

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 13 (2^{ème} série)
parution 2006

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2

- Cette Société a pour objet de concourir à l'avancement de la géologie en général, et particulièrement de la géologie de la région du Nord de la France.

- La Société se réunit de droit une fois par mois, sauf pendant la période des vacances. Elle peut tenir des séances extraordinaires décidées par le Conseil d'Administration.

- La Société publie des Annales et des Mémoires. Ces publications sont mises en vente selon un tarif établi par le Conseil. Les Sociétaires bénéficient d'un tarif préférentiel (1).

Article 5

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans l'une des séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

Extraits du Règlement Intérieur

§ 7. - Les Annales et leur supplément constituent le compte rendu des séances.

§ 13. - Seuls les membres ayant acquitté leurs cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un auteur, ne peut dépasser le total de 8 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

§ 17. - Les notes et mémoires originaux (texte et illustration) communiqués à la Société et destinés aux Annales doivent être remis au Secrétariat le jour même de leur présentation. A défaut de remise dans ce délai, ces communications prennent rang dans une publication postérieure.

§ 18. - Les Mémoires sont publiés par fascicule après décision du Conseil.

Avertissement

La Société Géologique du Nord ne peut en aucun cas être tenue pour responsable des actes ou des opinions de ses membres.

Tirages à part

Conformément au paragraphe 14 du Règlement Intérieur (Tome LXXXI, p. 12), les tirages à part sont à la charge des auteurs qui doivent en faire par écrit la déclaration expresse du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1/1/2001)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques (2) (3)	7,62 €	25,92 € T.T.C.	33,54 €
AUTRES PAYS	Personnes physiques	7,62 €	28,98 € T.T.C.	36,60 €

Abonnement des non-membres : FRANCE et C.E.E. : 55,60 € H.T. — ÉTRANGER : 64,00 €

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entiers aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII).....	30,50 € H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI).....	41,20 € H.T.
Tomes XCVI à CV.....	50,30 € H.T.
Tome CVI.....	58,70 € H.T.

TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

Table 1 (Tomes I à XX) - Table 2 (Tomes XX à XXX) - Table 3 (Tomes XXXI à XL) - Table 4 (Tomes XLI à LXXIX)	7,65 € H.T.
Table 5 (Tomes LXXX à CIX).....	par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires).....	4,40 € H.T.
Ecorché géologique infra mésozoïque (extrait de "Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France", présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.).....	7,65 € H.T.

FASCICULES SPÉCIAUX

"Géologie du Nord de la France" (T. LXXXIX, fasc. 1).....	13,00 € H.T.
"Rupture des roches et massifs rocheux" (T. XCV, fasc. 3).....	10,65 € H.T.
"Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale" (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1).....	30,50 € H.T.
"Apports récents à la Géologie du Gondwana" (T. XCVII, fasc. 4).....	23,00 € H.T.
"Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens" (T. XCIX, fasc. 1).....	23,00 € H.T.
"Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières" (T. CII, fasc. 2).....	23,00 € H.T.
"Tectonique cassante en distension et coulissement" (T. CIII, fasc. 2-3).....	38,10 € H.T.
"Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies" (T. CV, fasc. 2).....	19,00 € H.T.
"Paléozoïque supérieur continental" (T. CVI, fasc. 2).....	45,75 € H.T.
"Actualisation de quelques thèmes géologiques" (T. CVI, fasc. 4).....	19,00 € H.T.
"Géologie et aménagement régional" (T. CIX, fasc. 2).....	38,10 € T.T.C.
"Le Nord et son environnement géologique." (T. 2, 2 ^{me} série, fasc. 1).....	26,70 € H.T.

(1) Modification adoptée lors de l'Assemblée Générale du 10 janvier 1974.

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (12,20 €), soit un total de 19,85 €.

(3) Les membres de l'APBG peuvent bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (18,30 €), soit un total de 25,95 €.

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 13 (2^{ème} série)
parution 2006

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 2005 —

<i>Président</i>	M. N. TRIBOVILLARD
<i>Premier Vice-Président</i>	M. A. BLIECK
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M. F. ROBAZYNSKI
	M. O. AVERBUCH
<i>Conseillers</i>	M. F. AMEDRO
	M ^{me} B. VAN VLIET-LANOE
	M ^{me} S. BECKARY
	M ^{me} C. DERYCKE
	M. J.-L. MANSY
	M. B. MISTIAEN
<i>Secrétaires</i>	M ^{lle} C. CRONIER
	M. A. GAUTHIER
<i>Trésorier</i>	M. J.-M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

CONSEIL SCIENTIFIQUE

— 2004 —

MM. W. CHRISTENSEN (Copenhague), A. DELMER (Bruxelles), W. KUNHT (Kiel),
B. PEYBERNES (Toulouse), M. PRICE (Reading) et H. ZIJLSTRA (Utrecht).

CONSEIL ÉDITORIAL

— 2004 —

MM. A. BLIECK, J.-F. DECONINCK, J. FERRIÈRE, B. MISTIAEN et J. SOMMÉ
M^{me} Ch. VINCHON.

Ann. Soc. Géol. du Nord.

T. 13 (2^{ème} série), p. 77-80, Décembre 2005.

NEW DATA ON LATE DEVONIAN AND EARLY CARBONIFEROUS BRACHIOPODS FROM NW SAHARA: MOROCCO, ALGERIA

Nouvelles données sur des brachiopodes du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur du Sahara nord-occidental : Maroc, Algérie.

by Denise BRICE(*), Marie LEGRAND-BLAIN(**) & Jean-Pierre NICOLLIN(***)

in *Ann. Soc. Géol. Nord.* T. 12 (2^{ème} série), p. 1-45, Octobre 2005

ERRATUM

Please find:

- a better print of the plate I of this paper prepared, as the Plates II to V, with corel draw, the former print had been prepared with power point.

- corrections

p. 21

Parallelora (?) sp. (Pl. IV, fig. 18 a-b)

Material: 1 specimen MB.B.2400

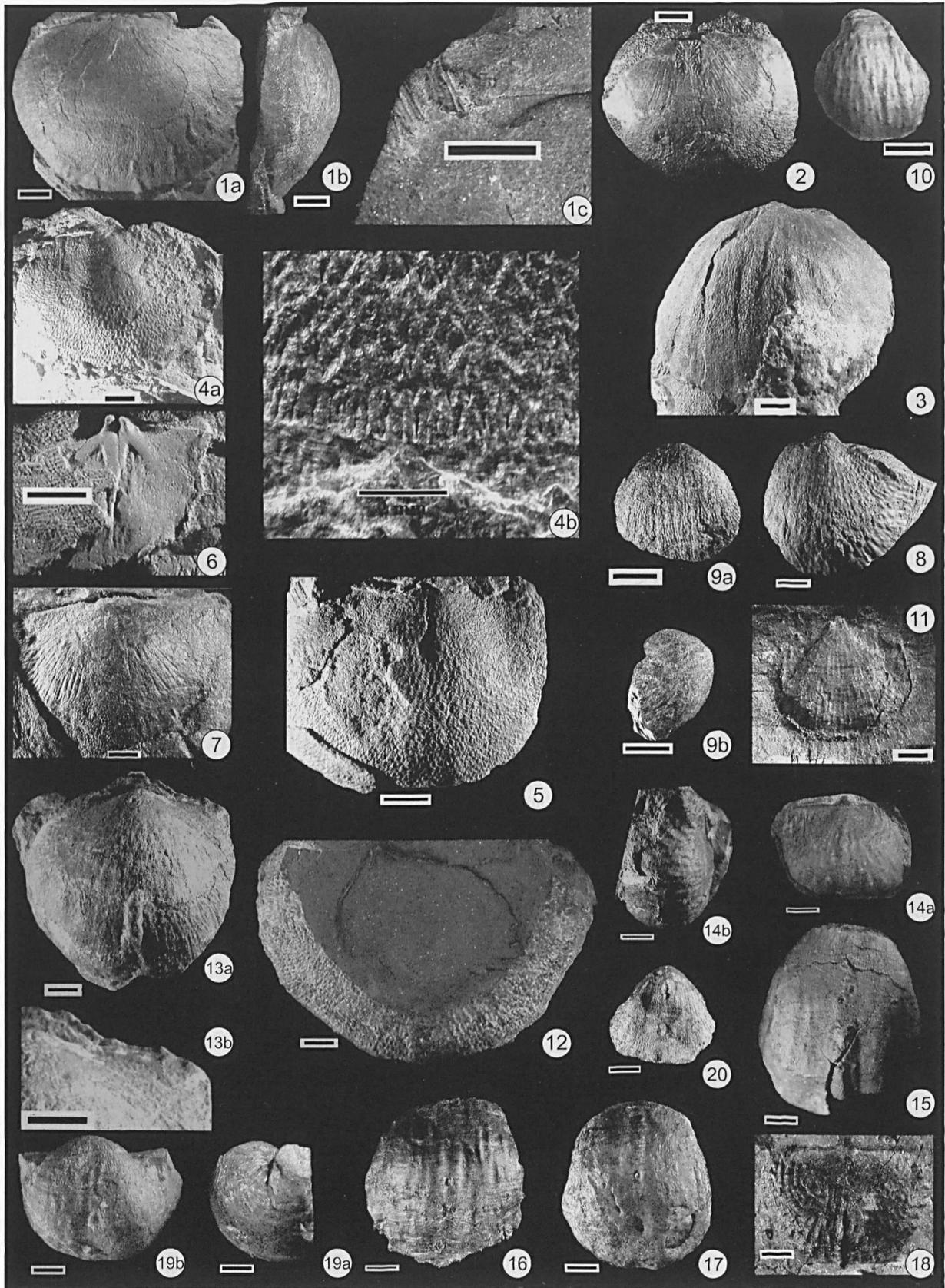
Morocco, Ma'der, Bou Tlidat, NE Fezzou, TB Collection, 1 internal mould of a deformed specimen with broken cardinal extremities, in *Stockumites* level.

and

p. 42, correction of the legend of Fig. 18 a-b, Plate IV

Figs 18 a-b - *Parallelora* (?) sp. Morocco, Ma'der, Bou Tlidat, *Stockumites* bed, "Upper Fauna", Early (?) Tournaisian, MB.B.2400, TB Collection, internal mould of a deformed specimen with broken cardinal extremities, a) ventral view, b) dorsal view of an internal mould showing gonoglyphes, cardinal process, denticulate hinge line and the track of myophragm.

a) vue ventrale, b) vue dorsale d'un moule interne d'un spécimen déformé avec les extrémités cardinales brisées montrant les empreintes génitales, le processus cardinal, la ligne cardinale denticulée et la trace du myophragme



DEFORMATIONS IN THE ACTIVE LAYER RELATED WITH ICE / SOIL WEDGE GROWTH AND DECAY IN PRESENT DAY ARCTIC. PALEOCLIMATIC IMPLICATIONS.

Déformations de la couche active en relation avec la formation et la dégradation de coins de glace ou de sol en Arctique actuel. Implications paléoclimatiques

par Brigitte VAN VLIET-LANOË (*)

(Plate IX)

Abstract. — The analysis of morphologies related to ice wedge growth and degradation observed in active Holocene environments allows a better understanding of the meaning of palaeo-structures observed in Upper Pleistocene formations. Present-day morphologies are controlled by the drainage, the mechanical properties of the substratum and the site climate. Data from continuous permafrost conditions as in Svalbard and Nunavut are compared to more southern forms from Northern Québec and Lapland. A qualitative modelling of the deformations is proposed.

Résumé. — L'analyse des microreliefs liés à la croissance et la dégradation de coins de glace en contexte périglaciaire actif au cours de l'Holocène permet une meilleure interprétation de la signification des structures fossiles observées dans les formations du Pléistocène supérieur. Les morphologies actuelles sont contrôlées par le drainage, les propriétés mécaniques du substrat et le microclimat. Des observations effectuées en contexte à pergélisol continu comme ceux du Spitzberg ou du Nunavut sont comparées à des formes plus méridionales, du Québec et de la Laponie. Une modélisation qualitative des déformations est proposée.

I. — INTRODUCTION

Active ice wedge results from the successive accumulation of refreezing ice in form of contiguous ice veins in the upper part of the permafrost (Black, 1976). These ice veins form by infiltration and refreezing of melting water in thermal cracks open in the frozen ground most winters (Mackay, 1984). Melting waters may transport some sediment as also windblown particles. Successive fills of pure ice or icy sediment give shapes to ice wedges, composite wedges or soil/sand wedges. Once the thermal crack formed and filled, the weakness created in the upper permafrost persists, even after a slight degradation and reactivates when the appropriate thermal conditions are renewed. This explains the superposition of successive generation of wedges cast in quaternary deposits (fig.1).

Deformations induced in permafrost by ice wedge growth are commonly described and reviewed within permafrost literature (cf. Péwé, 1959 ; Romanovski, 1977; Washburn, 1979) but only few papers concern the active layer and its thaw degradation (Péwé, 1966; Jahn, 1970; Romanovskii, 1976; Harry and Gozdzik, 1988; Murton and French, 1993). In fossil outcrops, descriptions of ice or soil wedge cast are numerous but never discussed in term of recording the (micro)

climatic change excepted by Seddon and Holoyak (1985) in fluvial terraces. In the States, Walters (1994) has compared ice wedge cast and tectonic wedging. Also aeolian deposits and cryoturbations related with nets are generally considered as dissociated epigenetic climatic events (Vandenberghe, 1983; 1992). Several authors compiled by Washburn (1979) have observed pocket-like deformations above ice wedges or at the former location of ice wedges.

During the Holocene, ice wedges, composite or sand wedges only occur during the second half of the interglacial, in relation with the cooling induced by orbital forcing (Berger, 1979; Lamb, 1984; Jones, 1990). This is peculiarly sensitive since the last 2000 years BP. This is valid as well for ice wedges as for palsa, thufurs or pingo (Van Vliet-Lanoë, 1998). Also in the loesses of Western Europe, Pleistocene permafrost extends with a lowering of the summer insolation and ice wedge develop in association with the cooling down following Heinrich or Dansgaard-Oeschger events (Van Vliet Lanoë, 1996, 1998). Warming events of interglacial rank at High Latitudes or interstadials during glacial periods at Mid Latitudes allow a deepening of the permafrost table and also an ice enrichment of it (melt water and interglacial increased precipitation).

(*) UMR 8110 PBDS, CNRS, UFR Sciences de la Terre, SN5, Université Sciences et Technologies de Lille , 59655 Villeneuve d'Ascq, France. Brigitte.Van-Vliet-Lanoë@univ-lille1.fr

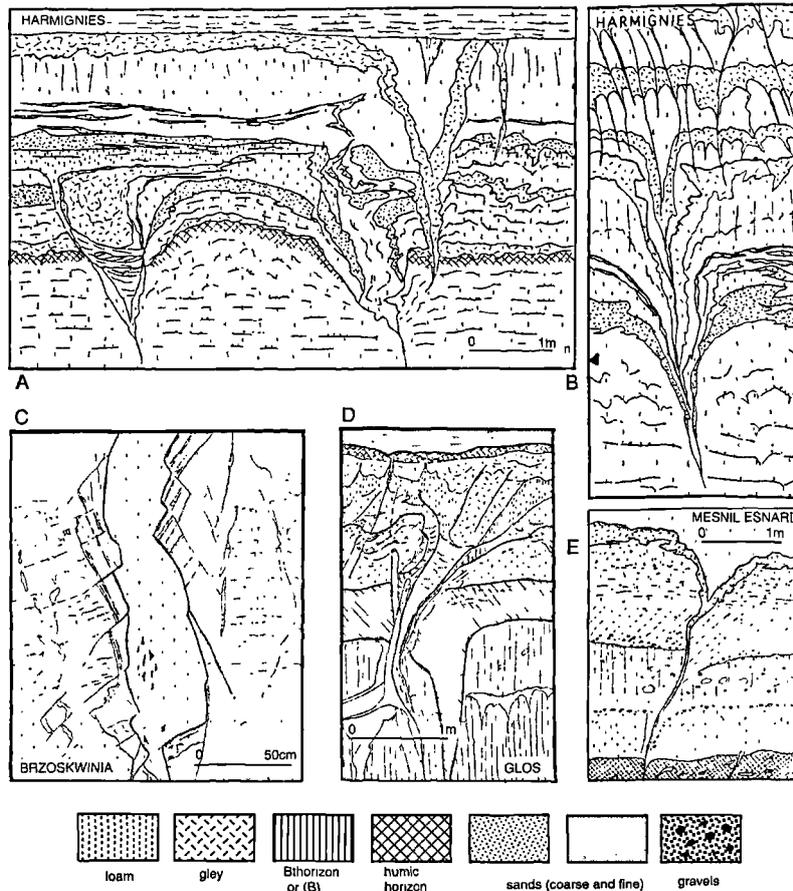


Fig. 1. — Ice wedge cast in Upper Pleistocene loesses, Western Europe (from Haesaerts and Van Vliet, 1981 ; Van Vliet-Lanoë, 1988).

Fig. 1. — Pseudomorphoses de coins de glace dans des loess du Pléistocène supérieur, Europe de l'Ouest

Several preliminary remarks are necessary before using present-day features as proxies for the past. The climate context in European Pleniglacial deposits was drastically different from the Arctic today. Precipitation was low, vegetation prostrated but with dominant grasses, biological productivity was low and seasonal contrast limited by comparison with the Arctic Active forms are essentially Holocene in the investigated regions, formerly glaciated. Most of them developed during the second half of the Holocene, recording in their morphology the cooling by steps effective since 4500 years BP and the warming events of the Roman and Viking times and the early XX^e century. The early Holocene permafrost table is richer in ice (Plate a; Mackay, 1974; Burn, 1990) than the Late Holocene and mostly the Pleniglacial one (Van Vliet-Lanoë, 1998). The observed degradation figures are probably larger than the Pleniglacial one.

As palaeopedology, even for Holocene outcrops, can give short living climate fluctuations with a good resolution, it should be interesting to decrypt palaeo-thermokarst forms of ice and soil wedges cast with this first aim (fig.1 and 2). As unfrozen soil use to record with fidelity small variation in climate in form of drainage, thermal, vegetation or biological changes, it should be interesting to follow the mechanism and

the history of deformation related with ice and soil wedge growth and decay within the active layer. Alternating phases of rigidity (frozen) and plasticity (thaw) will control the dynamic of the degradation. Differential frost heave and moisture content will control further cryogenic diagenesis of the form.

II. — METHODOLOGY

To analyses palaeo-forms, it is necessary to study with the same methodology both active and fossil outcrops. Aerial survey of the topography was controlled at the ground level by local mapping and profiles excavation. Profiles were excavated on polygons, orthogonal to the wedge ditches, with the aim of determining the wedge dynamic and the microstratigraphical record of the peat, soil and aeolian sedimentation in relation with the pattern of the syngenetic deformations within the active layer. Ditches were excavated during summer to the depth of permafrost and allowed to thaw, day after day to penetrate the profile deeper than the permafrost table. Walls of the trenches were cleaned and the water in excess evacuated progressively. The profiles were described and drawn at 1/10 scale with microstratigraphical

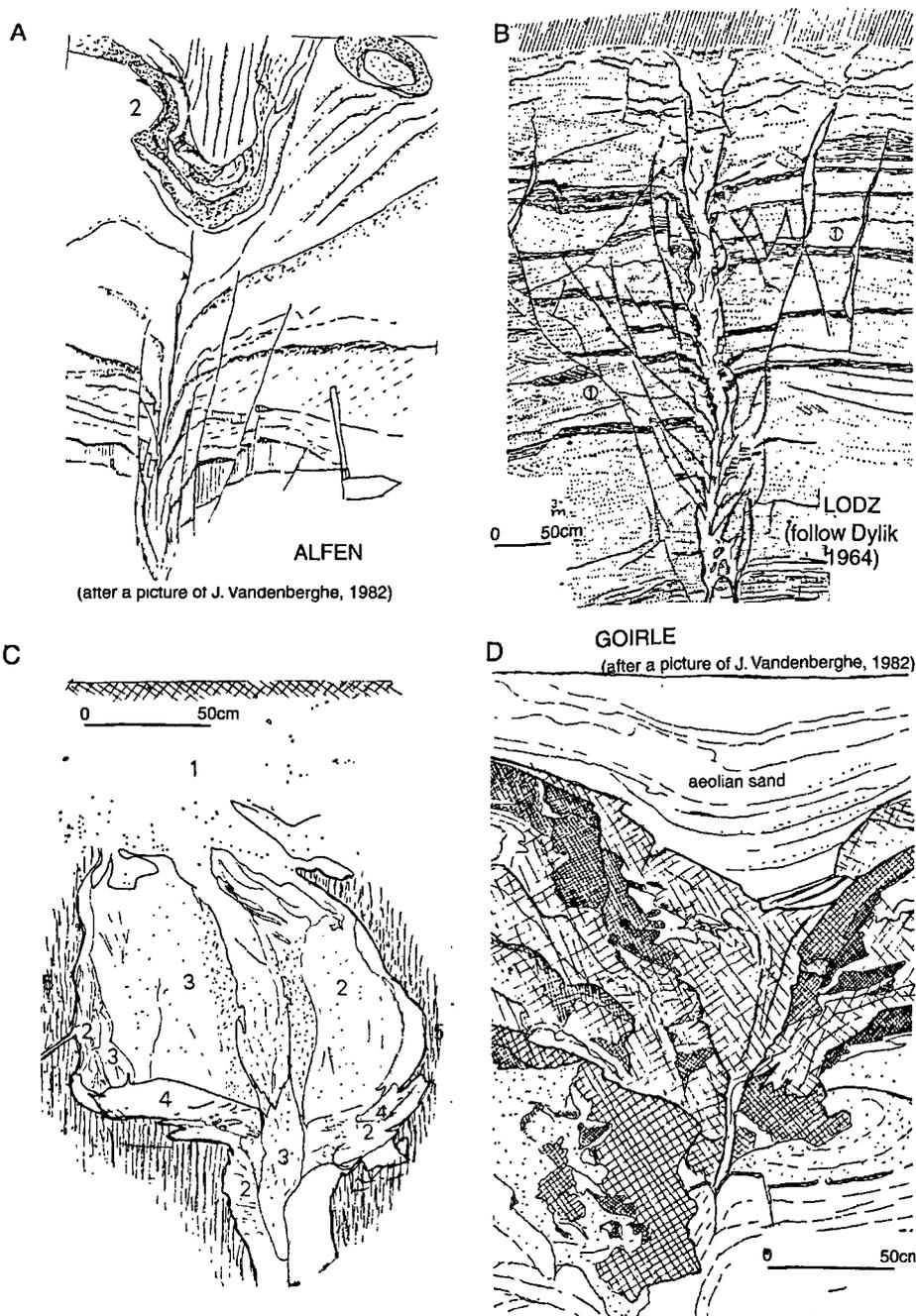


Fig. 2. — Ice and composite wedges casts in Upper Pleistocene sands.

Fig. 2. — Pseudomorphose de coins de glace et coins composites dans des sables du Pléistocène Supérieur.

techniques, pedological description, micropedological sampling. Organic matter was sampled in relation with deformations of the ice wedge for ^{14}C dating. Sites with today active thermokarst or thermokarst morphology and aeolian sedimentation were investigated with the aim to understand the deformation occurring in normal polygonal field. The data obtain in active to subactive conditions are compared to fossil figures provided in France, Belgium, Netherlands, Northern Norway (Andoya) and in Poland.

Sections were handled similarly in Quaternary outcrops, but dating was also provided by OSL (Frechen *et al.*, 2001).

III. — LOCATION AND CLIMATE OF THE SITES.

Chosen sites in Arctic consist in terraces, fluvialite or glaciomarine in origin, developed mostly in stratified sandy

material, and with supply of aeolian sand or loesses. Organic layers and soil horizons trace the deformations.

Salluit region (Canada) extends on the southern shore of the Hudson strait at 63°N in continuous permafrost zone. The area was deglaciated since 8500 BP (Allard and Kasper, 2001) and the upper marine limit reached 250m. Valleys of the Rivière Foucaut and the Rivière-aux-Tourbes were first filled with glacio-marine and further with fluvio-glacial sediments. A preserved system of successive terraces can be observed from 35m to the sea level. Vegetation is low prostrated Arctic tundra. Mean annual temperature is -10°C (Allard and Kasper, 2001) and precipitation reach around 400mm/y. Ice wedges were rather rapidly growing in 1995.

River Boniface (Canada) sector is located at 57°N, 40 km inland, east of the Hudson bay, immediately south of the tree line and at the southern boundary of continuous permafrost. This sector has been deglaciated around 6500 BP and covered by the Tyrrel glaciomarine clays and sands. This area has been deforested by combined action of Holocene climate cooling and fires since 1000 years. Mean annual temperature is -7°C (Payette *et al.*, 1986), permafrost is discontinuous

today and precipitation reaches around 400 mm/y. The wedge casts observed here are peculiar: they developed with a post fire permafrost development, mostly during the Little Ice Age but seems today in a slight reactivation.

Gåsebu site, 6km east of Ny Ålesund (Western Svalbard) is located at 79°N. It has been deglaciated and emerged since about 9000 yrs BP. Vegetation is an high Arctic, prostrated tundra. Mean annual temperature is -6°C, permafrost continuous and precipitation reaches 360 mm/y. Thermal cracking exists here but does not seems to lead to ice wedge development.

Advent valley is located in central Svalbard, east of Longyearbyen, at 78°N. It has been deglaciated around 8000 yrs BP but flooded by the Holocene transgression. Emersion started from about 4000 yrs BP. Climate is more continental than at Ny Ålesund, mean annual temperature is somewhat lower than at Longyearbyen (-8°C) and precipitation lower, reaching probably 200 mm. Ice wedges are discretely active but a warm summer (1993) has induced a thermokarst activity despite former events of fast growth (Svenson, 1977, 1978).

A)

Sites	MAT /Ju./ Ja. °C	P (mm/y)	Permafrost, thickness, cracking	location
NY ÅLESUND (Svalbard) 79°N	-6°/+4°/-13°	360, thick snow cover (>1m), aeolian activity	continuous, 300m weakly effective	glacio-marine terraces +1 to +10m
MIDDLE ADVENT (Svalbard, 78°N)	<-7°C/+8°C min /-16°C max	<200/ thin snow cover, aeolian activity	continuous, 250m very effective, ice wedge growth	fluvio-glacial and glaci-marine (<8000 BP)
SALLUIT (Nunavut) 63°N	-10°/+8.5°/-30	± 400 / thin snow cover, aeolian activity	continuous, 150m highly effective; ice wedge growth	fluvatile , prograding terraces (5000-1500 BP)
RIV.BONIFACE (N.Quebec) 57°N	-7°/+10°/-25	± 400 / irregular snow cover; aeolian activity	discontinue, aggrading, unknown, effective, soil wedge growth	Fluviatile and lacustrine Terraces <6000BP

B)

site	Large ice wedge	Age	Medium	Age	Poorly developed	Age
SALLUIT	1.20 m	35m terrace about 4500 BP	0.50-0.80 m	15 m terrace (>2000 BP)	20-30 cm	Low terrace (>500 BP)
MIDDLE ADVENT VALLEY	2.90 m	>2500 BP (probably 8000 BP)	1.65 m	>2200 BP (probably 4500BP *)	45 cm	<700 BP (probably 200 BP)

Fig. 3. — Characteristics of the different sites. Caractéristiques des différents sites. A) edaphic and climate characteristics of the sites, B) size and dating: Salluit, in Allard and Kasper, 2001; Advent: ¹⁴C on macroremains and (*) from eustatic curve by Landvik *et al.*, 1987.

Fig. 3. —Caractéristiques des différents sites. A) edaphic and climate characteristics of the sites, B) size and dating: Salluit, in Allard and Kasper, 2001; Advent: ¹⁴C on macroremains and (*) from eustatic curve by Landvik *et al.*, 1987.

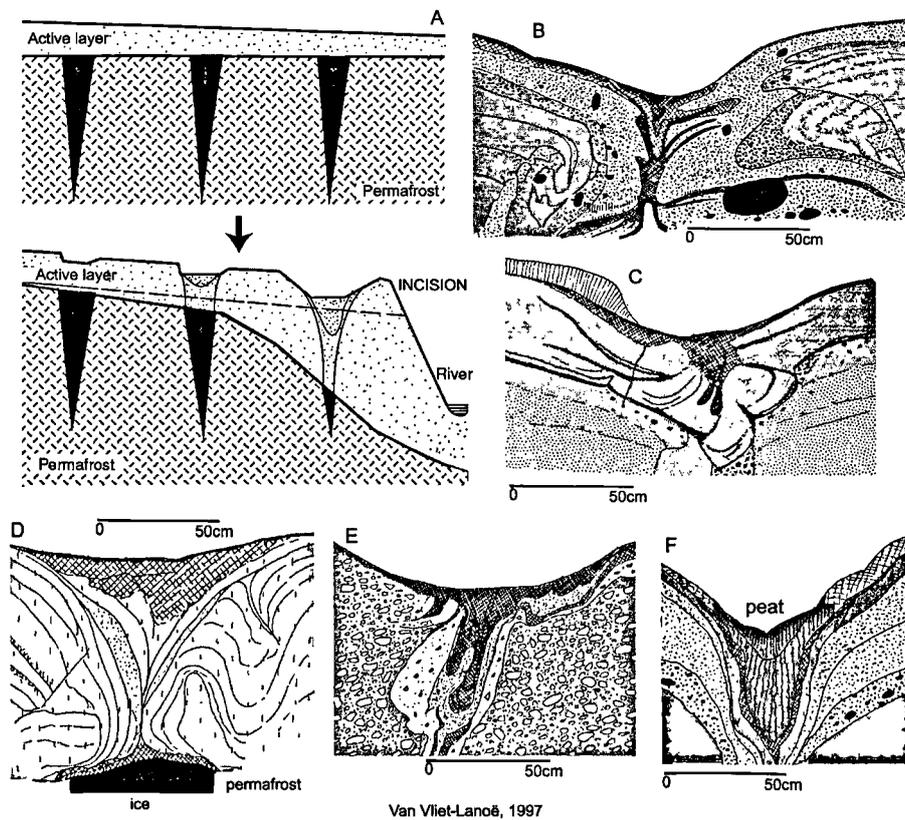


Fig. 4. — a) evolution of the active layer and ice wedge degradation related with a river incision Salluit, Nunavik, Canada); b) detail of the deformation above an active ice wedge in sands Salluit), c) ibidem in the vicinity of the side of a terrace, d) moderate deformation by gentle warming above an active ice wedge in loess (Advent, Svalbard), e) deformation in waterlogged site above an ice wedge in gravels (Gåsebu, Svalbard), f) moderate deformation by gentle warming in moist gravels with peat above an active ice wedge, lower terrace (Salluit).

Fig. 4. — a) évolution de la couche active et d'un coin de glace en relation avec l'incision d'une rivière; b) détail de la déformation à l'aplomb d'un coin de glace sur sable; c) ibidem à proximité d'un rebord de terrasse sur sable; e) déformation en contexte engorgé à l'aplomb de graviers; f) déformation modérée à l'aplomb d'un coin de glace, associé à un rechauffement modeste dans des graviers sous tourbe.

IV. — DATA

At Salluit, along the Rivière Foucault valley, thermal cracks polygons occur primarily in fresh fluvial sediments, in period of low water at the upper tide limit (photo b; Van Vliet-Lanoë, 1999; Allard and Kasper, 2001). In this zone, polygons of about 8m in diameter develop in winter in sandy material lacking an insulating vegetation cover and rich enough in ice to promote thermal cracking. In the tidal zone, cracking is not observed.

On terraces, from aerial prospecting, giant primary polygonal net can be observed related with ice wedge, rather orthogonal with the sedimentation pattern in alluvial plain or the slope as commonly observed. This net seems to be the oldest and the largest. They develop probably when the terrace was low in the landscape and the sediment was ice rich below more or less peaty soils. Such wedges revealed to be giant in profile (up to 1 m80 width, fig.8) with a very complex sediment microstratigraphy and deformations. These wedges are relatively wide with respect to their apparent depth.

Other fissures net of smaller size developed afterwards generally associated with smaller wedges, some 80 cm wide,

sometimes with none. Polygonal pattern developing in sandy gravel show today a smaller size, related with high centre morphology and no ice wedges. In some sites ice wedges develop in the immediately adjacent siltier field. Large retrogressive thermokarst incisions cut the oldest net from the edges of the terraces, even at rather low altitude (+8m). On the edge of the terraces, not attacked by thermokarst, polygonal net ends at a few metres from the boundary. This is probably the result of a lowering of moisture content in the frozen active layer and in the upper permafrost resulting from lateral soil and fissure drainage and from a consecutive deeper thaw (fig. 4). This leads with time to the absence of ice wedge and/or the progressive melting of the preexisting ice wedge. Nevertheless, ice wedge can develop on the lower part of slope in relation with lateral moisture arrival by seepage.

One site, located on the highest terrace, very close to a zone of erosion by the river, was very interesting to follow very rapid thermokarst in sands and its relation with aeolian dynamic (fig.5; plate d).

At Gåsebu (Ny Ålesund, Svalbard), polygonal nets are rather clear in the field but in section no evidence of large ice wedge was found. Sand wedges lacking vertical stratification exist.

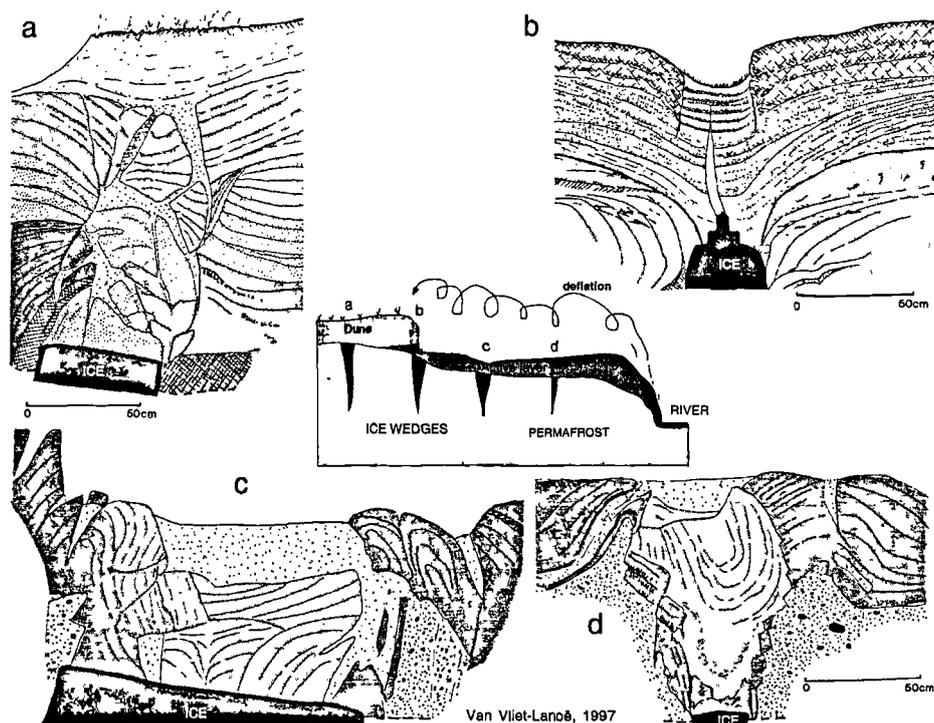


Fig. 5. — Different types of collapse above an ice wedge in sands (Salluit, Nunavik, Canada): a) associated with a continuous aeolian importation, b) dry collapse in a dune field, c) fast collapse related to dune erosion (see photo d), d) slow collapse with differential frost heave related to valley incision.

Fig. 5. — Différents types d'effondrement à l'aplomb d'un coin de glace dans du sable: a) en association avec un apport éolien continu; b) effondrement à sec dans un champ de dune, c) effondrement rapide lié à une érosion de la dune.

In the Advent, fieldwork showed very clear forms both by aerial prospecting and sections. Polygonal nets develop in low valley (plate f), on some terraces and in relation with pingo growth such as the Innerhytta pingo. Moreover, their development was in connection with loessic sedimentation in which macro-remains were found, allowing ^{14}C dating in a zone normally polluted by coal dust. These forms are more recent than those described at Salluit. In section, the trace of a recent short warming event was clearly visible in form of superficial collapse at the level of the ice wedge s.s. and of normal faults.

At Boniface, the features observed in systematic sections were much larger and complex than those described by Jetchik and Allard (1990) some 50 km northward (sand on till). All of them belong the sand and soil wedges types. They were all linked with local permafrost and showed for several of them the traces of a higher position of the permafrost table (fig. 9b). The permafrost table is probably at 120-150 cm at the end of summer. The height of the wedges is generally smaller than 2 m, and their base is often multi-digitated. One section showed evidence of synsedimentary microseismicity (fig. 10c, 20cm above the permafrost table). Most of the sections showed evidences of active cryoturbations syngenetic with the wedge growth (fig. 10a). Thermal cracking is not necessarily vertical and cryoturbation develops in the furrow synchronous with the lowering of the permafrost table (fig. 9d and 10b). This confirms the observation performed at Heitatievat (Lapland) in a sporadic permafrost environment (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1993)

V. — DISCUSSION

In the literature, a lot of wedge-like features have been attributed to ice wedge only, to sand wedge only or to cryoturbation only. These data shows that in an environment rich in ice, ice wedge, composite sand/ice wedge or sand /soil wedge can form. These observations are complementary with those of Dijkemans at Sondre Strømfjord (1989, MAAT -6°C ; 130 mm/y), showing that even in a very dry environment ice wedge and sand wedge can form, during the Little Ice Age period at the present boundary of discontinuous/continuous permafrost.

To induce in sediment an efficient thermal cracking, high ice content is basically necessary, as ice display the largest coefficient of thermal retraction compare to other natural material ($68.14 \cdot 10^{-6}/^{\circ}\text{C}$ at 0°C ; $678.48 \cdot 10^{-6}/^{\circ}\text{C}$ at -20°C). Ice wedges develop easily in frozen peat, in highly frost susceptible material such as clay loam, silts, mostly in waterlogged conditions. In sandy or gravely sands, the drainage is prevailing. Ice veins and initial thermal nets develop during low water in alluvial plain or beaches. In heterogeneous alluvium, ice wedges often develop oblique, dipping toward the ice richest substratum, without any soil creep deformation.

In peatland, ice wedges are frequent and develop on all the surfaces, even on slopes (Romanovskii, 1976). Opposite, in the other conditions, with a thin peat only, ice wedges develop in down slope position, in wet lowlands, on

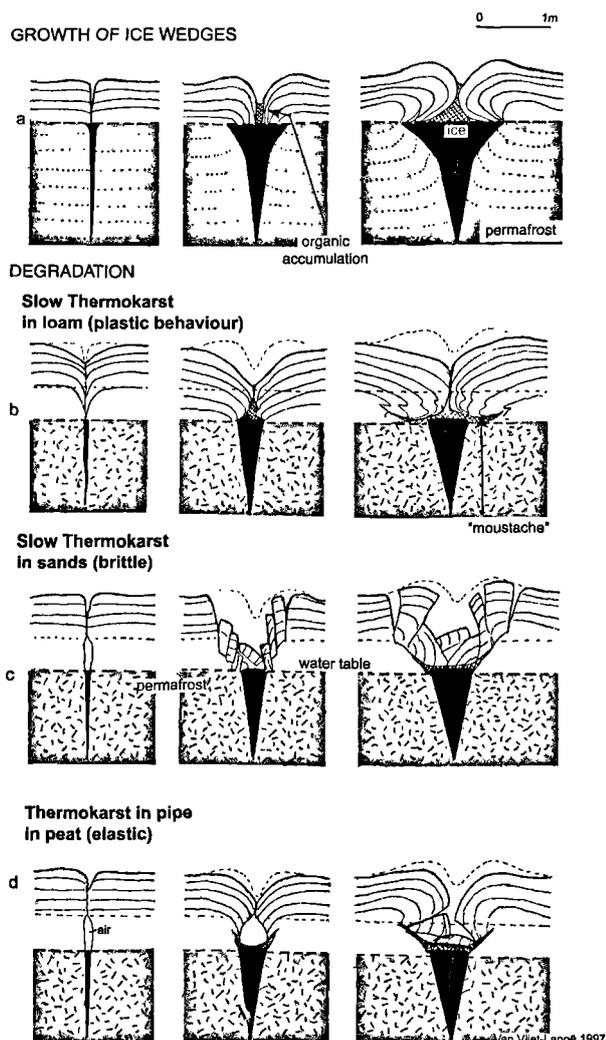


Fig. 6. — Modelling of deformations of the active layer related with the growth and decay of ice wedges on various substrata. The stippled lines: former topography and permafrost table.

Fig. 6. — Modélisation des déformations de la couche active en relation avec la croissance et la dégradation des coins de glace sur différents substrats. Les pointillés correspondent à l'ancienne topographie et à l'ancienne position du sommet du pergélisol.

poorly drained plateaux and in frost susceptible substrata, in relation with a deeper thaw penetration as in Central Spitzberg (Advent). This means that in discretely vegetated and arid Pleistocene environment, ice wedge polygons only develop in waterlogged sites.

Thermal contraction also needs abrupt cooling larger than 10°C within a few hours to develop (Lachenbruch, 1966). The occurrence of a thick snow cover will limit the process as at Gåsebu, in Western Svalbard. This means that even with permafrost, the thermal contraction will only develop in peculiar conditions: ice rich temporarily (Svenson, 1977,1978) or permanently frozen ground (Burn, 1990). The observations of Mackay (1992) show that the thermal fissure is not always filled with ice in spring and that it is not necessarily record in term of ice wedge growth, despite favourable climate conditions. Also the thermal fissure does

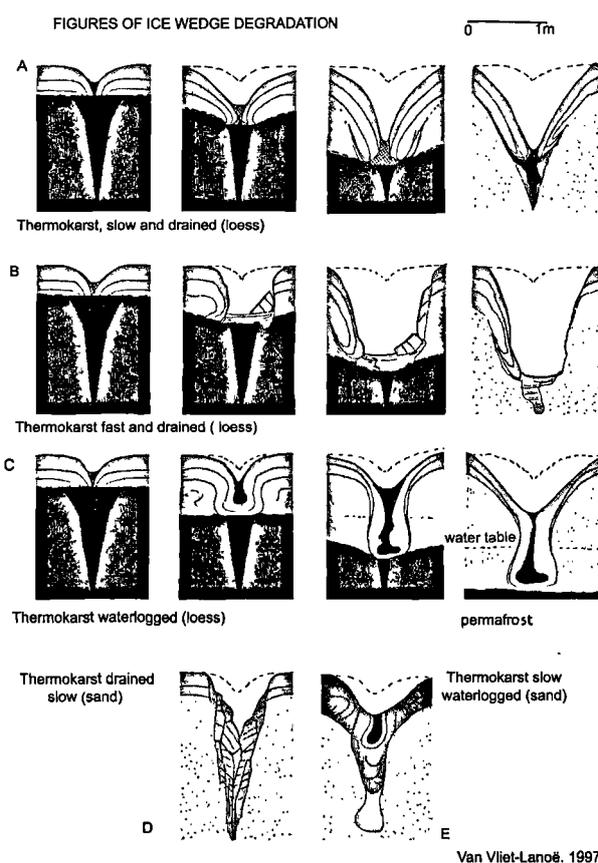


Fig. 7. — Modelling of some deformations of the active layer related with the decay of ice wedges related with the combination of drainage, substratum and rapidity of the degradation.

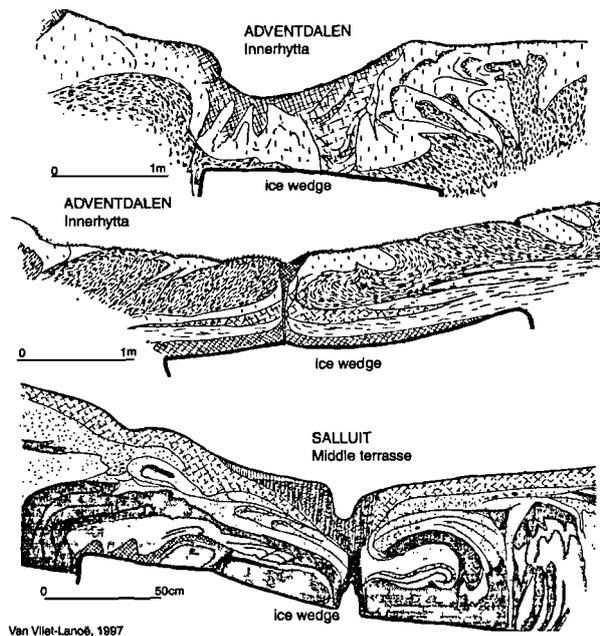
Fig. 7. — Modélisation de la dégradation des coins de glace en relation avec le drainage, le substrat et la vitesse de la dégradation.

not necessarily open at the same place; it can shift of several decimetres in relation with the thickness and the spreading of the snow cover. Many edges of polygons display evidences of wind abrasion (Advent, Salluit), with an aeolian supply in the furrow.

The location of the thermal fissure can move with

- 1) frost creep of one of the lateral bulges, in connection with the orientation (snow bank at Salluit and Boniface),
- 2) with the location at depth of ice rich bodies and the rheology of the net (Mackay, 1992)
- 3) with the pedosedimentary history of the net (growth-decay phases with aeolian or alluvial aggradation),
- 4) with the permafrost evolution in relation with thaw or ice recharge in the permafrost table during warmer and wetter events, modifying the rheology of the permafrost-wedge couple. This is peculiarly sensitive in environments not saturated in ice.

On a same surface, the oldest forms of the nets, commonly the most active (Advent, Salluit), are the largest, the secondary forms often orthogonal to the main net but the tertiary forms are much less solicited and thinner (fig. 3b).



Van Vliet-Lanoë, 1997

Fig. 8. — Holocene complex forms associated with very large ice wedges (see plate c).

Fig. 8. — Formes holocènes complexes associées à des coins de glace très larges.

The co-existence in a same site of nets at various meshes is not systematically the signature of events successive with time; the best argument of superposition will be through cutting. For Mackay (1992) the significant climate signal is an active net, whose the signature will be the occurrence of several casts in cross section.

Development of the deformation in the active layer

Active ice wedges on coarse alluvium need to develop an impermeable layer at depth such as a permafrost table and its preservation during the isostatic or eustatic evolution of the river net. On a terrace side such as Salluit or at Gåsebu (fig. 4), the summer thaw depth increases toward the slope and the wedge casting evolves by differential frost heave in connection with a relative lowering of the water table. This type of deformation is the same with the bulge -wedge furrow- bulge system, or by differential heave and thaw induced by the occurrence of snow that of cryoturbation.

In most of the cases, as the wedge widens by ice fill in spring time, the active layer dilates horizontally from the surface to the depth, related with the progressive release of the compression with warming and thaw. It tends to close the fissure. As drainage proceeds also during thaw, the fissure remains open except in the lower active layer. A progressive shearing occurs at the contact between the average top of the ice wedge.

Another deformation process will be frost creep induced or by differential frost heave related to the geometry of banks. Displacement will be progressive, usually stretching the organic/mineral layering.

A late type of deformation will be collapse, plastic or brittle, in connection with ice wedge thaw (plate c).

1) Ice wedge growth

Within the permafrost, growth figures are well known and described as layer up turning at the contact of the ice wedge (Black, 1976; Romanovskii, 1985). Nevertheless similar deformations are observed with sand wedges (Péwé, 1959; Coutard *et al.*, 1991), without being necessarily indicative of continuous permafrost. It results essentially of the result of lateral pressure also visible in swelling clays (Butzer, 1971).

