieur deux associations (zones) successives à *Gauthiericeras margae* dans la partie inférieure et à *Paratexanites (Parabevahites) serrotomarginatus* dans la partie supérieure.

— La limite Coniacien/ Santonien est marquée par l'apparition des espèces du genre *Texanites* s. str.

En corrélant les associations de diverses régions du globe les auteurs mentionnés concluent que la plupart des régions (Madagascar, Texas, Espagne) n'ont pas d'ammonites qui confirment l'existence du Coniacien inférieur, respectivment de la zone à *F. (H.) petrocoriensis* ; la présence de cet intervalle est incertaine pour l'Afrique du Sud et le Japon, mais dans la majorité des cas les associations d'ammonites considérées avant comme coniaciennes inférieures reviennent en fait au Coniacien moyen.

En ce qui concerne la Roumanie (bassin de Babadag), Klinger et Kennedy (1984) concluent qu'une partie de l'association à *Barroisiceras haberfellneri* (sensu Szász, 1981) pourrait revenir au Coniacien moyen, vu que l'association contient le genre *Yabeiceras*. Dans d'autres régions (Afrique du Sud, Madagascar) il apparaît dans la zone à *Peroniceras tridorsatum*. Selon les auteurs cités l'association à *Peroniceras* du bassin de Babadag appartient à la zone *Peroniceras tridorsatum* (la synonymie de l'espèce respective contenant aussi *P. moureti* et *P. rousseauxi)* donc le Coniacien moyen. Au même idée nous adhérons aussi.

Concernant ces appréciations il s'impose quelques précisions et commentaires :

— Dans le bassin de Babadag la présence de l'espèce *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* est certe, par conséquent la présence du Coniacien inférieur est incontestable. L'espèce est rencontrée sur les 5 à 6 m premiers de la suite de dépôts attribués au Coniacien inférieur, à côté de *Barroisiceras haberfellneri haberfellneri* et probablement *B. haberfellneri hemitissotiformis*, la dernière étant mentionnée par nous (Szász, 1981, pl. 12, fig. 2) sous le nom de *Harleites bentori*. On a rencontré dans cette association *Damesites* sp. et *Desmoceras*? sp. ainsi que le premier niveau à *Didymotis*.

— Le spécimen appartenant au genre *Yabeiceras* (certainement *Yabeiceras orientale* Tokunaga et Shinizu) a été recueilli immédiatement au-dessus du niveau à *Forresteria petrocoriensis* et *Barroisiceras haberfellneri* et il est associé à *Scaphites* ex gr. *compressus* (sensu Wiedmann, 1962), *Pseudokossmaticeras* n. sp.?, *Nowakites*? *macoveii*, *Parapuzosia (Austiniceras)* cf. *mobergi* etc. Ce niveau à *Yabeiceras* ne contient aucun spécimen de *Peroniceras*, pas même quelques mètres plus haut où apparaît *Neocrioceras (Schluterella) kossmati*. A peine immédiatement au-dessus du dernier niveau apparaissent des exemplaires du genre *Peroniceras* s. str.

— Les inocérames ne présentent pas des différences qualitatives notables entre les espèces du niveau à *Barroisiceras* et *Forresteria* et les espèces du paquet de dessus, jusqu'à l'apparition des premiers spécimens de *Peroniceras*. On peut affirmer seulement que le niveau basal du Coniacien est plus pauvre en inocérames et que la majorité des espèces décrites du Coniacien inférieur et considérées caractéristiques à ce sous-étage de l'Europe autant que de l'Amérique du Nord proviennent du paquet de dessus de celui à *F. (H.) petrocoriensis*. Les exceptions sont réduites et regardent l'espèce *I. incurvatissimus* et une espèce probablement nouvelle très semblable à *I. koeneni*, les deux espèces étant citées en Coniacien moyen de l'Allemagne, tandis que dans le bassin de Babadag elles apparaissent dans une association jugée typique pour le Coniacien inférieur. Il est à remarquer que dans cette association n'apparaît aucun spécimen de *I. mantelli*, très fréquent dans les couches à *Peroniceras*.

Rappelons aussi que tant dans le paquet à *F. (R.) petrocoriensis* que dans celui de dessus à *Yabeiceras* il y a un niveau à *Didymotis*, genre qui d'après quelques auteurs (Imlay, 1955 ; Kauffman, 1978d ; Kauffman et al., 1978) ne dépasse pas les limites du Coniacien inférieur.

Institutul Geologic al României

Si nous acceptons l'opinion de Klinger et Kennedy (1984) portant sur la séparation en sous-étages du Coniacien suivant laquelle le Coniacien inférieur est représenté seulement par les couches à *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* et la base du Coniacien moyen est marquée par l'apparition de l'espèce *Peroniceras tridorsatum* tant dans le bassin de Babadag que dans les Carpathes Méridionales il s'agit d'une situation spéciale. Cela se traduit par la présence d'un paquet où font défaut les fossiles-index susmentionnées mais où se trouve toute l'association d'inocérames considérée c ractéristique au Coniacien inférieur de l'Europe et de l'Amérique du Nord à côté des niveaux *Didymotis*.

Dans le bassin de Babadag, dû à la suite lithologique continue allant du paquet à *Forresteria* et *Barroisiceras* jusqu'au paquet à *Peroniceras*, suite richement fossilifère, l'apparition plus tardive des représentants du genre *Peroniceras* ne peut pas être expliquée par des causes écologiques. Ainsi, si les représentants de ce genre y apparaissent vraiment plus tard qu'en France, leur valeur comme fossiles-index est réduite. Dans le cas où les représentants du genre *Peroniceras* s. str. apparaissent simultanément partout (selon Kennedy, in Klinger, Kennedy, 1984) on pose la question si en France les couches correspondantes à celles à *Yabeiceras* et inocérames du bassin de Babadag sont présentes ou non dans la succession des dépôts coniaciens. Cependant, même si nous acceptons que le Coniacien inférieur n'est représenté que par les couches à *F. (H.) petrocoriensis*, la corrélation du sous-étage avec les sous-divisions établies pour l'Europe du NO et centrale et pour l'Amérique du Nord sur base de l'évolution des inocérames devient une question extrêmement délicate, des éléments de macrofaune (surtout inocérames) communs n'existant pas et l'espèce-index d'ammonite pour le Coniacien inférieur (sensu Klinger, Kennedy, 1984) seulement pour l'Europe.

Compte tenu des données existantes pour le bassin de Babadag on peut affirmer avec certitude que les couches à *Forresteria* et *Barroisiceras* appartiennent évidemment au Coniacien inférieur et celles à *Peroniceras* s. str. au Coniacien moyen. Le paquet à *Yabeiceras*, si nous prenons en considération la parachronologie des inocérames, revient lui-aussi au Coniacien inférieur, puisque l'association à inocérames est unitaire et acceptée en général comme spécifique au Coniacien inférieur. Nous ne croyons pas que cette conception soit définitive, mais jusqu'à de nouvelles données et de sûrs arguments pour l'une ou l'autre des alternatives, la variante acceptée par nous pour le contenu du Coniacien inférieur tient l'avantage, le sous-étage tellement envisagé est facilement corrélable aux régions de l'Europe et d'autres continents où la biostratigraphie du Coniacien se base sur des inocérames.

La détermination de l'absence ou bien de la présence du Coniacien inférieur (sensu Klinger, Kennedy, 1984) constitue aussi une question très délicate, puisqu'il en résulte (d'après les auteurs cités) que outre quelques régions d'Europe le Coniacien inférieur manque pratiquement partout, situation assez difficilement à accepter. Dans ces conditions d'autres groupes d'organismes, notamment les inocérames acquièrent une importance à part pour établir l'absence ou la présence réelle du Coniacien inférieur dans une certaine région. Au ce point de vue le bassin de Babadag a une situation privilégiée du fait qu'ici de nombreuses espèces d'inocérames du Coniacien inférieur et moyen sont en association avec les ammonites caractéristiques, situation pas très fréquente dans l'Europe ou d'autres continents. A l'avenir il serait nécessaire du procéder à des prélevements de faune plus détaillés en vue de la détermination du niveau exacte d'apparition de chaque espèce et de leur „range" exacte dans l'espérance d'y retrouver aussi une succession d'association comparable à celle établie dans l'Amérique du Nord par Kauffman. De même il faut corréler exactement les divers affleurements naturels ou artificiels afin d'éviter tout erreur dans l'appréciation du moment d'apparition de l'une ou de l'autre des espèces.

En résumé suivant les nouvelles conceptions sur le Coniacien on peut affirmer que dans le bassin de Babadag se développe une première association à ammonites à *F. (H.) petrocoriensis* et *B. haberfellneri* attestant le Coniacien inférieur, une deuxième association d'ammonites à *Yabeiceras*, *Scaphites* ex gr., *compressus* et d'autres, mais sans *Peroniceras*, dont l'appartenance au Coniacien inférieur ou moyen n'est pas encore établie avec précision. Dans l'intervalle occupé par les deux associations d'ammonites il y a, au moins d'après les données existantes, une seule association d'inocérames (à *I. schloenbachi*, *I. erectus*, *I. rotundatus*, *I. deformis* — sans une succession claire des espèces respectives — à laquelle s'ajoute une série de nouvelles espèces de ce groupe, ainsi que *I. inconstants*, *I. crassus*, *I. waltersdorfensis* etc.) représentant le Coniacien inférieur en Europe et Amérique du Nord. Une troisième association d'ammonites est celle à *Peroniceras tridorsatum* qui en plus de l'espèce-index contient *P. czoernigi*, *Nowakites carezi* etc. et des inocérames tels *Inoceramus (Pl). mantelli*. L'association appartient certainement au Coniacien moyen. Une dernière association relativement pauvre est celle à *Gauthiericeras roquei*, *Eupachydiscus* aff. *isculensis* et diverses espèces d'inocérames connues des niveaux inférieurs *(I. inconstans*, *I. sturmi)* attestant le Coniacien supérieur (probablement sa partie inférieure).

Pour discuter la limite Coniacien-Santonien des arguments macropaléontologiques sur le bassin de Babadag font défaut. Les seuls dépôts revenant au Santonien (éventuellement au Campa-

Institutul Geologic al României

nien inférieur aussi) de l'extrémité méridionale du bassin mais appartenant en fait à Dobrogea du Sud (formation de Murfatlar) et non pas au bassin de Babadag, ne nous ont pas offert des données paléontologiques valables pour résoudre ce problème.

Pour le bassin de Babadag le problème de la limite Turonien-Coniacien et de la biostratigraphie du Coniacien moyennant les foraminifères planctoniques a été discuté et présenté par nous dans des ouvrages antérieurs (Ion, in Szász et al., 1981 — feuille de Babadag; Ion, in Szász, Ion 1984). On y a décelé que dans le bassin de Babadag ainsi que dans d'autres régions de Roumanie (Ion, 1979 (1982)) la première association de foraminifères planctoniques du Coniacien inférieur à *F. (H.) petrocoriensis* est celle à *Marginotruncana tarfayensis*, respectivement la sous-zone *M. tarfayensis*, cf. def. Ion 1979 (1982), sur laquelle se trouve la deuxième, l'association de la zone *Dicarinella concavata*, cf. def. Sigal, 1955, emend Ion, 1979 (1982). Les couches du Coniacien moyen à *Peroniceras tridorsatum* et *I. mantelli* contiennent également l'association de la zone *D. concavata*.

Ces dernières années on a procédé à de nouvelles études détaillées sur la zonation biostratigraphique à partir des ammonites et inocérames. Aussi les données biostratigraphiques sur base des foraminifères planctoniques peuvent-elles être enrichies.

Il importe de souligner que le bassin de Babadag nous a offert jusqu'à présent la plupart des données pour la biostratigraphie du Coniacien sur base des foraminifères planctoniques effectuée en corrélation avec l'ortochronologie. Il est aussi une des régions de Roumanie où l'on a pu vérifier (Ion, in Szász et al., 1981 — rapport et feuille de Babadag) à partir des arguments macropaléontologiques sûrs que le début de l'espèce *Marginotruncana tarfayensis* marque la base du Coniacien. Rappelons que Porthault (1974) a proposé arbitrairement l'espèce *M. tarfayensis* (Lehmann) aussi bien que *M. sinuosa* Porth. à titre d'espèces-index pour la limite Turonien/Coniacien du sud-est de la France. Les recherches entreprises (Ion, 1979, 1983) dans le domaine carpathique (dépression gétique et monts Perşani) ont argumenté pour la première fois que l'espèce *M. sinuosa* apparaît aussi dans les couches turoniennes supérieures à *Subprionocyclus neptuni* tandis que *M. tarfayensis* n'apparaît pas dans ces couches, elle étant la première espèce nouvelle qui débute, avant le groupe *concavata*, dans la base des dépôts coniaciens inférieurs à *Forresteria petrocoriensis* et/ou *Inoceramus schloenbachi* ou d'autres espèces. On a considéré que la sous-zone *M. tarfayensis* — cf. def. Ion, 1979 (1982) caractérise la base du Coniacien inférieur, jusqu'à l'apparition de l'espèce *D. concavata*.

Dans le bassin de Babadag la sous-zone *M. tarfayensis* cf. def. Ion, 1979 (1982) débute tantôt (sous-formation de Caugagia, près de Caugagia, fig. 5) 2 m au-dessous du niveau à *Barroisiceras haberfellneri*, tantôt (sous-formation de Jurilovca, S de Visterna, fig. 6; carrière de Coşarul Mic-Slava Rusă) surmontant immédiatement les niveaux à inocérames du Turonien supérieur et avec l'association de la sous-zone *M. coronata*. Malheureusement on n'a pas trouvé de la macrofaune dans les premières couches (2 m) à *M. tarfayensis*, donc on ne peut pas affirmer que le moment de l'apparition de la macrofaune coïncide exactement à celui de la microfaune coniacienne. Il est certain que *M. tarfayensis* de la Dobrogea du Nord et des Carpathes n'apparaît pas en association avec de la macrofaune turonienne et son apparition dans le bassin de Babadag coïncide aussi à un changement de la lithologie.

La sous-zone *M. tarfayensis* du bassin de Babadag débute, comme nous avons déjà souligné, dans les couches dépourvues de macrofaune (2 m au-dessous du premier niveau à *B. haberfellneri*) et se continue par le paquet à *B. haberfellneri* et *F. (H.) petrocoriensis*, le premier niveau à *Didymotis*, ensuite par le paquet à *Yabeiceras* aff. *orientale* et *Inoceramus schloenbachi* et les espèces associées (voir la coupe de Bal-Bair, figs. 5, 7, 8). Dans la partie supérieure des couches à *I. schloenbachi* (sans *Peroniceras*) et à *Neocrioceras (Schluterella) kossmati* apparaît déjà l'association à *Dicarinella concavata*. La présentation détaille de la sous-zone *M. tarfayensis* a été faite dans le chapitre de stratigraphie. On remarque : l'apparition des espèces *M. augusticarinata*, *M. paraconcavata* (non *renzi*-plan convexe); la présence de l'espèce *H. helvetica* dans tous les niveaux de cette sous-zone et son absence depuis l'association de la zone *D. concavata* de la partie supérieure des couches à *I. schloenbachi*. L'association à *M. tarfayensis* de la partie inférieure de l'intervalle occupé par cette sous-zone comporte le moment le plus ancien d'apparition connue jusqu'à présent des espèces *Praeglobotruncana alta* Jana Ion, *Dicarinella* aff. *P. oraviensis trigona* Scheibnerova, *M.* gr *iliei* Jana Ion; l'association de la partie supérieure comporte l'apparition des espèces *M. jekeliana* Jana Ion et *Carpathoglobotruncana pileoliformis* (Lamolda).

La zone *Dicarinella concavata*, cf. def. Sigal, 1955, emend. Ion, 1983, débute donc dans la partie supérieure des couches à *Yabeiceras* et *I. schloenbachi*, sans *Peroniceras*, considérées par l'un de nous (Szász, vu les raisons exposées plus haut) comme appartenant toujours au Coniacien inférieur. Elle se continue dans le Coniacien moyen (sous-formation de Jurilovca au N de Baia, fig. 8; carrière de Ceamurlia de Jos, fig. 8) avec les associations d'ammonites appartenant à la zone *Peroniceras tridorsatum* et avec *Inoceramus* ex gr. *mantelli* et elle a été corrélée à la macrofaune (*Gauthiericeras roquei*, *Eupachydiscus* aff. *isculensis* etc. à Jurilovca) jusqu'à la partie inférieure du Coniacien supérieur.

Institutul Geologic al României

Envers l'association de la sous-zone *M. tarfayensis*, dans l'association de la zone *D. concavata* apparaît l'espèce-index et *D. asymetrica* (Sigal)/= *D. concavata carinata* (Dalbiez)/, *Marginotruncana undulata lehmanni* Jana Ion, *Rosita fornicata* (Plummer), *Globotruncana tricarinata* (Quereau).

On peut faire encore les observations suivantes :

— *Dicarinella* cf. *asymetrica* (incertaine, pas connue en des lames minces) apparaît dans la base de la zone *D. concavata* (fig. 7), respectivement dans les couches du Coniacien inférieur à *I. schloenbachi*, situées au-dessous du deuxième niveau à *Didymotis*. *D. asymetrica* est clairement présentée (N de Baia, fig. 8) dans les couches du Coniacien moyen à faune de la zone à *Peroniceras tridorsatum* et dans celles du Coniacien supérieur (à Jurilovca; se trouve probablement dans ce niveau et dans la carrière à l'E du chemin Baia-Ceamurlia de Jos, fig. 8). Donc, à partir de l'ortochronologie on a argumenté que l'espèce *D. asymetrica* ne peut pas être utilisée en tant qu'espèce-index de valeur globale pour la partie supérieure du Santonien (zone *D. asymetrica*) tel qu'elle est considérée même dans des ouvrages très récents (Robaszynski, Caron et Groupe europ., 1984). Cet état des choses a été relevé à d'autres occasions dans les Carpathes Orientales (Ion, 1983) et ensuite dans la Dobrogea du Nord (Ion, in Szász, Ion, 1984).

— *Dicarinella concavata* apparaît dans la partie terminale du Coniacien inférieur, dans les couches à *Neocrioceras (Schluterella) kossmati*, et se trouve dans le Coniacien moyen des couches à *Peroniceras tridorsatum* et *Inoceramus* ex gr. *mantelli* (N de Baia, fig. 8).

— *Rosita fornicata* et (?) cf. *R. plummerae* apparaissent toujours dans le Coniacien moyen en même temps à l'association de la zone *P. tridorsatum* (N de Baia, fig. 8) mais après l'apparition des espèces *D. concavata* et *D. asymetrica*. Dans les Carpathes Orientales (au moins Țara Bîrsei) l'espèce *R. fornicata* est connue par le début contemporain à *D. asymetrica*.

— *Globotruncana tricarinata* a été identifié (carrière à l'E du chemin de Baia-Ceamurlia de Jos, fig. 8) au-dessus des couches à *Inoceramus mantelli*.

Toutes ces observations, notamment celles relevant des situations contradictoires portant sur le début de certaines espèces caractéristiques pour la zone *D. concavata* nécessitent de nouvelles recherches sur les niveaux à ortochronologie bien définie. A ce point de vue la Dobrogea du Nord nous offert de bonnes conditions.

4. CONCLUSIONS

Le présent ouvrage consigne une nouvelle étape de la connaissance de la stratigraphie et de la biostratigraphie du Crétacé supérieur du bassin de Babadag et révèle la présence sur le bord du lac de Sinoe des dépôts santoniens supérieurs (formation de Murfatlar) dans le faciès de ceux de Dobrogea du Sud.

On a procédé à une analyse de la stratigraphie des dépôts crétacés supérieurs du bassin de Babadag grâce à la séparation de nouvelles entités lithostratigraphiques (sous-formation de Hamangia et sous-formation de Harada) et on a enrichie ou revisé le contenu de celles déjà connues. A partir des études biostratigraphiques combinées (ammonites, inocérames, foraminifères planctoniques) on a déterminé avec précision des âges des entités lithostratigraphiques connues des recherches antérieures ainsi que des âges de celles récemment séparées avec des détails jusqu'à sous-divisions de sous-étages respectivement de zones biostratigraphiques. On a aussi mis en évidence le hétérochronisme des limites entre sous-formations, les intervalles où se produisent les substitutions entre diverses sous-formations, la présence des condensations stratigraphiques, la possibilité des lacunes stratigraphiques, les âges des niveaux d'ingression marginale etc.

En résumé, les dépôts crétacés supérieurs du bassin de Babadag présentent la suivante stratigraphie :

Ils sont essentiellement calcaires, d'une puissance maximum de 700 m et constitués de deux formations devenues classiques : formation de Iancila, appartenant au Cénomanien probablement contenant en base l'Albien terminal (Vraconien), et formation de Dolojman qui appartient au Turonien-Coniacien. Tenant compte des caractères lithologiques de chaque formation, on a séparé plusieurs sous-formations („member").

La formation de Iancila est constituée de quatre sous-formations, dont deux récemment séparées (Hamangia et Goloviţa) : — sous-formation de Enisala à aréal restreint dans le flanc septentrional du synclinal de Babadag appartenant (surtout à partir des critères géométriques) au Cénomanien inférieur éventuellement à l'Albien terminal (Vraconien); — sous-formation de Hamangia avec une aire d'extension un peu plus grande vers le sud du synclinal de Babadag et appartenant (sur base des arguments paléontologiques indirectes) au Cénomanien inférieur; — sous-formation de Babadag la plus épaisse et la plus répandue, rencontrée dans les deux flancs du synclinal et d'âge

Institutul Geologic al României

bien variable (à partir des arguments macro- et micropaléontologiques), Cénomanien inférieur pro parte-Cénomanien supérieur ou Cénomanien inférieur pro parte-Cénomanien moyen (tout ou pro parte); — sous-formation de Goloviţa développée dans les deux flancs du synclinal de Babadag, discontinue et appartenant (sur base des arguments macro- et micropaléontologiques) au Cénomanien moyen (tout ou pro parte)-Cénomanien supérieur ou Cénomanien supérieur.

La formation de Dolojman (400—500 m) comporte aussi quatre sous-formations dont l'une (Harada) récemment séparée : — sous-formation de Jidini à large extension, appartenant (arguments de micro- et macrofaune) au Turonien inférieur pro parte ou au Turonien inférieur-Turonien moyen pro parte ; — sous-formation de Harada rencontrée dans tout le bassin de Babadag, occupant des intervalles très variés (arguments macro- et micropaléontologiques), tout le Turonien, Turonien inférieur pro parte-Turonien moyen-Turonien supérieur, Turonien moyen pro parte-Turonien supérieur ; — sous-formation de Caugagia présente rien qu'aux environs de la localité de Caugagia, appartenant (arguments macro- et micropaléontologiques) au Coniacien inférieur ; — sous-formation de Jurilovca constituant le remplissage de quelques synclinaux, revenant (arguments macro- et micropaléontologiques) au Coniacien moyen-Coniacien supérieur (quand il surmonte la sous-formation de Caugagia) ou tout le Coniacien.

La formation de Iancila repose transgressivement sur le soubassement antécrétacé fortement plissé. La formation de Dolojman, dans les secteurs marginaux du bassin de Babadag, est ingressive, les dépôts se dépassant l'un l'autre successivement ; pour le reste du bassin nous avons des données micropaléontologiques qui plaident pour une continuité de sédimentation entre la formation de Iancila et la formation de Dolojman, respectivement la limite Turonien-Cénomanien et pour la présence des condensations stratigraphiques dans la partie terminale du Cénomanien suivie d'une réactivation de la sédimentation en même temps au début du Turonien. Dans ces conditions, la présence discontinue comme image cartographique de la sous-formation de Goloviţa est seulement expliquée en tant que résultat de sa substitution par la sous-formation de Babadag. L'existence d'une continuité ou bien d'une discontinuité à la limite Cénomanien-Turonien est à étudier.

Les sous-formations des formations de Iancila et de Dolojman se succèdent dans l'ordre susmentionné seulement dans les secteurs très restreints ; d'habitude elles se substituent partiellement ou totalement suivant leur âge. Elles sont en continuité de sédimentation, excepté les secteurs marginaux où il y a des dépassements ingressifs (par exemple au niveau du Turonien supérieur et du Coniacien moyen) ; il y a aussi des situations pas encore argumentées, présentes dans les secteurs plus centraux du synclinal où semble-t-il une partie du Turonien (moyen) ou bien du Coniacien inférieur manque ou il ne s'agit que des condensations stratigraphiques.

Les faunes d'ammonites, d'inocérames et la microfaune (foraminifères planctoniques) identifiées dans les dépôts du bassin de Babadag permettent de faire une caractérisation biostratigraphique du Crétacé supérieur de cette région :

Pour le Cénomanien inférieur n'ont pas été mises en évidence des associations de macrofaune caractéristique, mais apparaît aussi l'association de foraminifères planctoniques appartenant à la zone *Thalmanninella brotzeni/Th. globotruncanoides* et probablement à la sous-zone *Th. porthaulti* ; le Cénomanien moyen est représenté par l'association d'ammonites de la zone *Acanthoceras rhotomagense* et respectivement l'association de foraminifères de la sous-zone *Thalmanninella reicheli* corrélée directement à elle et par l'association d'ammonites de la zone (probablement) *Acanthoceras jukesbrownei* et l'association de la sous-zone *Thalmanninella deeckei* corrélée directement à elle ; le Cénomanien supérieur est représenté seulement par des foraminifères planctoniques appartenant à la zone *Rotalipora* gr. *cushmani-turonica*, suivie de la sous-zone *Whiteinella paradubia* (contenant *W. archaeocretacea*) et de la partie inférieure de la sous-zone *Dicarinella imbricata*.

Le Turonien inférieur est représenté macropaléontologiquement par l'association *Inoceramus (Mytiloides)* ex gr. *labiatus* qui peut être rencontré même dans le Turonien moyen. La succession de couches dans tout le „range" gr. *labiatus* à titre de microfaune contient dans les premiers niveaux la partie supérieure de la sous-zone *Dicarinella imbricata* — ici à *Dicarinella biconvexa biconvexa* ; suit l'association de la sous-zone *Helvetoglobotruncana helvetica*, sans *Marginotruncana schneegansi* ou *M. sigali*, qui comporte dans la première partie les dernières rotalipores s.l. et apparaissent des exemplaires de *Marginotruncana pseudolinneiana* ; la dernière association est celle à *Helvetoglobotruncana helvetica* dans laquelle apparaît l'espèce *Marginotruncana sigali*, considérée par nous, bien qu'elle ne présente pas d'espèce-index, appartenant à la sous-zone *Marginotruncana schneegansi*.

Le Turonien moyen est représenté macropaléontologiquement par des ammonites *Romaniceras* cf. *kallesi* et *Collignoniceras* cf. *carolinum*. Les couches à *R.* cf. *kallesi* contiennent l'association à *H. helvetica*, *M. sigali* et *M. pseudolinneiana*, et les niveaux immédiatement supérieurs ayant en plus l'espèce *Marginotruncana schneegansi* ; tout l'ensemble nous l'avons attribué à la sous-zone *Marginotruncana schneegansi*. Les couches à *C.* cf. *carolinum* n'ont pas été suffisamment investiguées au point de vue de la microfaune, mais signolons que les niveaux (1 m d'épaisseur) compris

Institutul Geologic al României

entre celle-ci et les premières couches à faune turonienne supérieure comportent l'association de la sous-zone *Marginotruncana coronata* [6].

Le Turonien supérieur est représenté par l'association d'ammonites à *Tongoboryceras* cf. *rhodanicum* et *Lewesiceras mantelli* et par l'association d'inocérames à *I. apicalis*, *I. falcatus*, *I. longealatus*, *I. teshioensis*. Toute la succession de couches à macrofaune turonienne supérieure, jusqu'à l'apparition de l'association à *Marginotruncana tarfayensis*, est caractérisée par l'association de la sous-zone *Marginotruncana coronata* (à *M. coronata*, *M. sinuosa*, *M. „renzi"*-plan convexe, *M. undulata undulata*).

Le Coniacien inférieur est très bien caractérisé par l'association de la zone *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* ainsi que par l'association d'ammonites à *Yabeiceras* aff. *orientalis*. Dans tout l'intervalle occupé par ces deux associations subsiste l'association d'inocérames à *I. schloenbachi*, *I. rotundatus*, *I. erectus*, *I. crassus*, *I. inconstans* et d'autres. Les couches à *F. (H.) petrocoriensis* contiennent l'association de la sous-zone *Marginotruncana tarfayensis* (où apparaît *M. paraconcavata* et *M. angusticarinata*) qui se continue dans la partie supérieure de celles à *I. schloenbachi et Yabeiceras* — sans *Peroniceras*. Dans la partie supérieure des couches à *Yabeiceras et I. schloenbachi* — sans *Peroniceras* apparaît l'association de la zone *Dicarinella concavata*, contenant *D. asymetrica* (?) et *D. concavata*; *H. helvetica* pas encore présentée à partir de la zone *D. concavata*.

Le Coniacien moyen est caractérisé par l'association de la zone *Peroniceras tridorsatum* et par *Inoceramus* ex gr. *mantelli*; pour le Coniacien supérieur revient l'espèce *Gauthiericeras roquei*. Dans le Coniacien moyen et supérieur avec cette macrofaune l'association de la zone *D. concavata* se continue, mais en comparaison de celle du Coniacien inférieur elle contient certainement l'espèce *D. asymetrica*, *R. fornicata* (à partir des couches à *Peroniceras*) et *Globotruncana tricarinata* (dans les couches du Coniacien supérieur).

Les dépôts crétacés supérieurs du bassin de Babadag aux ammonites, inocérames et foraminifères planctoniques nous ont offert la possibilité de réaliser, par des études biostratigraphiques combinées, une détermination plus exacte des échelles biochronologiques pour la Roumanie; on a aussi pu établir le „range" des espèces d'inocérames et de foraminifères planctoniques ou l'âge des associations d'inocérames. De même on a abordé d'autres problèmes d'intérêt global tels la caractérisation biostratigraphique et la délimitation des étages et des sous-étages, notamment le Turonien supérieur, la limite Turonien-Coniacien, la caractérisation du Coniacien.

On a noté à d'autres occasions que le secteur de Caugagia du bassin de Babadag est unique dans l'Europe en ce qui concerne la richesse et l'état de conservation des inocérames aussi bien que par le fait que les inocérames y apparaissent à côté des ammonites indicateurs de chronozone. Ce fait nous permet de réaliser une image plus claire portant sur leur distribution en temps. Les études entreprises par l'un de nous (Szász, 1982 a; Szász et al., 1978) ont déjà des résultats en ce sens. Ainsi, à partir des associations d'ici on a remarqué pour la première fois la coexistence des associations avec des espèces d'inocérames considérées caractéristiques pour le Turonien supérieur de l'Allemagne, avec des ammonites coniaciennes, ce qui nous a mené à affirmer — avant bien d'autres — que l'association à *I. schloenbachi* et implicitement le Turonien supérieur suivant l'opinion des auteurs allemands appartient au Coniacien. Toujours ici on a effectué des études jusqu'à la rédaction de cet ouvrage, pour la biochronologie du Coniacien à partir des ammonites et inocérames (Szász et al., 1978; Szász, 1981, 1986; Szász, Ion, 1984). Ceux-ci représentent des étapes aux résultats obtenus en même temps aux résultats des recherches des autres pays ou bien ils ont eu priorité.

