

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 11 (2^{ème} série), Fascicule 2
parution 2004

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 entières 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 <i>infra mésozoïque</i> (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 11 (2^{ème} série), Fascicule 2
parution 2004

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 2004 —

<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. VANVLIET-LANOE
	M ^{me} S. BECKARY
	M ^{me} C. DERYCK
	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.

SEDIMENTOLOGY AND CYCLOSTRATIGRAPHY OF SLOPE AND BASIN DEPOSITS FROM THE LIAS IN THE RICH HIGH-ATLAS (MOROCCO)

Sédimentologie et cyclostratigraphie des sédiments de pente et de bassin du Lias dans le Haut-Atlas de Rich (Maroc)

by Alain IZART (*), Nadifa LACHKAR (**), and Pierre-Jean FAUVEL (*)

Abstract. — The Foum Zabel section of 1350 m thickness situated on the southern border of the High-Atlas basin and the Guerss section of 700 m thickness positioned in the centre of the basin were studied. The paleoenvironments at the Foum Zabel section changed from an outer shelf position during the Sinemurian to a basinal slope location during the Carixian and Domerian. In the Guerss section a transition was observed from an outer shelf environment during the early Sinemurian to a basinal position during the late Sinemurian and probably also during the Carixian. In the Foum Zabel section the high frequency sequences (HFS) during the Carixian and Domerian consist of T-C or T-CG pairs of facies associations named by their predominant components with T (calciturbidites), C (thin pelagic limestones) and CG (thick pelagic limestones). In the Guerss section during the late Sinemurian the sequences are composed of AC-CG pairs of facies associations with AC (claystones and thin pelagic limestones) and CG (thick pelagic limestones). The spectral analysis (Walsh, Fourier) of the two sections exhibits Milankovitch periodicities (20 to 40 ky) under the control of global mechanisms. However the deposition of the HFS was certainly controlled by eustasy and local tectonics.

Résumé. — La coupe de Foum Zabel d'épaisseur 1350 m située sur la bordure méridionale du bassin du Haut-Atlas et la coupe de Guerss d'épaisseur 700 m positionnée au centre du bassin ont été étudiées. Les paléoenvironnements de Foum Zabel ont varié de la plate-forme externe pendant le Sinémurien à une pente de bassin pendant le Carixien et le Domérien. Dans la coupe de Guerss une transition a été observée de la plate-forme externe pendant le Sinémurien inférieur à un bassin pendant le Sinémurien supérieur et probablement aussi le Carixien. Dans la coupe de Foum Zabel les séquences à haute fréquence (HFS) consistent pendant le Carixien et le Domérien en paires de faciès T-C ou T-CG nommées d'après leur lithologie principale avec T (calciturbidites), C (calcaires pélagiques peu épais) et CG (calcaires pélagiques très épais). Dans la coupe de Guerss pendant le Sinémurien supérieur les séquences sont composées de paires de faciès AC-CG avec AC (argilites et calcaires pélagiques peu épais) et CG (calcaires pélagiques très épais). L'analyse spectrale (Walsh, Fourier) des deux coupes montre des périodicités de type Milankovitch (20 à 40 ka) sous le contrôle de mécanismes globaux. Néanmoins, le dépôt des séquences à haute fréquence fut certainement contrôlé par l'eustatisme et la tectonique locale.

I. — INTRODUCTION

During the Lias, the Rich High-Atlas at present located in the Eastern part of Morocco (fig. 1) could be subdivided into (1) a northern carbonate platform which is presently situated South of Midelt city, (2) a basinal slope dipping southwards, (3) a basin at present forming the centre of High Atlas extending over 20000 km² area in which the Guerss section of 700 m thickness is located, (4) a basinal slope dipping northwards represented by the Foum Zabel section of 1350 m thickness and (5) a southern carbonate platform that now can be found North of Errachidia city in the Aït Othmane section. Only the southern part of the Rich High-Atlas is drawn in the figure 1. This area was already the subject of numerous studies. Du Dresnay (1971, 1979) established the stratigraphy and paleogeography of the High-Atlas. Stüder (1980),

Bernasconi (1983), Brechbühler (1984) improved the interpretation of lithostratigraphy, biostratigraphy and tectonics of the central and eastern High-Atlas. Laville (1985) presented a tectonic model to explain the formation of the High-Atlas Basin by strike-slip faults. Halliwell (1985), Warne (1988) and Crevello (1991) respectively presented a synthesis on the sedimentology, tectonic and eustatic dynamics of the High-Atlas Basin and the sedimentary sequences. Warne (1988) defined in the High-Atlas a sequence 1 with a dry rift during late Triassic and earliest Jurassic, a sequence 2 with a wet rift during Early and Middle Lias, a sequence 3 with an abrupt eustatic deepening during the late Lias and then filling during Dogger, and finally an alpine deformation during the Cenozoic. More recently Lachkar *et al.* (1998) and Lachkar (2000) studied the sedimentology, the ammonite biostratigraphy and sequence

(*) Université Henri Poincaré, UMR 7566 G2R, BP 239, 54506 Vandoeuvre les Nancy, France. e-mail : izart.alain@wanadoo.fr

(**) Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre, 6 bd Gabriel, 21000 Dijon, France.

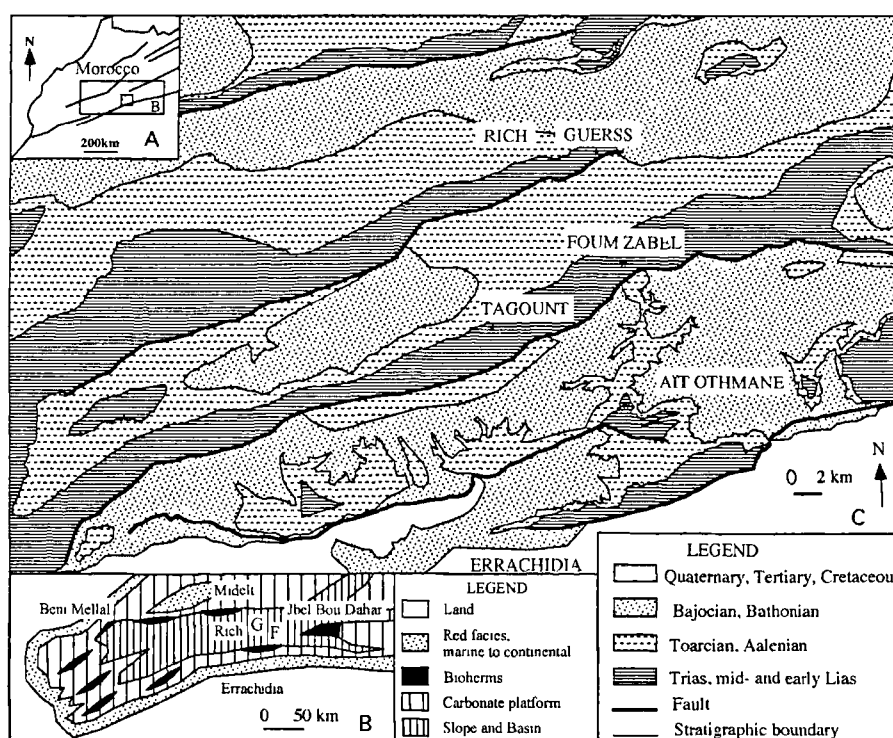


Fig. 1. — Geological location of the studied sections in the Rich High-Atlas
 A: Map of Morocco with location of B and C maps; B: Map of the High-Atlas Basin during the Lias modified from Du Dresnay (1971), F: Foug Zabel section, G: Guerss section; C: Geological map of the Rich High-Atlas area slightly modified from Laville (1985).

Fig. 1. — Situation géologique des coupes étudiées dans le Haut-Atlas de Rich
 A: Carte du Maroc avec situation des cartes B et C; B: Carte du Bassin du Haut-Atlas pendant le Lias modifiée d'après Du Dresnay (1971), F: coupe de Foug Zabel, G: coupe de Guerss; C: Carte géologique du secteur du Haut-Atlas de Rich modifiée d'après Laville (1985).

stratigraphy of this area. Carbonate platforms like the Jbel Bou Dahar can still be observed on topographic highs in the center and along the margins of the rift basin (B, fig. 1). The Jbel Bou-Dahar area, located eastwards of the studied area was investigated by Agard and Du Dresnay (1965) for the stratigraphy and paleogeography, Kenter and Campbell (1991) and Crevello (1991) for the sedimentology and sequences, Blomeier and Reijmer (1999) for the facies and their relation with the drowning event of the Toarcian and Elmi *et al.* (1999) for the biostratigraphy. This paper provides new data and interpretations on the facies, sequences and cyclostratigraphy of the slope deposits of the Foug Zabel section and the basinal sediments of the Guerss section.

II. — METHODOLOGY

The sections studied in this paper (fig. 2-6) are very extensive and of low facies diversity. The bed thickness of the Foug Zabel and Guerss sections were measured in the field, the facies were determined in the field and by microscopic analysis in the laboratory. The ammonites were actively searched to determinate the biozones (Lachkar *et al.* 1998; Lachkar 2000). We then converted the stratigraphic length in duration using the duration of each biozone (De Graciansky *et al.*, 1998). Following this we divided this time by the number of sequences observed in the field in this biozone, which

resulted in an average duration of each sequence that can be compared to the calculations by spectral analysis. The section parts used for statistical analysis were chosen according to the biozones to avoid uncertainties in the duration. After the duration of biozones defined by De Graciansky *et al.* (1998), a sedimentation rate was defined for each analysis to convert thickness into duration. The level and sample numbers are shown in figures 4 and 6 to indicate the boundaries of each sequence.

As sequence stratigraphy interpretation is difficult for the basin and slope deposits using the concepts of Van Wagoner *et al.* (1988), a methodology was finalized : the proportions in pelagic limestones, turbidites, storm deposits, debris flows and claystones were calculated for each high frequency sequences (HFS) visible in the field. The trends in facies evolution along the lithostratigraphical column allow the determination of fourth (FOS), third (TOS) and second (SOS) order sequences sensu Vail *et al.* (1991). The figure 2 shows the formations of the Foug Zabel and Guerss sections with the proportions of facies in sequences.

Statistical tests were used for the calculation of periodicities of sequences by spectral analysis : Walsh (Beauchamp 1984) and Fourier (Davis 1973). The advantages and disadvantages of the Walsh and Fourier methods were extensively discussed by Sprenger and Ten Kate (1992, p. 203-230). The Walsh method consists of the sum of

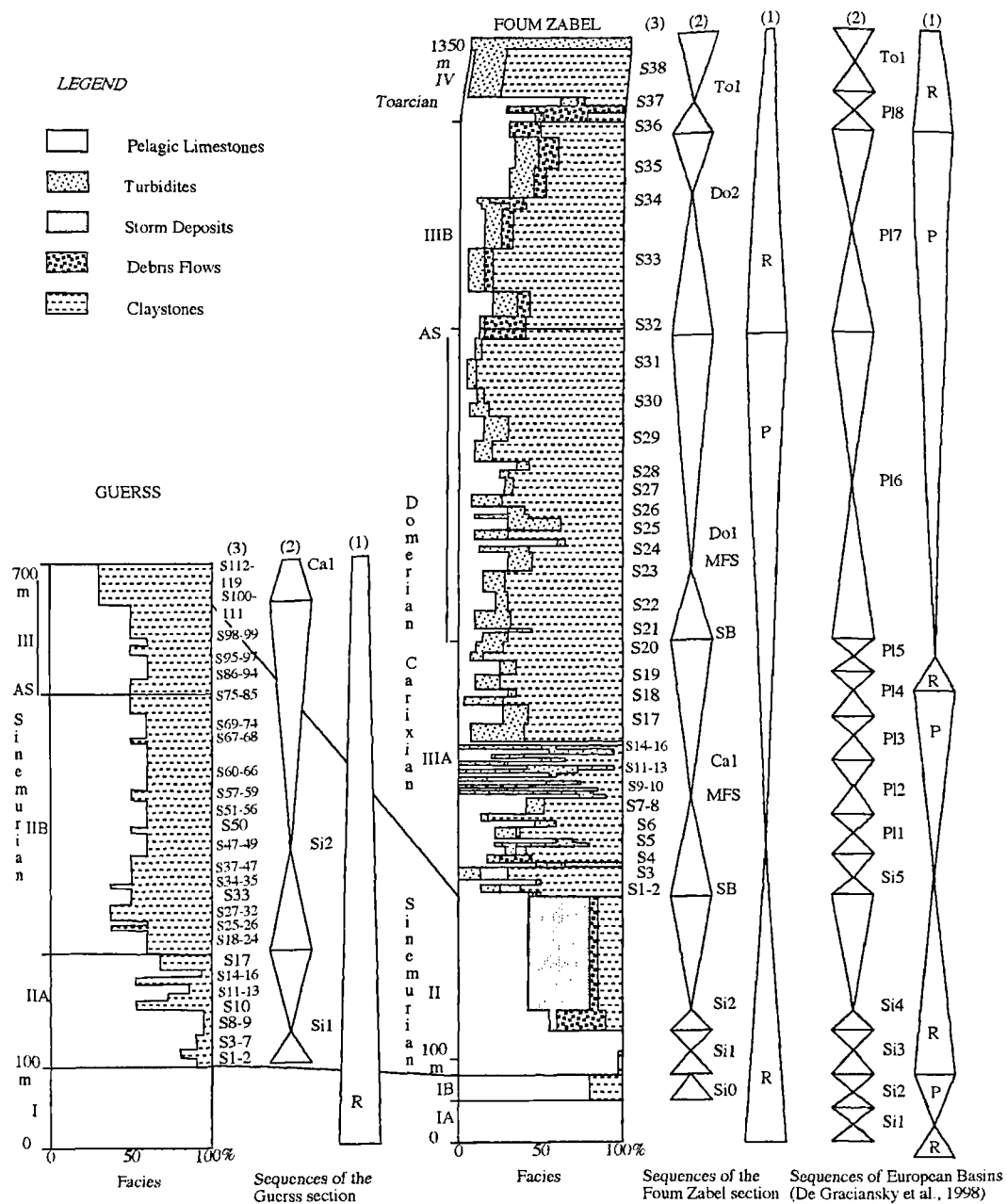


Fig. 2. — Facies and Sequence Analysis of the Guerss and Fourn Zabel sections
 (1) Second order sequences, (2) Third and Fourth order sequences and (3) High frequency sequences. AS: Windows for Spectral Analysis, MFS: Maximum Flooding Surface, P: Progradation, R: Retrogradation, SB: Sequence Base and Si-2: High frequency sequences 1 and 2. The correlation lines are based on the ammonite biozonation after Lachkar (2000). I, II, III and IV correspond to the formations.