Opposite, in the active layer, layers show a down turning, developing with size, low degradation and ageing of the form. This is episodically mentioned by several authors but never explained. It results from a wet creep of the active layer in connection with the development of the ice wedge s.s. (fig. 6a). At Salluit, an organic fill develops in the wedge crack in summer (bacteria, algae, diatoms), further squeezed between the lateral bulges (fig. 4b and d). In a site with loess import with low vegetation production such as in the Advent, the wedge crack is fill by sediment in association with rill wash; it can be accentuated by aeolian fill of the furrow and fixation by vegetation on the lateral bulges (fig. 5b)

2) Abrupt thermokarst

During abrupt warming, as in Late Glacial or early Holocene (Hyatt, 1990; Solovyev, 1973), the thaw of the ice wedge is very fast and induces collapse features, piping (fig 6d) and suffosion at the level of the permafrost table, with excavation of a real net of thermokarst under tick peat (Murton and French, 1993). Stratified sedimentation develops locally by lateral erosion (Hyatt, 1990). Lateral slides of the bulges and liquefaction develop in association with narrow zigzagging gullies, known as badjaraks in Yakoutia (Solovyev, 1973). In the Advent, the important warming of summer 1993 led to a 20 cm normal collapse of the furrow compared to the bulges, with vertical to bend microfaults at the other edges of the ice wedge s.s. (plate c) . This collapse process induces upwards injections of plastic thawed material along it evolving further in mudboils and stretched towards the furrow by frost creep (fig. 8), leading with the Holocene complex climate story to some times very complicated deformations.

3) Slow thermokarst

With a milder warming or a retrogressive thermokarst related to a valley incision (fig. 4), deformations are more progressive, in direct relation with the rheological properties of the sediments and the initial size of the ice wedge. As thaw season proceeds slowly, at least during two months at Salluit and in the Advent, drainage is often effective with the penetration of thaw.

In highly frost susceptible material as loam or clay loam, the collapse is progressive with stretching of the down turned strata (fig. 6b). The organic or sedimentary fill is buried and stretched in form of "moustaches" with the sinking and rotation of the benches of the furrow.

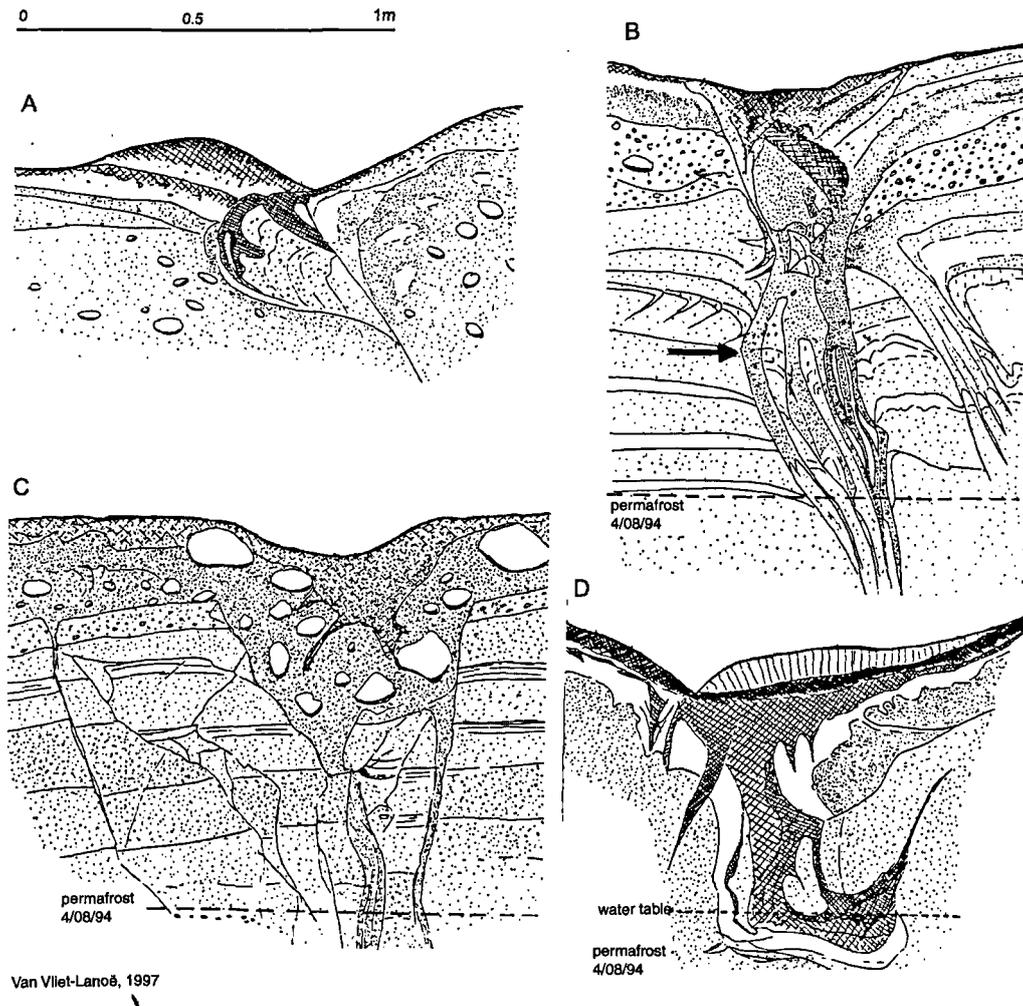


Fig. 9. — Types of sand, composite or soil wedges observed in sands in a same region : Little Ice Age record at Rivière Boniface (N.Québec).

Fig. 9. — Type de coins de sables, de formes composites et de coins de sols dans une même région : l'enregistrement du Petit Age Glaciaire à Rivière Boniface (N.Québec)

When the material is not frost susceptible, as in sands, and with a brittle comportment when drained, 3 cases may occur. Or the crack remains as an open fissure, coated by bacterial iron hydroxides, collapses in blocks (brittle when drained) when the wedge is wide (fig. 6c) or it sinks plastically in form of pocket when the material is moist and thus subject to differential frost heave and at thaw to gravity.

When the material is peaty, it behaves as a flexible matter, more or less drained. Here also, 3 types of deformations are observed : 1) a simple sink, when the organic is thin (<20cm) and the wedge not too wide, 2) formation of a gutter at the top of the ice when the wedge is not too wide (20 < <60cm), a collapse with fractures with wide wedge (>60cm) and thick peat (fig. 6d).

When the degradation goes further, the created features evolve in the same way. The pockets-like fill stretches downward by combination of differential frost heave and gravity at thaw, sometimes spreading laterally at the level of a temporarily stabilised permafrost table (fig. 8). These pocket-like fill may replace at depth superficial dry collapse,

in relation with a new position the water table above the permafrost.

4) Transitional forms: sand wedges soil wedges and composite wedges

A Boniface, systematic sectioning of a polygonal pattern proved the transition from classical sand wedges, vertically stratified, in drained upslope (fig. 9a, 10a) to composite wedges downslope (fig.10bc) or even true ice wedge when the polygon reached a frost susceptible substratum (fig.9d). On a same furrow, the variability is very important. The drainage at thaw may induce sometimes lateral erosion and suffosion at downslope (fig.10). These observations confirm those of Romanovskii (1985) in hypercontinental region and extend it to oceanic regions.

5) Deformations as climate change proxies

In the Arctic, the analysis of ice wedge deformation allows to analyse the steps of permafrost aggradation during

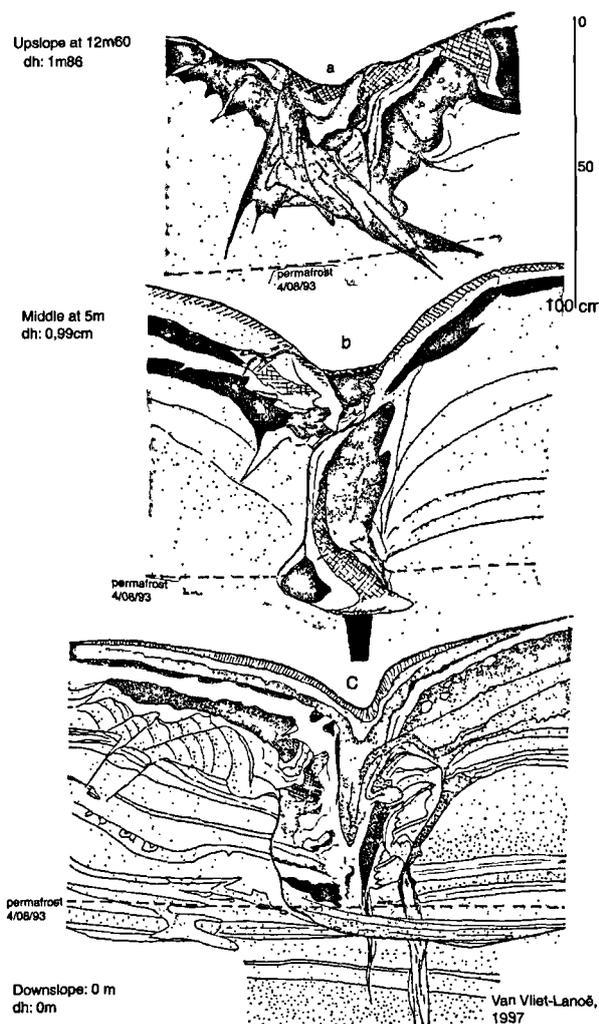


Fig. 10. — Successive sections following one wedge furrow in sands, at Rivière Boniface (N. Québec). Notice deformations by differential frost heave, load and suffosion in downslope position.

Fig. 10. — Coupes successives le long d'un même fosse sur sables, Rivières Boniface (N. Québec). Noter les déformations by gonflement cryogénique différentiel, charge et suffosion pour la coupe aval.

the second part of the Holocene (fig. 11), in connection with soils development and aeolian sedimentation. ¹⁴C dating consolidates this reading.

On the base of our observations, several criteria may be use as proxies' definitions for Pleniglacial features at Mid Latitude, validating and completing with degradation features the sketch proposed by Romanovskii (1985). For palaeoforms, the role of precipitation is important to understand the storage in ice in the paleo-permafrost table, the thermal cracking capability and the potential thickness of the snow cover. The traces of ice lenses (Van Vliet-Lanoë, 1985, 1999) and vegetation proxies (Guiot *et al.*, 1989) are complementary.

Observations at Salluit shows that in a same place, because of the successive low intensity warming and cooling events recorded during the second part of the Holocene, growing ice wedges may function in parallel with fossil or

decaying forms as also observed by Mackay (1992) and Lewkowicz (1994).

Several types of thermal cracking features may be observed in Quaternary sections.

a) Ice wedge casts in loesses. These are often V shaped, enhanced by soliflucted bleached loess (tundra gley), often marked by shrub rooting traces (fig. 1). The fill is aeolian massive and the base is multi-digitated (Van Vliet-Lanoë, 1996). North of the Alps, they occur in large plateau or in low valley position but lack south of them (Cremaschi and Van Vliet-Lanoë, 1990). North of the Seine River, they are organised in net of 15 to 35m in mesh), but are more seldom south of it (Lautridou and Sommé, 1982).

b) Ice wedge cast in sands have been described in NW Europe lowlands and valley fills (Dylik and Maarleveld, 1976; Böse, 1992). They are V shaped, with micro-faulted walls, more rarely stretched by frost creep and the base is multistipped (Van Vliet-Lanoë, 1996). A pocket deformation exists in the furrow and the fill is often horizontally stratified and further deformed.

c) Classical sand wedges, with vertically laminated fill are commonly described in zones with aeolian sandy drift during the Weichselian (Böse, 1992) and in the vicinity of ice sheets (Kölstrup, 1986). They are classically attributed to a very arid context. At Andøya (Revesneset, N. Norway), sand wedges develop on a wash-over fan, probably during the Younger Dryas (photo e).

d) Soil wedges nearly always occur in clays or clay loam or highly frost susceptible substratum. Their base is simple, their size small (<1 m 50), the fill is local (colluvium) or aeolian, often slightly less frost susceptible than the walls. They are organised rarely in polygons of rather small mesh (<5 m).

e) On terraces, forms are various: ice wedge cast filled with loess, sand wedges or gravel wedges. When the fine matrix of the terrace conglomerate is clayey, classical ice wedges are deformed by differential frost heave.

Forms commonly observed in loesses in Western Europe (Haesaerts and Van Vliet, 1981; Sommé and Lautridou, 1981) or in the States (Mears, 1981; Wayne and Guthrie, 1993) are very small (2 to 2.5 m) compared with those of the present-day Arctic. Their width exceeded rarely 50 cm at the level of the permafrost table: these ice wedges represent short live events (centuries), very dry or sporadically active environments (Van Vliet-Lanoë, 1996; Frechen *et al.*, 2001). Degradation forms are mostly the result of a slow, dry degradation probably induced by short and gentle climate warming such as the Dansgaard-Oeschger and Heinrich Events (Van Vliet-Lanoë, 1996; Frechen *et al.*, 2001).

Pleniglacial permafrost was poor in ice in the loess belt: some features observed at Ans (Belgium, Pissart and Macar, 1982), at Brzoskwinia (Poland, fig.1 c) and at Glos (Normandie; Van Vliet-Lanoë, 1988, 1999) show evidences of dry collapse prior to the massive loess fill of the ice wedge cast. Opposite, Western France, Southern Britain and the Northern Alpine forelands had permafrost richer in ice, with scarce ice wedge nets, probably in relation with the frequency of a thick snow cover in winter. Abrupt thermokarst were exceptional in Western Europe, associated with H4 (fig.1 a)

CHRONOLOGY		Svalbard 78°N	Scandinavia 68-69°N	N.Iceland 62°N	N.Quebec 57 à 63 °N	Summer Insolation (Berger, 1979)	
SUBATLANTIC	1950	niveo-aeolian	aeolian , cryo- turbation & pounus solifluction	gullies incision aeolian , thufur, solifluction	aeolian, sand wedges, palsas, solifluction		
	1910	aeolian and niveo-aeolian	stabilisation	gullies incision aeolian , thufur, solifluction	stabilisation		
	1750			aeolian , thufur, solifluction			
				aeolian , cryo- turbation & pounus, thermal cracking			aeolian , thufur, thermal contraction
	1000 - 1450 AC	stabilisation	warming fires	landscape stabilisation	warming fires		
		aeolian	cryoturbations	aeolian, thufurs			
	450 - 800 AC	stabilisation	stabilisation				
	reactivation of erosion and deflation, growth of the second generation of pingo, ice wedge activity	?	thufur growth aeolian peat	ice wedge activity			
SUBBOREAL	3000 - 2600BP	muck and peat	peat	gyttja and peat	peat		
	4500 BP	growth of large pingo and ice wedge activity	cryoturbations, palsas growth	thufur growth aeolian	ice wedge growth palsas growth		
ATLANTIC (Hypsithermal)		sandur stabilisation emersion	pedogenesis	gullies incision pedogenesis	pedogenesis	Van Vliet-Lanoë, 1998	

Fig. 11. — Timing of ice wedge growth during the late Holocene and aeolian sedimentation, Northern Atlantic regions.

Fig. 11. — Chronologie de la croissance des coins de glace et de la sédimentation holocène pour les régions nord-atlantiques (Van Vliet-Lanoë, 1998)

and H1 Heinrich events (Frechen *et al.*, 2001), but more frequent to the East, in Poland and Russia (Velichko *et al.*, 1984).

In the cover sand belt, similar observations can be done. Most of the features observed in the vicinity of ice caps belong to the sand wedges, composite wedges and soil wedges as today in Svalbard, during the Younger Dryas at Andoya or inside of the Weichselian (Kölstrup, 1986, - 1993) or Laurentian ice sheet extents (Dionne, 1971). These features are not much stronger developed than those formed during the Little Ice Age at Boniface, except those observed immediately south of the Scandinavian Ice Sheet (Kölstrup, 1993, fig. 2). These show a complexity similar with the middle Holocene forms. These observed in the upper Pleniglacial of Netherlands by Vandenberghe (1992) show a slow thermokarst synchronous with an aeolian aggradation (fig. 2).

In clayey soils, soil wedges or massive small sandy wedges, often confused with ice wedge casts (Vandenberghe, 1992; Vandenberghe and Kasse, 1993) are only indicative of deep seasonal frost as observed in Lapland (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1993).

In present-day Peri-Atlantic regions, aeolian deposition is commonly active in the same time as ice wedge degradation but also (re) activity (fig.11). In fossil forms such as in loess or sand belts, it is mostly the case after the degradation, especially during the fast sedimentation after H3 and H1 Heinrich events (Frechen *et al.*, 2001). A short warming will induce normally higher temperature and induce gentle thermokarst (Van Vliet-Lanoë, 1988) but also a rise in precipitation, vegetation development and river activity.

(photo f). In late summer as in Svalbard today, aeolian activity should mobilise sands and loesses with increasing intensity as the climate cool down again. In zone with niveo-aeolian activity like in Western Svalbard (Van Vliet-Lanoë, 1988) or in NE Greenland (Dijkemans 1989; Christiansen, 1998), snowdrift mostly occurs in winter leading to composite fill of the furrow, inducing after thaw to a composite or massive wedge cast. This allows further deformation by differential frost heave in winter or spring and gravitational sink in summer. This leads to pocket like deformation, especially during years with a thermal cracking limited by the presence of a thick snow cover.

VI. — CONCLUSION

The deformations observed during slow degradation of ice, sand or composite wedges follow the rheological compartment in unfrozen state when dry and the differential frost heave when moist. In the Arctic, the analysis of ice wedge deformation allows to analyse the steps of permafrost aggradation during the second part of the Holocene in connection with soils development and aeolian sedimentation. The observations performed in present-day Arctic allow a better understanding of the palaeo-climates controlling the growth and decay of Pleistocene ice wedges at Mid Latitude. True ice wedges are in Western Europe and States short-life features, related with an ice poor permafrost. It allows also a better understanding of the palaeo-permafrost properties, now in a better conformity with palynological (Guyot *et al.*, 1989) or paleopedological proxies (Van Vliet-Lanoë, 1989; - et al, 1993).

By opposition with the Late Glacial and the Early Holocene, abrupt thermokarst is uncommon both during the Holocene in the Peri-Atlantic regions and during the Pleniglacial at Mid Latitude, except in ultracontinental regions.

Aknowledgments. — This work has been supported by the GDR 49 Centre d'Etudes Arctiques du CNRS and the Fondation

Franco-Norvégienne for the field work in Svalbard performed from 1982 to 1994. The GDRE Environnements Polaires du CNRS funded the complementary analysis from 1992. This work has also be supported by a cooperation with the Centre d'Etudes Nordiques of the Laval University at Québec, especially with Serge Payette, Michel Allard respectively during summers 1993 (Boniface) and 1990 (Salluit). We thanks also gratefully Chris Burn (Carleton University, Ottawa) who provided the permafrost view of the photo plate.

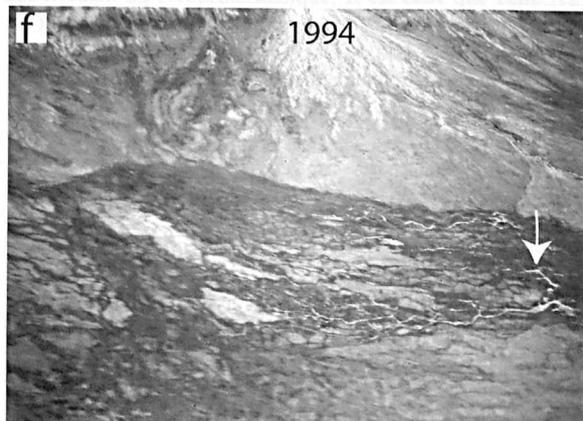
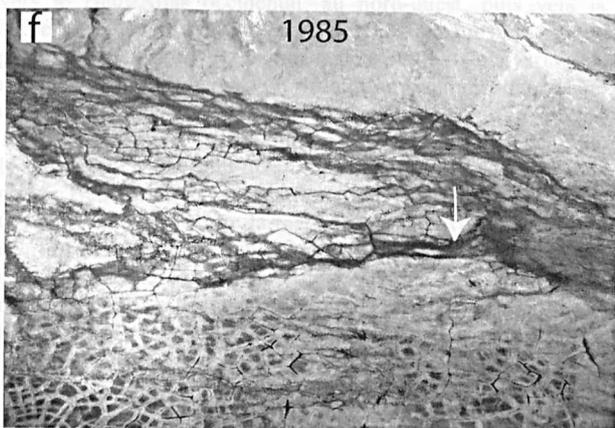
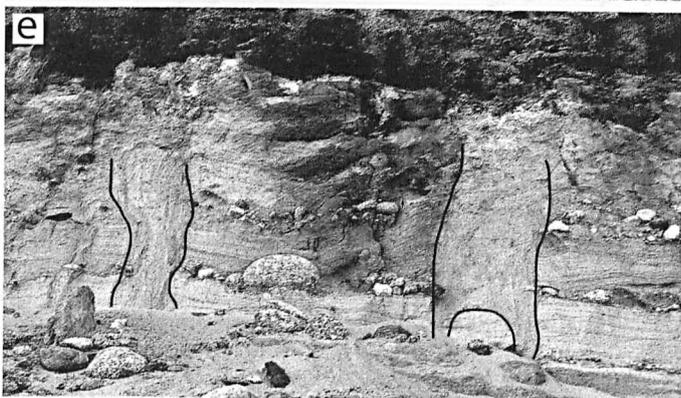
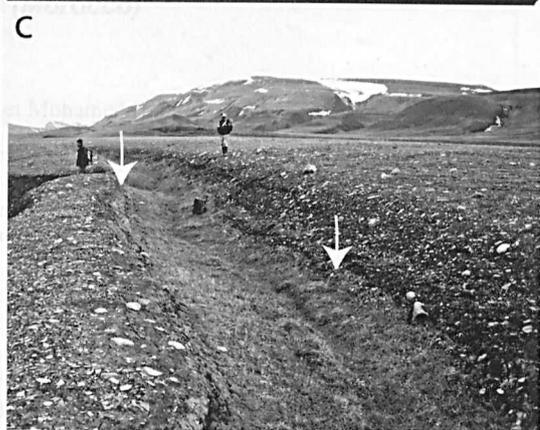
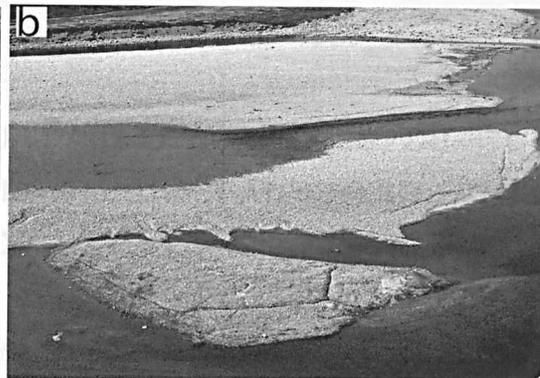
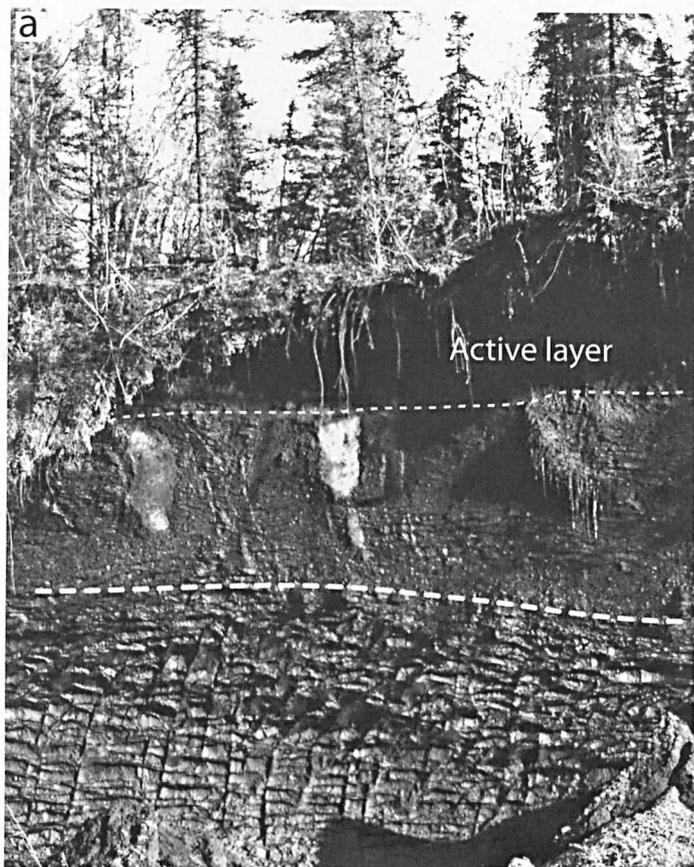
BIBLIOGRAPHY

- ALLARD M. and KASPER J. (2001). - Holocene climatic changes as detected by growth and decay of ice wedges on the southern shore of Hudson Strait, northern Québec, Canada. *Holocene* 11, 5: 563-578.
- BERGER A. (1979). — Insolation signature of quaternary climate changes. *Il Nuovo Cimento*, Milano, 2, 1: 63-87
- BLACK R.F. (1976). — Periglacial features indicative of permafrost: ice and soil wedges. *Quaternary Res.*, 6, 3-26
- BÖSE M. (1991). — A palaeoclimatic interpretation of frost-wedge casts and aeolian sand deposits in the lowlands between Rhine and Vistula in the Upper Pleniglacial and Late Glacial. *Zeits. Geomorph. N.F.*, suppl. Bd 90: 15-28
- BURN C.R. (1990). — Implications for palaeo-environmental reconstruction of recent ice-wedge development at Mayo, Yukon territory. *Permafrost and Periglacial Proc.*, 1, 3-14.
- BUTZER K. (1971). — Recent history of an Ethiopian delta. Research Paper, Department of Geography, University of Chicago, 136, 184p.
- CHRISTIANSEN H.H. (1998). — Nivations forms and processes in unconsolidated sediments, NE Greenland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 751-760.
- COUTARD J.P., VAN VLIET-LANOË B. and CLET M. (1991). — Les fentes de gel et coins de glace de Lessay (Manche). *Bull. Soc. Linn. Normandie*. 114-115, 69-78.
- CREMASCHI M., VAN VLIET-LANOË B. (1990). — Traces of frost activity and ice segregation in Pleistocene loess deposits of Northern Italy. Deep seasonal freezing or permafrost? *Quater. Inter.*, 5, 39-48.
- DIJKEMANS J. (1989). — Frost wedges in an eolian sand sheet near Sondre Stromfjord, W.Greenland and their paleoenvironmental implications. *Zeits. Geomorph. N.F.* 33, 339-353.
- DIONNE J.C. (1971). — Fentes de cryoturbation tardiglaciaires dans la région de Québec. *Rev. Geogr. Montr.*, 25, 3: 245-264
- DYLIK J. and MAARLEVELD G. (1976). — Frost cracks, frost fissures and related polygons. A summary of the literature of the past decade. *Med. Geol. Sticht.*, n.S., 18.
- FRECHEN M., VAN VLIET-LANOË B. and VANDENHAUTEN P. (2001). — The Upper Pleistocene Loess Record at Harmignies/Belgium - High Resolution Terrestrial Archive of Climate Forcing: *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 173: 175-195
- GUIOT J., PONS A., DE BEAULIEU J.L., and REILLE M. (1989). — A 140000 year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, 338 : 309-313.
- HAESAERTS P. and VAN VLIET-LANOË B. (1981). — Phénomènes périglaciaires et sols fossiles observés à Maisière-Canal, Harmignies et à Rocourt, lors des excursions du 21 et 22 septembre 1978. *Biul. Peryglacialny*. 28., 208-216.
- HARRY D.G. and GOZDZIK J. (1988). — Ice wedges : growth, thaw transformations and palaeoenvironmental significance. *J. Quatern. Sci.*, 3, 39-55.
- HYATT J.A. (1990). — Reconstruction of Holocene periglacial environments in the Panngniturng area based on ice wedge characteristics. *Nordicana*, 54: 17-21, NRC Canada.
- JAHN A. (1970). — Zagadenia strefy peryglacialny. *Panstwo. Wydaw. Nauk.*, Warszawa, 202 p.
- JETCHIK E., and ALLARD M. (1990). — Soil wedge polygons in northern Québec: description and palaeoclimatic significance. *Boreas*, 19, 353-367
- JONES P.D. (1990). — Le climat des mille dernières années. *La Recherche*, 21, 304-312.
- KÖLSTRUP E. (1986). — Reappraisal of the upper Weichselian Periglacial environment from Danish frost wedge casts. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 56: 237-249
- KÖLSTRUP E. (1993). — Complex frost wedge casts as indicators of ice age environmental change. *Würzburger Geogr. Ar.*, 87: 269-282.
- LACHENBRUCH A.H. (1966). — Contraction theory of ice wedge polygons: a qualitative discussion. *Permafrost Intern. Conf. Proc. Nat. Acad. Sc. and Nat. Res. Council USA publ.* 1287, 63-71.
- LAMB H.H. (1984). — Climate and history in Northern Europe and elsewhere. In N.A. Möner and W. Karlen (eds.), "*Climatic Changes on a yearly to millennial basis.*"; Reidel Publ. Comp., 225-240
- LANDVIK J., MANGERUD J., SALVIGSEN O. (1988). — The late Weichselian and Holocene shoreline displacement on the west-central coast of Svalbard. *Polar Research* 5, n.s., 29-44.
- LAUTRIDOU J.P. and SOMMÉ J. (1981). — L'extension des niveaux repères périglaciaires à grandes fentes de gel de la stratigraphie du Pléistocène récent dans la France du Nord Ouest. *Biul. Peryglacialny*, 28, 179-185.
- LEWKOWICZ A.G. (1994). — Ice wedge rejuvenation, Fosheim peninsula, Ellesmere Island. *Permafrost & Periglacial Proc.*, 5 : 251-268.
- MACKAY J.R. (1990). — Some observations on the growth and deformation of epigenetic, syngenetic and anti-syngenetic ice wedges. *Permafrost & Periglacial Proc.*, 1: 15-29.
- MACKAY J.R. (1974). — The rapidity of tundra polygon growth and destruction, Tuktoyartuk Peninsula, Richards Island area, N.W.T. *Geol. Surv. Can. Paper* 74-1, Part A, 391392
- MACKAY J.R. (1992). — The frequency of ice -wedge cracking (1967-1987) at Garry Island, western Arctic coast, Canada. *Canadian J. Earth Sc.*, 29: 236-248.
- MEARS B. (1981). — Periglacial wedges and the Late Pleistocene Environment of Wyoming's Intermontane *Quaternary Res.*, 15: 171-198.

- MURTON J.B. and FRENCH H.M. (1993). — Thaw modification of frost-fissure wedges, Richards Island, Pleistocene Mackensie Delta, Western Arctic Canada. *J. Quater. Sc.*, 8 3: 185-196.
- NASA web site:
http://www.giss.nasa.gov/data/update/gistemp/station_data/
- PAYETTE S., GAUTHIER L., GRENIER Y. (1986). — Dating ice-wedge growth in subarctic peatlands following deforestation. *Nature*, 322, 6081: 724-727
- PEWE T. (1959). — Sand wedge polygons (tesselations) in the Mc Murdo Sound region, Antarctica -a progress report. *Am. Jour.Sc.*, 257, 545-552
- PEWE T. (1966). — Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. *Biuletyn Peryglacialny*, 15, 65-73
- PISSART A., and MACAR P. (1992). — Fentes à remplissage, poches d'effondrement et variation de faciès dans la sablière du Sart Haquet (Bonnelles). *Ann.Soc.Geol. Belgique*, 85,
- ROMANOVSKII N.N. (1976). — The scheme of correlation of polygonal structures. *Biuletyn Peryglacialny*, 26, 287-294.
- ROMANOVSKII N.N. (1985). — Distribution of recently active ice and soil wedges in the USSR. In M.Church and O.Slaymaker (eds) Field and theory - lectures in Geocryology 154-165 pp..
- SEDDON M. and HOLOYAK D. (1985). — Evidence of sustained regional permafrost during deposition of fossiliferous Late Pleistocene river sediments at Stanton Harcourt (Oxfordshire, England). *Proc Geol.Ass.*, 96,53-71
- SOLOVIEV P.A. (1973). — Thermokarst phenomena and landforms due to frost heaving in Central Yakoutia. *Biuletyn Peryglac.* 23:135-55.
- SVENSON H. (1977). — Observations on polygonal fissuring in non-permafrost areas of the Norden Countries. IN H.Poser edit. Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwische Arktis und Äquator. *Abh. Akad. Wiss. Göttigen, Math-Phys.Kl.*, 3 folge,31:63-767
- SVENSON H. (1978). — Ice wedges as a geomorphological indicator of climatic changes. *Danske Meteor. Inst., Klim.Med.*, 4, 9-17.
- VAN VLIET-LANOË B. (1985). — Frost effects in soils. In J. Boardman (ed.), Soil and Quaternary Landscape Evolution, J. Wiley Publ, London., 115-156
- VAN VLIET-LANOË B. (1988). — Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages. Thèse de Doctorat d'Etat, Géographie, option Géomorphologie, Université de Paris I-Sorbonne 1987, Editeur Editec, Caen, 854pp.
- VAN VLIET-LANOË B. (1996). — Relations entre la contraction thermique des sols en Europe du Nord Ouest et la dynamique de l'inlandsis nord-européen au Weichsélien. *C.R.Acad.Sc. Paris*, 322, IIa 461-468
- VAN VLIET-LANOË B. (1998). — Frost and soils : implications for paleosols, paleo-climates and stratigraphy. *Catena*, 34 :157-183.
- VAN VLIET-LANOË B. (1999). — Formes de croissance et de dégradation des coins de glace et de sols actuels. Application au pergélisol quaternaire. *Paleoambiente 1* : 5-23 (still unpublished in 2005)
- VAN VLIET-LANOË B., SEPPALA M. and KAYKHO J (1993). — Dune dynamics and cryoturbations features controlled by Holocene water level change. Hietatievat, Finish Lapland. *Geol.en Mijnb.*, 72: 211-224
- VANDENBERGHE J. (1983). — Ice-wedge casts and involutions as permafrost indicators and their stratigraphic position in the Weichselian. Proc.4th Internat.Permafrost Conf., Fairbanks, Nat. Acad. Press, Washington D.C., 1298-1302.
- VANDENBERGHE J. (1992). — Cryoturbations: a sediment structural analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*. 3:343-352
- VANDENBERGHE J. and KASSE C. (1993). — Periodic ice-wedge formation and weichselian cold-climate floodplain sedimentation in the Netherlands. Sixth Inter. Permafrost Conf., Beijing, 5-9 July, pp. 643-647.
- VELICHKO A.A., BOGUCKI A.B., MOROZOVA T.D., UDARSTEV V.P., KHALCHEVA T.A. and TSATSKIN A.I. (1984). — Periglacial Landscapes of the East European plain. IN "Late Quaternary Environments of the Soviet Union". A.Velichko publ., 95-118.
- WALTERS J. (1994). — Ice-wedge casts and relict polygonal patterned ground in NE Iowa, USA. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5: 269-282.
- WASHBURN A.L. (1979). — Geocryology. A survey of periglacial processes and environment. Arnold Publ. London, 406 p.
- WAYNE W. and GUTHRIE R.S. (1993). — Permafrost and periglacial winds around the Wisconsinian ice margin in the northern plains of the USA. In Permafrost 6th Intern.Conf.Proc., South China Univ.Press, Wushan, 1: 694-699.

EXPLANATION OF PLATE IX

- a) *permafrost section in the Yukon (with the courtesy of C.Burn): notice the thaw unconformity recorded in the permafrost (coarse stippled line); b) thermal cracking in the upper tide zone of the Foucaut River (Salluit, Canada, summer 1990); c) ice wedge collapse with faulting (arrows) in the Middle Advent valley, Svalbard (summer, 1994); d) abrupt collapse above ice wedges, related with dune erosion, Foucaut River (summer 1990). e) Younger Dryas sand wedges in a wash-over fan, Revesnesset (Andoya, Norway); f) Evolution of wedge polygons, river net and vegetation with an increase of precipitation (not a warming), Middle Advent valley (Svalbard): notice the development of stream (arrow), aerial views, in summer.*
- a) pergélisol en coupe (Yukon, photo Chriss Burn) : noter la trace d'un sommet de pergélisol plus profond (pointillé grossier); b) contraction thermique dans l'estuaire interne de la rivière Foucaut, (Salluit Canada); c) effondrement à l'aplomb d'un coin de glace avec failles (flèches) dans la vallée moyenne de l'Advent (Spitzberg); d) effondrement abrupte à l'aplomb de coins de glace dans les dunes érodées de la rivière Foucaut; e) coins de sable du Dryas Récent, Revesnesset (Andoya, Norvège); f) évolution de polygones, du réseau fluvial et de la végétation et une accentuation des précipitations (pas de réchauffement), vallée moyenne de l'Advent (Spitzberg) : noter le développement de la rivière (flèche).



RIFTOGENESE AU CAMBRIEN INFÉRIEUR DANS LE NORD-OUEST DU PALEOGONDWANA. EXEMPLE DE LA MARGE SUD-EST DU HAUT-ATLAS OCCIDENTAL DU MAROC

Early Cambrian rifting in the north-western Palaeogondwana. Example of the south-east margin of the Western High-Atlas (Morocco)

par Abdellatif AARAB (*), André POUCKET (**), et Mohamed BOUABDELLI (***)

Résumé. — Sur la bordure sud-est du Haut-Atlas occidental du Maroc, les terrains sédimentaires du Cambrien inférieur présentent des variations de faciès et d'épaisseurs qui dénotent la présence d'un seuil entre le bassin épicontinental de l'Anti-Atlas, au sud-est, et le fossé marin du Haut-Atlas occidental, au nord-ouest. Ce seuil est constitué de paliers orientés SW-NE. La base des terrains cambriens est un empilement de laves tholéiitiques continentales, particulièrement dans la région de l'Agoundis-Ounein. L'interprétation magmato-tectonique de cette région est discutée en termes de marge passive volcanique et de fossé tectonique d'arrière-arc.

Abstract. — At the south-eastern edge of the Western High-Atlas of Morocco, the early Cambrian sedimentary terrains record variations of facies and thickness that indicate the presence of a threshold between the Anti-Atlas epicontinental basin, at the south-east, and the Western High-Atlas marine graben, at the north-west. This threshold includes SW-NE oriented tectonic levels. The base of the Cambrian terrains consists of a pile of continental tholeiitic lava, particularly in the area of Agoundis-Ounein. The tectono-magmatic interpretation of this area is discussed in terms of volcanic passive margin and back-arc tectonic graben.

I. — INTRODUCTION

Le massif ancien du Haut-Atlas occidental au Maroc appartient à la marge nord-ouest du Paléogondwana sur laquelle se sont accrétées les formations néoprotérozoïques de la chaîne panafricaine. A l'issue de cette orogénèse, des sédiments épicontinentaux à marins transgressifs se sont déposés sur cette marge, dès le début du Cambrien. Or, ces sédiments montrent de fortes variations d'épaisseur et de nature lithologique lorsque l'on va de l'Anti-Atlas, au sud-est, vers le Haut-Atlas occidental, au nord-ouest, puis vers la Méséta, plus à l'ouest, soit de la bordure cratonique précambrienne vers le bassin paléozoïque. Ces variations résultent de la formation d'un rift au Cambrien résultant d'une extension continentale post-panafricaine (Bernardin *et al.*, 1988; Piqué *et al.*, 1995; Soulimani *et al.*, 2003). Toutefois, les changements ne sont ni simples ni continus. Ainsi, au sud-est du Haut-Atlas, on constate une réduction des épaisseurs. Cette zone se situe entre la marge de l'Anti-Atlas, où ont été décrites les formations marines transgressives du Cambrien inférieur sous le nom de série de l'Adoudounien, et le bassin marin profond du Haut-Atlas occidental qui se poursuit dans l'Anti-Atlas occidental (Choubert, 1952; Benssaou et

Hamoumi, 2003). Elle correspond à un domaine structural intercalé entre les branches nord et sud du réseau de failles WSW-ESE du Tizi n'Test qui divergent à l'est du massif granitique du Tichka (fig. 1). C'est la région de l'Ounein et de l'Agoundis. L'amincissement le plus marqué est sur la bordure ouest de ce domaine, dans l'Adrar Wijdann (ex-Ouchden). En outre, on constate, dans l'Ounein-Agoundis, la présence d'une importante pile de coulées de basaltes, sous les terrains les plus anciens du Cambrien qui les recouvrent en conformité, et au-dessus d'un complexe rhyolitique appartenant au Néoprotérozoïque. Il est clair que cette région est une zone-clé pour étudier les processus de riftogenèse qui se sont produits dans le Haut-Atlas, sur la marge du Paléogondwana, après les événements orogéniques du Panafricain.

II. — LITHOSTRATIGRAPHIE DU HAUT-ATLAS MÉRIDIENAL

Nous avons étudié en détail la lithostratigraphie de l'Agoundis-Ounein (Aarab, 1988), et dans une moindre

(*) E.N.S., Université, B.P. 5118, Rabat, Maroc.

(**) Institut des Sciences de la Terre, UMR 6113, Université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans cedex 2 (France).

(***) Fac. Sciences, Université, B.P. 2390, Marrakech, Maroc.

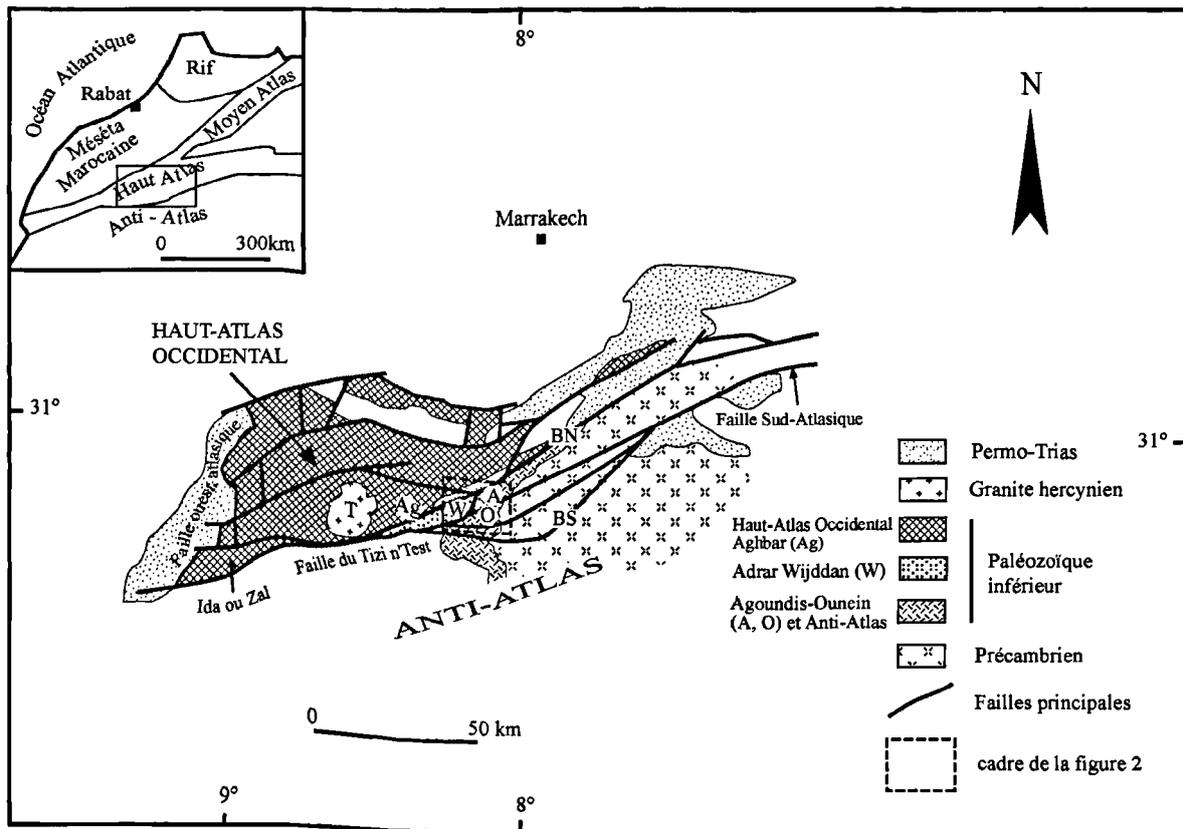


Fig. 1. — Localisation de la zone d'étude en bordure sud-est du Haut-Atlas occidental. A, Agoundis ; O, Ounein ; Ag, Aghbar ; W, Adrar Wijddan ; BN, branche nord du Tizi n'Test ; BS, branche sud du Tizi n'Test.

Fig. 1. — Location of the studied area at the south-eastern edge of the Western High-Atlas.

mesure, celle de l'Adrar Wijddan séparé de l'Agoundis-Ounein par la faille du Sud-Wijddan, et celle du secteur d'Aghbar juste au nord de la faille Nord-Wijddan (fig. 2). Trois colonnes lithostratigraphiques ont été établies (fig. 3).

1) Agoundis-Ounein

Le log de l'Agoundis-Ounein débute par un complexe rhyolitique affleurant à l'est, en amont de la vallée de l'Agoundis (fig. 3, formation CR), et composé de laves rhyolitiques ignimbritiques, de brèches volcaniques acides et de conglomérats à éléments sub-anguleux de rhyolites, dacites, andésites et granites. Les niveaux détritiques sont globalement pentés de 45° vers le sud-ouest. Ce complexe est surmonté, en nette discordance de ravinement, par des coulées basaltiques (1a), par l'intermédiaire d'un niveau métrique de brèches polygéniques à éléments de basaltes mélangés à des fragments de rhyolites dans une matrice d'épiclastites. Les basaltes forment une pile de 400 m d'épaisseur constituée de coulées métriques intercalées de petits niveaux de hyaloclastites et régulièrement pentée de 30° vers le nord-ouest. Ils sont donc également en discordance angulaire sur le complexe rhyolitique. Les coulées sont surmontées par quelques niveaux métriques d'épiclastites conglomératiques basaltiques, puis, en parfaite concordance, par une série d'argilo-siltites de 140 m

d'épaisseur (2a). Le haut de cette série s'enrichit en bancs décimétriques de carbonates plus ou moins silicifiés qui annoncent le dépôt d'une masse de dolomie siliceuse épaisse de 70 m (3a). La formation sus-jacente, d'environ 200 m de puissance, est argilo-silteuse (4a). Elle renferme, vers la base, des niveaux de conglomérats et de pyroclastites basaltiques, avec quelques coulées décimétriques et, vers le haut, des niveaux centimétriques de phanites noires. Elle est surmontée par un conglomérat plurimétrique à galets de calcaires et de basaltes et par des calcirudites. C'est la base détritique d'un empilement de calcaires massifs (5a) caractérisés par la présence d'archéocyathes attribuables à l'Atdabanien (Debrenne *et al.*, 1990) et de calcaires en plaquettes alternant avec des niveaux argilo-silteux (6a) sur environ 200 m d'épaisseur. De nouveaux bancs calcaires plus massifs sur au moins 100 m d'épaisseur (7a) se distinguent par l'abondance de dômes stromatolithiques atteignant un mètre de diamètre. Des niveaux argilo-silteux s'intercalent vers le haut, ainsi que quelques coulées métriques de basaltes spilitisés associés à des cheminées à brèches de hyaloclastites intrudant verticalement les strates sédimentaires. La partie sommitale s'enrichit en bancs de calcarénites. On note, particulièrement, la présence de petits niveaux de brèches et d'épiclastites à éléments de basalte, d'ophicalcite et de serpentinite. Cet ensemble est surmonté par quelques coulées épaisses et grossièrement prismées de basalte massif (8a), affleurant largement dans le secteur d'Amerdou, au nord-est

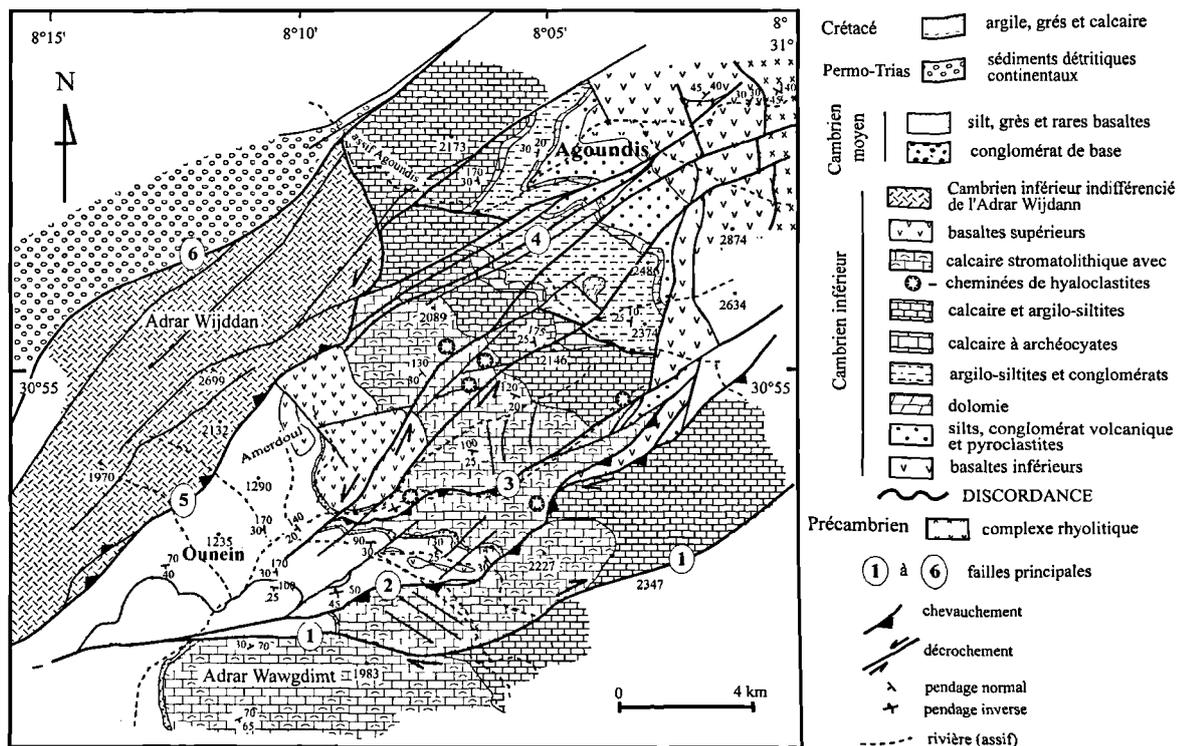


Fig. 2. — Carte géologique de la région de l'Agoundis-Ounein. Failles principales : 1, Nord-Wawgdimt ; 2, Sud-Ounein ; 3, Centre-Ounein ; 4, Agoundis ; 5, Sud-Wijddan ; 6, Nord-Wijddan.