Quant à l'importance du bassin de Babadag pour les études de la biochronologie du Crétacé supérieur il est à noter qu'ici on a mis en évidence presque toutes (excepté la sous-zone *Th. porthaulti*, pas encore très bien identifiée du fait de l'absence d'affleurements des dépôts de cet intervalle) les zones et les sous-zones de foraminifères planctoniques de l'échelle zonale établie (Ion, 1977, 1983) pour les Carpathes Orientales. On a aussi vérifié pour la plupart de l'échelle zonale les âges des biozones par corrélation directe avec les associations d'ammonites et/ou inocérames. Par cette corrélation directe avec la macrofaune on a déterminé le moment d'apparition ou de disparition de certains taxons, tout en vérifiant maintes situations — rencontrées par l'un de nous dans les Carpathes Orientales — qui décèlent que les taxons respectifs n'apparaissent pas ou disparaissent sur plan global concommitamment. Remarquons également qu'en Dobrogea ainsi que dans les Carpathes Orientales les suivantes espèces et sous-espèces ont le moment de début ou bien d'extinction différent de celui connu pour d'autres échelles zonales: — *Rotalipora* gr. *cushmani-turonica* apparaît dans le Cénomanien supérieur; — *Whiteinella archaeocretacea* apparaît dans le Cénomanien supérieur dans le cadre de la sous-zone *W. paradubia*; — *Praeglobotruncana* gr. *oravienesis* apparaît dans la partie terminale du Cénomanien supérieur; — *Dicarinella biconvexa biconvexa* apparaît avant l'espèce *Helvetoglobotruncana helvetica*, dans les couches à l'association de la sous-zone *D. imbricata* et à *I. (M.)* ex gr. *labiatus*, donc sans la possibilité d'être utilisée pour la zonation de détail de la zone

[6] Voir note 3, p. 113

Institutul Geologic al României

H. helvetica; — *Rotalipora* s.l. tient une extinction dans les couches à *I. (M.)* ex gr. *labiatus* et à *H. helvetica* sans *M. schneegansi*; nous croyons que sur plan global *Rotalipora* s.l. disparaît plus tôt dans le domaine boréal (partie terminale du Cénomanien supérieur) et plus tard (partie inférieure du Turonien inférieur) dans le domaine tempéré (téthysien) et que pas toujours leur présence tardive doit être expliquée ou peut être expliquée en tant que résultat des remaniements; — l'espèce *H. helvetica* ne disparaît pas à la limite Turonien moyen/Turonien supérieur, elle persiste jusqu'aux couches coniaciennes inférieures (à *Yabeiceras*, *Inoceramus schloenbachi*, sans *Peroniceras*, à microfaune de la sons-zone *M. tarfayensis)*. Par conséquent, dans notre situation son extinction ne peut pas être un critère pour la limite Turonien moyen/Turonien supérieur; — les espèces *Marginotruncana „renzi"*-plan convexe, *M. sinuosa*, *M. coronata*, caractérisent les couches à faune d'ammonites et inocérames turoniens supérieurs, donc elles ne pouvent pas être des fossiles-index de valeur globale pour le Coniacien inférieur; — *Dicarinella asymetrica* apparaît dans le Coniacien inférieur ou moyen, à partir de la base de la zone *D. concavata*, fait qui infirme sa qualité de fossile-index pour la zonation du Santonien; — *M. tarfayensis* est une fossile-index pour la base du Coniacien (mentionnons que dans le bassin de Babadag elle se développe plus bas que le premier niveau à association de la zone *F. (H.) petrocoriensis* — 2 m de puissance). Dans la Dobrogea du Nord par rapport aux Carpathes Orientales ont été rencontrés des exemplaires de *M. pseudolinneiana* à partir des couches à *I. (M.)* ex gr. *labiatus* et à *H. helvetica* sans *M. schneegansi*, ce qui indiquerait une influence du domaine boréal; de même des exemplaires de *M. marginata* ont été trouvés dans la partie supérieure des couches à *I. (M.)* ex gr. *labiatus*; *M. angusticarinata* débute dans le Coniacien inférieur à *Forresteria petrocoriensis* pas comme dans les Carpathes, dans le Turonien supérieur.

Maints problèmes concernant la biostratigraphie du Crétacé supérieur dans le cadre du bassin de Babadag restent à étudier, il, peut-être, nous va donner des solutions: le décèlement des faunes d'ammonites caractéristiques pour les limites Turonien inférieur-Turonien moyen et Turonien moyen-Turonien supérieur ainsi que l'étalonnement du moment de début des espèces *M. sigali* et *M. schneegansi* que *M. coronata*, *M. sinuosa*, *M. „renzi"*-plan convexe, *M. angusticarinata*.

Nous faisons la proposition quant à la biostratigraphie du Crétacé supérieur du bassin de Babadag que la région de Caugagia-Baia-Ceamurlia de Jos soit considérée en tant que région parastratotype pour le Coniacien inférieur et le Coniacien moyen. Elle présente les suivantes qualités qui la recommande comme une région parastratotype: elle comprend des espèces d'ammonites et inocérames caractéristiques pour l'Europe autant que pour d'autres continents, ainsi que des foraminifères planctoniques de large corrélabilité; elle présente des successions continues et claires où se développent clairement des successions d'associations d'ammonites, inocérames, foraminifères planctoniques. Nos études biostratigraphiques pour le bassin de Babadag vont prendre en considération cette proposition aussi.

BIBLIOGRAPHIE

Alexandrescu G., Mirăuță E., Szász L. (1978) Date noi asupra răspîndirii microfaciesului cu Pithonella ovalis în Carpații Orientali și Dobrogea. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/4 (1976—1977), p. 27—41, 5 pl., București.

Avram E., Drăgănescu A., Szász L., Neagu Th. (1988) Stratigraphy of the Outcropping Cretaceous Deposits in Southern Dobrogea (SE Romania). *Mém. Inst. Géol. Géophys.*, 33, p. 5—45, 8 pls., București.

Amédro F., Damotte R., Manivit H., Robaszynski F., Sornay J. (1978) Echelles biostratigraphiques dans le Cénomanien du Boulonnais (macro-micro-nannofossiles). *Géol. Méditerranéenne*, V, 1, p. 4—18, Paris.

— Bidar A., Damotte R., Manivit H., Robaszynski F., Sornay J. (1978) Echelles biostratigraphiques dans le Turonien du Cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais, F.). *Bull. Inf. Bass. Paris*, 15, 2, p. 3—20, Paris.

Bellier J. P. (1983) Foraminifères planctoniques du Crétacé de Tunisie septentrionale: systématique, stratigraphie, utilisation stratigraphique de l'Albien au Maestrichtien. Mémoires des Sciences de la Terre. Acad. Paris, Univ. P. et M Curie, Paris.

Ernst G., Schmid F., Seibertz E. (1983) Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. *Zitteliana*, 10 531—554, München.

Givulescu R., Lăcătușu A. (1978) Cîteva plante fosile din Cretacicul superior al Dobrogei. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.* 23, 2, p. 329—333, 2 pl., București.

— Neagu T., Dragastan O. (1980) Flore du Crétacé supérieur (Turonien) du bassin de Babadag (Dobrogea du Nord). *Rev. roum. géol., géophys. géogr.*, 24, p. 157—170, 4 pls., București.

Institutul Geologic al României

Grădinaru E. (1981) Rocile sedimentare și vulcanitele acide și bazice ale Jurasicului superior (Oxfordian) din zona Camena (Dobrogea de Nord). *Anal. Univ. București*, XXX (1981), p. 89—110, București.

— (1984) Jurassic Rocks of North Dobrogea. A depositional-tectonic approach. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol*, 28, 61—72, București.

Grigorescu D., Marin I. (1971) Osmeroides dobrogensis d'un nouvel Elopide fossile du Turonien du bassin de Babadag (Roumanie). *Ann. Pal. (Vertebr.)*, 57, (2), p. 189—198, 3 pls., Paris.

Hancock J. M., Kenendy W. J. Wright C. W. (1977) Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of north-west Europe. *Pal. Soc. Japan, Spec. Paper*, 21, p. 151—168, Tokyo.

Imlay R. W. (1955) Stratigraphic and geographic range of the Late Cretaceous pelecypod Didymotis. *J. Pal.*, 29, (3), 548—550, Tulsa.

Ion J. (1976) Zones de foraminifères dans l'Albien-Sénonien des Carpates Orientales. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII/4 (1974—1975), p. 93—120, București.

— (1978) Zones à foraminifères planctoniques et nouvelles espèces de Rotalipora dans le Crétacé moyen de Țara Bîrsei (Carpates Orientales). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/3 (1976—1977), p. 85—108, București.

— (1982) Sur la signification géochronologique du biohorizon à Marginotruncana terfayensis (Lehmann). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/4 (1979), p. 53—61, București.

— (1983) Etude micropaléontologique (foraminifères planctoniques) du Crétacé supérieur de Țara Bîrsei (Carpathes Orientales). *Mém. Inst. Géol. Géophys.*, XXXI, p. 5—176, București.

Juignet P., Kennedy W. J. (1976) Faunes d'Ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomanien du nord-ouest de la France et du sud de l'Angleterre. *Bull. Soc. Géol. Normandie et Amis du Muséum du Havre*, 63, (2), 193 p., 34 pls., Le Havre.

— Kennedy W. J., Lébert A. (1978) Le Cénomanien du Maine : formations sédimentaires et faunes d'Ammonites du stratotype. *Géol. Méditerranéenne*, V, 1, p. 87—100, Paris.

Kauffman E. G. (1977) Systematic, biostratigraphic and biogeographic relationships between Middle Cretaceous Euramerican and North Pacific Inoceramidae. *Pal. Soc. Japan, Spec. Paper*, 21, p. 169—212, Tokyo.

— (1978 a) British Middle Cretaceous Inoceramid biostratigraphy. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, IV. 1—IV. 12, Nice.

— (1978 b) An outline of Middle Cretaceous marine history and Inoceramid biostratigraphy in the Bohemian Basin, Czechoslovakia. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XIII. 1—XIII. 12,5 pls., Nice.

— (1978 c) South African Middle Cretaceous Inoceramidae. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XVII. 1—XVII. 6,2 pls., Nice.

— (1978 d) Middle Cretaceous bivalve zones and stage implications in the Antillean Subprovince, Caribbean Province. *Ann. Mus. Nat. Hist. Nice*, 4, XXX. 1—XXX. 11, Nice.

Kauffman E. G., Cobban W. A. Eicher D. L. (1978) Albian through Lower Coniacian strata, biostratigraphy, and principal events, Western Interior United States. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XXIII. 1—XXIII. 52,17 pls., Nice.

Keller S. (1982) Die Oberkreide der Sack-Mulde bei Alfeld (Cenoman-Unter Coniac) Lithologie, Biostratigraphie und Inoceramen. *Geol. Jb.*, A 64, 3—171,8 pls., Hannover.

Kennedy W. J. (1971) Cenomanian Ammonites from Southern England. *Spec. Pap. Palaeont.*, 8, V+133 p., 64 pls., London.

— Wright C. W., Hancock J. M. (1980) The European species of the Cretaceous ammonite Romaniceras with a revision of the genus. *Palaeont.*, 23, 2, p. 325—362, pl. 39—50, London.

Klinger H. C., Kennedy W. J. (1984) Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite subfamily Peroniceratinae Hyatt, 1900. *Ann. S. Afr. Mus.*, 92(3), 113—294, 135 figs., Cape Town.

Lamolda M. A. (1977) Biozonas de foraminiferas planctonicos on el Turoniense Vasco-Cantabrico (Norte de Espana). *Rev. Esp. Micropal.*, 9, 2, p. 221—234, Madrid.

Lehmann R. (1966) Les Foraminifères pélagiques du Crétacé du bassin côtier de Tarfaya. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 175, 151—176, Rabat.

Longoria J. F. (1976) Planctonic Foraminiferal zonation of Upper Cretaceous. Preprint Micropal. Symp. M.C.E. Proj. Meeting, Nice.

Lupu M. (1978) Preliminary Report on Albian-Turonian deposits in Romania *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 4, XIV. 1—XIV. 19, Nice.

Macovei G. (1906) Note sur un Pachydiscus du Crétacé supérieur de Babadag (Dobrogea). *Ann. Sci. Univ. Jassy*, XV, p. 78—81, Iași.

— Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *Ann. Inst. Géol. Roum.*, XVI, p. 63—280, București.

Maslakova N. I. (1978) Globotruncanidi iuga evropeiskoi ciasti SSR. Izdetlest. Nauka, Moskva.

Mirăuță O., Mirăuță E. (1964) Cretacicul superior și fundamentul bazinului Babadag (Dobrogea). *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 343—380, 11 pl., București.

Mutihac V., Dragastan O., Lăcătușu A. (1972) Cretacicul inferior din Dobrogea de Nord, *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 17,1 p. 77—81,1 pl., București.

Patrulius D., Szász L. (1976) Specii ale genului Gauthiericeras în Neocretacicul din România. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/3, p. 155—159, 2 pl., București.

— Mirăuță E., Iordan M., Baltreș A., Țicleanu N. (1974) Rapport, archives de l'Institut de Géologie et de Géophysique, București.

Institutul Geologic al României

Porthault B. (1974) Le Crétacé supérieur de la „Fosse Vocontienne" et les régions limitrophes (France sud-est). Micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie. Thèse Univ. Cl. Bernard, Lyon.

Robaszynski F. (1983) Conclusions to the Colloquium on the Turonian stage : Integrated biostratigraphic charts and facies maps (France and adjacent areas). *Zitteliana*, 10, p. 585—594, München.

— Caron M. — coord . and Eur. Work. Group Plankt. Foram. (1979). Atlas of Mid Cretaceous Planktonic Foraminifera (Boreal Sea and Tethys). *Cah. Micropal., C.N.R.S.*, 1979—1 ; 1979—2, 185+181,80 pl., Paris.

— Caron M., Gonzales Donosa J. M., Wonders A. H. (edit) and European Working Group on Planktonic Foraminifera (1983—1984) Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. *Rev. micropal.*, 26 (3—4), 145—305, Paris.

— Alcaydé G., Amédro F., Badillet G., Damotte R., Foucher J.-C., Legoux O., Manivit H., Monciardini C., Sornay J. (1982) Le Turonien de la région-type : Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. *Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitanie*, 6, (1), p 119—226, 18 pls , Pau.

Salaj J (1980) Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens). Inst. Geol. D. Stur , 238 p , Bratislava.

— Samuel O. (1966) Foraminifera der West Karpaten Kreide. Geol. Inst. Dionyza Stura, Bratislava.

Seitz O. (1962) Über Inoceramus (Platyceramus) mantelli Mercey (Barrois) aus dem Coniac und die Frage des Byssus-Ausschnittes bei Oberkreide-Inoceramen. *Geol. Jb.*, 79, p. 353—386, Hannover.

Sigal J. (1955) Notes micropaléontologiques nord-africaines. 1. Du Cénomanien au Santonien zones et limites en faciès pélagiques. *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, 8, p. 157—160, Paris.

— (1967) Essai sur l'état actuel d'une zonation stratigraphique à l'aide de principales espèces de Rosalines (Foraminifères). *C.R.S. Soc. Géol. Fr.*, 2, p. 48—50, Paris.

— (1977) Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide de foraminifères planctoniques. *Ann. Univ. Prov., Géol. Médit.*, IV, 2, p. 99—108, Marseille.

Simionescu I. (1914) Le Néocrétacé de Babadag (Dobrogea). *Bull. sect. Sci. Acad. Roum.*, 2, p. 67—72, București.

— (1944) Cîțiva amoniți din Cretacicul superior . *An. Acad. Rom., Mem. sect. șt.* (3), 19, mem. II, 16 p., 2 pl., București.

Szász L. (1981) Contributions à l'étude des Ammonites coniaciennes de la Roumanie. *Mém. Inst. Géol. Géophys.*, XXX, p. 93—114, 12 pl., București.

— (1982 a) Sur la présence des Ammonites cénomaniennes dans le bassin de Babadag (Dobrogea du Nord). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/3(1979), p. 27—44, 6 pl., București.

— (1982 b) La signification biochronologique de la zone à Inoceramus schloenbachi J. Böhm en Roumanie et quelques problèmes de la limite Turonien-Coniacien. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/4(1979), p. 119—130, București.

— (1982 c) Les subdivisions et la corrélation du Cénomanien de Roumanie à partir de la faune d'Ammonites. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/4(1979—1980), p. 97—113, București.

— (1985) Contribution to the knowledge of the Inoceramus fauna from Romania. I. Coniacian inocerams from the Babadag Basin (North Dobrogea). *Mém. Inst. Géol. Géophys.*, XXXII, p. 137—176, 40 pls., București.

— (1986 a) Biostratigraphy and Correlation of the Turonian in Romania on the Basis of Ammonites and Inoceramids. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/4, p. 147—174, București.

— (1986 b) Coniacian in Romania : Boundaries, Subdivisions, Ammonite and Inoceramid Assemblages and Their Importance for Global Correlations. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/4 (1983 ; 1984), p. 175—202, București.

— (1986 c) The presence of the Genus Didymotis Gerhardt 1897 (Bivalvia) in the Upper Cretaceous of Romania and Its Biochronological Significance. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/3 (1983 ; 1984), p. 109—116, București.

— Ion J. (1984) Biostratigraphic Characterization of Some Boundaries in the Cenomanian-Coniacian Interval. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 64, 299—307, 2 pl., București.

— Lăcătușu A. (1974) Contribuții la studiul amoniților din Neocretacicul bazinului Babadag (Dobrogea de Nord). *D. S. Inst. Geol.*, LX/3, p. 205—215, 7 pl., București.

— Grigorescu D., Martinof G. (1978) Semnificația biostratigrafică a faunei de inocerami de la Caugagia (bazinul Babadag, Dobrogea de Nord). *St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geol.*, 23, 2, p. 313—319, București.

— Mirăuță E., Mureșan M. (1981) Harta geologică a R. S. România, scara 1 :50000, foaia Babadag, Inst. Geol. Geofiz., București.

— Mihăilescu N., Ghenea A., Ghenea C. (1980) Harta geologică a R. S. România, scara 1 :50000, foaia Jurilovca, Inst. Geol. Geofiz., București.

Tröger K.-A. (1967) Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). Teil I Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenomans bis Turon Mitteleuropas. *Abh. Staatl. Mus. Min. Geol.*, 12, 13—207, 14 pl., Dresden.

— (1971) Zur Biostratigraphie des Ober-Turon bis Unter-Santon aus dem Schachtaufschluss der Zeche Grimberg IV bei Bergkamen (BRL) *Freib. Forsch.-H.*, C298, p. 109—138, Leipzig.

Wright C. W. (1979) The ammonites of the English Chalk Rock (Upper Turonian). *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, 31, (4), p. 281—332,7 pls., London.

— Kennedy W. J. (1981) The Ammonoidea of the Plenus Marls and the Middle Chalk. Monogr. Pal. Soc., 148 p., 32 pl., (Publ. no. 560, part of vol, 134), London.

Institutul Geologic al României

CRETACICUL SUPERIOR DIN BAZINUL BABADAG (ROMÂNIA). BIOSTRATIGRAFIE INTEGRATĂ (AMONIȚI, INOCERAMI, FORAMINIFERE PLANCTONICE)

(Rezumat)

Lucrarea consemnează o nouă etapă în cunoașterea stratigrafiei și biostratigrafiei Cretacicului superior din bazinul Babadag și pune în evidență prezența, pe malul Lacului Sinoe, a depozitelor santoniene superioare (formațiunea de Murfatlar) în faciesul celor din Dobrogea de sud.

S-a realizat o detaliere a stratigrafiei depozitelor cretacice superioare din bazinul Babadag prin separarea de noi entități stratigrafice (subformațiunea de Hamangia, subformațiunea de Goloviţa, subformațiunea de Harada) și fiind îmbunătățit sau emendat conținutul celor deja cunoscute. Pe baza studiilor biostratigrafice combinate (amoniți, inocerami, foraminifere planctonice) s-au putut aduce precizări asupra vîrstelor unităților litostratigrafice vechi și stabili vîrstele celor nou separate, cu detalii pînă la subdiviziuni de etaje și respectiv de zone și subzone biostratigrafice. Pe aceleași baze, deci cu același grad de detaliu, s-a pus mai bine în evidență heterocronismul limitelor dintre subformațiuni, intervalele în care au loc substituirile de facies, prezența în cadrul unor intervale de timp a condensărilor stratigrafice, posibilitatea unor lacune stratigrafice intraturoniene, vîrsta nivelelor de ingresiuni marginale etc.

Datele expuse privind stratigrafia Cretacicului superior din bazinul Babadag se vor rezuma în cele ce urmează.

Cretacicul superior din bazinul Babadag este format din depozite predominant calcaroase, cu grosime maximă de 700 m. Ele reprezintă cuvertura posttectonică depusă transgresiv pe un fundament intens cutat, alcătuit din formațiuni cristalofiliene (proterozoice și paleozoice), formațiuni ușor metamorfozate (paleozoice) și formațiuni sedimentare (paleozoice, triasice, jurasice). În cadrul lor au fost distinse (Simionescu, 1914) două formațiuni devenite clasice : formațiunea de Iancila și formațiunea de Dolojman. Formațiunea de Iancila revine Cenomanianului, cu posibilitatea existenței în bază și a unor depozite aparținînd Albianului terminal (Vraconian) ; formațiunea de Dolojman reprezintă Turonianul și Coniacianul.

Formațiunea de Iancila (200 m grosime maximă) este alcătuită predominant din gresii calcaroase și calcare grezoase spatice, crinoidale, cu lentile și pachete de conglomerate calcaroase sau calcare cu galeți și, subordonat, din secvențe mai marnoase, situate în partea terminală a formațiunii și cu importanță în biostratigrafie. Pe baza unor caractere litologice ce permit cartarea pe teren, în cadrul acestei formațiuni au fost separate următoarele subformațiuni („member") :

Subformațiunea de Enisala (Patrulius et al., 1974) este prezentă numai pe flancul nordic al sinclinalului Babadag. Este formată din calcare ; mai ales prin poziția ei geometrică, este atribuită Cenomanianului inferior, eventual Albianului terminal (Vranconian).

Subformațiunea de Hamangia, definită în prezenta lucrare, are o arie de răspîndire ceva mai mare în sudul bazinului Babadag. Este formată din calcare conglomeratice lumașelice, în bază, local cu pietrișuri necimentate ; se atribuie, tot pe baza unor argumente paleontologice indirecte, Cenomanianului inferior.

Subformațiunea de Babadag (Patrulius et al., 1974), care este cea mai răspîndită și cea mai groasă, apare pe ambele flancuri ale sinclinalului Babadag. Este formată din gresii calcaroase și calcare grezoase spatice, crinoidale, cu lentile de conglomerate și calcare cu galeți. Vîrsta ei, stabilită pe baza micro- și macrofaunei, cît și pe baza vîrstei depozitelor de deasupra, este variabilă de la un loc la altul, ea fiind cenomanian inferior pro parte-cenomanian superioară sau cenomanian inferior pro parte-cenomanian medie (întreg sau pro parte).

Subformațiune de Goloviţa, definită în prezenta lucrare, apare pe ambele flancuri ale sinclinalului Babadag, dar discontinuu. Este alcătuită din marne nisipoase cu nivele mai puternic cimentate. Vîrsta ei, stabilită cu ajutorul macro- și microfaunei, este variabilă, de la Cenomanian mediu (pro-sau întreg)-Cenomanian superior la Cenomanian superior numai.

Relațiile dintre subformațiunile prezentate mai sus pot fi de suprapunere (de obicei în sectoare restrînse) în continuitate de sedimentare, dar de cele mai multe ori ele trec lateral unele în altele, după cum demonstrează vîrstele lor.

Formațiunea de Dolojman (400—500 m) cuprinde o gamă largă de tipuri litologice, de la gresii calcaroase masive sau în plăci centimetrice, calcare grezoase, calcare cretoase pînă la marnocalcare și marne. Local apar și faciesuri marginale conglomeratice sau chiar cu lumașele de moluște. Depozitele formațiunii de Dolojman se disting de cele ale formațiunii de Iancila prin caracterul lor în general mai fin, prin culoarea predominant gălbuie și prin prezența mult mai pregnantă a accidentelor silicioase și a silicifierilor (care însă nu lipsesc nici în formațiunea de Iancila). În ceea ce privește raporturile ei cu depozitele din pat, este evident că în unele sectoare de margine ale bazi-

Institutul Geologic al României

nului Babadag ea este ingresivă și cu depozite ce se depășesc succesiv (stă cu baza sa turoniană sau cu diferite nivele coniaciene pe fundamentul antecretacic). Pentru restul bazinului Babadag existența sau inexistența unei continuități de sedimentare, în raport cu formațiunea de Iancila din bază, rămîne încă o problemă deschisă. Există date micropaleontologice care pledează pentru o continuitate de sedimentare între ele, respectiv la limita Cenomanian-Turonian, și pentru prezența unor condensări stratigrafice locale în partea terminală a Cenomanianului superior (condensări observate în partea terminală a subformațiunii de Goloviță de pe dealul Caraburun), urmate de o reactivare a sedimentării odată cu debutul Turonianului (materializată prin prezența în unele locuri a unui conglomerat bazal). Prezența discontinuă, ca imagine cartografică, a subformațiunii de Goloviță este explicată în aceste condiții numai ca un rezultat al substituirii ei prin subformațiunea de Babadag. Ca imagine, ea sugerează însă foarte bine și o eroziune anteturoniană, încît se impun noi cercetări de detaliu.

În cadrul formațiunii de Dolojman au fost separate patru subformațiuni, foarte inegale ca extindere areală și stratigrafică, dar în unele cazuri destul de apropiate ca litologie, ceea ce face ca delimitarea lor pe întreg bazinul Babadag să fie destul de aproximativă. Trecerile litologice gradate dintre subformațiuni, dar și gradul ridicat de acoperire al terenurilor (cu loess sau pădure) fac de asemenea ca separarea subformațiunilor să fie mai puțin exactă. Cele patru subformațiuni sînt :

Subformațiunea de Jidini (Patrulius et al., 1974), cu o largă arie de răspîndire, este alcătuită predominant din gresii calcaroase masive, care uneori se desprind în plăci centimetrice. Vîrsta ei, stabilită pe micro- și macrofaună, este turonian inferior pro parte-turonian medie sau numai turonian inferioară pro parte.

Subformațiunea de Harada (definită în prezenta lucrare), răspîndită în întreg bazinul Babadag, este în general mai calcaroasă decît cea precedentă, destul de variabilă ca facies și ca vîrstă. Pe baza macro- și microfaunei s-a stabilit că ea ocupă uneori întreg Turonianul, alteori numai Turonianul inferior pro parte-Turonianul superior sau doar Turonianul mediu pro parte-Turonianul superior.

Subformațiunea de Caugagia (Patrulius et al., 1974) are aria de răspîndire limitată la împrejurimile localității Caugagia. Este alcătuită din calcare grezoase gălbui-roz, în strate pluridecimetrice, între care există strate de calcare albe sau alb-verzui, foarte fosilifere. Vîrsta ei, argumentată pe baza faunei și microfaunei, este limitată la Coniacianul inferior.

Subformațiunea de Jurilovca (Patrulius et al., 1974) constituie umplutura cîtorva sinclinale. Este formată predominant din marne și marnocalcare gălbui, bine litate, la care în sectoarele marginale ale bazinului se adaugă gresii calcaroase, calcare grezoase albe, conglomerate etc. Vîrsta ei, stabilită pe criterii macro- și microfaunistice, este variabilă. Cînd stă pe depozitele subformațiunii de Caugagia, ea începe cu Coniacianul mediu ; în unele locuri substituie pe laterală subformațiunea de Caugagia, deci începe cu Coniacianul inferior ; cînd este ingresivă, poate să înceapă cu diferite nivele ale Coniacianului. Limita ei superioară de vîrstă este Coniacianul superior.

Relațiile dintre subformațiunile aparținînd formațiunii de Iancila sînt de suprapunere (în ordinea prezentată) în unele sectoare, dar în altele subformațiunea de Harada substituie parțial sau total subformațiunea de Jidini sau cea de Jurilovca substituie total subformațiunea de Caugagia. După cum am mai arătat, în unele sectoare marginale ale bazinului Babadag subformațiunile se depășesc progresiv sau/și se așternd direct pe fundamentul antecretacic ; sînt și situații în care se poate presupune că o parte mai mult sau mai puțin însemnată din Turonian (mediu?) sau din Coniacianul inferior lipsește sau este vorba de condensări stratigrafice.

Depozitele cretacice superioare din bazinul Babadag conțin asociații de amoniți, inocerami și foraminifere planctonice ce au permis, după cum s-a văzut, stabilirea vîrstelor subformațiunilor cu detalii de subetaje și respectiv de zone și subzone biostratigrafice. Mai mult, prin studiile biostratigrafice combinate s-a realizat și o calibrare mai exactă a scărilor biocronologice stabilite pentru România, pe baza amoniților, inoceramilor și foraminiferelor planctonice ; s-a putut stabili mai exact „range"-ul unor specii de inocerami și foraminifere planctonice — cu probleme în acest sens și pe plan global — sau vîrsta unor asociații întregi de inocerami. S-au putut aborda și probleme biostratigrafice de interes global, cum ar fi caracterizarea biostratigrafică și delimitarea unor etaje și subetaje, în special a Turonianului superior, a limitei Turonian-Conician și a Coniacianului. Pe marginea celor de mai sus mai adăugăm și faptul că în depozitele cretacice superioare din bazinul Babadag au fost identificate toate zonele și subzonele de foraminifere planctonice stabilite în Carpații Orientali (Ion, 1978, 1983) și s-au verificat, pentru cea mai mare parte a scării zonale, vîrstele biozonelor prin corelări directe cu asociațiile de amoniți și/sau de inocerami.

Datele biostratigrafice puse în evidență în Cretacicul superior din bazinul Babadag ne-au oferit următoarea caracterizare a intervalului Cenomanian-Coniacian pentru regiunea în discuție, plus unele observații de ordin biostratigrafic care au implicații și pe plan mai general sau global. În sprijinul prezentării datelor biostratigrafice vin figurile 2—8 și planșele I—XXVIII.

Institutul Geologic al României

Mai trebuie să precizăm că toate zonele și subzonele de foraminifere din Cenomanian-Coniacianul bazinului Babadag reprezintă, conform ghidului Hedberg (1971), un tip de biozonă (intervalul la apariția unei specii-index pînă la apariția altei specii-index) din cadrul categoriei „Interval Range Zone" (I.R.Z.). Acest tip de biozonă este sinonimă cu „Partial Range Zone" (fide Sigal, 1985), utilizată de o parte din biostratigrafi. Ea a fost utilizată și de noi cu alte ocazii (Ion, 1976, 1983).

Pentru Cenomanianul inferior nu se cunoaște pînă în prezent o asociație macrofaunistică, dar este prezentă asociația de foraminifere (peste strate cu *Neohibolites ultimus*) aparținînd subzonei *Thalmanninella brotzeni*/*Th. globotruncanoides* și probabil asociația subzonei *Th. porthaulti*. Nici în Dobrogea de nord nu am avut posibilitatea să verificăm dacă speciile *brotzeni* și *globotruncanoides* au prima apariție deasupra sau sub limita Vraconian-Cenomanian. De asemenea, în Dobrogea de nord nu a fost pusă în evidență asociația de amoniți a părții terminale a Cenomanianului inferior, iar asociația de foraminifere planctonice, aparținînd subzonei *Th. porthaulti*, corelabilă cu ea, este destul de neclar reprezentată.

Cenomanianul mediu este reprezentat prin asociația de amoniți aparținînd zonei *Acanthoceras rhotomagense*, respectiv prin asociația de foraminifere planctonice a subzonei *Thalmanninella reicheli*; prin asociația de amoniți aparținînd probabil zonei *Acanthoceras jukesbrownei* și respectiv prin asociația de foraminifere aparținînd subzonei *Th. deeckei*, corelată cu ea. Asociația de *A. rhotomagense*, pusă în evidență în Dobrogea de nord, este pînă în prezent singura din România care aparține cert acestei zone; cea de a doua asociație de amoniți, din partea superioară a Cenomanianului mediu, nu conține specii de zonă, dar prin compoziția ei (*Turrilites* aff. *acutus*, *T.* aff. *acheuchzerianus*, *Euomphaloceras* ex gr. *cunningtoni-inermis*, *Schloenbachia* ex gr. *coupei* etc.) este o asociație ce indică această vîrstă.