Fig. 2. — Analyse faciologique et séquentielle des coupes de Guerss et Fourn Zabel
 (1) Séquences du second ordre, (2) Séquences du troisième et quatrième ordre et (3) Séquences à haute fréquence. AS: Fenêtre d'étude de l'analyse spectrale, MFS: Surface d'inondation maximale, P: Progradation, R: Retrogradation, SB: Base de séquence et Si-2: Séquences à haute fréquence 1 et 2. Les lignes de corrélation sont basées sur la biozonation d'après Lachkar (2000). I, II, III et IV correspondent aux formations.

orthonormal square wave functions, called Walsh functions, that switch between the values +1 and -1. The Fourier method transforms time-series signals into the sum of harmonically related sinusoids with fixed frequencies, named Fourier harmonics. The main disadvantages of the two methods are : (1) sinusoidal or non-sinusoidal waveforms can distort the spectrum, and (2) the resolution is poor in the low

frequency range. The main advantages for the Fourier method are the accuracy of the estimation of spectral amplitudes, and for the Walsh method the low sensitivity to abrupt changes in amplitude in the time series. For our analysis, the following values were chosen for the Fourn Zabel section : (0) calciturbidite, (+1) pelagic limestone and (-1) for claystone and for the Guerss section : (+1) pelagic limestone and (-1)

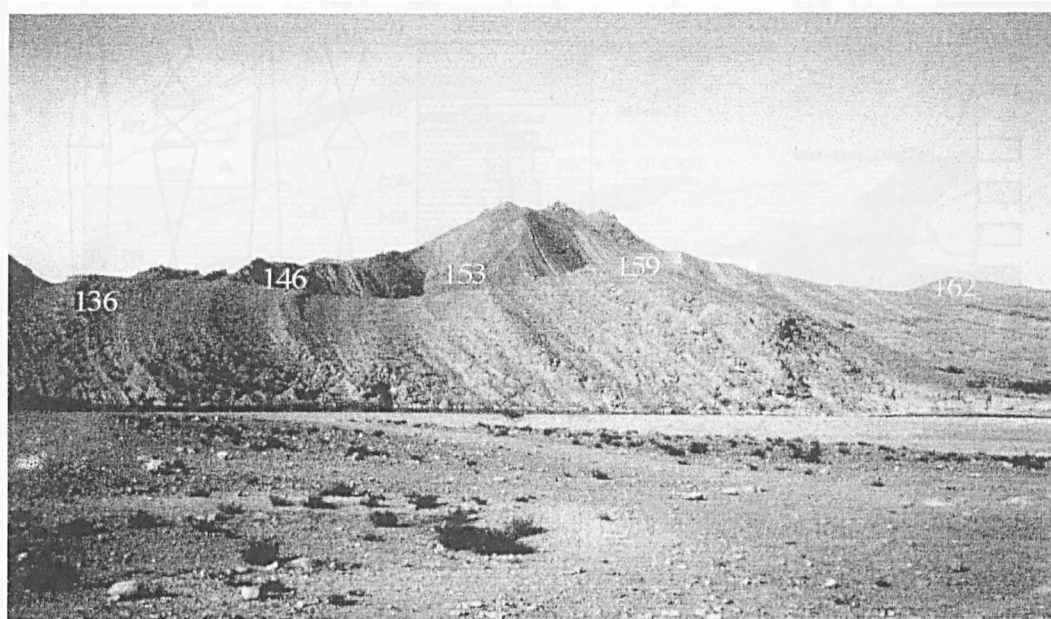


Fig. 3. — Photo of a part of the Foug Zabel section between the 136 and 162 levels
Scale: 150 m from 136 to 162 levels.

Fig. 3. — Photographie d'une partie de la coupe de Foug Zabel entre les niveaux 136 et 162.
Echelle: 150 m entre les niveaux 136 et 162.

claystone. In our study, numerous steps of measurement were chosen for comparison. Weedon (1991) and Sprenger and Ten Kate (1992) recommend to take a step near the mean or mode of measured beds thickness because the incorrect sampling produces a time series containing artificial or spurious low frequency variations. The mean is 0.55 m and 1.02 m for the first and second analysis of Foug Zabel section and 0.172 m for the Guerss section. The Foug Zabel analysis comprises the *Margaritatus* biozone between the 143 and 171 h levels (fig. 3 and 4). Two analyses were completed for Foug Zabel : (1) on the thickness of claystones and pelagic limestones and on a thickness brought down to one centimetre for the calciturbidites that represent instantaneous events of deposition and (2) without turbidites. We will also check if the presence of turbidites can disturb the periodicities recorded by pelagic deposits. In these two cases, a homogeneous rate of sedimentation can be proposed for this part of section where no major discontinuity was observed. The thickness of the analysed section with turbidites is 320.46 m and without turbidites is 308.82 m, the duration of *Margaritatus* biozone is 750 ky according to the new chart of De Graciansky et al. (1998) and the thickness of the analysed section corresponds to 58% of the thickness of this biozone measured in the field. For this part of the Foug Zabel section, one meter of sediment represents a duration of 1.357 ky for the first analysis and 1.364 ky for the second. Another analysis concentrated on a part of the Guerss section between the 472 and 953 levels (fig. 5 and 6), dated of late Sinemurian and more accurately the *Oxyntatum* biozone and a part of the *Raricostatum* biozone. The thickness of the studied section is 86.2 m. The duration of these biozones is 2.31 My according to the new chart of De Graciansky et al. (1998). For this part of the Guerss section, one meter of sediment represents a duration of 15 to 20 ky because an uncertainty concerns the

end of the *Raricostatum* biozone in this section (Lachkar et al. 1998).

We also tried to distinguish signals in the geological records from the background noise. The time series produced by an independent random process produces a spectrum with a nearly constant noise level named white noise. The majority of spectra have noise levels which gradually increase towards lower frequencies and higher periodicities named red noise. Peaks denoting regular cyclicity can be determined using the method of the robust noise estimation via a median-smoothing procedure after Mann and Lees (1996). We do not use the multi-taper method of spectral analysis described by these authors, but directly Walsh and Fourier diagrams with a window width of 40 periods. The 99% confidence level determination was calculated using the Chi squared probability distribution with 10 degrees of freedom. The peaks above the 99% confidence level curve will be only considered as peaks denoting a regular cyclicity.

III. — FACIES AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS

1) The Foug Zabel section

The facies and sedimentology of the Foug Zabel section was described in detail by Halliwell (1985) and Lachkar (2000). Formation I (fig. 2), corresponding to the Idikel formation of Stüder (1980), is dated of early Sinemurian. It consists of massive limestones with sponge bioherms in the lower part, named member IA, and bedded limestones either micritic with sponge spicules, or bioclastic with hummocky

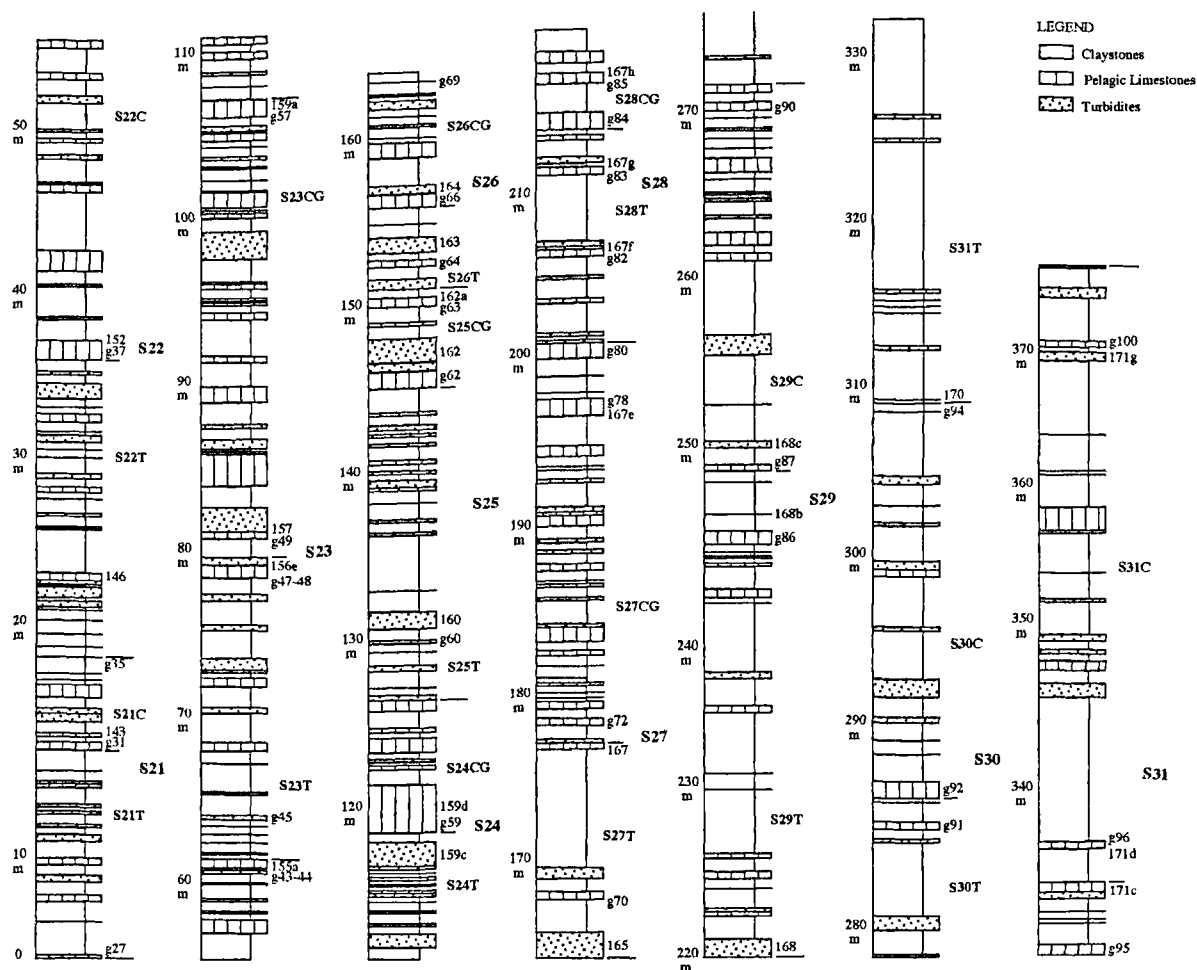


Fig. 4. — Lithostratigraphic column of the Do1 sequence of the Foug Zabel section

T: Association of facies with turbidites, C: Association of facies with thin bedded pelagic limestones, CG: Association of facies with thick bedded limestones, g 27: sample number, 143: level number, S21T and S21C: T and C facies associations of the High Frequency Sequence (HFS) 21.

Fig. 4. — Colonne lithostratigraphique de la séquence Do1 de la coupe de Foug Zabel

T: Association de faciès avec turbidites, C: Association de faciès avec calcaires pélagiques en bancs de faible épaisseur, CG: Association de faciès avec calcaires en bancs de grande épaisseur, g27: numéro d'échantillon, 143 : numéro de niveau, S21T et S21C: Associations de faciès T et C de la séquence à haute fréquence (HFS) 21.

cross-stratification (HCS) in the upper part named member IB. Formation II (fig. 2), corresponding to the Aberdouz formation of Stüder (1980), is dated late Sinemurian. It consists of bedded limestones either micritic with sponge spicules or bioclastic with HCS, marls and calcirudites. The depositional environment of formations IB and II corresponds to (1) the upper offshore above the storm wave base, where limestones with HCS and calcirudites formed by storm or tsunamis linked with earthquakes are dominant, or (2) the lower offshore, where pelagic limestones prevail. Formation III (fig. 2 to 4), corresponding to the Ouchbis formation of Stüder (1980), is dated Carixian and Domerian. It exhibits alternations of quartzose calcirudites, slumps, quartzose calcarenites, calcilutites and claystones. The homogeneous calcirudites and calcarenites are interpreted as debris flows sensu Lowe (1982). The slumps formed by sliding of calcarenites on the slope. The quartzose calcarenites exhibit all the structures and elementary sequences of turbidites

(Bouma, 1962): graded bedding (Ta), graded bedding and parallel laminations (Tab), graded bedding, parallel, oblique and parallel laminations (Tabcd), parallel, oblique and parallel laminations (Tbcd), oblique and parallel laminations (Tcd), parallel laminations (Td). The components within the calcirudites, slumps and calcarenites are allocthonous to the basin and are derived from the platform margin. The components and matrix of calcilutites and claystones are interpreted as autocthonous pelagic deposits. The HCS limestones occur only up to the lower part of the formation III (Ouchbis Formation). They are interpreted as storm deposits in the edge of platform or tsunamites linked to earthquakes in the slope. The debris flows occur more frequently in the lower and upper part of the formation III. Calciturbidites include bioclasts, ooids, pellets, oncoliths, intraclasts and quartz. The bioclasts consist of twenty species of foraminifera belonging to the Lituolidae family, including *Haurania*, *Everticyclammina*, *Nodosaria*, *Glomospira*. Cyanobacteria

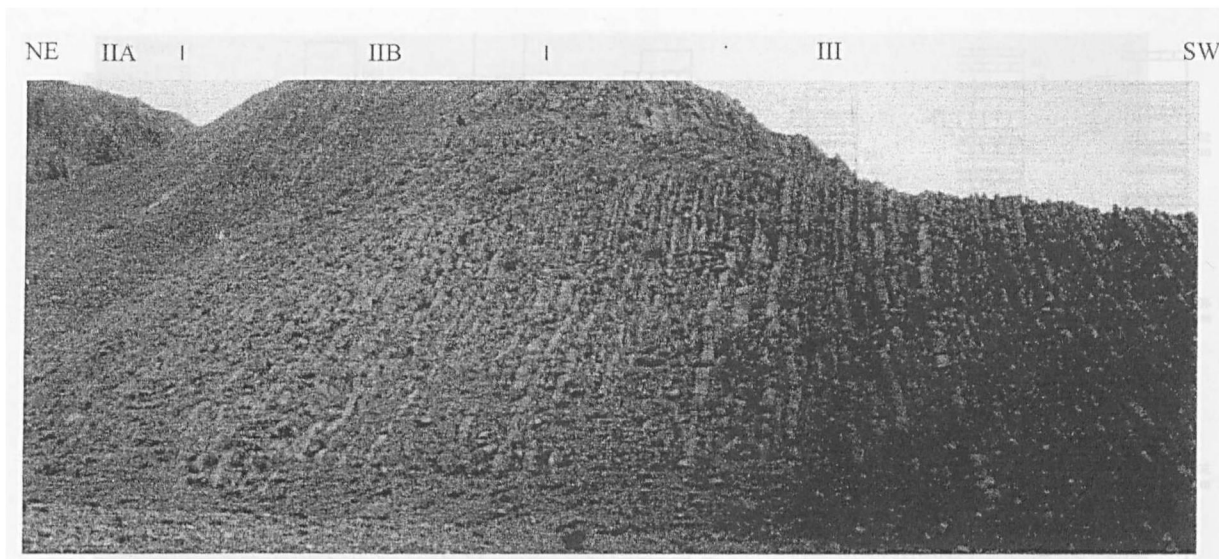


Fig. 5. — Photo of the Guerss section. Scale: 480 m for the formations IIB and III.