Fig. 2. — Geological map of the Agoundis-Ounein area. Main faults : 1 to 6.

de la plaine de l'Ounein (fig. 2). Directement au-dessus des coulées repose un conglomérat épais de 10 à 30 m (9a). Il est constitué de galets bien roulés de basaltes, silixites et calcaires dans un ciment argilo-silteux. Vient ensuite un dépôt de grès verts à grains moyens intercalé de quelques rares coulées de basaltes spilitisés (10a), puis une épaisse séquence de grès fins, de silts et d'argilites sombres (11a). Une faune de Paradoxides, Lingules et Conocoryphes a permis de dater cette séquence du Cambrien moyen (Aarab, 1988). Ces terrains cambriens sont recouverts en discordance angulaire majeure par des grès conglomératiques, argiles et calcaires à brachiopodes datés du Cénomano-turonien (12a).

2) Adrar Wijddan

Les terrains cambriens de l'Adrar Wijddan reposent à l'ouest et en décrochevauchement sur l'Agoundis-Ounein. C'est une zone très faillée où les strates sont désorganisées par des chevauchements internes. Toutefois, un log a pu être établi après corrélation des différents panneaux décrochés (fig. 3) : Il commence par des calcaires en plaquettes (1b) et des calcaires à stromatolithes peu épais (2b). Un ensemble chaotique carbonaté riche en olistolithes de calcaires récifaux à archéocyathes se dépose ensuite sur quelques dizaines de mètres (3b). Il est surmonté par un banc de calcaire à archéocyathes (4b). Le dépôt se poursuit avec des formations volcanoclastiques (5b) et des bancs calcaires (6b) intercalés de quelques coulées de basaltes qui se développent ensuite plus largement (7b). Le log se termine avec un empilement pluridécimétrique de calcaire à stromatolithes (8b) et de calcaire dolomitique (9b).

On peut estimer que la puissance des dépôts est ici très réduite. Seuls les niveaux à calcaires récifaux et stromatolithiques sont développés, ce qui indiquerait une faible bathymétrie. Par rapport à l'Agoundis-Ounein, il est possible de corréler les niveaux repères de calcaires à archéocyathes (4b et 5a) et les basaltes supérieurs (7b et 8a). On note l'absence complète des basaltes inférieurs et des épais formations argilo-silteuses de l'Agoundis. Il n'y a rien non plus que l'on puisse rapporter aux formations du Cambrien moyen.

3) Aghbar

A l'ouest de l'Adrar Wijddan, se trouve le secteur d'Aghbar, en bordure nord de la branche nord de l'accident majeur du Tizi n'Test (faille Nord-Wijddan) (fig. 1). La succession lithostratigraphique débute par des dépôts conglomératiques basaltiques (1c). Puis se déposent de petits bancs de calcaires alternant avec des argilo-siltites et des niveaux bréchiques de calcirudites (2c). Des coulées massives de basalte (3c) s'installent ensuite. Une nouvelle sédimentation carbonatée se développe plus largement (4c). Elle admet quelques coulées basaltiques. La partie supérieure est caractérisée par des lits convolutés et des calcaires dolomitiques. Les strates supérieures forment une séquence assez épaisse (plus de 100 m) de grès et d'argilo-siltites (5c).

D'après sa localisation stratigraphique au-dessus des bancs carbonatés, le volcanisme basaltique peut être corrélé avec celui des séquences supérieures du Cambrien inférieur de l'Ounein. Les grès et argilites supérieurs pourraient alors se corréler avec ceux du Cambrien moyen. Comparés à ceux

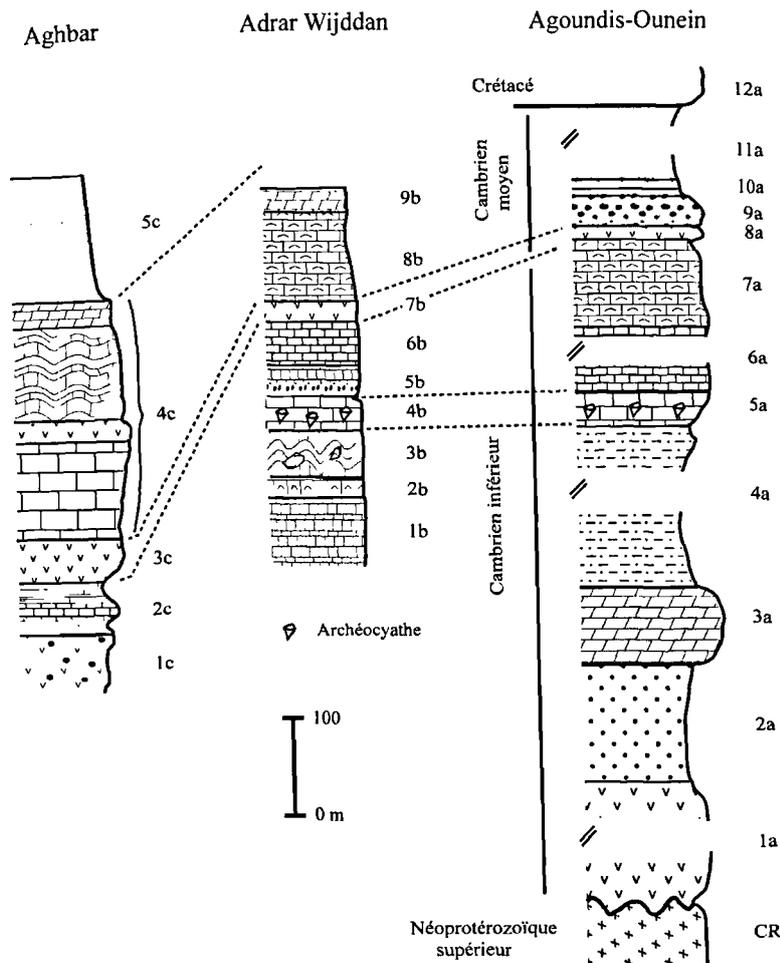


Fig. 3. — Colonnes stratigraphiques des secteurs de l'Agoundis-Ounein, de l'Adrar Wijddan et d'Aghbar. Epaisseur des unités 1a, 4a, 6a et 11a, voir texte.

Fig. 3. — Stratigraphic columns of the Agoundis-Ounein, Adrar Wijddan and Aghbar areas. Thickness of the units 1a, 4a, 6a and 11a, see text.

de l'Adrar Wijddan, les calcaires sont plus massifs et dépourvus de stromatolithes et d'archéocyathes, ce qui dénote un milieu plus profond qui annonce le graben du Haut-Atlas plus à l'ouest.

III. — CORRELATIONS REGIONALES ET ELEMENTS DE DATATION

Si l'on excepte la présence de l'épaisse pile basaltique inférieure, la stratigraphie de l'Agoundis-Ounein ressemble à celle de l'Adoudounien de l'Anti-Atlas, avec une puissance un peu plus faible de l'ordre de 1000 m; l'Adoudounien de l'Anti-Atlas central atteignant 1500 à 2000 m (Choubert, 1952; Choubert et Faure-Muret, 1970). En revanche, la zone de l'Adrar Wijddan-Aghbar est amincie et de l'ordre de 400-500 m. Au nord-ouest, dans le centre et l'ouest du Haut-Atlas, le Cambrien est beaucoup plus épais et plus détritique. Le Cambrien inférieur dépasse 3000 m à l'ouest du Tichka (Cornée *et al.*, 1987, Cornée, 1989) et atteint 4500 m dans la région des Ida ou Zal (De Koning, 1957).

L'important volcanisme basaltique de base de l'Agoundis-Ounein (1a) est beaucoup moins développé dans la partie nord de l'Anti-Atlas central (Leblanc, 1977; Demange, 1980; Algouti *et al.*, 2001; Bajja, 2001, Benziane *et al.*, 2002). Ces basaltes ou andésites, selon les auteurs, sont compris dans le Groupe d'Ouarzazate daté du Néoprotérozoïque (Thomas *et al.*, 2004). En effet, ils surmontent des formations rhyolitiques ou des conglomérats de ce groupe, en concordance apparente. Cependant, la structure massive des rhyolites ne permet pas de confirmer cette impression. Ces basaltes sont surmontés, en concordance incontestable, par des conglomérats constituant la « Série de base » de l'Adoudounien (Choubert, 1952), épais d'une trentaine de mètres. Dans le reste de l'Anti-Atlas, cette série de base repose sur les conglomérats du Groupe d'Ouarzazate, ou sur des laves acides de ce même groupe, en discordance plus ou moins marquée. Les laves les plus jeunes de ce groupe sont datées, par U-Pb sur zircon, de 550 ± 3 Ma dans l'Anti-Atlas oriental (Levresse, 2001), 559 ± 6 Ma, 562 ± 5 Ma et 565 ± 7 Ma, dans l'Anti-Atlas occidental (Thomas *et al.*, 2002; Walsh *et al.*, 2002). Les basaltes inférieurs de l'Agoundis-Ounein sont donc d'un âge plus récent que 550

Ma. Ils sont corrélables avec la Série de base de l'Adoudounien dont la composante détritique se retrouve dans les argilo-siltites (2a). Nous mettons en évidence une discordance angulaire et de ravinement entre le complexe rhyolitique appartenant au Groupe d'Ouarzazate et les basaltes inférieurs. Ces basaltes n'appartiennent donc pas à ce groupe du Néoprotérozoïque, mais ils constituent la base des formations du Cambrien inférieur.

La barre dolomitique (fig. 3, 3a) est identique, en deux fois moins épaisse, à la dolomie de Tamjout ou « calcaire » inférieur de l'Adoudounien. Cette dolomie est datée par un événement volcanique dont les coulées et retombées laviques se sont intercalées dans le tiers supérieur des strates carbonatées, dans le secteur de Bou Azzer. Deux mesures par U-Pb donnent 534 ± 10 Ma (Ducrot et Lancelot, 1977) et 533 ± 2 (Levresse, 2001), ce qui date la dolomie du Tommotien inférieur (Tucker et McKerrow, 1995).

Les argilo-siltites (fig. 3, 4a) correspondent, en beaucoup moins épais, à la « Série lie-de-vin » de l'Adoudounien. Des cendres volcaniques attribuées à cette série sont datées, par U-Pb, à 522 ± 2 et 521 ± 7 (Compston *et al.*, 1992 ; Landing *et al.*, 1998). Cependant, les archéocyathes des calcaires supérieurs (fig. 3, 5a) existants dans d'autres niveaux du Haut-Atlas et de l'Anti-Atlas sont attribuables à l'Atdabanien (Debrenne et Debrenne, 1978 ; Debrenne *et al.*, 1990). Comme l'Atdabanien est bien cadré entre 530 et 525 Ma (Tucker et McKerrow, 1995), les datations de la Série lie-de-vin doivent être reprises. Un niveau de cendre de la « Série schisteuse » de l'Adoudounien corréléable avec la partie supérieure du terme 7a (fig. 3) est datée, par U-Pb, à $517 \pm 1,5$ Ma (Landing *et al.*, 1998). Cette partie date donc du Cambrien moyen inférieur.

IV. — CARACTERISATION DES FORMATIONS BASALTIQUES

Dans le Cambrien inférieur à moyen du Haut-Atlas Méridional, deux principales activités volcaniques ont produit successivement 1) l'empilement très important des basaltes inférieurs et 2) les coulées des basaltes supérieurs. Entre ces événements volcaniques, plusieurs manifestations mineures sont à signaler, essentiellement dans le compartiment de l'Agoundis-Ounein. Plus à l'ouest de ce compartiment, les produits volcaniques sont nettement moins abondants. Nous avons étudié plus particulièrement les basaltes inférieurs. Les basaltes supérieurs ont été analysés par Badra *et al.* (1992)

Les basaltes inférieurs se sont épanchés dans un bassin marin, comme l'attestent les figures de trempe en bordure des coulées, les spilitisations locales avec développement de céladonite et la présence de hyaloclastites entre les coulées. L'absence de laves en coussins indiquerait un substratum plutôt faiblement penté.

Pétrographiquement, toutes les laves observées sont des basaltes souvent riches en phénocristaux de plagioclases. La paragenèse comprend quelques phénocristaux d'olivine transformée en saponite, des grands plagioclases plus ou moins albitisés et associés, en proportions variables, à des pyroxènes pseudomorphosés en amphiboles, dans une mésostase microlitique vitreuse transformée en un

assemblage de chlorite-actinote-albite-calcite-épidote. L'ordre de cristallisation olivine-plagioclase-pyroxène est celui des tholéites à olivine. La composition chimique des éléments majeurs est perturbée par la spilitisation. Une sélection des laves les moins altérées (tab. I) donne des teneurs en SiO₂, de 47,2 à 58,6%, en MgO, de 5,7 à 2,0% correspondant à des laves basiques à modérément différenciées. Les teneurs en TiO₂ sont faibles, de 0,7 à 1,7%, sauf dans une lave (2,8%) normalement intercalée dans la pile. L'alumine est élevée, de 16,3 à 19,6%, notamment dans les faciès riches en plagioclases. Les alcalins apparaissent très abondants alors que la paragenèse magmatique n'est pas particulièrement alcaline. Un enrichissement par spilitisation est probable comme le montrent les fortes teneurs en Na₂O associées à d'importantes pertes au feu. Toutefois, la signature géochimique peut être mise en évidence grâce aux

	AA-300 coulée basalte	AA-216 coulée basalte porphyrique	AA-3 coulée basalte spilitique	AA-215 coulée basalte porphyrique	AA-3b coulée basalte porphyrique	AA-320 dyke basalte porphyrique	AA-310 coulée basalte
SiO ₂	47.21	47.80	49.18	50.06	50.54	54.96	58.56
TiO ₂	2.76	1.66	1.22	1.31	1.43	0.89	0.69
Al ₂ O ₃	16.34	19.63	16.63	19.12	18.71	17.43	16.40
Fe ₂ O ₃	13.46	9.49	8.87	8.94	8.96	7.42	6.83
MnO	0.12	0.08	0.13	0.06	0.08	0.13	0.08
MgO	4.89	4.62	4.32	5.71	3.23	5.39	2.00
CaO	2.99	2.11	5.74	1.86	5.89	1.51	2.52
Na ₂ O	4.50	3.75	5.72	5.28	3.21	4.36	4.94
K ₂ O	3.39	4.96	2.24	2.81	3.41	4.26	3.55
P ₂ O ₅	0.67	0.39	0.30	0.25	0.29	0.24	0.20
PF	3.64	5.51	5.54	4.47	4.16	3.35	4.03
Total	99.97	100.00	99.89	99.87	99.91	99.94	99.80
Ba	1390	1536	663	521	679	1089	345.2
Ce	110.50	47.56	33.51	35.22	42.85	38.78	36.70
Cr	30.74	80.80	31.91	70.04	35.11	83.24	13.25
Dy	10.02	5.64	4.37	4.45	4.52	3.65	3.15
Er	5.43	3.00	2.25	2.44	2.46	1.78	1.89
Eu	2.65	2.27	1.66	1.51	1.70	1.47	0.93
Ga	22.16	22.04	17.50	18.70	20.12	20.48	18.92
Gd	10.43	6.19	5.02	4.69	5.29	4.49	3.24
Hf	8.50	4.68	3.40	3.40	3.92	3.43	4.38
Ho	1.97	1.12	0.88	0.86	0.92	0.67	0.65
La	49.83	21.02	12.77	15.25	19.44	21.69	17.58
Lu	0.81	0.48	0.36	0.40	0.40	0.26	0.34
Nb	21.49	12.06	8.38	9.42	9.47	5.07	6.60
Nd	58.44	28.06	21.27	21.78	25.68	24.20	18.15
Ni	24.72	45.03	23.36	38.53	19.36	59.45	16.08
Pr	14.63	6.41	4.86	4.94	5.54	5.86	4.62
Rb	72.18	101.54	30.84	69.44	67.78	70.26	94.67
Sm	11.02	6.57	5.71	4.85	5.54	5.14	3.73
Sr	167	475	274	339	374	528	80
Ta	1.64	0.88	0.62	0.64	0.72	0.45	0.60
Tb	1.67	0.98	0.77	0.72	0.79	0.65	0.51
Th	4.97	2.55	1.96	2.57	2.40	4.22	5.20
U	3.35	1.64	1.04	1.31	1.31	1.84	2.56
V	409	295	139	215	211	160	120
Y	57.37	32.07	23.58	25.40	26.78	19.60	18.17
Yb	5.27	3.18	2.21	2.48	2.64	1.61	2.12
Zr	362	208	144	154	169	119	151

Tabl. I.— Analyses chimiques des basaltes du volcanisme inférieur de l'Agoundis-Ounein. Dosages ICP-OES pour les éléments majeurs et ICP-MS pour les éléments mineurs au laboratoire d'analyses du CRPG-CNRS de Nancy.

Table I. — Chemical analyses of basalts of the lower volcanic pile of Agoundis-Ounein. Measures by ICP-OES for the major elements and by ICP-MS for the minor elements, at the CRPG-CNRS analytical laboratory of Nancy.

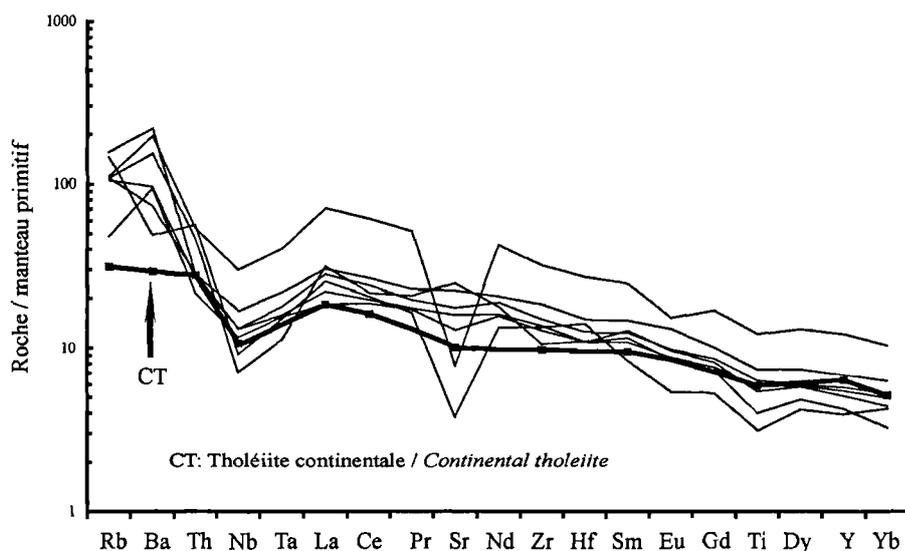


Fig. 4. — Diagrammes multivariés des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des basaltes de l'Agoundis-Ounein. Profil de la moyenne des tholéiites continentales pour comparaison (Holm, 1985). Normalisation de Sun et McDonough (1989).

Fig. 4. — Multivariate diagrams of the incompatible elements normalized to the Primitive Mantle of the Agoundis-Ounein basalts. Average pattern of the continental tholeiites for comparison (Holm, 1985). Normalization after Sun and McDonough (1989).

éléments incompatibles réputés peu mobiles. Les diagrammes multiélémentaires normalisés au manteau primitif présentent (fig. 4) un fractionnement modéré des éléments les plus incompatibles ($4,1 < (La/Yb)_N < 9,6$), une modeste anomalie négative en Nb et Ta ($0,4 < (Nb/La)_N < 0,6$), sauf dans une lave différenciée ($= 0,2$), peu ou pas d'anomalies en Eu et une faible anomalie négative en Ti ($0,7 < (Ti/Dy)_N < 1,0$). Les variations de Rb, Ba et Sr doivent être prises avec précaution, ces éléments étant mobiles dans l'eau. Les caractères chimiques des éléments incompatibles sont clairement ceux de tholéiites modérément enrichies en éléments les plus incompatibles et faiblement différenciées. Ils correspondent plus particulièrement aux tholéiites continentales à Nb, Ta \pm Ti anormales. Comparées à la moyenne des tholéiites continentales (fig.4 ; Holm, 1985), celles de l'Agoundis sont très proches, tout en étant un peu plus fractionnées.

Comparativement, les basaltes supérieurs ont un cachet plus alcalin de basaltes intraplaques (Badra *et al.*, 1992).

V. — ASPECTS STRUCTURAUX ET INTERPRETATION TECTONIQUE

On détermine six principales structures faillées dans la zone d'étude (fig. 2). Du sud-est vers le nord-ouest, il s'agit 1) de la faille décrochante Nord-Wawgdimt, 2) du décrochevauchement Sud-Ounein, 3) du décrochevauchement Centre-Ounein, 4) du faisceau de faille de l'Agoundis, 5) du décrochevauchement Sud-Wijddan et 6) de la faille décrochante Nord-Wijddan appartenant à la branche nord du Tizi n'Test. En outre l'Adrar Wawgdimt, formant les confins sud du Haut-Atlas Méridional, est limité, au sud, par un décrochement majeur qui est la continuité de l'accident du Tizi n'Test, par sa branche sud qui se poursuit par la faille Sud-Atlantique (fig. 1). Ces différents accidents ont

naturellement rejoué à plusieurs reprises, lors des événements varisques et alpins atlasiques.

L'aspect actuel de la structure est illustré par la figure 5. Les sédiments du Crétacé du Sud-Ounein sont décollés et déversés, vers le sud, sur les terrains cambriens. Dans tout le sud de l'Ounein, les terrains cambriens sont également déversés vers le sud. Il est clair que ces terrains ont subi la compression atlasique orientée du nord-nord-ouest vers le sud-sud-est (Piqué *et al.*, 1998). Les mouvements décrochants sénestres, affectant les failles SSW-NNE, peuvent être mis au compte de cette compression. Les formations cambriennes de l'Agoundis sont assez régulièrement plissées en plis cylindriques d'axe SSW-NNE et pendages atteignant 30 à 40°. Cette structuration est le résultat de la compression majeure varisque qui affecte les formations pré-viséennes de l'ensemble du Haut-Atlas (Piqué et Michard, 1989 ; Piqué *et al.*, 1990). En revanche, les terrains de l'Ounein sont plus perturbés, avec des directions de plis variant, le plus souvent de W-E à WNW-ESE et des plis serrés et des basculements, notamment à proximité des grandes failles SW-NE et WSW-ENE parallèles au système de failles du Tizi n'Test. On peut y voir l'effet d'une tectonique de décrochement varisque reprise par la compression atlasique. En effet, Proust *et al.* (1977) ont montré que l'accident du Tizi n'Test a eu un rejet dextre varisque d'une cinquantaine de kilomètres, puis un rejet sénestre d'environ 10 km après le Permien et avant le Crétacé, en relation avec l'extension liasique de l'Atlantique. L'ampleur de ces décrochements est peut-être excessif d'après Bernardin *et al.* (1988) Il en reste néanmoins un décrochement dextre bien visible le long de la faille Nord-Wawgdimt (fig. 2).

Après tous ces événements post-cambriens, peut-on malgré tout reconnaître les structures et le contexte tectonique qui prévalait lors de la mise en place des formations cambriennes? C'est en effet possible avec différents arguments. D'abord, la lithostratigraphie présente une

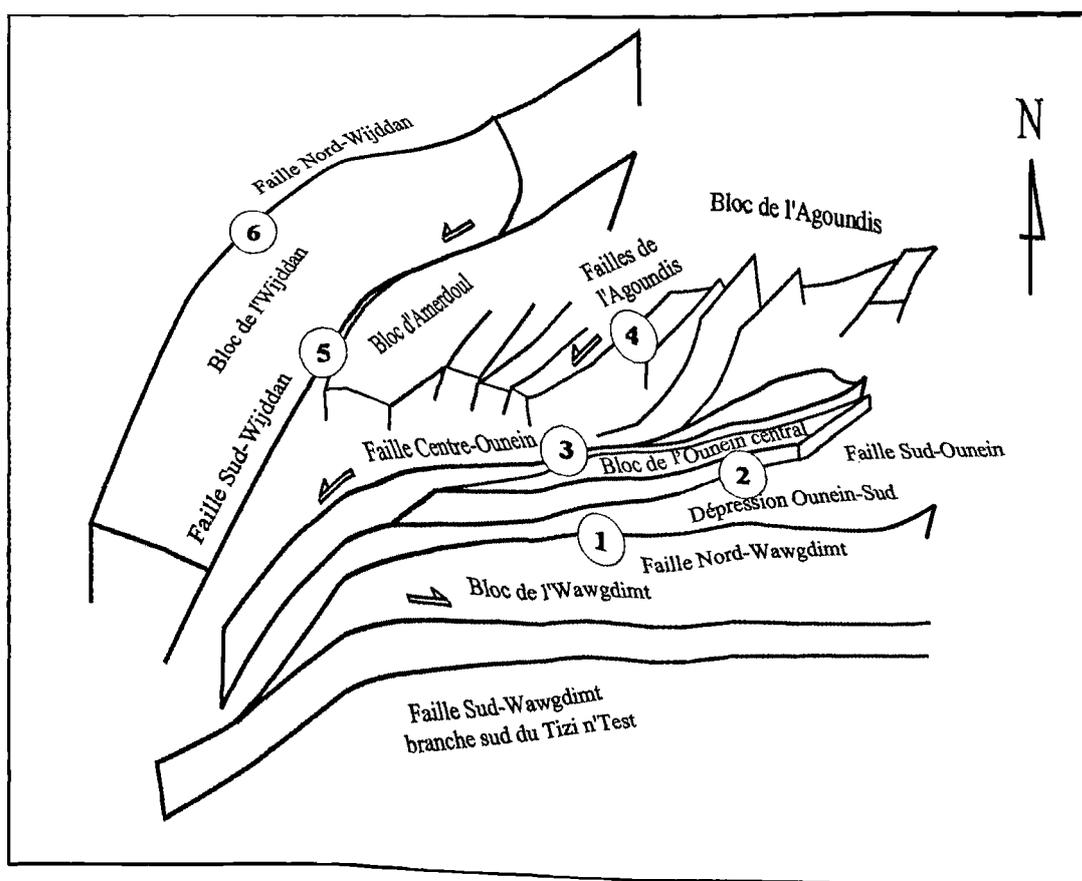


Fig. 5. — Bloc-diagramme de la tectonique de la région de l'Agoundis-Ounein. Disposition des blocs structuraux entre les failles majeures 1 à 6.

Fig. 5. — Cartoon of the tectonic pattern of the Agoundis-Ounein area. Setting of the structural blocks between the main faults 1 to 6.

disposition des terrains avec des variations de la nature lithologique et des puissances qui correspond à des zones orientées SW-NE et limitées par des structures SW-NE. L'accident du Tizi n'Test devait exister déjà à cette époque, ayant résulté de la convergence panafricaine entre le craton ouest-africain et les terrains de l'Avalonia au Néoprotérozoïque (Murphy *et al.*, 2000). Cette disposition fournit un seuil dans le sud-est du Haut-Atlas, entre le bassin épicontinental adoudounien de l'Anti-Atlas et le graben du Haut-Atlas Occidental. Au niveau de ce seuil, des variations rapides de faciès et d'épaisseurs, des plis de glissement gravitaire (slumps), des failles syn-sédimentaires et des épanchages locaux de brèches attestent la présence de paliers tectoniques orientés SW-NE. L'orientation identique des récifs à archéocyathes offre un autre argument. De même, les cheminées spilites sont associées aux failles SW-NE. On peut en déduire que les tholéiites continentales qui s'épanchent au tout début du Cambrien résultent d'une activation thermo-tectonique de la bordure du craton ouest-africain, en régime extensif. Cette extension crée le bassin épicontinental au sud-est, dans lequel s'avance la mer cambrienne qui dépose les sédiments de l'Adoudounien, d'abord détritiques grossiers (série de base contemporaine des tholéiites) puis carbonatés et détritiques fins. A l'ouest-nord-ouest des activités volcaniques disposées sur un seuil tectonique, la bordure cratonique s'effondre en un bassin profond.

VI. — CONTEXTE GEODYNAMIQUE

La figure 6 schématise la situation structurale du rift de l'Atlas occidental au Cambrien inférieur. La localisation du fossé tectonique en marge du craton ouest-africain, semble résulter de la réactivation des accidents majeurs NE-SW issus de la convergence panafricaine. En effet, cette convergence a accreté, sur la bordure nord-ouest du craton, différents blocs correspondant aux terrains de l'Avalonia (Murphy *et al.*, 1999, 2000 ; Nance *et al.*, 2002). Cette convergence se traduit par la subduction de l'Iapetus et la construction de l'arc avalonien-cadomien, dont l'activité majeure se situe vers 570 Ma et perdure jusqu'à 540 Ma (Murphy *et al.*, 1999 ; Nance *et al.*, 2002). Dans ce contexte, l'ouverture d'un fossé tectonique dans la bordure continentale peut s'interpréter comme le résultat d'une extension d'arrière-arc. Une telle structure est susceptible d'évoluer vers une marge passive volcanique. Toutefois, l'extension du rift ne se poursuit pas au-delà du Cambrien moyen. En effet, le volcanisme, bien que toujours présent, diminue nettement d'importance et garde une signature intraplaque. Aucun basalte océanique de type MORB n'apparaît. La marge passive n'a pas donné lieu à une océanisation. Les données isotopiques et géochronologiques des sédiments du Néoprotérozoïque supérieur et du Paléozoïque inférieur des terrains péri-gondwaniens de l'Europe occidentale (Saxo-Thuringia-Armorica) accretés au nord-ouest de l'Afrique montrent

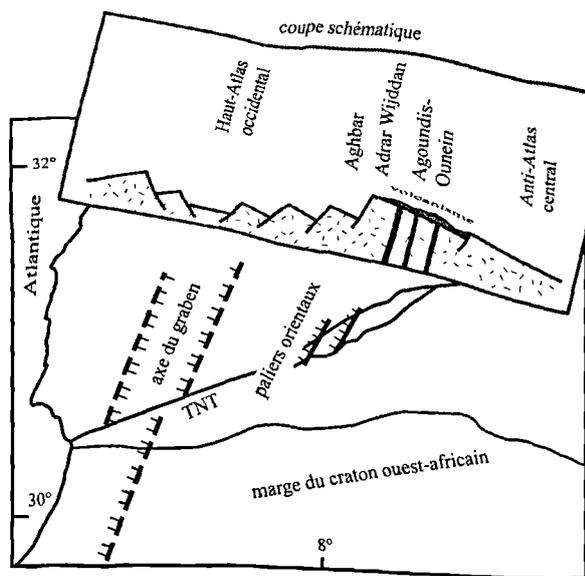


Fig. 6. — Carte et coupe schématiques du graben du Cambrien inférieur du Haut-Atlas occidental. Localisation du palier oriental d'Aghbar, du seuil de Adrar Wijddan et du palier supérieur volcanisé de l'Agoundis-Ounein. TNT, Tizi n'Test.

Fig. 6. — Schematic map and cross-section of the Early Cambrian graben of the Western High-Atlas. Location of the eastern stage of Aghbar, the threshold of Adrar Wijddan, and the volcanic upper stage of Agoundis-Ounein.

effectivement la proximité de ces terrains d'une source africaine (Linnemann et Romer, 2002 ; Linnemann *et al.*, 2004). Ces terrains sont donc restés à proximité du craton ouest-africain et n'en ont pas été séparé par un vaste océan. Il faut attendre l'ouverture de l'océan Rhéique, à l'Ordovicien,

pour que la séparation se produise (Crowley *et al.*, 2000 ; Nance *et al.*, 2002).

VII. — CONCLUSION

En bordure nord-ouest du Paléogondwana, dans l'Atlas occidental du Maroc, les formations sédimentaires du Cambrien inférieur présentent des variations de faciès et d'épaisseurs qui traduisent l'existence d'un seuil entre le bassin épicontinental en marge du craton ouest-africain, au sud-est, dans l'Anti-Atlas central, et un fossé marin, au nord-ouest, dans le Haut-Atlas occidental. La lithostratigraphie de ce seuil est étudiée dans la région de l'Agoundis-Ounein, sur le contrefort sud-est du Haut-Atlas occidental. Elle est caractérisée par un important épanchement sub-aquatique de laves à composition de tholéiites continentales, que surmontent, en conformité, les sédiments du Cambrien inférieur. Ces laves sont discordantes sur le complexe rhyolitique du Néoprotérozoïque supérieur. Nous les rattachons à un événement thermo-tectonique de la base du Cambrien. Les informations sur la tectonique liée à cet événement : répartition des faciès, structures syn-sédimentaires, disposition des cheminées volcaniques, indiquent la présence de paliers orientés SW-NE limités par des failles, avec une extension globalement NW-SE ou WNW-ESE.

La coexistence d'un seuil et d'une activité tholéitique continentale est symptomatique de la bordure d'un rift intracontinental. Toutefois, ce rift n'a pas évolué vers une marge passive, le graben cambrien du Haut-Atlas occidental ayant eu une extension limitée, sans océanisation. Cette structure extensive se situe entre le craton ouest-africain et les microblocs de l'Avalonia qui se sont accrétés au craton, lors des événements panafricains, par suite de la subduction du Iapetus et de l'édification de l'arc avalonien-cadomien.

BIBLIOGRAPHIE

- AARAB A. (1988). — Étude géologique de la région de l'Ounein, Haut Atlas occidental. *Thèse 3^{ème} cycle*, E.N.S. Rabat, 125 p.
- ALGOUTI AB., ALGOUTI AH., CHBANI B. & ZAIM M. (2001). — Sédimentation et volcanisme synsédimentaire de la série de base de l'adoudounien infra-cambrien à travers deux exemples de l'Anti-Atlas du Maroc. *Journal of African Earth Sciences*, 32 : 541-556.
- BADRA L., POUCKET A., PROST A.E. & TOURAY J.-C. (1992). — Mise en évidence d'une extension intra-plaque tardi-panafricaine d'intérêt métallogénique dans le Haut-Atlas occidental (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 314, sér. 2 : 703-709.
- BAJJA A. (2001). — Volcanisme syn- à post-orogénique du Néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas. Implications pétrogénétiques et géodynamiques. in De Wall H. & Greiling R.O. (Eds) *Magmatic evolution of a Neoproterozoic island-arc: syn- to post-orogenic igneous activity in the Anti-Atlas (Morocco)*. *Forschungszentrum Jülich GmbH*, 45 : 9-227.
- BENSAOU M. & HAMOUMI N. (2003). — Le graben de l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : contrôle tectonique de la paléogéographie et des séquences au Cambrien inférieur. *C.R. Géosciences*, 335 : 297-305.
- BENZIANE F., YAZIDI A., WALSH G.J., ARMSTRONG T.R., KOUHEN M.A., YAZIDI M., EL KHAMLI M.A. & ALEJNIKOFF J.N. (2002). — Carte géologique du Maroc au 1/50 000. Feuille Zawyat Si Nisser. *Mémoire explicatif. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 423 bis, 69 p.
- BERNARDIN C., CORNEE J.-J., CORSINI M., MAYOL S., MULLER J. & TAYEBI M. (1988). — Variations d'épaisseur du Cambrien moyen en Meseta marocaine occidentale : signification géodynamique des données de surface et de subsurface. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25 : 2104-2117.
- CHOUBERT G. (1952). — Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. In *Géologie du Maroc. XIX^e Congr. géol. internat.*, Alger, et *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 100 : 75-194.
- CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1970). — Les corrélations du Précambrien, Anti-Atlas occidental et central. *Colloque international. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 229 : 259 p.
- COMPSTON W., WILLIAMS I.S., KIRSCHVINK J.L., ZICHAO Z. & GUOGAN M. (1992). — Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Journal of the Geological Society, London*, 149 : 171-184.

- CORNEE J.-J. (1989). — Le Haut-Atlas occidental Paléozoïque : un reflet de l'histoire hercynienne du Maroc occidental. Stratigraphie, sédimentation et tectonique. Thèse d'Etat, Univ. Marseille, 901 p.
- CORNEE J.-J., DESTOMBES J. & WILLEFERT S. (1987). — Stratigraphie du Paléozoïque de l'extrémité nord-ouest du Haut-Atlas occidental (Maroc hercynien); interprétation du cadre sédimentaire du Maroc occidental. *Bull. Soc. géol. France*, 8, III : 327-335.
- CROWLEY Q.G., FLOYD P.A., WINCHESTER J.A., FRANKE W. & HOLLAND J.G. (2000). — Early Palaeozoic rift-related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage. *Terra Nova*, 12 : 171-180.
- DEBRENNE F. & DEBRENNE M. (1978). — Archaeocyathid fauna of the lowest fossiliferous levels of Tiout (Lower Cambrian, Southern Morocco). *Geological Magazine*, 115 : 101-119.
- DEBRENNE F., DEBRENNE M. & FAURE-MURET A. (1990). — Faune d'archéocyathes de l'Anti-Atlas occidental (bordures nord et sud) et du Haut Atlas occidental. Cambrien inférieur, Maroc. *Géologie Méditerranéenne*, XVII : 177-211.
- DE KONING G. (1957). — Géologie des Ida Ouzal (Maroc). Stratigraphie, pétrographie et tectonique de la partie SW du compartiment occidental du massif ancien du Haut Atlas. *Leidse Geologische Mededelingen*, 23, 209 p.
- DEMANGE M. (1980). — Stratigraphie, volcanisme et paléogéographie du Précambrien III et de la série de base dans la partie sud de la boutonnière d'Ouaoufengha (Anti-Atlas occidental) et minéralisation associée. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 41, 285 : 7-23.
- DUCROT J. & LANCELOT J.R. (1977). — Problème de la limite Précambrien-Cambrien; étude radiochronologique par la méthode U-Pb sur zircons du volcan du Jbel Boho (Anti-Atlas marocain). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14 : 2771-2777.
- HOLM P. (1985). — The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites. *Chemical Geology*, 51 : 303-323.
- LANDING E., BOWRING S.A., DAVIDEK K.L., WESTROP S.R., GEYER G. & HELDMAIER W. (1998). — Duration of the Early Cambrian: U-Pb ages from Avalon and Gondwana. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35 : 329-338.
- LEBLANC M. (1977). — Synchronisme des faciès volcaniques (Précambrien III) se sédimentaires (Adoudounien) dans l'Infracambrien d'Alous (Anti-Atlas, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 284, D : 879-881.
- LEVRESSE G. (2001). — Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag-Hg), Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Ag-Au), Bou Azzer (Co-Ni-As-Au-Ag) dans l'Anti-Atlas marocain. Thèse Géol., Univ. Nancy, France, 191 p.
- LINNEMANN U. & ROMER R.L. (2002). — The Cadomian Orogeny in Saxo-Thuringia, Germany: geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic characterization of marginal basins with constraints to geotectonic setting and provenance. *Tectonophysics*, 352 : 33-64.
- LINNEMANN U., McNAUGHTON N.J., ROMER R.L., GEHMLICH M., DROST K. & TONK C. (2004). — West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? — U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. *International Journal of Earth Sciences*, 93 : 683-705.
- MURPHY J.B., KEPPIE J.D. & NANCE R.D. (1999). — Fault reactivation within Avalonia: plate margin to continental interior deformation. *Tectonophysics*, 305 : 183-204.
- MURPHY J.B., STACHAN R.A., NANCE R.D., PARKER K.D. & FOWLER M.B. (2000). — Proto-Avalonia: A 1.2-1.0 Ga tectonothermal event and constraints for the evolution of Rodinia. *Geology*, 28 : 1071-1074.
- MURPHY J.B. & NANCE R.D. (2002). — Sm-Nd isotopic systematics as tectonic tracers: an example from West Avalonia in the Canadian Appalachians. *Earth-Science Reviews*, 59 : 77-100.
- NANCE R.D., MURPHY J.B. & KEPPIE J.D. (2002). — A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics*, 352 : 11-31.
- PIQUE A. & MICHARD A. (1989). — Moroccan Hercynides: a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *American Journal of Earth Sciences*, 289 : 286-330.
- PIQUÉ A., O'BRIEN S., KING A.F., SCHRENK P.E., SKEHAN J.W. & HON R. (1990). — La marge nord-occidentale du Paléogondwana (Maroc occidental et zones orientales des Appalaches); Rifting au Précambrien terminal et au Paléozoïque inférieur, et compression hercynienne et alléghanienne au Paléozoïque supérieur. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 310, série II : 411-416.
- PIQUE A., BOUABDELLI M. & DARBOUX J.R. (1995). — Le rift cambrien du Maroc occidental. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, série II a : 1017-1024.
- PIQUE A., AÏT BRAHIM L., AÏT OUALI R., AMRHAR M., CHARROUD M., GOURMELEN C., LAVILLE E., REKHISS F. & TRICART P. (1998). — Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bull. Soc. géol. France*, 169 : 797-810.
- PROUST F., PETIT J.-P. & TAPPONNIER P. (1977). — L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, 7, XIX : 541-551.
- SOULAIMANI A., BOUABDELLI M. & PIQUE A. (2003). — L'extension continentale au Néo-Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur dans l'Anti-Atlas (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, 174 : 83-92.
- SUN S.S. & MCDONOUGH W.F. (1989). — Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders A.D. & Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in ocean basins*, *Geol. Soc. London, Spec. Pub.* 42 : 313-345.
- THOMAS R.J., CHEVALLIER L.P., GRESSE P.G., HARMER R.E., EGLINGTON B.M., ARMSTRONG R.A., DE BEER C.H., MARTINI J.E.J., DE KOCK G.S., MACEY P.H. & INGRAM B.A. (2002). — Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Precambrian Research*, 118 : 1-57.
- THOMAS R.J., FEKKAK A., ENNIH N., ERRAMI E., LOUGHLIN S.C., GRESSE P.G., CHEVALLIER L.P. & LIÉGEOIS J.-P. (2004). — A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 39 : 217-226.
- TUCKER R.D. & MCKERROW W.S. (1995). — Early Paleozoic chronology: a review in light of new U-Pb zircon ages from Newfoundland and Britain. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32 : 368-379.
- WALSH G.J., ALEINIKOFF J.N., BENZIANE F., YAZIDI A. & ARMSTRONG T.R. (2002). — U-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagragra de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, western Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, 117 : 1-20.

LES CRAIES SANTONIENNES DE LA RÉGION DE SAINT-OMER (NORD DE LA FRANCE). COMPARAISON AVEC LE BOULONNAIS ET LE KENT (U.K.)

The Santonian Chalks of the Saint-Omer region (Northern France). Comparison with Kent (U.K.) and the Boulonnais.

par Francis AMEDRO (*), Francis ROBASZYNSKI (**) et Bertrand MATRION (***)

(Planche X)

Résumé. — La succession des craies santoniennes de plusieurs carrières et affleurements de la région de Saint-Omer est comparée avec la coupe de référence des falaises du Kent qui affleure en continu du Turonien au Campanien et expose 9 litho- et bio-événements constituant des repères sur le terrain. Ces 9 niveaux-repères ont été retrouvés du Boulonnais à l'Audomarois dans les coupes d'une certaine étendue verticale. Pour les petits affleurements, les analyses micropaléontologiques sur foraminifères benthiques ont permis des attributions stratigraphiques tenant compte des informations existant de part et d'autre du Pas de Calais. Bien que des bélemnites appartenant aux termes élevés du Santonien aient été collectés au 19^e siècle dans l'Audomarois, il s'avère qu'elles pourraient provenir de la Zone à *Uintacrinus socialis* mais la Zone à *Marsupites* - indiquant le Santonien terminal - ne semble pas avoir été atteinte.

Abstract. — *The succession of Santonian chalks from several quarries and outcrops from the Saint-Omer area is compared with the reference section of the Kent cliffs which is continuous from Turonian to Campanian and exposes 9 litho- and bioevents used as markers on the field. These 9 marker-beds were recognized from the Boulonnais to the Saint-Omer area in sections vertically developed. For small outcrops, micropaleontological analysis with benthic foraminifera allowed stratigraphic attributions taking into account all the informations available from each part of the Channel. Although belemnites from the higher Santonian part were collected during the 19th century in the Saint-Omer area, it appears they could come from the Uintacrinus socialis Zone but the Marsupites Zone - which indicates the uppermost Santonian - seems not to be reached.*

I. — INTRODUCTION

Une grande partie du sous-sol de la région Nord-Pas-de-Calais est constituée de craies blanches à silex présentant un faciès apparemment monotone. Au 19^e siècle, les pionniers de la géologie régionale du Crétacé : Barrois (1876, 1878), Gosselet (1880, 1881) ainsi que de nombreux membres de la Société géologique du Nord de cette époque y ont distingué plusieurs « assises », ce terme ayant un sens proche de celui des biozones d'échinides dans les craies à silex du Nord de la France. Ce sont, du bas vers le haut, les :

- Assise à *Micraster breviporus* ;
- Assise à *Micraster cor testudinarium* (= *decipiens*) ;
- Assise à *Micraster cor anguinum* dans laquelle ils reconnaissent une division inférieure à *M. cor anguinum* et *Inoceramus involutus* et une division supérieure à *M. cor anguinum* et *Belemnites verus*.

Par comparaison avec les divisions chronostratigraphiques actuelles, l'Assise à *M. breviporus* correspond sensiblement au Turonien supérieur, l'Assise à *M. decipiens* et le tiers inférieur de l'Assise à *M. coranguinum* au Coniacien et les deux tiers supérieurs de l'Assise à *M. coranguinum* au Santonien.

Dans les années 1970, le développement de la micropaléontologie a fourni un nouvel outil de corrélation dans les craies du bassin de Paris avec la définition et l'utilisation de biozones, principalement de foraminifères (Monciardini, 1978, 1994 ; Robaszynski in Amédéo *et al.*, 1979 ; Robaszynski, Amédéo coord. *et al.*, 1980). Cependant, depuis 1983, des études réalisées tout d'abord en Allemagne par Ernst *et al.* (1983), puis en Angleterre par Mortimore (1983, 1986, 1987), Bailey *et al.* (1983), Robinson (1986), Jenkyns, Gale & Corfield (1994) et Gale (1996) ont montré la grande extension géographique d'horizons lithologiques particuliers comme les niveaux marneux, les hardgrounds,

(*) 26, rue de Nottingham, 62100 Calais, France. Université de Bourgogne, UMR 5561 CNRS, Biogéosciences. E-mail : francis.amedro@free.fr

(**) Faculté Polytechnique de Mons, Département Mines-Géologie, 9, rue de Houdain, 7000 Mons, Belgique. E-mail : francis.robaszynski@fpms.ac.be

(***) 2bis, route de Courgerennes, BP 17, 10800 Buchères, France. E-mail : bertrand.matrion@wanadoo.fr

certaines lits de silex ainsi que les bio-horizons caractérisés par l'abondance momentanée de certains fossiles. L'ensemble des litho- et bio- écoévénements constitue autant de niveaux-repères utilisables pour des corrélations précises intra- ou inter-bassins.