Pentru depozitele Cenomanianului superior, reprezentate printr-o succesiune ce are în pat stratele cu asociația zonei *A. jukesbrownei* și/sau cu asociația subzonei *Th. deeckei* și în acoperiș pe cele cu *Inoceramus* (*Mytiloides*) ex gr. *labiatus*, nu există macrofaună, dar ele sînt foarte bine caracterizate prin asociația de foraminifere planctonice a zonei *Rotalipora* gr. *cushmani-turonica*, urmată de cea a subzonei *Whiteinella paradubia* și apoi de debutul subzonei *Dicarinella imbricata*. Primele două biozone se cunosc în Carpații Meridionali în stratele cu *Eucalycoceras pentagonum* (J. Ion, date inedite); ultima acoperă limita Cenomanian-Turonian și am admis că debutează, ca peste tot pe plan global, în mijlocul zonei *Metoicoceras geslinianum*. Se mai poate remarca și aici, ca și în domeniul carpatic românesc, că rotaliporele din grupul *cushmani-turonica* apar în Cenomanianul superior; *Praeglobotruncana* gr. *oraviensis* există, ca și în Carpații Orientali, începînd din partea terminală a Cenomanianului superior, deci, cel puțin în cazul nostru, aceste specii nu pot fi fosile de zonă pentru Turonianul inferior; ca și în domeniul carpatic românesc, odată cu *D. imbricata* debutează și *D. indica*, *D. canaliculata*, *Archaeoglobigerina cretacea*, *Marginotruncana elenae*; *Whiteinella archaeocretacea* a fost întîlnită în Dobrogea de nord începînd din subzona *W. paradubia*.

Turonianul inferior este reprezentat prin asociația cu „speciile" grupului *Inoceramus* (*Mytiloides*) ex gr. *labiatus*, cu posibilitatea ca „speciile" respective să existe și în baza „turonianului mediu. Pentru Turonianul mediu pledează speciile de amoniți, *Romaniceras* cf. *kallesi* și *Collignoniceras* cf. *carolinum*. Turonianul superior este mai bine reprezentat macrofaunistic, conține asociația de amoniți cu *Tongoboryceras* cf. *rhodanicum*, *Lewesiceras mantelli*, precum și asociația de inocerami cu *I. apicalis*, *I. falcatus*, *I. longealatus*, *I. teshioensis* etc.

Romaniceras kallesi este plasat de diferiți autori fie în partea inferioară, fie în cea superioară a Turonianului mediu. În cazul nostru faptul că în pachetul de depozite cu *R.* cf. *kallesi* nu se mai întîlnesc inocerami din grupul *labiatus* ar pleda pentru cea de a doua alternativă. În ceea ce privește *C. carolinum*, este o specie rară, întîlnită în general în asociația cu *Collignoniceras woolgari*, iar în cazul bazinului Babadag specia se află în partea superioară a „range"-ului său, care poate fi fie Turonianul mediu terminal, fie Turonianul superior bazal, în orice caz sub asociația zonei *Subprionocyclus neptuni*.

Asociația de inocerami a Turonianului superior din bazinul Babadag, foarte bogată în specii și indivizi, la care se adaugă și cîteva specimene de amoniți, este cunoscută în asociațiile clasice ale subetajului sau în asociațiile din regiuni unde există și amoniți indicatori de cronozonă pentru Turonianul superior.

Din punctul de vedere al conținutului în foraminifere planctonice, se poate spune că în depozitele turoniene din bazinul Babadag au fost identificate toate zonele și subzonele de acest tip caracteristice intervalului respectiv. În succesiunea depozitelor cu întreg „range"-ul gr. *labiatus* există: în primele nivele, asociația subzonei *Dicarinella imbricata*, care se continuă din partea terminală a Cenomanianului superior, dar are în plus specia *Dicarinella biconvexa biconvexa*; urmează asociația subzonei *Helvetoglobotruncana helvetica* — fără *Marginotruncana schneegansi*, care în prima parte mai conține ultimele rotalipore s.l. și primele exemplare de *Marginotruncana pseudolinneiana*; ultima asociație este cea cu *H. helvetica* și cu apariția speciei *M. sigali*, asociație pe care am atribuit-o, deși nu conține specia-index, subzonei *Marginotruncana schneegansi*. Stratele cu *R.* cf.

Institutul Geologic al României

kallesi conţin asociaţia cu *H. helvetica*, *M. sigali* şi *M. pseudolinneiana*, iar cele imediat superioare lor, fără macrofaună, au şi specia *M. schneegansi*. Stratele cu *C.* cf. *carolinum*[1] nu au fost investigate încă din punctul de vedere al microfaunei, dar este de semnalat că un pachet de depozite de numai un metru grosime, situat între stratele cu *C. carolinum* şi cele cu prima asociaţie de macrofaună turoniană superioară, conţine deja speciile *Marginotruncana coronata*, *M. sinuosa*, *M.* „*renzi*"-plan convex, deci asociaţia zonei *M. coronata*. Toată succesiunea de strate cu macrofaună turoniană superioară, pînă la apariţia speciei *Marginotruncana tarfayensis* şi a asociaţiilor de amoniţi aparţinînd zonei *Forresteria petrocoriensis* sau a celor de inocerami cu *I. schloenbachi*, conţine asociaţia subzonei *M. coronata*.

În legătură cu biostratigrafia Turonianului bazată pe foraminifere planctonice, trebuie reţinute şi concluziile următoare : — ca şi în domeniul carpatic românesc, specia *Dicarinella biconvexa biconvexa* debutează în Dobrogea de nord în cadrul subzonei *Dicarinella imbricata*, confirmînd astfel încă o dată că în cazul nostru ea nu poate fi fosil de zonă pentru subdivizarea zonei *H. helvetica* ; — în bazinul Babadag, ca şi în domeniul carpatic românesc, rotaliporele s.l. (admiţînd că nu sînt remaniate) dispar de abia în cadrul stratelor turoniene inferioare (care conţin *I. (M.)* ex gr. *labiatus* şi *H. helvetica*), înaintea apariţiei speciei *M. sigali*, situaţie cunoscută de altfel şi în alte regiuni din domeniul mediteranean ; se confirmă astfel încă o dată că extincţia rotaliporelor s.l. este variabilă, mai timpurie (în cadrul părţii terminale a Cenomanianului superior) în domeniul boreal şi mai tîrzie (în partea inferioară a Turonianului inferior) în domeniul temperat (tethysian) ; — o situaţie ce mai necesită verificări este prezenţa (în secţiuni subţiri) în Dobrogea de nord a unor exemplare de *M. pseudolinneiana* în stratele cu *I. (M.)* ex gr. *labiatus*, *H. helvetica* şi cu sau fără rotalipore s.l., ceea ce ar indica o influenţă şi a domeniului boreal ; — o problemă care rămîne de asemenea deschisă este cea a găsirii unor asociaţii sau macrofaune caracteristice care să permită caracterizarea limitelor Turonian inferior-Turonian mediu şi Turonian mediu-Turonian superior, şi respectiv caracterizarea acestor limite şi din punctul de vedere al foraminiferelor planctonice ; — pe baza ortocronologiei şi paracronologiei făcute în paralel s-a demonstrat că şi în bazinul Babadag speciile *M. coronata* *M. sinuosa*, *M.* „*renzi*"-plan convex [2], sînt prezente în stratele turoniene superioare şi prin urmare nu pot fi utilizate ca fosile-reper pentru baza Comiacianului ; de asemenea, s-a demonstrat că, la fel ca şi în Carpaţii Orientali, specia *H. helvetica* nu poate fi un criteriu pentru limita Turonian mediu-Turonian superior, deoarece ea există şi mai sus de Turonianul mediu (în Dobrogea de nord există pînă în stratele cu *M. tarfayensis*, *Yabeiceras* aff. *orientale* şi *Inoceramus schloenbachi*, Coniacian inferior).

Biocronologia Coniacianului şi limita Turonian-Coniacian au putut fi bine studiate pe baza unei bogate macrofaune aparţinînd subformaţiunii de Caugagia şi subformaţiunii de Jurilovca din regiunea Caugagia-Baia-Ceamurlia de Jos. În rezumat, se poate afirma că în bazinul Babadag, după noile concepţii asupra Coniacianului, există o primă asociaţie de amoniţi cu *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* şi *Barroisiceras haberfellneri* ce revine Coniacianului inferior, o a doua asociaţie de amoniţi cu *Yabeiceras* aff. *orientale*, *Scaphites* ex gr. *compressus* etc., dar fără *Peroniceras*, a cărei apartenenţă la Coniacianul inferior sau mediu nu este încă stabilită cu precizie. În intervalul ocupat de cele două asociaţii de amoniţi se cunoaşte, cel puţin după datele de pînă acum, o singură asociaţie de inocerami (cu *I. schloenbachi*, *I. erectus*, *I. rotundatus*, *I. deformis* — fără o succesiune clară a speciilor — la care se adaugă o serie de specii noi din acest grup, precum şi *I. inconstans*, *I. crassus*, *I. waltersdorfensis* etc.) care în Europa şi America de Nord reprezintă Coniacianul inferior. O a treia asociaţie de amoniţi este cea cu *Peroniceras tridorsatum*, care pe lîngă specia-index mai cuprinde *P. czoernigi*, *Nowakites carezi* etc., iar dintre inocerami *Inoceramus (Pl.) mantelli*. Asociaţia aparţine în mod cert Coniacianului mediu. Ultima asociaţie, relativ săracă, este cea cu *Gauthiericeras roquei*, *Eupachydiscus* aff. *isculensis* şi diferite specii de inocerami care se cunosc şi în nivelele inferioare *(I. inconstans, I. sturmi)*. Ea reprezintă Coniacianul superior (probabil partea lui inferioară). Mai trebuie amintit că atît în pachetul cu *F. (H.) petrocoriensis*, cît şi în cel de deasupra, cu *Yabeiceras*, există cîte un nivel cu *Didymotis*, gen care, după părerea unor autori, nu depăşeşte limitele Coniacianului inferior.

În privinţa zonării Coniacianului cu ajutorul foraminiferelor planctonice, datele din bazinul Babadag oferă următoarele concluzii : stratele coniaciene inferioare, cu asociaţia de amoniţi a zonei *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* şi cu partea inferioară a asociaţiei cu *I. schloenbachi*, conţin asociaţia subzonei *Marginotruncana tarfayensis*, care se continuă şi mai sus (în Coniacianul inferior), în pachetul de strate cu *Yabeiceras* şi fără *Peroniceras*, respectiv în stratele cu *I. schloenbachi* şi fără *Peroniceras* ; în partea superioară a stratelor cu *Yabeiceras*, *I. schloenbachi* şi fără

[1] În timpul pregătirii lucrării pentru tipar am indentificat, în aceste strate şi în cele cu *I. cuvieri* de sub ele, asociaţia cu *M. coronala, M. sinuosa, M. „renzi"* — plan convex, deci ea apare din Turonianul mediu.

[2] După datele noastre de ultimă oră aceste specii sînt prezente şi în stratele de vîrstă turoniană medie pro parte din Dobrogea de nord.

Institutul Geologic al României

Peroniceras apare asociația zonei *Dicarinella concavata*, care se continuă și în stratele Coniacianului mediu cu *Peroniceras tridorsatum* și *Inoceramus mantelli* și în cele atribuite Coniacianului superior, cu *I. sturmi*, *I. inconstans*, *Gauthiericeras roquei*. S-a constatat că vîrstele zonelor de foraminifere planctonice din cadrul Coniacianului din bazinul Babadag, stabilite pe baza ortocronologiei corespund cu cele stabilite pentru Carpații Orientali pe baza unor corelări la mari distanțe. Bazinul Babadag a oferit, de asemenea, împreună cu alte regiuni din Carpații românești, condiții pentru studiul foraminiferelor planctonice de la limita Turonian-Coniacian, studii care au condus la precizarea că specia *Marginotruncana tarfayensis* marchează prin debutul său baza Coniacianului. S-a mai constatat, de asemenea, că specia *D. asymetrica* apare ca și în Carpații Orientali, încă din Coniacianul inferior (în Dobrogea de nord apare în partea superioară a stratelor cu *Yabeiceras*), deci încă din partea inferioară a zonei *Dicarinella concavata*, ceea ce infirmă, în cazul nostru, calitatea ei de fosilă-index pentru partea superioară a Santonianului ; *Rosita fornicata* apare în bazinul Babadag începînd din Coniacianul mediu (în stratele cu *Peroniceras tridorsatum*), nu din Coniacianul inferior, cum se cunoaște în Carpații Orientali, situație care reclamă însă noi cercetări în ambele domenii de sedimentare.

S-a subliniat și cu alte ocazii, că sectorul Caugagia din bazinul Babadag este probabil unic în Europa în ceea ce privește bogăția și starea de conservare a inoceramilor, cît și prin faptul că aici inoceramii sînt asociați cu amoniți indicatori de cronozonă, oferind posibilitatea realizării unei imagini mai clare privind distribuția lor în timp. Studiile elaborate de unul dintre noi (Szász et al., 1978, Szász, 1982 a) au dat deja rezultate în acest sens. Astfel, pe baza asociațiilor de aici s-a remarcat pentru prima dată coexistența unor asociații de specii de inocerami considerate caracteristice pentru Turonianul superior în Germania, cu amoniți coniacieni, fapt ce a condus la afirmația că asociația cu *I. schloenbachi*, și implicit Turonianul superior în sensul autorilor germani, aparține Coniacianului. Tot aici au fost făcute și alte studii, pînă la lucrarea de față, pentru biocronologia Coniacianului pe baza amoniților și inoceramilor (Szász et al., 1976 ; Szász, 1981 ; Szász, in Szász, Ion, 1984), care reprezintă etape cu rezultate ce au mers în paralel cu rezultatele de pe plan global sau au fost cu prioritate.

Regiunea Baia-Caugagia-Ceamurlia de Jos întrunește condițiile pentru a fi propusă ca regiune parastratotip pentru Coniacianul inferior și mediu, deoarece : fauna Coniacianului inferior și mediu cuprinde la un loc specii de amoniți și inocerami, caracteristice atît pentru Europa, cît și pentru alte continente, la care se adaugă și foraminiferele planctonice cu o întinsă corelabilitate ; depozitele de această vîrstă sînt într-o succesiune continuă în care asociațiile de organisme, menționate, se derulează clar.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche IV

Association des ammonites du Cénomanien moyen (zone à *Acanthoceras rhotomagense*) du bassin de Babadag

Fig. 1. — *Anagaudryceras vertebratum* (Kossmat).
Fig. 2 a, b ; 3 a, b — *Sciponoceras baculoide* (Mantell).
Fig. 4 a, b — *Mesogaudryceras leptonema* (Sharpe).
Fig. 5,6 — *Turrilites costatus* Lamarck.
Fig. 7 — *Scaphites dailyi* Wright.
Fig. 8 a, b ; 9, 10 — *Scaphites obliquus* Sowerby.
Fig. 11 a, b — *Protacanthoceras* sp. (n. sp ?).
Fig. 12, 13 a, b — *Acanthoceras rhotomagense confusum* (Guéranger).
Fig. 14 a, b — *Calycoceras spinosum* (Kossmat).
Fig. 15. — *Puzosia* aff. *oclosulcata* (Sharpe).

Tous les exemplaires proviennent du rivage méridional du lac de Goloviţa (colline de Caraburun) ; excepté les exemplaires de la figure 5 (× 0,8) et des figures 11 a et b (1,5), ils sont figurés en grandeur naturelle.

Planche V

Ammonites turoniennes du bassin de Babadag

Fig. 1 — *Romaniceras* cf. *kallesi* Zazvorka (× 1). Turonien moyen, colline de Harada (Slava Rusă).
Fig. 2 — *Lewesiceras mantelli Wright* (× 1). Turonien supérieur, rivage du lac de Zmeica.

Institutul Geologic al României

Fig. 3 — *Lewesiceras* aff. *peramplum* (Mantell) (× 1). Turonien moyen, colline de Harada (Slava Rusă).
Fig. 4 — *Gaudryceras denseplicatum* (Jimbo) (× 0,8). Turonien supérieur, colline de Matera (N de Slava Rusă).

Planche VI

Association d'ammonites coniaciennes du bassin de Babadag

Fig. 1 — „*Harleites*" *bentori* Parnes (= *Barroisiceras haberfellneri hemilissotiformis* Plöchinger?) (× 1), Coniacien inférieur (zone à *Forresteria* (*Harleites*) *petrocoriensis*), Caugagia (colline de Bal-Bair).
Fig. 2 — *Eupachydiscus isculensis*? (Redt.) (× 0,7), Coniacien, Jurilovca.
Fig. 3 a, b — *Barroisiceras haberfellneri haberfellneri* (Hauer) (× 1), Coniacien inférieur (zone à *Forresteria* (*Harleites*) *petrocoriensis*), Caugagia (colline de Bal-Bair).
Fig. 4 a, b, c — *Forresteria* (*Harleites*) *petrocoriensis* (Coquand) (× 1), Coniacien inférieur (zone à *F.* (*H.*) *petrocoriensis*), Caugagia (colline de Bal-Bair).
Fig. 5 a, b — *Nowakites*? *macoveii* Szász (× 1), Coniacien inférieur, Caugagia.
Fig. 6 a, b — *Scaphites* ex. gr. *compressus* (d'Orb.) (× 1), Coniacien inférieur (zone à *Forresteria* (*H.*) *petrocoriensis*), Caugagia.
Fig. 7 a, b — *Damesites* aff. *sugata* (Forbes), même âge, même provenance.

Planche VII

Ammonites coniaciennes du bassin de Babadag

Fig. 1 — *Gauthiericeras roquei* Peron (× 1), Coniacien supérieur, Jurilovca.
Fig. 2 — *Nowakites carezi* (de Grossouvre).
Fig. 3 — *Peroniceras czoernigi* (Redtenbacher).
Fig. 4 a, b — *Peroniceras tridorsatum* (Schlüter).
Fig. 5, 6 — *Peroniceras tridorsatum* (Schlüter).

Excepté le spécimen de la figure 1, tous les exemplaires proviennent du Coniacien moyen (zone à *Peroniceras tridorsatum*) du N de Baia et sont figurés en grandeur naturelle.

Planche VIII

Ammonites coniaciennes du bassin de Babadag

Fig. 1 a, b — *Nowakites*? *macoveii* Szász (holotype).
Fig. 2 a, b — *Nowakites carezi* (de Grossouvre).
Fig. 3, 4 — *Gaudryceras* aff. *varagurense* Kossmat.
Fig. 5, 6 — *Peroniceras tridorsatum* (Schlüter).
Fig. 7 — *Peroniceras tridorsatum* (Schlüter).
Fig. 8 — *Lewesiceras anapadense* (Kossmat).

Les spécimens des figures 1, 3, 4 proviennent du Coniacien inférieur (zone à *F.* (*H.*) *petrocoriensis*) de Caugagia (colline de Bal-Bair) ; les spécimens des figures 2, 5, 6, 7 proviennent du Coniacien moyen (zone à *Peroniceras tridorsatum*) du N de Baia et le spécimen de la figure 8 du Coniacien probablement supérieur de Jurilovca. Tous les spécimens sont figurés en grandeur naturelle.

Planche IX

Association d'inocérames de la partie inférieure du Turonien du bassin de Babadag

Fig. 1, 2, 11, 12 — *Inoceramus* (*Mytiloides*) *mytiloides* Mantell, Turonien inférieur, éventuellement base du Turonien moyen, le Cap Dolojman.
Fig. 3 — *Inoceramus* (*Mytiloides*) *goppelnensis* Badillet et Sornay, Turonien inférieur, carrière entre Jurilovca et 6 Martie.
Fig. 4, 5, 6 — *Inoceramus* (*Mytiloides*) *transiens* Seitz, Turonien inférieur, éventuellement base du Turonien moyen aussi, rivage méridional du lac de Goloviţa (colline de Caraburun).
Fig. 7 — *Inoceramus* (*Mytiloides*) *submytiloides* Seitz, Turonien inférieur, éventuellement base du Turonien moyen, le Cap Dolojman.
Fig. 8, 9, 10 — *Inoceramus* (*Mytiloides*) *mytiloides* Mantell, Turonien inférieur, carrières entre Jurilovca et 6 Martie.
Tous les spécimens sont figurés en grandeur naturelle.

Planche X

Inocérames du Turonien moyen et supérieur du bassin de Babadag

Fig. 1 a, b — *Inoceramus inaequivalvis* Schlüter, carrières au S de Visterna.
Fig. 2 — *Inoceramus lusatiae* Andert, carrières au S de Visterna.

Institutul Geologic al României

Fig. 3 a, b — *Inoceramus apicalis* Woods, carrières au S de Visterna.
Fig. 4 — *Inoceramus* ex gr. *costellatus* Woods, rivage du lac de Zmeica.
Fig. 5 a, b — *Inoceramus tenuistriatus* Nagao & Matsumoto, colline de Harada (Slava Rusă).
Fig. 6, 7 — *Inoceramus longealatus* Tröger, rivage du lac de Zmeica.
Fig. 8 a, b — *Inoceramus longealatus* Tröger, carrières au S de Visterna.
Fig. 9 a, b — *Inoceramus* ex gr. *I. teshioensis* Nagao & Matsumoto-*I. parvus* Tröger, rivage du lac de Zmeica.
Fig. 10 — *Inoceramus* ex gr. *apicalis* Woods-*I. falcatus* Heinz, rivage du lac de Zmeica.
Fig. 11 — *Inoceramus falcatus* Heinz, rivage du lac de Zmeica.
Fig. 12 a, b, 13 — *Inoceramus frechi* Andert (non Flegel?), rivage du lac de Zmeica.
Fig. 14 a, b — *Inoceramus teshioensis* Nagao & Matsumoto, carrières du S de Visterna.

Le spécimen des figures 5 a et 5 b proviennent du Turonien moyen, tous les autres du Turonien supérieur. Tous les spécimens sont figurés en grandeur naturelle.

Planche XI

Association d'inocérames du Turonien supérieur du bassin de Babadag

Fig. 1 a, b — *Inoceramus falcatus* Heinz.
Fig. 2 a, b — *Inoceramus* ex gr. *inaçquivalvis* Schlüter-*I. falcatus* Heinz.
Fig. 3 a, b, c, 7 a, b — *Inoceramus glatziae* Flegel.
Fig. 4 a, b, 8, 9 — *Inoceramus teshioensis* Nagao & Matsumoto.
Fig. 5 a,b — *Inoceramus* ex gr. *teshioensis* Nagao & Matsumoto-*I. krysktofovichi* Zonova.
Fig. 6 — *Inoceramus apicalis* Woods.
Fig. 10 a, b — *Inoceramus* aff. *waltersdorfensis* Andert.
Fig. 11 — *Inoceramus* ex gr. *glatziae* Flegel-*I. falcatus* Heinz.

Les spécimens des figures 1, 3, 4, 7, 8, 10, 11 proviennent des carrières du S de Visterna, les autres du rivage du lac de Zmeica. Tous les spécimens sont figurés en grandeur naturelle.

Planche XII

Inocérames du Turonien supérieur du bassin de Babadag

Fig. 1 a, b, 11 a, b — *Inoceramus lusatiae brandenbergensis* Kauffman.
Fig. 2 a, b, 10 a, b — *Inoceramus falcatus* Heinz.
Fig. 3 a, b, 12, 19 — *Inoceramus tenuistriatus* Nagao & Matsumoto.
Fig. 4 — *Inoceramus* sp.
Fig. 5, 17, 18 — *Inoceramus* ex gr. *teshioensis* Nagao & Matsumoto-*I. parvus* Tröger.
Fig. 6, 8 a, b, 15 a, b — *Inoceramus apicalis* Woods.
Fig. 7, 16 a, b — *Inoceramus* ex gr. *costellatus* Woods.
Fig. 9 — *Inoceramus teshioensis* Nagao & Matsumoto.
Fig. 13, 14 — *Inoceramus striatoconcentricus striatoconcentricus* Gümbel.

Les spécimens des figures 1, 3, 4, 7, 11, 12, 15, 16, 17, 18 proviennent du rivage du lac de Zmeica, les autres des carrières du S de Visterna. Tous les spécimens sont figurés en grandeur naturelle.

Planche XIII

Association d'inocérames du Coniacien inférieur (zone d'association à *Inoceramus schloenbachi*).

Fig. 1 — *Inoceramus schloenbachi* J. Böhm (× 0,5).
Fig. 2 — *Inoceramus incertus* Jimbo (× 1).
Fig. 3 — *Inoceramus inaequivalvis* Schlüter (× 1).
Fig. 4 a, b — *Inoceramus inconstans inconstans* Woods (× 1).
Fig. 5 — *Inoceramus striatoconcentricus szadetzkyi* (Simionescu) (× 1).
Fig. 6 — *Inoceramus* ex gr. *glatziae* Flegel- *I. uwajimensis* Yehara(× 1).

Tous les spécimens proviennent des affleurements naturels et des carrières de la colline de Bal-Bair (Caugagia).

Planche XIV

Fig. 1 a, b — *Inoceramus pseudowandereri* Szász (× 0,5).
Fig. 2 a, b, 3 a, b — *Inoceramus inaequivalvis* Schlüter (× 1).
Fig. 4 a, b — *Inoceramus danubiensis* Szász (holotype) (× 0,6).

Même âge et même provenance que les spécimens de la planche X.

Institutul Geologic al României

Planche XV

Fig. 1 a, b — *Inoceramus dobrogensis* Szász (holotype) (× 1).
Fig. 2 a, b — *Inoceramus waltersdorfensis waltersdorfensis* Andert (× 1).
Fig. 3 a, b — *Inoceramus paradeformis* Szász (holotype) (× 0,5).
Fig. 4 — *Inoceramus sturmi* Andert (× 1).

Les trois premiers spécimens proviennent de la colline de Bal-Bair, le dernier d'un ravin situé immédiatement au N des carrières à *Peroniceras* (près de la station de PECO-Baia).

Planche XVI

Fig. 1 a, b — *Inoceramus crassus anderti* Szász (× 0,5).
Fig. 2 a, b — *Inoceramus lusatiae* Andert (× 0,5).
Fig. 3 — *Inoceramus brongniartiformis* Szász (holotype) (× 1).
Fig. 4 — *Inoceramus danubiensis* Szász (× 0,5).

Tous les spécimens proviennent du Coniacien inférieur (zone d'association à *Inoceramus schloenbachi*) de Caugagia (colline de Bal-Bair).

Planche XVII

Association d'inocérames et *Didymotis* de Caugagia (Coniacien inférieur)

Fig. 1 a, b — *Inoceramus paradeformis* Szász (× 0,5).
Fig. 2 — *Inoceramus schloenbachi* J. Böhm (× 0,5).
Fig. 3, 4 — *Didymotis* aff. *variabilis* Gerhardt (× 1).
Fig. 5 — *Didymotis* sp. (× 1).
Fig. 6 — *Inoceramus woodsi* Fiege (× 1).
Fig. 7 — *Inoceramus waltersdorfensis waltersdorfensis* Andert (× 1).
Fig. 8 — *Inoceramus incertus* Jimbo (× 1).

Planche XVIII

Fig. 1 — *Inoceramus incurvatissimus* Tröger (× 1).
Fig. 2 a, b — *Inoceramus fiegei* Tröger (× 1).
Fig. 3 — *Inoceramus woodsi* Fiege (× 1).
Fig. 5 — *Inoceramus striatoconcentricus carpathicus* Simionescu (× 1).
Fig. 4 a, b — *Inoceramus inconstans inconstans* Woods (× 1).
Fig. 6 — *Inoceramus lamarcki lamarcki* Parkinson (× 1).
Fig. 7 a, b — *Inoceramus rotundatus* Fiege (× 1).

Tous les spécimens proviennent du Coniacien inférieur (zone d'association à *Inoceramus schloenbachi*). Le spécimen de la figure 5 provient des environs „Două cantoane", tous les autres provenant des carrières et des affleurements de la colline de Bal-Bair (Caugagia).

Planche XIX

Fig. 1 a, b, c — *Inoceramus pseudoinconstans* Szász (holotype) (× 1), Coniacien inférieur, colline de Bal-Bair (Caugagia).
Fig. 2 a, b — *Inoceramus babadagensis* Szász (holotype) (× 0,5). Coniacien inférieur, colline de Bal-Bair (Caugagia).
Fig. 3 — *Inoceramus sturmi* Andert (× 1), Coniacien moyen, carrières près de la station de PECO-Baia.

Planche XX

Fig. 1 a, b — *Inoceramus erectus* Meek (× 1).
Fig. 2, 3 — *Inoceramus* aff. *naumanni* Yokoyama (× 1).
Fig. 4 a, b — *Inoceramus inconstans inconstans* Woods (× 1).
Fig. 5 — *Didymotis* sp. (× 1).
Fig. 6 a, b — *Inoceramus stillei* Heinz (× 1).

Tous les spécimens proviennent du Coniacien inférieur (zone d'association à *Inoceramus schloenbachi*) de la colline de Bal-Bair (Caugagia).

Institutul Geologic al României

Planche XXI

Fig. 1 — *Didymotis* aff. *variabilis* Gerhardt (× 1), Coniacien inférieur, colline de Bal-Bair (Caugagia).
Fig. 2, 3 — *Inoceramus (Platyceramus) mantelli mantelli* Mercey (× 0,5), Coniacien moyen (zone d'association à *Inoceramus mantelli*), carrière entre Baia et Ceamurlia de Jos.
Fig. 4 — *Inoceramus (Pl.) mantelli beyenburgi* Seitz (× 1), Coniacien moyen (zone d'association à *I. mantelli*), carrières entre Baia et Ceamurlia de Jos.
Fig. 5 — *Inoceramus sturmi* Andert (× 1), Coniacien supérieur?, Jurilovca.
Fig. 6 — *Inoceramus lusatiae* Andert (× 0,5), Coniacien inférieur, colline de Bal-Bair (Caugagia).

Planche XXII

Fig. 1 a-c — *Thalmanninella brotzeni* Sigal, colline de Caraburun (échant. J2/1980), Cénomanien supérieur (I.Z.*R.* gr. *cushmani-turonica*), hypotype dans la collection de IGG, Bucureşti, no. 105427.
Fig. 2 a-c — *Thalmanninella greenhornensis* (Morrow), colline de Caraburun (échant. J2/1980), Cénomanien supérieur (I.Z. *R.* gr. *cushmani-turonica*), hypotype dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105428.
Fig. 3 a-c — *Thalmanninella globotruncanoides* (Sigal), colline de Caraburun (échant. J2/1980), Cénomanien supérieur (I.Z.*R.* gr. *cushmani-turonica*), hypotype dans la coll. de IGG., Bucureşti, no. 105429.
Fig. 4 a, b — *Thalmanninella porthaulti* Jana Ion, colline de Caraburun (échant. J2/1980), Cénomanien supérieur (I.Z. *R.* gr. *cushmani-turonica*) hypotype dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105430.
Fig. 5 a-c — *Thalmanninella reicheli* (Mornod), colline de Caraburun (échant. J2/1980), Cénomanien moyen (I. Sz. *Th. deeckei*), hypotype dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105432.
Fig. 6 a, b — *Thalmanninella deeckei* (Franke), colline de Caraburun (échant. J2/1980), Cénomanien supérieur (I.Z.*R.* gr. *cushmani-turonica*) hypotype dans la col. de IGG, Bucureşti, no. 105434.

Planche XXIII

Fig. 1 a, b — *Thalmanninella porthaulti* Jana Ion, colline de Caraburun (échant. J19/1980), Cénomanien supérieur (I.Z. *D. imbricata*), hypotype dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105431.
Fig. 2 a-c — *Thalmanninella reicheli* (Mornod), colline de Caraburun (échant. J18/1980), Cénomanien supérieur (I. Sz. *D. imbricata*), hypotype dans la coll. de IGG., Bucureşti, no. 105433.
Fig. 3 a, b — *Thalmanninella deeckei* (Franke), colline de Caraburun (échant. J2/1980), Cénomanien supérieur (I.Z. *R.* gr. *cushmani-turonica*), hypotype dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105434.
Fig. 4 a-c — *Rotalipora tlomei* Hagn et Zeil, colline de Caraburun (échant. J16/1980), Cénomanien supérieur (I.Sz. *W. paradubia*), hypotype dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105435.
Fig. 5 a-c — *Rotalipora montsalvensis* (Mornod), colline de Caraburun (échant. J2/1980), Cénomanien supérieur (I.Z. *R.* gr. *cushmani-turonica*), hypotype dans la coll. de IGG, no. 105436.