Fig. 5. — Photographie de la coupe de Guerss. Echelle: 480 m pour les formations IIB et III

are represented by *Rivularia*, green calcareous algae include *Dasycladacea*, *Thaumatoporella*, *Siphonoclada* and *Caulerpa*. The microproblematicum, cyanobacteria or foraminifera, *Tubiphytes* is present. The texture of the limestones varies from grainstones to wackestones. The components of the individual turbidites are allochthonous to the basin and originate within the inner platform and the edge of the platform (Septfontaine, 1984, 1986). The components of calcilitites contain quartz, pelagic bioclasts : radiolaria, sponge spicules and some hyaline foraminifera (*Nodosaria*, *Lenticulina*) and agglutinated foraminifera. Ammonites are often found at the top of the beds. The texture of limestone is mudstone or wackestone. After these facies, the depositional environment of the Fom Zabel section during the Carixian and Domerian is an apron on the southern slope of the High-Atlas Basin. In carbonate turbidite systems, the fan geometry as described for siliciclastic turbidite systems is very rare. The sediments are supplied along the entire margin of shelf and deposited in small coalescing fans forming an apron at the slope/basin transition (Mullins and Cook 1986; Eberli 1991). The formation IV (fig. 2), corresponding to the Tagoudite formation of Stüder (1980), is of early Toarcien age. It exhibits quartzose turbidites, debris flows and marls.

2) The Guerss section

The Guerss section (fig. 2, 5 and 6) was described in details by Lachkar *et al.* (1998). Formation I, corresponding to the Idikel formation of Stüder (1980), is dated of early Sinemurian. It is composed of thick bedded limestones either biomicrites or biocalcarenes. Formation II, corresponding to the Aberdouz formation of Stüder (1980), is dated of late Sinemurian. It shows alternations of thin and thick bedded limestones (biomicrite) in the lower part named member IIA and alternations of thin bedded limestones (biomicrite, biocalcarene) in the upper part named member IIB. Formation III, corresponding to the upper part of the Aberdouz formation exhibits alternations of thin bedded limestones (biocalcarenes and biomicrites) and claystones with increase of proportion of claystone upwards. These

facies were deposited on the outer platform either in the upper offshore during the deposition of the sediments of the formation I or in the lower offshore just below the storm wave base during the deposition of the formation II, or in the basin during the deposition of the formation III. Biocalcarenes can be found as calciturbidites or storm deposits. No Bouma sequences were found, but some graded coquina beds. Bioclasts are either ubiquitous (brachiopods), nectonics (ammonites) or pelagics (sponge spicules) without inputs from the inner carbonate platform. The Guerss section located in the centre of the basin shows a progressive upward increase in its paleobathymetry. These basinal facies are deposited during the same period of time as the calciturbidites and pelagic limestones described in the Fom Zabel section (fig. 2).

IV. — THE HIGH FREQUENCY SEQUENCES

1) The Fom Zabel section

In the Fom Zabel section (fig. 2 to 4), only the sequences of formations III et IV were described in detail, for instance the fourth order sequence DO1 is illustrated in figures 3 and 4. Three facies associations (fig. 4) were recognized in the field: (1) the T association with predominant proportion of turbidites and claystones and weak proportion of pelagic limestones, the C association with predominant thin bedded limestones and claystones and weak proportion of calciturbidites, the CG association with equal proportion of thick bedded pelagic limestones, claystones and calciturbidites. These facies associations stacked by pair form facies sequences (fig. 4), either T-C (e.g.: Sequence S21) or T-CG (e.g.: Sequence S24). These sequences have a kilometric lateral extent and may correspond to parasequences. As no other method exists at present, the average duration of sequences can be calculated by dividing the duration of each biozone (Graciansky *et al.* 1998) by the number of sequences. Twenty sequences are known during

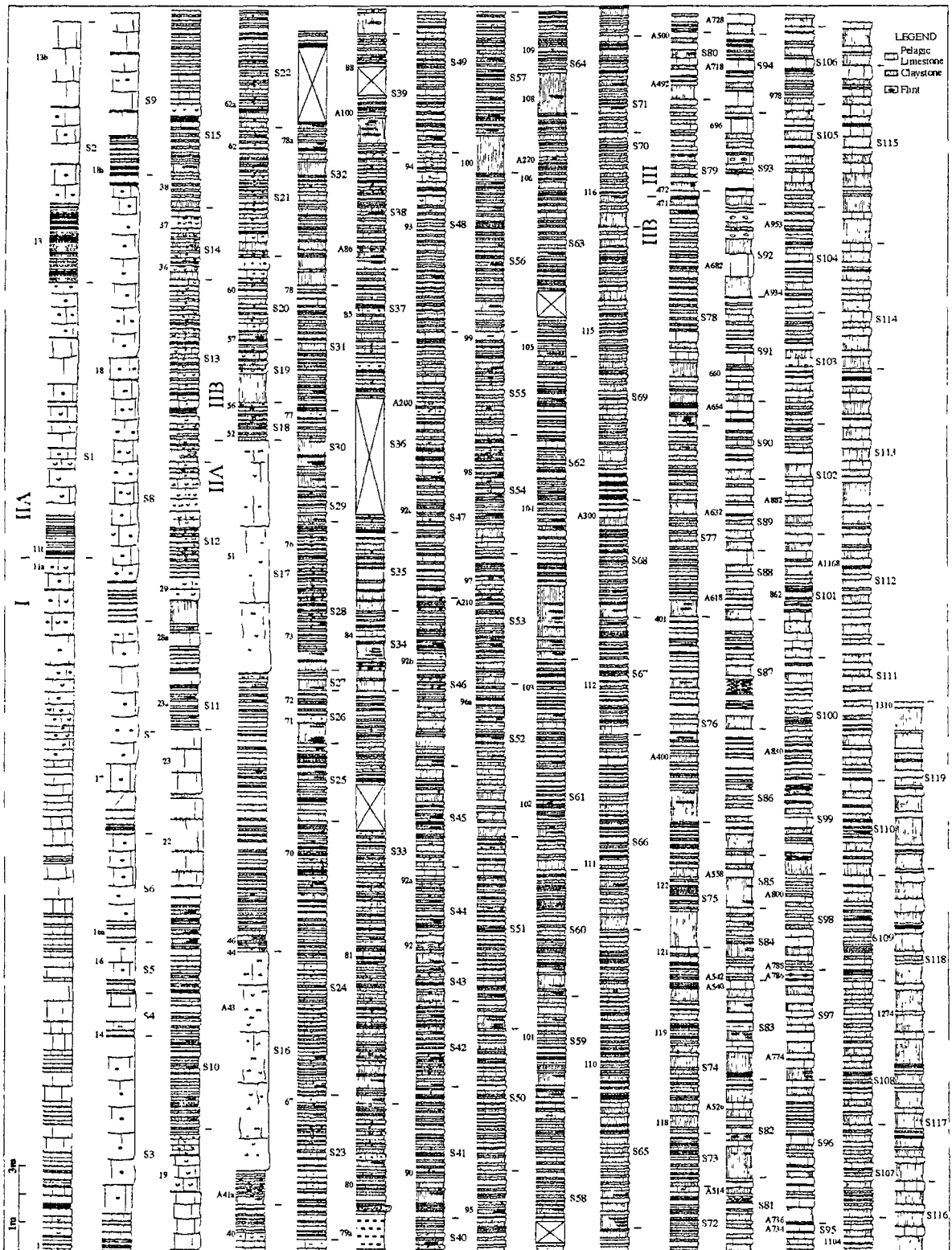


Fig. 6. — Lithostratigraphic column of the Guerss section
S1 at right of the column corresponds to the HFS 1 and 1 at left of the column to the level number.

Fig. 6. — Colonne lithostratigraphique de la coupe de Guerss
S1 à droite de la colonne correspond à la séquence à haute fréquence 1 et 1 à gauche de la colonne au numéro du niveau.

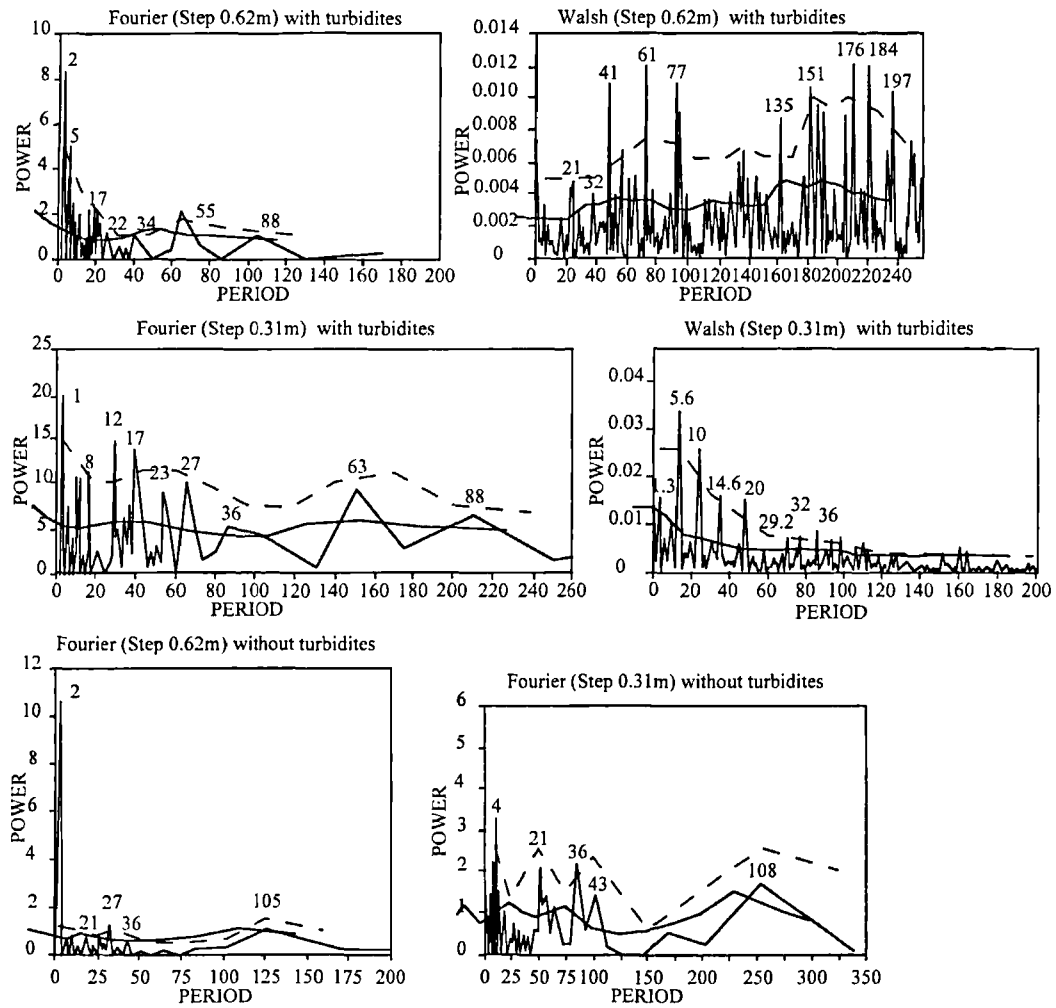


Fig. 7. — Spectral analysis of the Fourn Zabel section between 143 and 171h levels

The numbers above the peaks correspond to the durations in ky. The median-smoothed background curve is drawn above the spectral analysis curve. The dashed curve represents the 99% confidence limit.

Fig. 7. — Analyse spectrale de la coupe de Fourn Zabel entre les niveaux 143 et 171h.

Les nombres situés au dessus des pics correspondent à la durée en ka. La courbe du bruit de fond correspondant à la médiane est surimposée à la courbe spectrale. La courbe en pointillé représente la limite de confiance à 99%.

the Carixian with a 200 ky average duration, sixteen sequences during the Domerian, with a 40 ky average duration for the first eleven sequences, 175 ky for the four following sequences and indeterminate duration for the last one, corresponding to the *Elisa* biozone, and two sequences during the early Toarcian. They are HFS of fifth and fourth order sensu *Vail et al.* (1991).

2) The Guerss section

In the Guerss section (fig. 2, 5 and 6), all formations exhibit meter to decameter scale thickening upward sequences. The sequences of the formation I, composed of thin and thick bedded limestones are meter thick. The sequences of the member IIA, composed of claystones, thin bedded micritic and bioclastic limestones and thick bedded bioclastic limestones are decameter thick. The member IIA

consists of seventeen sequences whose average duration is 20 ky. The sequences of the member IIB, composed of claystones, thin bedded micritic and bioclastic limestones are meter thick. The member IIB consists of sixty-one sequences whose average duration is 13 ky. The sequences of the formation III, composed of claystones, thin bedded micritic limestones are about two or three meters thick. The formation III exhibits forty-one sequences whose average duration is 30 to 60 ky. The proportions of limestone and claystone allow us to visualize the HFS and to stack them into either FOS or TOS. Two facies associations (fig. 6) were recognized in the field : (1) the AC facies association more rich in claystone and thin bedded limestones and (2) the CG facies association with thick bedded limestones. These facies associations stacked by pair form facies sequences AC-CG (e.g. : sequence S17 in the member IIA and sequence S76 in the member IIB).