Cette stratigraphie événementielle a été appliquée avec succès pour corréler les successions de craies situées de part et d'autre du détroit du Pas de Calais du Cénomaniens au Santonien en utilisant, du côté anglais, les falaises du Kent entre Dover et Margate, et, du côté français, les falaises du Cap Blanc-Nez complétées vers le haut par des coupes situées sur la bordure nord du Boulonnais (Amédéo & Robaszynski, 1999, 2001a, b, c, d ; Robaszynski & Amédéo, 2001). Cependant, bien qu'une suite lithologique continue existe dans le Boulonnais jusque dans la partie moyenne du Santonien, une lacune d'observation masque le tiers supérieur de l'étage. On se trouve ici au sommet du haut-plateau crayeux formant la bordure nord du Boulonnais où les affleurements sont rares et discontinus. Aucune coupe synthétique complète ne peut être construite actuellement pour l'ensemble des craies santoniennes présentes sur le glaciaire nord du Boulonnais.

En dehors du Boulonnais, les seules craies santoniennes préservées de l'érosion et affleurant dans la région Nord-Pas-de-Calais sont celles des environs de Saint-Omer, à 35 km au Sud-Est de Calais (Danglure, 1863 ; Barrois, 1878 ; Gosselet, 1880 ; Destombes, 1971). C'est là, sur la bordure de l'Artois, que sont situées les coupes décrites dans la présente contribution qui vise à compléter la succession existant dans le Boulonnais et présentée antérieurement par Amédéo & Robaszynski (2001 b, c).

II. — LES NIVEAUX-REPERES DANS LES CRAIES SANTONIENNES DU KENT (SUD-EST DE L'ANGLETERRE)

Dans les falaises de la côte du Sud-Est de l'Angleterre, l'enregistrement sédimentaire est un peu plus complet que dans le Boulonnais et l'Audomarois et la craie de Margate atteint la limite Santonien-Campanien (Bailey *et al.*, 1983). De plus, dans le Kent, la succession est visible en falaise selon une coupe continue. Ce sont les raisons pour lesquelles les affleurements de la côte anglaise sont pris comme référence.

L'existence dans les craies à silex santoniennes des falaises du Kent de niveaux particuliers à caractère lithologique ou macropaléontologique a été mise en évidence de façon progressive depuis le 19^e siècle à la suite des travaux de Whitaker (1865), Bedwell (1874), Barrois (1876) et Rowe (1900). Mais le mérite revient surtout à Bailey, Gale, Mortimore, Swiecicki & Wood (1983, 1984), puis à Robinson (1986), Jenkyns *et al.* (1994) et, enfin à Mortimore *et al.* (2001) d'avoir dressé un inventaire systématique de tous les « litho- et bioevents » présents. La succession de ces niveaux-repères est indiquée sur la figure 1 avec, en regard, la distribution verticale des macrofossiles les plus significatifs.

En partant de la base de l'étage Santonien définie par la première apparition de l'inocérame *Cladoceramus undulatoPLICATUS* (Roemer) - selon les recommandations formulées lors du Second Symposium sur les limites des

étages du Crétacé tenu à Bruxelles en 1995 (Lamolda & Hancock, 1996)- la succession des litho- ou des bio-écoévénements reconnus dans les craies santoniennes du Kent est la suivante, du bas vers le haut :

- un premier banc riche en *Cladoceramus* (Bailey *et al.*, 1984) formé en réalité par deux lits à nombreux *Cladoceramus undulatoPLICATUS* encadrant un lit de silex (Robinson, 1986) ;

- le Bedwell's Columnar Flint (Rowe, 1900) associé au second banc riche en *Cladoceramus* (Bailey *et al.*, 1984) ; ce double niveau-repère à la fois lithologique et bio-écologique est constitué par un lit de silex noduleux associé à de rares paramoudras et à de nombreux fragments de *C. undulatoPLICATUS* ;

- un intervalle à *Conulus albogalerus* Leske fréquent (Bailey *et al.*, 1983), sur 2 à 3 m d'épaisseur ;

- le Whitaker's three inch Band (Whitaker, 1865) : lit continu de silex noduleux anastomosés de 10 cm d'épaisseur ;

- le Barrois' Sponge Bed (Barrois, 1876) : modeste hardground limonitisé ou simple niveau un peu durci, localement riche en éponges ;

- un banc riche en *Conulus albogalerus* (Rowe, 1900) caractérisé par une abondance en *Conulus* sur une épaisseur d'environ 30 cm ;

- un intervalle à *Actinocamax verus* Miller fréquent (Bailey *et al.*, 1983 ; Mortimore *et al.*, 2001) : sur 2 m d'épaisseur ;

- l'*Echinocorys* Band (Rowe, 1900) : lit continu avec de nombreux *Echinocorys elevata* (Brydone) ;

- la Bedwell Line (Rowe, 1900) : lit riche en silex noduleux (épaisseur : 0,20 à 0,30 m).

Lors du Second Symposium sur les limites des étages du Crétacé tenu à Bruxelles en 1995, un consensus s'est dégagé pour faire coïncider la base de l'étage Campanien avec le niveau d'extinction du crinoïde pélagique *Marsupites testudinarius* (Hancock & Gale, 1996). La disparition de l'espèce s'effectue 6 m environ au-dessus de la Bedwell Line : c'est là qu'est placée la limite Santonien-Campanien. Au total, 9 événements à caractère lithologique ou bioécologique permettent de se repérer à travers les 42 m de craies à silex santoniennes du Kent.

Avec cette succession, la recherche et l'identification des niveaux-repères dans les craies des environs de St-Omer dans le Nord de la France devient possible. Dans un souci d'harmonisation de la nomenclature et par application de la règle d'antériorité, les dénominations anglaises seront utilisées ici pour désigner les niveaux-marqueurs dans l'Audomarois comme dans le Boulonnais.

III. — LES TRAVAUX ANTÉRIEURS SUR LA CRAIE DE SAINT-OMER

La localisation géographique du secteur étudié est présentée à la figure 2.

La première description de la craie des environs de St-Omer a été publiée au 19^e siècle par Danglure (1863) qui

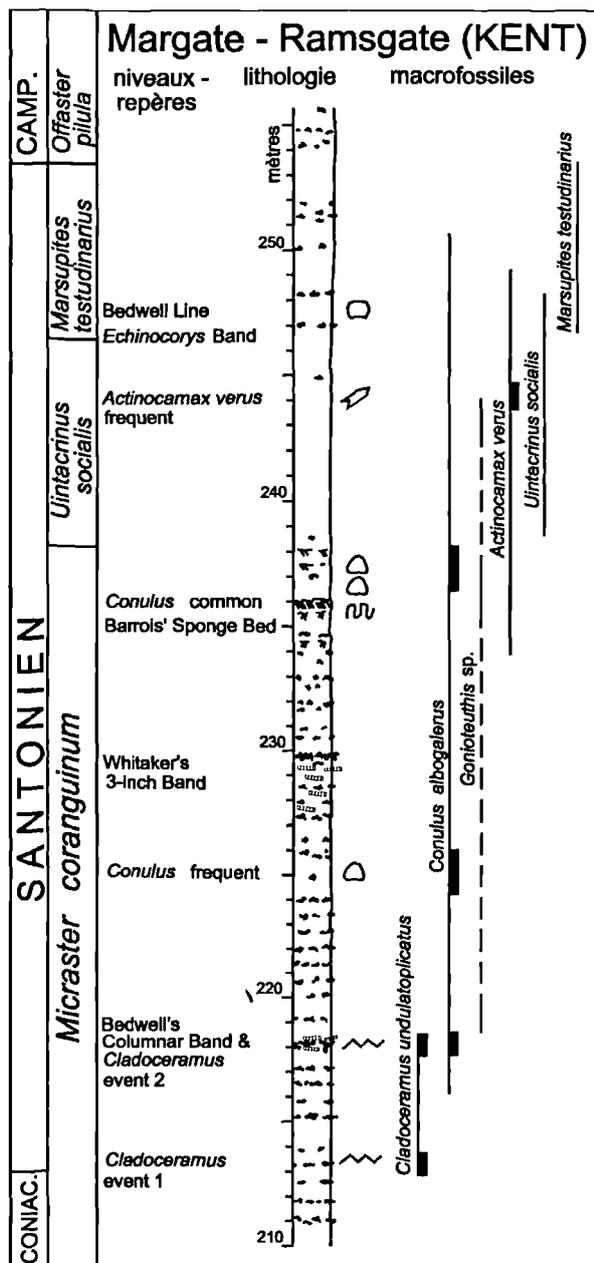


Fig.1. — Lithologie, niveaux-repères et répartition verticale des macrofossiles les plus caractéristiques dans les craies à silex santoniennes du Kent, au Sud-Est de l'Angleterre.

Fig.1. — Lithology, marker-levels and vertical distribution of main macrofossils in the Santonian Chalk with flints from Kent, South-East of England.

observe, parfois sous une certaine épaisseur de Tertiaire, une importante surface couverte par « l'Assise à *Micraster coranguinum* ». Il s'agit d'une craie très blanche, tachant les doigts, tendre, contenant des lits horizontaux de silex noirs espacés de 1 à 2 m. La craie était alors extraite à quelques km au Nord-Ouest de St-Omer, à Salperwick, dans les environs immédiats de St-Martin-au-Laërt, au moyen de puits verticaux de 25 à 30 m de profondeur. Quatre carrières à ciel ouvert présentant un front de taille d'environ 20 m étaient

également ouvertes à 5 km au sud de St-Omer, sur la rive droite de l'Aa, au pied du plateau d'Helfaut. C'est dans la carrière située la plus à l'Est, dite carrière de l'Ermitage, que Danglure récolte les fossiles suivants : « *Ananchytes gibba*, *Micraster coranguinum*, *Galerites albogalerus*, fragments d'un grand inocérame plat, et *Actinocamax verus* ».

Etudiant les mêmes affleurements, Barrois (1878) précise que la craie de St-Omer contient peu de silex, confirme la détermination de *Belemnites verus* et ajoute à la liste des fossiles cités par Danglure (1863) la présence d'éponges. Ces observations le conduisent à corréliser la craie de St-Omer avec celle de Margate et à l'attribuer à la partie supérieure de l'Assise à *Micraster coranguinum*, c'est à dire à la Zone à *Belemnites verus* et *Marsupites*.

Pourtant, aucune plaque de *Marsupites* n'a jamais été découverte en affleurement dans le Nord-Pas-de-Calais, ni à cette époque, ni plus tard (Leriche, 1905). Mais Barrois connaît bien la craie du Kent puisqu'il vient de publier en 1876 son mémoire sur le terrain crétacé supérieur de l'Angleterre et de l'Irlande. Cette opinion sur la position biostratigraphique de la craie de St-Omer dans la Zone à *Marsupites* est cependant révisée deux ans plus tard (Barrois in Gosselet, 1880) à la suite de la récolte dans les carrières d'Helfaut, lors d'une excursion de la Société Géologique du Nord, d'*Inoceramus involutus* associé à *Micraster coranguinum*, un inocérame caractéristique de la partie inférieure de l'Assise à *M. coranguinum* !...

Par la suite, la craie de St-Omer ne fait plus l'objet d'étude particulière. Seul J.-P. Destombes (1971) signale encore l'extraction dans la région de Difques, à 8 km au Nord-Ouest de St-Omer, d'une craie fine, pure, blanche, traçante et sans silex, « dont l'appartenance au Santonien est probable, quoique non démontrée ».

IV. — LA POSITION DES NIVEAUX-REPÈRES DANS LES AFFLEUREMENTS ACTUELS DE SANTONIEN DANS LES ENVIRONS DE SAINT-OMER

Si les exploitations souterraines présentes au 19^e siècle aux abords de Saint-Martin-au-Laërt ont disparu depuis longtemps, en revanche les quatre carrières visitées par Danglure (1863), Barrois (1878) et Gosselet (1880) au pied du plateau d'Helfaut sur la rive droite de l'Aa, existent toujours. Ce sont, en se dirigeant de l'Ouest vers l'Est les carrières : i) du Noir Cornet ; ii) de la Coupole, qui abrite un bunker de la seconde guerre mondiale transformé en musée ; iii) d'Helfaut utilisé comme champ de tir par la gendarmerie ; iv) de l'Ermitage. Parmi ces quatre carrières échelonnées sur une distance n'excédant pas 2 km et datant de plus d'un siècle, celle dont le front de taille est le mieux conservé est le champ de tir d'Helfaut. Une description de la coupe est donnée ci-après. En addition, deux vastes carrières ouvertes à une dizaine de km au Nord-Ouest de St-Omer, à Windevelt et Assinghem, exposent chacune la craie blanche du Santonien sur une hauteur d'à peu près 20 mètres.

En ce qui concerne la nomenclature lithostratigraphique, la craie blanche à nombreux silex qui englobe l'intervalle allant du Turonien supérieur au Santonien a été nommée Formation de Caffiers dans le Boulonnais par Robaszynski,

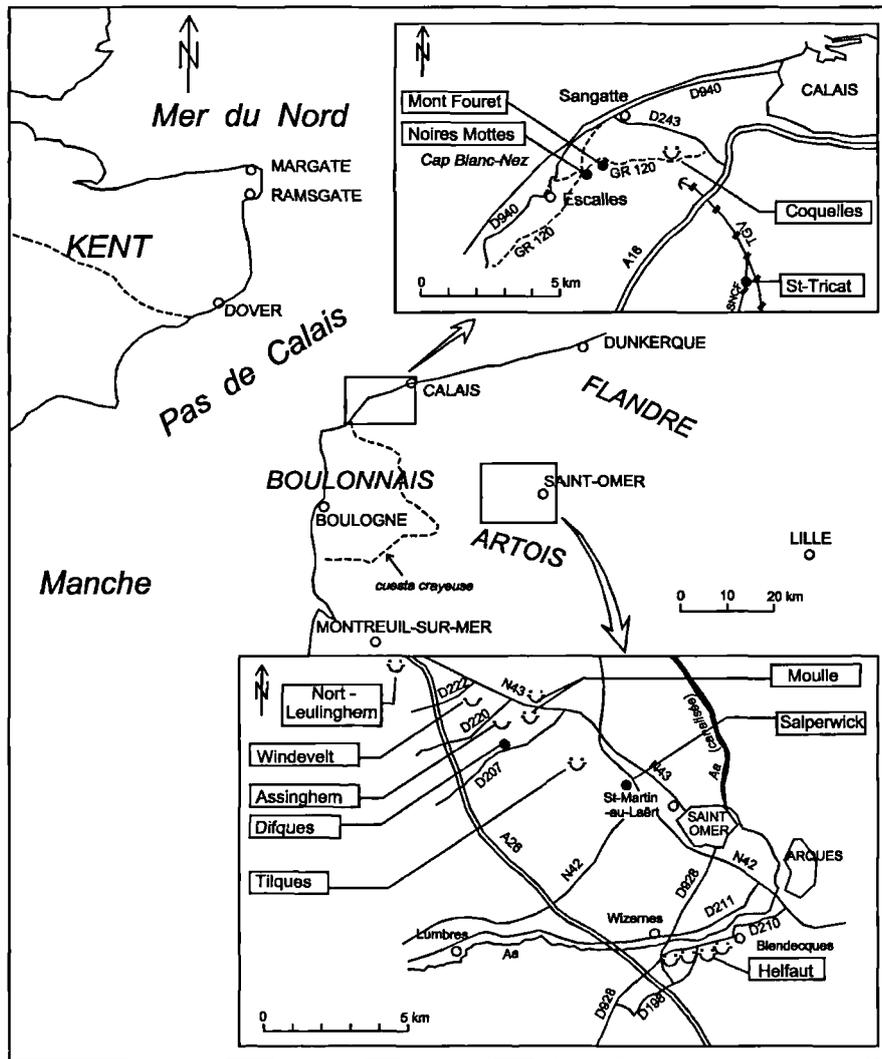


Fig.2. — Localisation géographique des secteurs étudiés dans les environs de Saint-Omer et dans le Nord du Boulonnais.

Fig.2. — Geographic location of studied areas in the vicinity of Saint-Omer and in the North of the Boulonnais.

Amédéo coord. *et al.* (1980). Dans la mesure où le faciès est ici identique, la création d'un nouveau terme n'a pas paru utile et l'ensemble des craies à silex exposées dans les carrières et autres affleurements des environs de St-Omer est rapporté à la Formation de Caffiers.

Du Nord-Ouest vers le Sud-Est, les coupes visibles aujourd'hui sont les suivantes (fig. 3).

1) WINDEVELT

Cette carrière, exploitée essentiellement pour l'amendement des sols, est située dans la vallée de Windevelt entre l'autoroute A26 et la route nationale 43, au Sud-Est de la route départementale 222 (fig. 2). Les coordonnées Lambert zone I sont les suivantes : $x = 584,77$; $y = 1343,42$. La coupe mesure 24 m d'épaisseur.

De la base au sommet, il s'agit d'une craie blanche, fine et traçante, avec de nombreux lits de silex noirs en rognons.

L'échinide irrégulier *Micraster coranguinum* (Klein) est occasionnel sur toute la hauteur de la coupe.

Trois niveaux riches en fragments d'inocérames existent entre 2 m et 2,30 m, 5 m et 5,20 m et dans l'intervalle compris entre 10 et 11,60 m avec ici un véritable lit épais de 5 cm vers 10 m. Le niveau inférieur est associé à un lit de silex noduleux dont l'un envahit une bioturbation verticale de type paramoudra haute de 40 cm. Ce double niveau-repère correspond au Bedwell's Columnar Band associé au *Cladoceramus* event 2 du Sud-Est de l'Angleterre. Le niveau supérieur, épais d'1,60 m, est surmonté par un lit continu de gros silex dont certains atteignent 50 cm de longueur, comparables à ceux du Whitaker's three inch Band.

De nombreuses éponges limonitisées sont également présentes vers 10 m, 15,80 m et surtout entre 20,90 m et 21,20 m, associées ici à des nodules centimétriques de pyrite. Malgré l'absence d'induration, le niveau le plus élevé riche en éponges est rapportée au Barrois' Sponge Bed par sa

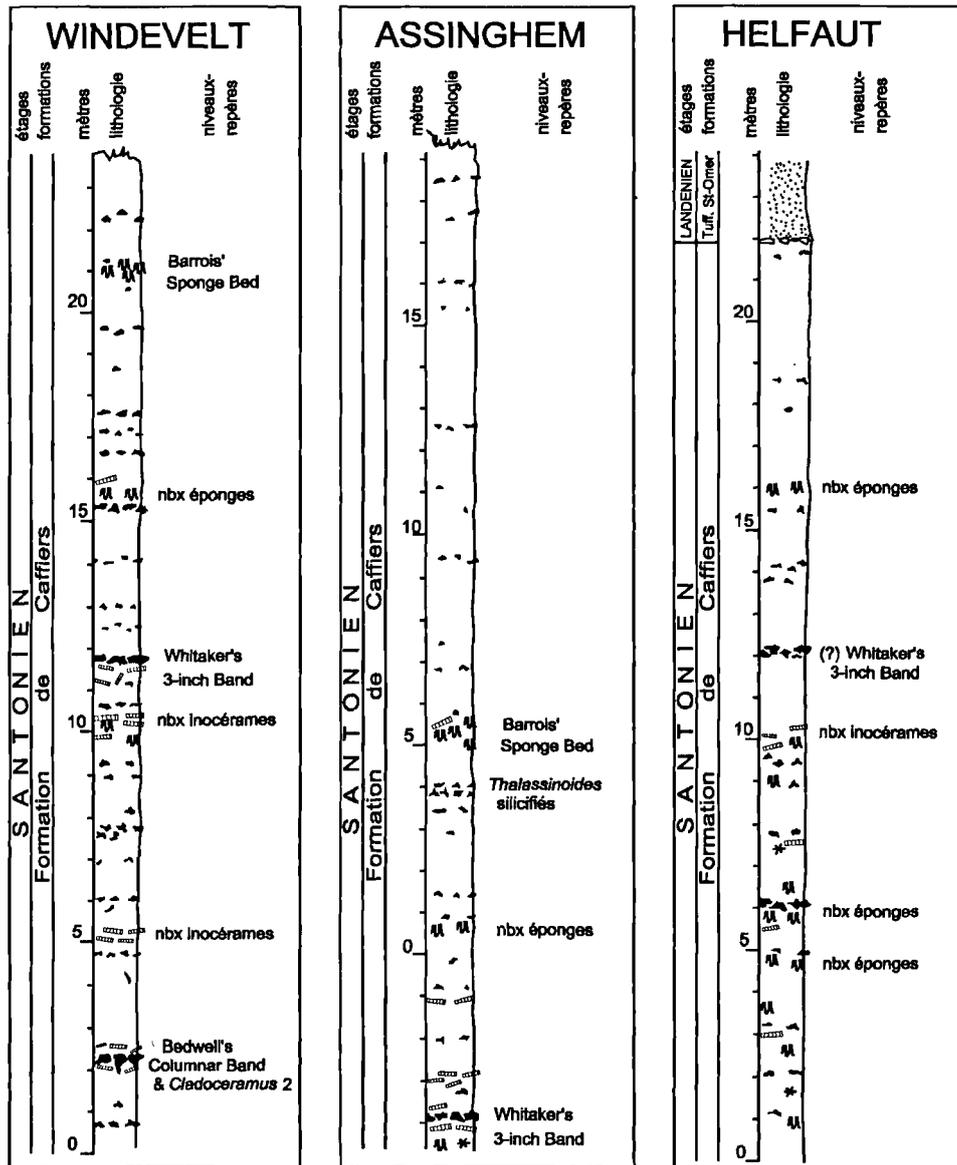


Fig.3. — Lithologie et niveaux-repères des craies santonniennes des environs de Saint-Omer (carrières de Windevelt, Assinghem et Helfaut).

Fig.3. — Lithology and marker-levels in the Santonian chalks near Saint-Omer (Windevelt, Assinghem and Helfaut quarries).

position géométrique, 9 m au-dessus du Whitaker's three inch Band.

En définitive, l'observation détaillée du front de taille permet de mettre en évidence dans la craie blanche à silex de la carrière Windevelt trois niveaux-repères définis dans la craie de Margate dans le Sud-Est de l'Angleterre : le Bedwell's Columnar Band associé au *Cladoceramus* event 2, le Whitaker's three inch Band et le Barrois' Sponge Bed.

2) ASSINGHEM

La carrière d'Assinghem (ancienne usine OMYA) est située à 1 km au Sud-Est de Windevelt. L'exploitation, très étendue, borde la route départementale 220 sur 700 m au Sud

de celle-ci (fig. 2). Malgré la vaste superficie de la carrière, seul le front de taille ouest offre des conditions favorables à un levé lithologique. Les directives récentes édictées par le ministère de l'environnement rendent de plus en plus difficile la préservation des carrières. L'obligation faite aux exploitants de remodeler le paysage entraîne la destruction rapide des fronts de taille et ne permet plus à l'altération de jouer son rôle séculaire en dégageant les fossiles. C'est la raison pour laquelle le nombre de macrofossiles recueillis en place dans la carrière d'Assinghem à l'occasion du levé est très restreint. Les coordonnées Lambert zone I sont les suivantes : $x = 585,87$; $y = 1342,65$. La coupe mesure 24 m d'épaisseur (fig. 3).

Les 9 m inférieurs montrent une craie blanche, tendre, fine et traçante, avec de nombreux lits de silex en rognons.

Les 15 m supérieurs contiennent en revanche peu de silex, et ceux-ci, à cortex blanc, se confondent souvent à première vue avec la craie. A la limite, entre les deux intervalles, se développe un double lit de silex digitiformes, branchus, qui sont des bioturbations de type *Thalassinoides* silicifiées. *Micraster coranguinum* est occasionnel dans la moitié inférieure de la coupe. Aucun spécimen n'a été recueilli au-dessus.

Vers le plancher de la carrière, au niveau -3,80 m existe un lit continu de très gros silex noduleux de 10 cm d'épaisseur encadré par de nombreux fragments d'inocérames. Ces caractères permettent d'identifier le Whitaker's three inch Band. Par ailleurs, des éponges limonitisées, jaunâtres, sont présentes à la base de la coupe, vers 1 m, et surtout dans l'intervalle entre 5 m et 5,50 m où elles forment un véritable niveau d'abondance. Ce niveau-repère est corrélé au Barrois' Sponge Bed du Kent.

La carrière d'Assinghem correspond sensiblement à la moitié supérieure de la carrière Windevelt. Dans la suite stratigraphique, seuls deux niveaux-repères y sont identifiés : le Whitaker's three inch Band et le Barrois' Sponge Bed. En revanche 10 m supplémentaires de craie blanche dans lesquels les silex deviennent rares sont atteints dans la partie supérieure de la coupe.

3) HELFAUT

A 1,5 km à l'Est de Wizernes, au carrefour des routes départementales 198 et 210, l'ancienne carrière d'Helfaut est utilisée pour des exercices de tir par la gendarmerie nationale et expose encore correctement la craie blanche sur une hauteur de 22 m sous un important recouvrement tertiaire. Les coordonnées Lambert zone I du site sont les suivantes : x = 593,72 ; y = 1334,00.

Le front principal de la carrière montre deux niveaux-repères constitués chacun par un lit décimétrique de silex bien apparent, engagé dans une craie blanche, fine et traçante. Mais d'autres lits plus discrets de petits silex centimétriques et digitiformes sont répartis sur toute la hauteur de la succession. Au point de vue macropaléontologique, *Micraster coranguinum* est fréquent dans la moitié inférieure de la coupe, plus occasionnel au-dessus, accompagné entre les niveaux 12 m à 17 m par de nombreux *Echinocorys*. Les 10 m inférieurs de la coupe renferment un grand nombre d'éponges et de fragments d'inocérames avec plusieurs niveaux d'abondance, respectivement pour les éponges à 4,80 m et 6 m, et pour les inocérames à 10 m. Un dernier lit riche en éponges existe plus haut, à 16 m.

L'interprétation de cette coupe est plus difficile dans la mesure où les caractères distinctifs des niveaux-repères sont moins marqués qu'à Windevelt et Assinghem. Le lit de silex noduleux épais de 10 cm situé au niveau 12 m semble toutefois correspondre au Whitaker's three inch Band par sa position géométrique, 2 m au-dessus d'un lit riche en fragments d'inocérames décrit dans le Kent (Robinson, 1986), le Boulonnais (Amédéo & Robaszynski, 2001) et dans la carrière Windevelt, et 4 m sous un niveau riche en éponges repéré régionalement dans les carrières d'Assinghem et Windevelt.

V. — LES FORAMINIFÈRES BENTHIQUES : UN OUTIL BIOSTRATIGRAPHIQUE

Dans le Crétacé supérieur océanique, les microbiostratigraphes privilégient généralement les foraminifères planctoniques pour les corrélations intra- et surtout inter-bassins étant donné la très large distribution géographique de ces organismes à vie pélagique. Il en est autrement dans la « mer de la craie » : les formes planctoniques y sont présentes mais leur diversité, leur différenciation et leur nombre ne sont pas suffisants pour les utiliser en tant que microfossiles de zones globales comme on peut le faire par exemple dans l'Océan téthysien. Dans la craie, les foraminifères benthiques sont nombreux et bien diversifiés et ils constituent des espèces permettant une zonéologie valable au moins au sein d'un bassin. Il en est ainsi des genres *Gavelinella*, *Reussella*, *Stensioeina* et *Bolivinoidea* qui ont été étudiés par de nombreux micropaléontologistes de l'Angleterre au Kazakhstan en passant par la France, la Belgique, l'Allemagne, le Danemark, la Suède, la Pologne et la Russie.

En France, la cartographie au 1/50 000^e des surfaces crayeuses du bassin de Paris a été fondée sur les biozones issues des travaux de Monciardini (1980, 1994) et reprises par Robaszynski dans le Boulonnais pour la feuille de Marquise (Mansy coord., 2006, sous presse). En Angleterre, l'école de Plymouth initiée par Hart a produit un atlas de foraminifères illustrant les principales espèces marqueurs (Hart *et al.*, 1989). En même temps, les géologues de terrain s'attachaient à produire une stratigraphie situant les principaux événements lithologiques de la succession des craies en regard desquels les micropaléontologistes pouvaient poser leurs bio-événements (Bailey *et al.* 1983, Pomerol *et al.* 1987, Mortimore *et al.* 2001, Robaszynski *et al.* 2005).

Il résulte de tous ces travaux qu'une suite de microbio-événements a été proposée pour l'intervalle Coniacien terminal et Santonien qui est le sujet de la présente contribution. Toutefois, suivant les auteurs et les coupes analysées de part et d'autre du Pas de Calais, il existe quelques différences dans la position stratigraphique de certains bio-événements et elles sont discutées ci-après.

La figure 4 : commentaires.

Dans la moitié droite de cette figure sont reprises les biozones de foraminifères benthiques telles qu'elles ont été définies pour les besoins cartographiques, de bas en haut.

S/c1 : biozone limitée vers le haut par l'apparition de *Stensioeina granulata polonica* Witwicka ; elle montre une association où sont souvent présents *Verneuilina muensteri* Reuss, *Stensioeina exsculpta exsculpta* (Reuss), *Osangularia whitei* (Brotzen) et quelques *Stensioeina granulata granulata* (Olbertz) et *Gavelinella arnagerensis* (ex « *Lingulogavelinella cf. vombensis* » auct.).

S/c2 : biozone marquée à la base par l'apparition de *St. granulata polonica* ; les espèces citées précédemment s'y poursuivent ; sous la limite S/c1 - S/c2 apparaissent les premières *Loxostomum eleyi* (Cushman) dans les fractions fines. Dans le Boulonnais, la base de la biozone se trouve à 5-7 m sous le premier niveau à *Cladoceramus* marquant la limite Coniacien-Santonien. La biozone S/c2 représente

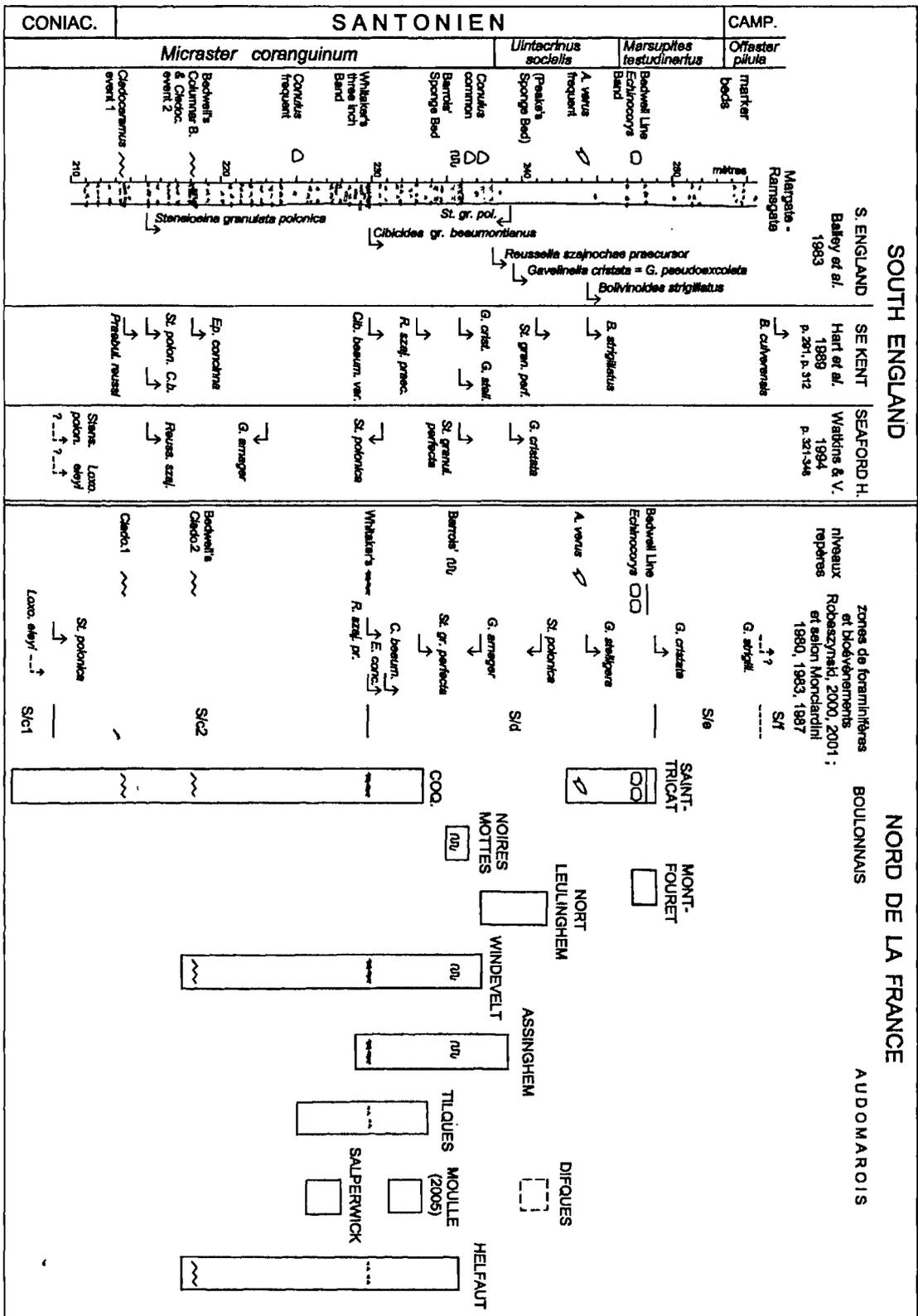


Fig.4. — Distribution verticale des foraminifères benthiques et planctoniques dans les craies santoniennes des environs de Saint-Omer.

Fig.4. — Vertical distribution of benthic and planktonic foraminifera in the Santonian chalks in the surroundings of Saint-Omer.

l'extrême sommet du Coniacien et un peu moins de la moitié inférieure du Santonien.

S/d : biozone commençant avec l'émergence de *Reussella szajnochae praecursor* De Klasz & Knipscheer, sensiblement au niveau-repère du silex Whitaker's three inch Band, suivie par celles de *Eponides concinna* Brotzen et de *Cibicides beaumontianus* (d'Orbigny) ; plus haut, de part et d'autre du niveau-repère Barrois' Sponge Bed apparaît *Stensioeina granulata perfecta* Koch tandis que disparaissent *G. arnagerensis* puis *St. granulata polonica*. Avec le niveau à *Actinocamax verus* se remarque la présence de *Gavelinella stelligera* (Marie) bien que cette espèce ait pu apparaître un peu en-dessous, ce qui n'est pas vérifiable ici par manque d'affleurements continus. La biozone S/d représente une bonne partie de la moitié supérieure mais non terminale du Santonien.

S/e : biozone marquée par l'émergence de *Gavelinella cristata* (Goel) [= *Gavelinella pseudoexcolata* (Kalinin), synonyme prioritaire selon Watkins & Velkamp, 1994] un peu au-dessus du niveau de silex de la Bedwell Line. La biozone S/e représente ici la partie terminale du Santonien.

Remarques.

Stensioeina granulata polonica (Witwicka) : en Angleterre, cette espèce était considérée apparaître entre les niveaux à *Cladoceramus* 1 et 2 selon Bailey *et al.* 1983 et Hart *et al.* 1989, mais sous le niveau à *Cladoceramus* 1 par Watkins & Velkamp, ce qui est le cas dans le Boulonnais.

Reussella szajnochore praecursor : en Angleterre, à Margate – Ramsgate, l'espèce commence entre le Whitaker's three inch Band et le Barrois' Sponge Bed (Hart *et al.*, 1989) tandis qu'à Seaford Head, Watkins & Velkamp voient « *Reussella szajnochae* » beaucoup plus bas, un peu au-dessus du niveau à *Cladoceramus* 1, c'est-à-dire vers la base du Santonien. Dans le Boulonnais, l'espèce est présente à partir du Whitaker's three inch Band.

Stensioeina granulata perfecta Koch : dans le Boulonnais, bien que rares, des Stensioïnes à face spirale très finement granuleuses se remarquent déjà quelques mètres au-dessus du Whitaker's three inch Band. En Angleterre, ce morphotype est noté un peu plus haut, sous ou au-dessus du Barrois' Sponge Bed.

Gavelinella cristata (Goel) [= *G. pseudoexcolata* (Kalinin) selon Watkins & Velkamp, 1994] : la première présence de cette espèce marqueur semble largement antérieure en Angleterre, tant à Margate-Ramsgate qu'à Seaford Head puisque, dans les deux localités, elle se manifeste dans ou juste au-dessus du Barrois' Sponge Bed tandis que dans le Boulonnais elle ne se présente qu'à partir de la Bedwell Line. Malgré des recherches intensives dans tous les sommets de carrières ou dans les affleurements entre le Boulonnais et l'Audomarois, aucune *G. cristata* n'a pu y être décelée. Les deux seules localités où l'espèce a été clairement détectée sont le Mont Fourret dans le Boulonnais (malheureusement dans des affleurements très isolés, sans coupe continue) et le sommet de la coupe de St-Tricat dans la partie ouest de la feuille de Guînes (une coupe très éphémère mise au jour puis remblayée lors de la construction de la ligne TGV Calais-Lille par la SNCF). Il faut noter aussi que dans ces deux dernières localités, *Bolivinoides strigillatus*

(Chapman) n'a pas été décelé non plus, même dans les fractions très fines des résidus de lavage.

VI. — COMPARAISON ENTRE LES CRAIES SANTONIENNES DU KENT (U.K.), DU BOULONNAIS ET DES ENVIRONS DE SAINT-OMER

La corrélation des coupes visibles actuellement dans les craies à silex santoniennes des environs de St-Omer avec les affleurements décrits dans le Boulonnais et les falaises de Ramsgate-Margate situées dans le Kent au Sud-Est de l'Angleterre est présentée dans la figure 5 avec, en regard, la liste des niveaux-repères.

Les falaises du Kent fournissent une coupe continue dans les craies du Santonien du détroit du Pas de Calais. La suite lithologique reproduite dans la figure 5 est celle publiée par Jenkyns *et al.* (1994). Le Santonien y mesure 42 m d'épaisseur en considérant l'intervalle allant du *Cladoceramus* event 1 au niveau de disparition du crinoïde pélagique *Marsupites testudinarius* situé 6 m au-dessus de la Bedwell Line. La succession est constituée dans les deux tiers inférieurs par une craie blanche avec de nombreux lits de silex noirs en rognons et, dans le tiers supérieur, par une craie contenant relativement peu de silex. La limite entre les deux faciès coïncide avec un hardground associé au Barrois' Sponge Bed. Les 9 niveaux-repères sont répartis à travers l'ensemble de la succession.

En ce qui concerne le Boulonnais, les craies santoniennes ne sont pas exposées dans les falaises du Cap Blanc-Nez dont les termes les plus élevés appartiennent au Turonien supérieur (Amédro & Robaszynski, 2001d). Le seul affleurement permanent de craies santoniennes est un ensemble de deux carrières situées à Coquelles. Les craies à silex visibles dans les carrières de Coquelles Est et Ouest ont été décrites en détail par Amédro & Robaszynski (2001b). Il s'agit de la moitié inférieure du Santonien dans laquelle on trouve tous les niveaux-repères allant du *Cladoceramus* event 1 au Whitaker's three inch Band inclus.

Toujours dans le Boulonnais, des levés cartographiques réalisés dans le Crétacé entre 1993 et 1996 en vue de la réédition de la feuille de Marquise au 1/50.000^e ont fait apparaître une grande surface couverte par le Santonien et ont révélé pour la première fois l'existence de niveaux élevés dans la partie supérieure de l'étage affleurant sur le haut-plateau crayeux formant la bordure nord du Boulonnais. Etant donné la petite taille de la vingtaine d'affleurements de Santonien, la plupart du temps les niveaux-repères n'ont pas pu être décelés et c'est donc essentiellement sur des critères micropaléontologiques que l'étage a été reconnu. Ainsi, l'analyse microfossillifère d'échantillons pris au Mont Fourret (fig. 2) a montré la présence du foraminifère benthique *Gavelinella cristata* (Goel), une espèce caractéristique de la partie supérieure du Santonien, tandis qu'ailleurs la présence d'un horizon à *Actinocamax verus* Miller a été démontrée à la faveur d'une tranchée de 6,50 m creusée à la base d'un pont SNCF à Saint-Tricat (Amédro & Robaszynski, 2001b, e). L'existence de ces niveaux dans le Nord du Boulonnais n'était pas soupçonnée jusqu'à présent.

Un petit arrachement découvert récemment au pied des Noires-Mottes, le long du sentier de grande randonnée 120

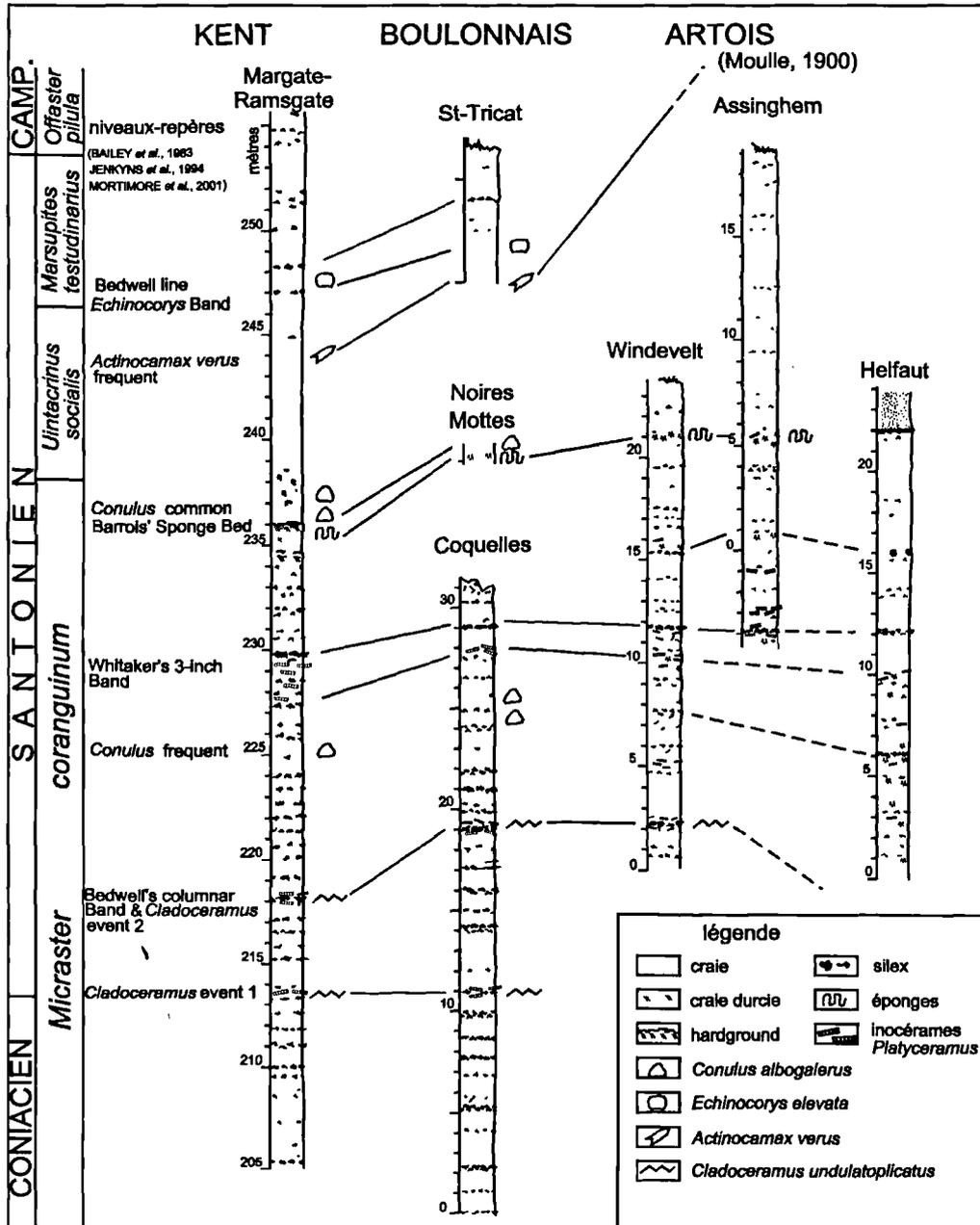


Fig.5. — Les craies santonniennes du Sud-Est de l'Angleterre et du Nord de la France : corrélation à l'aide des niveaux-repères entre les falaises du Kent, les affleurements de la bordure nord du Boulonnais et les carrières actuellement visibles dans les environs de Saint-Omer.

Fig.5. — The Santonian chalks of the South-East of England and of the North of France : correlation by means of marker-levels between the Kent cliffs, the North Boulonnais outcrops and the quarries in the surroundings of Saint-Omer.

(fig. 2), permet de compléter l'inventaire des niveaux-repères identifiés dans le Santonien du Boulonnais. Les coordonnées Lambert zone I du site sont les suivantes : $x = 557,52$; $y = 1358,65$. Sur une hauteur de 0,80 m affleure une craie blanche, tendre, riche en éponges limonitisées dans sa partie inférieure et livrant de très nombreux *Conulus albogalerus* Leske au-dessus. Il est clair que l'on se trouve ici en présence du Barrois' Sponge Bed surmonté du niveau riche en *Conulus* décrit dans la craie de Margate (Robinson, 1986 ; Jenkyns *et al.*, 1994 ; Mortimore, 1997 ; Mortimore *et al.*, 2001). A noter

toutefois l'absence de phénomènes d'induration associés au Barrois' Sponge Bed à la différence de ce que l'on observe dans le Kent.

En tenant compte de ces informations et de la description des craies de St-Omer donnée ci-dessus, l'examen de la figure 5 appelle plusieurs remarques.

(i) Il existe une continuité entre le Kent et le Boulonnais de tous les niveaux-repères définis dans la craie santonienne

de Margate. Cette continuité s'exerce à la fois dans les événements à caractère lithologique (Bedwell's Columnar Band, Whitaker's three inch Band, Bedwell Line) et à caractère bio-écologique (*Cladoceramus* events 1 & 2, Barrois' Sponge Bed, *Echinocorys* Band, niveaux riches en *Conulus albogalerus* ou en *Actinocamax verus*).

(ii) Malgré la présence de lacunes d'observation occultant une partie de la succession, l'enregistrement sédimentaire semble un peu plus épais dans le Boulonnais que dans le Kent. Ainsi, l'intervalle compris entre les *Cladoceramus* events 1 et 2, épais de 5 m à Ramsgate, mesure 8 m à Coquelles. De la même façon, l'intervalle séparant l'*Echinocorys elevata* Band de la Bedwell Line passe d'1 m à Margate à 2,40 m à St-Tricat.

(iii) Conséquence probable de la remarque précédente, le hardground associé au Barrois' Sponge Bed dans le Kent disparaît du côté français du détroit du Pas de Calais, aussi bien dans le Boulonnais (Noires-Mottes) que dans les environs de St-Omer (carrières d'Assinghem et Windevelt).

(iv) Les coupes visibles actuellement dans la région de Saint-Omer sont situées dans les parties moyenne et inférieure de l'étage Santonien et exposent la plupart des niveaux-repères compris dans l'intervalle allant du Bedwell's Columnar Band et du *Cladoceramus* event 2 jusqu'au Barrois' Sponge Bed. Seuls les niveaux riches en *Conulus* n'ont pas été retrouvés. La continuité des niveaux-repères, démontrée entre le Kent et le Boulonnais, s'exerce ainsi jusqu'aux abords de l'Artois.

(v) Comme dans le Kent, la craie des environs de St-Omer s'appauvrit en silex au-dessus du Barrois' Sponge Bed et ceux-ci, de plus petite taille et à cortex blanc, se confondent souvent à première vue avec la craie.