152926

Planche XXIV

Fig. 1 a, b, 2 a, b, 3 a, b — *Rotalipora cushmani* (Morrow), colline de Caraburun (échant. J2/1980), Cénomanien supérieur (I.Z. *R.* gr. *cushmani-turonica*), hypotypes dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105437.
Fig. 4, 5 a-c — *Rotalipora turonica* Brotzen, colline de Caraburun (échant. J2/1980), Cénomanien supérieur (I.Z. *R.* gr. *cushmani-turonica*), hypotype dans la coll. de IGG. Bucureşti, no. 105438.
Fig. 6 a, b — *Rotalipora turonica expansa*, Carbonifère, colline de Caraburun (échant. J2/1980), Cénomanien supérieur (I.Z. *R.* gr. *cushmani-turonica*), hypotype dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105439.
Fig. 7 a-c — *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, carrières au sud de Visterna (échant. J83/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), hypotype dans la coll. de IGG., Bucureşti, no. 105440.
Fig. 8 a-c — *Whiteinella paradubia* (Sigal), colline de Caraburun (échant. J19/1980), Cénomanien supérieur (I.Sz. *D. imbricata*), hypotype dans la coll. de IGG. Bucureşti, no. 105441.

Planche XXV

Fig. 1 a-d — *Dicarinella imbricata* (Mornod), carrières au sud de Visterna (échant. J82/1980), Coniacien inférieur (I. Sz. *M tarfayensis*), hypotype dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105442.
Fig. 2 a-c — *Marginotruncana coronata* (Bolli), carrières au sud de Visterna (échant. 82/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), hypotype dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105443.
Fig. 3 a-c, 4 — *Marginotruncana „renzi"* (Gandolfi)-plan convexe, carrières au sud de Visterna (échant. J82/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*) hypotype dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105444.
Fig. 5 — *Marginotruncana sinuosa* Porthault, carrières au sud de Visterna (échant. J83/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), hypotype dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105445.
Fig. 6 a-c, 7 a-c — *Marginotruncana sinuosa* Porthault, carrières au sud de Visterna (échant. J82/1980), Coniacien inférieur, (I. Sz. *M. tarfayensis*), hypotypes dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105446.

Institutul Geologic al României

Planche XXVI

Fig. 1 a-c, 2 a-c, 3 a-c — *Marginotruncana tarfayensis* (Lehmann), carrières au sud de Visterna (échant. J82/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), hypotypes dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105447.

Fig. 4 a-c — *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo), colline de Caraburun (échant. J18/1980), Cénomanien supérieur (I.Sz. *D. imbricata*), hypotype dans la coll. IGG, Bucureşti, no. 105448.

Fig. 5 a-c — *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, carrières au sud de Visterna (échant. J82/1980), Coniacien inférieur (I. Sz. *M. tarfayensis*), hypotype dans la coll. de IGG, Bucureşti, no. 105449.

Planche XXVII

Fig. 1 — *Whiteinella paradubia* (Sigal), carrières au sud de Visterna (échant. J84/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), coll. IGG, Bucureşti.

Fig. 2 — *Whiteinella paradubia* (Sigal), carrières au sud de la colline de Bal-Bair (échant. J54/1980), Coniacien inférieur ou moyen (I.Sz. *D. concavata*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 3 — *Whiteinella paradubia* (Sigal), au sud de la colline de Bal-Bair (échant. J51/1980), Coniacien inférieur (échant. J51/1980), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 4 — *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), au sud de la colline de Bal-Bair (échant. J51/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 5 — *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), carrière de Sultan-Tepe (échant. J38/1980), Turonien, coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 6 — *Dicarinella canaliculata* (Reuss), carrières au sud de Visterna (échant. J78/1980), Turonien supérieur (?), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 7 — *Dicarinella* cf. *imbricata* (Mornod), carrières au sud de Visterna (échant. J51/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 8 — *Dicarinella* cf. *imbricata* (Mornod), Slava Rusă (échant. S714), Turonien moyen, coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 9 — *Dicarinella algeriana* (Caron), Slava Rusă (échant. S714), Turonien moyen, coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 10 — *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), carrières au sud de la colline de Bal-Bair (échant. J54/1980), Coniacien inférieur ou moyen (I.Z. *D. concavata*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 11 — *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), Jurilovca (échant. S86), Coniacien (I.Z. *D. concavata*), coll. de IGG, Bucureşti.

Planche XXVIII

Fig. 1 — *Marginotruncana coronata* (Bolli), carrières au sud de la colline de Bal-Bair (échant. J54/1980), Coniacien inférieur ou moyen (I.Z. *D. concavata*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 2 — *Marginotruncana coronata* (Bolli), carrières au sud de Visterna (échant. J78/1980), Turonien supérieur (?), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 3 — *Marginotruncana* cf. *coronata* (Bolli), colline de Bal-Bair (échant. J67/1980), Coniacien inférieur (I. Sz. *M. tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 4 — *Marginotruncana tarfayensis* (Lehmann), carrières au sud de la colline de Bal-Bair (échant. J49b/1980), Coniacien inférieur (I. Sz. *M. tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 5 — *Marginotruncana coronata* (Bolli), carrières au sud de Visterna (échant. J78/1980), Turonien supérieur (?), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 6 — *Marginotruncana schneegansi* (Sigal), colline de Bal-Bair (échant. J75/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 7 — *Dicarinella jekeliana* Jana Ion, carrières au sud de la colline de Bal-Bair (échant. J51/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 8 — *Praeglobotruncana* cf. *delrioensis* (Plummer), colline de Bal-Bair (échant. J61/1980), Coniacien inférieur (I. Sz. *M. tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Planche XXIX

Fig. 1 — *Marginotruncana marginata* (Reuss), colline de Bal-Bair (échant. J68/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*) coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 2 — *Marginotruncana marginata* (Reuss), carrières au sud de la colline de Bal-Bair (échant. J49/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*). coll. IGG, Bucureşti.

Fig. 3 — *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, Sultan Tepe (échant. J38/1980), Turonien, coll. IGG, Bucureşti.

Fig. 4 — *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, carrières au sud de Visterna (échant. J78/1980), Turonien supérieur (?), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 5 — *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, carrières au sud de la colline de Bal-Bair (échant. S123), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 6 — *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, carrières de Visterna (échant. J84/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

L.SZASZ, J.ION

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE BABADAG (SANS DÉPÔTS LOESSOÏDES)

0 2 4 6 km

Horia
Traian
G-ral Praporgescu
Cîrjelari
Nicolae Bălcescu
Mihai Bravu
Ciucurova
Slava Cercheză
BABADAG
Slava Rusă
Caugagia
Enisala
Unirea
Ceamurlia de Jos
Baia
Sinoe
I. Popina
L. Babadag
L. Razelm
L. Razelmul Mic
L. Golovița
L. Zmeica
L. Sinoe
Grindul Lupilor
v. Taița
v. Telița
v. Slavetor
v. Uspenia
v. Caugagia

LÉGENDE

HOLOCÈNE	Dépôts alluvionaux	
CAMPANIEN INFÉRIEUR SANTONIEN SUPÉRIEUR		Formation de Murfatlar
CONIACIEN	Membre Jurilovca	Formation de Dolojman
	Membre Caugagia	
TURONIEN	Membre Harada	
	Membre Jidini	
CÉNOMANIEN	Membre Goloviţa	Formation de Iancila
	Membre Hamangia	
	Membre Babadag	
CÉNOMANIEN INFÉRIEUR ALBIEN SUPÉRIEUR	Membre Enisala	
	Soubassement précrétacé	
A	Coupe micropaléontologique	

Institutul Geologic al României

CORRÉLATIONS LITHO- ET BIOSTRATIGRAPHIQUES DANS LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DU BASSIN DE BABADAG

ETAGE		ZONES D'AMMONITES (Juignet et Kennedy, 1976; Amedro et al., 1978 a,b; Wright, 1979; Wreight et Kennedy, 1984; Robaszynski et al., 1982; Klinger et Kennedy, 1984; Szasz et Ion, 1984)	ASSOCIATIONS — CÉPHALOPODES	ASSOCIATIONS — INOCERAMES ET AUTRES BIVALVES	ZONES À FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES ET SOUS-ZONES — CARPATHES ET DOBROGEA DU NORD (Ion 1977, 1979, 1983, 1984)	BIOHORIZONS REPÈRE
SANTON.	INF.	*Texanites collignoni*	—	—	*Globotruncana bulloides*	bulloides
CONIACIEN	SUPÉRIEUR	*Paratexanites serratomarginatus*	*Lewesiceras aff. anapadense*		*Dicarinella concavata*	
		Gauthiericeras margae	*Eupachydiscus aff. isculensis* *Gauthiericeras roquei* T 26	*Inoceramus ex. gr. inconstans* T 26		
	MOYEN	*Peroniceras tridorsatum*	*Peroniceras tridorsatum* *P. czoernigi, Nowakites carezi,* *Eupachydiscus sayni, Puzosia sp.* *Scalarites ? serfum* T 12	*Inoceramus mantelli mantelli* *I. mantelli beyenburgi* *I. ex. gr. inconstans, I. sturmi* T 13		
	INFÉRIEUR	*Forresteria (Harleites) petrocoriensis*	T 11 *Neocrioceras (Schloenbachia) kossmati* *Scaphites ex. gr. compressus, Nowakites macoveii,* *Yabeiceras aff. orientale, Austiniceras sp.* T 9 *Forresteria (Harleites) petrocoriensis,* *Barroisiceras haberfellneri, B. haberfellneri* *hemihsostiformis* T 8	*Inoceramus schloenbachi, I. erectus,* T 11 *I. deformis, I. crassus, I. inconstans,* *I. paradeformis, I. striatoconcentricus,* *I. walterstorfensis, I. dobrogensis,* *I. danubiensis, I. inaequivalvis* *I. rotundatus, I. sfilei, Didymotis spp.* T 10		concavata asymetrica ?
TURONIEN	SUPÉRIEUR	*Subprionocyclus neptuni*	*Tongoboryiceras cf. rhodanicum* *Lewesiceras mantelli* *Parapuzosia mobergi, Pachydesmoceras* *linderi, Gaudryceras denseplicatum* T 3, 15, 21 B 25	*Inoceramus teshioensis I. falcatus,* *I. inaequivalvis, I. longealatus,* *I. apicalis, I. glatziae I. lusatiae,* *I. tenuistriatus, I. ex. gr. cuvieri,* *I. ex. gr. costellatus* T 3, 21 B	*Globotruncana „Grandes rosalines plates"* *Marginotruncana tarfayensis*	tarfayensis
		Romaniceras deverianum			*Marginotruncana coronata*	
	MOYEN	*Collignoniceras woollgari* — *Romaniceras (y.) ornatissimum*	+ *Collignoniceras carolinum* T 21A			coronata, sinuosa, renzi – planconvexe
		Romaniceras kallesi	+ *Romaniceras kallesi* T 14	*Inoceramus tenuistriatus* T 14	*Helvetoglobotruncana helvetica* *Marginotruncana schneegansi / M. sigali*	
		Kamerunoceras turoniense		*Inoceramus (Mytiloides) transiens, I. (M.) mytiloides, I. (M.) submytiloides, I. (M.) hercynicus, I. (M.) göppelnensis*	*H. helvetica sans M. schneeg. ou M. sigali*	schneegansi / sigali
	INFÉRIEUR	*Mammites nodosoides*	*Lewesiceras sp.* T 24	T 2, 7, 20, 23	*„Grandes globigerines"* *Dicarinella imbricata*	helvetica
		Watinoceras coloradoense			*Whiteinella paradubia*	imbricata
		Neocardioceras juddii			*Rotalipora gr. cushmani-turonica*	paradubia
CÉNOMANIEN	SUPÉRIEUR	*Metoicoceras geslinianum*	—		*Thalmaninnella gr. reicheli* *Th. deeckei*	cushmani-turonica
		Eucalycoceras pentagonum	—		*Th. reicheli*	deeckei
	MOYEN	*Acanthoceras jukesbrownei*	*Schloenbachia spp., Turrilites spp.* *Eumphaloceras gr. cunningtoni* T 16	*Inoceramus crippsi*	*Th. porthaulti*	reicheli
		Acanthoceras rhotomagense	*Acanthoceras rhotomagense sussexiense* *A. rh. confusum, Turrilites costatus, Sciponoceras* *baculoide, Calycoceras spinosum, Schloenbachia aff.* *coupei* T 1	I aff. conicus, I. ex. gr. tenuis T 1		porthaulti
	INFÉRIEUR	*Mantelliceras orbignyi*			*Thalmanninella brotzeni / Th. globotruncanoides*	
		Mantelliceras mantelli	*Neohibolites ultimus* T 5, 17, 22	*Exogyra digitata, E. haliotoidea etc.* T 19		brotzeni globotruncanoides
ALBIEN	SUP.	*Stoliczkaia dispar*	—	—	*Thalmanninella appenninica*	

L É G E N D E

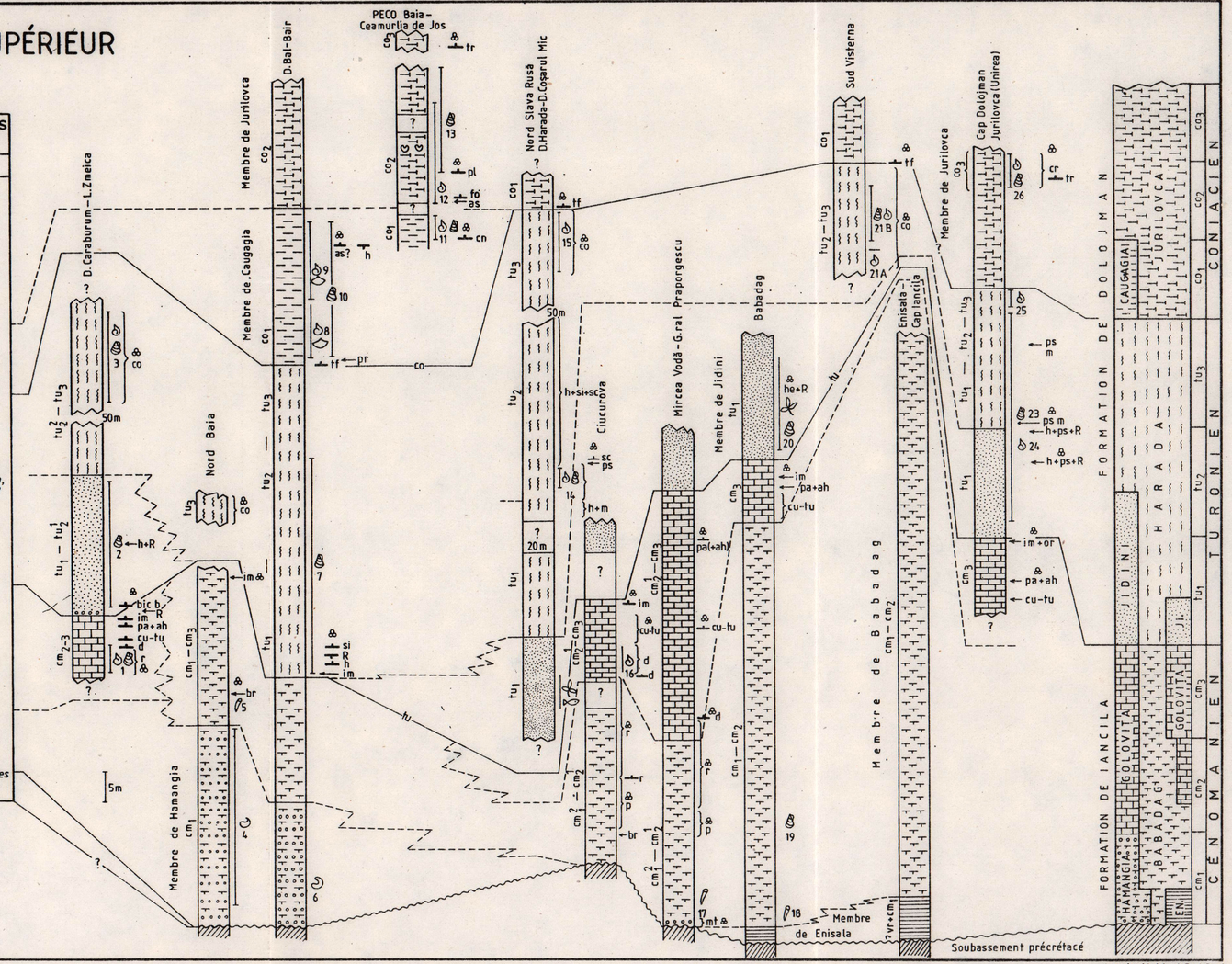
- Ammonites
- Inocérames
- Neohibolites
- Plantes
- Didymotis
- Exogyra
- Poisson
- Echinides

Foraminifères:
- début ---début probable
- disparition
- ← apparition pointiforme
- } association de la zone... ou sous-zone...

br = Th. brotzeni
d = Th. deeckei
r = Th. reicheli
cu-tu = R. gr. cushmani-turonica
pa = W. paradubia
im = D. imbricata
ah = W. archaeocretacea
or = P. gr. oraviensis
R = Rotalipora s.l.
p = Th. porthaulti

bic b = D. biconvexa biconvexa
co = M. coronata,
h = H. helvetica
si = sigali
sc = M. schneegansi
ps = M. pseudolinneiana
m = M. marginata
mt = R. montsalvensis

tf = M. tarfayensis
as = D. asymetrica
cn = D. concavata
pr = M. paraconcavata
fo = R. fornicata
pl = R. plummerae
tr = G. tricarinata

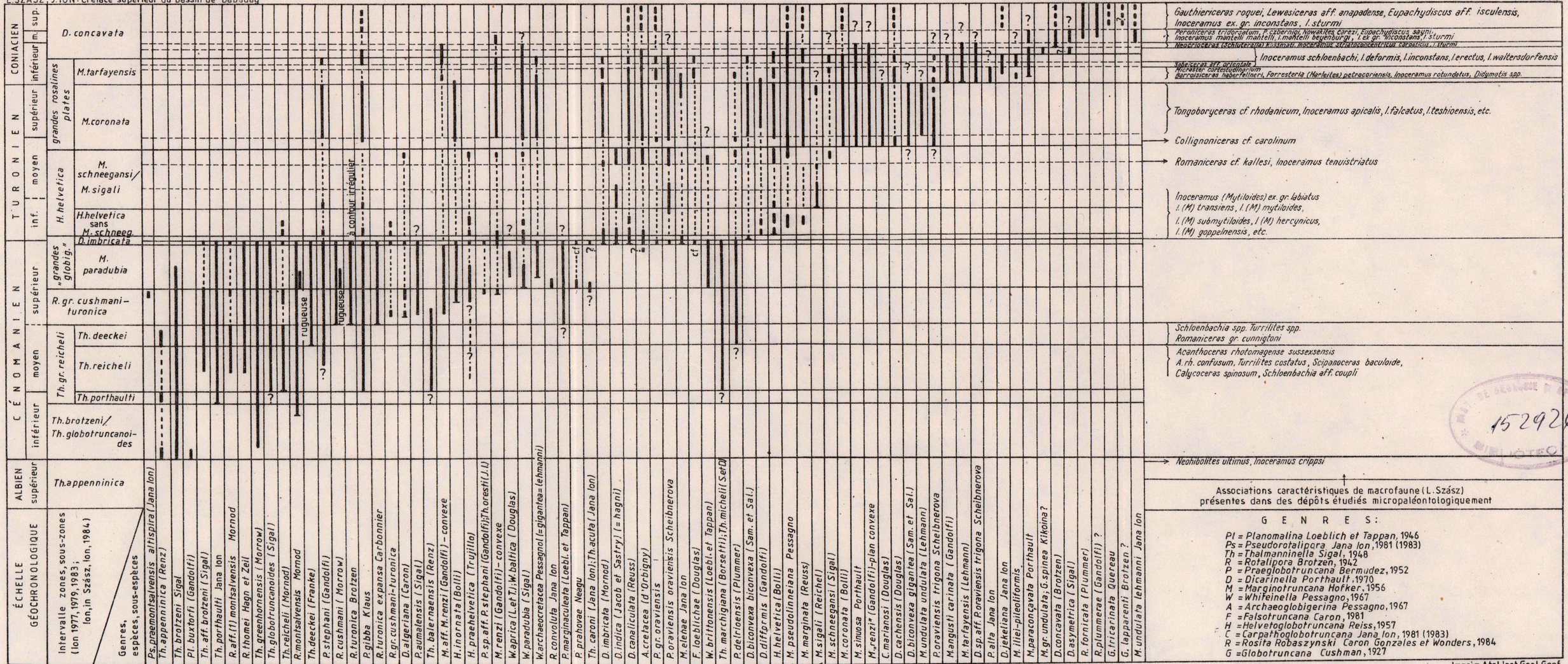


Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

JANA ION

ZONATION ET DISTRIBUTION DES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES DANS LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DU BASSIN DE BABADAG



GENRES:

Pl = Planomalina Loeblich et Tappan, 1946
Ps = Pseudorotalipora Jana Ion, 1981 (1983)
Th = Thalmanninella Sigal, 1948
R = Rotalipora Brotzen, 1942
P = Praeglobotruncana Bermudez, 1952
D = Dicarinella Porthault, 1970
M = Marginotruncana Hofker, 1956
W = Whiteinella Pessagno, 1967
A = Archaeoglobigerina Pessagno, 1967
F = Falsotruncana Caron, 1981
H = Helvetoglobotruncana Reiss, 1957
C = Carpathoglobotruncana Jana Ion, 1981 (1983)
R = Rosita Robaszynski Caron Gonzales et Wonders, 1984
G = Globotruncana Cushman, 1927

152926 BIBLIOTECA

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ: Memorii vol. 33

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

Fig. 7 — *Marginotruncana „renzi"* (Gandolfi)-plan convexe, carrières au sud de Visterna (échant. J78/1980), Turonien supérieur (?), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 8 — *Marginotruncana renzi* (Gandolfi)-convexe, colline de Bal-Bair (échant. J68/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Planche XXX

Fig. 1 — *Marginotruncana sinuosa* Porthault, colline de Bal-Bair (échant. J68/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 2 — *Marginotruncana sinuosa* Porthault, carrières au sud de Visterna (échant. J79a/1980), Turonien supérieur (I.Sz. *M. caronata*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 3 — *Marginotruncana sinuosa* Porthault, carrières au sud de la colline de Bal-Bair (échant. J51/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 4 — *Marginotruncana sinuosa* Porthault, Sultan Tepe (échant. J38/1980), Turonien, coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 5, 6 — *Marginotruncana sinuosa* Porthault, carrières au sud de la colline de Bal-Bair (échant. J51/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *M. tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 7 — *Marginotruncana concavata* (Brotzen), au nord de Baia (échant. J35/1980), Coniacien moyen (I.Z. *D. concavata*), coll. de IGG, Bucureşti.

Fig. 8 — *Marginotruncana* cf. *paraconcavata* Porthault, colline de Bal-Bair (échant. J75/1980), Coniacien inférieur (I.Sz. *tarfayensis*), coll. de IGG, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

BOOK REVIEWS

GISELA GERDES, WOLFGANG E. KRUMBEIN : *Biolaminated Deposits*, in Lecture Notes in Earth Sciences, 9, 1987, 183 p., Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.

Lucrarea este rezultatul studiului aprofundat al acumulărilor sedimentare controlate de activitatea unor microorganisme primitive. Sedimentele astfel formate, aproape exclusiv carbonatice, se numesc biolaminite. Pentru cele din trecutul geologic este cunoscut încă din anul 1908 termenul stromatolite, iar cele actuale poartă denumirea microbial mat (mai de mult algal mat).

Condiţiile geologice de formare a biolaminitelor au rămas neschimbate de-a lungul a 3,5 miliarde de ani, iar studiul lor este fascinant pentru geologul care ştie că cele dintîi sedimente carbonatice acumulate pe Terra au fost stromatolitele proterozoice care s-au datorat activităţii unor organisme primitive — cianobacteriile. Aceste extraordinare organisme, cu care a început viaţa pe pămînt, sînt capabile să prospere în condiţii hipersaline, de insolaţie prelungită şi temperaturi excesive. Fantastica lor capacitate de adaptare la condiţii ecologice ostile le-a permis să supravieţuiască, cu alcătuirea lor primitivă, de-a lungul erelor geologice.

În încercarea de a aprofunda problema genezei în corelaţie cu condiţiile ecologice, Gerdes şi Krumbein au efectuat un studiu complex asupra biolaminitelor peritidale actuale din zona subtropicală (Solar Lake şi Gavish Sabkha din Peninsula Sinai, vestul Golfului Aqaba) şi a celor intertidale din zona temperată-umedă (insula Mellum din Marea Nordului). Un capitol restrîns este destinat descrierii şi interpretării unor stromatolite (formaţiunea feriferă Gunflint din Precambrianul din Canada, platten-dolomitul permian din nordul Poloniei şi minettele jurasic inferioare din Lorena).

Studiul biolaminitelor actuale a inclus corelarea distribuţiei acestora în legătură cu geomorfologia, regimul mareelor, infiltraţiile, chimismul apelor, temperatura, natura sedimentelor de fund, efectul de bioturbaţie produs de organismele bentonice şi de insecte.

În raport cu condiţiile environmentale a fost posibilă o clasificare a faciesurilor biolaminitice : (I) biolaminite siliciclastice în canalele şi zonele cu substrat terigen ; (II) calcare biolaminate şi nodulare în ariile miloase de la marginea lagunelor ; (III) stromatolite, ooide, oncoide, în lagune hipersaline ; (IV) sulfaţi biolaminaţi în ariile emerse din interiorul lagunelor.

Biolaminitele actuale sînt ritmite alcătuite din perechi de lamine de culoare închisă şi deschisă. Primele sînt plane şi subţiri şi sînt produse de filamentele de Microcoleus aliniate orizontal. Laminele de culoare deschisă sînt groase şi translucide, fiind constituite din cianobacterii unicelulare (coccoide) care secretă din abundenţă un mucilagiu de polizaharide. Aceste lamine sînt neplane, discontinui, uneori cu aspect concreţionar sau pustular.

Ritmitele biolaminitice înregistrează oscilaţiile climatice care se traduc în neregularităţi ale laminaţiilor datorate întreruperii acreţiei biogene, ratei crescute a precipitării evaporitelor, aportului sporit de sediment terigen. Conservarea biolaminitelor are loc prin calcifiere diagenetic-timpurie, în condiţiile creşterii locale a alcalinităţii apei interstiţiale suprasaturate în NH_3 şi CO_2, rezultate în procesul de descompunere bacteriană a proteinelor din materialul protoplasmatic.

Viteza de creştere a biolaminitelor în Solar Lake este estimată la 0,5 mm pe an. În urma proceselor diagenetice (descompunerea materiei organice, compactare şi cimentare) rezultă o acumulare netă de 0,15 mm pe an. În consecinţă un laminit gros de 1 mm este rezultatul a 6—7 ani de acumulare sub controlul cianobacteriilor.

A. Baltres

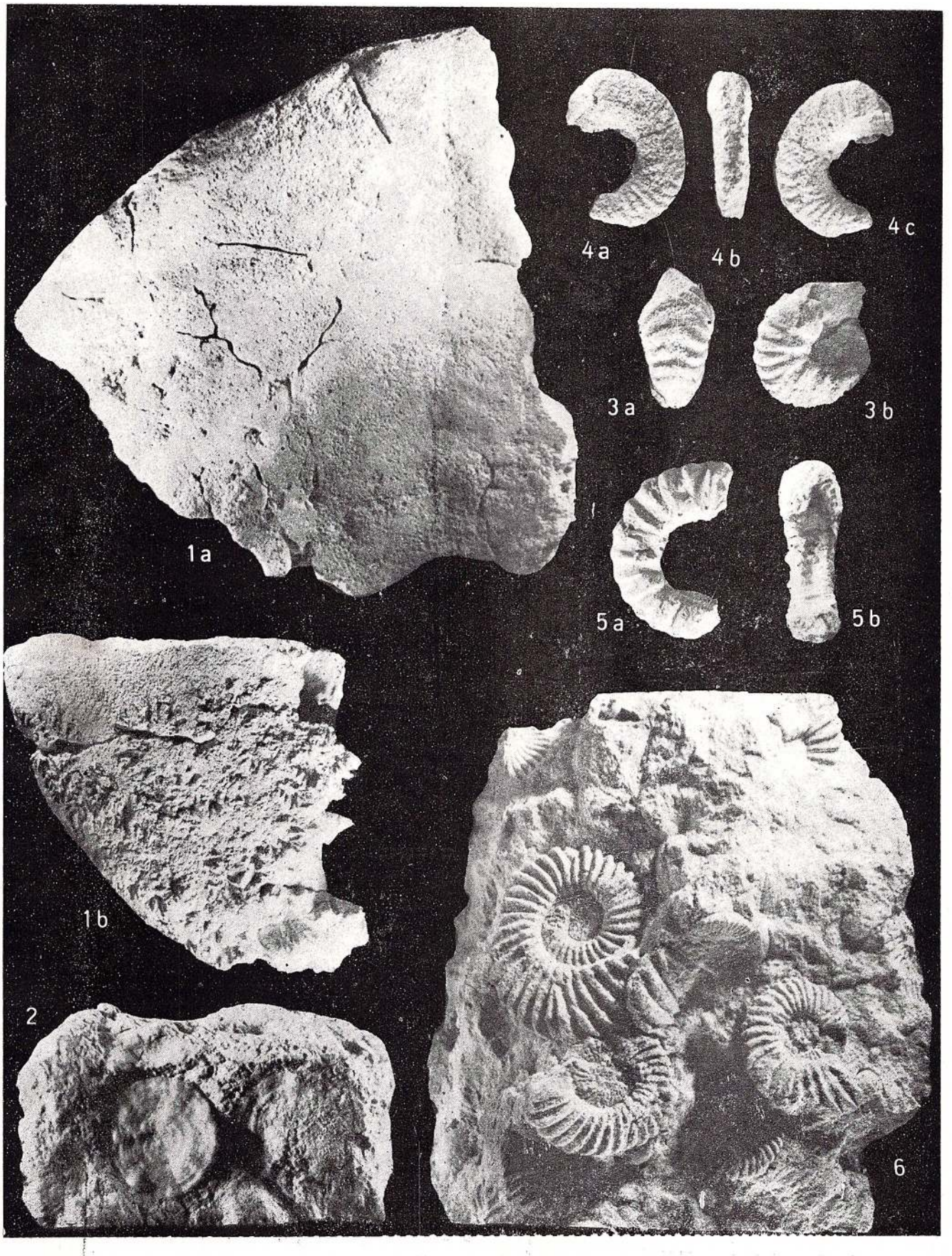
Institutul Geologic al României

Redactor : I. SANDU
Traduceri : R. NEGREA, M. TOPOR
Ilustrația : V. VLAD

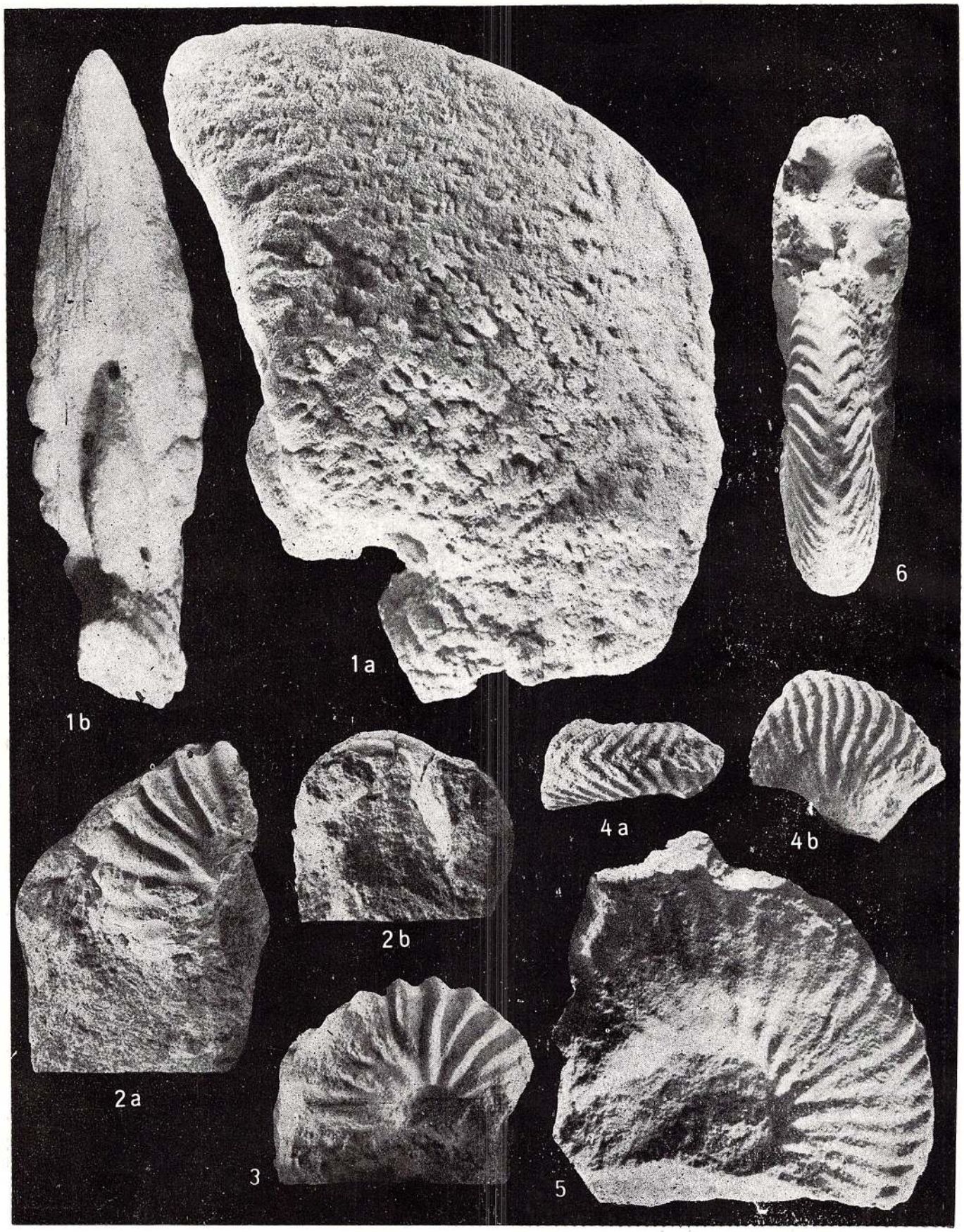
Dat la cules : iunie 1988. Bun de tipar : noiembrie 1988.
Tiraj : 750 ex. Hîrtie scris IA. Format 61×86/41,5.
Coli de tipar : 19 Comanda 711. Pentru biblioteci
indicele de clasificare 55(058)