V. — DISCUSSION AFTER FACIES AND SPECTRAL ANALYSIS

Which interpretation can we propose for these sequences ? They are caused by local mechanisms such as local tectonics, or find their origin in allocyclic global mechanisms like eustasy and climate.

1) Proofs after facies

Reijmer *et al.* (1991) and Schlager *et al.* (1994) propose an eustatic control to explain the component distribution in Triassic calciturbidites in the Austrian Alps and in recent calciturbidites of the Bahamas. Calciturbidites include different components during the emersion of the carbonate platform during LST and during the flooding of the platform during HST. These authors associated the LST with high proportion of bioclasts from the open marine domain, quartz and micrite and weak proportion of bioclasts from the inner platform and border of platform. In the case of carbonate platform, unlike detritic platform, the early lithification prevents early submarine erosion of the platform and all input of platform elements in the basin. These authors associate the HST with high input from the inner platform and platform rim and weak input from the basin, quartz and micrite. During the HST, the platform loses these elements only if it is not too flooded. In this case, the inner platform facies cannot be deposited because they are replaced by outer platform facies. Eberli (1991, fig. 7) showed that the turbidite frequency versus relative position of sea levels depends of different setting : (1) the carbonate platform with one peak of turbidites during high sea level (HSL), (2) the carbonate rim with two peaks of turbidites, one during low sea level (LSL) and another during HSL and (3) the siliciclastic shelf with one peak of turbidites during LSL. Everts and Reijmer (1995) showed that the limestones of the Lower Cretaceous at the margin-to-platform transition in the Vercors (SE France) are coarse grained and rich in platform bioclasts during progradation and aggradation and fine grained and rich in basinal bioclasts during retrogradation with continuous gradational change between them. Blomcier and Reijmer (1999) studied the platform and slope of the Jbel Bou Dahar area (Morocco) and correlated limestone debris flows with LST and calciturbidites and marls with HST.

However, the facies and associations of facies could also originate from local tectonics. Eberli (1988, 1991, fig. 8) showed that in the early Jurassic rift basin in Swiss Alps there are thinning and fining upward sequences of different order, from second order to high frequency, composed from base to top of breccia, calciturbidites and alternations of pelagic limestone and marl. Calciturbidites would occur in place during tectonic activity along these faults and sedimentation of pelagic limestones during the period of stillness when the basin has the highest bathymetry. This hypothesis is not conflicting with the eustatic hypothesis and the two factors have certainly played a part in the High-Atlas Basin.

The following interpretation is proposed for the facies associations. In the Moroccan Lias, the carbonate components in calciturbidites are not different in the facies associations. Components are mainly derived from the inner platform. Only the input of quartz and micrite found in the calciturbidites increases in the associations C and CG. Note also that there is an alternation of calciturbidites, pelagic

limestones and claystones in the High-Atlas, whereas only calciturbidites are described in the Trias of Alps. Lachkar (2000) showed that the platform located South of the High Atlas Basin was a carbonate ramp from Sinemurian to mid-Carixian and a carbonate platform from late Carixian to Toarcian. Calciturbidites were only found in this second period of time.

In the Fom Zabel section, the T association occurred during the LST without total emersion of the platform and during TST, the C and CG associations during the MFS and the HST. The amplitude of transgression is certainly higher for CG than for C association, because thick pelagic limestones have time to be deposited. The T-C and T-CG HFS include LST or TST during the deposition of T association and MFS, HST with mid-transgression during C and high transgression during CG association. This increase of proportion of limestones during progradation and regression phase is also known in the outer platform (Pittet *et al.* 2000). After Eberli (1991) the presence of calciturbidites in all the facies associations shows that the platform south of the High-Atlas certainly presented a carbonate rim that fed the basin during LST, TST and HST and not only during HST.

In the Guerss section, we associate the period with AC facies association with the retrogradation and transgressive part of the sequence and the period with CG facies association with the progradation and regressive part of the sequence as in the Fom Zabel section. Einsele and Ricken (1991) proposed different mechanisms for the alternations of limestone and marl : (1) the periodic fluctuation of pelagic carbonate supply (productivity cycles) that can involve thicker limestones than claystones and is controlled by oceanic change, (2) the periodic fluctuation of supply with terrigenous sediments (dilution cycles) that can involve thicker claystones and marls than limestones and is controlled by climate change on continents, (3) the periodic dissolution of carbonate (dissolution cycles) in deeper bathymetry beneath the lysocline, (4) the calcareous redox cycles and (5) the diagenetic overprints. In the Guerss section, periods with claystone in the AC facies association and periods with thick pelagic limestones in the CG facies association were known, the mechanisms 1 and 2 certainly control the sequences of the High-Atlas Basin. Pittet and Strasser (1998a and b) and Pittet *et al.* (2000) showed that carbonate mud import in the deep shelf may be correlated to carbonate production in the shallow platform that is dependent on the sea-level change and proposed a model for carbonate productivity on the platform and mud exportation to the deep shelf. The number of sequences (five or two) and marl-limestone alternations (eight or five) change with a long term sea level rise or a long term fall. In the Guerss section (fig. 6), in a basin location, average duration of sequences is variable and the number of alternations is variable and higher than twenty. Therefore, the Pittet *et al.* (2000) model does not seem to be valid for the basin.

2) Proofs after spectral analysis

Walsh and Fourier analyses were used to test the hypothesis of controls by climate and eustasy. In table 1, the periodicities are calculated by spectral analysis and converted in thickness (meter) and in duration (ky) using the step and the rate of sedimentation. The main periodicities of the Fom

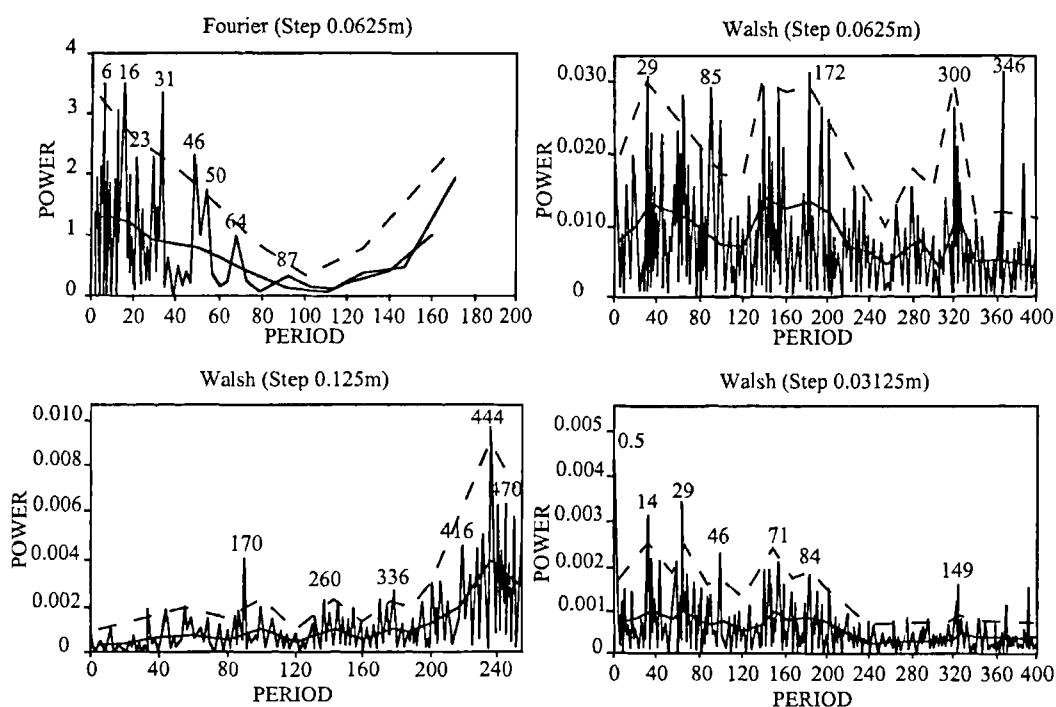


Fig. 8. — Spectral analysis of the Guerss section between the 472 and 953 levels
See legends in the figure 7. Only the periodicities calculated with the lower sedimentation rate (1 m=20 ky) are written on this figure.

Fig. 8. — Analyse spectrale de la coupe de Guerss entre les niveaux 472 et 953.
Voir les légendes sur la figure 7. Seules les périodicités calculées avec le taux de sédimentation le plus faible (1 m=20 ky) sont écrites sur cette figure.

Zabel section (fig. 7, table I) were ordered according to their decreasing power. The proposed periodicities are all higher than the median-smoothed background curve. The results of the Walsh analysis do not exhibit the same periodicities in the two variants, because the smaller the step and the more accentuated the small periodicities in comparison with the high periodicities. The analysis with the 0.62 m step, close to the mean of thickness, allows to better estimate the periodicities. In using the 99% confidence level, the common results of Walsh and Fourier analyses are the 20 to 40 ky periodicities. There is no difference between the Fourier analysis with and without turbidites. The turbidites disturb slightly the results because with the used steps, numerous thin turbidites are not taken into account by the analysis. If we compare the calculated analysis and field data (table I), the 20 to 40 ky periodicities are found in all the analyses and in the field. They correspond to the Milankovitch periodicities according to Berger and Loutre (1994) and De Boer and Smith (1994) : the precession for 20 ky, the obliquity for 40 ky. The short eccentricity for 100 ky was not observed or invalidated after the Chi squared test.

The main periodicities of the Guerss section (fig. 8, table I) were ordered according to their decreasing power. The proposed periodicities are all higher than the median-smoothed background curve. The results of Walsh analysis do not exhibit the same periodicities in the three variants, because the analysis with the smallest steps allow us to appreciate the shortest periodicities. The common results of Walsh and Fourier analysis are 20 to 40 ky and 40 to 60 ky

periodicities. If we compare the calculated analysis and field data, the 20 ky periodicity is only present in the spectral analysis and 30 to 40 ky periodicities in all the analyses. They correspond to the Milankovitch periodicities : the precession for 20 ky and the obliquity for 40 ky. The short eccentricity (100 ky) was observed only for the Walsh analysis with the higher sedimentation rate. These results that come from the slope in the Fom Zabel section and the basin in the Guerss section can be compared with the data of Carixian and Domerian of the southern platform of the High Atlas in the Jbel Bou Dahar section (fig. 1, table I, Crevello 1991). Crevello (1991) interpreted them as Milankovitch periodicities : high eccentricity (378 ky), low eccentricity (134-90 ky), obliquity (53 ky) and other uncertain attributions (576 and 173 ky). In the three domains, platform, slope and basin, Milankovitch periodicities were found, which suggests a global astronomical control for the periodicities of sequences. However, other periodicities are not explained because the attribution of certain periodicities to tectonics is still unrecognized. Note also that uncertainty remains on the extension of ammonite biozones in the sections and on the radiochronologic datations. The preservation of cyclicity was tested by the wavelet analysis of sedimentary time series (Prokoph and Agterberg 1999) : high accumulation rates as in the Fom Zabel section (74 cm/ky) produces the preservation of Milankovitch periodicities and low accumulation rate as in the Guerss section (5 to 6.66 cm/ky) produces a fuzzy preservation of periodicities. This observation maybe can be explained by the weakness of the amplitude of some periodicities and the rarity of the 100 ky periodicity.

SECTIONS	Main periodicities classed according to their decreasing power	Common periodicities	
FOUM ZABEL			
Walsh analysis	1m=1.357 ky with turbidites	20 to 40 ky	
Step 0.62m	73 (45m, 61 ky), 209 (130m, 176 ky), 220 (136m, 184 ky) and 49 (30m, 41 ky)		
Step 0.31m	13 (4m, 5.6 ky) and 24 (7m, 10 ky)		
Fourier analysis	1m=1.357 ky, with turbidites		
Step 0.62m	2.6 (1.61m, 2 ky), 6 (3.72m, 5ky), 65 (40.3m, 55 ky) and 40 (24.8m, 34 ky)		
Step 0.31m	2 (0.62m, 1 ky), 30 (9.3m, 12 ky), 40 (12.4m, 17 ky), and 150 (46.5m, 63 ky)		
Fourier analysis	1m=1.364 ky, without turbidites		
Step 0.62m	2 (1.24m, 2 ky) and 31.8 (19.71m, 27 ky)		
Step 0.31m	10.47 (3.24m, 4 ky) and 84.75 (26.27m, 36 ky)		
Field analysis	16 to 21m (21 to 28 ky), 34 to 40m (46 to 54 ky) and 60m (81 ky)		
GUERSS			
Walsh analysis	1m=15 to 20 ky	20 to 40 ky 40 to 60 ky	
Step 0.03125m	62 (1.93m, 29 to 39 ky), 30 (0.93m, 14 to 19 ky) and 98 (7m, 46 to 60 ky)		
Step 0.0625m	184 (11.5m, 172 to 230 ky), 31 (1.94m, 29 to 39 ky) and 91 (5.6m, 85 to 112 ky)		
Step 0.125m	237 (29.6m, 444 to 592 ky) and 90 (11.3m, 170 to 226 ky)		
Fourier analysis	1m=15 to 20 ky		
Step 0.0625m	7 (0.4375m, 6 to 9 ky), 17 (1.06m, 16 to 21 ky), 33 (2.06m, 31 to 41 ky), 49 (3.06m, 46 to 61 ky) and 54 (3.37m, 50 to 68 ky)		
Field analysis	2 to 3m (30 to 60 ky)		
JBEL BOU DAHAR			
Walsh analysis	576 ky, 378 ky, 173 ky, 134 ky, 74 ky, 90 ky and 53 ky		74 and 53 ky

Table I. — Results of spectral analysis in the Foum Zabel, Guerss and Jbel Bou Dahar sections

Tab. I. — Résultats de l'analyse spectrale dans les coupes de Foum Zabel, Guerss et Jbel Bou Dahar

The Milankovitch periodicities control the eustacy and climate with wet/dry periods. According to Cecil (1990), under a tropical climate, a dry period will be favourable to limestone and a wet period to claystone. As a tropical climate dominated in the Morocco during the Jurassic, such events are possible. These changes are described for the periodicities of third order (Pittet et al. 2000) and also for the high frequencies (Fischer 1993). Moreover Einsele and Ricken (1991) showed that climatic and oceanic changes enhance the orbital signals.