(vi) Actuellement, tant à partir des informations lithologiques que macro- ou micropaléontologiques, il ne semble pas y avoir de recouvrement entre la base de la section de St-Tricat et le sommet des diverses coupes de l'Audomarois. La raison en est peut-être – si la comparaison avec les coupes du Sud-Est de l'Angleterre est pertinente – que la craie se trouvant entre ces niveaux stratigraphiques est un matériau tendre et sans silex que l'érosion aurait pu déblayer préférentiellement.

(vii) Enfin, si la craie à silex exposée au Nord-Ouest de St-Omer dans les carrières d'Assinghem et Windevelt montre une suite lithologique quasi identique à celle des affleurements du Boulonnais et des falaises du Kent, un changement de faciès semble se dessiner au Sud de St-Omer dans les carrières situées le long de la vallée de l'Aa comme à Helfaut, tout au moins dans l'intervalle étudié. Les éponges, éparses, deviennent abondantes dans la partie inférieure de la succession tandis que le Whitaker's three inch Band perd une partie de ses caractères distinctifs avec, en particulier, la disparition – immédiatement en-dessous du niveau-repère – de l'intervalle de près de 2 m d'épaisseur riche en fragments d'inocérames. Mais on se trouve ici à 100 km de la falaise de Margate, le long des failles de l'Artois qui ont peut-être influencé la sédimentation en créant des zones plus ou moins subsidentes comme cela a déjà été suggéré à l'Albien et au Cénomani (Amédéo & Robaszynski, 1987).

VII. — LES TERMES LES PLUS ÉLEVÉS DU SANTONIEN SONT-ILS ATTEINTS DANS LA CRAIE DE SAINT-OMER ?

La question de l'existence éventuelle des termes les plus élevés du Santonien – c'est-à-dire des Zones à *Uintacrinus socialis* et à *Marsupites testudinarius* – dans la craie de Saint-Omer mérite d'être posée. La raison de cette interrogation est la récolte d'*Actinocamax verus* dans la carrière de l'Ermitage près d'Helfaut par Danglure (1863) et d'une seconde citation de l'espèce, malheureusement sans localisation géographique, par Barrois (1878). Dans la craie de Margate en Angleterre, *A. verus* est en effet fréquent, uniquement dans un intervalle de 2 m d'épaisseur situé au tiers supérieur de la Zone à *Uintacrinus socialis*, sous la Zone à *Marsupites testudinarius* (Bailey *et al.*, 1983 ; Mortimore *et al.*, 2001).

La carrière de l'Ermitage est située à 750 m à l'Est de celle d'Helfaut décrite ici. Des échantillons prélevés en 1986 à la partie supérieure de cette carrière ainsi qu'au sommet des anciennes carrières de la Coupole et du Noir Cornet contiennent, comme à Helfaut, de nombreux foraminifères benthiques, en particulier : *Stensioeina granulata polonica* Witwicka, *St. granulata perfecta* Koch, *St. exsculpta exsculpta* (Reuss), *Gavelinella armagerensis* Solakius (= « *vombensis* » auct.), *Reussella szajnochae praecursor* De Klasz & K., *Eponides concinna* Brotzen, *Osangularia whitei* (Brotzen) ... Cette association est typique de la partie moyenne de l'étage Santonien. Les attributions micropaléontologiques confirment les résultats obtenus à l'aide de la stratigraphie événementielle. Les niveaux les plus élevés atteints dans les carrières localisées le long de la vallée de l'Aa au pied du plateau d'Helfaut sont situés dans l'intervalle compris entre le Whitaker's three inch Band et le Barrois' Sponge Bed. On se trouve au sommet de la Zone à *Micraster coranguinum* (fig. 5). Comment expliquer alors la récolte d'*Actinocamax verus* dans la carrière de l'Ermitage ? Le tableau de répartition des macrofossiles les plus caractéristiques présents dans la craie de Margate publié par Bailey *et al.* (1983) et reproduit à la figure 1, apporte des éléments de réponse. En effet, il situe non seulement l'événement écologique caractérisé par la présence d'*A. verus* fréquent dans la zone à *Uintacrinus socialis*, mais il révèle que l'espèce apparaît de façon occasionnelle plus bas dans la zone à *Micraster coranguinum*, 2 m sous le Barrois' Sponge Bed. Le rostre découvert par Danglure (1863) correspond très probablement à une présence basse et occasionnelle de cette bélemnite. Il faut d'ailleurs souligner que, déjà au 19^e siècle, Barrois, après avoir corrélaté en 1878 la craie de St-Omer avec la craie de Margate à *Marsupites*, avait, deux ans plus tard (*in* Gosselet, 1880), révisé son opinion et rapporté au moins les quatre carrières de craie situées au pied du plateau d'Helfaut à la partie inférieure de la Zone à *Micraster coranguinum*.

Faut-il alors en conclure à l'absence, suite à l'érosion, de la partie élevée du Santonien dans la région de St-Omer ? Certainement pas dans la mesure où des recherches effectuées dans les collections du musée d'Histoire naturelle de Lille (ou Musée Gosselet) ont permis de retrouver 13 rostres de bélemnites recueillis à la fin du 19^e siècle et au début du 20^e par Barrois, Decocq et Danglure en trois localités : Blendecques, St-Martin-au-Laert et surtout Mouille. L'inventaire du matériel est le suivant.

Blendecques : « *Belemnites westphalicus* Schlüter » ; 2 exemplaires recueillis en 1869 dans l'Assise à *Micraster coranguinum*. Les carrières de Blendecques sont en fait les quatre carrières situées sur la rive droite de l'Aa au pied du plateau d'Helfaut (carrières du Noir Cornet, de la Coupole, d'Helfaut et de l'Ermitage) dont la suite lithologique est décrite dans le chapitre 4. Ces carrières sont situées dans la partie inférieure à moyenne du Santonien.

St-Martin-au-Laërt : « *Belemnites westphalicus* » ; 3 exemplaires de l'Assise à *M. coranguinum* conservés dans la collection Decocq. Il ne subsiste aucune carrière à St-Martin-au-Laërt, mais les anciens puits d'extraction de craie de Salperwick sont situés à seulement 1 km au Nord-Ouest et restent accessibles à leur partie supérieure pour un échantillonnage micropaléontologique. Ce dernier a livré : *G. arnagerensis*, *St. exsculpta exsculpta*, *St. granulata polonica*, *O. whitei*, association de la biozone S/c2, c'est-à-dire de la moitié inférieure du Santonien. Les bélemnites trouvées par Decocq étaient probablement des spécimens occasionnels.

Mouille : « *Actinocamax verus* Miller » : 7 exemplaires de la collection Barrois ; « *Belemnites westphalicus* » : 1 exemplaire de la collection Danglure recueilli en 1912. Tous les rostres proviennent de l'Assise à *Micraster coranguinum*. De la fin du 19^e au début du 20^e siècle, une vaste carrière de craie était exploitée sur 500 m de diamètre de part et d'autre de l'actuelle route nationale 43 au lieu-dit « les Marnières », à 1 km à l'Ouest de Mouille et 8 km au Nord-Ouest de St-Omer. Il ne reste presque rien de cette carrière complètement végétalisée dont le front de taille est simplement rappelé par un talus dans la morphologie du paysage. La hauteur de l'exploitation a pu atteindre une quinzaine de mètres. Un petit arrachement situé au Nord de la RN 43 permet cependant d'observer encore sur une hauteur de 4 m dans la partie moyenne de l'ancien front de taille une craie blanche, fine, tendre, traçante, contenant de rares petits silex digitiformes. Des radioles de *Cidaris* sont fréquentes. Une analyse des foraminifères benthiques extraits des 4 mètres de craies encore un peu visibles donne l'association suivante : *Gavelinella arnagerensis*, *Reussella szajnochae praecursor* et *Stensioeina granulata polonica*, ce qui placerait l'affleurement assez bas dans la biozone S/d.

Toutefois, la présence dans les collections du musée Gosselet d'un nombre significatif d'*Actinocamax verus* et d'un rostre de *Goniotentis westphalica* ou plus probablement de *Goniotentis westphalicogramulata* (Stolley), suggère que certaines craies exploitées dans le passé à Mouille devaient être situées dans un intervalle équivalent à la Zone à *Uintacrinus socialis* du Sud-Est de l'Angleterre. Un seul niveau riche en *Actinocamax verus* existe en effet dans la craie de Margate à 3 m sous la Bedwell Line et au tiers supérieur de la Zone à *U. socialis* (Bailey *et al.*, 1983 ; Mortimore *et al.*, 2001). Il s'agit du niveau identifié par Amédéo & Robaszynski (2001 b) à Saint-Tricat sur la bordure nord du Boulonnais. En au moins une localité de l'Audomarois, à Mouille comme à St-Tricat et au Mont Fourret dans le Boulonnais, les craies santoniennes les plus élevées devaient monter jusque dans les confins des Zones à *Uintacrinus socialis* et à *Marsupites testudinarius*.

Pour tenter de compléter cette identification de la partie supérieure du Santonien, des prélèvements de craie réalisés en d'autres points de la surface crétacée des environs de Saint-Omer ont été traités afin d'en extraire les foraminifères

benthiques. Les associations identifiées permettent des attributions zonales, et par là, stratigraphiques. Les affleurements étudiés sont situés dans les localités suivantes, du Nord-Ouest au Sud-Est.

Nort-Leulinghem (coordonnées Lambert Zone I : x = 582,65 ; y = 1345,03). Une ancienne carrière de craie située dans la propriété de la Société de démolition des Travaux publics expose une dizaine de mètres de craie blanche fine comportant quatre niveaux de silex espacés d'environ 2 m. Bien que l'accessibilité du front soit difficile, il ne semble pas qu'il y ait un repère lithologique majeur dans la succession. Trois prélèvements répartis sur toute la hauteur ont livré, parmi les foraminifères marqueurs : *Stensioeina granulata perfecta*, assez nombreuses, et *St. granulata polonica* rare, deux espèces qui font attribuer la craie à la partie inférieure à moyenne de la biozone S/d, c'est-à-dire au Santonien non terminal.

Difques (coordonnées Lambert zone I : x = 586,62 ; y = 1341,85). A 150 m au Nord de la route départementale 207, un chemin d'exploitation longe une petite carrière abandonnée au lieu dit « Les Marnières », au Nord de la petite vallée du Colbart. Le front de taille montre, sur deux mètres de hauteur, une craie blanche, tendre, fine et traçante avec de rares silex. La carrière est implantée sur une petite crête et le chemin d'accès situé en contrebas laisse apparaître également quelques affleurements ponctuels sur ses bordures avec, en particulier, un lit riche en éponges à environ un mètre sous le plancher de la carrière. Au total, trois prélèvements répartis approximativement sur 5 m de hauteur ont été effectués : à la base et au sommet du front de taille, et 3 m plus bas, sous le lit riche en spongiaires. Cet affleurement est situé à 1 km au Sud de la carrière d'Assinghem. L'analyse micropaléontologique montre la présence de *St. granula perfecta* assez nombreuses, de *St. granulata polonica* rare et de *Reussella szajnochae praecursor*. L'association fait placer l'affleurement vers le milieu de la biozone S/d, à peu près au même niveau que Nort-Leulinghem.

Tilques (coordonnées Lambert zone I : x = 589,27 ; y = 1341,05). Une ancienne carrière située à 1 km au Sud-Ouest de la route nationale 43 et géographiquement implantée à mi-chemin entre les affleurements de Difques au Nord-Ouest et de Salperwick au Sud-Est, expose une quinzaine de mètres de craie blanche dans un front de taille vertical. Plusieurs lits de silex sont visibles à 1 m, 3 m, 5 m et 13 m, les deux derniers étant les plus développés. L'impossibilité de circuler latéralement sur toute la hauteur du front de taille n'a pas permis la récolte de macrofaune ni la recherche d'éco-événements. En revanche, un échantillonnage a été effectué afin de dégager les microfossiles où ont été repérés dans la partie inférieure : *St. granulata granulata*, *St. granulata polonica*, *Reussella kelleri* et, dans la partie supérieure de la carrière : *St. granulata polonica* (rare) et *St. granulata perfecta*, ce qui place la succession à cheval sur les biozones S/c2 et S/d. Ainsi, par rapport à Difques, on se trouve ici plus bas stratigraphiquement, vers le milieu du Santonien.

Salperwick (coordonnées Lambert zone I : x = 591,20 ; y = 1340,58). Une reconnaissance sur le terrain a permis de retrouver la trace de plusieurs carrières souterraines exploitées au 19^e siècle et signalées par Danglure (1863) à 500 m à l'Ouest de l'ancienne route nationale menant de St-Omer à Calais. Les puits verticaux, profonds de 25 à 30 m à l'origine pour une ouverture circulaire en surface de 3 m, sont

maintenant comblés. Mais le tassement progressif des remblais a de nouveau dégagé la partie supérieure des puits sur une profondeur pouvant atteindre plusieurs mètres dans certains cas. L'échantillonnage a été réalisé au point le plus haut. Les foraminifères dégagés correspondent à ceux observés dans la partie inférieure de la carrière de Tilques, c'est-à-dire dans la biozone S/c2, bien plus bas elle aussi que le sommet du Santonien.

L'ensemble des informations fournies par l'étude des foraminifères dans toutes les coupes et affleurements étudiés dans la région de Saint-Omer est résumé dans la figure 4.

VIII. — CONCLUSION

Au terme des analyses lithologique, macro- et micropaléontologique des craies santoniennes de la région de St-Omer, il ressort plusieurs constatations.

Les 9 niveaux-repères du Santonien définis dans le Sud de l'Angleterre sont également présents du Boulonnais à la région de St-Omer : 2 niveaux sont uniquement lithologiques (Whitaker's three inch Band et Bedwell Line), 5 uniquement bio-écologiques (1 à inocérames, 3 à échinodermes, 1 à bélemnites) et 2 sont mixtes (Bedwell's columnar flint Band avec *Cladoceramus* 2 et le Barrois' Sponge Bed).

L'enregistrement des 9 événements est clair jusqu'à proximité de St-Omer mais la reconnaissance des divers niveaux devient plus difficile vers le Sud-Est, aux abords de Wizernes-Blendecques.

L'interprétation des successions de craies santoniennes est commode dans le cas de carrières où des épaisseurs importantes sont exposées ou quand un affleurement offre sans ambiguïté l'un des niveaux-repères. Dans le cas d'affleurements sans repères, l'analyse des foraminifères benthiques permet de les placer dans une échelle biozonale.

Dans la région de St-Omer, la plupart des coupes examinées et analysées se trouvent dans les 2/3 inférieurs du Santonien. Dans l'état actuel des explorations, aucune coupe n'atteint la partie supérieure du Santonien comme c'est le cas dans le Boulonnais au Mt Fouret ou mieux, sur la retombée Nord-Est du Boulonnais à St-Tricat où la craie montre 3 niveaux-repères élevés du Santonien, sans atteindre toutefois le niveau à *Marsupites*.

La corrélation avec les coupes des falaises du Kent montre que l'épaisseur du Santonien est plus importante dans la région de St-Omer, surtout pour la moitié supérieure de l'étage.

Remerciements.— Monsieur Bruno DARRAS et Monsieur Michel BEGHIN, respectivement propriétaires des carrières Windevelt et d'Assinghem, nous ont réservé le meilleur accueil à chacune de nos visites. Monsieur le Général commandant la gendarmerie de la région Nord-Pas-de-Calais à Villeneuve d'Ascq et Monsieur le Commandant de la gendarmerie de Longuenesse nous ont fourni une autorisation exceptionnelle d'accès au terrain militaire d'Helfaut. Monsieur Jean DZIUDZIA a aidé au tirage des illustrations photographiques. Enfin Madame Sophie BECKARY, conservatrice du Musée d'Histoire naturelle de Lille, nous a ouvert et facilité les recherches dans la collection Barrois. Qu'ils en soient tous chaleureusement remerciés.

BIBLIOGRAPHIE

- AMÉDRO F., MANIVIT H. & ROBASZYNSKI F. (1979). — Echelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les craies du Boulonnais (macro-, micro-, nannofossiles). *Ann. Soc. géol. Nord*, 98, 287-305.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1987). — Influences eustatiques et contrôle tectonique de la sédimentation dans la partie moyenne du Crétacé du Nord de la France. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 11, 57-66.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1999). — Les craies cénomaniennes du Boulonnais. Comparaison avec l'Aube (France) et le Kent (Royaume Uni). *Géologie de la France*, B.R.G.M., 2, 33-53.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001a). — Evénements sédimentaires et bioécologiques dans les craies du Boulonnais : des repères pour des corrélations précises intra- et inter-bassins. *Ann. Soc. géol. Nord*, 8, 159-171.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001b). — Les craies à silex du Turonien au Santonien du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (U.K.). *Géologie de la France*, B.R.G.M., 4, 39-56.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001c). — Les craies cénomaniennes du Cap Blanc-Nez (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Extension géographique de niveaux-repères du bassin anglo-parisien (Boulonnais, Kent, Normandie) à l'Allemagne du Nord. *Bull. Soc. Géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 87, 9-29.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001d). — Les craies turoniennes du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (UK) et la Normandie (F). *Bull. Soc. Géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 87, 31-49.
- BAILEY H.W., GALE A.S., MORTIMORE R.N., SWIECICKI A. & WOOD C.J. (1983). — The Coniacian-Maastrichtian stage boundaries of United Kingdom, with particular reference to southern England. *Newsletters stratigr.*, 12, 19-42.
- BAILEY H.W., GALE A.S., MORTIMORE R.N., SWIECICKI A. & WOOD C.J. (1984). — Biostratigraphical criteria for the recognition of the Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the chalk of north-west Europe, with particular reference to southern England. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 33, 31-39.
- BARROIS Ch. (1876). — Recherches sur le Terrain crétacé supérieur de l'Angleterre et de l'Irlande. *Mém. Soc. géol. Nord*, 1, 232 pp.
- BARROIS Ch. (1878). — Mémoire sur le terrain crétacé des Ardennes et des régions voisines. *Ann. Soc. géol. Nord*, 5, 227-487.
- BEDWELL F.A. (1874). — The Isle of Thanet. The ammonite zones, the depth of the chalk in section, and the continuity of its flint floorings. *Geol. Mag.*, 11, 16-22.
- DANGLURE E. (1863). — Note sur la craie des environs de St-Omer (Pas-de-Calais). *Bull. Soc. géol. France*, 2, 21, 90-93.

- DESTOMBES J.-P. (1971). — Terrains crétacés. *In* : BONTE A., DESTOMBES J.-P., THIBAUT P.M., SOMMÉ J. & RAMON S. Notice explicative carte géol. France 1/50.000^e, feuille de Guînes (6). B.R.G.M., Orléans, 17 pp.
- ERNST G., SCHMID F. & SEIBERTZ E. (1983). — Event-stratigraphie in Cenoman und Turon von NW-Deutschland. *Zitteliana*, 10, 531-554.
- GALE A.S. (1996). — Turonian correlation and sequence stratigraphy of the chalk in southern England. *In* HESSELBO S.P. & PARKINSON D.N. (Eds), 1996, Sequence Stratigraphy in British Geology; *Geol. Soc. spec. publ.* 103, 177-195.
- GOSSELET J. (1880). — Compte rendu de l'excursion aux environs de Saint-Omer. *Ann. Soc. géol. Nord*, t, 235-236.
- GOSSELET J. (1881). — Esquisse géologique du Nord de la France. Terrains secondaires. Lille, 169-278, pl. 8-15.
- HART M.B., BAILEY H.W., CRITTENDEN S., FLETCHER B.N., PRICE R.J. & SWIECICKI A. (1989). — Cretaceous. *In* : JENKINS D.G., MURRAY J.W. (Eds), Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera. Ellis Horwood, Chichester, 273-371.
- HANCOCK J.M. & GALE A.S. (1996). — The Campanian Stage. *Bull. Inst. Royal Sc. Nat. Belgique*, Sc. Terre, 66, suppl., 103-109.
- JENKYN H.C., GALE A.S. & CORFIELD R.M. (1994). — Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geol. Mag.*, 131, 1-34.
- LAMOLDA M.A. & HANCOCK J.M. (1996). — The Santonian Stage and substages. *Bull. Inst. Royal Sc. Nat. Belgique*, Sc. Terre, 66, suppl., 95-102.
- LERICHE M. (1905). — La « zone à *Marsupites* » dans le Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, 34, 50-51.
- MONCIARDINI C. (1978). — Biozones de foraminifères et faciès du Turonien dans le Nord du bassin de Paris. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, 1, 3, 207-223.
- MONCIARDINI C. (1980). — Sénonien. *In* : MEGNIEN C. (Ed.) : Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mém. BRGM, 101, 302-309.
- MONCIARDINI C. (1994). — Biozones de foraminifères et stratigraphie du Crétacé. *In* : POMEROL B. & MONCIARDINI C. : Notice explicative Carte géol. France 1/50.000^e, feuille de Troyes (298). B.R.G.M., Orléans, 56 pp.
- MORTIMORE R.N. (1983). — The stratigraphy and sedimentation of the Turonian-Campanian in the Southern Province of England. *Zitteliana*, 10, 27-41.
- MORTIMORE R.N. (1986). — Stratigraphy of the Upper Cretaceous White Chalk of Sussex. *Proc. Geol. Ass.*, 97, 97-139.
- MORTIMORE R.N. (1987). — Upper Cretaceous chalk in the North and South Downs, England : a correlation. *Proc. Geol. Ass.*, 98, 77-86.
- MORTIMORE R.N. (1997). — The chalk of Sussex and Kent. *Geol. Ass. Guide*, 57, 139 pp.
- MORTIMORE R.N., WOOD C.J. & GALLOIS R.W. (2001). — British Upper Cretaceous Stratigraphy. Geological Conservation Review Series, 23, Joint Nature Conservation Committee, Peterborough, 558 pp.
- POMEROL B., BAILEY H.W., MONCIARDINI C. & MORTIMORE R.N. (1987). — Lithostratigraphy and Biostratigraphy of the Lewes and Seaford Chalks : a link across the Anglo-Paris Basin at the Turonian-Senonian boundary. *Cret. Research*, 8, 289-304.
- ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F. (coord.), FOUCHER J.-C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. & SORNAY J. (1980). — Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. *Rev. micropal.*, 22, 195-321.
- ROBASZYNSKI F. & AMÉDRO F. (2001). — Des nouveautés dans le Crétacé de la feuille de Marquise (éd. 2000). *Ann. Soc. géol. Nord*, 9, 25-38.
- ROBASZYNSKI F., POMEROL B., MASURE E., BELLIER J.-P. & DECONINCK J.-F. (2005). — Stratigraphy and stage boundaries in reference sections of the Upper Cretaceous Chalk in the east of the Paris Basin : the "craie 700" Provins boreholes. *Cret. Research*, 26, 157-169.
- ROBINSON N.D. (1986). — Lithostratigraphy of the Chalk Group of the North Downs, southeast England. *Proc. Geol. Ass.*, 97, 141-170.
- ROWE A.W. (1900). — The zones of the white chalk of the English coast. I. Kent and Sussex. *Proc. Geol. Ass.*, 16, 289-368.
- WATKINS R.C. & VELTKAMP C.J. (1994). — Microevolution and migration of the benthonic foraminifera *Gavelinella pseudoexcolate* (Kalinin, 1937) within the Upper Cretaceous (Santonian-Campanian) of the Anglo-Paris Basin. *Rev. Micropaléontologie*, 37, 321-338.
- WHITAKER W. (1865). — On the chalk of the Isle of Thanet. *Q. J. geol. Soc. London*, 21, 289-367.

EXPLICATION DE LA PLANCHE X

Fig. 1-2. — « *Belemnites westphalicus* » [= *Goniot euthis westfalica* (Schlüter, 1874)]

1 : MGL 52910-2; 2 : MGL 52910-1. Les deux spécimens ont été collectés en 1869 à Blendecques (Pas-de-Calais), Santonien, Zone à *Micraster coranguinum*; a : vues dorsales; b : vues latérales; c : vues antérieures, x 1,5.

Fig. 1-2. — « B. westphalicus ». The two specimens were collected in 1869 at Blendecques (Pas-de-Calais), Santonian, M. coranguinum Zone; a : dorsal views; b : lateral views; c : anterior views ; x 1.5.

Fig. 3. — « *Belemnites westphalicus* » [= *Goniot euthis westfalica* (Schlüter, 1874) ou *G. westfalicagranulata* (Stolley, 1897)]

MGL 52912, collection Danglure, recueilli à Moulle (Pas-de-Calais), partie supérieure de l'étage Santonien, probablement de la Zone à *Uintacrinus socialis*; a : vue dorsale; b : vue latérale; c : vue antérieure, x 1,5.

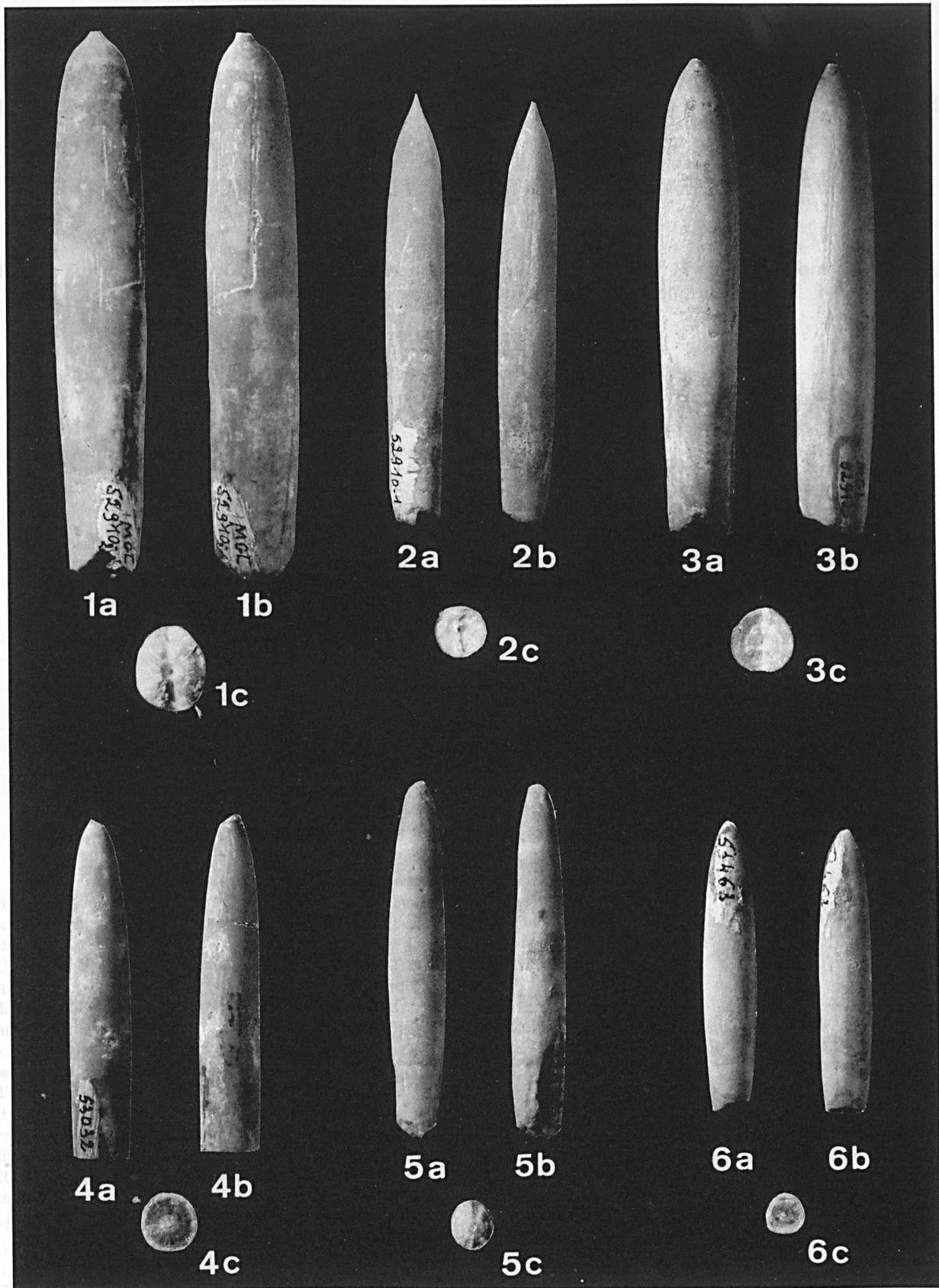
Fig. 3. — « B. westphalicus ». Danglure collection, found at Moulle (Pas-de-Calais), in the upper part of the Santonian stage, probably from the Uintacrinus socialis Zone; a : dorsal view; b : lateral view; c : anterior view; x 1.5.

Fig. 4-6. — « *Actinocamax verus* » [= *Actinocamas verus* (Miller, 1823)].

4 : MGL 53032; 5 : 53463-1; 6 : 53463-2. Coll. Barrois.

Tous trois de Moulle (Pas-de-Calais), partie supérieure de l'étage Santonien, probablement de la Zone à *Uintacrinus socialis*; a : vues dorsales; b : vues latérales; c : vues antérieures (les rostrés illustrés dans les figures 4 et 6 sont cassés), x 1,5.

Fig. 4-6. — « A. verus ». Barrois collection. The three specimens from Moulle (Pas-de-Calais), in the upper part of the Santonian stage, probably from the Uintacrinus socialis Zone; a : dorsal views; b : lateral views; c : anterior views (the guards of the figs 4 and 6 are broken), x 1.5.



LES CRAIES À NIVEAUX DURCIS DU TURONIEN SUPÉRIEUR – CONIACIEN INFÉRIEUR DU NORD DE LA FRANCE (BOULONNAIS, ARTOIS, ENVIRONS DE LILLE) : UN ESSAI DE CORRÉLATION À L'AIDE DE LA STRATIGRAPHIE ÉVÉNEMENTIELLE

Upper Turonian-Lower Coniacian condensed hard chalks of northern France (Boulonnais, Artois, Lille area) : a tentative correlation with event-stratigraphy

par Francis AMÉDRO (*) et Francis ROBASZYNSKI (**)

Résumé. — Dans la partie orientale de la Région Nord - Pas-de-Calais, les craies du Turonien supérieur et du Coniacien inférieur sont condensées et contiennent plusieurs hardgrounds désignés sous le nom de « meule » en Artois et de « tuns » dans les environs de Lille. Vers le Nord-Ouest et le Sud-Ouest, c'est à dire vers le Boulonnais et la Picardie, ces niveaux condensés perdent leur identité lithologique et passent à une craie blanche à silex. La reconnaissance dans la « meule » et les « tuns » de plusieurs niveaux-repères, originellement décrits dans les successions crayeuses plus épaisses du Kent et du Boulonnais, sert de base à des corrélations précises et montre que certains hardgrounds peuvent être suivis sur des distances supérieures à 130 km. La position stratigraphique de la « meule » et des « tuns » s'en trouve éclaircie : la « meule » appartient uniquement au Turonien supérieur tandis que les « tuns » se succèdent de part et d'autre de la limite Turonien-Coniacien.

Abstract. — In the eastern part of northern France, Upper Turonian and Lower Coniacian chalks are condensed and contain a number of hardgrounds designated as the « meule » in Artois and the « tuns » in the Lille area. To the North-West (Boulonnais) and South-West (Picardy) of that area, these units lose their lithological identity. The recognition inside the « meule » and the « tuns » of several marker beds (litho- and ecoevents) originally described in the thicker successions of Kent and of the Boulonnais support fine correlations and show that some hardgrounds can be traced over distances up to 130 km. For the first time, the stratigraphic position of the « meule » and the « tuns » become clearer : the « meule » can be regarded as Upper Turonian whereas the « tuns » occur on both sides of the Turonian-Coniacian boundary.

I. — INTRODUCTION

Une grande partie du sous-sol du Nord de la France est constituée de craie à silex dont l'âge varie du Turonien supérieur au Santonien. Il s'agit d'une craie blanche, fine, tendre et traçante dans les deux tiers supérieurs de l'étage Coniacien et dans le Santonien tandis que le Turonien supérieur et la partie inférieure du Coniacien sont marqués par de nombreux bancs durcis -ou hardgrounds- autour de la limite Turonien-Coniacien. Cet intervalle correspond à la « zone polygène » décrite par Briquet (1920) dans la vallée de la Somme entre Abbeville et Amiens où elle est épaisse d'environ 30 mètres. Dans le Boulonnais (falaise du Cap Blanc-Nez et tranchée du chemin de fer de Caffiers), les hardgrounds du Turonien supérieur-Coniacien sont échelonnés sur une hauteur de 40 à 45m (Amédro & Robaszynski, 2001a,b). En revanche, la succession est beaucoup plus contractée en Artois, puis condensée vers les environs de Lille. Ainsi, le fonçage des puits de mines du bassin houiller

Nord - Pas-de-Calais a révélé la présence dans la région de Lens-Douai d'un niveau complexe de craies durcies signalé sous le nom de « meule » par les mineurs et épais de 2 à 3m (Gosselet, 1904, 1911). Dans les environs de Lille, les bancs de « meule » -repris régionalement sous le vocable « tuns »- se présentent sur une épaisseur d'environ 4 à 5m (Gosselet, 1889, 1905).

La « meule » ou les « tuns » considérés globalement constituent un excellent repère faciologique pour situer de façon approximative la limite Turonien-Coniacien dans les craies du Nord de la France. Cependant, « la limite entre le Turonien et le Coniacien sur bases paléontologiques reste assez floue et doit se situer dans l'épaisseur même de la meule » (Amédro & Robaszynski, 1978). De plus, toutes les tentatives de corrélations litho- ou biostratigraphiques précises à l'échelle régionale entre les coupes décrites dans les « meules » et les « tuns » sont restées vaines jusqu'à présent, en l'absence d'outils adaptés.

(*) 26, rue de Nottingham, 62100 Calais, France ; et Université de Bourgogne, UMR 5561, CNRS Biogéosciences, 6, Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France

(**) Faculté Polytechnique, Département Mines-Géologie, 9, rue de Houdain, 7000 Mons, Belgique. Francis.Robaszynski@fpms.ac.be

Le développement de la stratigraphie événementielle depuis plusieurs années permet une nouvelle approche du sujet. Le concept de la stratigraphie événementielle, exposé récemment en détail par Amédéo & Robaszynski (2001c), est fondé sur l'existence dans les successions sédimentaires, et spécialement dans les craies, d'horizons lithologiques particuliers comme les niveaux marneux, certains niveaux de silex, les hardgrounds ainsi que des bio-horizons caractérisés par l'abondance momentanée de certains fossiles. La grande extension géographique de la plupart de ces niveaux-repères montre qu'ils sont le témoignage d'événements ayant dû affecter de vastes surfaces dans la mer de la craie. Par exemple, de nombreux niveaux marneux sont en réalité des horizons de bentonites qui correspondent à la diagenèse de cendres volcaniques projetées dans l'atmosphère lors d'éruptions à caractère explosif (Deconinck *et al.*, 1991 ; Wray, 1999 ; Vanderaveroet *et al.*, 2000 ; Godet *et al.*, 2003). De la même façon, les hardgrounds sont souvent les témoins de changements rapides de hauteur relative du niveau marin, c'est à dire d'événements eustatiques (Gale, 1996) mais peuvent aussi marquer l'existence de hauts-fonds tectoniques à sédimentation condensée.

La stratigraphie événementielle, pressentie dès 1920 par Briquet à partir d'observations réalisées dans le Turonien supérieur et le « Sénonien inférieur » du Nord de la France, puis formalisée par Ernst *et al.* (1983) en Allemagne, a été mise en pratique avec succès pour établir des corrélations précises à longue distance dans les craies du Turonien-Coniacien du Sud-Est de l'Angleterre (Mortimore, 1986, 1987, 1997; Robinson, 1986 ; Gale, 1996 ; Mortimore *et al.*, 2001), du Nord-Ouest de l'Allemagne (Wray *et al.*, 1996 ; Wray, 1999) et du Nord de la France entre le Boulonnais, l'Aube, la Picardie et la Normandie (Mortimore & Pomerol, 1987, 1996 ; Amédéo & Robaszynski, 2001a,b,c ; Godet *et al.*, 2003). Tous les exemples cités ci-dessus concernent cependant des successions dont l'épaisseur est comprise entre 20 et 60m. Le seul travail effectué jusqu'à ce jour dans des niveaux crayeux condensés de moins de 10m d'épaisseur est la corrélation des hardgrounds du Chalk Rock du Sud-Est de l'Angleterre, entre le Dorset et le Nord de Londres, par Bromley & Gale (1982).

Les résultats positifs obtenus nous ont incités à utiliser la stratigraphie événementielle pour effectuer des corrélations dans la « meule » et les « tuns » du Nord de la France et tenter d'y repérer avec plus de précision qu'auparavant la position de la limite entre les étages Turonien et Coniacien.

II. — EXTENSION GÉOGRAPHIQUE DE LA « MEULE » ET DES « TUNS » DANS LE NORD DE LA FRANCE

Quelle est l'extension géographique de la « meule » et des « tuns » dans le Nord de la France? Pour répondre à la question, il convient tout d'abord de préciser le sens accordé à ces termes régionaux créés, non par des géologues, mais par les mineurs du bassin houiller Nord - Pas-de-Calais, les sondeurs et les ouvriers carriers. Empruntons une description de la « meule » et des « tuns » à Jules Gosselet qui fut sans doute au 19^{ème} siècle le meilleur connaisseur des « Assises crétaciques du Nord de la France » avec son élève Charles Barrois.

« Meule ». « Les mineurs du Pas-de-Calais désignent sous le nom de meule un banc dur qu'ils rencontrent dans la traversée de la craie à quelques mètres au-dessus de l'assise à *T. gracilis*. La meule, comme le tun, est formée de nodules irréguliers de craie dure réunis par de la craie tendre » (Gosselet, 1902). « Il y a dans la craie de la région de Douai une assise remarquable qui fournit un repère au milieu du terrain de craie. C'est le tun des sondeurs lillois, la meule des mineurs de Douai. La craie dure ou meule forme, de Douai à Lens, un niveau constant, mais elle semble disparaître aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest. Dans le Nord, vers Seclin, il y a probablement plusieurs niveaux de craie dure(. . .) L'épaisseur de la meule ne dépasse guère 3m » (Gosselet, 1904).

« Tuns ». « Les ouvriers carriers et foreurs de Lille ont désigné sous le nom de tun des bancs durs que l'on rencontre dans la craie. Ce sont presque toujours des nodules durs empâtés dans de la craie plus tendre. Cependant, dans quelques cas, le tun est un banc dur, homogène, continu, semblable à la meule de la région de Douai. » (Gosselet, 1905).

En définitive, (i) la « meule » comme le ou les « tun(s) » sont constitués par plusieurs bancs de craie dure ; (ii) leur épaisseur ne dépasse guère 3m ; (iii) la « meule » est présente dans la région de Lens à Douai, le ou les « tun(s) » dans les environs de Lille ; (iv) Gosselet assimile le ou les « tun(s) » à la « meule », suivant en cela Leriche (1899). En tenant compte de ces informations, une revue systématique des coupes et des sondages du Nord de la France publiés par Ch. Barrois (1874), Th. Barrois (1878), Cayeux (1899), Gosselet (1904, 1905, 1911, 1913), Dollé (1907), Caulier (1974) ainsi que d'affleurements épars décrits principalement par Leriche (1913), Briquet (1920), Amédéo & Robaszynski (1978) et Godet *et al.* (2003) a été entreprise. Toutes les localités où des niveaux condensés de craies durcies situés aux confins de la limite Turonien-Coniacien ont été observés sont reportées sur la figure 1. La carte obtenue permet de visualiser l'extension géographique de la « meule » et du « tun » qui couvre une surface d'environ 1200km² entre l'agglomération lilloise et les villes de Béthune, Lens, Douai et Arras. En revanche, au Nord-Ouest comme au Sud-Ouest de Béthune, les caractères de la « meule » s'amenuisent puis disparaissent et passent latéralement à une franche craie blanche à silex, incluant encore ça et là quelques minces bancs de craie durcie.

III. — LES NIVEAUX-REPÈRES UTILISABLES POUR LA CORRÉLATION DES NIVEAUX DURCIS DU TURONIEN SUPÉRIEUR-CONIACIEN DU NORD DE LA FRANCE

Le premier inventaire systématique de tous les niveaux-repères présents dans les craies turono-coniaciennes du bassin anglo-parisien a été dressé par Mortimore (1983, 1986) dans les falaises du Sussex au Sud-Est de l'Angleterre. Les travaux ultérieurs de Robinson (1986), Mortimore & Pomerol (1987), Jenkyns *et al.* (1994), Gale (1996), Amédéo *et al.* (1997), Amédéo & Robaszynski (2001a, b, c) et Godet *et al.* (2003) ont révélé la continuité de tous ces niveaux-repères depuis le Sud-Est de l'Angleterre jusqu'à l'Aube en passant par le Boulonnais et la Picardie, c'est-à-dire dans une large bande centrale du bassin, orientée Nord Ouest-Sud Est. C'est

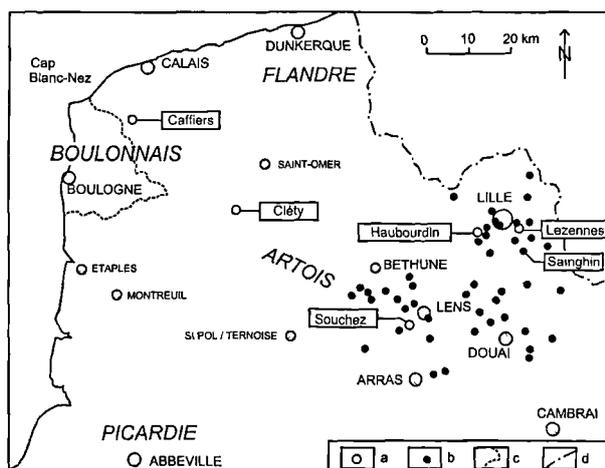


Fig. 1. — Localisation géographique des coupes étudiées dans le texte et extension de la « meule » et des « tuns » dans le Nord de la France. a: coupe étudiée - b: présence de la « meule » ou des « tuns » - c: escarpement crayeux du Boulonnais - d: frontière franco-belge.

Fig. 1. — Location of the sections described in the text and sketch map of the « meule » and the « tuns » in northern France. a: studied section - b: presence of the « meule » or of the « tuns » - c: chalky cuesta of the Boulonnais - d: border between France and Belgium.

la raison pour laquelle, dans un souci d'harmonisation de la nomenclature et par application de la règle d'antériorité, les dénominations créées par Mortimore (1983) en Angleterre sont utilisées ici pour désigner les mêmes niveaux marqueurs dans le Nord de la France.

Dans le Boulonnais, la tranchée du chemin de fer de Caffiers qui entaille les ctaies à niveaux durcis du Turonien supérieur-Coniacien sur une épaisseur de plus de 40m est prise comme coupe de référence à l'échelle régionale (fig. 2). Du bas vers le haut, la succession des litho- ou bio-événements reconnus est la suivante d'après les travaux récents d'Amédéo & Robaszynski (2001a,b).

Turonien supérieur *pars*

- Le Caburn Marl : niveau marneux sombre, de 0,15m d'épaisseur, très sensible à l'altération et, de ce fait, le plus souvent en creux, qui surmonte un lit de silex assez constant.

- Les Bridgewick Marls : groupe de 3 niveaux marneux répartis sur 1,50m à 2m de hauteur, associés à de gros silex noduleux. Typiquement, à l'échelle régionale, les Bridgewick Marls coiffent deux hardgrounds composites dans lesquels apparaissent les premiers *Sternotaxis plana* (Mantell). Ces Bridgewick Marls sont surmontés de plusieurs hardgrounds très fossilifères, riches en échinides tels que *S. plana* et *Micraster leskei* Desmoulins, et en ammonites telles que *Sciponoceras bohemicum bohemicum* (Fritsch), *Scaphites geinitzii* d'Orbigny, *Hyphantoceras reussianum* (d'Orbigny), *Lewesiceras mantelli* Wright & Wright et *Subprionocyclus neptuni* (Geinitz). Les hardgrounds supérieurs sont séparés par un intervalle montrant de nombreux petits silex ramifiés correspondant à la silicification de bioturbations de type *Thalassinoides*.

- Le Lewes Marl : marne sombre, décimétrique, sensible à l'altération.

Coniacien *pars*

- Le Navigation Hardground : demi-métrique. L'intervalle compris entre le Lewes Marl et le Navigation Hardground correspond à la distribution verticale totale de *Micraster normanniae* Bucaille. D'un autre côté, la disparition de *M. leskei* et l'apparition de *M. cortestudinarium* Goldfuss (\approx *M. decipiens* auct.) s'effectuent au tiers supérieur de l'intervalle.

- Le Hope Gap Hardground, pluridécimétrique.

- Le Beeding Hardground, bien développé et également pluridécimétrique.

- Le Light Point Hardground, comparable par son épaisseur et sa structure aux deux hardgrounds précédents.

- L'East Cliff Marl (Gale & Smith, 1982) : niveau marneux de 2cm d'épaisseur. A noter qu'à Caffiers, l'East Cliff Marl est oblitéré et remplacé par un mince lit de silex tabulaire (Amédéo & Robaszynski, 2001b). Il en est d'ailleurs de même au Cap Blanc-Nez où un lit de silex tabulaire est visible au sommet du Grand Blanc-Nez le long de la route menant au parking du Dover Patrol. Plus précisément, ce lit de silex tabulaire affleure dans des rigoles creusées par le ruissellement des eaux pluviales dans le bas-côté nord de la route au voisinage du parking. Les Bridgewick Marls affleurant sur quelques dizaines de mètres de longueur 27m plus bas, au sommet de la falaise du Grand Blanc-Nez, à l'aplomb du monument du Dover Patrol (Amédéo & Robaszynski, 2001a), la pelouse crayeuse qui couvre les pentes entre la falaise et le parking masque ainsi l'intervalle allant des hardgrounds à *Subprionocyclus neptuni* à l'East Cliff Marl.

IV. — LA LIMITE TURONIEN-CONIACIEN

Le concept et les critères de reconnaissance de la limite Turonien-Coniacien ont évolué au cours des deux dernières décennies.

Lors du « Premier Symposium sur les limites des étages du Crétacé » tenu à Copenhague en 1983, la Sous-Commission Internationale pour la Stratigraphie du Crétacé a recommandé de faire coïncider la base du Coniacien avec l'apparition de l'ammonite *Forresteria (Harleites) petrocariensis* (Coquand), cf. Birkelund *et al.*, 1984, suivant en cela un usage établi depuis de Grossouvre (1901). Un seul exemplaire de l'espèce a été recueilli à Douvres dans le « Top Rock » au sommet du Navigation Hardground (Gale & Woodroof, 1981).