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică
„Informația", str. Brezoianu nr. 23—25,
București — România

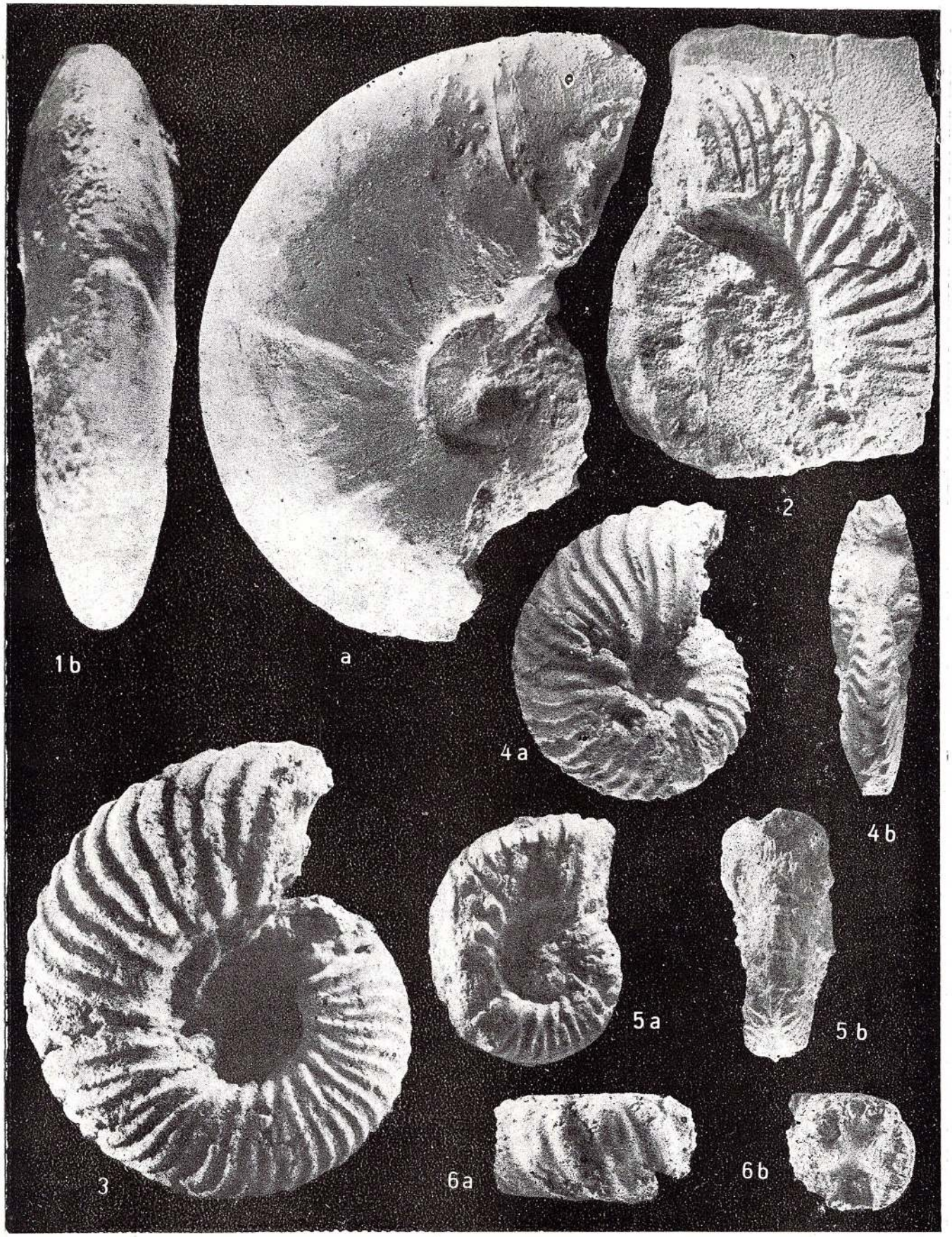
Institutul Geologic al României



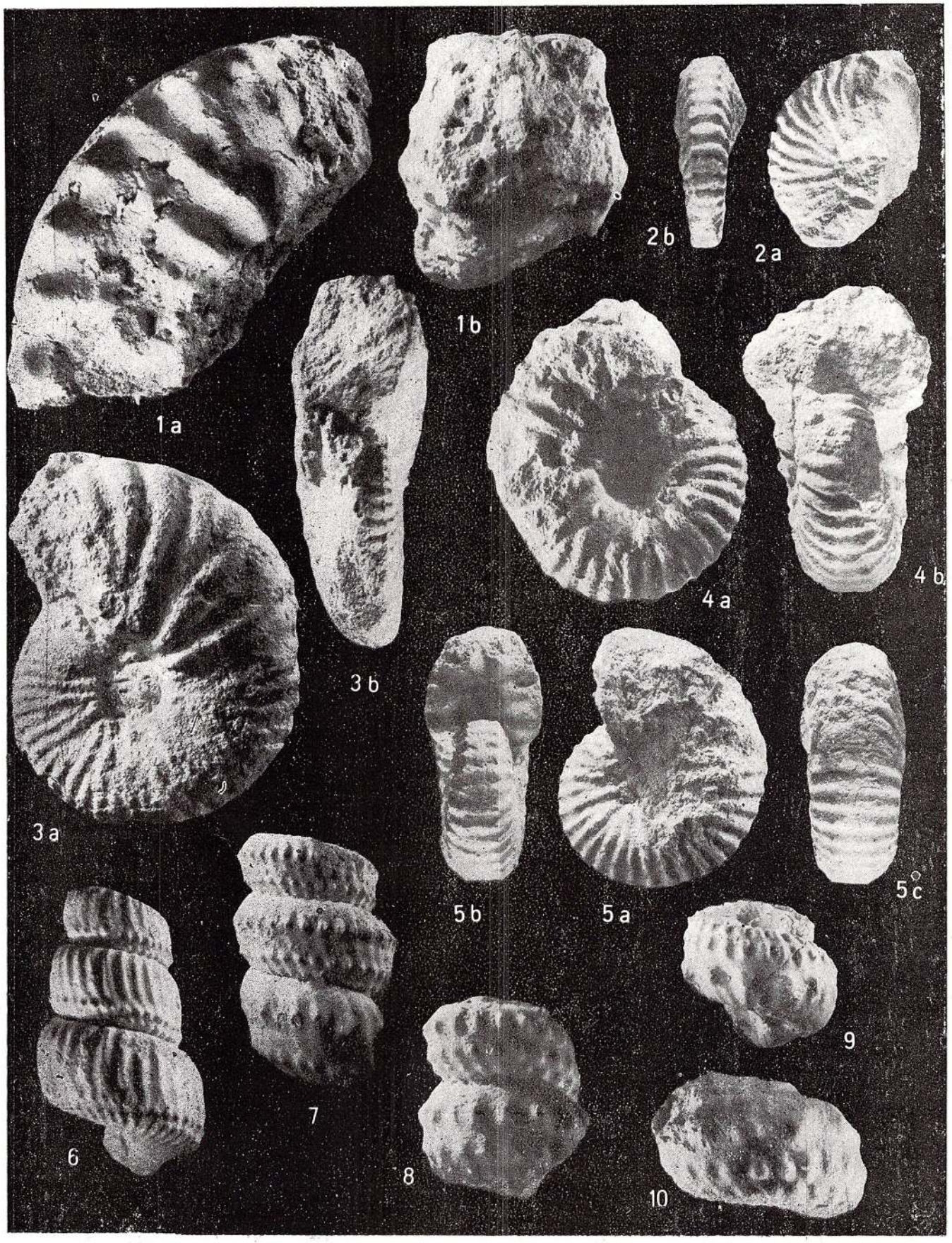
152926
Institutul Geologic al României



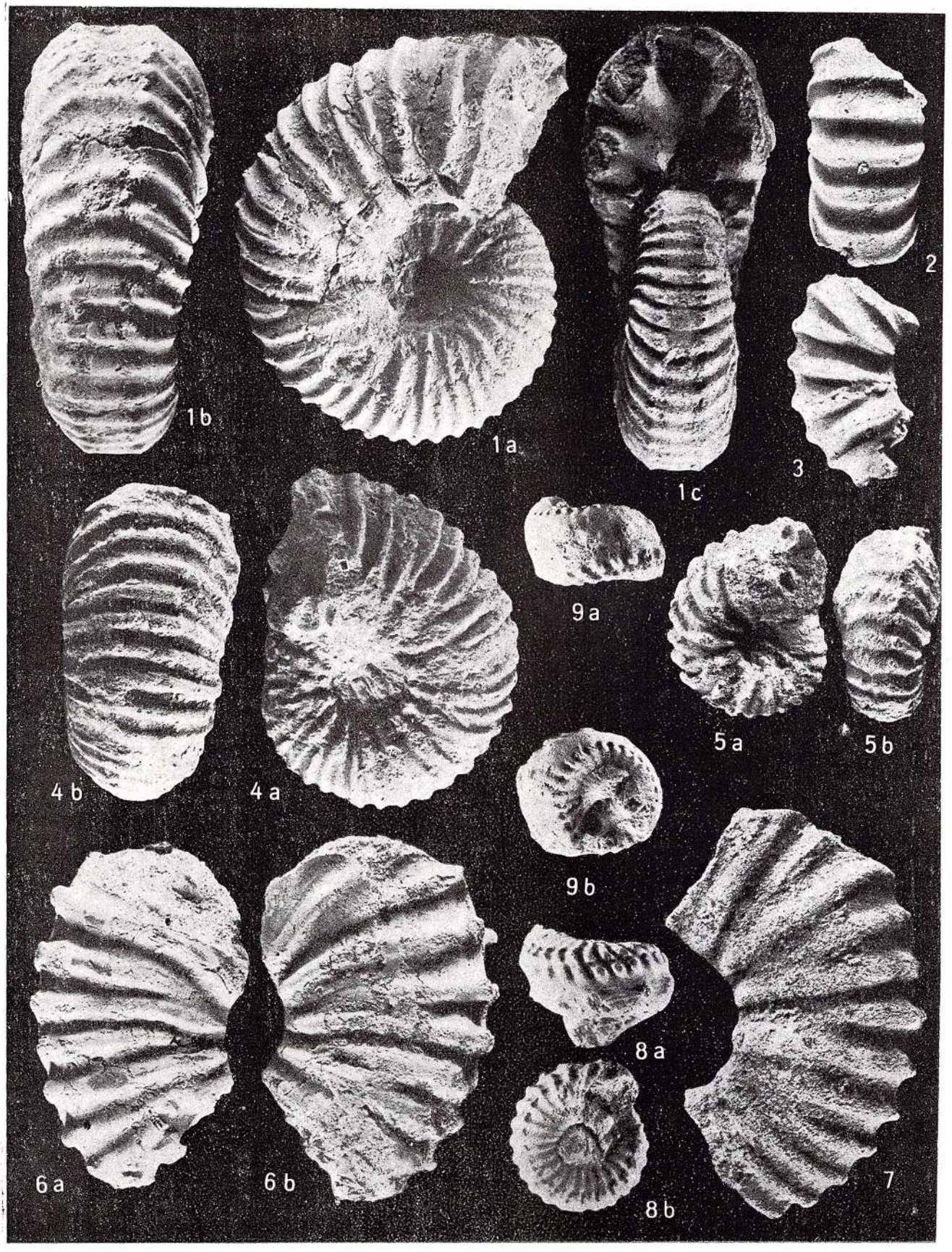
Institutul Geologic al României



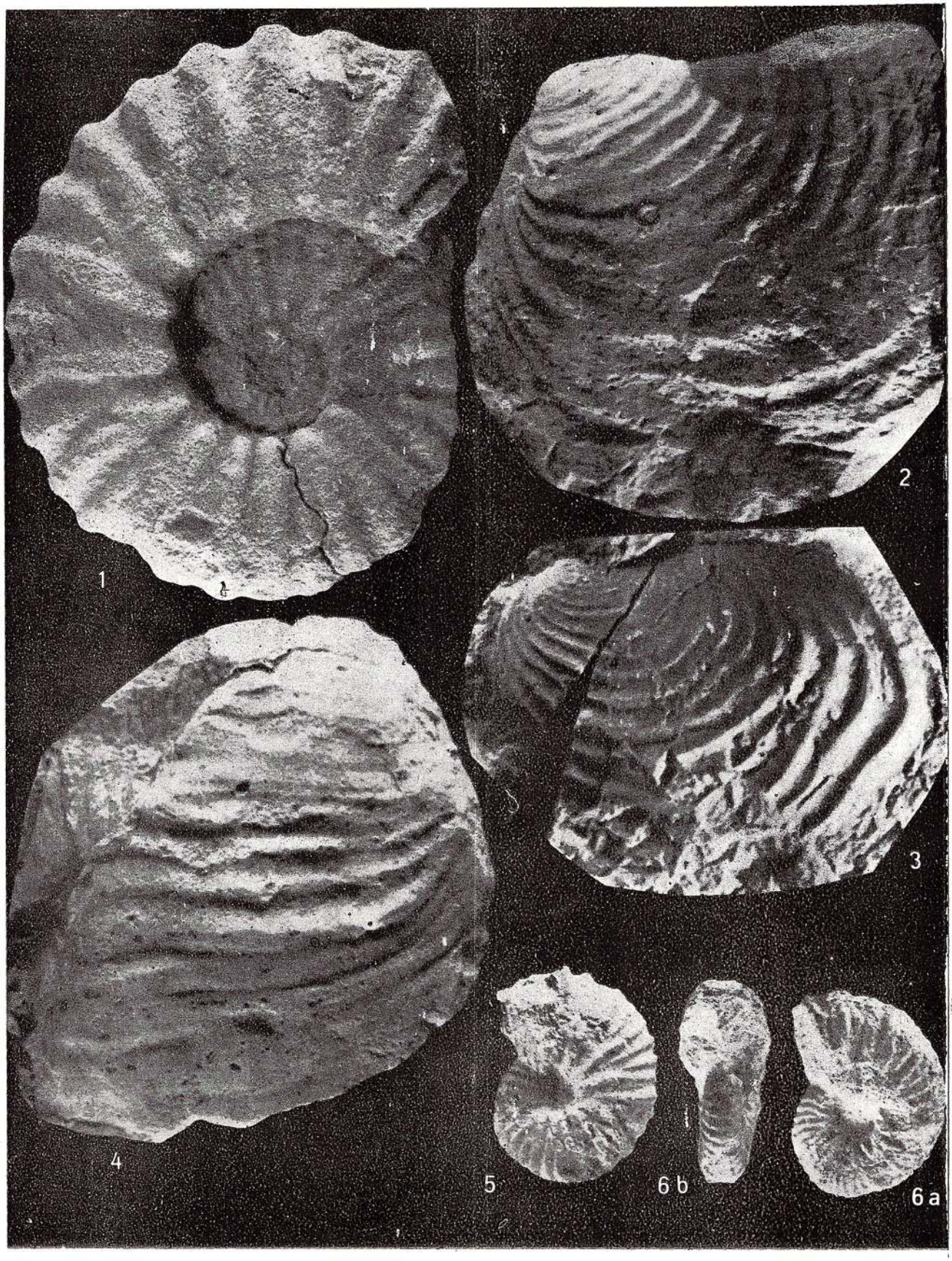
Institutul Geologic al României



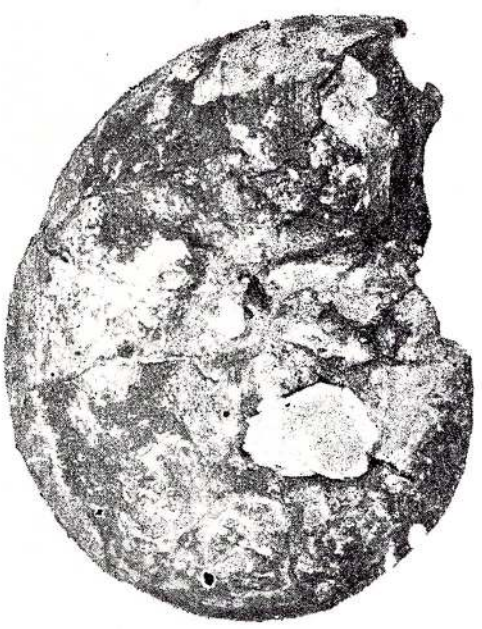
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



1

2

3

4

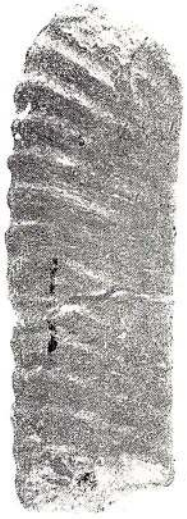
5

6

7

8

Institutul Geologic al României



1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

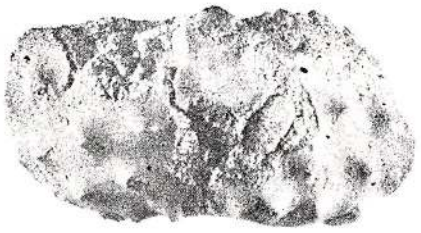
11

12

13

14

Institutul Geologic al României



1

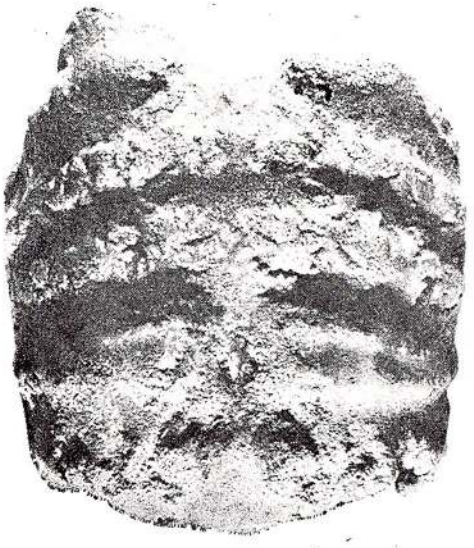
3

2

4

5

6



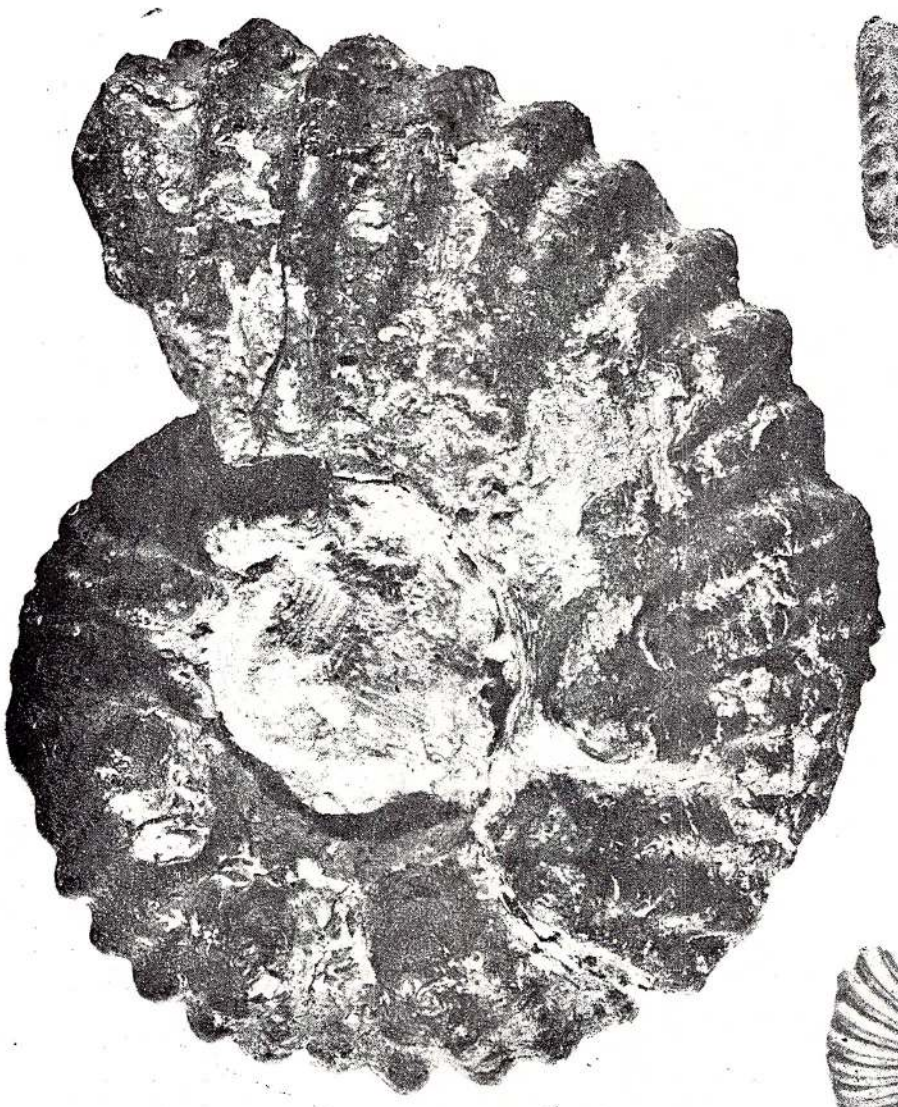
7

8

9

10

BIBLIOTECA
Institutul Geologic al României


1

2

3

4

5

6

7

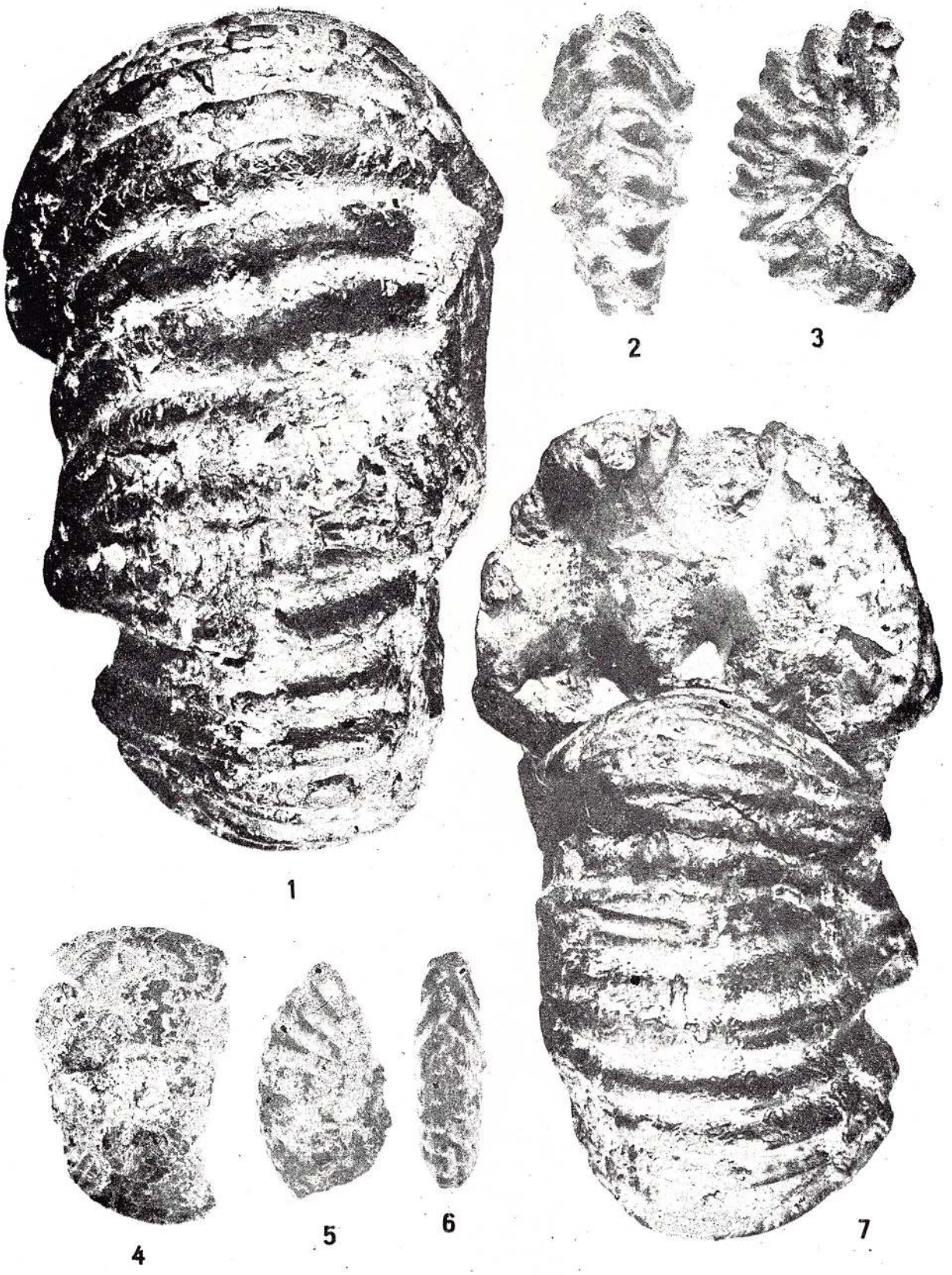
9

10

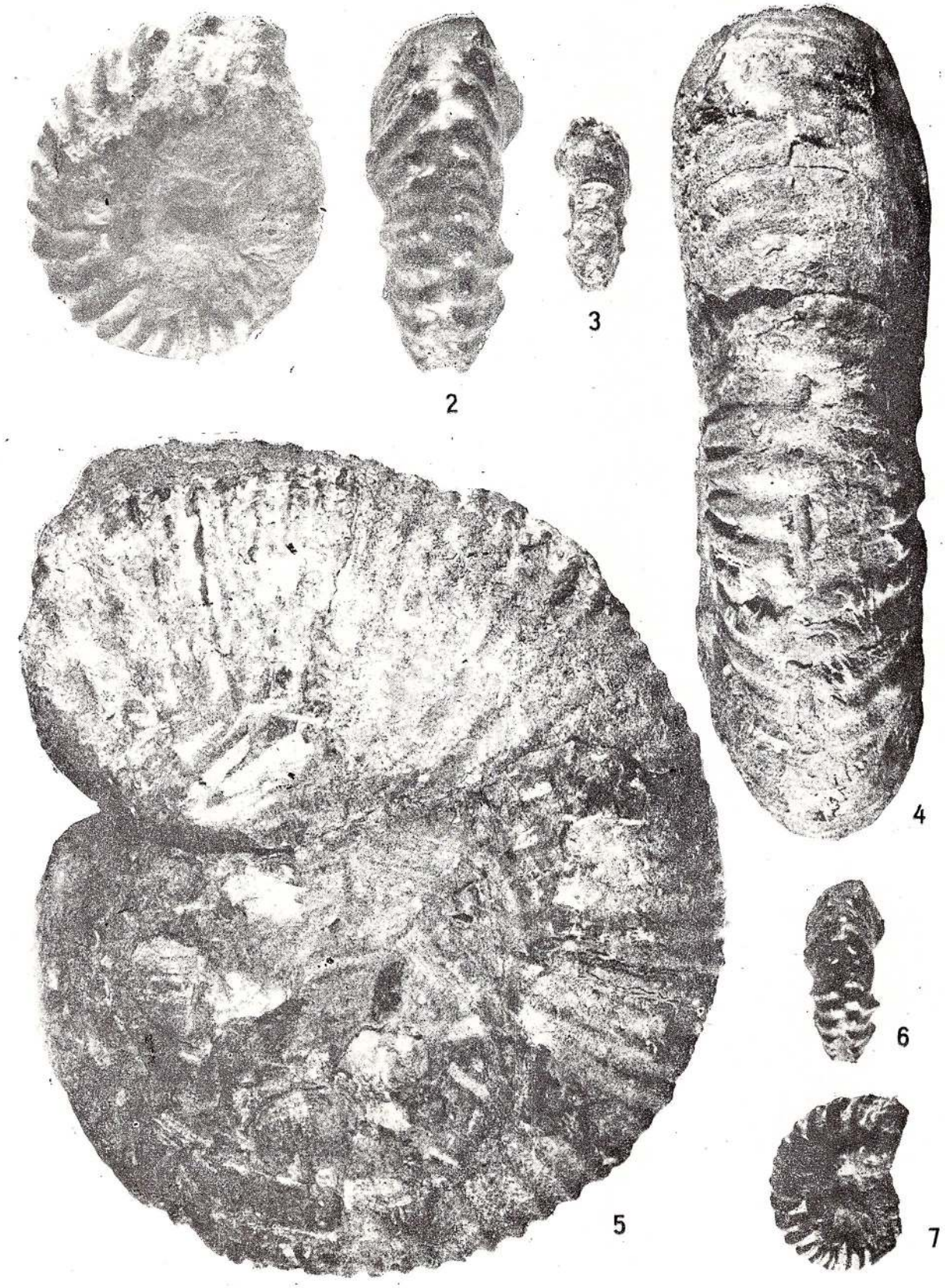
11

8

Institutul Geologic al României



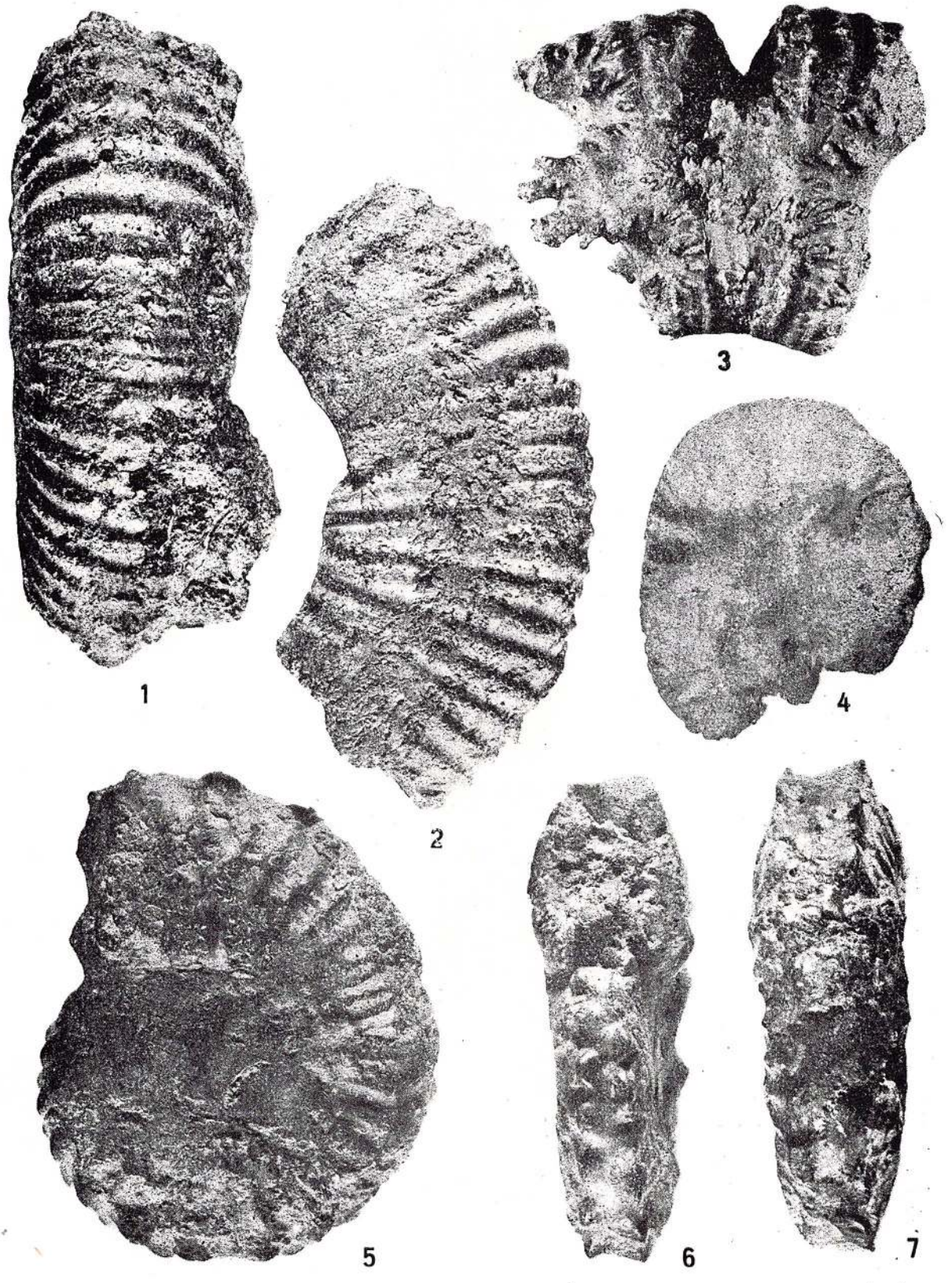
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