VI. — CONCLUSIONS

The Lias of the Rich High-Atlas (Morocco) was studied on the southern border of the High-Atlas basin in the Foum Zabel section and in the centre of the basin in the Guerss section. In the Foum Zabel section, the environments of deposition changed from the outer platform with pelagic limestones, storm deposits and sponge bioherms during the Sinemurian to the slope of the basin with alternations of calciturbidites, pelagic limestones and claystones during the Carixian and Domerian, and quartzose turbidites and marls during the early Toarcian. In the Guerss section, the environments of deposition changed from the outer platform

with pelagic deposits during the early Sinemurian to the basin with pelagic limestones and claystones during the late Sinemurian and probably Carixian. The sequence analysis of the two sections allow to distinguish HFS according to the changes of proportion of facies. In the Foum Zabel section during the Carixian and Domerian, the HFS are T-C or T-CG with the associations of facies T with calciturbidites, C with thin bedded limestones and CG with thick bedded limestones. In the Guerss section during the early Sinemurian, the HFS are AC-CG with the association of facies AC richer in claystones and thin bedded pelagic limestones and CG with thick bedded pelagic limestones. Walsh and Fourier analysis were used to test the hypothesis of controls by climate and eustacy. These spectral analysis of the Foum Zabel and Guerss sections may exhibit Milankovitch periodicities : 20 ky (precession), 40 ky (obliquity) and rarely 100 ky (short eccentricity). The control of HFS seems eustatic or climatic, but local tectonics cannot be excluded.

Acknowledgements. — We thank J. Lang and J.-L. Dommergues because this study is the prolongation of Lachkar's thesis passed in University of Burgundy; E.H. Chellai, University Cadi Ayyad of Marrakesh (Morocco) for his help in the field; R. Wernli (Genève) and M. Septfontaine (Lausanne) for the determination of foraminifera and algae; J.J.G. Reijmer (Geomar, Kiel) for the improvement of the English text and N. Tribouvillard (Lille) for the review of this paper.

BIBLIOGRAPHY

- AGARD J. and DU DRESNAY R. (1965). — La région minéralisée du Jbel Bou-Dahar, près de Beni-Tajjite (Haut-Atlas oriental): Etude géologique et métallogénique. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 181, 135-152.
- BEAUCHAMP K.G. (1984). — Applications of Walsh and related functions, with an introduction to sequence theory. Academic Press, London, 308p.
- BERGER A. and LOUTRE M.F. (1994). — Astronomical forcing through geological time. International Association of Sedimentologists, Special Publication 19, 15-24.
- BERNASCONI R. (1983). — Géologie du Haut-Atlas de Rich (Maroc). PHD Thesis, Neuchatel University, 107p.
- BLOMEIER D.P.G. and REIJMER J.J.G. (1999). — Drowning of a Lower Jurassic Carbonate Platform : Jbel Bou Dahar, High Atlas, Morocco. *Facies*, 41, 81-110.
- BOUMA A.H. (1962). — Sedimentology of some flysch deposits : a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168p.
- BRECHBÜLLER Y.A. (1984). — Etude stratigraphique et géologique du Haut-Atlas calcaire entre Jebel Ayachi et Rich (Maroc). PHD Thesis, Neuchatel University, 128p.
- CECIL C.B. (1990). — Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. *Geology*, 18, 533-536.
- CREVELLO P.D. (1991). — High-frequency carbonate cycles and stacking patterns : Interplay of orbital forcing and subsidence on lower Jurassic rift platforms, High Atlas, Morocco. In: Franseen E.K., Watney W.L., Kendall C.G. St.C. and Ross W.: Sedimentary modelling : computer simulation and methods for improved parameter definition. Kansas Geological Survey Bulletin, 233, 207-230.
- DAVIS J.C. (1973). — Statistics and data analysis in Geology. John Wiley and sons, New York, 500p.
- DE BOER P.L. and SMITH D.G. (1994). — Orbital forcing and cyclic sequences. International Association of Sedimentologists, Special Publication 19, 1-14.
- DU DRESNAY R. (1971). — Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 13, 46-56.
- DU DRESNAY R. (1979). — Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. In : Symposium Sédimentation jurassique ouest-européen. Association des sédimentologues français, Special Publication 1, 345-365.
- EBERLI G.P. (1988). — The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine nappes of Graubünden (Switzerland). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 81, 175-214.
- EBERLI G.P. (1991). — Calcareous turbidites and their relationship to sea-level fluctuations and tectonism. In: Einsele G., Ricken W. and Seilacher W., Cycles and events in stratigraphy. Springer Verlag, 340-359.
- EINSELE G. and RICKEN W. (1991). — Limestone-marl alternation, an overview. In: Einsele G., Ricken W. and Seilacher A, Cycles and events in stratigraphy. Springer Verlag, 23-47.
- ELMI S., AMHOUD H., BOUTAKIOUT M. and BENSILILI K. (1999). — Cadre lithostratigraphique et environnemental de l'évolution du paléorelief du Jbel Bou Dahar (Haut-Atlas oriental, Maroc) au cours du Jurassique inférieur et moyen. *Bulletin de la Société géologique de France*, 170, 619-628.
- EVERTS A.J.W. and REIJMER J.J.G. (1995). — Clinoforn composition and margin geometries of a Lower Cretaceous carbonate platform (Vercors SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119, 19-33.
- FISCHER A.G. (1993). — Cyclostratigraphy of Cretaceous chalk-marl sequences. In: Caldwell W.G.E. and Kauffman E.G., Evolution of the Western Interior Basin. Geological Association of Canada, Special Paper 39, 283-296.
- GRACIANSKY P.C. DE, DARDEAU G., DOMMERGUES J.L., DURLET C., GOGGIN V., MARCHAND D., DUMONT T., HESSELBO S., JACQUIN T., MEISTER C., MOUTERDE R., REY, J., VAIL P.R. (1998). — Ammonite biostratigraphic correlation and early jurassic sequence stratigraphy in France : Comparisons with some UK sections. In: Graciansky, P.C. De, Hardenbol J., Jacquin T. and Vail P.R., Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. SEPM, Special Memoir 60, 583-622.
- HALLIWELL B.A. (1985). — Deep-water carbonate deposits of the southern margin of the Jurassic central High Atlas trough, Morocco. Master of Sciences Thesis, Colorado School of Mines, 226p.
- KENTER J.A.M. and CAMPBELL A.E. (1991). — Sedimentation on a lower Jurassic carbonate platform flank : geometry, sedimentary fabric and related depositional structures (Djebel Bou Dahar, High-Atlas, Morocco). *Sedimentary Geology*, 72, 1-34.
- LACHKAR N., DOMMERGUES J.-L., MEISTER C., NEIGE P., IZART A. and LANG J. (1998). — Les ammonites du Sinémurien supérieur du Jebel-Bou-Hamid (Haut-Atlas central, Rich, Maroc). *Approches paléontologique et biostratigraphique. Geobios*, 31, 587-619.
- LACHKAR N. (2000). — Dynamique sédimentaire d'un bassin extensif sur la marge sud-téthysienne : le Lias du Haut-Atlas de Rich (Maroc). PHD Thesis, University of Burgundy, 275p.
- LAVILLE E. (1985).- Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut-Atlas central (Maroc), Modèle en relais multiple de décrochements. Thesis, University of Montpellier, 166p.
- LOWE D.R. (1982). — Sediment gravity flows : Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of sedimentary petrology*, 52, 279-297.
- MANN M.E. and LEES J.M. (1996). — Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series. *Climatic change*, 33, 409-445.
- MULLINS H.T. and COOK H.E. (1986). — Carbonate apron models : alternatives to submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology*, 48, 37-79.
- PITTET B. and STRASSER A. (1998a). — Depositional sequences in deep-shelf environments formed through carbonate-mud import from the shallow platform (Late Oxfordian, German Swabian Alb and eastern Swiss Jura). *Eclogae geologicae Helveticae*, 91, 149-169.
- PITTET B. and STRASSER A. (1998b). — Long-distance correlations by sequence stratigraphy and cyclostratigraphy : examples and implications (Oxfordian from the Swiss Jura, Spain, and Normandy). *Geologische Rundschau*, 86, 852-874.

- PITTET B., STRASSER A. and MATTIOLI E. (2000). — Depositional sequences in deep-shelf environments : a response to sea-level changes and shallow-platform-carbonate productivity (Oxfordian, Germany and Spain). *Journal of Sedimentary Petrology*, 70, 392-407.
- PROKOPH A. and AGTERBERG F.P. (1999). — Detection of sedimentary cyclicity and stratigraphic completeness by wavelet analysis : an application to Late Albian cyclostratigraphy of the Western Canada Sedimentary Basin. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 862-875.
- READ W.A. (1969). — Analysis and simulation of Namurian rocks of central Scotland using a Markov-process model. *Mathematical Geology*, 1, 199-219.
- REIJMER J.J.G., SPRENGER A., TEN KATE W.G.H.Z., SCHLAGER W. AND KRYSSTYN L. (1991). — Periodicities in the composition of Late Triassic calciturbidites (Eastern Alps, Austria). In: DE Boer P.L. and Smith D.G., *Orbital forcing and cyclic sequences*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 19, 323-343.
- SCHLAGER W., REIJMER J.J.G. and DROXLER A. (1994). — Highstand shedding of carbonate platform. *Journal of Sedimentary Research*, B64, 270-281.
- SEPTFONTAINE M. (1984). — Biozonation à l'aide des foraminifères imperforés de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut-Atlas (Maroc). *Revue de micropaléontologie*, 27, 209-229.
- SEPTFONTAINE M. (1986). — Milieux de dépôts et foraminifères (Lituolids) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen au Maroc. *Revue de micropaléontologie*, 28, 265-289.
- SPRENGER A. and TEN KATE W.G. (1992). — Various methods of power spectral analysis to detect cyclicities in sedimentary rock succession, as applied to late Pleistocene, late Maastrichtian to early Danian, late Berriasian and late Norian examples. In: Ten Kate, W.G.H.Z. and Sprenger A., *Rhythmicity in deep-water sediments, documentation and interpretation by pattern and spectral analysis*. PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, The Netherlands, 203-232.
- STÜDER M. (1980). — Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfit-Tirrhist (Haut-Atlas central, Maroc). PHD Thesis, University of Neuchatel, 102p.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. and PEREZ-CRUZ C. (1991). — The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: Einsele G., Ricken W. and Seilacher A., *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, 617-659.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.H., VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S. and HARDENBOL J. (1991). — An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definition. In: Wilgus C.K., *Sea-level changes, an integrated approach*. SEPM, Special Publication, 42, 39-45.
- WARME J.F. (1988). — Jurassic carbonate facies of the central and eastern High Atlas rift, Morocco. In: Jacobshagen V.H., *The Atlas system of Morocco, studies on its geodynamic evolution*. Lecture notes in Earth Sciences, 15, Springer-Verlag, 169-199.
- WEEDON G.P. (1991). — The spectral analysis of stratigraphic time series. In: Einsele G., Ricken W. and Seilacher A., *Cycles and events in stratigraphy*. Springer Verlag, 840-854.

DESCRIPTION D'UN CRANE DE CROCODILIEN A LONG MUSEAU, *METRIORHYNCHUS*, CALLOVIEN DU BOULONNAIS (N DE LA FRANCE)

Description of a skull of a longirostrine crocodilian, *Metriorhynchus*, Callovian of Boulonnais (N of France)

par Pascal DEVILLE (*)

(Planches I et II)

Résumé. — L'attribution à *Metriorhynchus superciliosus* (Blainville, 1853) d'un crâne de crocodilien, provenant des argiles calloviennes du Boulonnais (Le Waast), est confirmée; le fossile est décrit et illustré. La distribution géographique du genre *Metriorhynchus* en Europe occidentale, est rappelée.

Abstract. — *The attribution to Metriorhynchus superciliosus (Blainville, 1853) of a crocodilian skull found in Callovian clays in the Boulonnais (Le Waast) is confirmed. The fossil is described and illustrated. The geographical distribution of the genus Metriorhynchus in western Europe, is remembered.*

I. — INTRODUCTION

Un crâne de crocodilien a été découvert par G. Tieghem, dans les années 1950, dans la carrière du Waast située à une quinzaine de kilomètres à l'Est de Boulogne-sur-Mer (fig. 1), dans les argiles calloviennes supérieures de Montaubert. Il avait été brièvement décrit par G. Dubar, en 1957, qui l'attribuait à *Metriorhynchus* cf. *superciliosus* (Blainville, 1853).

La carrière avait livré, en outre, des restes de poissons, de reptiles, des mollusques céphalopodes attribués par Dubar à *Cosmoceras duncani* (Sow.), *C. ornatum* (Schloth.), *Belemnites puzosi* d'Orb., des mollusques bivalves *Gryphaea dilatata* (Sow.) et des restes de vers *Serpula vertebralis*.

L'appartenance de ce crâne à *Metriorhynchus superciliosus* a été confirmée par E. Buffetaut (com. écrite, juillet 2003). Le but de cette note est de compléter la description de ce spécimen et de le figurer. Il est conservé dans les collections du Laboratoire de Paléontologie stratigraphique de l'Université Catholique de Lille, 13 rue de Toul à Lille, sous le numéro GFCL 491.

II. — SYSTEMATIQUE

Ordre *CROCODYLIA* GMELIN, 1788.

Sous-ordre *MESOSUCHIA* HUXLEY, 1875.

Famille METRIORHYNCHIDAE FITZINGER, 1843.

Genre *METRIORHYNCHUS* VON MEYER, 1830.

Espèce type : *Metriorhynchus superciliosus* (BLAINVILLE, 1853).

Matériel : Le spécimen incomplet se compose de 3 pièces. La première, longue de 59 cm, comprend la mâchoire supérieure avec le toit crânien et l'arrière crâne (la partie gauche du postorbitaire est manquante); sa partie ventrale est incomplète au niveau du palatin. La seconde pièce, longue de 37,5 cm, correspond à la mâchoire inférieure. Composée du dentaire et de la partie antérieure du splénial, l'extrémité postérieure de la mâchoire est manquante à l'exception des deux articulaires. La troisième pièce correspond à l'atlas et au début d'une vertèbre cervicale. Le crâne présente une fissuration importante résultant vraisemblablement d'une déformation dorso-ventrale lors de la fossilisation.