Le « Second Symposium sur les limites des étages du Crétacé » qui s'est tenu à Bruxelles en 1995 n'a pas retenu ce choix et a proposé l'apparition de l'inocérame *Cremnoceramus rotundatus* (*sensu* Tröger non Fiege), cf. Kauffman *et al.* (1996), pour fixer la base de l'étage Coniacien. A noter que, suivant la révision ultérieure de Wałasczyk & Wood (1999), *C. rotundatus* (*sensu* Tröger non Fiege) est un synonyme junior de *Cremnoceramus deformis erectus* (Meek) qui devient le taxon valide à utiliser dorénavant pour fixer la limite Turonien-Coniacien. Toutefois, actuellement, la répartition des inocérames aux confins turono-coniaciens n'est pas encore suffisamment connue dans le Boulonnais pour servir en tant qu'outil biostratigraphique. En revanche, de l'autre côté de la Manche,

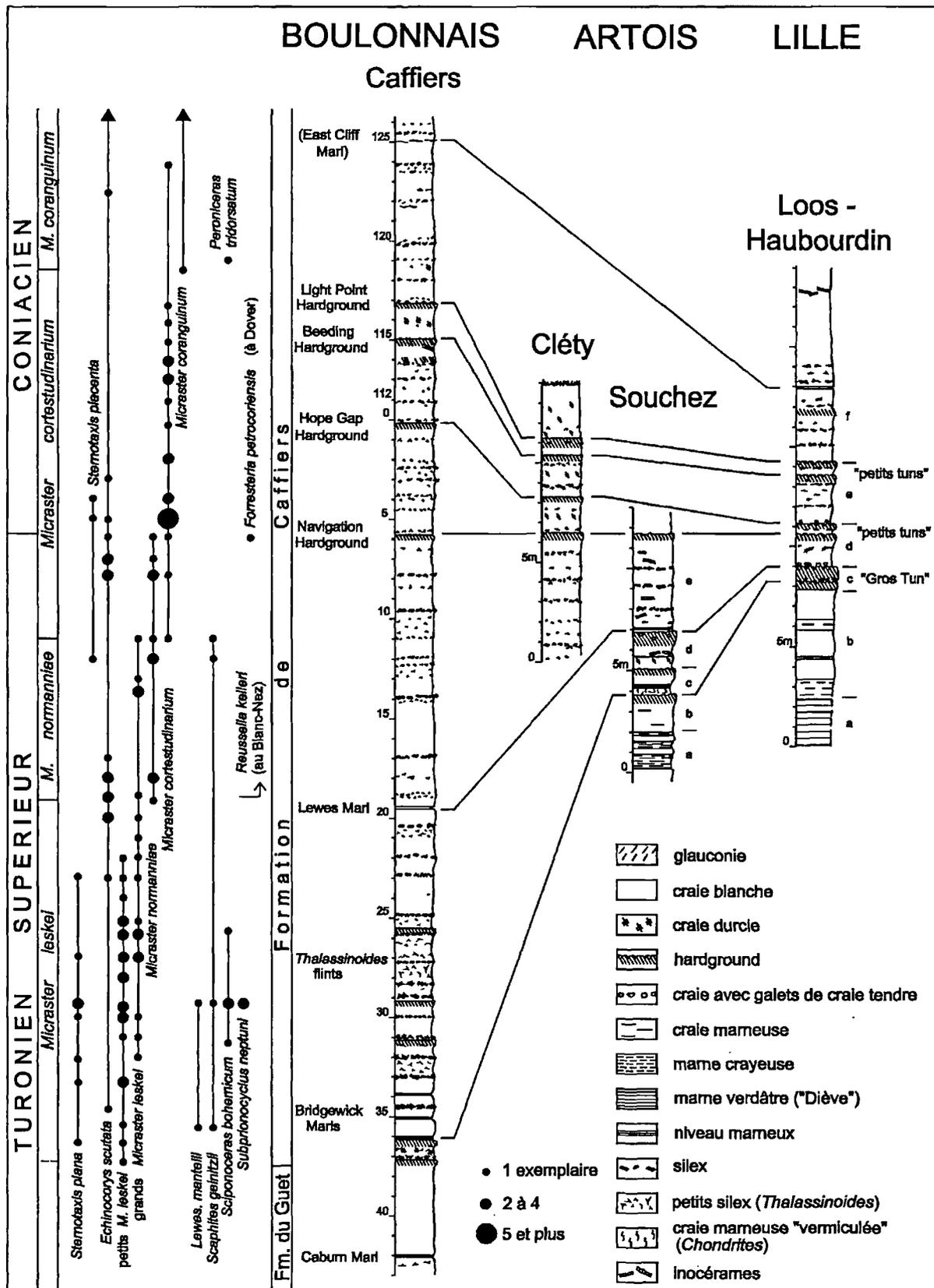


Fig. 2. — Succession des craies du Turonien supérieur-Coniacien inférieur à Caiffiers dans le Boulonnais montrant les principaux niveaux-repères et corrélation avec l'Artois et les environs de Lille.

Fig. 2. — Succession of Upper Turonian-Lower Coniacian chalks at Caiffiers (Boulonnais) showing main marker beds and correlation with Artois and Lille area.

à Douvres, Mortimore *et al.* (2001) situent avec précision l'apparition de l'espèce à la limite supérieure du Navigation Hardground et c'est là qu'est placée maintenant la limite Turonien-Coniacien.

V. — STRATIGRAPHIE ÉVÈNEMENTIELLE DANS LES CRAIES À NIVEAUX DURCIS DU TURONIEN SUPÉRIEUR-CONIACIEN DU BOULONNAIS, DE L'ARTOIS ET DES ENVIRONS DE LILLE

1) Le Boulonnais

Par son enregistrement sédimentaire plus épais qu'ailleurs, la tranchée du chemin de fer de Caffiers constitue la coupe de référence pour l'étude des craies à niveaux durcis du Turonien supérieur-Coniacien du Nord de la France. L'inventaire des niveaux-repères a été décrit par Amédéo & Robaszynski (2001b) et dans le chapitre III de ce travail. La suite lithologique des craies entaillées dans la tranchée et la répartition verticale des macrofossiles les plus caractéristiques sont illustrés dans la figure 2. La numérotation indiquée va, du haut vers le bas de 0 à 111m en se dirigeant vers le Sud-Ouest à partir d'un pont qui enjambe la tranchée, puis du bas vers le haut de 112m à 148m en partant du pied nord du même pont vers la gare de Caffiers. Un plan de l'affleurement montrant la situation du pont et la numérotation des bancs a été publié par Robaszynski & Amédéo (1986).

L'examen de la figure 2 appelle quatre remarques à caractère biostratigraphique, additionnelles à la description des litho- et bio-événements présentée dans le chapitre III.

(i) L'espèce d'échinide spatangoïde *Micraster leskei* Desmoulins est représentée par deux populations de taille différente qui se relayent partiellement dans la suite stratigraphique. Les « petits » *M. leskei* (25 à 35mm) abondent dans l'intervalle allant des Bridgewick Marls au Lewes Marl, tandis que les « grands » *M. leskei* (40 à 55mm) apparaissent quelques mètres au-dessus des Bridgewick Marls et sont présents jusqu'au tiers supérieur de l'intervalle compris entre le Lewes Marl et le Navigation Hardground. La même observation avait été réalisée il y a trois décennies dans les craies du Sud-Est de l'Angleterre par Stokes (1975).

(ii) Dans le Sud-Est de l'Angleterre, et plus précisément à Douvres, la base de la Zone à *Micraster coranguinum* est prise au niveau de l'East Cliff Marl (Bailey *et al.*, 1983 ; Jenkyns *et al.*, 1994). A Caffiers, les premiers *M. coranguinum* (Leske) apparaissent un peu plus bas, à 118,50m, soit 6,50m sous la position présumée de l'East Cliff Marl (Amédéo & Robaszynski, 2001b).

(iii) L'ammonite *Peroniceras tridorsatum* (Schlüter) décrite et figurée par Amédéo & Robaszynski (1978, pl.3, fig.2) ne provient pas du niveau 4 de Caffiers comme cela avait été indiqué (6m au-dessous de la base nord du pont), mais bien du niveau 119 (soit 6m au-dessus de la base nord du pont). L'erreur, commise par l'un d'entre nous (F.A.), résulte d'un étiquetage mal interprété lors du report au net des récoltes en 1975.

(iv) Parmi les foraminifères benthiques, *Reussella kelleri* Vassilenko à ornementation nette apparaît au Cap Blanc-Nez

immédiatement au-dessus du Lewes Marl (Amédéo *et al.*, 1978). Mais à Caffiers, curieusement, les premiers spécimens de cette espèce significative au plan biostratigraphique sont décelés seulement quelques mètres plus haut, à partir du niveau 9.

2) L'Artois

Les sondages et les puits de mines réalisés à la fin du 19ème siècle et au début du 20ème dans l'axe Béthune-Lens-Douai ont fourni de nombreuses coupes de la « meule », précisant son épaisseur et signalant parfois la superposition de plusieurs bancs de craie durcie (Ch. Barrois, 1874 ; Th. Barrois, 1878 ; Gosselet, 1904, 1911 ; Dollé, 1907). Malheureusement, les anciennes descriptions ne répondent plus aux exigences de la stratigraphie événementielle qui nécessite à la fois une observation lithologique détaillée associée à des récoltes macropaléontologiques banc par banc. Une tranchée de l'autoroute A26 reliant Calais à Reims, creusée en 1977 à Souchez, à 6km au Sud-Ouest de Lens, a toutefois été étudiée avec suffisamment de précision par Amédéo & Robaszynski (1978) pour être réinterprétée aujourd'hui. En addition, une ancienne carrière de craie localisée à Cléty à 12km au Sud-Ouest de Saint-Omer, fournit un relais entre les tranchées de Caffiers dans le Boulonnais et de Souchez dans le bassin houiller du Nord - Pas-de-Calais.

a) Carrière de Cléty

Une ancienne carrière de craie est située à l'Ouest du village de Cléty (fig. 3), près du croisement des routes départementales 928 et 341. L'exploitation de la craie a fonctionné dans le courant des 19ème et 20ème siècles et devait être essentiellement souterraine comme on peut s'en rendre compte sur le front nord où subsistent encore les vestiges d'une galerie. La carrière est aujourd'hui préservée par le Conservatoire des Sites Naturels du Nord et du Pas-de-Calais. Au total, 14 mètres de craies du Turonien supérieur-Coniacien sont visibles. Du bas vers le haut, la succession est la suivante.

0 à 6,20m : craie blanche, fine, avec plusieurs lits de silex noirs en rognons. *Micraster normanniae* est recueilli à 6,00m.

6,20m à 6,60m : hardground très développé, constitué par une craie bioturbée durcie incluant des nodules jaunâtres indurés. Ce hardground constitue le toit des galeries souterraines.

6,60m à 8,20m : craie blanche à silex avec un niveau durci et bioturbé entre 7,30m et 7,50m. Un fragment de test de *Micraster* rapporté à *M. cortestudinarium* a été observé à 7,10m.

8,20m à 8,45m : hardground bioturbé, induré, contenant de nombreux débris de fossiles (inocérames et autres lamellibranches, échinides...).

8,45m à 10,30m : craie blanche incluant un lit de gros silex en rognons à 9,00m, un second lit moins développé à 10m et un niveau de craie durcie à 9,60m.

10,30m à 11,30m : deux hardgrounds superposés séparés par 20cm de craie blanche contenant quelques silex épars. Le hardground supérieur, avec une épaisseur de 0,60m, est le plus développé et inclut dans sa partie moyenne un lit de silex cornus.

11,30m à 13,80m (fin de la coupe) : craie blanche à silex avec des passages localement durcis à 11,70m, 12,60m et 13,20m.

Par comparaison avec la coupe de Caffiers, les quatre hardgrounds situés aux niveaux 6,60m, 8,45m, 10,30m et 11,30m peuvent être corrélés respectivement avec les Navigation Hardground, Hope Gap Hardground, Beeding Hardground et Light Point Hardground. Cette interprétation

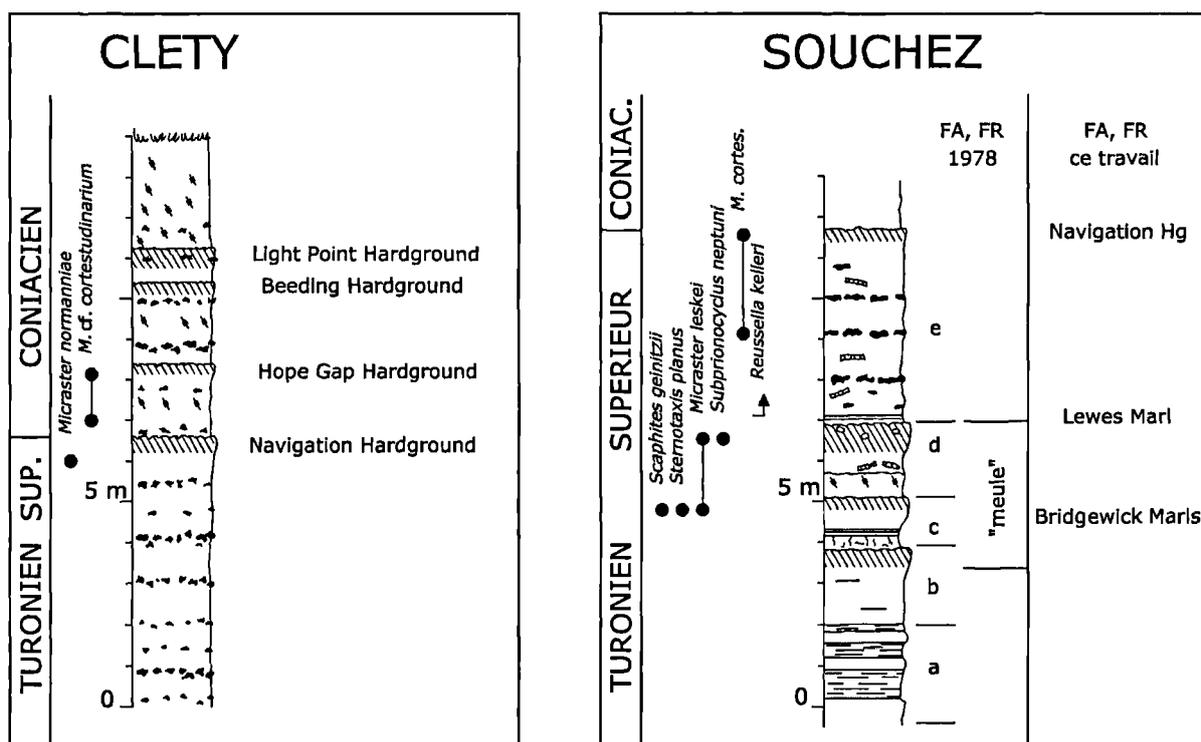


Fig. 3. — Lithologie des craies du Turonien supérieur-Coniacien inférieur en Artois (Cléty, Souchez).

Fig. 3. — Lithology of Upper Turonian-Lower Coniacian chalks in Artois (Cléty, Souchez).

est supportée par la récolte de *Micraster normanniae* 0,20m sous le premier hardground. Dans le Boulonnais où la distribution verticale totale de l'espèce est fixée avec précision (fig. 2), celle-ci coïncide avec l'intervalle compris entre le Lewes Marl et le Navigation Hardground.

b) Tranchée de l'autoroute A26 à Souchez

Coupe reproduite et complétée d'après Amédéo & Robaszynski (1978). Du bas vers le haut, la succession est la suivante (fig.3),

a : sur 2,20m ; alternance de craie marseuse verdâtre et de marne crayeuse blanc-verdâtre.

b : 1,90m ; craie blanc-grisâtre, homogène, tendre, terminée dans les 0,30m supérieurs par un hardground.

c : 1,20m ; comprenant à la base 20cm de craie marseuse avec nombreuses traces millimétriques de *Chondrites* (« marnes à vermiculations »), puis un niveau de 5cm de marne verdâtre et enfin 95cm de craie blanche dont les 45cm supérieurs sont durcis et forment un hardground fossilifère avec *Sternotaxis plana*, *Micraster leskei*, *Scaphites geinitzii* et des fragments d'inocérames.

d : 1,90m ; craie blanche, durcie dans sa partie moyenne en une ébauche de hardground et limitée au sommet par un autre hardground épais de 0,60m, formé de craie durcie, jaunâtre, contenant des galets centimétriques de craie phosphatisée, avec *Micraster leskei* et *Subprionocyclus neptuni*.

e : sur 6m ; craie blanche contenant des lits d'épais rognons de silex noir, limités à la base par un niveau marseux de 4cm d'épaisseur et présentant à 4,50m de hauteur, et sur une épaisseur de 0,20m, un niveau de craie durcie. Nombreux *Micraster cortestudinarium*, surtout à 1m au-dessus de la base de l'intervalle. Le sommet de la coupe est très altéré et la craie se débite en plaquettes.

Dans cette section de la tranchée de l'autoroute A26 à Souchez, la « meule » comprend 3 hardgrounds superposés. Elle est ainsi constituée par le hardground du sommet de l'intervalle lithologique b et par les deux intervalles lithologiques c et d. Un 4ème hardground situé 4m plus haut, au sommet de l'unité e, est en revanche moins bien exprimé mais on se trouve ici près de la surface du sol, dans de la craie altérée.

Une coupe semblable a été décrite par Briquet (1920) à Ablain - Saint-Nazaire à 2km à l'Ouest de Souchez. Son intérêt est de confirmer la présence d'un lit dur, nodulaire, très accusé cette fois, à nombreux petits nodules bruns, également à 4m au-dessus de la « meule ».

L'interprétation de la suite lithologique recoupée dans la tranchée de Souchez est facilitée par la présence des deux niveaux marseux liés à la « meule » ainsi que par le contenu des hardgrounds en *Sternotaxis plana*, *Micraster leskei*, *Scaphites geinitzii* et *Subprionocyclus neptuni*. Le niveau marseux inférieur fait partie des Bridgewick Marls et correspond probablement au Bridgewick Marl 2, nommé par Briquet (1920) « Argile à arborisations vertes ». Ce niveau marseux est bien développé dans une configuration identique dans la vallée de la Somme entre Abbeville et Amiens (Godet *et al.*, 2003). Le niveau marseux supérieur, au-dessus duquel apparaît *Reussella kelleri*, est le Lewes Marl. Le hardground situé 4m plus haut peut, en conséquence, être assimilé au Navigation Hardground. C'est à la limite supérieure de ce hardground que doit se situer la limite Turonien-Coniacien.

3) Les environs de Lille

a) Carrières de Loos-Haoubourdin

Les anciennes carrières des Ciments Lafarge à Haoubourdin (fig. 4) et les carrières de Bon-Dieu-Noir situées sur la commune voisine de Loos exposaient dans les années 1970 des fronts de taille favorables à l'observation. La coupe synthétique qui en a été tirée par Amédéo & Robaszynski (1978), aujourd'hui révisée, est la suivante, du bas vers le haut.

a : sur 2,50m ; marnes verdâtres ou « dièves ».

b : 5,20m ; bancs de craie blanc-grisâtre alternant avec des bancs de craie plus marneuse verdâtre.

c : 1,20m ; deux hardgrounds superposés, constitués de craie très dure, jaunâtre, avec galets de craie durcie et phosphatisée, séparés localement par quelques centimètres de craie phosphatisée, glauconieuse, contenant des galets phosphatisés et patinés de glauconie. L'ensemble - ou « Gros Tun » suivant l'appellation locale des carriers - livre de rares *Micraster leskei* Desmoulin de petite taille. Fenet (1965) a recueilli un moule interne de l'ammonite *Lewesiceras mantelli* Wright & Wright dans le hardground supérieur à Haoubourdin et Leriche (1907) a récolté l'ammonite *Hyphantoceras reussianum* (d'Orbigny) dans le même niveau à Emmerin, localité située à 500m au Sud d'Haoubourdin. A ces spécimens s'ajoutent maintenant cinq autres ammonites de la collection Loones (déposée au Muséum d'Histoire naturelle de Lille), récoltées en place dans un front de taille de la carrière d'Haoubourdin en 1967: *Sciponoceras bohemicum* (Fritsch), *Lewesiceras mantelli* (2 exemplaires), *Subprionocyclus neptuni* (Geinitz) et *S. hitchinensis* (Billingshurst).

d : 2,20m ; craie blanche, granuleuse, avec rognons de silex, contenant à la base de nombreux galets de craie durcie et phosphatisée et terminée au sommet par deux hardgrounds superposés (« petits tuns »). La macrofaune est assez abondante avec *Micraster leskei* de grande taille, *M. cortestudinarium* Goldfuss, *Conulus albogalerus* Leske et de nombreux *Echinocorys scutata* (Leske). En ce qui concerne la microfaune, *Reussella kelleri* apparaît dès la base de l'unité d.

e : 3,10m ; craie blanche, granuleuse, à lits de silex en rognons, terminée au sommet par deux hardgrounds (deuxième niveau de « petits tuns ») montrant de la craie durcie, jaunâtre, parsemée localement de galets phosphatisés eux-mêmes durcis, avec *Micraster cortestudinarium*.

f : sur 9,50m ; craie blanche à silex dans la partie inférieure, sans silex semble-t-il dans la partie supérieure avec, à 2,50m de la base, un niveau de craie légèrement durcie contenant, outre des éponges, l'ammonite *Peroniceras tridorsatum* (Schlüter) et l'échinide *Micraster cortestudinarium* avec, 1m plus haut, un niveau marneux grisâtre. Un lit riche en débris d'inocérames est présent au sommet de la coupe.

La présence de trois paires de hardgrounds répartis sur 6,50m de hauteur constitue la principale caractéristique de la suite lithologique visible dans les carrières de Loos-Haoubourdin. La disparition des Bridgewick Marls et du Lewes Marl dans les niveaux condensés des environs de Lille nous prive d'outils de corrélation précieux. Cependant le nombre et le contenu macropaléontologique des hardgrounds permettent d'interpréter de façon cohérente la succession des « tuns » selon les arguments exprimés ci-après.

Le hardground supérieur du « Gros Tun » contient des *Micraster leskei* petits ainsi que les ammonites *Sciponoceras bohemicum*, *Hyphantoceras reussianum*, *Lewesiceras mantelli*, *Subprionocyclus neptuni* et *S. hitchinensis*. Dans le Boulonnais comme dans le Sud-Est de l'Angleterre, la répartition verticale de ces espèces est limitée à l'intervalle compris entre les Bridgewick Marls et le Lewes Marl (Amédéo & Robaszynski, 2001a). De cette façon, le

hardground supérieur du « Gros Tun » peut être corrélé avec l'intervalle allant des Bridgewick Marls au Lewes Marl et le hardground inférieur du « Gros Tun » avec les hardgrounds situés immédiatement sous les Bridgewick Marls et présents de façon constante depuis le Sud-Est de l'Angleterre jusque dans le Boulonnais, la Picardie et l'Aube (Gale, 1996 ; Amédéo & Robaszynski, 2001a,c ; Godet *et al.*, 2003). L'apparition de *Reussella kelleri* à la base de l'unité d, immédiatement au-dessus du « Gros Tun », confirme l'interprétation proposée.

Au-dessus du « Gros Tun », le mètre de craie blanche à silex et la paire inférieure de « petits tuns » constituant le lit d ont livré des *Micraster leskei* de grande taille, des *M. cortestudinarium* et une vingtaine d'*Echinocorys scutata*. Cette association est connue à Caffiers dans l'intervalle compris entre le Lewes Marl et le Navigation Hardground (fig. 2). En toute logique, la paire inférieure de « petits tuns » peut être corrélée avec le Navigation Hardground et le Hope Gap Hardground, tandis que la paire supérieure de « petits tuns » pourrait correspondre aux Beeding et Light Point Hardgrounds. Cette interprétation est confortée par la présence, quelques mètres plus haut, d'un niveau marneux situé dans une position équivalente à celle de l'East Cliff Marl du Kent. Ainsi, et pour la première fois, il devient possible de placer avec une plus grande précision la position de la limite Turonien-Coniacien dans les craies à niveaux durcis le long de la façade ouest de la métropole lilloise. Dans notre interprétation, cette limite peut être placée entre les deux hardgrounds constituant la paire inférieure de « petits tuns ».

b) Carrières de Lezennes et de Sainghin-en-Mélantois

Une coupe des carrières souterraines de craie à bâtir (fig. 4) de Lezennes a été publiée par Cayeux (1889), soit du haut vers le bas en respectant l'ordre d'extraction des couches (les termes entre parenthèses sont des précisions ajoutées ultérieurement par Colbeaux *et al.*, 1975 et Amédéo & Robaszynski, 1978).

6,50m : craie sans silex, à fragments d'inocérames ;

1,50m : craie à bâtir avec rognons ferrugineux ;

1,50m : craie à bâtir plus sableuse et plus tendre, avec *Micraster cortestudinarium* (cette craie est piquetée de grains verts de glauconie et de grains roux de phosphate, épars vers le sommet, plus abondants vers le bas) ;

0,40m : Premier Tun (nodules crayeux, durcis et phosphatisés, reposant sur un hardground de craie glauconieuse gris-vert dont la surface supérieure est elle-même patinée de phosphate et de glauconie. Les nodules phosphatés situés au sommet du Premier Tun sont de deux types : les plus nombreux sont en craie glauconieuse semblable à celle du hardground sous-jacent, tandis qu'une minorité semble devoir être rapportée à la craie grisâtre située sous le Second Tun) ;

1,70m : craie gris-vert, très glauconieuse ;

0,50m : Deuxième Tun (nodules crayeux, durcis et phosphatisés, inclus dans de la craie glauconieuse non durcie, reposant sur un hardground de craie blanc-grisâtre) ;

0,10m : craie grise ;

0,50m : Troisième Tun ou Tun blanc (hardground de craie blanchâtre) ;

1,80m : craie à « cornus » (craie à rognons de silex) .

Une section semblable a été étudiée à Sainghin-en-Mélantois, à 5km au Sud-Est de Lezennes, par Colbeaux *et al.* (1975). A noter toutefois l'absence ici du Troisième Tun

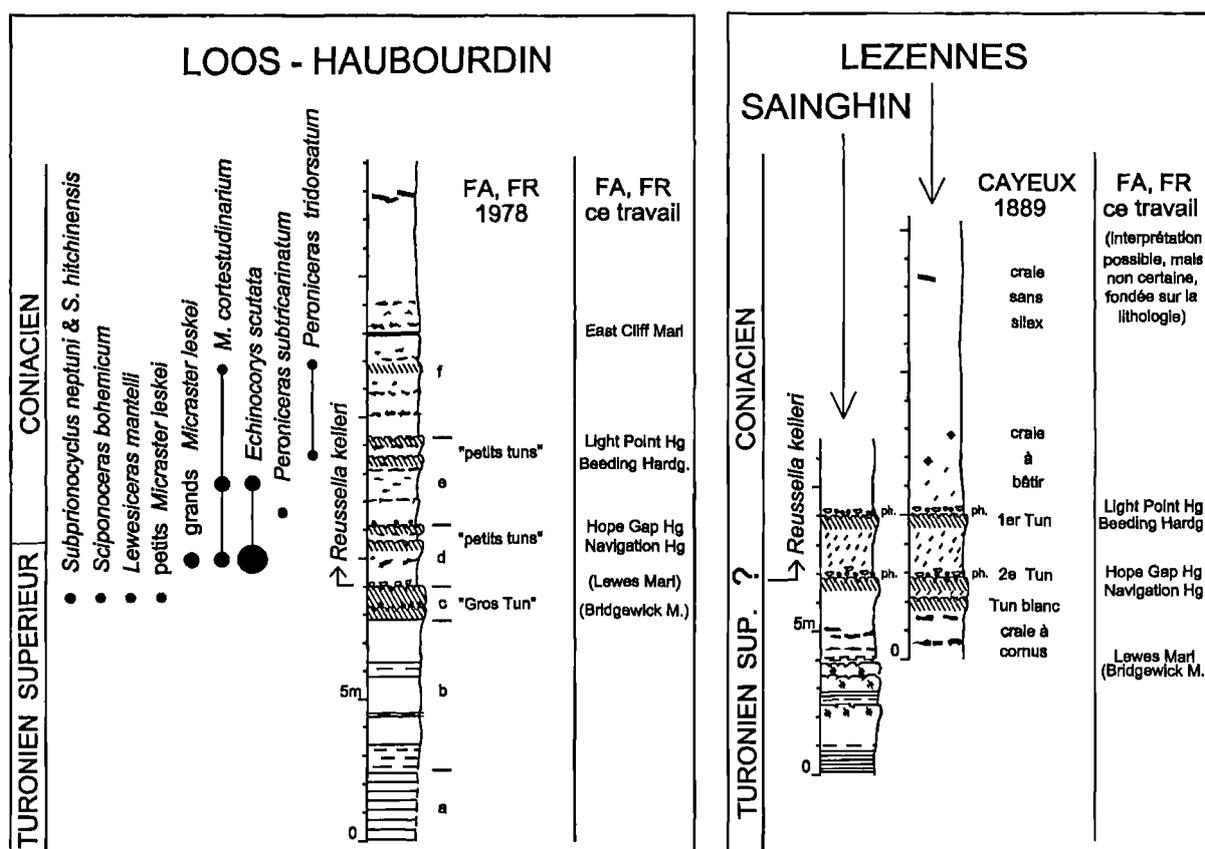


Fig. 4. — Lithologie des craies du Turonien supérieur-Coniacien inférieur dans les environs de Lille (Loos-Haubourdin, Lezennes – Sainghin-en-Mélantois). Les termes entre parenthèses indiquent la position présumée des niveaux marneux oblitérés à la surface des hardgrounds

Fig. 4. — Lithology of the Upper Turonian-Lower Coniacian chalks in the Lille area (Loos-Haubourdin, Lezennes – Sainghin-en-Mélantois). The terms between brackets mark the supposed position of the marly levels obliterated at the surface of the hardgrounds.

décrit à Lezennes. En revanche la coupe descend quelques mètres plus bas et montre, sous la craie à silex, un niveau de marne verdâtre puis plusieurs bancs de craie durcie limités à leur sommet par des surfaces perforées.

Les carrières de Lezennes sont situées au Sud-Est de Lille, celles d'Haubourdin au Sud-Ouest. À peine 8km séparent les deux localités et pourtant les successions lithologiques sont très différentes. La principale particularité des coupes de Lezennes et Sainghin-en-Mélantois est la présence d'un banc de près de 2m d'épaisseur de craie glauconieuse (ou « craie verte »), inconnu ailleurs, intercalé entre les Premier et Second Tuns.

L'âge de la « craie verte » et des « tuns » de Lezennes a fait l'objet de nombreuses discussions depuis plus d'un siècle, en particulier par Cayeux (1889), Parent (1893), Gosselet (1905), Colbeau *et al.*, (1975) et Amédéo & Robaszynski (1978). Force est de constater que les interprétations ne sont toujours pas claires en l'absence des niveaux-repères lithologiques de référence et par manque d'informations paléontologiques significatives. Suivant Cayeux (1889) et Parent (1893), seul le Premier Tun (ou Tun supérieur) aurait fourni des fossiles, et en particulier un mélange de *Micraster leskei* remaniés et de *M. cortestudinarium* non remaniés. Cependant Gosselet (1905) précise que « tout cela est possible, mais nous ne savons même pas s'il y a superposition

des uns et des autres, car M. Cayeux et M. Parent ont ramassé la plupart de leurs fossiles dans des déblais et non en place. Ils proviennent de deux fouilles distantes de plus de 100m ». Les anciennes carrières ayant aujourd'hui disparu, il n'est plus possible de faire de nouvelles récoltes de macrofaunes.

Suivant les concepts actuels de la stratigraphie séquentielle, les hardgrounds reconnaissables sur de vastes surfaces (plusieurs centaines à plusieurs milliers de km²), sont interprétés comme les témoins d'événements eustatiques à caractère global. Ces hardgrounds se seraient formés sur des plateformes à l'occasion d'élévations rapides de hauteur relative du niveau marin. Ils sont communément phosphatisés et peuvent présenter une structure complexe élaborée lors de périodes intermittentes de sédimentation, de lithification et d'érosion (Gale, 1996). Toutefois, il existe également des hardgrounds localisés sur des surfaces moins grandes, qui correspondent à des sédimentations condensées dans des zones hautes dépendant par exemple d'une tectonique locale ou régionale.

Etant en présence à Haubourdin de six hardgrounds répartis en trois paires, retrouve-t-on une telle distribution à Lezennes ? Les Premier et Deuxième Tuns sont constitués chacun par un hardground pluridécimétrique jaunâtre recouvert par un lit de nodules crayeux, durcis et

phosphatisés. Ces Premier et Deuxième Tuns semblent avoir une structure double. Trois mètres sous le Deuxième Tun et sous de la craie à silex, existent également deux bancs durcis de craie claire, surmontés chacun par une surface perforée, le plus haut d'entre eux étant lui-même coiffé par un niveau de marne verdâtre. En tenant compte uniquement de ces observations à caractère lithologique et sédimentologique, une interprétation émerge qui consisterait à (respectivement et du haut vers le bas pour suivre le sens de la description lithologique) :

- corrélér le Premier Tun de Lezennes (ou Tun supérieur) avec les 5m de craie à silex qui surmontent les tuns d'Haubourdin et avec la paire supérieure des « petits tuns », c'est-à-dire avec les Light Point et Beeding Hardgrounds ;

- corrélér le Deuxième Tun (ou Tun inférieur) avec la paire inférieure des « petits tuns » d'Haubourdin, c'est-à-dire avec les Hope Gap et Navigation Hardgrounds ;

- corrélér le niveau marneux situé immédiatement sous la craie à cornus avec le Lewes Marl ;

- et corrélér les deux bancs de craie durcie sous-jacents à la marne verdâtre avec le Gros Tun, c'est-à-dire avec l'intervalle compris entre le Lewes Marl et les hardgrounds inférieurs aux Bridgewick Marls.

Cette tentative de corrélations semble cohérente en ce qui concerne la succession des événements sédimentaires, y compris pour le niveau d'apparition des silex. Mais il s'agit seulement d'une hypothèse qui serait à valider par des arguments paléontologiques. Actuellement, les seules données en notre possession sont contradictoires, les premiers *Reussella kelleri* et *Micraster cortestudinarium* étant signalés respectivement au-dessus des Deuxième et Premier Tuns, avec un décalage systématique vers le haut par rapport à ce que l'on pourrait attendre ! . . . Si, dans une interprétation différente, on corrélait le Premier Tun de Lezennes avec les Hope Gap et Navigation Hardgrounds, d'une part les Light Point et Beeding Hardgrounds ne seraient pas représentés dans l'enregistrement sédimentaire à Lezennes (ce qui paraît peu probable), d'autre part l'apparition des silex serait également diachrone entre Souchez-Loos-Haubourdin et Lezennes, ce qui est également sujet à caution. Seules de nouvelles investigations macro- et micropaléontologiques permettraient de trancher entre les deux hypothèses. En toute honnêteté, la corrélation exacte des deux tuns de Lezennes avec les niveaux-repères tracés dans tout le Nord de la France et dans la plus grande partie du bassin anglo-parisien reste encore incertaine.

VI. — COMPARAISON DES COUPES

La succession lithologique de référence décrite dans la tranchée de chemin de fer de Caffiers se retrouve de façon identique tout le long de la frange côtière actuelle des régions Nord - Pas-de-Calais et Picardie, depuis le Cap Blanc-Nez au Nord (Amédéo & Robaszynski, 2001a) jusqu'à la vallée de la Somme entre Abbeville et Amiens au Sud (Godet *et al.*, 2003) en passant par les environs d'Étaples et de Montreuil (Briquet, 1920). Vers l'Est, au contraire, l'enregistrement sédimentaire se réduit rapidement. La figure 2 présente une

comparaison des coupes décrites dans le Turonien supérieur et le Coniacien inférieur du Boulonnais, de l'Artois et des environs de Lille, à l'exception des anciennes carrières de Lezennes pour lesquelles des incertitudes subsistent. Son examen montre qu'en partant de Caffiers et en se dirigeant vers Lille, les séries crayeuses deviennent d'abord contractées (Cléty), puis franchement condensées (Souchez, Haubourdin). L'intervalle compris entre les Bridgewick Marls et le Navigation Hardground passe ainsi de 30m à Caffiers, à 7m à Souchez et à 2m seulement à Haubourdin.

En ce qui concerne la « meule » de l'Artois, épaisse de 3,50m à Souchez, la présence du Bridgewick Marl 2 à la base et du Lewes Marl au sommet permet pour la première fois d'en préciser la position stratigraphique. Ainsi délimitée, la « meule » correspond exactement au niveau de craie noduleuse à hardgrounds décrit dans le Sud-Est de l'Angleterre, et en particulier dans les falaises de Douvres, sous le nom de « Dover Chalk Rock » (Gale & Woodroof, 1981 ; Mortimore *et al.*, 2001). Le hardground situé 4,50m au-dessus équivaut au « Top Rock » des auteurs anglais. À noter que le Bridgewick Marl 2 a été cité sous le nom « d'Argile à arborisations vertes » à différentes reprises lors du creusement des fosses et sondages sur toute l'étendue du bassin houiller Nord - Pas-de-Calais et dans ses abords, en particulier à Bruay-la-Buissière à 7km au SW de Béthune (Briquet, 1920), Petit Vimy à 6km au Sud de Lens (Amédéo & Robaszynski, 1978), Aubigny-en-Artois à 13km au NW d'Arras (Briquet, 1920), Saint-Laurent-Blangy dans les faubourgs nord d'Arras (Briquet, 1920) et Aubry à 5km au Nord de Douai (Gosselet, 1904).

Contrairement aux opinions émises par Leriche (1899) et Gosselet (1904, 1905), la « meule » de l'Artois ne correspond pas à l'ensemble des « tuns » des carrières de Loos-Haubourdin, mais uniquement au « Gros Tun ». La « meule » est intra-Turonien supérieur tandis que les « tuns » s'échelonnent du Turonien terminal au Coniacien. Par rapport à la coupe de Caffiers, les 3 paires de « tuns » d'Haubourdin répartis sur une hauteur de 7m correspondent à l'intervalle allant des hardgrounds situés sous les Bridgewick Marls jusqu'au Light Point Hardground, soit à 44m d'épaisseur !

Il devient ainsi possible de situer avec précision la limite Turonien-Coniacien dans la succession des « tuns » d'Haubourdin. Celle-ci peut être tracée à la limite entre les deux hardgrounds constituant la paire inférieure de « petits tuns ».

Une dernière remarque concerne le niveau d'apparition des silex. Amédéo & Robaszynski (2001a) ont montré qu'en partant des falaises de Douvres et en se dirigeant vers celles du Cap Blanc-Nez, puis vers la tranchée de Caffiers, l'apparition des silex s'effectue à des niveaux de plus en plus élevés dans la succession lithologique : au-dessus des Glynde Marls à Douvres, sous les Southerham Marls au Blanc-Nez et sous le Caburn Marl à Caffiers. Les coupes décrites aujourd'hui en Artois et dans les environs de Lille montrent que la « meule » de Souchez et le « Gros Tun » d'Haubourdin ne contiennent pas de silex. Les premiers silex apparaissent au-dessus du Lewes Marl ou de son équivalent. Ainsi le diachronisme dans l'apparition des silex, déjà observé entre le Kent et le Boulonnais, se poursuit et s'accroît en Artois et dans les environs de Lille. Toutefois, l'origine de ce phénomène n'est pas encore élucidée.

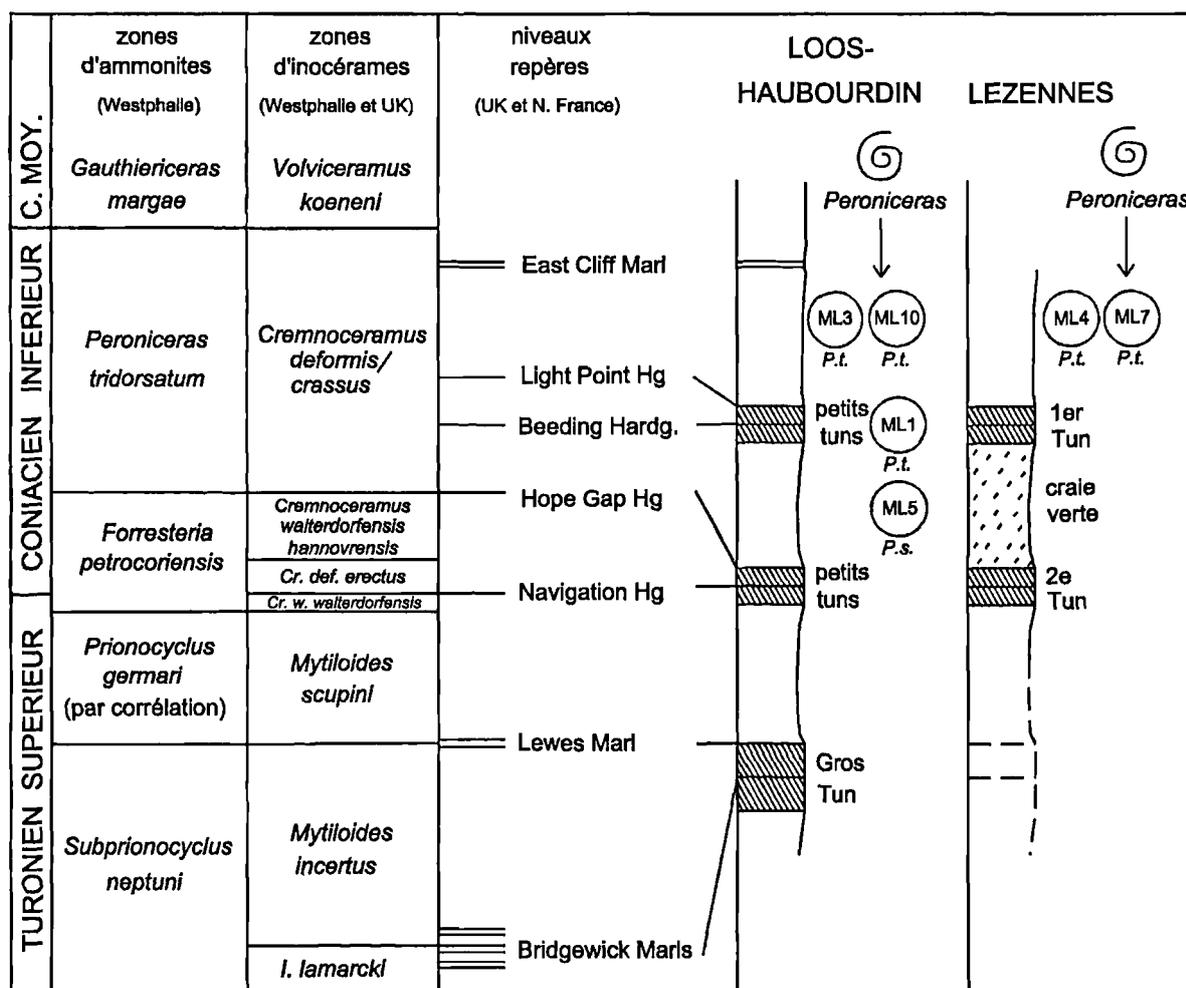


Fig. 5. — Comparaison des zones d'ammonites et d'inocérames établies dans les craies du Turonien supérieur-Coniacien inférieur du Nord de l'Allemagne et du Sud de l'Angleterre, position stratigraphique des niveaux-repères utilisés dans le Sud de l'Angleterre et dans le Nord de la France et distribution verticale des ammonites du genre *Peroniceras* dans le Coniacien inférieur du Nord de la France (Les coupes sont figurées sans échelle). P.t. : *Peroniceras tridorsatum* ; P.s. : *Peroniceras subtricarinarum*.

Fig. 5. — Comparison of ammonite and inoceramid zones established in Upper Turonian-Lower Coniacian chalks from Northern Germany and Southern England, stratigraphic position of marker beds used in Southern England and Northern France and vertical distribution of Lower Coniacian ammonites of the genus *Peroniceras* in Northern France.

VII. — LES PERONICERAS DU CONIACIEN DU NORD DE LA FRANCE

Caffiers dans le Boulonnais et illustré par Amédéo & Robaszynski (1978).

Si les ammonites abondent dans les hardgrounds à *Subprionocyclus neptuni* intercalés entre les Bridgewick Marls et le Lewes Marl, c'est-à-dire dans la partie moyenne du Turonien supérieur du bassin anglo-parisien, elles sont en revanche très rares au-dessus. Ce phénomène concerne l'ensemble des faciès crayeux du bassin depuis les niveaux les plus élevés du Turonien jusqu'au Campanien (Bailey *et al.*, 1983 ; Mortimore *et al.*, 2001). Seules deux ammonites sont connues dans les successions crayeuses non condensées du Coniacien du Sud de l'Angleterre et du Nord de la France. La première est un *Forresteria* (*Harleites*) *petrocoriensis* (Coquand) du Coniacien inférieur récolté dans le Navigation Hardground à Douvres (Gale & Woodroof, 1981). La seconde est le *Peroniceras tridorsatum* (Schlüter) du Coniacien moyen recueilli 2m au-dessus du Light Point Hardground à

Les recherches effectuées dans la région lilloise dans les années 1980 ont abouti à la récolte d'un seul *Peroniceras tridorsatum* dans la grande carrière de la cimenterie d'Haubourdin entre la paire supérieure de « petits tuns » et l'East Cliff Marl. La présence de sept ammonites appartenant au genre *Peroniceras*, conservées au Musée Gosselet de Lille et provenant de la « craie à *Micraster cortestudinarium* » des environs de Béthune et de Lille est, pour cette raison, très intéressante. Le matériel, cité par de Grossouvre (1901) et Pruvost (1910), a été décrit et figuré par Amédéo & Robaszynski (1978) et sa situation stratigraphique en grande partie précisée. L'inventaire des spécimens est le suivant (les déterminations sont actualisées en tenant compte de la révision systématique des *Peroniceras* publiée par Klingler & Kennedy, 1984).

ML1 : *Peroniceras tridorsatum* (Schlüter), des environs de Lille;
ML3 : *P. tridorsatum*, de Lille, au Gaz de Wazemmes, boulevard Montebello (Fockeu, 1885);

ML4 : *P. tridorsatum*, de Lezennes;

ML5 : *P. subtricarinarum* (d'Orbigny), d'Emmerin (localité située à 500m au Sud d'Haubourdin);

ML7 : *P. tridorsatum*, de Lezennes. Ce spécimen avait été déterminé comme *P. moureti* par Amédéo & Robaszynski, 1978, mais *P. moureti* de Grossouvre, 1894 est devenu un synonyme junior de *P. tridorsatum* (Schlüter, 1867), suivant Klinger & Kennedy (1984);

ML9 : *P. westphalicum* (von Strombeck), de la fosse 6 de Bruay à Haillicourt (localité située à 4km au Sud-Ouest de Béthune);

ML10 : *P. tridorsatum*, de Lille, Porte des Postes, à Esquermes (Lebrun, 1902).

Le *Peroniceras westphalicum* de la fosse 6 de Bruay a été recueilli dans la craie à silex de la Zone à *Micraster cortestudinarium*. Suivant Gosselet (1911), la craie à silex mesure ici 20m d'épaisseur, renferme de nombreux *M. cortestudinarium* et surmonte la « meule ». Tous les autres *Peroniceras* conservés dans les collections du Musée Gosselet proviennent des environs de Lille. En se fondant sur les informations publiées par Fockeu (1885) et Lebrun (1902) pour les spécimens ML3 et ML10, et sur un examen pétrographique de la gangue pour les autres, Amédéo & Robaszynski (1978) ont tenté de préciser la position stratigraphique du matériel de la façon suivante :

ML1 : du « Gros Tun » de Loos-Haubourdin ;

ML10 : entre le « Gros Tun » et la paire inférieure de « petits tuns » ;

ML5 : entre les paires inférieure et supérieure de « petits tuns » ;

ML3 : au-dessus de la paire supérieure de « petits tuns » ;

ML4 et ML7 : de la craie à bâtir de Lezennes, au-dessus du Premier Tun.

Les attributions proposées en 1978 sont cohérentes avec l'interprétation actuelle de la suite stratigraphique, sauf en ce qui concerne la position des échantillons ML1 et ML10. La figure 5 présente une corrélation entre la suite des niveaux-repères reconnus dans les craies du Turonien supérieur-Coniacien inférieur du Sud de l'Angleterre et du Nord de la France, les zones d'inocérames communes au Sud de l'Angleterre et à la Westphalie dans le Nord-Ouest de l'Allemagne (Wałaszczyk & Kennedy, 1999 ; Mortimore *et al.*, 2001) et les zones d'ammonites identifiées en Westphalie (Kaplan & Kennedy, 1994). La base de la Zone à *Peroniceras tridorsatum* coïncide avec la limite inférieure de la Zone d'inocérames à *Cremnoceramus deformis/crassus* située à Douvres immédiatement au-dessus du Hope Gap Hardground. Le *Peroniceras tridorsatum* des environs de Lille, numéroté ML1, est préservé dans une craie durcie à facies « tun », mais ne peut pas provenir du « Gros Tun » qui appartient entièrement à la Zone d'ammonites à *Subprionocyclus neptuni* du Turonien supérieur non terminal. Plus probablement, il a dû être récolté dans la paire supérieure de « petits tuns ». De la même façon, le spécimen ML10

découvert par Lebrun (1902) à la Porte des Postes à Lille dans de la craie blanche à silex, associé à *Micraster cortestudinarium* et « *Inoceramus involutus* » proviendrait plutôt des abords de l'East Cliff Marl, au-dessus de la paire supérieure de « petits tuns ». La position probable des six *Peroniceras* recueillis dans les craies coniaciennes des environs de Lille et conservés dans les collections du musée Gosselet est résumée dans la figure 5. A noter la prééminence de l'espèce *P. tridorsatum* représentée par 5 exemplaires. Un 6ème spécimen s'ajoute d'ailleurs à ce matériel, celui recueilli en place à Haubourdin entre la paire supérieure de « petits tuns » et l'East Cliff Marl (coll. F.A.).