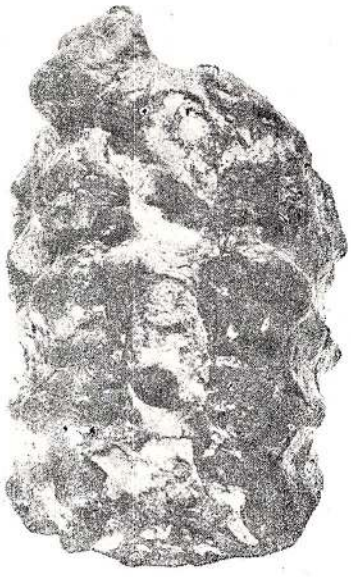
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



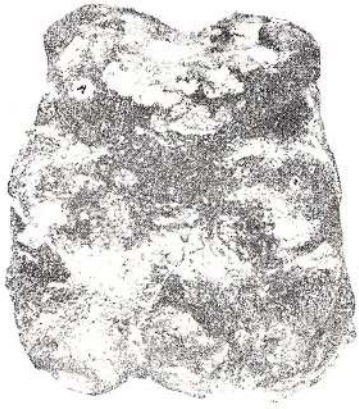
Institutul Geologic al României

1

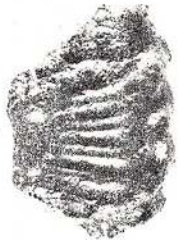


2

6



3



4

5

7

8

9

10

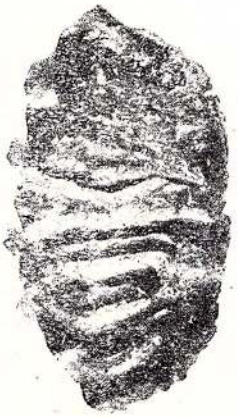
11

Institutul Geologic al României

1

2

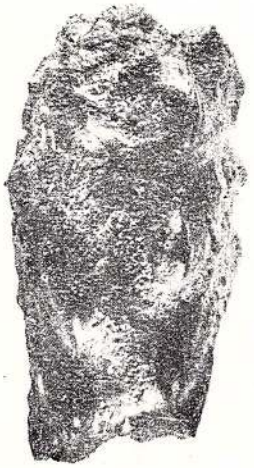
3



6

7

4

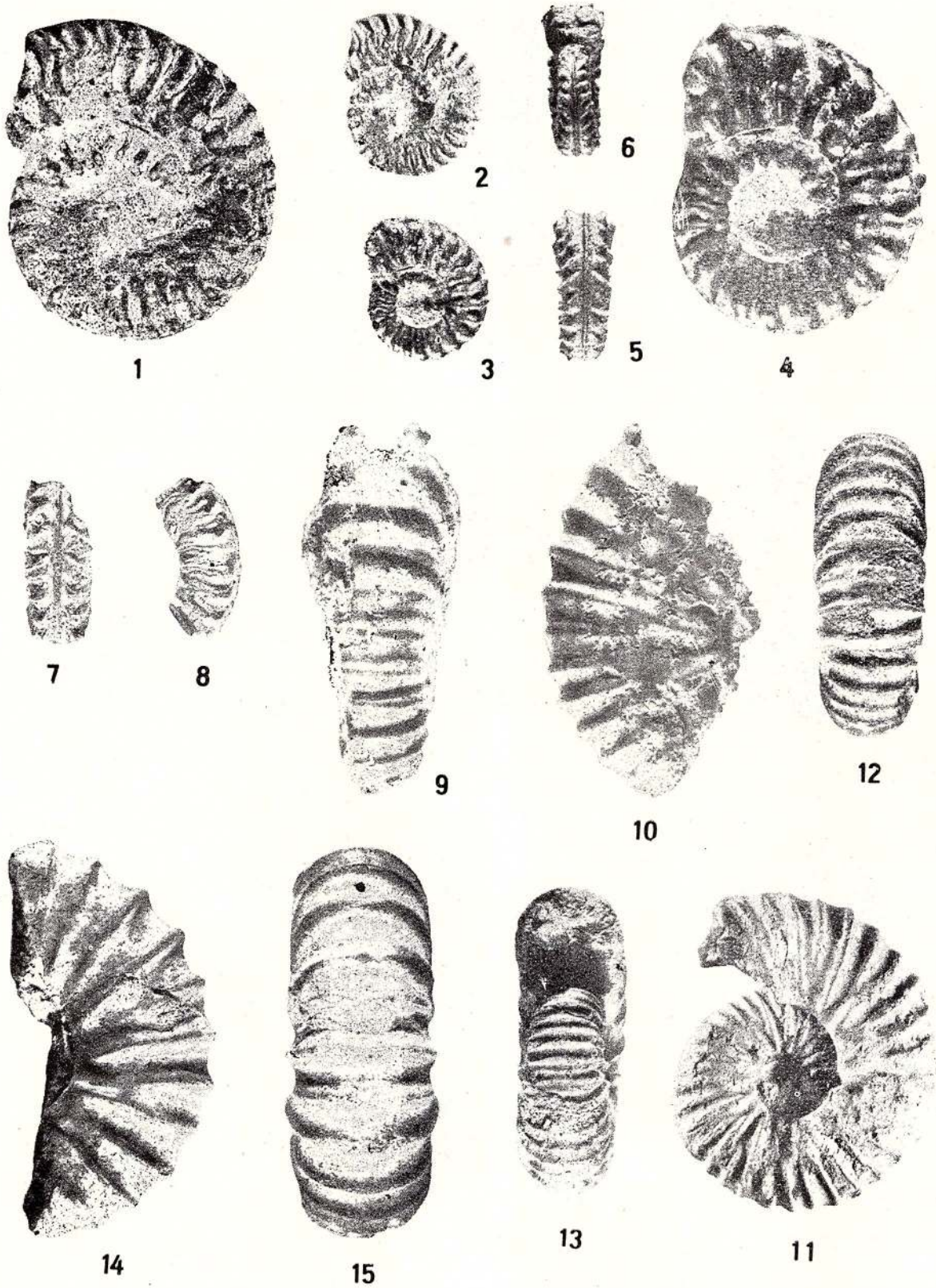


8

9

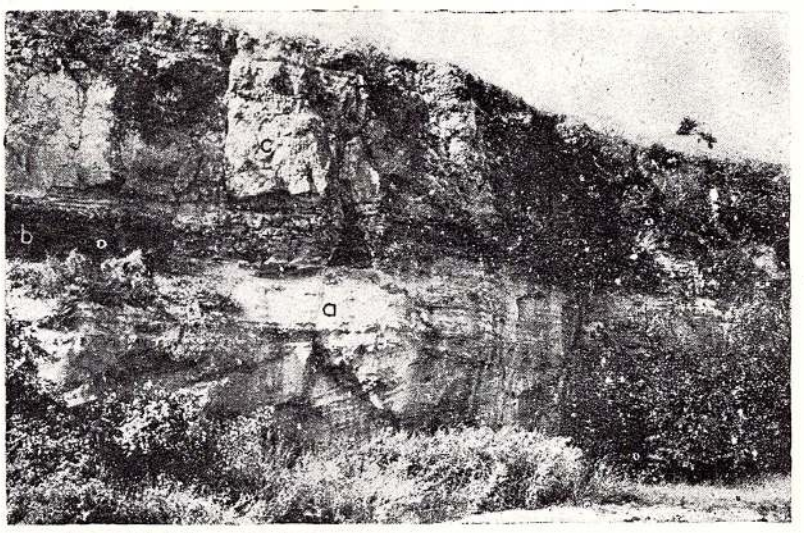
5

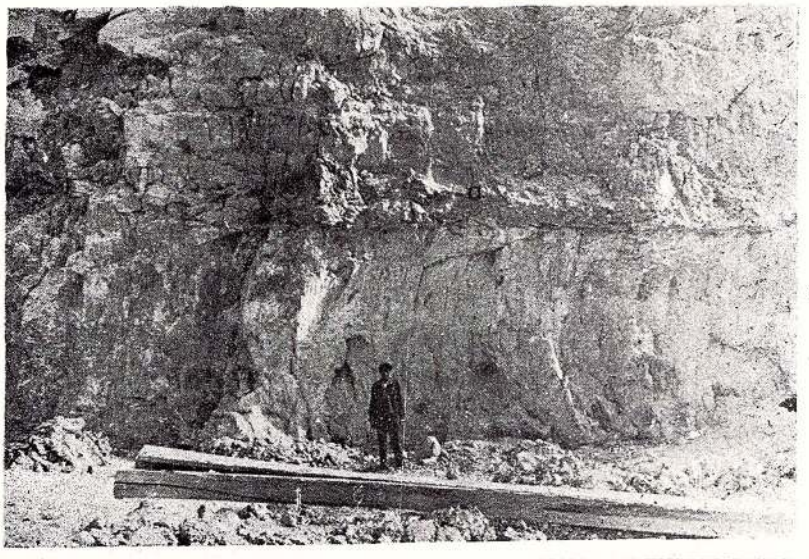
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