Dimensions : Longueur réelle du bord postérieur du condyle occipital au niveau de la narine externe dont l'extrémité antérieure est brisée..... 59 cm
Longueur estimée du bord postérieur du condyle occipital à l'extrémité du prémaxillaire..... 62 cm
Longueur du bord postérieur du toit crânien à l'extrémité du spécimen (au niveau de la deuxième dent prémaxillaire)..... 57 cm
Longueur des nasaux..... 22,5 cm
Distance des nasaux aux prémaxillaires..... 6,5 cm
Longueur des frontaux en avant des fosses temporales..... 10 cm
Largeur minimum de l'espace interorbitaire..... 7,5 cm
Largeur entre les angles externes des préfrontaux..... 13 cm
Largeur entre les angles externes des carrés..... 19 cm
Largeur de la région des prémaxillaires..... 4,5 cm
Hauteur de la région des prémaxillaires..... 2,7 cm

(*) Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie. Faculté Libre des Sciences. 13 rue de Toul. 59046 Lille cedex. UMR 8014 du CNRS.

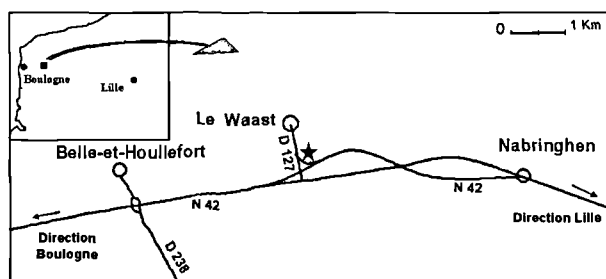


Fig. 1. – Situation du gisement

Fig 1. – Localisation of outcrop

Description anatomique

La forme du crâne est caractérisée par un museau étroit et allongé. Il est longirostre, en raison de l'élongation des maxillaires et des nasaux. En vue dorsale les bords latéraux des prémaxillaires et les maxillaires sont presque parallèles jusqu'à la douzième dent du maxillaire. Puis le crâne s'élargit à partir des nasaux jusqu'aux angles externes des préfrontaux. En arrière de ceux-ci on observe un brusque rétrécissement au niveau de la région interorbitaire qui donne au crâne l'aspect caractéristique des *Metriorhynchidae*. Les jugaux et les lacrymaux sont manquants ainsi que le postorbitaire gauche. L'arrière crâne est complet.

1) Caractéristiques des os du crâne

• Prémaxillaires

Les extrémités antérieures des prémaxillaires sont brisées au niveau de la narine externe (pl. I, fig. 2). La base de l'épine sagittale (formée par les prémaxillaires et séparant la narine externe en deux) est visible. Les lignes de suture maxillaire-prémaxillaire sont visibles sur les bords du museau, elles convergent vers la ligne médiane du crâne (où elles sont difficilement observables) en formant un angle ouvert vers l'avant. Au niveau de la suture, on observe un rétrécissement sur les bords latéraux des prémaxillaires, où venait se placer probablement une dent mandibulaire.

Chez les *Metriorhynchidae*, les prémaxillaires portent trois alvéoles dentaires, le plus faible antérieurement et les plus forts postérieurement, le dernier alvéole dentaire est conservé dans le cas présent. En vue ventrale (Pl. I, fig. 1), on peut observer la ligne de suture maxillaire-prémaxillaire qui forme un angle ouvert vers l'arrière crâne. Le foramen incisif normalement situé au niveau de la seconde dent n'est pas visible.

• Maxillaires

Les maxillaires sont unis sur la ligne médiane du crâne entre les prémaxillaires et les nasaux. Les lignes de suture maxillaire-nasal divergent de la ligne médiane en direction latérale et caudale en formant un angle ouvert vers l'arrière. En vue ventrale les maxillaires se rejoignent pour former un méplat limité par les deux sillons longitudinaux caractéristiques du genre *Metriorhynchus* d'après Brunet (1969). On peut y dénombrer 16 alvéoles dentaires, mais l'on peut estimer leur nombre à 25 par demi-mâchoire.

• Nasaux

L'extrémité antérieure des nasaux a une forme pointue et se situe au niveau de la onzième dent maxillaire. Les nasaux se prolongent en s'élargissant vers l'arrière, pour atteindre leur largeur maximale au niveau du contact avec les préfrontaux. En vue dorsale, les nasaux sont fortement bombés au niveau de la partie postérieure et on peut constater la présence d'une dépression le long de la ligne médio-dorsale.

Les lacrymaux sont manquants sur notre spécimen.

• Préfrontaux

De grande taille, ils forment les « visières » caractéristiques des *Metriorhynchidae* en surplombant les parties antérieures des orbites. La morphologie des préfrontaux rappelle la forme c représentée par Mercier (1933, fig. 4). En vue dorsale on peut observer une ornementation constituée de petites cupules allongées ainsi que des sillons courts (Pl. II, fig 4)

• Frontal

Il fait corps avec les fosses temporales supérieures et se prolonge en direction caudale pour s'unir avec le pariétal formant ainsi une crête sagittale. Cette dernière sépare les fosses temporales supérieures droite et gauche. La suture pariétale-frontale se situe dans la moitié antérieure de la crête sagittale. Le frontal rejoint de chaque côté les postorbitaires pour délimiter les bords antéro-latéraux des fosses temporales supérieures.

• Postorbitaires

Seule la partie dorsale du postorbitaire droit est conservée. Les postorbitaires constituent les bords latéraux des fosses temporales supérieures en faisant la jonction entre le frontal et les squamosaux. Le pilier postorbitaire séparant l'orbite de la fosse temporale inférieure est absent.

• Squamosaux

Ils constituent les bords postérieurs des fosses temporales supérieures en faisant la jonction entre le pariétal et les postorbitaires.

• Pariétal

En forme de T, il est étroit et long dans sa partie antérieure. Il sépare les fosses temporales supérieures en constituant la majeure partie de la barre osseuse. Il est latéralement recouvert par les squamosaux au niveau de sa partie postérieure. Il est peu ornementé (Pl. I, fig. 2).

• Carré

Il entre en relation avec de nombreux os de la boîte crânienne. Les sutures avec les os voisins sont difficilement observables (Pl. II, fig. 5).

• Mandibule

Le fragment est constitué du dentaire et d'une partie du splénial, la suture entre ces deux os est bien marquée (Pl. II, fig. 2). Le dentaire porte 20 alvéoles dentaires et bien que la partie postérieure du splénial soit manquante, les articulaires ont été conservés (Pl. II, fig. 2-3)

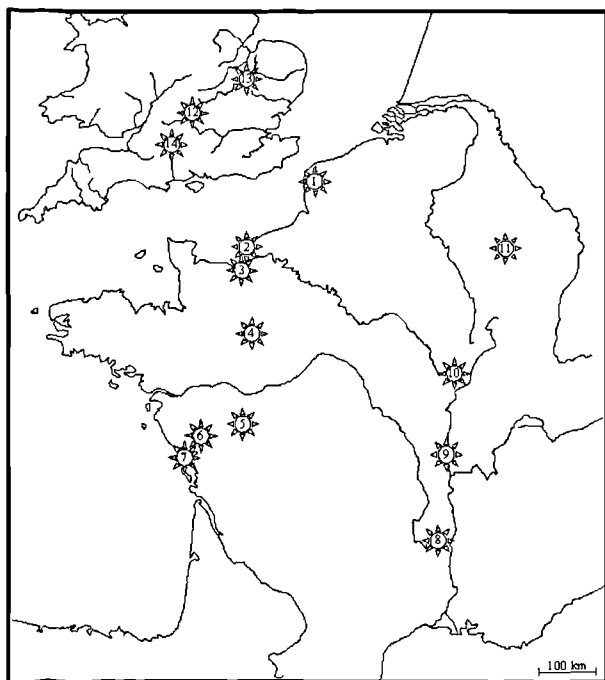


Fig. 2. – Distribution géographique du genre *Metriorhynchus* von Meyer 1830 en Europe occidentale

Fig. 2. – Geographic distribution of the genus *Metriorhynchus* von Meyer 1830 in western Europe

1 - Pas-de-Calais. (Le Waast), Callovien, Dubar (1957), Sauvage in Dubar (1957). 2 - Seine-Maritime. (Cap la Hève), Kimmeridgien, Eudes-Deslongchamps J.A. (1866), Eudes-Deslongchamps E. (1869-1870), Phillips (1871), Lennier (1887), Buffetaut (1979). 3 - Calvados. (Bavent, Beuzeval, Dives-sur-Mer, Mesnil de Bavent, Sannerville, Vaches Noires, Villers-sur-Mer), Oxfordien-Callovien, Cuvier (1812, 1824), Eudes-Deslongchamps E. (1869-1870), Bigot (1957), Wenz (1968), Buffetaut (1979). 4 - Sarthe, Callovien, Buffetaut (1979). 5 - Vienne. (Château-Gaillard, Migné-les-Lourdines, Poitiers), Callovien, Wenz (1968), Brunet (1969). 6 - Deux-Sèvres. (Niort), Oxfordien, Eudes-Deslongchamps E. (1869-1870). 7 - Charente-Maritime. (Ile de Ré), Oxfordien, Buffetaut (1977). 8 - Ardèche. (La Voutle-sur-Rhône), Callovien, Kuhn-Schynder (1960). 9 - Saône-et-Loire. (Tournus), Oxfordien, Eudes-Deslongchamps E. (1869-1870). 10 - Côte d'Or. (Châtillon-sur-Seine, Etrouchy), Oxfordien, Eudes-Deslongchamps E. (1869-1870), Buffetaut & Thierry (1977). 11 - Meuse. (Braquis), Callovien, Wenz (1968). 12 - Oxfordshire. (Oxford, Shotover Hill), Oxfordien-Kimmeridgien, Eudes-Deslongchamps E. (1869-1870), Woodward (1885). 13 - Cambridgeshire (Peterborough, Dogsthorpe, Ely), Callovien-Kimmeridgien, Lydekker (1890), Leeds (1908), Watson (1911), Andrews (1913), Andrews (1915), Wenz (1968), Adams-Tresman (1987). 14 - Wiltshire (Westbury), Kimmeridgien, Grange & Benton (1996).

La voûte palatine a été précisée précédemment pour les prémaxillaires et les maxillaires, la partie postérieure du museau est manquante et elle ne peut être décrite plus précisément.

2) Les ouvertures crâniennes

• La narine externe

Conservée partiellement, elle est impaire et dorsale. On observe une dépression du prémaxillaire entourant la narine externe. La base de l'épine sagittale est présente.

• Orbites

Les orbites sont grandes et orientées vers les côtés. On peut distinguer la crête saillante formée par le préfrontal au dessus de l'angle antéro-supérieur de l'orbite, qui donne l'« ocellère » caractéristique des *Metriorhynchidae* (Pl. II, fig. 4). Les piliers encadrant les orbites étant absents, on ne peut préciser davantage le contour des orbites.

• Fosses temporales supérieures

D'une taille supérieure à celle des orbites, les fosses temporales supérieures ont une forme trapézoïdale avec des angles arrondis. Le diamètre longitudinal semble plus grand que le diamètre transversal, mais cela peut être du à la déformation résultant de l'écrasement du spécimen.

• Les fosses temporales inférieures

Elles ne sont pas complètement conservées sur le spécimen. Elles sont délimitées pour le bord antéro-supérieur par le postorbitaire, pour le bord postéro-supérieur par le carré, le quadratojugal et le squamosal et pour le bord inférieur pour le jugal qui n'est pas conservées sur le matériel.

Distribution géographique du genre *Metriorhynchus* von Meyer 1830 en Europe occidentale

Cette distribution (fig. 2) est basée sur l'attribution au genre *Metriorhynchus* des exemplaires cités dans la littérature en prenant en compte les remarques de Buffetaut (1982) sur la distribution des *Metriorhynchidae*.

Remerciements. — Je tiens à remercier Eric Buffetaut Directeur de recherche au CNRS pour ses précieuses informations et ses critiques constructives ainsi que le Dr Marie Legrand-Blain pour son aide à l'obtention de références bibliographiques. Je remercie aussi le Professeur émérite Denise Brice ainsi que le Professeur Bruno Mistiaen et le Dr Jean-Pierre Nicollin pour leurs conseils avisés et leur soutien lors de la rédaction de cette note.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS-TRESMAN S.M. (1987). — The Callovian (middle Jurassic) marine crocodile *Metriorhynchus* from central England. *Palaeontology*, Londres, 30 : 195-206.
- ANDREWS C.W. (1913). — A descriptive catalogue of the marine Reptiles of the Oxford Clay. *British Museum (natural. History)*, Londres, Part II : 1-206.
- ANDREWS C.W. (1915). — Note on a fore paddle of *Metriorhynchus* from The Oxford Clay of Peterborough. *Geological Magazine*, Cambridge, 6 : 444-447.
- BIGOT A. (1896). — Notes sur les Reptiles jurassiques de Normandie. *Bull. Soc. Géol. Normandie*, Le Havre, XVII : 1-13.
- BIGOT A. (1957). — Notice géologique sur Villers-sur-Mer et ses environs. *Syndicat d'initiative*, Villers-sur-Mer : 14 p. (réimpr. de 1939).
- BLAINVILLE H.D. de (1853). — Lettre de Monsieur de Blainville in : Deslongchamps E., Lettres sur des Crocodiles vivants et fossiles. *Mém. Soc. Linn. Normandie*, Le Havre, 9 : 103-138.