VIII. — CONCLUSION

La mise en oeuvre de la stratigraphie événementielle dans les craies du Turonien supérieur-Coniacien inférieur du Nord de la France permet de préciser pour la première fois la position stratigraphique de niveaux condensés, épais de quelques mètres et contenant un certain nombre de hardgrounds, désignés sous le nom de « meule » en Artois et de « tuns » dans les environs de Lille. La « meule », intercalée entre deux niveaux marneux, respectivement le Bridgewick Marl 2 à la base et le Lewes Marl au sommet, appartient entièrement au Turonien supérieur. Les trois paires de « tuns » visibles dans les carrières de Loos-Haubourdin au Sud-Ouest de l'agglomération lilloise se succèdent de part et d'autre de la limite Turonien-Coniacien. Contrairement aux opinions émises par Leriche (1899) et Gosselet (1904, 1905), la « meule » de l'Artois n'est pas équivalente à l'ensemble des « tuns » de Loos-Haubourdin, mais uniquement au « Gros Tun ».

Une comparaison avec le Boulonnais où l'enregistrement sédimentaire est beaucoup plus important montre que les 3 paires de « tuns » d'Haubourdin, répartis sur une hauteur de 7m, correspondent dans la coupe de Caffiers à l'intervalle allant des hardgrounds situés sous les Bridgewick Marls jusqu'au Light Point Hardground, soit à 44m d'épaisseur. Cette observation révèle qu'une importante condensation affecte la succession lithologique dans les environs de Lille, et aussi que certains hardgrounds peuvent être suivis sur des distances supérieures à 130km. Toute l'aire englobant l'agglomération lilloise et le Sud de l'Artois s'est comportée au Turonien supérieur-Coniacien inférieur comme une plateforme marginale—ou comme une zone haute tectonique— sur laquelle la plus grande partie de la sédimentation crayeuse a été enregistrée sous la forme de hardgrounds qui témoignent de la condensation des dépôts ainsi que des lacunes.

Remerciements. Mr Charles Loones (Lille) nous a prêté les ammonites de sa collection, recueillies dans le « Gros Tun » de la carrière d'Haubourdin ; Mr Bertrand Matrimon (Troyes) a composé les figures. Qu'ils soient tous deux chaleureusement remerciés.

BIBLIOGRAPHIE

AMÉDÉO F., 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. Géol. Bass. Paris*, 15, 2, 3-20.

AMÉDÉO F. & ROBASZYNSKI F. (1978). — *Peroniceras*, faunes et microfaunes associées dans le Nord de la France. Comparaison de quelques sections dans le Turonien-Coniacien. *Ann. Soc. géol. Nord*, 98, 35-50, 3 pl.

- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001a). — Les craies turoniennes du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (UK) et la Normandie (F). *Bull. Soc. Géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 87, 31-49, 2 pl.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001b). — Les craies à silex du Turonien au Santonien du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (UK). *Géologie de la France*, B.R.G.M., 4, 39-56.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001c). — Evénements sédimentaires et bioécologiques dans les craies du Boulonnais : des repères pour des corrélations précises intra- et inter bassins. *Ann. Soc. géol. Nord*, 8, 159-171.
- AMÉDRO F., ROBASZYNSKI F., COLLETÉ C. & FRICOT C. (1997). — Les craies du Cénomaniens-Turonien de l'Aube et du Boulonnais: des événements litho- et biosédimentaires communs. *Ann. Soc. géol. Nord*, 5, 189-197.
- BAILEY H.W., GALE A.S., MORTIMORE R.N., SWIECICKI A. & WOOD C.J. (1983). — The Coniacian-Maastrichtian stage boundaries of the United Kingdom, with particular reference to southern England. *Newsletters Stratigr.* 12, 19-42.
- BARROIS Ch. (1874). — Terrains traversés par la fosse Ste Pauline à Eleu-dit-Leauwette. *Ann. Soc. géol. Nord*, 2, 63.
- BARROIS Th. (1878). — Note sur les Terrains traversés par la fosse n°5 à Lens. , *Ann. Soc. géol. Nord*, 5, 105-107.
- BIRKELUND T., HANCOCK J.M., HART M.B., RAWSON P.F., REMANE J., ROBASZYNSKI F., SCHMID F. & SURLYK F. (1884). — Cretaceous stage boundaries – Proposals. *Bull. geol. Soc. Denmark*, 33, 3-20.
- BRIQUET A. (1920). — Turonien supérieur et Sénonien inférieur dans le Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, 44, 1-11.
- BROMLEY R.G. & GALE A.S. (1982). — The Lithostratigraphy of the English Chalk Rock. *Cretaceous Research*, 3, 273-306.
- CAULIER P. (1974). — Etude des faciès de la craie et de leurs caractéristiques hydrauliques dans la région du Nord. Thèse 3° cycle, ronéotypée, Université de Lille, 156p., 32pl.
- CAYEUX L. (1889). — La faune du Tun. *Ann. Soc. géol. Nord*, 16, 123-131.
- COLBEAUX J.-P., DEBRABANT P., LEPLAT J. & ROBASZYNSKI F. (1975). — Les craies de Sainghin-en-Mélantois (Nord): faunes du passage turono-coniacien, tectonique cisailante, physico-chimie. *Ann. Soc. géol. Nord*, 95, 17-35, 1pl.
- DECONINCK J.-F., AMÉDRO F., DESPRAIRIES A., JUIGNET P. & ROBASZYNSKI F. (1991). — Niveaux repères de bentonite d'origine volcanique dans les craies du Turonien du Boulonnais et de Haute-Normandie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312, 2, 897-903.
- DOLLÉ L. (1907). — Coupe de la fosse n° 5 d'Ostricourt. *Ann. Soc. géol. Nord*, 36, 237-241.
- ERNST G., SCHMID F. & SEIBERTZ E. (1983). — Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. *Zitteliana*, 10, 531-554.
- FENET B. (1965). — Observations récentes sur la partie ouest de l'Anticlinal du Mélantois. *Ann. Soc. géol. Nord*, 85, 241-245, 1pl.
- FOCKEU H. (1885). — Note sur la craie de Lille. *Ann. Soc. géol. Nord*, 12, 255-259.
- GALE A.S. (1996). — Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. In HESSELBO S.P. & PARKINSON D.N. (edit.), 1996, Sequence Stratigraphy in British Geology. *Geol. Soc. Spec. publ.* 103, 177-195.
- GALE A.S. & SMITH A.B. (1982). — The palaeobiology of the irregular echinoids *Infulaster* and *Hagenowia*. *Palaeontology*, 25, 11-42.
- GALE A.S. & WOODROOF P.B. (1981). — A Coniacian ammonite from the "Top Rock" in the Chalk of Kent. *Geol. Mag.*, 118, 557-560.
- GODET A., DECONINCK J.-F., AMÉDRO F., DRON P., PELLENARD P. & ZIMMERLIN I. (2003). — Enregistrement sédimentaire d'événements volcaniques dans le Turonien du Nord-Ouest du bassin de Paris. *Ann. Soc. géol. Nord*, 10, 2, 147-162, pl. 15-16.
- GOSSELET J. (1899). — Sur le Tun aux environs de Lille. *Ann. Soc. géol. Nord*, 28, 155-159.
- GOSSELET J. (1902). — Observations sur la sédimentation de la craie. Réflexions sur la craie congloméroïde et sur les bancs durcis ou verdis. *Ann. Soc. géol. Nord*, 31, 63-82.
- GOSSELET J. (1904-1913). — Les Assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et les sondages du Nord de la France. Impr. Nat. Paris ; fasc. 1, région de Douai, 142p. (1904) ; fasc. 2, région de Lille, 99p. (1905) ; fasc.3, région de Béthune, 183p. (1911) ; fasc.4, région de Valenciennes, 223p. (1913).
- GROSSOUVRE A. de (1894). — Recherches sur la Craie supérieure, 2 : Paléontologie. les ammonites de la Craie supérieure. *Mém. Serv. Carte géol. dét. France*, 264p., 39pl.
- GROSSOUVRE A. de (1901). — Recherches sur la Craie supérieure, 1 : Stratigraphie générale. *Mém. Serv. Carte géol. dét. France*, 1013p.
- JENKYN H.C., GALE A.S. & CORFIELD R.M. (1994). — Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geol. Mag.*, 131, 1-34.
- KAPLAN U. & KENNEDY W.J. (1994). — Ammoniten des Westfälischen Coniac. *Geol. Paläont. Westf.*, 31, 155p., 43pl.
- KAUFFMAN E.G., KENNEDY W.J. & WOOD C.J. (1996). — The Coniacian stage and substage boundaries. *Bull. Inst. Royal Sc. Nat. Belgique*, Sc. Terre, 66-suppl., 81-94.
- 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.*, 113-294.
- LEBRUN (1902). — La craie de Lille et des environs. *Ann. Soc. géol. Nord*, 31, 4-10.
- LERICHE M. (1899). — Sur la présence de *Sonneratia perampla* dans la meule. *Ann. Soc. géol. Nord*, 28, 159-160.
- LERICHE M. (1907). — Fossiles de la craie, rares ou nouveaux. *Ann. Soc. géol. Nord*, 36, 149.
- LERICHE M. (1913). — Observations sur les terrains rencontrés dans les travaux du canal du Nord, et en particulier sur les formations de passage du Turonien au Sénonien et sur les terrains tertiaires. *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol., Hydrol., Mém.*, 27, 105-131.
- MORTIMORE R.N. (1986). — Stratigraphy of the Upper Cretaceous White Chalk of Sussex. *Proc. Geol. Ass.*, 97, 97-139.
- MORTIMORE R.N. (1987). — Upper Cretaceous Chalk in the North and South Downs, England: a correlation. *Proc. Geol. Ass.*, 98, 77-86.
- MORTIMORE R.N. (1997). — The Chalk of Sussex and Kent. Geological Association Guide, 57, 139p.

- MORTIMORE R.N. & POMEROL B. (1987). — Correlation of the Upper Cretaceous White Chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris basin. *Proc. Geol. Ass.*, 98, 97-143.
- MORTIMORE R.N. & POMEROL B. (1996). — A revision of Turonian litho- and biostratigraphy in the Anglo-Paris Basin. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 77, 423-441.
- MORTIMORE R.N., WOOD C.J. & GALLOIS R.W. (2001). — British Upper Cretaceous Stratigraphy. *Geol. Conserv. Review Ser.*, 23, 558p.
- PARENT H. (1893). — L'âge du Tun de Lezennes. *Ann. Soc. géol. Nord*, 21, 16-21.
- PRUVOST P. (1910). — Les ammonites sénoniennes du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, 39, 365-368.
- ROBASZYNSKI F. & AMÉDRO F. (1986). — The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proc. Geol. Ass.*, 97, 171-208.
- ROBINSON N.D. (1986). — Lithostratigraphy of the Chalk Group of the North Downs, southeast England. *Proc. Geol. Ass.*, 97, 141-170.
- STOKES R.B. (1975). — Royaumes et provinces fauniques du Crétacé établis sur la base d'une étude systématique du genre *Micraster*. *Mém. Mus. nat. Hist. nat., Paris*, C, 31, 94p., 12pl.
- VANDERAVEROET P., AMÉDRO F., COLLETÉ C., DECONINCK J.-F., RECOURT P. & ROBASZYNSKI F. (2000). — Caractérisation et extension de niveaux-repères de bentonites dans le Turonien supérieur du Bassin de Paris (Boulonnais, Aube). *Geodiversitas*, 22, 3, 457-469.
- WAŁASZCZYK I. & WOOD C.J. (1999). — Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian/Coniacian boundary ; based on the Salzgitter-Salder Quarry, Lower Saxony, Germany, and the Slupia Nadbrzezna section, Central Poland. *Acta Geol. Polonica*, 48, 4, 395-434, 19pl.
- WRAY D.S. (1999). — Identification and long-range correlation of bentonites in Turonian-Coniacian (Upper Cretaceous) chalks of northern Europe. *Geol. Mag.*, 136, 4, 361-371.
- WRAY D.S., WOOD C.J., ERNST G. & KAPLAN U. (1996). — Geochemical subdivision and correlation of clay-rich beds in Turonian sediments in northern Germany. *Terra Nova*, 8, 603-610.

REFLEXIONS STRATIGRAPHIQUES

Stratigraphic reflections

par Philippe LEGRAND (*)

Résumé. — Certains aspects de l'article de Odin *et al.* (2005) paru aux Annales de la Société Géologique du Nord sont commentés. Les opinions exprimées dans cet article n'ayant pas fait l'objet d'une concertation nationale ne peuvent prétendre refléter la position des stratigraphes francophones comme il le suggère. A titre personnel, l'auteur exprime son désaccord quant à l'adoption d'une terminologie unique pour l'échelle du temps et l'échelle constituée par la succession des étages, de natures différentes. Par ailleurs, l'importance des GSSP sans être négligée doit être ramenée à sa juste valeur.

Abstract. — *Some aspects of the paper by Odin et al. (2005) which appeared in the Annales de la Société Géologique du Nord are commented upon. The points of view expressed in the paper, not having been the subject of a national consultation, cannot be said to reflect the general consensus of French stratigraphers as the paper seems to imply. The author expresses his disagreement as to the adoption of one terminology for both time and the stage scales which are of entirely different nature and meaning. This does not detract from the fact that the GSSPs, far from being ignored, should eventually be brought into their proper context in so far as the regional stratigraphy and chronostratigraphy are concerned.*

Un article récent paru aux Annales de la Société Géologique du Nord (Odin *et al.*, 2005) aborde différents problèmes de la stratigraphie qui n'ont que des rapports assez lointains entre eux, ce qui diminue malheureusement, un peu, l'importance du débat auquel il pouvait appeler. Parmi ces problèmes, certains, concernant plus spécifiquement le Tertiaire ou le Quaternaire ne peuvent faire l'objet d'un commentaire de la part d'un spécialiste du Paléozoïque. Par contre, voir citer le Darriwillien dans le Dévonien moyen peut le concerner un peu plus, même s'il s'agit à l'évidence de l'Ordovicien et que seul l'ordinateur peut être tenu pour responsable de cette coquille. Mais cet article, à plusieurs reprises, semble vouloir se faire le porte parole des stratigraphes francophones et exprimer leur opinion, entre autres choses, quant à la "simplification" de la terminologie stratigraphique, récemment proposée par un groupe de stratigraphes britanniques (Zalasiewicz *et al.*, 2004). Or, ce sujet n'a jamais fait l'objet d'enquête d'opinion ou d'une discussion générale. En particulier, le Comité Français de Stratigraphie qui paraissait le lieu idéal pour un tel débat, ne l'a jamais proposé au cours de ses réunions précédant le Congrès International de Florence ou la parution de cet article. Il nous paraît donc naturel d'exprimer, à titre personnel, une divergence d'opinion.

1) Si la géologie est un art (comme la médecine par exemple), c'est également une science et comme telle, elle ne saurait se soustraire à certaines règles élémentaires. Parmi celles-ci, on peut citer la définition précise d'unités sans

laquelle aucun propos ne peut être clair, dénué d'ambiguïté, ni, a fortiori, aucune mesure possible. L'utilisation d'un même mot pour désigner deux unités de natures différentes va à l'encontre, à l'évidence, d'une telle nécessité. Les plus âgés des lecteurs ayant poursuivi des études de physique se souviendront des erreurs multiples auxquels conduisait la double signification du mot kilogramme, unité de masse et unité de force (ou de poids) avant la définition du newton. Or ce n'est pas autre chose que l'on propose en invitant à abandonner une désignation différente selon qu'il s'agit d'une unité de temps ou d'une unité de matière.

Les arguments avancés pour l'abandon de cette distinction paraissent peu convaincants ou d'une généralisation abusive. S'il existe quelques difficultés de vocabulaire en Français, des souvenirs d'enseignement de la stratigraphie ne s'accordent pas avec des difficultés particulières sur cette distinction qui reste très général. L'argumentaire emprunté à la proposition britannique supportant cet abandon, est plus surprenant. D'abord, parce que, invoquer la continuité d'une série où serait défini un GSSP (Global Stratotype Section and Point) pour en déduire qu'à une échelle des temps, continue par essence, correspond une échelle des dépôts complète, semble bien hasardeux. Dans une section continue, il y a plus de lacunes que de dépôts selon l'adage "more gap than record" que se plaisait à répéter Ager (1981). Ensuite, parce que les auteurs eux-mêmes contestent au paragraphe suivant le concept admis internationalement, et que suppose la proposition britannique, selon laquelle le sommet d'un étage est défini par la base de l'étage suivant (voir ci-dessous).

(*) Géologue Consultant, 216 Cours Général de Gaulle, 33170 Gradignan, France. E-mail : legrandblain@wanadoo.fr

Les tendances d'une partie de la géologie actuelle semblent réclamer une précision de plus en plus grande dans les données mais aussi dans la nature exacte de celles-ci. D'une part, la précision chronostratigraphique s'avère ainsi de plus en plus nécessaire pour relier entre eux de façon valable des phénomènes apparemment de nature différente et ne pas risquer d'invertir cause et effet en particulier au Paléozoïque. D'autre part, on constate dans de nombreux articles récents, que des données incertaines dans un premier article sont invoquées en toute bonne foi dans des articles ultérieurs comme des éléments de datation sûrs par confusion du sens donné à certains mots, ainsi en va-t-il du cas de "zone" (Legrand, 1996). Ajouter au risque de confusion, ne peut-être que néfaste.

2) La définition du sommet d'un étage par la base de l'étage qui lui succède constitue une nécessité. Ce n'est sans doute pas une solution parfaite, mais c'est celle qui met le mieux à l'abri de la situation insoluble où l'on se trouverait avec un ensemble de couches qui, par corrélation, se trouveraient ne plus appartenir à un étage inférieur et pas encore à un étage supérieur. Si un GSSP est défini comme un point dans une section (Cowie *et al.*, 1986), ce point est choisi pour correspondre à la première apparition (FAD) d'un taxon remarquable, ce qui fait qu'on lit souvent que la base d'un étage ou d'un système est défini par la base de telle ou telle biozone. Si l'on voulait définir de la même façon le sommet d'un étage, par exemple, en choisissant un point dans une coupe type, est-il pensable de faire correspondre ce point à la dernière récolte d'un taxon donné ? Le maniement des biozones montre qu'un taxon caractéristique d'une biozone persiste souvent à la partie inférieure de la biozone suivante plus nettement définie par l'apparition d'un nouveau taxon éponyme. Quant à faire correspondre cette limite supérieure à la première apparition du taxon suivant autant dire que celle-ci correspond à la base de l'étage suivant.

Le contenu d'un étage ne peut être que théorique, car, du moins au Paléozoïque, il arrive qu'il n'existe aucun affleurement présentant l'étage en son entier. Ainsi le stratotype du Rhuddanien, premier étage du Silurien, défini au Pays de Galles, ne permet pas d'observer, l'extrême base de cet étage définie dans une coupe 375 km plus au Nord en Ecosse. Mais surtout les lacunes, hiatus et condensations font que le contenu de deux coupes d'un même étage dont la base et le sommet sont corrélables ne contiennent pas forcément des terrains qui se sont déposés de façon synchrone ; c'est même le contraire qui est le plus probable comme le montrent les analyses biostratigraphiques fines ou les observations sédimentologiques détaillées.

3) Une définition ne peut être qu'unique, et il est normal que l'on n'autorise qu'un seul GSSP pour définir une limite. Par contre, rares sont les stratigraphes, et pas seulement francophones qui ne reconnaissent l'utilité de sections auxiliaires dans certains cas (Cope, 1996). Ainsi, pour la limite Dévonien-Carbonifère a-t-on défini la section auxiliaire d'Hasselbachtal (Becker et Paproth, 1993) pour compenser l'absence de céphalopodes et de spores dans la coupe-type de La Serre (Paproth *et al.*, 1991). Simplement il doit être bien entendu que l'équivalent de la limite considérée dans cette section auxiliaire ne saurait prendre le pas sur la limite fixée par le GSSP, en cas d'incertitude sur les corrélations. Cette discussion paraît d'ailleurs un peu académique, puisque, dans la pratique, retrouver le taxon permettant de caractériser une limite n'est pas un exercice aisé à l'échelle mondiale, d'où l'intérêt des échelles biostratigraphiques régionales. Ainsi sur l'ensemble de la bordure nord-africaine du Gondwana, où s'étend le Paléozoïque sur plus de 4000 km de long, aucune des limites de système internationalement définies ne peut être retrouvée à l'exception de la limite Silurien-Dévonien.

4) En conclusion :

Il ne faut pas abandonner la distinction de l'échelle du temps - par essence continue - et l'échelle stratigraphique constituée par la succession des étages- de nature discontinue du fait du phénomène sédimentaire -.

Quarante ans de pratique de groupes de travail et de sous-commissions de stratigraphie apprennent que la principale utilité de la définition d'un GSSP est de provoquer un grand nombre de travaux sur quelques niveaux bien précis de l'échelle stratigraphique et de permettre d'esquisser des corrélations. On constate d'ailleurs que les GSSP parfaits n'existent pas, que le contexte sédimentologique, par exemple, trop souvent négligé, n'est pas idéal. Si donc les GSSP présentent une certaine utilité bien que ceci ait été contesté (Walliser, 1964, 1966 ; Schindewolf, 1970) et doivent être respectés, leur usage pratique reste limité et ne mérite peut-être pas les âpres discussions auxquels on assiste dans des réunions interminables. Mieux vaut bâtir une échelle biostratigraphique régionale correspondant à la réalité géologique d'une contrée, plutôt que de s'efforcer tout de suite de faire entrer celle-ci, à force d'approximation, dans un cadre qui ne lui est pas naturel. C'est seulement *in fine* qu'il conviendra de se tourner vers une échelle stratigraphique globale en vue de synthèses grandioses.

BIBLIOGRAPHIE

- AGER D.G. (1981). -- The nature of the Stratigraphical Record. 2nd edn., Macmillan, London, 114 p.
- BECKER R.T., and PAPROTH E. (1993). - Auxiliary stratotype sections for the global stratotype section and point (GSSP) for the Devonian-Carboniferous boundary : Hasselbachtal. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, 115, (2), 1992, pp. 703-706.
- COPE J.C.W. (1996).—The role of the Secondary Standard in stratigraphy. *Geol. Mag.*, 133 (1), 1996, pp. 107-110.
- COWIE J.W., ZIEGLER W., BOUCOT A.J., BASSETT M.G. and REMANE J. (1986). - Guidelines and statutes of the international commission on stratigraphy. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 83, pp. 1-14.

- LEGRAND PH. (1996). – Etages et zones de graptolites : définition et validité ; l'exemple du Silurien inférieur. *Bull. Soc. géol. France*, 1996, 167, (1), pp. 29-38.
- ODIN G.S., GARDIN S., ROBASZYNSKI F. et THIERRY J. (2005). – Les unités de l'histoire géologique ; discussion sur les conventions et l'échelle des temps. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 12, (2ème série), pp. 63-68.
- PAPROTH E., FEIST R. and FLAJS G. (1991). – Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype. *Episodes*, 14, pp. 331-336.
- SCHINDEWOLF O.T. (1970). – Stratigraphical principles. *Newsletter Stratigraphy*, I, pp. 17-24. Leiden
- WALLISER O.H. (1964). — Conodonten des Silurs. *Abh. Hess L-Amt Bodenforsch*, 41, 106 p.
- WALLISER O.H. (1966). — Die Silur/Devon Grenze. *N. Jb. Geol. Paläont Abh.*, 125, pp. 235-246
- ZALASIEWICZ J., SMITH A., BRECHLEY P., EVANS J., KNOX R., RILEY N., GALE A., GREGORY F.J., RUSHTON A., GIBBARD P., HESSELBO S., MARSHALL J., OATES M., RAWSON P., and TREWIN N. (2004). Simplifying the stratigraphy of time. *Geology*, 32, pp. 1-4.

DEVONIAN BRACHIOPODS FROM THE ZEFREH SECTION (CENTRAL IRAN)

Brachiopodes du Dévonien de la coupe de Zefreh (Iran central)

by Denise BRICE (*), Mehdi YAZDI (**), Hossein TORABI (**) and Ali MALEKI (**)

(Plates XI to XIII)

Abstract. — The basal part of the Zefreh section in Central Iran has yielded Middle Devonian (Eifelian ?) marine fossils. Among them is the nautiloid cephalopod *Centroceras*, probably belonging to the Eifelian index species *C. marcellense* (Vanuxem, 1842). Brachiopods associated with this species have been identified by the first author, and several of them probably Eifelian in age, are reported for the first time in Iran. Due to dolomitisation, the generic assignment of some of them is sometimes questionable. These include the strophomenid aff. *Mesodouvillina birmanica* (Reed, 1908), the rhynchonellids *Trigonirhynchia iranica* sp. n., *Oligoptycherhynchus* ? sp., the athyrid *Sulcathyris* ? aff. *gastra* Dürkoop, 1970, the atrypid *Spinatrypa* sp. and the spiriferids *Chimerothyris* ? sp. aff. *hotzi* Paulus, Struve, Wolfart, 1963, *Spinocyrtia* (*Carpinaria* ?) *zefrehensis* sp. n., *Fimbrispirifer* ? s. l. sp. A brownish to grey sandy level above the *Centroceras* bed, in Zefreh quartzite mine, yielded remains of Devonian land plants that can be assigned to the lycopsids.

Résumé. — La base de la coupe de Zefreh en Iran central a livré un ensemble de fossiles marins d'âge Dévonien moyen (Eifélien ?). Parmi eux, un céphalopode nautiloïde *Centroceras*, appartenant probablement à l'espèce-type eifélienne *C. marcellense* (Vanuxem, 1842). Les brachiopodes associés, déterminés par le premier auteur, indiquent un âge vraisemblablement eifélien, l'attribution générique de certains restant cependant douteuse en raison d'une dolomitisation rendant difficile l'identification des caractères internes. Il s'agit de aff. *Mesodouvillina birmanica* (Reed, 1908) (strophoméniide), *Trigonirhynchia iranica* sp. n., *Oligoptycherhynchus* ? sp. (rhynchonellides), *Sulcathyris* ? aff. *gastra* Dürkoop, 1970 (athyride), *Spinatrypa* sp. (atrypide) et des spiriférides *Chimerothyris* ? sp. aff. *C. hotzi* Paulus, Struve, Wolfart, 1963, *Spinocyrtia* (*Carpinaria* ?) *zefrehensis* sp. n., *Fimbrispirifer* ? s. l. sp., quelques-uns étant reconnus pour la première fois en Iran. Un niveau sableux gris brun au-dessus du niveau à *Centroceras* a livré des restes de plantes dévoniennes qui peuvent être attribués aux lycopsides.

I. — INTRODUCTION

Devonian biostratigraphical studies in Zefreh area (located in north-eastern of Isfahan), provided new data for understanding the Bahram formation. The accurate age of Zefreh Quartzite and Dolomite Mine beds is reported in controversy by different researchers. Based on the conodonts biostratigraphy and the presence of a pair of biostroms in the Zefreh section, the age of the upper part of this succession can be considered as Frasnian to Early Famennian. According to Yazdi (2001), the age of biostrom 2 in Iran is Late Givetian to Early Frasnian. The discovery of three levels yielding probably Eifelian faunas at the base of the Zefreh section (recently opened quarry) confirmed that the oldest known Devonian fossiliferous beds in Central Iran are those located at the base of the Zefreh section.

A complete specimen of the cephalopod genus *Centroceras* (Pl. XIII, figs 4-6), probably belonging to the Eifelian index species *C. marcellense* (identified by Prof. Becker), has been found for the first time at the base of the Zefreh section. In this part of the section, occurring in the intercalated layers of limestone and shale brachiopods were also found: aff. *Mesodouvillina birmanica*, and *Sulcathyris* ? aff. *gastra*, taxa erected and described by Dürkoop (1970) from the Eifelian of Rukh (western Afghanistan). They are associated with rhynchonellids and spiriferids recognized in Iran for the first time: *Trigonirhynchia iranica* sp. n., *Oligoptycherhynchus* ? sp. (rhynchonellids), *Spinatrypa* sp. (atrypid), and spiriferids: *Chimerothyris* ? sp. aff. *hotzi* Paulus, Struve, Wolfart, 1963, *Spinocyrtia* (*Carpinaria* ?) *zefrehensis* sp. n., *Fimbrispirifer* ? s. l. sp. The range of these taxa is probably in favour of an Eifelian age, but due to the bad preservation of internal characters (dolomitisation) the generic

(*) Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, Faculté Libre des Sciences et Technologies, 41 rue du Port 59046 Lille-Cedex France e-mail: d.brice@isa-lille.fr. UMR 8014 & FR 1818 du CNRS.

(**) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Islamic Republic of Iran.

assignment of the spiriferids remains doubtful. A brownish to grey sandy level is present above the *Centroceras* bed in the Zefreh quartzite mine. This level yielded remains of Devonian land plants that may be assigned to the lycopsids. Most of these plants can be assigned to *Lepidodendron* sp. 1 and *Sigillaria* sp. 1. (Pl. XIII, figs 7-12). The age of these plant fossils could be considered as Givetian to Frasnian.

The occurrence of a widespread Eifelian hiatus could not be confirmed. An expanded carbonate platform has been built during this time. It developed from the north-eastern to northern Kerman province and Central Iran (Wendt *et al.*, 1997; 2002; 2005). Skeletal limestones (mainly brachiopods) deposited on this platform along with coralline biostromes during Givetian-Frasnian (Bahram Formation or lateral equivalents). While the Devonian deposits are generally continental or absent in surrounding areas, the majority of the studied sections have yielded abundant marine faunas (mainly brachiopods) which have allowed rough biostratigraphic subdivisions of the Devonian deposits. According to these studies, during the Devonian the northern, central and eastern parts of the country were covered by a shallow shelf sea which, under conditions of differential subsidence has left behind up to 2000 meters of sandstones, shales, dolomites and skeletal limestones (Wendt *et al.*, 1997; 2002; 2005). The aim of the present study is to examine Middle-Late Devonian beds which have not been previously studied, and to obtain more reliable biostratigraphic data for a wider regional comparison (for instance with eastern Elburz). Brachiopods and to a much lesser extent cephalopods, were used for establishing a local biostratigraphic framework and for regional correlations.

These faunas (brachiopods and cephalopods) lived in shelf seas (shallow water or nearshore). New lithological and biological data from Zefreh confirm that Middle to Late Devonian deposits are present in Central Iran. This new result can be used for international correlations.

II. — SYSTEMATICS

All types, figured and measured brachiopods from the Zefreh section bearing the abbreviation GFCL are housed in the Faculté Libre des Sciences & Technologies, 41 rue du Port, 59046 Lille – Cedex. FRANCE, and figured cephalopods and plants from the Zefreh section bearing the abbreviation EUIM are housed at the University of Esfahan, IRAN.

BRACHIOPODA

Order STROPHOMENIDA Öpik, 1934

Genus *MESODOUVILLINA* Williams, 1950

Type-species: *Stropheodonta subinterstitialis seretensis* Kozłowski, 1929

aff. *Mesodouvillina birmanica* (Reed, 1908)

(Pl. XI, fig. 32)

aff. 1908 *Stropheodonta interstitialis* (Phillips) var. *birmanica* Reed p. 66, pl. 10, figs 11-13, pl. 11, figs 1-6.

aff. 1969 *Mesodouvillina birmanica* (Reed, 1908), Anderson, Boucot, and Johnson, p. 132-133, pl. 3, figs. 12-17, pl. 4, figs. 1-4

Material: 1 specimen from the Zefreh section, undefined level.

Discussion

This well preserved specimen probably belongs to *Mesodouvillina birmanica* following its external aspects: ventral valve reaches its maximum width at the hinge line with angular cardinal extremities, the posterior part, near the hinge line, is nearly flat, and the antero-posterior curvature of the shell is moderate. The ornament consists of parvicostellate radial costellae, with anteriorly prominence of the primary costellae. Interior not observed.

Range

The type material of *M. birmanica* was found in the Eifelian of Padaukpin, northern Shan States, Burma. According to Brice (1971), the species is also present in the Middle Devonian of western Afghanistan (Robat-e Pai), and in the Givetian of eastern Elburz, Khosh Yeilagh, Robat-e Garabil, (Brice in Brice *et al.*, 1974). Ahmadzaden-Heravi (1975) recognized *M. cf. birmanica* in the upper Emsian at Khosh Yeilagh and Brice (in Brice *et al.*, 1978) reported the species in the outcrops 10, 20, 24, 27 in eastern Elburz.

Order RHYNCHONELLIDA Kuhn, 1949

Family TRIGONIRHYNCHIIDAE Schmidt, 1965

Genus *TRIGONIRHYNCHIA* Cooper, 1942

Type species: *Uncinulina fallaciosa* Bayle, 1878

Trigonirhynchia iranica n. sp.

(Pl. XI, figs. 1- 26, text-fig. 2)

Locus typicus: Zefreh section, north-eastern of Esfahan (fig. 1 A-C).
Derivatio nominis: from Iran, where the genus is recognized for the first time.

Stratum typicum: upper part of the Zefreh section, Bahram Formation, fig. 4.2, bed 19, about 2 meters thick. Probably Eifelian.

HOLOTYPE: GFCL 3735, bed 19, pl. XI, figs. 2-6.

PARATYPES: GFCL 3736, bed 19, pl. XI, fig. 1; GFCL 3737, bed 19, pl. XI, figs. 12-16.

Type material : 10 specimens from the Zefreh section, from beds 17, 19, 20, fig. 4-2.

DIAGNOSE: These shells evoke *Trigonirhynchia* by the following characters: medium to large sized, strongly dorsibiconvex forms, ovoid to sub-pentagonal rounded outline, wider than long, maximum width situated about mid length. There are respectively 29 to 35 costae on ventral and dorsal valves. A thin and long dorsal septum supports on a short distance a deep narrow septalium anteriorly covered by a thin convex connectivum

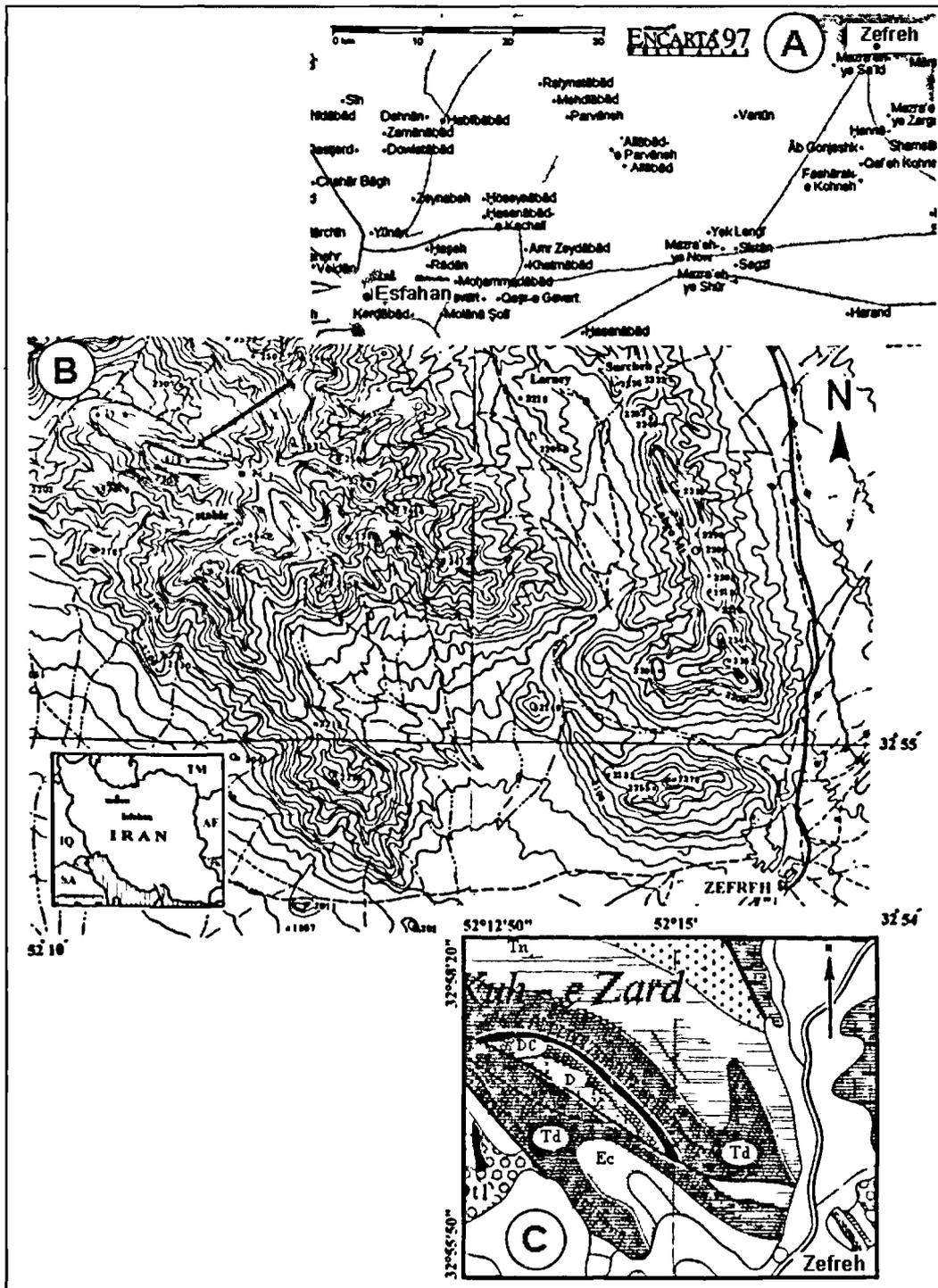


Fig. 1. — A) Topographic map of Kuh e Zard, north-eastern of Isfahan, combination of Zefreh and Vartun maps, location of the studied section, lower left map of Iran showing the location of Isfahan. B) Location of Zefreh and Isfahan areas, Encarta 97 World Atlas. C) Geological map of the Zefreh area (Kuh e Zard), scale: 1/100000 (simplified from Zahadi, 1978, Iran geological survey, with minor modifications based on new data). D: Middle-Late Devonian; DC: Permian; Td: Lower-Middle Trias; Ec: Eocene

Fig. 1. — A) Carte topographique de Kuh e Zard, NE d'Ispahan, réunion des cartes de Zefreh et de Vartun, localisation de la coupe étudiée; en bas à gauche, petite carte d'Iran montrant la situation d'Ispahan. B) Situation des régions de Zefreh et d'Ispahan, Extrait de l'Atlas du Monde d'Encarta 97. C) Carte géologique de la région de Zefreh (Kuh e Zard), au 1/100000^e (carte simplifiée d'après Zahadi, 1978, Service Géologique d'Iran, avec des modifications mineures basées sur de nouvelles données). D: Dévonien moyen-supérieur; DC: Permien; Td: Trias inférieur-moyen; Trias; Ec: Eocène

Description

Medium-sized to large shells, ovoid to sub-pentagonal rounded in outline, strongly dorsibiconvex, usually wider than long. Ventral valve slightly convex in umbonal region, dorsal valve gibbous. Sulcus and fold are distinct but low, only developed forward the umbonal region. In large specimens front and flanks are steeply sloping or truncated. The greatest thickness of the shell is usually close to the front but slightly posterior to it. Commissure denticulate, the anterior one uniplicate. The ventral beak overhangs the dorsal beak. Ventral interarea very low, composed of two narrow surfaces adjacent to the edges of the delthyrium which is partially covered by deltidial plates only observed in serial sections. Apical angle of ventral valve varies between 105-115°.

The simple radial costae start at beaks. They are rounded in cross section and separated by U-shaped interspaces approximately as wide as costae. On the ventral and dorsal valves there are respectively 29 to 36 costae of which 4 or 5 are located in the sulcus and 30 to 35 costae of which 5 or 6 are on the fold; the first pair of lateral costae may be parietal.

GFCL	3736	3735	3637	3738	3742	3740	3739	3743
L	?	20	16.5	22	20.6	14.6	18.4	20.8
Lvv	?	?	21	28	25.5	17.5	?	24
W	?	21.3	18?	25.7	?	17.7	23.2	21
Th	-	18.8	15.5	20.5	17.9?	10	18.7	17.3
Sc	5	4?	4	6	4	5	5	5
Fc	6	5?	5	-	5	6	6	-
Pc	1/1?	1/1?	1/1 1/0	1/1 1/?	1/1 1/1	1/1 1/1	1/1	1/1
Lc	14- 15	12+?	12	14	15?	12	13?	15

Measurements in mm

Abbreviations: L = Length, Lvv = unrolled ventral valve, W = width, Th = thickness, Sc = sulcus costae, Fc = fold costae, Pc = parietal costae, Lc = lateral costae.

Internal characters (GFCL 3743, Fig. 2). In the ventral valve dental plates are thin, approximately parallel posteriorly and slightly divergent anteriorly. The lateral cavities are moderately developed but well defined. A thin and long dorsal septum supports on a short distance a deep narrow septalium anteriorly covered by a thin convex connectivum. The sockets are internally bounded by a socket ridge. The outer plates are concave.

Discussion

This new species is close to the type species *T. fallaciosa* (Bayle, 1878) but it has generally an ovoid not subtrigonal outline, its maximum width being situated about mid length; moreover its tongue is less recurved and its costae are narrower and more numerous (29 to 35 instead of 20 to 24). *T. occidentis* (Walcott, 1884) is smaller and differs by its outline. *T. ventricosa* (Aleksseeva, 1967) and *T. ventricosa variabilis* (Brice, 1982) are smaller and have a lesser number of costae than the Iranian species.

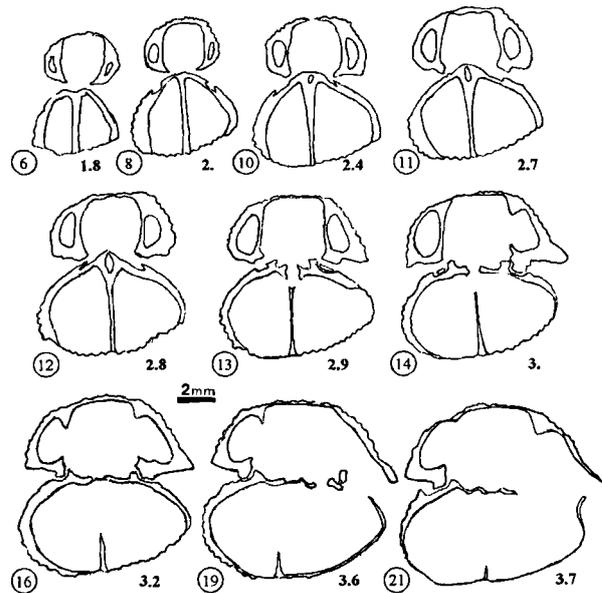


Fig. 2. — *Trigonirhynchia iranica* n. sp.. Camera lucida drawings of serial transverse sections of GFCL 3743; distances in mm from the extremity the ventral beak Zefreh section, undefined level.

Fig. 2. — Dessins à la chambre claire des usures sériees transversales du spécimen GFCL 3743 de la coupe de Zefreh, niveau indéfini; les distances en mm sont mesurées depuis l'extrémité du crochet ventral.

Range

According to Savage (2002) in the "Treatise" revised, the range of the genus *Trigonirhynchia* is from lower Wenlock to lower Eifelian in Europe, North America, Siberia, China, Mongolia. The type species *T. fallaciosa* occurs in the Lower Devonian (Pragian-Emsian) Néhou Formation (Normandy-France).

Genus *OLIGOPTYCHERHYNCHUS* Sartenaer, 1970

Type species: *Terebratula hexatoma* Schnur, 1851

Oligoptycherhynchus ? sp.

(Pl. XI, figs. 27-31)

Material: 3 incomplete, deformed, badly preserved specimens, from the Zefreh section, Bahram Formation, bed 17. Probably Eifelian.

Discussion

These specimens resemble *Oligoptycherhynchus* by some external characters: well defined ventral sulcus and dorsal fold starting from the umbo, and developed in the anterior region of the shells, with respectively 3 and 4 simple, angular, strong costae originating at beaks, and parietal costae absent. They probably belong to *Oligoptycherhynchus*, but internal structures have not been observed.

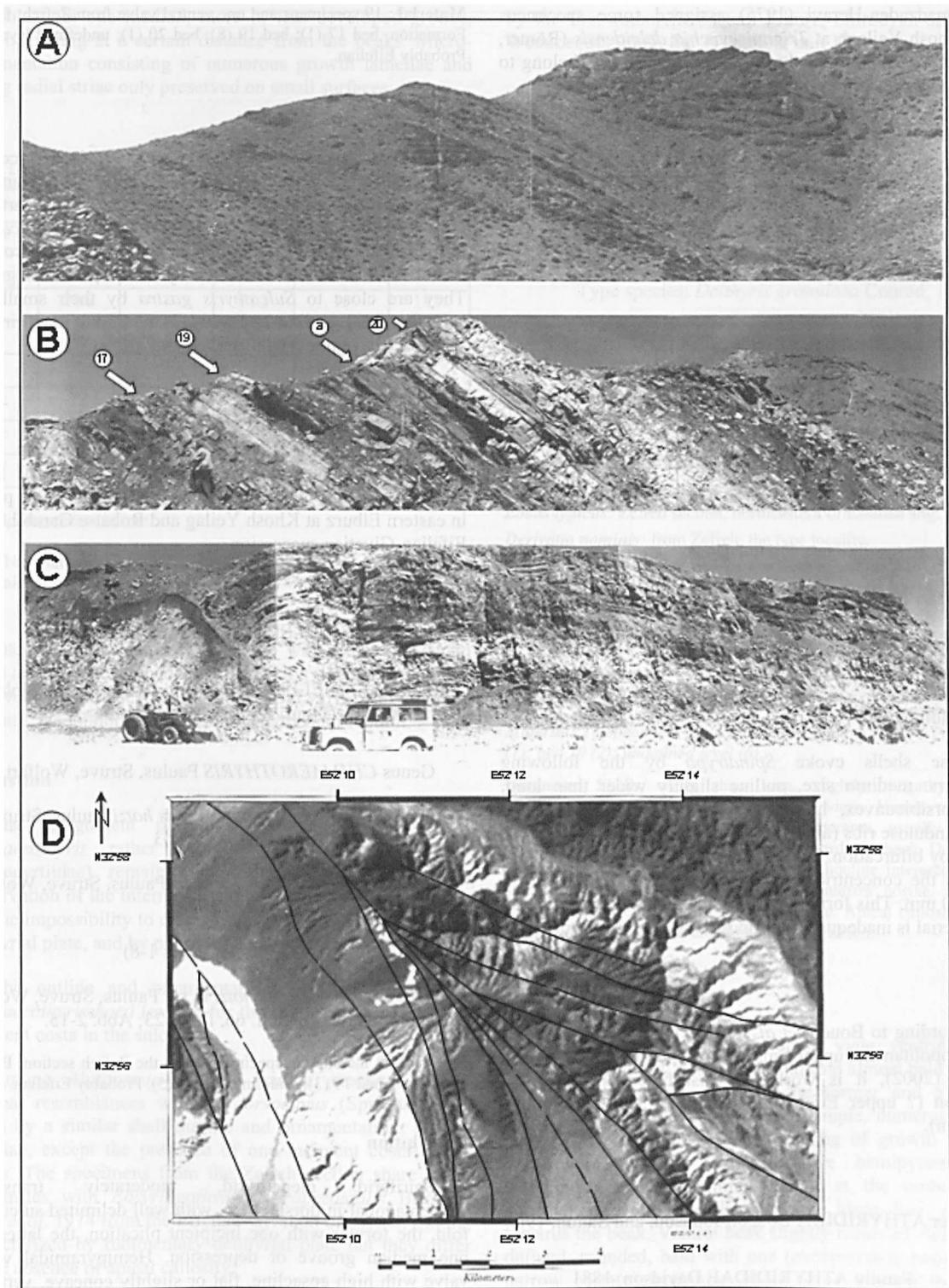


Fig. 3. — A) Profil of strata embracing plant fossils level in the top of the Zefreh section. B) Main part of the section rich in brachiopods (rhynchonellids and spiriferids). The arrows show: a) the “*Centroceras* bed”; 20, the bed rich in spiriferids; 19, the bed that yielded respectively rhynchonellids and spiriferids, and 17, the bed rich in spiriferids associated with rhynchonellids. C) Site of extraction of the quartzites at the base of the Zefreh section. D) Remote sensing map of the Zefreh dolomite mine; black lines show main faults.