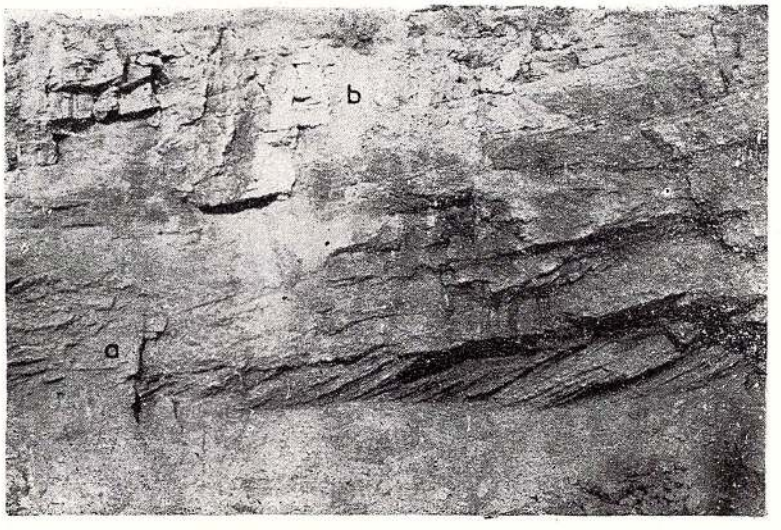
1





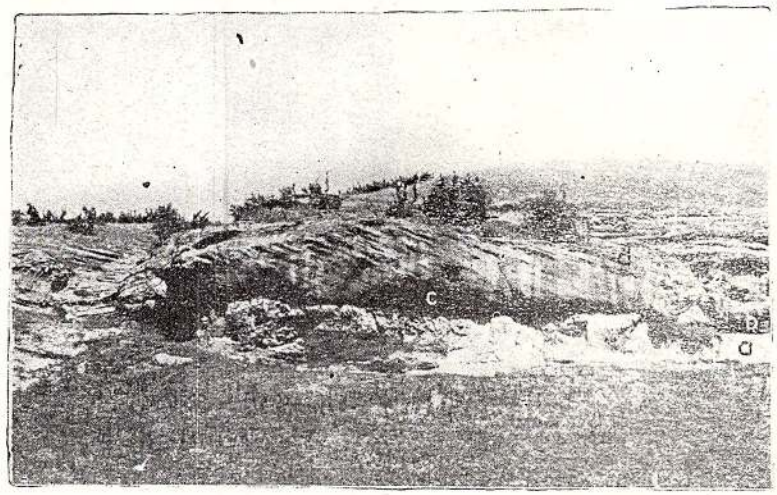
2

3

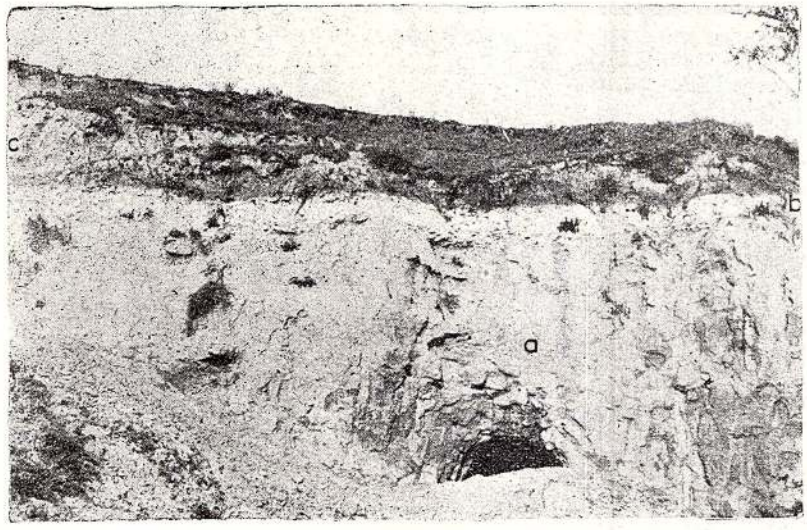


Institutul Geologic al României

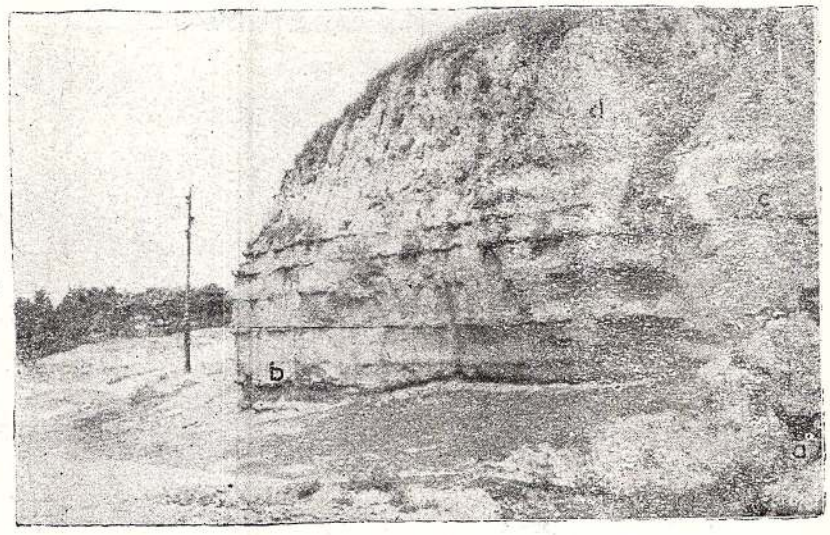
1



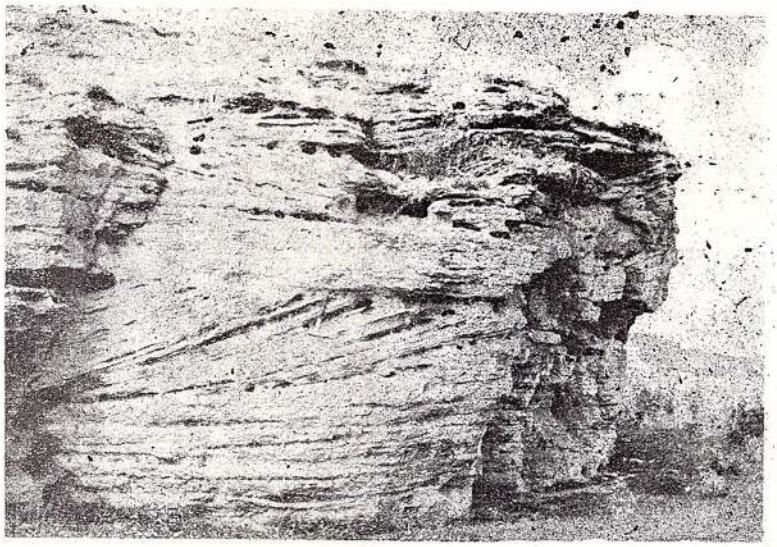
2

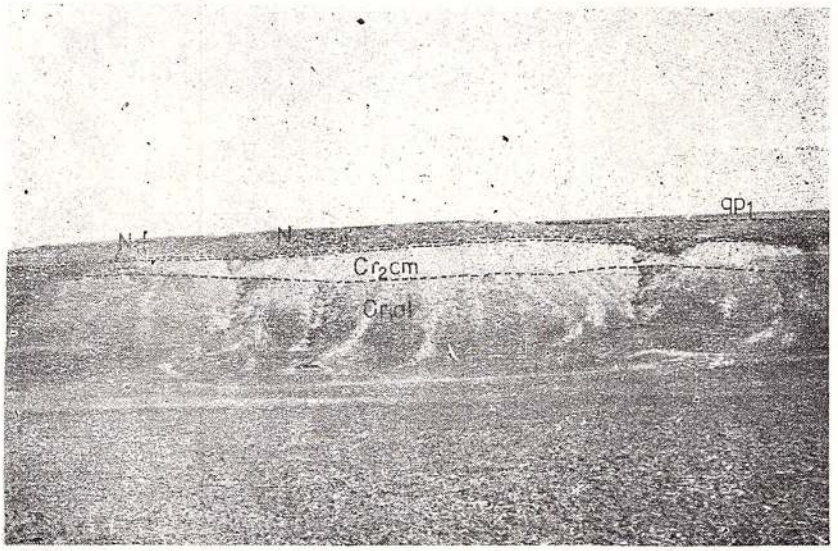


3

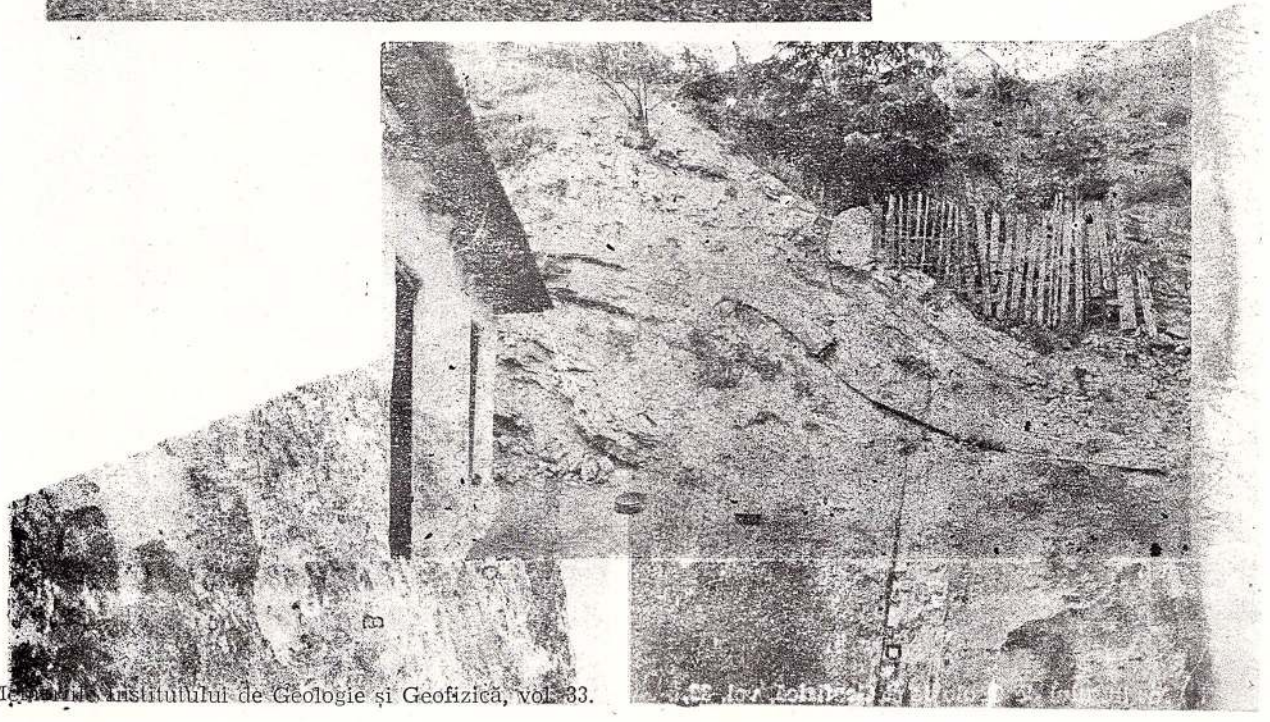


Institutul Geologic al României



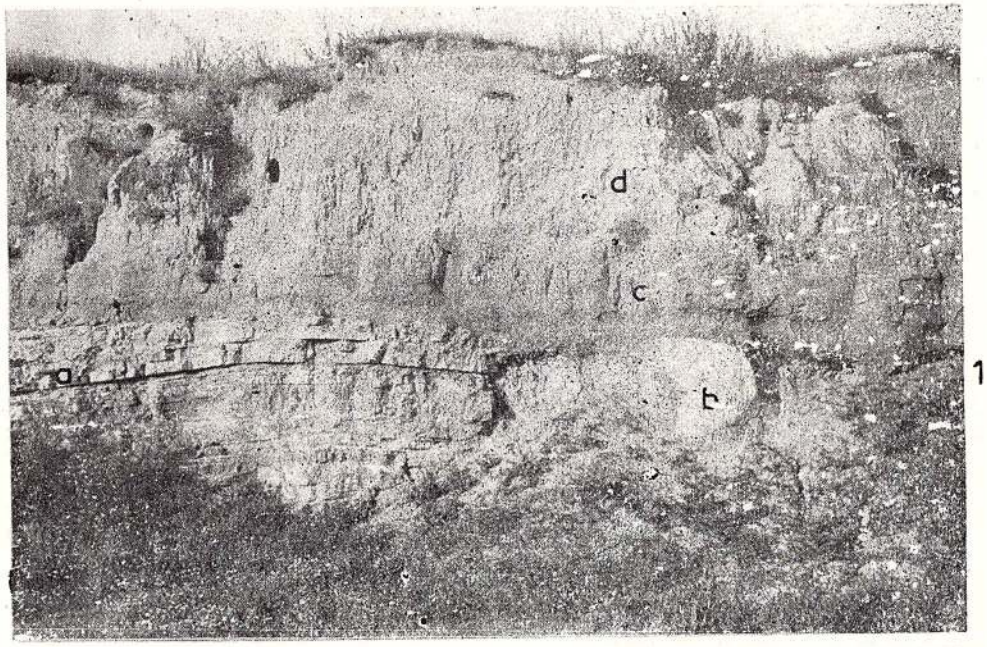


2

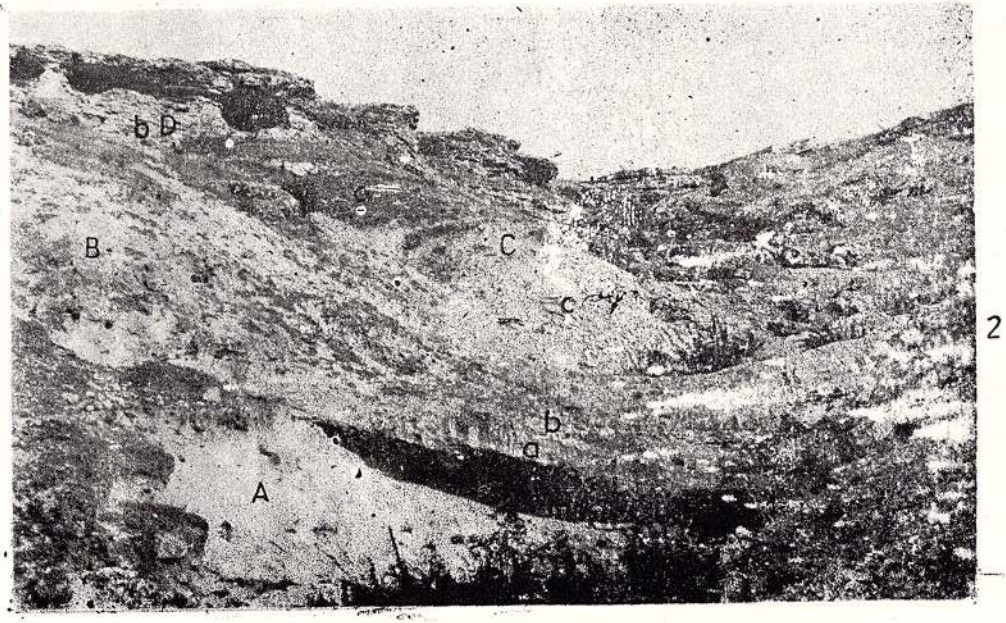


M. CHIRIAC. Ammonites crétacées — Dobrogea méridionale

Institutul Geologic al României

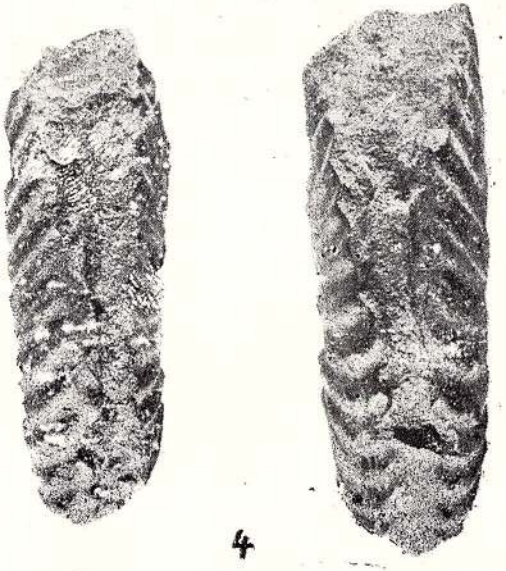


1



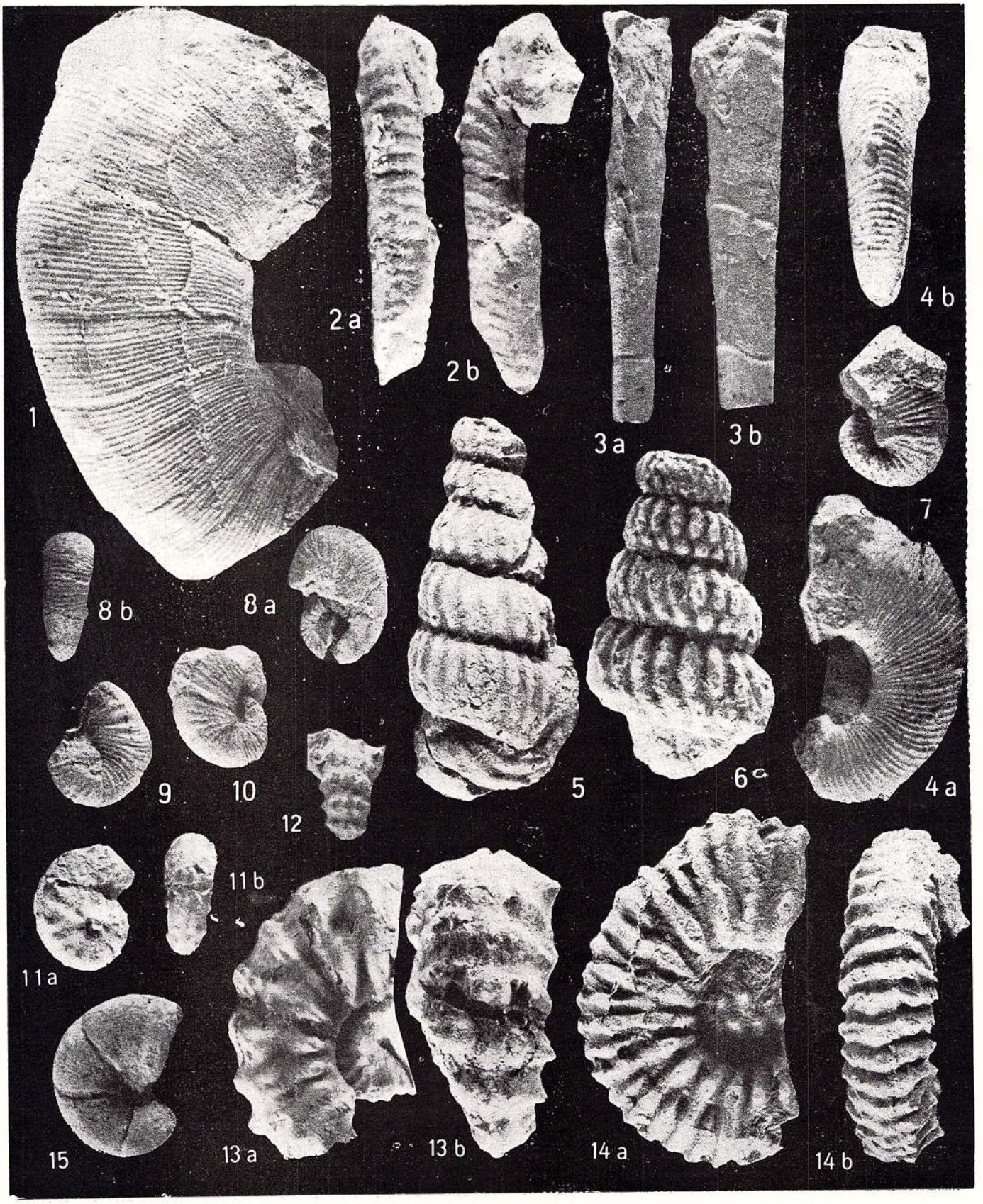
2

3



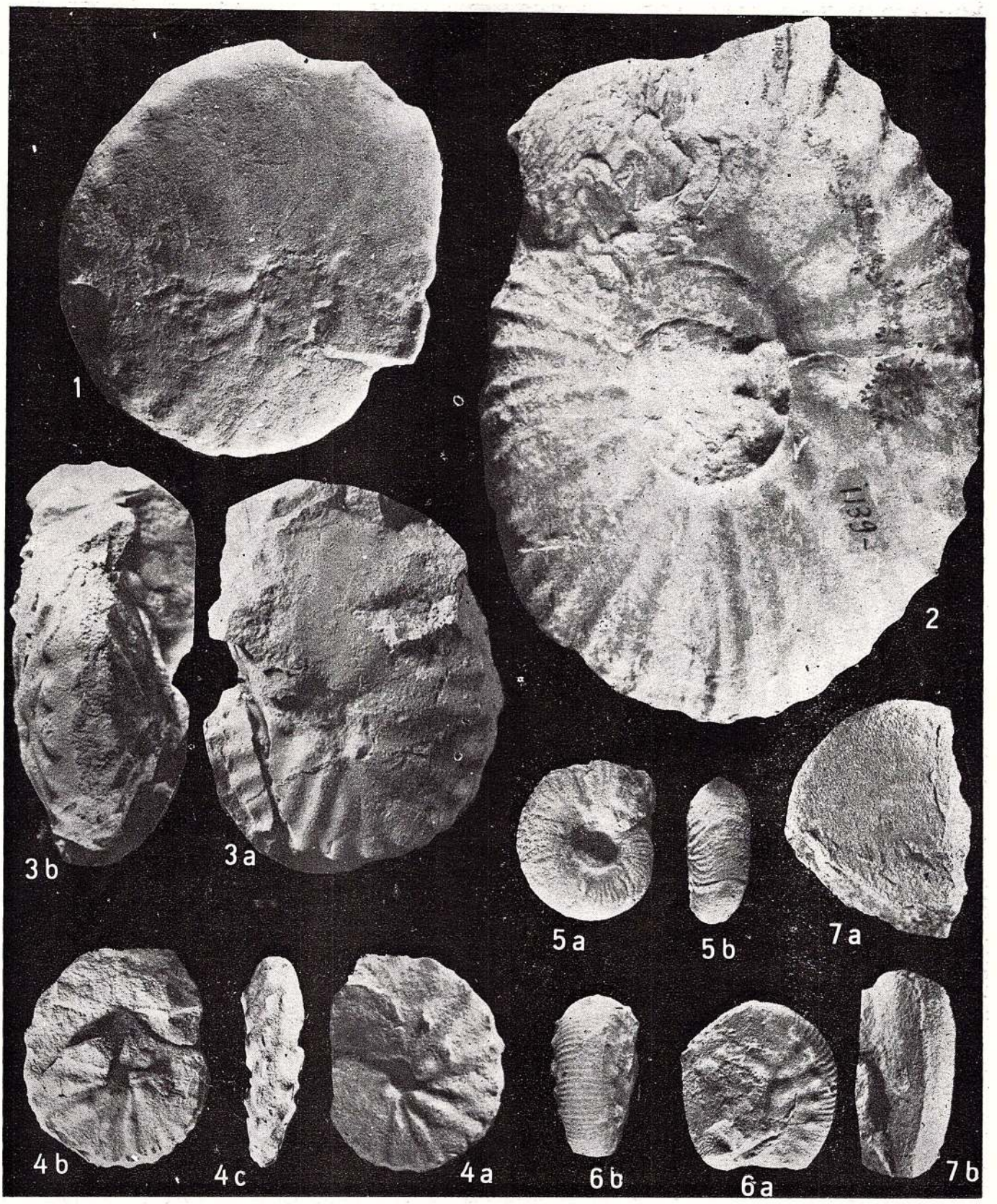
4

Institutul Geologic al României

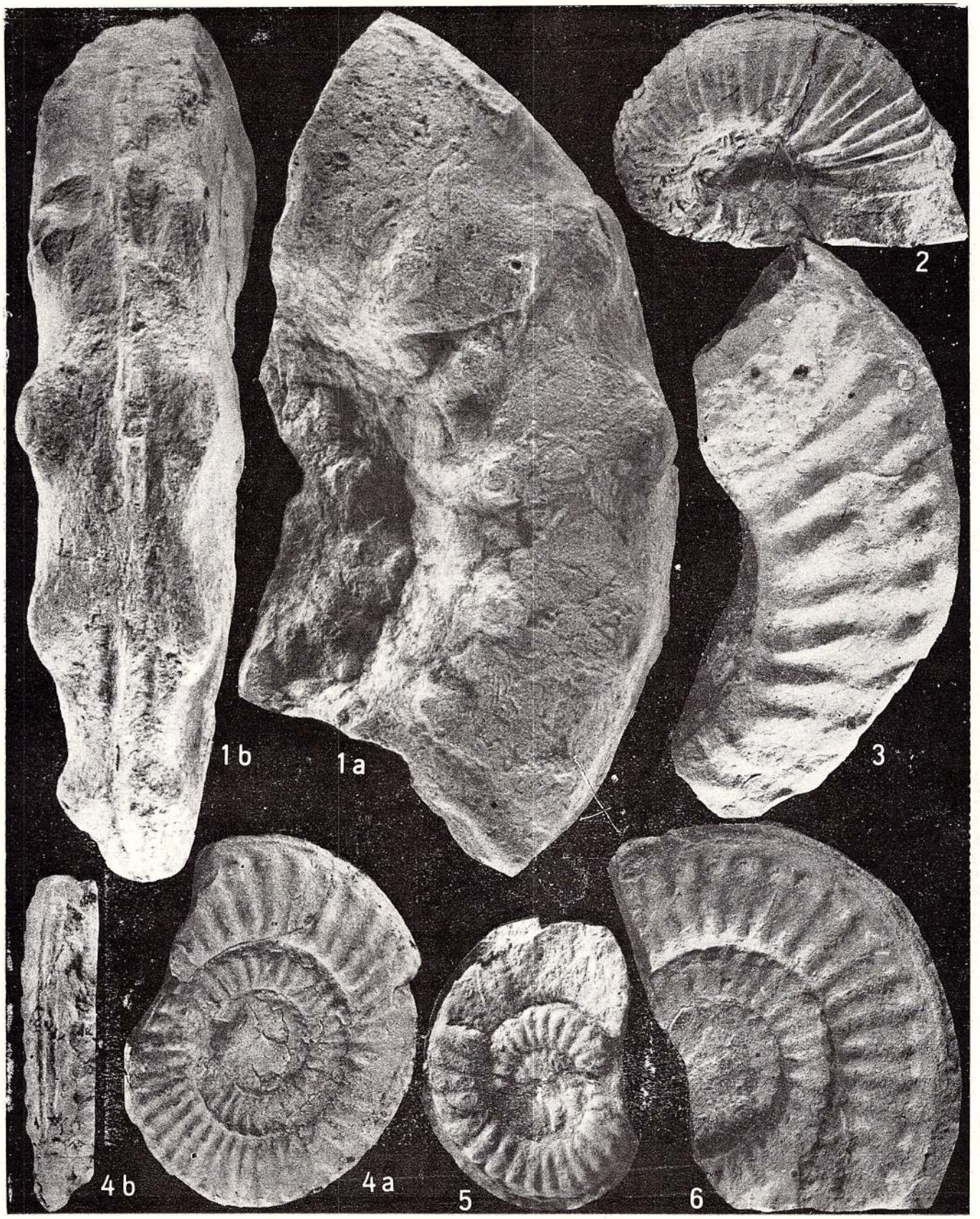


BIBLIOTECA
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

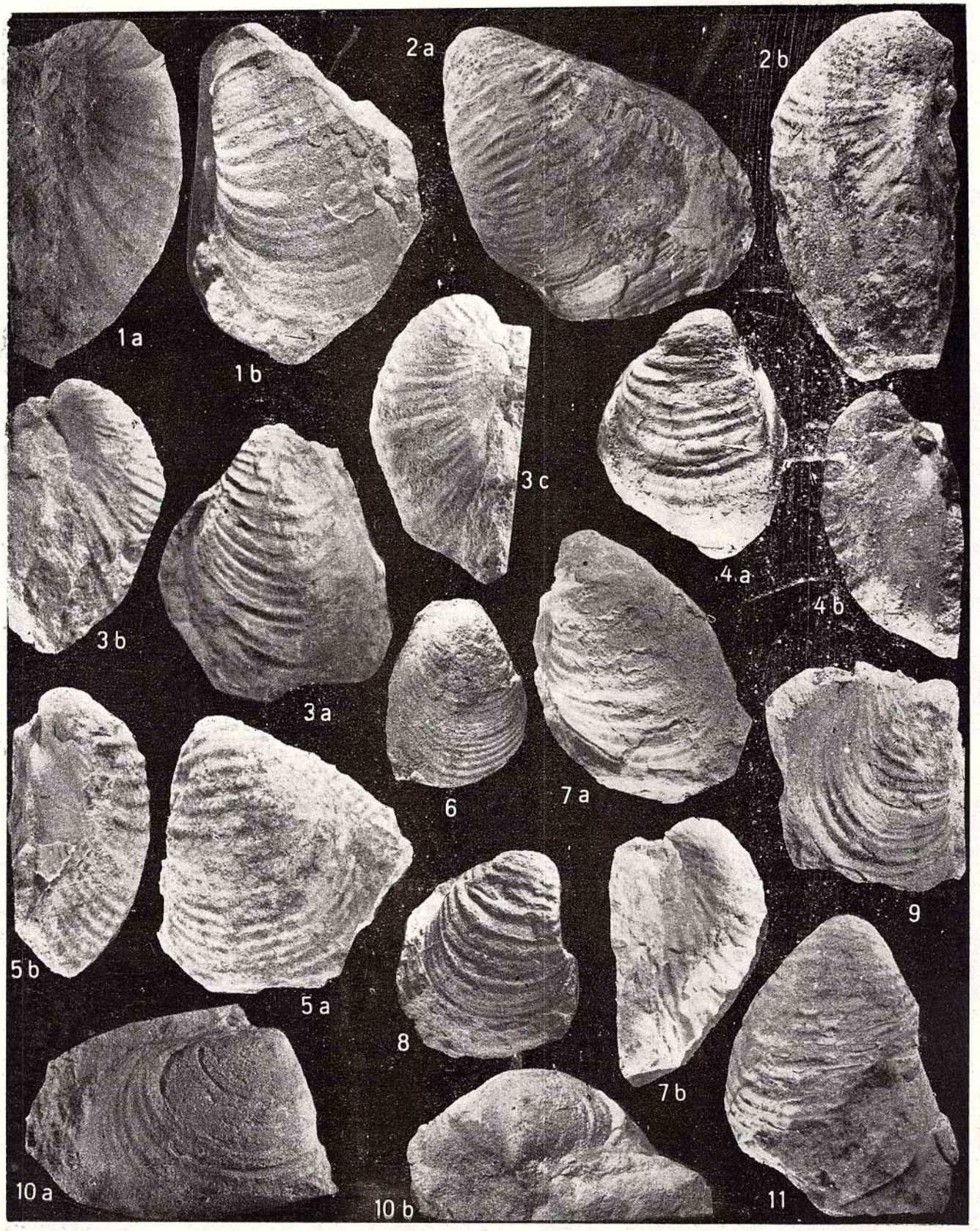


Institutul Geologic al României

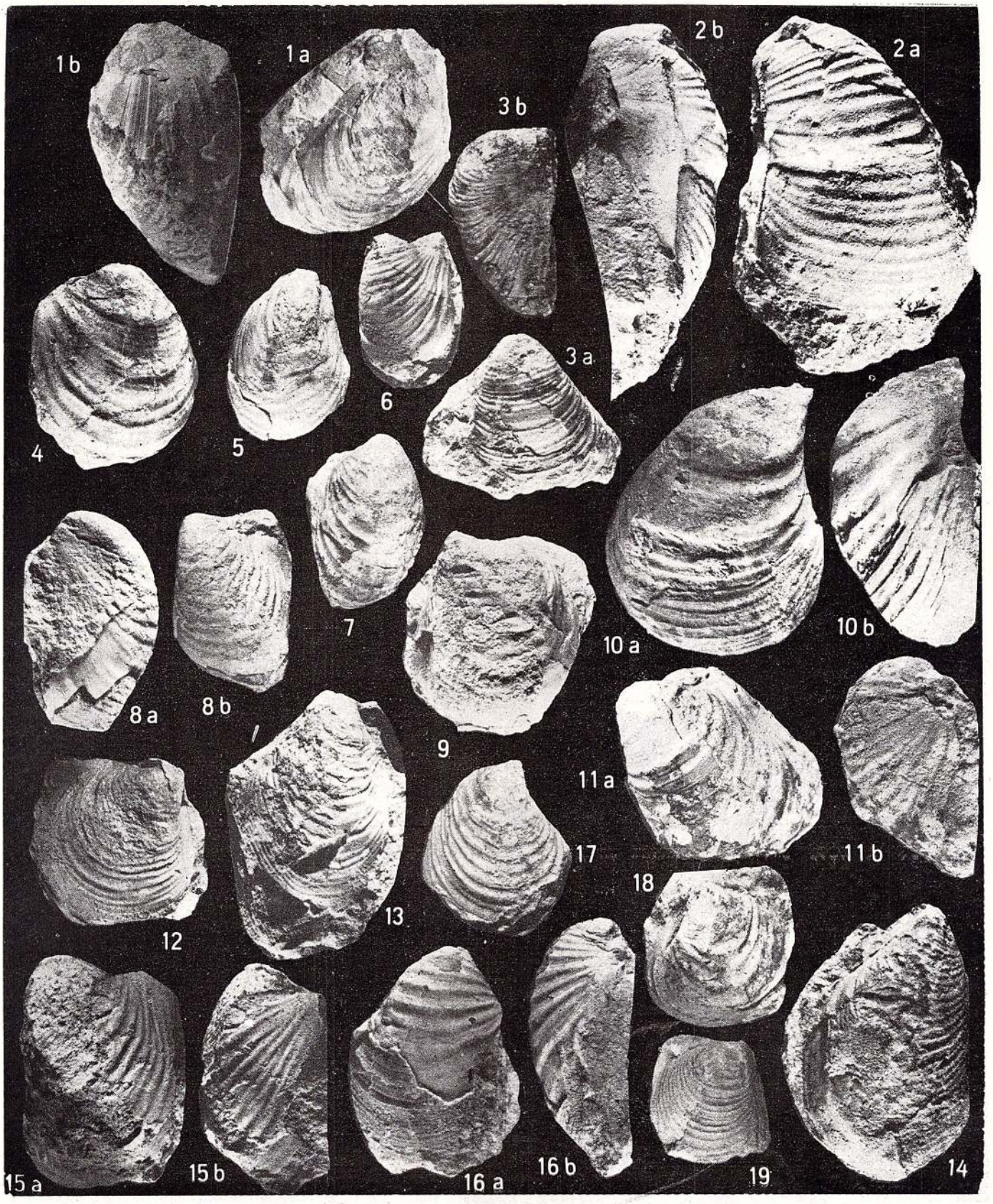
BIBLIOTECA
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



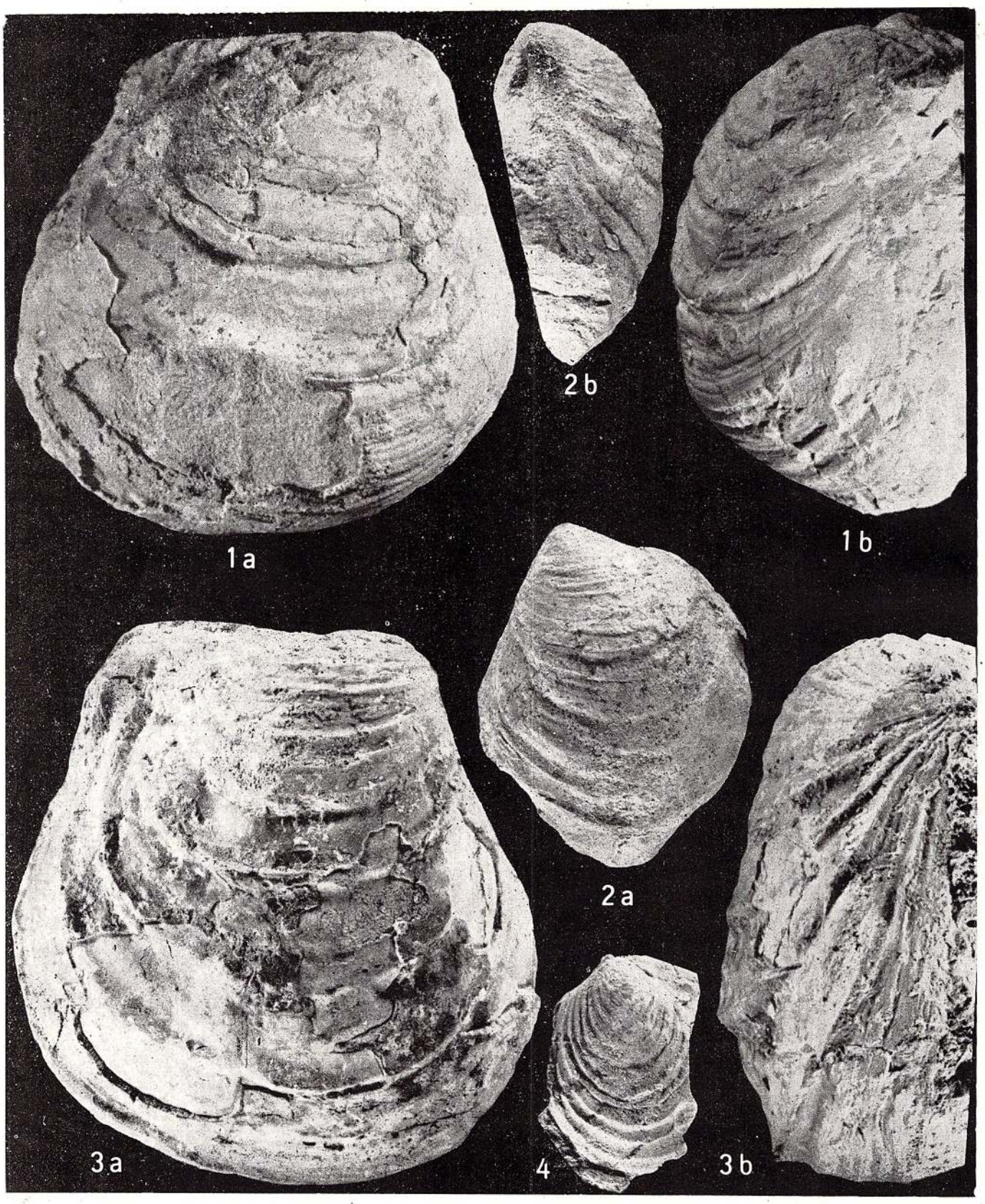
Institutul Geologic al României



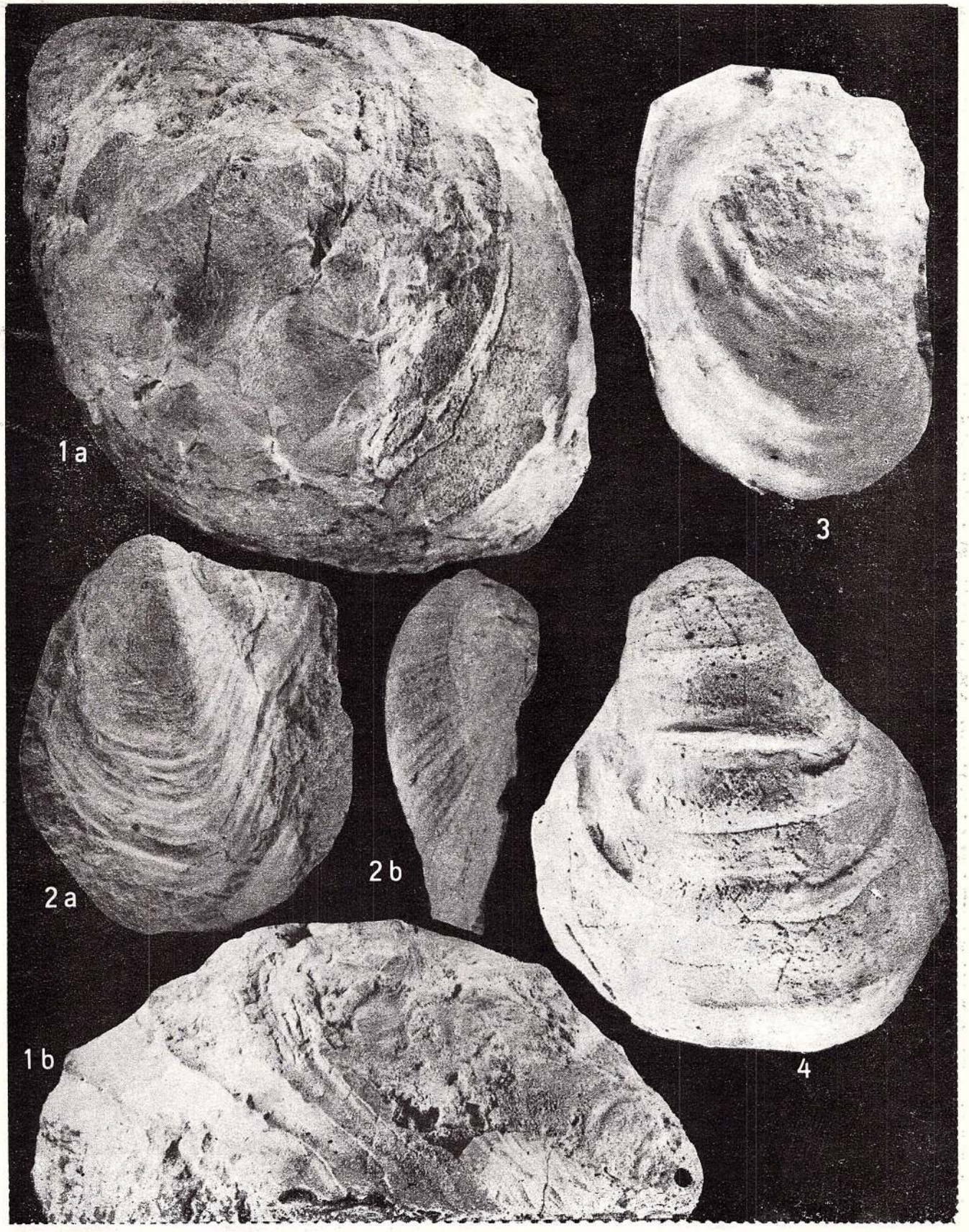
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

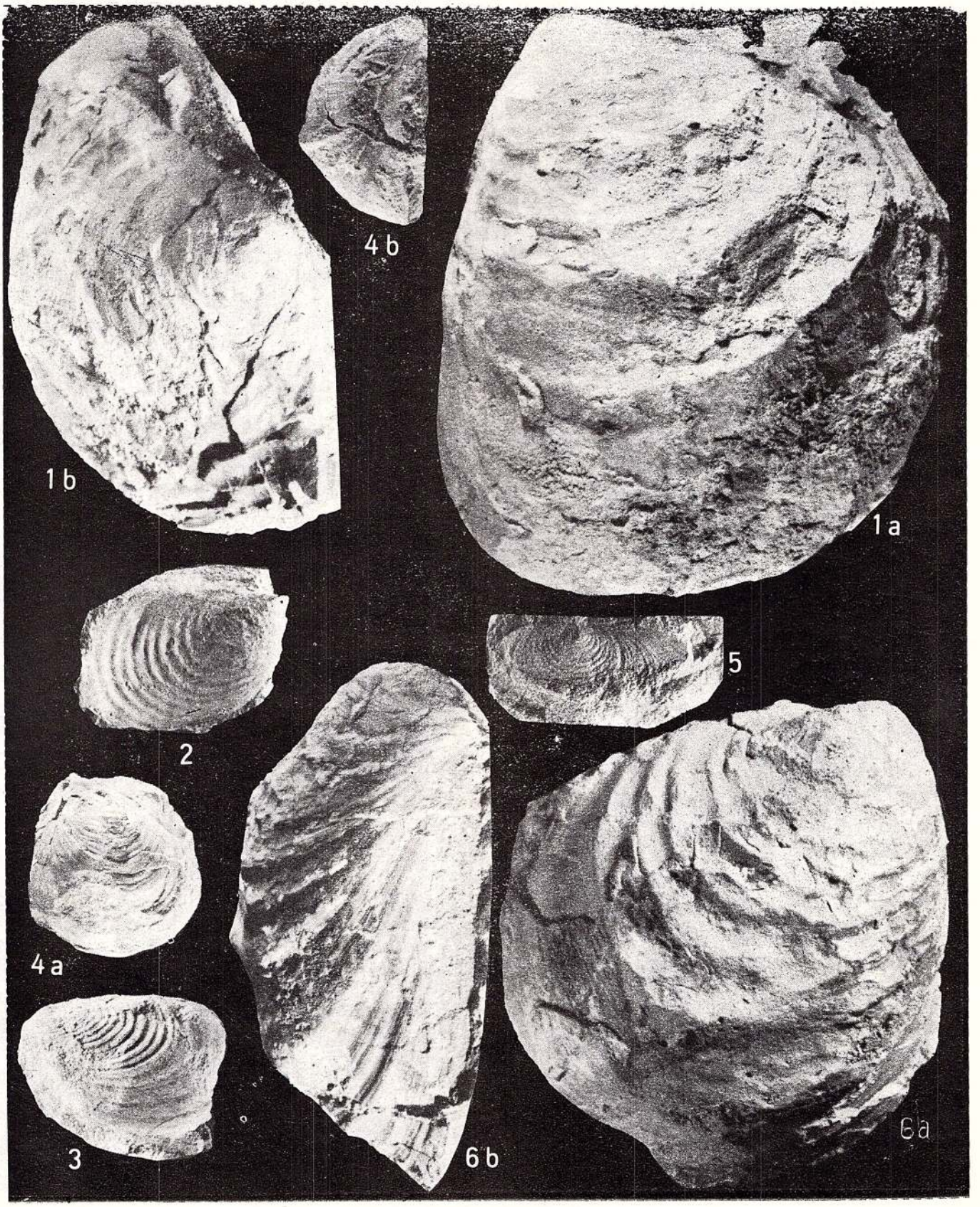


Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

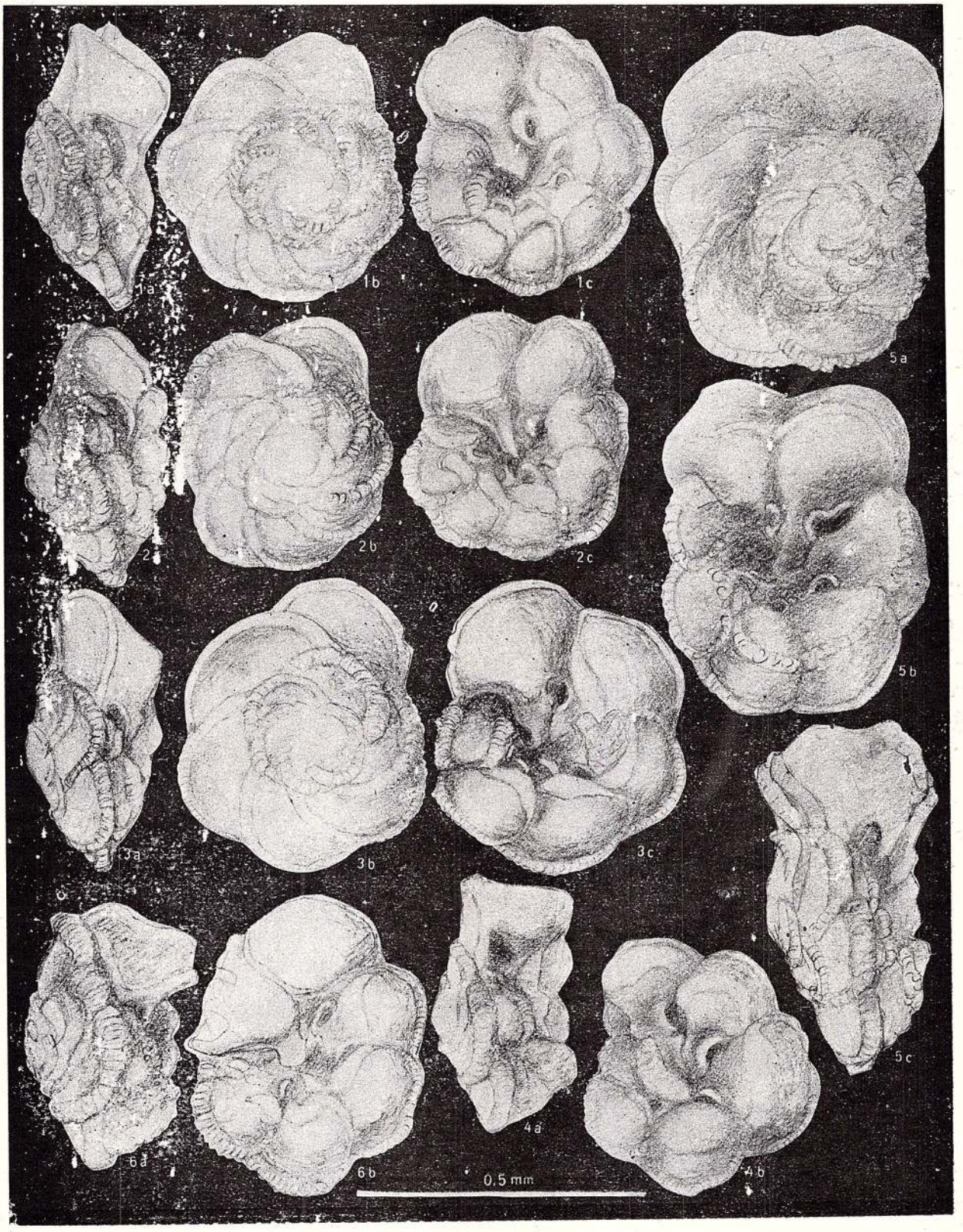
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