- BRUNET M. (1969). — Note préliminaire sur une faune de Vertébrés du Callovien des environs de Poitiers. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 268, D : 2667-2670.
- BUFFETAUT E. (1977). — Sur un crocodylien marin *Metriorhynchus superciliosus*, de l'Oxfordien supérieur (Rauracien) de l'île de Ré (Charente-Maritime). *Ann. Soc. Sci. Nat. Char.-Mar.*, La Rochelle, VI, (4) : 252-266.
- BUFFETAUT E. (1979). — A propos d'un crâne de *Metriorhynchus* (CROCODYLIA, MESOSUCHIA) de Barent (Calvados) : l'allègement des os crâniens chez les Metriorhynchidae et sa signification. *Bull. trim. Soc. Géol. Normandie et amis Museum Havre*, Le Havre, 66, (4) : 77-82.
- BUFFETAUT E. (1982). — Radiation évolutive, paléocologie et biogéographie des crocodyliens méso-suchiens. *Mémoires de la Société Géologiques de France*, Paris, 142 : 86 p.
- BUFFETAUT E. et THIERRY J. (1977). — Les crocodyliens fossiles du Jurassique moyen et supérieur de Bourgogne. *Géobios*, Lyon, 10, (2) : 151-194.
- CUVIER G. (1812). — Sur les ossements fossiles de Crocodyles in Recherches sur les ossements fossiles de quadrupèdes. 1^o éd. Deterville, Paris, IV : 38 p.
- CUVIER G. (1824). — Recherches sur les ossements fossiles. 2^o éd. Dufour & d'Ocagne, Paris, V, 2 partie : 548 p.
- DUBAR G. (1957). — Présentation d'un crâne de crocodylien trouvé au Waast (près de Boulogne). *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille. 67 : 103-105.
- EUDES-DESLONGCHAMPS E. (1869-1870). — Note sur les Reptiles fossiles appartenant à la famille des Téléosauriens dont les débris ont été recueillis dans les assises jurassiques de la Normandie. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 27, 2 série : 199-351.
- EUDES-DESLONGCHAMPS J. A. (1868). — Note sur un groupe de vertébrés et d'écaillés rapportées au *Teleosaurus hastifer* et provenant des argiles Kimmeridgiennes du Cap de la Hève (près du Havre). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, Caen, 2 série, 1 (1866) : 146-156.
- GRANGE D.A & BENTON M.J. (1996). — Kimmeridgian Metriorhynchid crocodyles from England. *Palaeontology*, Londres, 39, 2 : 497-514.
- KUHN-SCHNYDER E. (1960). — Ein Schädelfragment von *Metriorhynchus* von dem unteren Callovien von La Voulté-sur-Rhône (Ardèche, France). *Ecol. Geol. Helvet.*, Basel, 53, (2) : 793-804.
- LEEDS E. TH. (1908). — On *Metriorhynchus brachyrhynchus* (Deslong.) from the Oxford Clay near Peterborough. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, London, 64 : 345-357.
- LENNIER G. (1887). — Description des fossiles du Cap de la Hève. *Bull. Soc. Géol. Normandie*, Le Havre, 12 : 17-98.
- LYDEKKER R. (1890). — On a crocodylian jaw from the Oxford Clay of Peterborough. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, London, 46 : 284-288.
- MERCIER J. (1933). — Contribution à l'étude des Metriorhynchidés. *Ann. Paléont.*, Paris, 22 : 99-119.
- PHILLIPS J. (1871). — Geology of Oxford and the valley of the Thames. *Clarendon Press*, Oxford : 523 p.
- WATSON D.M.S. (1911). — Notes on some British Mesozoic crocodyles. *Memoirs and Proceedings of the Manchester Literary and Scientific Society*, Manchester, 55, 18 : 1-13.
- WENZ S. (1968). — Contribution à l'étude du genre *Metriorhynchus*. Crâne et moulage endocrânien de *Metriorhynchus superciliosus*. *Ann. Pal. (vertébrés)*, Paris, 64 (2) : 149-183.
- WOODWARD A.S. (1885). — On the literature and nomenclature of British fossil Crocodylia. *Geological Magazine*, Cambridge, Decade 3, 2 : 96-510.

PLANCHE I

Fig. 1. — vue ventrale de la mâchoire supérieure.

Fig. 2. — vue dorsale de la mâchoire supérieure.

Abréviations : *ad*, alvéole dentaire ; *Bocc*, basioccipital ; *BSph*, basisphénoïde ; *Co*, condyle occipital ; *Eocc*, exoccipital ; *fa Qj*, facette articulaire du quadratojugal ; *Fr*, frontal ; *fts*, fosse temporale supérieure ; *f. int*, foramen intertympanique médian ; *LSph*, latérosphénoïde ; *Mx*, maxillaire ; *Na*, nasaux ; *Or*, orbite ; *Pa*, pariétal ; *PMx*, prémaxillaire ; *Por*, postorbitaire ; *PFr*, préfrontal ; *Qu*, carré ; *S. mx*, sillon longitudinal du maxillaire ; *Sq*, squamosal.

Fig. 1. — ventral view of the upper jaw.

Fig. 2. — dorsal view of the upper jaw.

Abbreviations: *ad*, tooth alveolus ; *Bocc*, basioccipital *BSph*, basisphenoid ; *Co*, occipital condyle ; *Eocc*, exoccipital ; *fa Qj*, articular facet of the quadratojugal ; *Fr*, frontal ; *fts*, supratemporal fenestra ; *f. int*, median intertympanic foramen ; *LSph*, laterosphenoid ; *MX*, maxilla ; *Na*, nasal ; *Or*, orbit ; *Pa*, parietal ; *PMx*, premaxilla ; *Por*, postorbital ; *PFr*, prefrontal ; *Qu*, quadrate ; *S. mx*, longitudinal furrow of the maxilla ; *Sq*, squamosal.

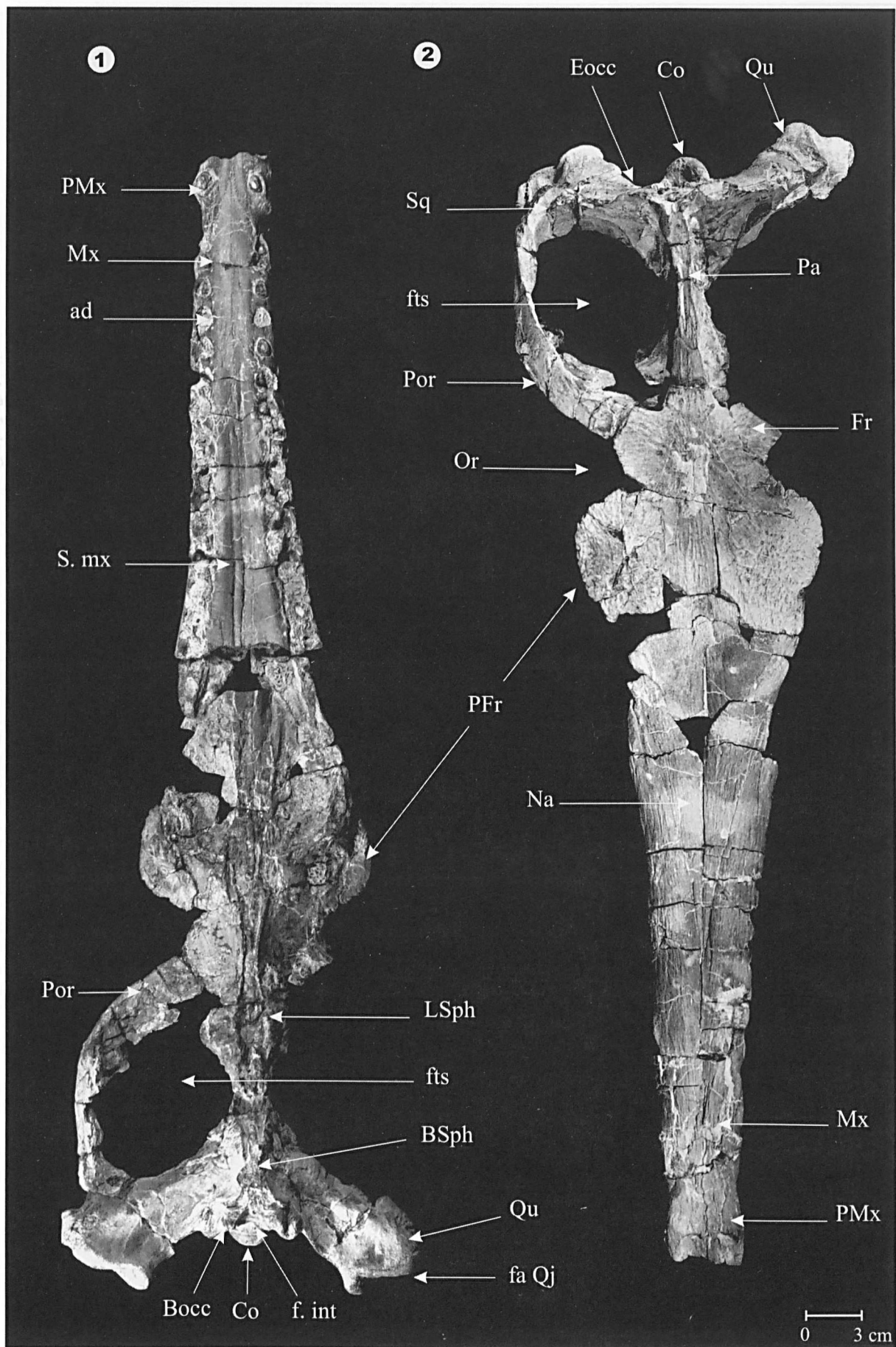


PLANCHE II

Fig. 1. – vue latérale de l'arrière-crâne.

Fig. 2. – vue dorsale de la mandibule.

Fig. 3. – vue dorsale de l'articulation mandibulaire.

Fig. 4. – détail de la région frontale.

Fig. 5. – face occipitale de l'arrière-crâne.

Abréviations : *ad*, alvéole dentaire ; *art*, articulaire ; *Bocc*, basioccipital ; *Co*, condyle occipital ; *dt*, dentaire ; *Eocc*, exoccipital ; *fa Qj*, facette articulaire du quadratojugal ; *FR*, frontal ; *f. int*, foramen intertympanique médian ; *Pa*, pariétal ; *PFr*, préfrontal ; *pr.parocc*, processus paroccipital ; *Qu*, carré ; *sp*, splénial ; *Sq*, squamosal.

Fig. 1. – lateral view of the posterior part of the skull.

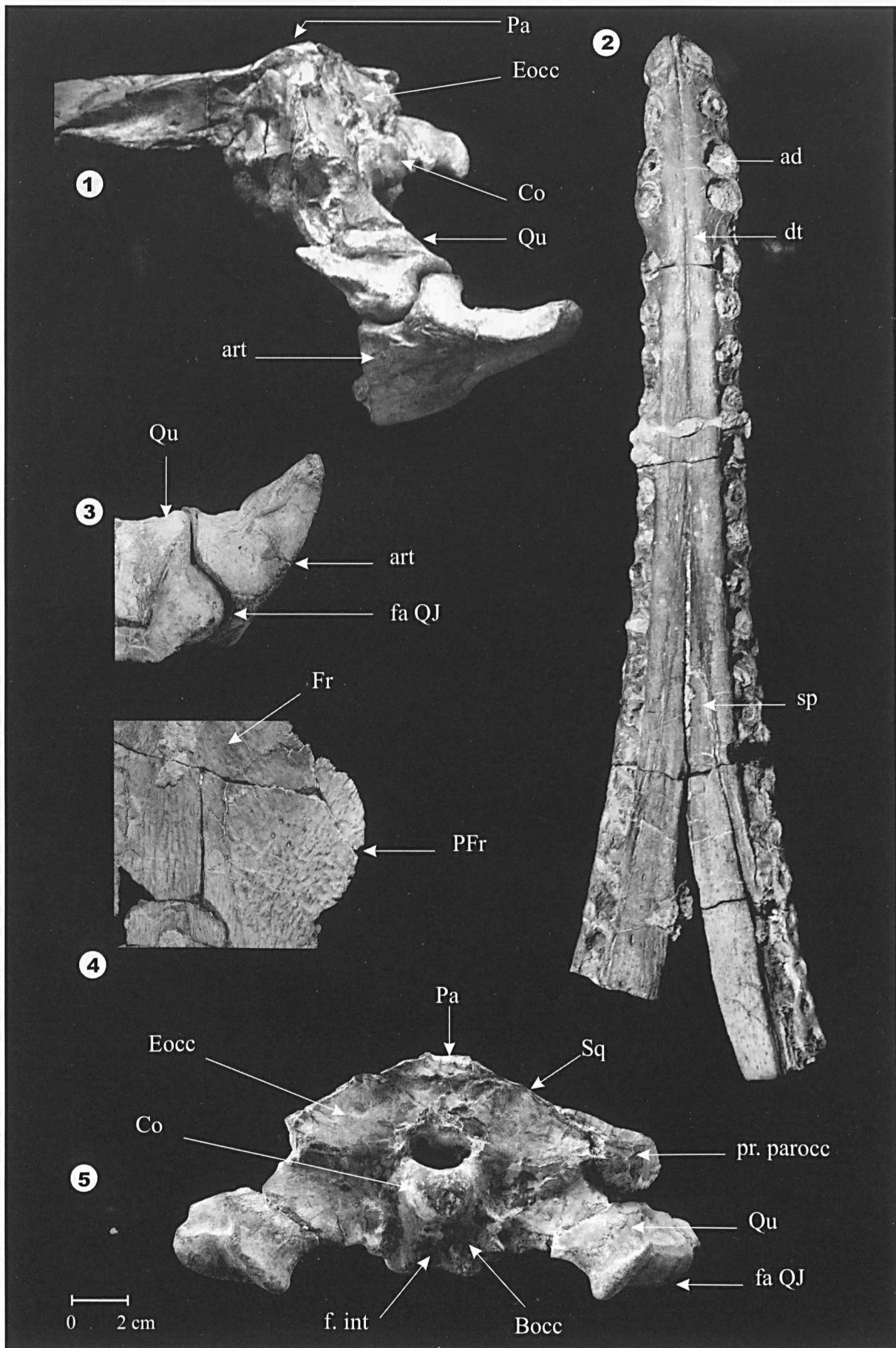
Fig. 2. – dorsal view of the mandible.

Fig. 3. – dorsal view of the jaw articulation.

Fig. 4. – detail of the frontal region.

Fig. 5. – occipital face of the skull.

Abbreviations: ad, tooth alveolus ; art, articular ; Bocc, basioccipital ; Co, occipital condyle; dt, dentary ; Eocc, exoccipital ; fa Qj, articular facet of the quadratojugal ; FR, frontal ; f int, median intertympanic foramen; Pa, parietal ; PFr, prefrontal ; pr.parocc, paroccipital process ; Qu, quadrate ; sp, splenial ; Sq, squamosal



INFLUENCE OF MARINE ORGANIC-MATTER DIAGENESIS ON MAGNETIC SUSCEPTIBILITY OF SEDIMENTARY ROCKS: THE SULPHIDE PATHWAY

by Nicolas TRIBOVILLARD (*), Olivier AVERBUCH (*) and Armelle RIBOLLEAU (*)

Abstract. — A growing number of studies use magnetic parameters for paleoenvironmental reconstructions. In this paper the influence of organic-matter (OM) early diagenesis on magnetic susceptibility (MS) is investigated using palynofacies examination, major-element geochemistry and MS measurements, and comparing two Late Jurassic formations of Boulonnais (northern France) that were deposited in similar sedimentological setting but show marked discrepancies in their organic content: one formation is rich in orange coloured sulphurized amorphous OM (AOM), the other contains only brown coloured non-sulphurized AOM. Depending on reactive-iron availability, early diagenesis induced the formation of either dominating brown-coloured AOM + iron sulphides, or orange AOM + very little iron sulphides. When iron was not limiting, MS is correlated to the amount of brown AOM, but when iron was strongly limiting MS is linked to the clay-mineral content of the sediments. Thus, OM study must be carried out prior to MS interpretation for paleoenvironmental reconstruction using environmental magnetism.