Fig. 3. — Vue sur les strates supérieures de la coupe de Zefreh ayant livré des restes végétaux. Partie principale de la coupe riche en brachiopodes (rhynchonellides et spiriferides). Les flèches montrent a) le banc à *Centroceras*; 20, le banc riche en spiriferides; 19, le banc qui a livré des spiriferides associés à des rhynchonellides; 17, le banc riche en spiriferides associés à des rhynchonellides. Lieu d'extraction des quartzites à la base de la coupe de Zefreh. Carte d'ensemble de la mine de dolomite de Zefreh; les lignes noires indiquent les failles principales.

Ahmadzaden-Heravi (1975) assigned some specimens from Yhosh Yeilagh at *Trigonirhynchia daleidensis* (Römer, 1844). After figurations, these specimens probably belong to *Cupularostrum recticostatum lapparenti* Brice, 1974.

Range

Sartenaer (1970) recognizes *Oligoptycherhynchus* from the middle Siegenian (Pragian) to the Eifelian, but Savage (2002) restricts its distribution to the lower Emsian-upper Eifelian in the "Treatise" revised.

Order ATRYPIDA Rzhonsnitskaia, 1960

Family ATRYPIDAE Gill, 1871

Genus *SPINATRYPA* Stainbrook, 1951

Type-species: *Atrypa hystrix* var. *occidentalis* Hall, 1858

Spinatrypa sp

(Pl. XI, figs 33-34)

Material: 3 specimens from the Zefreh section, Bahram Formation, undefined level.

Discussion

These shells evoke *Spinatrypa* by the following characters: medium size, outline slightly wider than long, shell dorsibiconvex, hinge line shorter than the maximal width, undulose ribs (about 6 per cm at front), which increase mainly by bifurcation. In the plane of symmetry, the distance between the concentric growth lamellae varies between 1.5 and 2.00 mm. This form belongs to the genus *Spinatrypa*, but the material is inadequate to propose a specific assignment.

Range

According to Boucot *et al.* (1965), the genus *Spinatrypa* is cosmopolitan and upper Emsian-Frasnian in age. Following Copper (2002), it is worldwide distributed from Middle Devonian (? upper Eifelian, Givetian) to Upper Devonian (Frasnian).

Order ATHYRIDIDA Boucot, Johnson, and Staton, 1964

Family ATHYRIDIDAE Davidson, 1881

Genus *SULCATHYRIS* Dürkoop, 1970

Type species: *Sulcathyris periplicata* Dürkoop, 1970

Sulcathyris ? sp. aff. *S. gastra* Dürkoop, 1970

(Pl. XI, figs. 35-39)

aff. 1970 *Sulcathyris gastra* n. gen., n. sp. Dürkoop, p.193-195, fig. 52 (1, 2), pl. 19, fig. 7, 10.

Material: 19 specimens and one ventral valve from Zefreh; Bahram Formation, bed 17 (1); bed 19 (8); bed 20 (1); undefined level (10). Probably Eifelian.

Discussion

The specimens are small- to medium-sized, biconvex, with rounded subpentagonal outline, slightly wider than long; anterior margin slightly parasulcate, ventral sulcus starting at or near apex. They differ from the type species of *Sulcathyris* by their width always wider than length and by their rounded dorsal fold never flat or divided by narrow, shallow groove. They are close to *Sulcathyris gastra* by their small size, subpentagonal outline and ventral sulcus but their internal structures have not been observed.

Range

The type material of *S. gastra* was found in Rukh, western Afghanistan, Middle Devonian (Eifelian). Forms assigned to *S. aff. periplicata* by Brice (1974) are also present in eastern Elburz at Khosh Yeilagh and Robat-e Garabil, in the Eifelian-Givetian succession.

Order SPIRIFERIDA Waagen, 1883

Family SPINELLIDAE Johnson 1970 in Carter, Johnson, Gourvenec, and Hou, 1994

Genus *CHIMAEROTHYRIS* Paulus, Struve, Wolfart, 1963

Type species: *Chimaerothyris hotzi* Paulus, Struve, Wolfart, 1963

Chimaerothyris ? sp. aff. *hotzi* Paulus, Struve, Wolfart, 1963

(Pl. XII, figs 1-8)

aff. 1963 *Chimaerothyris hotzi* n. sp. Paulus, Struve, Wolfart, p. 465-486, taf. 63-65, taf. 66, fig. 8-23; Abb. 2-15.

Material: 8 incomplete specimens from the Zefreh section, Bahram Formation, bed 17 (3); undefined levels (5). Probably Eifelian.

Description

Spiriferid megathyrid, moderately transverse, subpentagonal in dorsal view, with well delimited sulcus and fold, the former with one incipient plication, the latter with one median groove or depression. Hemipyramidal ventral valve with high apsacline, flat or slightly concave, vertically striated interarea. Delthyrium open. Ventral beak suberect or weakly recurved. Well delimited sulcus; its width at the front is equivalent to about five lateral costae. Dorsal valve convex, lower than ventral valve with maximum height curvature at the umbo. Dorsal beak recurved above hinge line; orthocline interarea.

Ornamentation

Flanks covered by simple costae (12 to 16) beginning at the beaks. Sulcus generally with one incipient median costa

and fold with one median, more or less developed groove, both beginning at a certain distance from the beaks. Micro-ornamentation consisting of numerous growth lamellae and strong radial striae only preserved on small surfaces.

GFCL	3748	3749	3750	3751	3752
L	-	-	18.4	18.6	20
Lvv	23	28	24	21	29
W	39	-	-	-	-
Th	20.2	-	17.3	15	18.2
Sc	1	-	1	-	1
Fg	1	1	1	-	1
Vlc	12	16	12	12 +?	12
Dlc	-	15	11	12 +?	-
aa°	117	120	-	-	-

Measurements in mm

Abbreviations: L, Lvv, W, Th, Sc, Fg, Vlc, Dlc (see above), aa° = apical angle.

Internal characters. Ventral valve with extrasinal dental plates and very developed apical callosity; delthyrial plate not observed, medium septum absent. Dorsal valve with umbonal callosity, ctenophoridium, and lacking median septum.

Discussion

The assignment of this spiriferid to the genus *Chimaerothyris* rather than *Alatiformia* Struve, 1963 (Spinocyrtiidae) remains doubtful because of the poor preservation of the internal structures (due to dolomitisation), and the impossibility to establish the presence or absence of a delthyrial plate, and by poorly preserved radial striae.

The outline and ornamentation are close to that of *Chimaerothyris hotzi* (except for the presence of one median incipient costa in the sulcus).

Among *Alatiformia* species, Iranian specimens show external resemblances with *A. dorsocavus* (Priestersbach, 1915) by a similar shell outline and ornamentation, growth lamellae, except the presence of one incipient costa in the sulcus. The specimens from the Zefreh section share many similarities with *Eosyringothyris ? trapezoidalis* Brice in Brice *et al.*, 1974 from the Eifelian-Givetian of eastern Elburz, characterized by rudimentary delthyrial plate but they differ by the absence of apical callosity.

Indospirifer padaukpinensis described and figured by Reed (1908), Grabau (1931) and Anderson *et al.* (1969) also shows several similarities but the Iranian specimens lack the typical micro-ornamentation of this genus and the sulcus plication is also different.

Range

The type material of *Chimaerothyris* comes from the Eifelian of Eifel (Germany). The genus has been recognized

by the first author in Eastern Elburz, Shirooyeh section (in Wendt *et al.*, 2005, fig. 11, tabl. 2, unit 17).

Family SPINOCYRTIIDAE Ivanova, 1959

Genus *SPINOCYRTIA* Frederiks, 1916

Type species: *Delthyris granulosa* Conrad, 1839

Subgenus *Spinocyrtia* (*Carpinaria*) Struve, 1982

Spinocyrtia (*Carpinaria* ?) *zefrehensis* sp. n.

(Pl. XII, figs 9-22)

Locus typicus: Zefreh section, northeastern of Esfahan (fig. 1 A-C).

Derivatio nominis: from Zefreh, the type locality.

Stratum typicum: upper part of the Zefreh section, beds 17-20 (fig. 4.2), about 11.50 meters thick.

TYPES

HOLOTYPE: GFCL 3753, pl. XII, figs. 14-18, bed 17.

PARATYPES: GFCL 3754, pl. XII, figs. 9-13, bed 20; GFCL 3755, pl. XII figs. 19-23, bed 19; GFCL 3756, pl. XII, figs 24-28, bed 17.

Material: 13 specimens from the Zefreh section, bed 17 (4); bed 19 (1); bed 20 (2); undefined level (6).

Diagnose: Shells wider than long, slightly megathyrid and ventribiconvex, semi-elliptical in dorsal view. Hemipyramidal to hemiconical ventral valve, with high interarea, usually concave, catacline near the hinge line, apsacline towards the beak. Dorsal beak strongly recurved above hingeline and orthocline interarea. Ventral sulcus rounded with one or two median narrow costae. Fold low, flattened with depression or median groove. Apical callosity, dental plates extrasinal. Ventral and dorsal septum absent.

Description

Spiriferid semi-elliptical in dorsal view, ventribiconvex, slightly megathyrid, with sulcus and fold almost bald but with one incipient narrow costa in the former and a median depression or groove on the latter; simple, numerous lateral costae. Micro-ornamentation consisting of growth lamellae and radial capillae. Ventral valve hemipyramidal to hemiconical, with maximum depth at the umbo. High, concave interarea, catacline near the hinge line, apsacline towards the beak. Ventral beak slightly recurved. Sulcus well defined, rounded, bald with one (exceptionally two) median narrow costa(e) beginning about at or forward the umbo. Tongue low, trapezoidal. Dorsal valve moderately convex with maximum height at the umbo. Beak strongly recurved above hingeline. Interarea well elevated, orthocline. Top of the fold flattened with depression or median groove.

Ornamentation

It consists of numerous regular and simple costae on flanks. Valves are covered by numerous growth lamellae and fine capillae.

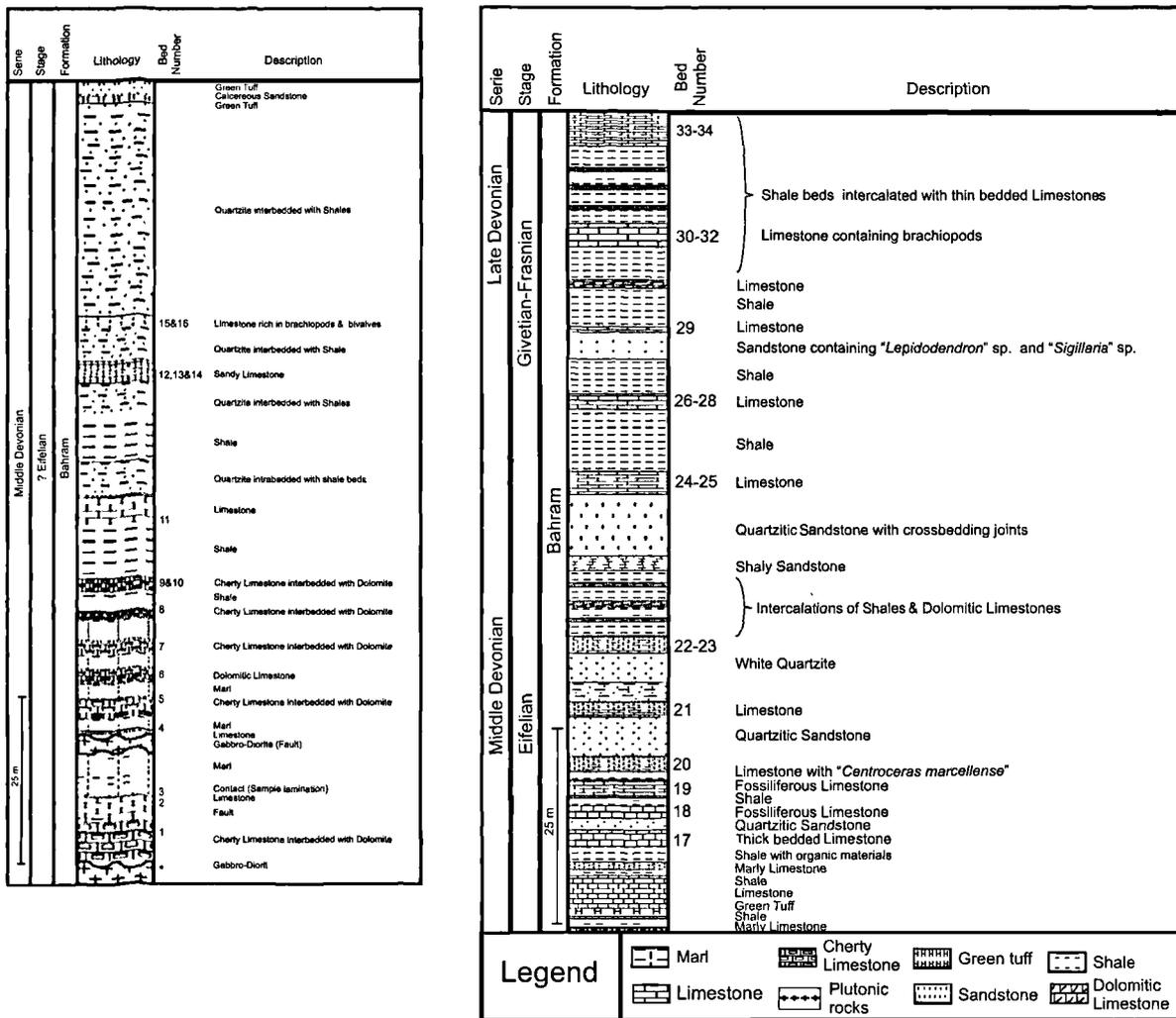


Fig. 4. — Lithostratigraphic succession showing the fossiliferous levels in the Zefreh area (Maleki and Yazdi, 2004).
4.1: Lower part (left column); 4.2: Upper part (right column).

Fig. 4. — Colonne stratigraphique de la coupe de Zefreh montrant les niveaux fossilifères (Maleki et Yazdi, 2004).
4.1: Partie inférieure; 4.2: Partie supérieure.

GFCL	3753	3754	3756	3755
L	25	20.2	21.2	22.4
Lvv	32	26.5	26	28
W	31.4	35.6	~30	~31
Th	25.5	20.2	17.5	22.5
Sc	1	1	1	1
Fg	1	1	1	2
Vlc	15	15	?	15
Dlc	14	13?	?	?
aa°	117	127	120	105

Measurements of types in mm

Abbreviations: (see above)

Internal characters. Ventral valve with extrasinal dental plates embedded in a strong callosity. Small lateral apical cavities. Central cavity filled by callosity. Delthyrial plate not observed. Ventral septum absent. Dorsal valve with important apical callosity. Cardinal process not observed. Septum absent.

Discussion

Due to the bad preservation of the internal structures (dolomitisation), the same remarks as for the previous taxa can be made concerning the tentative generic assignment of these specimens to *Spinocyrtia* (*Carpinaria* ?) rather than to *Chimaerothyris* ?. These spiriferids show many similarities (outline, high catacline to apsacline ventral interarea, numerous lateral costae) with some species assigned to the

subgenus *Spinocyrtia* (*Carpinaria*), erected and described by Struve (1982) and then figured by Thormann & Weddige (2001). *Spinocyrtia* (*Carpinaria*) *carpinensis* Struve, 1982 is close to the Iranian form by its external characters but the thick delthyrial plate has not been observed here; it differs by its catacline ventral interarea, megathyrid outline and its angular sulcus. Our specimens also resemble *Spinocyrtia* ? *geesensis* (Richter R. & E., 1920) from the Eifelian of Germany (Sauerland according to Langenstrassen, 1972) and figured by Paeckelmann (1942) but they differ by the presence of an incipient costa (sometimes 2) in the sulcus and grooves on the fold.

The two specimens from Yhosh Yeilagh, assigned to *Spinocyrtia* ? sp. by Brice (*in* Brice *et al.*, 1974) and figured (pl. 20, fig. 13; pl. 21, fig. 14) are very close to the Zefreh specimens. They possess a delthyrial plate but only 9 to 13 lateral costae.

Family FIMBRISPIRIFERIDAE Termier and Termier,
1949

Subfamily FIMBRISPIRIFERINAE Pitrat, 1965

Genus *FIMBRISPIRIFER* Cooper, 1942

Fimbrispirifer ? s. l. sp.

(Pl. XII, figs. 29-32)

Material: 1 exfoliated specimen from Zefreh, level 17.

Discussion

Spiriferid equithyrid, biconvex, subpentagonal rounded in outline with fold and sulcus poorly developed. Triangular, high, orthocline ventral interarea; delthyrium open. Ornamentation only preserved on a small area near the front (figs. 30-31). It consists of narrow, low, numerous costae on sulcus and flanks. The form and remains of anterior ornamentation recalls that of *Fimbrispirifer* or related genera of Fimbrispiriferinae but the material is inadequate for a precise generic assignment.

The range of the Fimbrispiriferinae is Pragian-Givetian (Carter *et al.*, 1994).

Acknowledgments. — We are very grateful to Dr. Rémy Gourvenec (Brest – France) for his critical insightful review and suggestions to correct the English language which improved the manuscript. We greatly appreciate the help of Pascal Deville, technician in our laboratory, who prepared the photographic plates and figures of this paper.

BIBLIOGRAPHY

- AHMANDZADEH-HERAVI M. (1975). — Stratigraphie und Fauna im Devon des östlichen Elburs (Iran). *Clausthaler Geol. Abh.*, 23 : 1-114.
- ALEKSEEVA R. E. (1967). — Brakhiopody I stratigrafiia nizhnego Devona Severo-Vostoka. *Nauka*. 8: 146 p.
- ANDERSON M. M., BOUCOT A. J. and J. G. JOHNSON (1969). — Eifelian brachiopods from Padaukpin, northern Shan States, Burma. *Bulletin of the British Museum*, 18 (4): 163 p.
- BAYLE E. (1878). — Explication de la carte géologique de la France. 4 : Atlas, 1^{ère} part: 158 pl.
- BOUCOT A. J., JOHNSON J. G., PITRAT Ch. W. and R. D. STATON (1965). — Spiriferida *in* Treatise on Invertebrate Paleontology, part H Brachiopoda MOORE R. E. (Ed.): 632-727.
- BRICE D. (1971). — Etude paléontologique et stratigraphique du Dévonien de l'Afghanistan. *Notes et Mémoires du Moyen Orient*. Mém. 11: 1-364.
- BRICE D. (1982). — Brachiopodes du Dévonien inférieur et moyen des formations Blue Fiord et de Bird Fiord des Iles Arctiques canadiennes. *Geological Survey of Canada, Bulletin*. 326: 175 p.
- BRICE D., JENNY J., STAMPFLI G. et F. BIGEY (1978). — Le Dévonien de l'Elbourz oriental: stratigraphie, paléontologie (Brachiopodes et Bryozoaires), Paléogéographie. *Rivista italiana di paleontologia*, 84 (1): 1-56.
- BRICE D., LAFUSTE J., de LAPPARENT A. F., PILLET J., and I. YASSINI I. (1974). — Etude de deux gisements paléozoïques (Silurien et Dévonien) de l'Elbourz oriental. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 93(3): 177-218.
- CARTER J. L., JOHNSON J. G., GOURVENEC R. and H.-F. HOU (1994). — A revised classification of the Spiriferid Brachiopods. *Annals of Carnegie Museum*, 63(4): 327-374.
- COPPER P. (2002). — Atrypida. In KAESLER R.I. Treatise on Invertebrate Palaeontology. Part H, Brachiopoda Revised. *The Geological Society of America & The University of Kansas*, 4: 1377-1474.
- DÜRKOOP A. (1970). — Brachiopoden aus dem Silur, Devon und Karbon in Afghanistan. *Palaeontographica*, 144, Abt A: 225 p.
- GRABAU A. W. (1931). — Devonian Brachiopoda of China, I : Devonian Brachiopoda from Yunnan and other Districts in South China. *China Geological Survey, Palaeontologica Sinica*, (series B), 3 (3): 545 p.
- LANGENSTRASSEN F. (1972). — Fazies und Stratigraphie der Eifel-Stufe im östlichen Sauerland. *Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, 12: 106 p.
- PAECKELMANN W. (1942). — Beiträge zur Kenntnis devonischer Spiriferen. *Abhandlungen Reichsstelle Bodenforschung*, N. F., H. [point] 197: 188 p.
- PAULUS B., STRUVE W., and R. WOLFART (1963). — Beiträge zur Kenntnis devonischer Brachiopoden, 2: *Chimaerothyris* n. g. (Spiriferacea) aus dem Eifelium der Eifel. *Senckenbergiana lethaea*, 44(6): 459-497.
- REED F. R. C. (1908). — The Devonian faunas of the northern Shan States. *Memoir of the Geological Survey of India. Palaeontologica Indica*, n.s. 2: 183 p.
- RICHTER R. & RICHTER E. (1920). — Über zwei gesteinsbildende Spirifer-Arten des Wetteldorfer Sandsteins. *Jahrbuch Nassau. Versteinerungen Naturkde. Wiesbaden, Jg.* 72: 26-38.
- SARTENAER P. (1961). — Etude nouvelle en deux parties du genre *Camarotoechia* Hall and Clarke, 1893. Deuxième partie: *Cupularostrum recticostatum* n. gen., n. sp. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 37(25): 1-15.

- SARTENAER P. (1970). — Nouveaux genres Rhynchonellides (Brachiopodes) du Paléozoïque. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 46 (32): 32 p.
- SAVAGE N. M., MANCENIDO M. O., OWEN E. E., CARLSON S. J., GRANT R. E., DAGYS A. S. and Dàng-Li SUN (2002). — Rhynchonellida. [point] In WILLIAMS et al. (Eds): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, part H, 4, Brachiopoda revised: 1027-1376.
- SPRIESTERSBACH J. (1915). — Neue oder wenig bekannte Versteinerungen aus dem rheinischen Devon, besonders aus dem Lenneschiefer. *Abhandlungen der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt*, n.f., H. 80: 80 p.
- STRUVE W. (1982). — Schaltier-Faunen aus dem Devon des Schwarzbach-Tales bei Ratingen, Rheinland. *Senckenbergiana Lethaea*, 63 (1/4): 183-283.
- THORMANN F. and K. WEDDIGE (2001). — Addendum zu Struve W. (1992). Neues zur Stratigraphie und Fauna des rhenotypen Mittel-Devon : Abbildungen der Holotypen. *Senckenbergiana lethaea*, 81 (2): 307-327.
- VANUXEM L. (1842). — Geology of New York; *Natural History of New York* Pt 3: 306 p.
- WALCOTT C. D. (1884). — Paleontology of the Eureka district, Nevada. *U. S. Geological Survey, Monography*. 8: 298 p.
- WENDT J., HAYER J. and A. K. BAVANDPUR (1997). — Stratigraphy and depositional environment of Devonian sediments in northeast and east-central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 206-3: 277-322.
- WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., FARSAAN N. and A. K. BAVANDPUR (2002). — Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part I. Southeastern Iran. *Acta Geologica Polonica*, 52(2): 129-168.
- WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., FARSAAN N. and A. K. BAVANDPUR (2005). — Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part II. Northern and central Iran. *Acta Geologica Polonica*, 55 (1): 31-97.
- ZAHEDI M. (1978): Geological map of Zefreh area (Kuh e Zard), scale 1/100000.

EXPLANATION OF PLATE XI(*)

Figs 1-26. — *Trigonirhynchia iranica* sp. n.

1. — Paratype GFCL 3736: dorsal view, bed 19. 2 – 6, Holotype GFCL 3735: ventral, dorsal, posterior, lateral, anterior views, bed 19. 7 – 11, GFCL 3738: dorsal, ventral, anterior, posterior, lateral, views of an adult. 12 – 16, Paratype GFCL 3737: ventral, dorsal, posterior, lateral, anterior views, bed 19. 17-21, GFCL 3739: a specimen with well developed ventral sulcus and dorsal fold, ventral, dorsal, posterior, anterior, lateral views. 22-26: GFCL 3740: ventral, dorsal, posterior, anterior lateral, views of a juvenile form.

Figs 1-26. — *Trigonirhynchia iranica* sp. n.

1. — Paratype, GFCL 3736, vues dorsal, banc 19; 2 – 6: Holotype, GFCL 3735, vues dorsale, ventrale, postérieure, latérale et antérieure, banc 19. 7 – 11: GFCL 3738, vues ventrale, dorsale, antérieure, postérieure, et latérale. 12 - 16 GFCL 3737: Paratype, vues ventrale, dorsale, postérieure, latérale et antérieure d'une petite forme, banc 19. 17-21 GFCL 3739: vues ventrale, dorsale, postérieure, antérieure et latérale. 22-26 GFCL 3740: vues ventrale, dorsale, postérieure, antérieure et latérale, d'une forme juvénile.

Figs 27-31. — *Oligoptycherhynchus* ? sp. from bed 17; banc 17

- 27-28. — GFCL 3732: ventral, lateral views. 29-30, GFCL 3733: ventral, posterior views. 31, GFCL 3734: dorsal view.

Figs 27-31. — *Oligoptycherhynchus* ? sp. from bed 17; banc 17

- 27-28. — GFCL 3732, vues ventrale et latérale. 29-30, GFCL 3733, vues ventrale et postérieure. 31, GFCL 3734: vue dorsale.

Fig.32. — aff. *Mesodouvillina birmanica* (Reed, 1908). GFCL 3731: ventral view

Fig.32. — aff. *Mesodouvillina birmanica* (Reed, 1908). GFCL 3731: vue ventrale.

Figs 33, 34. — *Spinatrypa* sp.

- 33, GFCL 3745: dorsal view; 34, GFCL 3746: ventral view.

Figs 33, 34. — *Spinatrypa* sp.

- 33 GFCL 3745: vue dorsale; 34 GFCL 3746: vue ventrale.

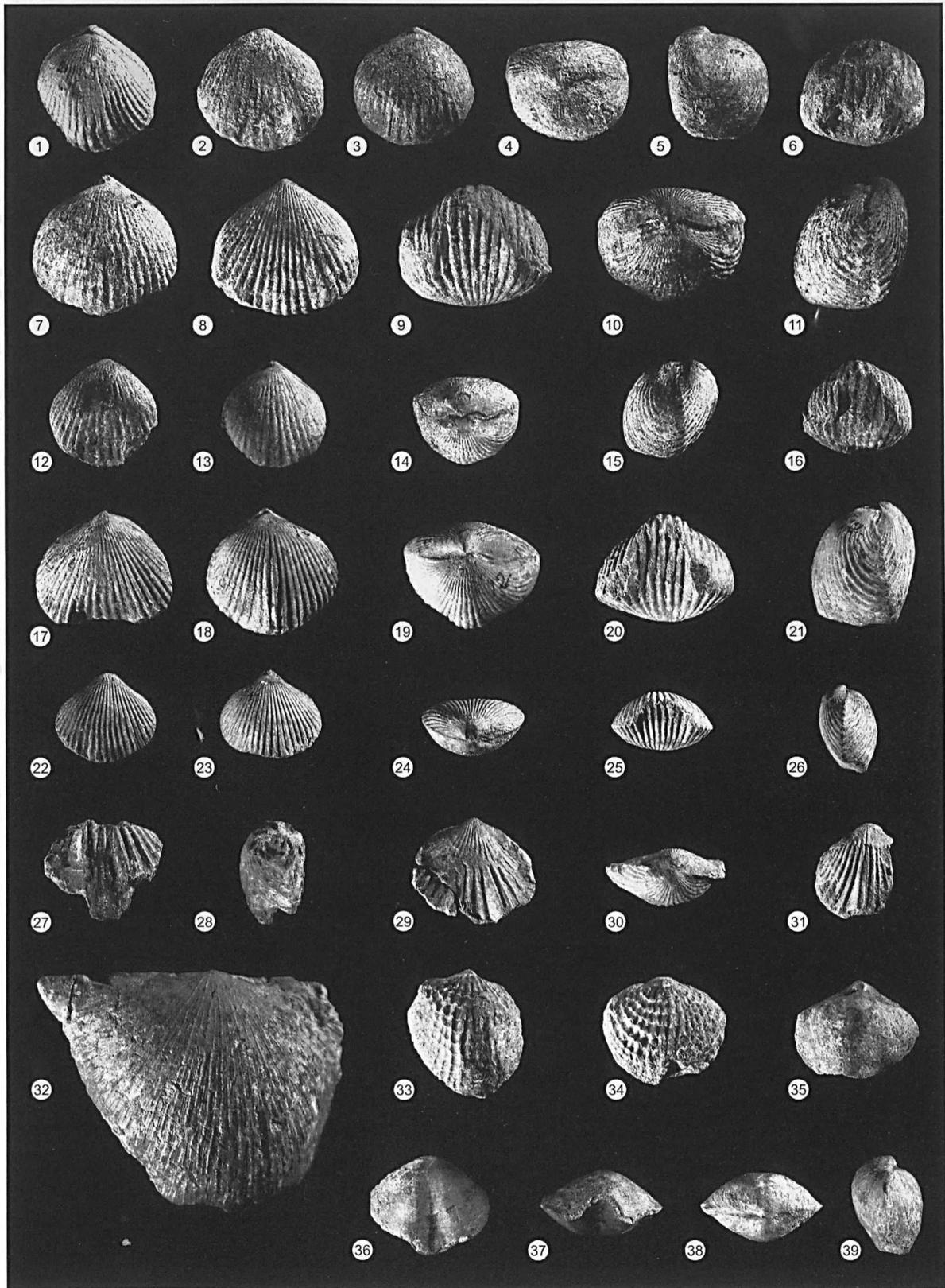
Figs 35-39. — *Sulcathyris* ? sp. aff. *S. gastra* Dürkoop, 1970

- 35-39. — GFCL 3747: dorsal, ventral, anterior, posterior, lateral views, bed 19.

Figs 35-39. — *Sulcathyris* ? sp. aff. *S. gastra* Dürkoop, 1970

- 35-39. — GFCL 3747: vues ventrale, dorsale, antérieure, postérieure et latérale d'un spécimen du banc 19.

(*) All brachiopods in natural size, they have been collected by M. Y. and A. M. ; in Zefreh section, Bahram Formation (or lateral equivalent).



EXPLANATION OF PLATE XII(*)

Figs 1-8. — *Chimaerothyris* ? sp. aff. *C. hotzi* Paulus, Struve and Wolfart, 1963.

1-3. — GFCL 3748: ventral, dorsal, posterior views of a transverse specimen from bed 20; 4-8, GFCL 3749: ventral, dorsal, posterior, anterior, lateral views of another small specimen from bed 17.

Figs 1-8. — Chimaerothyris ? sp. aff. *C. hotzi* Paulus, Struve and Wolfart, 1963.

1-3. — GFCL 3748: vues ventrale, dorsale et postérieure d'un spécimen aliforme du banc 20; 4-8 GFCL 3749: vues ventrale, dorsale, postérieure, antérieure et latérale d'un autre spécimen de petite taille du banc 17.

Figs 9-28. — *Spinocyrtia (Carpinaria)* ? *zefrehensis* sp. n.

9-13. — Paratype GFCL 3754: posterior, anterior, dorsal, lateral ventral, views, bed 20.

14-18. — Holotype GFCL 3753: lateral, ventral, anterior, posterior, dorsal views, bed 17.

19-23. — Paratype GFCL 3756: ventral, posterior, lateral, anterior, dorsal views, bed 19.

24-28. — Paratype GFCL 3755: ventral, dorsal, anterior, posterior, lateral views, bed 17.

Figs 9-28. — Spinocyrtia (Carpinaria) ? *zefrehensis* sp. n.

9-13. — Paratype, GFCL 3754: vues postérieure, antérieure, dorsale, latérale et ventrale d'un spécimen du banc 20.

14-18. — Holotype, GFCL 3753: vues latérale, ventrale, antérieure, postérieure, dorsale d'un autre spécimen du banc 17.

19-23. — Paratype, GFCL 3756: vues ventrale, postérieure, latérale, antérieure, dorsale d'un autre spécimen du banc 19. 24-28. — Paratype, GFCL 3755: vues ventrale, dorsale, antérieure, postérieure, latérale d'un autre spécimen du banc 17.

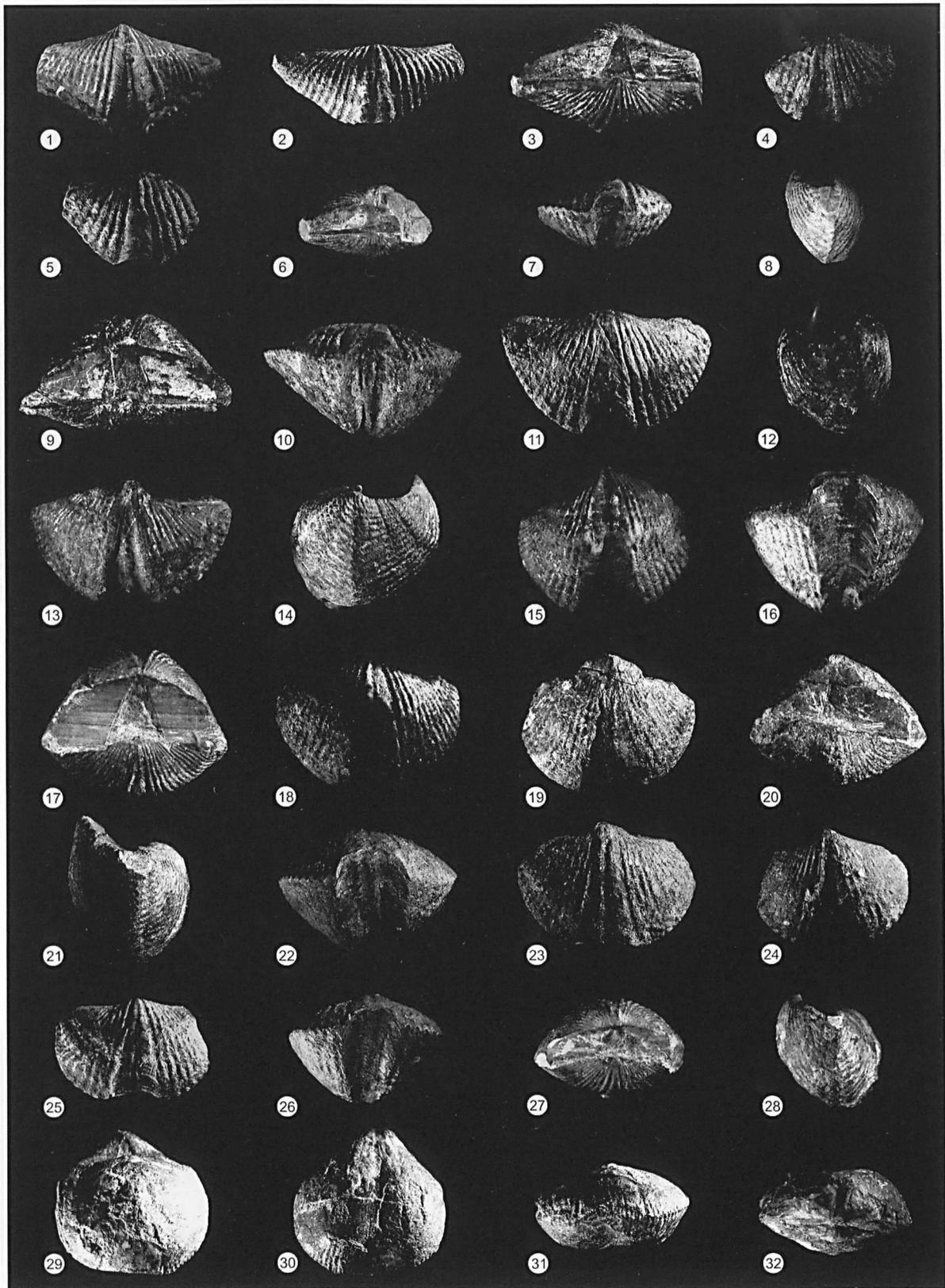
Figs 29-32. — *Fimbrispirifer* ? s. l. sp., bed 17, banc 17.

GFCL 3757: dorsal, ventral, anterior, posterior views of an exfoliated specimen.

Figs 29-32. — Fimbrispirifer ? s. l. sp., bed 17, banc 17.

GFCL 3757: Vues dorsale, ventrale, antérieure, postérieure d'un spécimen décortiqué.

(*) All brachiopods in natural size, they have been collected by M. Y. and A. M. ; in Zefreh section, Bahram Formation (or lateral equivalent).



EXPLANATION OF PLATE XIII

Fig. 1. — Panoramic sight of the main section and the level where *Centroceras* (Nautiloid) was collected indicated by the arrow.

Fig. 1. — *Vue panoramique de la coupe principale et du niveau, indiqué par une flèche, où le Nautiloïde Centroceras a été récolté.*

Figs. 2-3. — EUIM 8289: poorly preserved bivalve molluscs;

Figs. 2-3. — *EUIM 8289 : restes de mollusques bivalves mal conservés.*

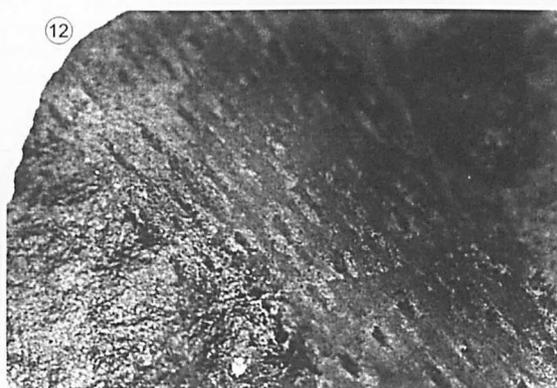
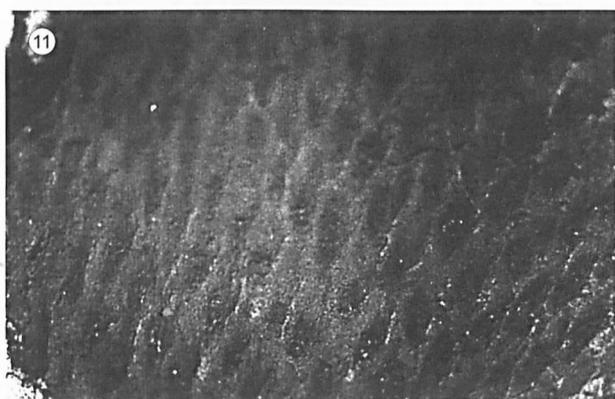
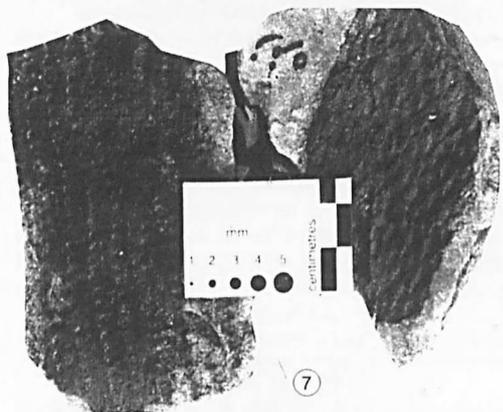
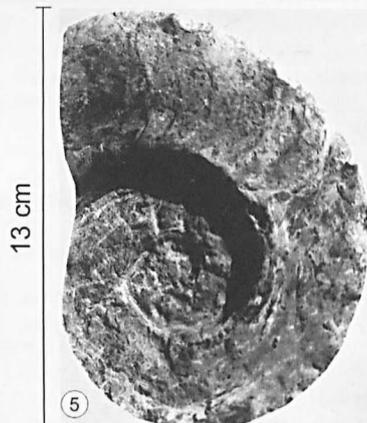
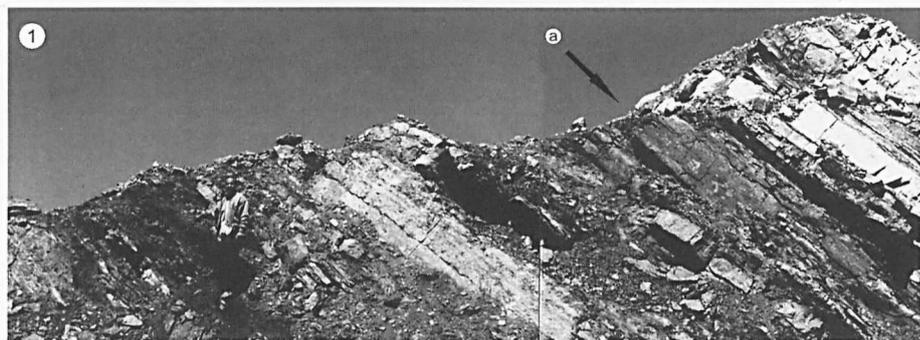
Figs 4-6. — *Centroceras* cf. *marcellense* (Vanuxem, 1842)
EUIM 8286: 4 - magnification of the suture lines; 5 - lateral view showing the suture lines; 6 - ornamentation (nodes) on the ventral margin.

Figs 4-6. — *Centroceras* cf. *marcellense* (Vanuxem, 1842)

EUIM 8286: 4 - *agrandissement des lignes de suture*; 5 - *vue latérale montrant les lignes de suture*; 6 - *ornementation (nodules) sur la marge ventrale.*

Fig. 7-12. — All figures are plant fossils that could be *Sigillaria* sp. cf. *S. persica* and *Lepidodendron* sp. eroded and hematized so that any leaf scars disappeared. They are comparable with the specimens from Soh area (northern Isfahan). 7 – EUIM 8303; 8 – EUIM 8316; 9 – EUIM 8313; 10 – EUIM 8314; 11 - EUIM 8318; 12 – EUIM 8315

Fig. 7-12. — *Les végétaux figurés sont comparables aux spécimens de la région de Soh (nord d'Ispahan). Ils peuvent être attribués à Sigillaria sp. cf. S. persica et Lepidodendron sp. L'érosion et l'hématisation ont fait disparaître les cicatrices des frondes. 7 – EUIM 8303; 8 – EUIM 8316; 9 – EUIM 8313; 10 – EUIM 8314; 11 - EUIM 8318; 12 – EUIM 8315*



Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

Tome I	n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.	51,20 €
	n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.	38,40 €
	n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	5,50 €
Tome IV	n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	13,75 €
Tome VI	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	13,00 €
	n° 2. — J. GOSSELET <i>et al.</i> , <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2	51,20 €
	n° 3. — V.COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.	23,75 €
Tome VII	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.	15,55 €
Tome VIII	n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.	18,30 €
Tome IX	n° 1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	65,85 €
	n° 2. — G. FOURNIER <i>et al.</i> , <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	14,65 €
Tome X	n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	27,50 €
Tome XII	— D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.	51,20 €
Tome XIII	— P. BRICHE <i>et al.</i> , <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.	38,40 €
Tome XIV	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	13,00 €
Tome XV	— J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.	27,50 €
Tome XVI	— A. BOUROZ <i>et al.</i> , <i>Essai de synthèse des données acquises dans la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.	38,10 €

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	20,00 €
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i>	23,00 €
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	22,00 €
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	26,70 €
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	26,70 €
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridional</i>	28,20 €
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	27,50 €
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Héliénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	28,20 €
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	20,00 €
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houllier Sarro-Lorrain</i>	30,00 €
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	30,00 €
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination</i>	T.T.C. 13,75 €
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Ormeuca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	30,00 €
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	19,00 €
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	19,00 €
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i>	T.T.C. 15,00 €
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly (Fasc. 1 : Evolution tectono-métamorphique ; Fasc. 2 : Traitement informatique des microanalyses chimiques ; Fasc. 3 : Carte géol. en couleurs 1/25000 Massif Agly</i>	T.T.C. (les 3 fasc.) 54,90 €
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i>	T.T.C. 23,00 €
Publication N° 19. — C. LAMOUREUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i>	23,00 €
Publication N° 20. — G. MAVRIKAS, <i>Evolution Crétacé-Eocène d'une plate-forme carbonatée des Héliénides externes. La plate-forme des Ori Valtou (Massif du Gavrovo), Zone de Gavrovo-Tripolitza (Grèce continentale)</i>	23,00 €
Publication N° 21. — P. BRACQ, <i>Effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apport de l'analyse morphostructurale</i>	23,00 €
Publication N° 22. — N. FAGEL, <i>Flux argileux du Néogène au Quaternaire dans l'Océan Indien Nord, mise en évidence et interprétation</i>	23,00 €
Publication N° 23. — G. BUSSON <i>et A. CORNÉE</i> , <i>L'événement océanique anoxique du Cénomanién supérieur-terminal</i>	19,00 €
Publication N° 24. — B. LOUCHE, <i>Limites littorales de la nappe de la Craie dans la région Nord Pas-de Calais. Relations eaux souterraines-eaux superficielles-mer</i>	23,00 €
Publication N° 25. — J. G. BREHERET, <i>L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques</i>	46,00 €
Publication N° 26. — T. PLETSCH, <i>Clay minerals in Cretaceous deep-water formations of the Rif and the Betic Cordillera (N. Morocco and S. Spain)</i>	19,00 €
Publication N° 27. — E. VENNIN, <i>Architecture sédimentaire des Bioconstructions permo-carbonifères de l'Oural méridional (Russie)</i>	27,50 €
Publication N° 28. — Actes des 1 ^{ères} journées régionales Nord/Pas-de-Calais du Patrimoine géologique	15,00 €
Publication N° 29. — F. LACQUEMENT, <i>L'Ardenne Varisque. Déformation progressive d'un prisme sédimentaire préstructuré ; de l'affleurement au modèle de chaîne</i>	26,70 €
Publication N° 30. — R. PLATEVOET, <i>Diversité des formations pyroclastiques s.l. du strato-volcan du Cantal au Miocène. Elaboration d'une méthodologie de corrélation</i>	26,70 €

Les membres abonnés bénéficient d'une réduction de 20% sur un exemplaire de chacune de ces publications.

Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

(*) Tous les prix sont indiqués hors taxe, sauf indication contraire (T.T.C.).

SOMMAIRE

Tome 13 (2^{ème} série)

parution 2006

	pages
<i>ERRATUM</i> Denise BRICE, Marie LEGRAND-BLAIN and Jean-Pierre NICOLLIN. —in <i>Ann. Soc. Géol. Nord</i> . T. 12 (2 ^{ème} série), p. 1-45, Octobre 2005. New data on Late Devonian and EARLY Carboniferous brachiopods from NW Sahara: Morocco, Algeria.	77
Brigitte VAN VLIET-LANOË. — Deformations in the active layer related with ice / soil wedge growth and decay in present day arctic. paleoclimatic implications.	81
Abdellatif AARAB, André POUCKET et Mohamed BOUABDELLI. — Riftogenèse au Cambrien inférieur dans le nord-ouest du Paléogondwana. Exemple de la marge sud-est du Haut-Atlas occidental du Maroc.	97
François AMEDRO, Francis ROBASZYNSKI et Bertrand MATRION. — Les craies santoniennes de la région de Saint-Omer (Nord de la France). Comparaison avec le Boulonnais et le Kent (U.K.)	107
Francis AMÉDRO et Francis ROBASZYNSKI. — Les craies à niveaux durcis du Turonien Supérieur – Coniacien Inférieur du nord de la France (Boulonnais, Artois, environs de Lille) : un essai de corrélation à l'aide de la stratigraphie événementielle.	123
Philippe LEGRAND. — Réflexions stratigraphiques.	137
Denise BRICE, Mehdi YAZDI, Hossein TORABI and Ali MALEKI. — Devonian brachiopods from the Zefreh section (central Iran).	141

© 2006 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

Toute reproduction, même partielle, de cet ouvrage est interdite. Une copie ou reproduction par quelque procédé que ce soit, photographie, microfilm, bande magnétique, disque ou autre, constitue une contrefaçon passible des peines prévues par la loi du 11 mars 1957 sur la protection des droits d'auteurs.

Imprimé en France (Printed in France)