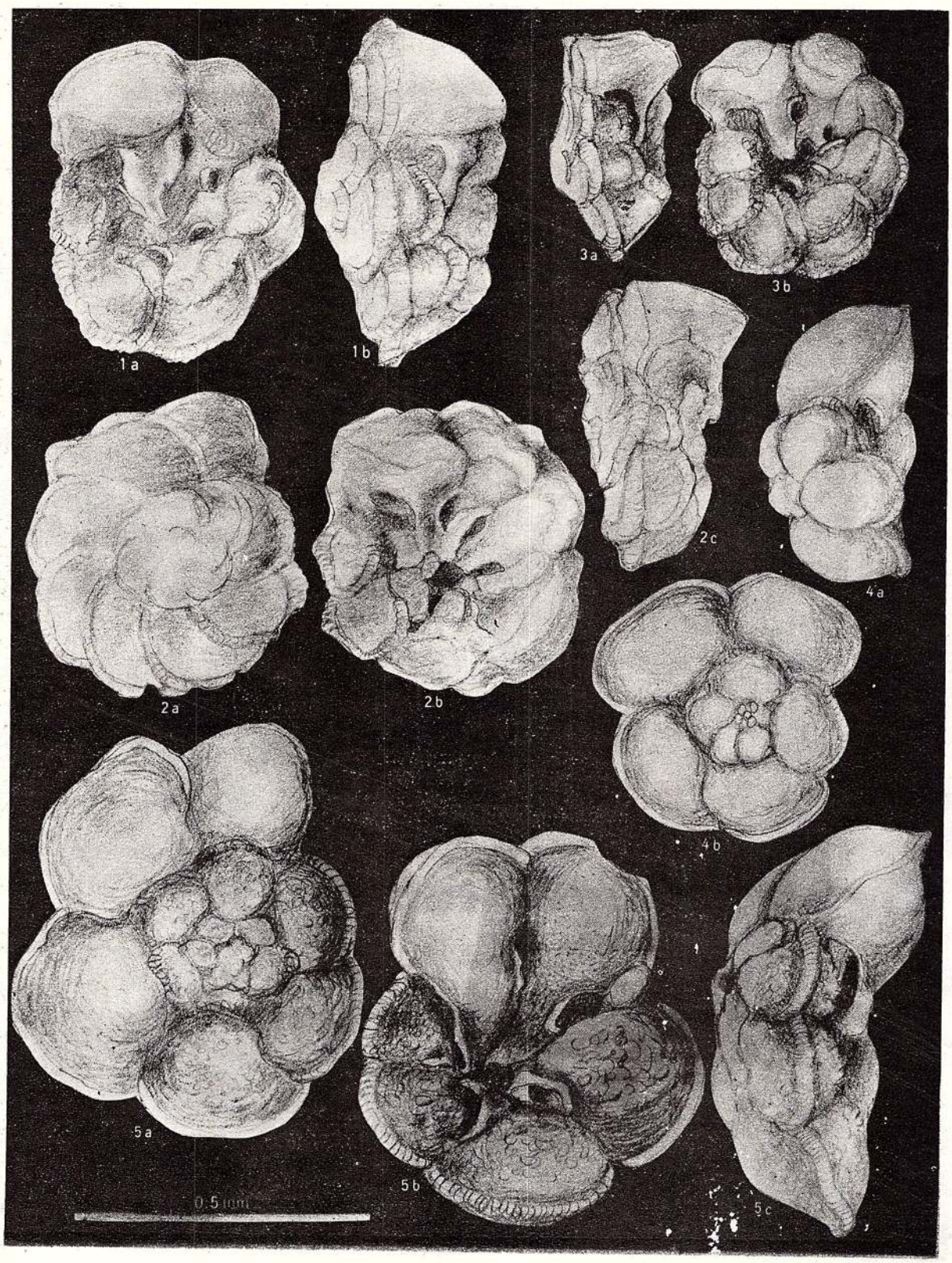


BIBLIOTECA
Institutul Geologic al României

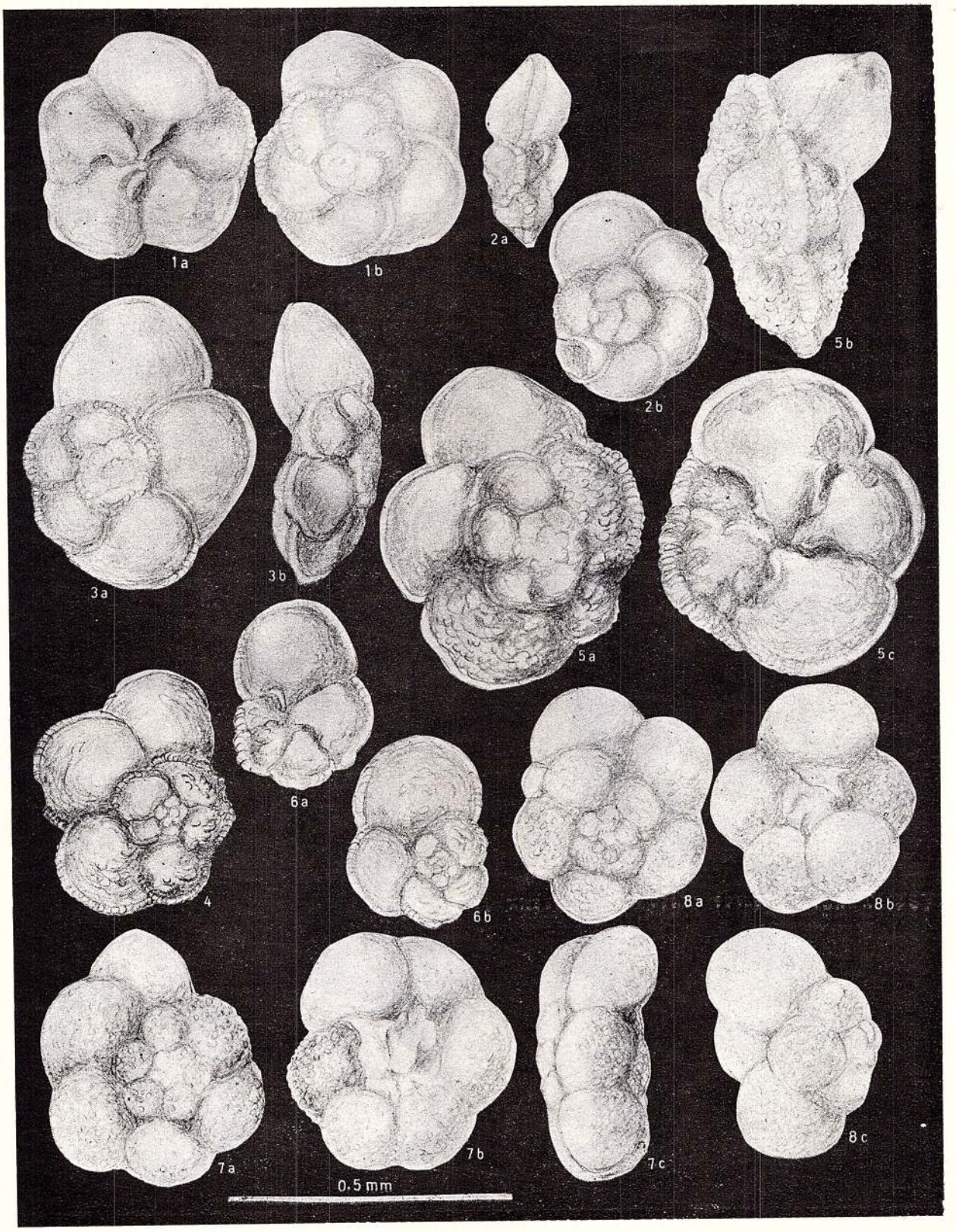
Institutul Geologic al României



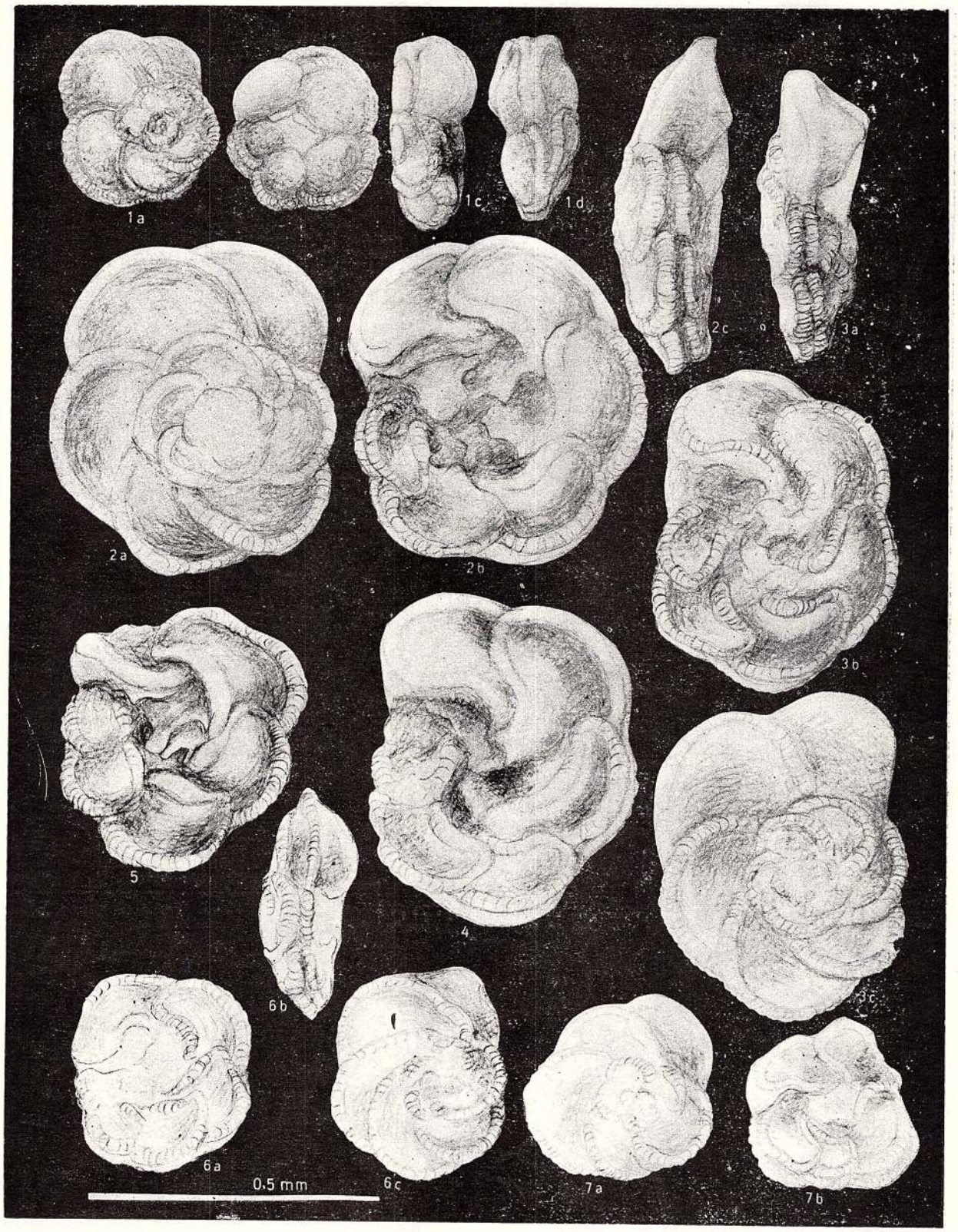
BIBLIOTECA
Institutul Geologic al României



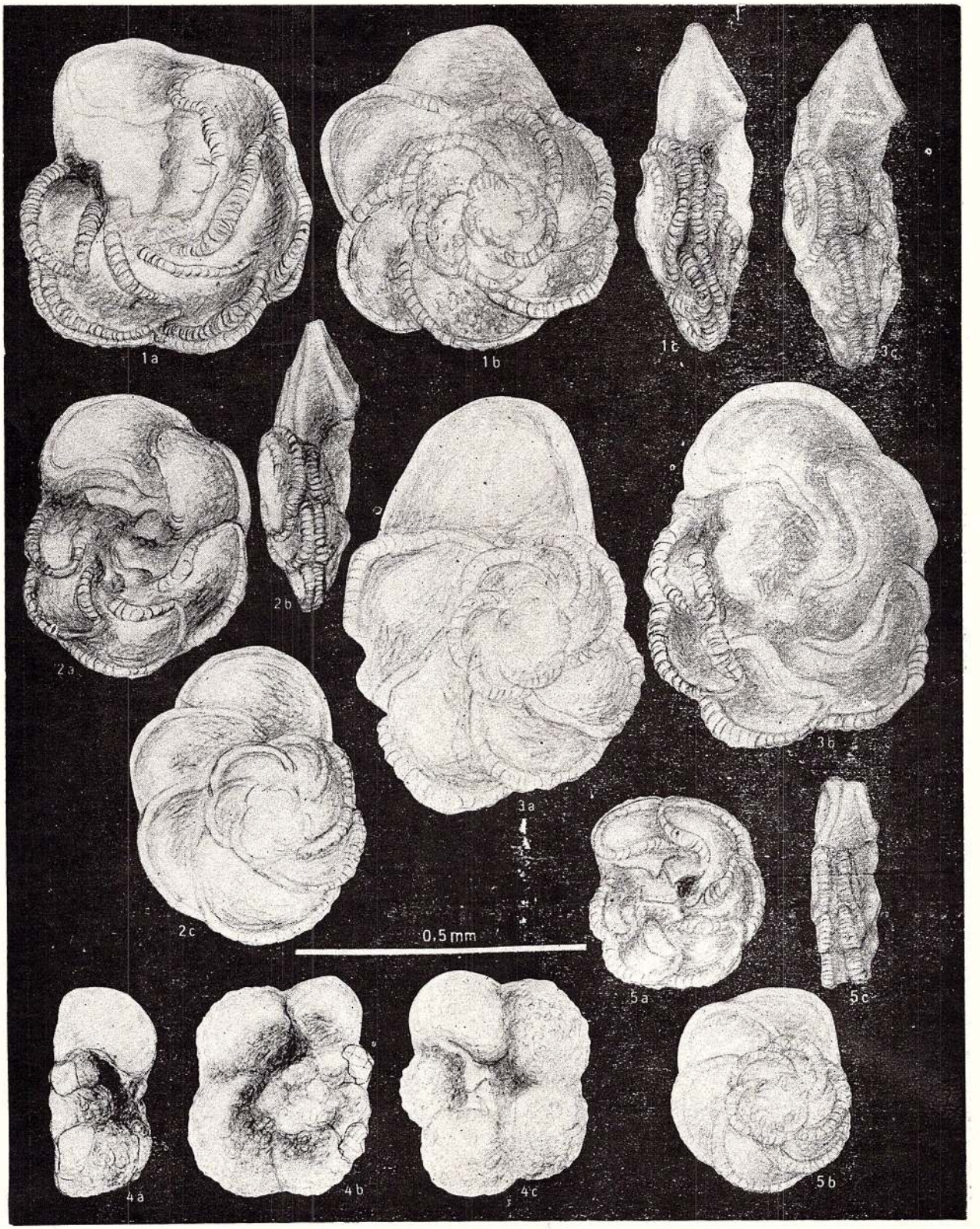
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

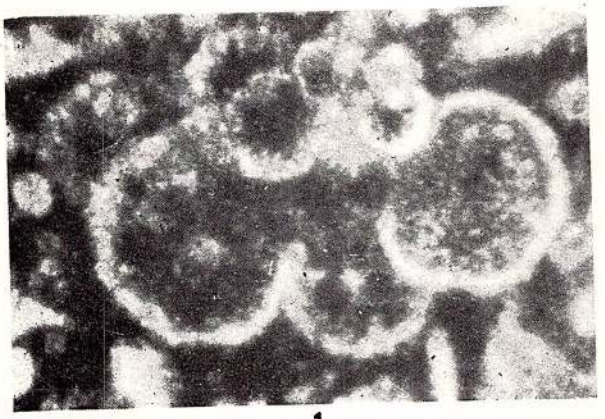


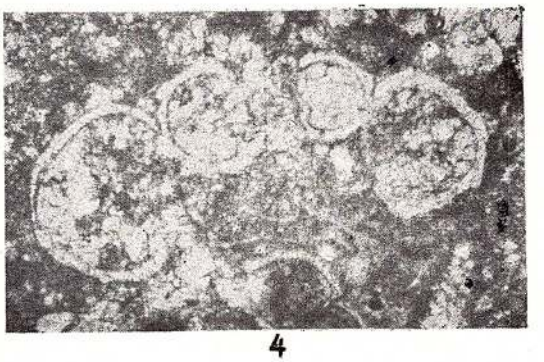
Institutul Geologic al României



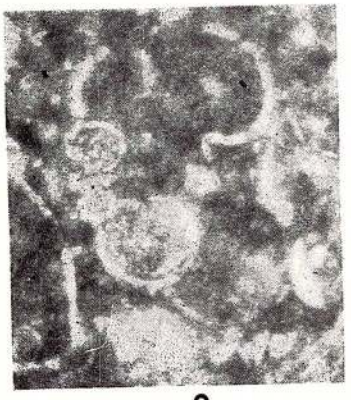
BIBLIOTECA
Institutul Geologic al României

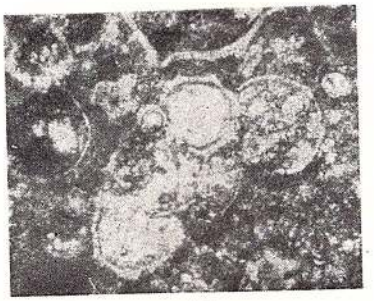
Institutul Geologic al României


1

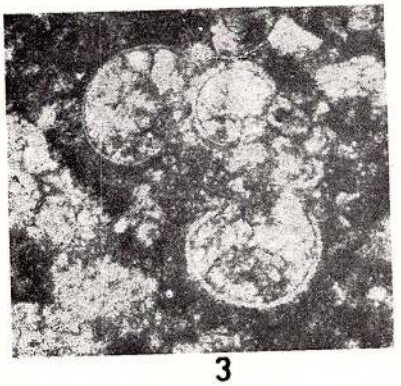

4

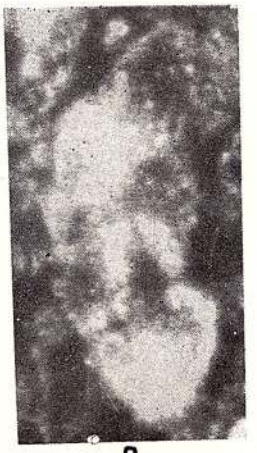
5

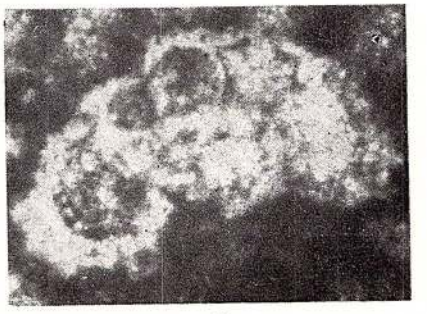

2

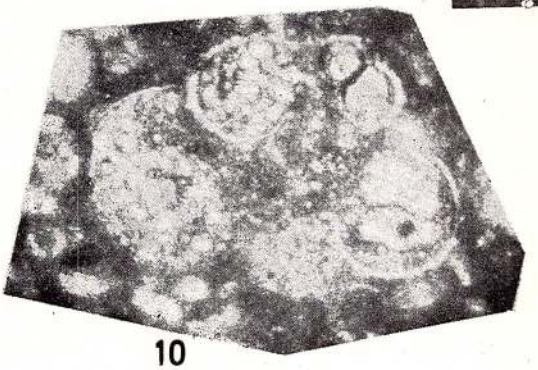

7

6


3


8


9


10

11

Institutul Geologic al României

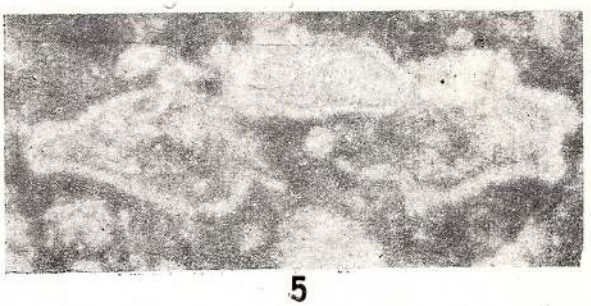
1

2

3

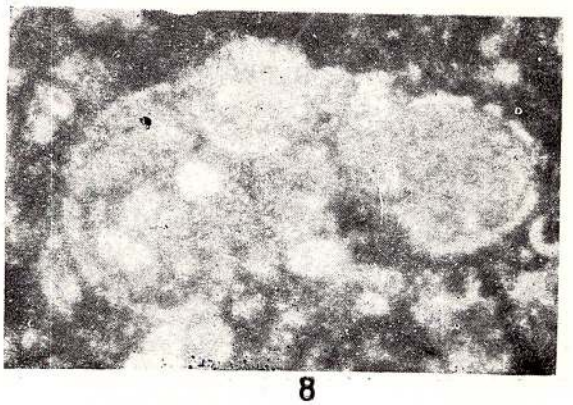
4

6



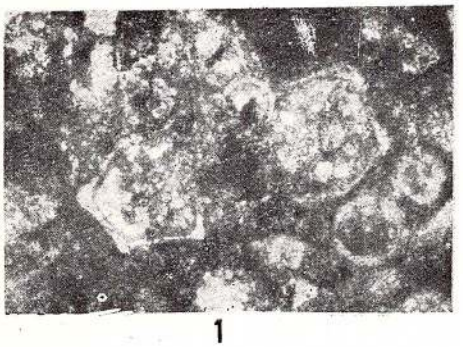
5

7

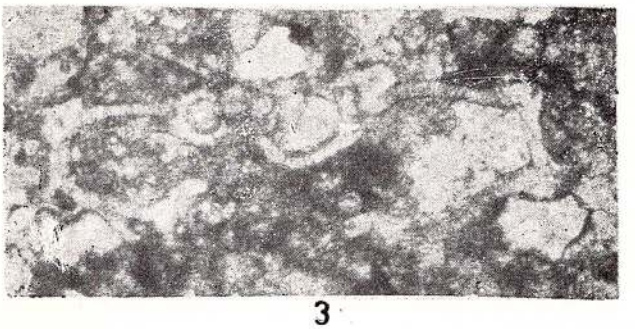


8

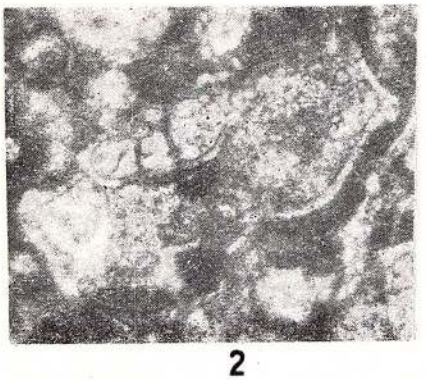
Institutul Geologic al României



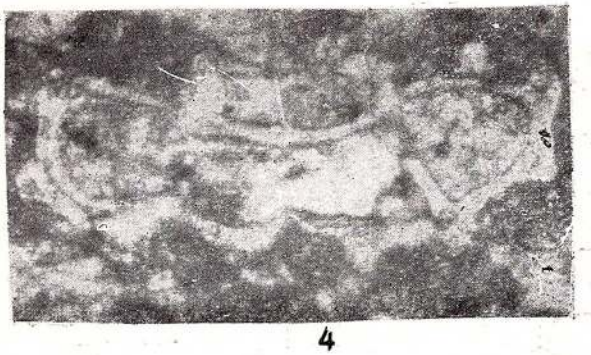
1



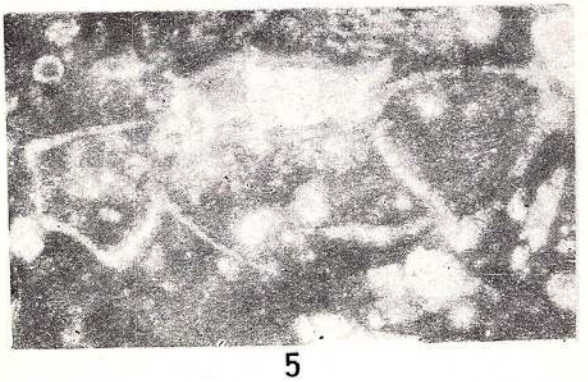
3



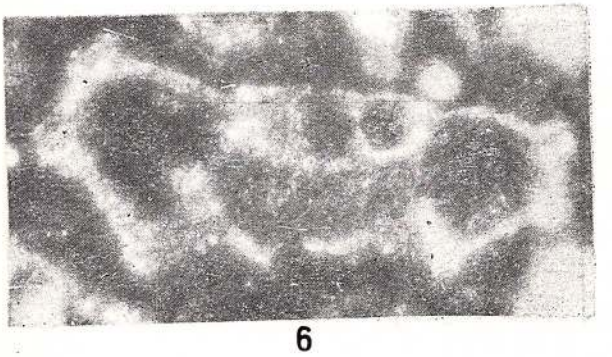
2



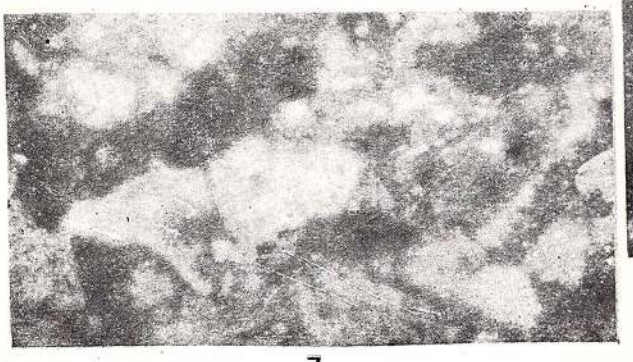
4



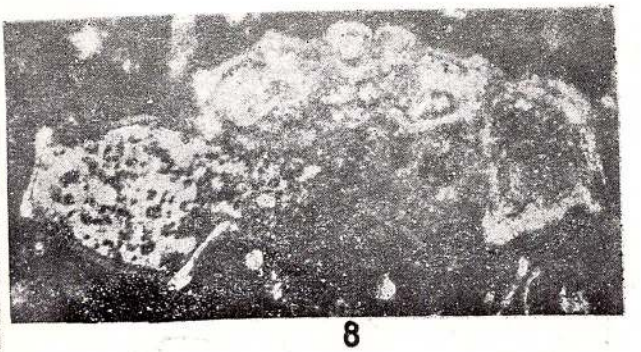
5



6



7

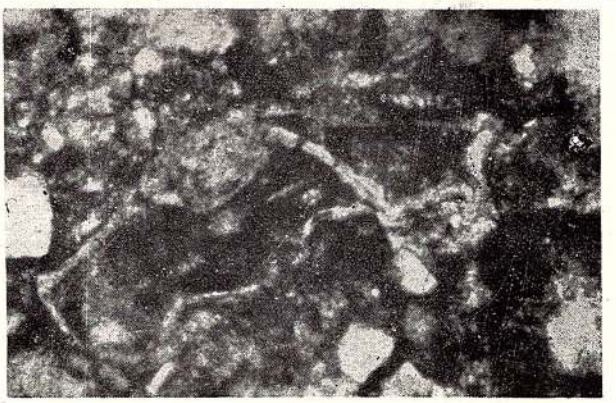


8

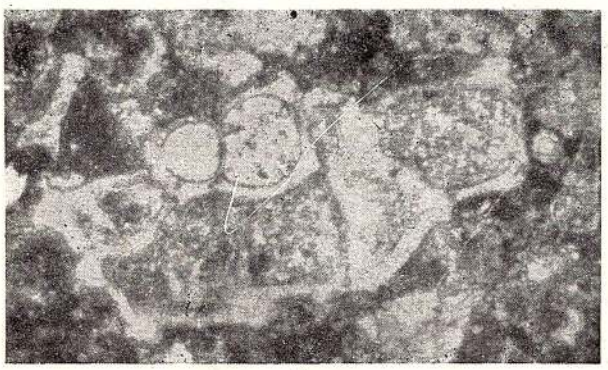
152926

Institutul Geologic al României

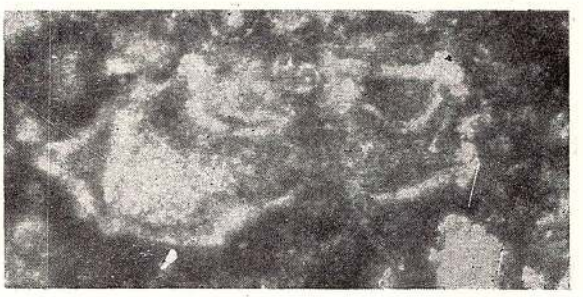
1



2



3



4

5

6

7

8

Institutul Geologic al României

Au apărut: *Lei*

MEMORII, vol. VI — Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari-Cisnădioara-Sadu de M. DESSILA-CODARCEA 30,65

MEMORII, vol. VII — Studiul zăcămîntului de la Baia Sprie (reg. Baia Mare) de V. MANILICI, D. GIUŞCĂ, V. STIOPOL 28,90

MEMORII, vol. VIII — Masivul eruptiv de la Birzava (munţii Drocea) de H. SAVU 50,60

MEMORII, vol. IX — Bazinul Mehadia. Studiu geologic şi paleontologic de O. ILIESCU, A. HINCULOV, L. HINCULOV 51,00

MEMORII, vol. X — Flora miocenă de la Chiuzbaia (Maramureş) cu un studiu geologic introductiv de R. GIVULESCU, V. GHIURCA 21,90

MEMORII, vol. XI — Geologische-Paläobotanische Untersuchungen im SO-Banater Danubikum de AL. SEMAKA 30,55

MEMORII, vol. XII — Micropaleontological and Stratigraphical Study on the Upper Cretaceous Deposits Between the Valleys of the Buzău and Rîul Negru (Eastern Carpathians) de TH. NEAGU 41,50

MEMORII, vol. XIII — Étude de la microflore de l'Anisien de la vallée du Cristian (Braşov) de EM. ANTONESCU 18,90

MEMORII, vol. XIV — Études de micropaléontologie 50,75

MEMORII, vol. XV — La faune malacologique pontienne de Rădmăneşti (Banat roumain) de S. GILLET, FL. MARINESCU 32,80

MEMORII, vol. XVI — Mollusques et échinides stampiens et égériens de la région de Cluj-Huedin-Românaşi (Nord-Ouest de la Transylvanie) de V. MOISESCU 47,60

MEMORII, vol. XVII — Étude micropaléontologique et stratigraphique du flysch du Crétacé supérieur-Paléogène de la région de Breţcu-Comandău (secteur intern méridional de la nappe de Tarcău — Carpathes Orientales) de J. SĂNDULESCU 20,00

MEMORII, vol. XVIII — Les prosodacnes du sous-genre Psilodon de I. MOTAŞ, I. ANDREESCU, I. PAPAIANOPOL; — Les Mollusques pontiens de Tirol (Banat roumain) de FL. MARINESCU 32,00

MEMORII, vol. XIX — Paläobotanische Studien im Tertiär Siebenbürgens de R. GIVULESCU, E. OLOS 30,00

MEMORII, vol. XX — Faune à mollusques oligocènes des couches de Hoia et de Mera (NW de la Transylvanie) de la collection A. Koch de V. MOISESCU, N. MÉSZÁROS 20,00

MEMORII, vol. XXI — Upper Jurassic and Lower Cretaceous Microfacies from the Bicaz Valley Basin (East Carpathians) de O. DRAGASTAN 68,90

MEMORII, vol. XXII — Die Monographie der aus Rumänien beschriebenen Holotypen fossiler Pflanzen de R. GIVULESCU 37,40

MEMORII, vol. XXIII — Étude des foraminifères du Miocène inférieur et moyen du nord-ouest de la Transylvanie de GH. POPESCU 82,80

MEMORII, vol. XXIV — Contributions à la paléontologie du Jurassique terminal et Crétacé des Carpathes 73,50

MEMORII, vol. XXV — Monographie de la faune des formaminifères éocrétacés du couloir de Dîmbovicioara, de Codlea et des monts Perşani (couches de Carhaga) de TH. NEAGU 91,50

MEMORII, vol. XXVI — Mollusques néogènes 69,20

MEMORII, vol. XXVII — Études sur les flores paléogènes du nord-ouest de la Transylvanie et de la Moldavie centrale 95,85

MEMORII, vol. XXVIII — Upper Cretaceous Calcareous Nannoplankton in Areas of Interest for Hydrocarbons in the Socialist Republic of Romania de I. COSTEA, D. COMŞA; — Paläobotanische Untersuchungen im Pflanzenfundort Chiuzbaia de R. GIUVULESCU 56,40

MEMORII, vol. XXIX — Kossovian Foraminifera in Romania de GH. POPESCU; — Studiul faunei de moluşte egeriene din bazinul Petroşani de V. MOISESCU, M. CHIVU, V. DRAGU, E. MĂRGĂRIT 50,55

MEMORII, vol. XXX — L'étude des pontalmyres du bassin dacique de I. PAPAIANOPOL; — Statolithes de mysides miocènes supérieures et actuelles dans la Paratethys centrale et orientale de GH. VOICU; — Contributions à l'étude des ammonites coniaciens de la Roumanie de L. SZÁSZ; — Study of Silurian and Devonian Faunas from the Eastern Part of Moesian Platform de M. IORDAN 115,65

MEMORII, vol. XXXI — Étude micropaléontologique (foraminifères planctoniques) du Crétacé supérieur de Ţara Birsei (Carpathes Orientales) de J. ION; — L'étude des espèces d'Euxinicardium du Pontien et Dacien du bassin dacique de I. PAPAIANOPOL; — Contributions à l'étude des ammonites cénomaniennes de la Roumanie de L. SZÁSZ; — Marine Middle Miocene Monothalamous Foraminifera from Romania de GH. POPESCU 205

MEMORII, vol. XXXII — Microforaminifères calcaires du Lutétien et du Priabonien de E. BRATU; — Faciès à scléractinières du Jurassique moyen de la Dobrogea centrale de A. DRĂGĂNESCU, L. BEAUVAIS; — Viviparidae du bassin dacique de V. LUBENESCU, D. ZAZULEAC; — Coniacian Inoceramus of Romania — Babadag Basin de L. SZÁSZ 145,65

Institutul Geologic al României

CENTRALA – DEPARTAMENT A GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

MEMORII

VOL. 33

E. AVRAM, A. DRĂGĂNESCU, L. SZÁSZ, TH. NEAGU:
Cretaceous Deposits – Southern Dobrogea

M. CHIRIAC:
Ammonites crétacées – Dobrogea méridionale

L. SZÁSZ, J. ION:
Crétacé supérieur du bassin de Babadag

BUCUREŞTI 1988

Institutul Geologic al României