I. — INTRODUCTION

Magnetic parameters can be proxies for tectonic and climatic influences upon sedimentation processes (the so-called environmental magnetism; *e.g.*, Thompson and Oldfield, 1986; Crick *et al.*, 1997; Oldfield, 1999; Maher and Thompson, 1999; Walden, 1999; Sagnotti *et al.*, 2001), but they can only be used reliably for paleoenvironmental reconstructions once possible diagenetic overprinting is identified (*e.g.*, Rochette *et al.*, 1992; Roberts *et al.*, 1999; Machel, 1995; Tarling and Turner, 1999; Robinson *et al.*, 1995, 2000). Early diagenesis, induced by bacterially-mediated organic matter (OM) decay, has been shown to influence magnetic susceptibility (MS), through reductive dissolution of magnetite-type minerals and ferrimagnetic iron-sulphide development (Machel, 1995; Hesse and Stolz, 1999; Roberts *et al.*, 1999; Robinson *et al.*, 2000; Robinson, 2001). It has been shown recently that early diagenesis of marine-origin OM can induce the formation of contrasting type of amorphous OM (AOM) sometimes accompanied by iron-sulphide precipitation that could influence the magnetic susceptibility (Tribovillard *et al.*, 2002).

In this paper, we investigate further the influence of OM diagenesis on MS, by comparing two Late Jurassic formations of Boulonnais (northern France) that were deposited in similar sedimentological settings but show marked discrepancies as far as their organic content is concerned. Notably, the role of reactive iron involved in AOM diagenetic formation is

assessed. This study is based on palynofacies examination, major-element geochemistry and MS measurements.

II. — GEOLOGICAL FRAMEWORK

The mudstones and shales of the Argiles de Châtillon (*Autissiodorensis* + *Gigas-Elegans* ammonite zones), and the transition between the Argiles de la Crèche and Argiles de Wimereux formations (the so-called Bancs Jumeaux Formation, *Wheatleyensis* + *Pectinatus* ammonite zones, see below) represent a low-energy shelf facies deposited below wave base, but with some tidal and storm influence expressed as thin shelly limestone interbeds (Proust *et al.*, 1995; Deconinck *et al.*, 1996; Wignall, 1991; Wignall and Newton, 2001; Williams *et al.*, 2001). Similar to the more distal time-equivalent shales and mudstones exposed on the Dorset (UK) coast, these sediments are also organic-rich in part (Tribovillard *et al.*, 2001, in press). Detailed descriptions of the lithofacies and stratigraphy can be found in Proust (1994), Proust *et al.* (1995), Herbin *et al.* (1995) and Deconinck *et al.* (1996). Recent sequence stratigraphical studies of the Boulonnais formation (Wignall, 1991; Proust *et al.*, 1993, 1995; Proust, 1994; Herbin *et al.*, 1995; Wignall and Newton, 2001; Williams *et al.*, 2001) allow the organic facies variations to be related to changes in relative sea level; this demonstrates that the organic-richest intervals are consistently associated with high or rising relative sea levels.

(*) Université Lille 1 & CNRS UMR 8110 & FR1818, Processus & Bilans en Milieux Sédimentaires, bâtiment SN5, F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex (France). Corresponding author: Nicolas.Tribovillard@univ-lille1.fr — Fax. +33 320 43 49 10

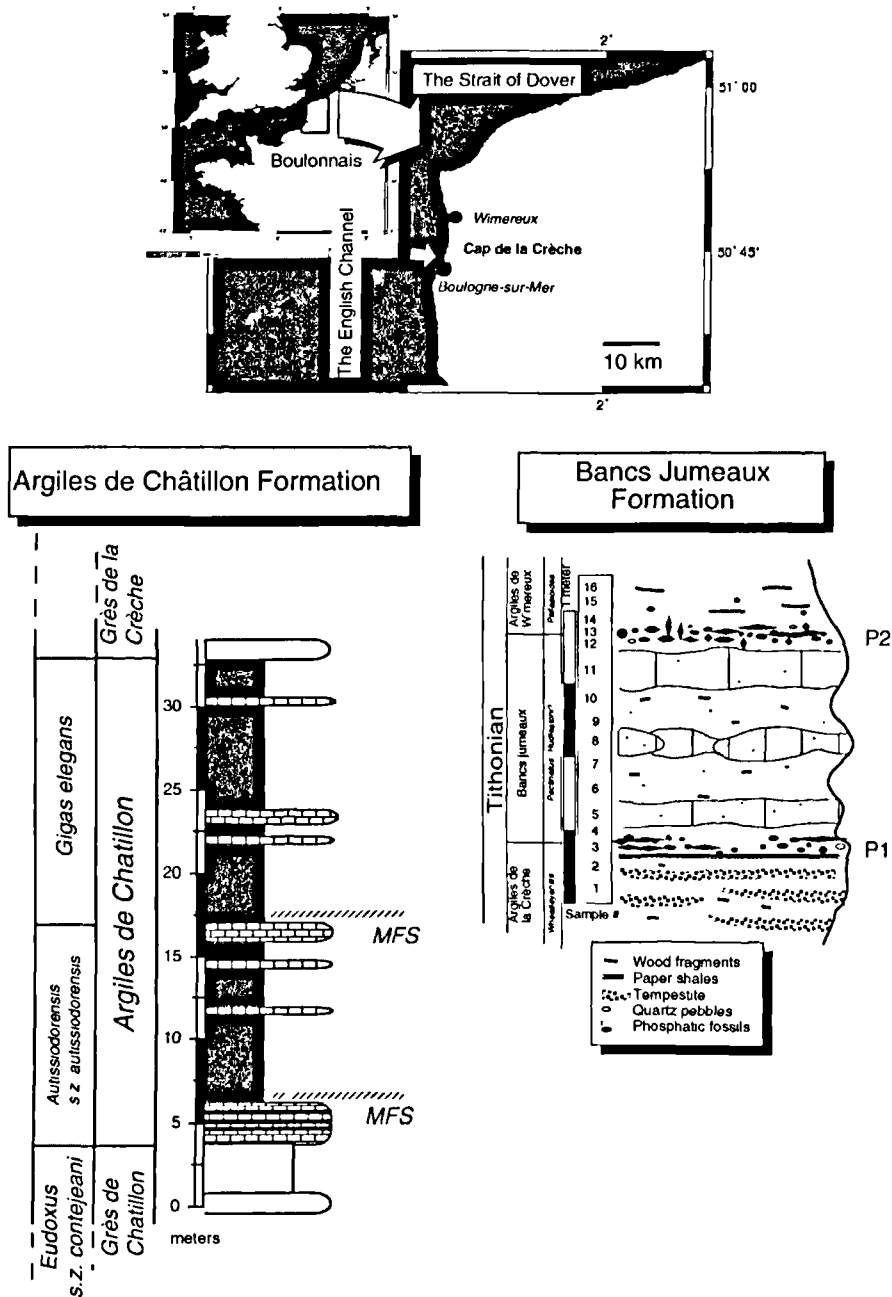


Fig. 1. — Location of the studied sections, simplified lithostratigraphy and ammonite biozonation of both sections. MFS: maximum flooding surface, P1 & P2: phosphatic debris-rich levels 1 & 2.

The *Argiles de Châtillon Formation* is well exposed at the Pointe de la Crèche, between Wimereux and Boulogne (fig.1). It includes the most organic-matter rich (upper *Autissiodorensis* – lower *Elegans*) part of the Argiles de Châtillon Formation, where total organic carbon (TOC) contents reach up to 7% and the kerogen is enriched in orange amorphous organic matter. As detailed descriptions of the lithofacies have been given previously in Proust (1994), Proust *et al.* (1995) and Deconinck *et al.* (1996), only a summary is given here. The Argiles de Châtillon Fm. consists of claystone and marlstone accumulations with two intervals

of laminated paper shales (fig.1) and a laterally variable number of occasional intercalated limestone beds. The marlstones show a gradual enrichment in silt in the upper part of the formation. Storm beds are numerous, notably at the Kimmeridgian-Tithonian (*Autissiodorensis-Elegans* zone) boundary. Within the Argiles de Châtillon Fm., the clay mineral assemblage is very homogeneous, being made of dominating illite (>50%), kaolinite (ca. 30%), smectite + illite/smectite mixed layers (<20%), plus <10% chlorite (Proust *et al.*, 1995; Deconinck *et al.*, 1996). At the uppermost part of the formation, the assemblage evolves

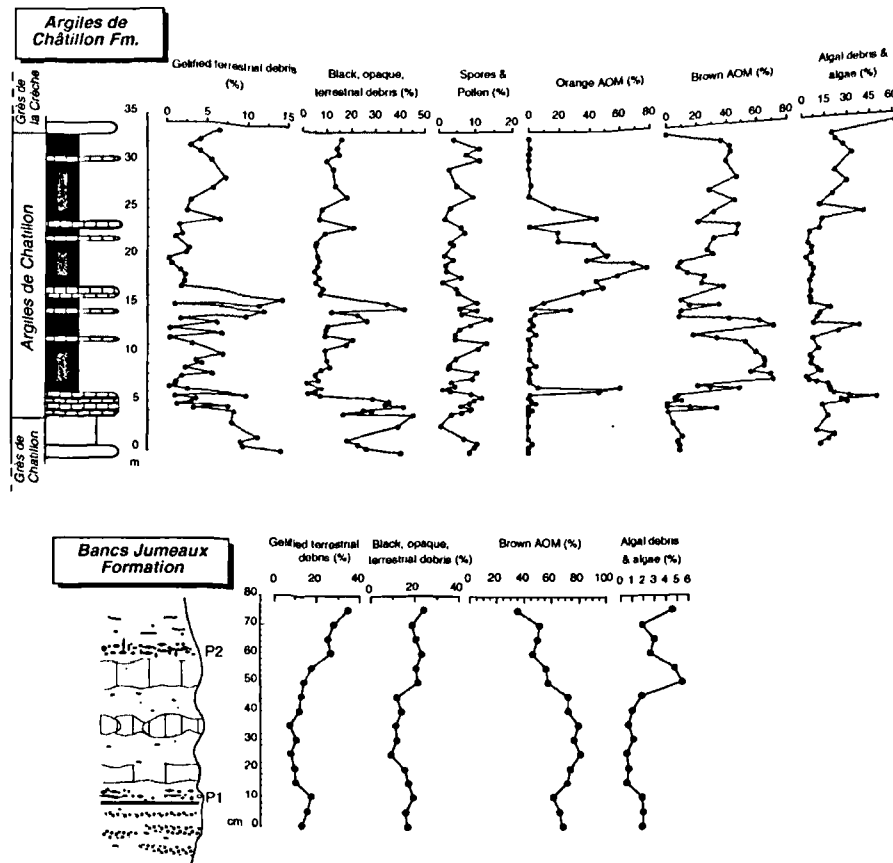


Fig. 2. — Palynofacies observations: stratigraphic distribution of the relative percentages of the various types of organic matter for the studied two formations. AOM: amorphous organic matter.

towards dominating smectite + illite/smectite mixed layers (>70 %).

The Bancs Jumeaux Formation is located at the boundary between the Argiles de la Crèche Formation and the Argiles de Wimereux Formation. This interval is sometimes referred to as the La Rochette Nodule Beds or the Bancs Jumeaux Formation (Proust *et al.*, 1995; Williams *et al.*, 2001). It is bound at its base and top by two sharp erosional surfaces overlain by accumulations of phosphatic fossils and nodules, and quartz pebbles. These lower and upper P-rich levels are named P1 and P2, respectively. The top of the Argiles de la Crèche Formation (i.e., the P1 horizon) is dated as belonging to the *Wheatleyensis* zone, and the base of the Argiles de Wimereux Formation (P2 horizon) to the *Pallasioides* zone (Geysant *et al.*, 1993; Herbin *et al.*, 1995). The *Pectinatus* zone has been recently documented in the upper part of the Bancs Jumeaux Formation (Williams *et al.*, 2001). At Wimereux, the Bancs Jumeaux Formation consists of shales with three intercalated micritic mudstones containing occasional reworked thin pelecypod shell horizons. Only two of these beds are present at the Cap de la Crèche (fig. 1); the localised occurrence of the middle bed suggests a diagenetic origin (Bialkowski, 1998 unpublished data). The Bancs Jumeaux Formation has been interpreted as a transgressive systems tract (Proust *et al.*, 1995; Deconinck *et al.*, 1996; Williams *et al.*, 2001). The Bancs Jumeaux Formation is placed within the general evolution observed between the

uppermost Argiles de la Crèche Formation and lowermost Argiles de Wimereux Formation, with an increase in the illite + kaolinite abundance (from 30 to 50%, and 15 to 30%, respectively) at the expense of illite-smectite mixed-layers + smectite (from 50 to 15%; Proust *et al.*, 1995).

III. — PREVIOUS RESULTS

1) Organic-matter data of the Argiles de Châtillon Formation

As described by Tribovillard *et al.* (2001), the total and marine organic matter contents of the sediments of the Argiles de Châtillon Formation are dominated by amorphous organic matter (AOM; Tyson, 1995), which is itself dominated by two main varieties based on their colour (fig. 2; see description and microphotographs in Tribovillard *et al.*, 2001, 2002). Orange AOM exhibits distinct (and in some cases, almost angular) edges, and has a gel-like texture. Brown AOM has a more heterogeneous “flock” texture, less distinct “fuzzy” outlines, and tends to be less lustrous; in untreated kerogen slides it exhibits a more granular texture and the presence of pyrite crystallites and framboids. It is also associated with lower fluorescence intensities. In previous studies on the Kimmeridge Clay, orange AOM has been found to be nanoscopically amorphous, while brown AOM

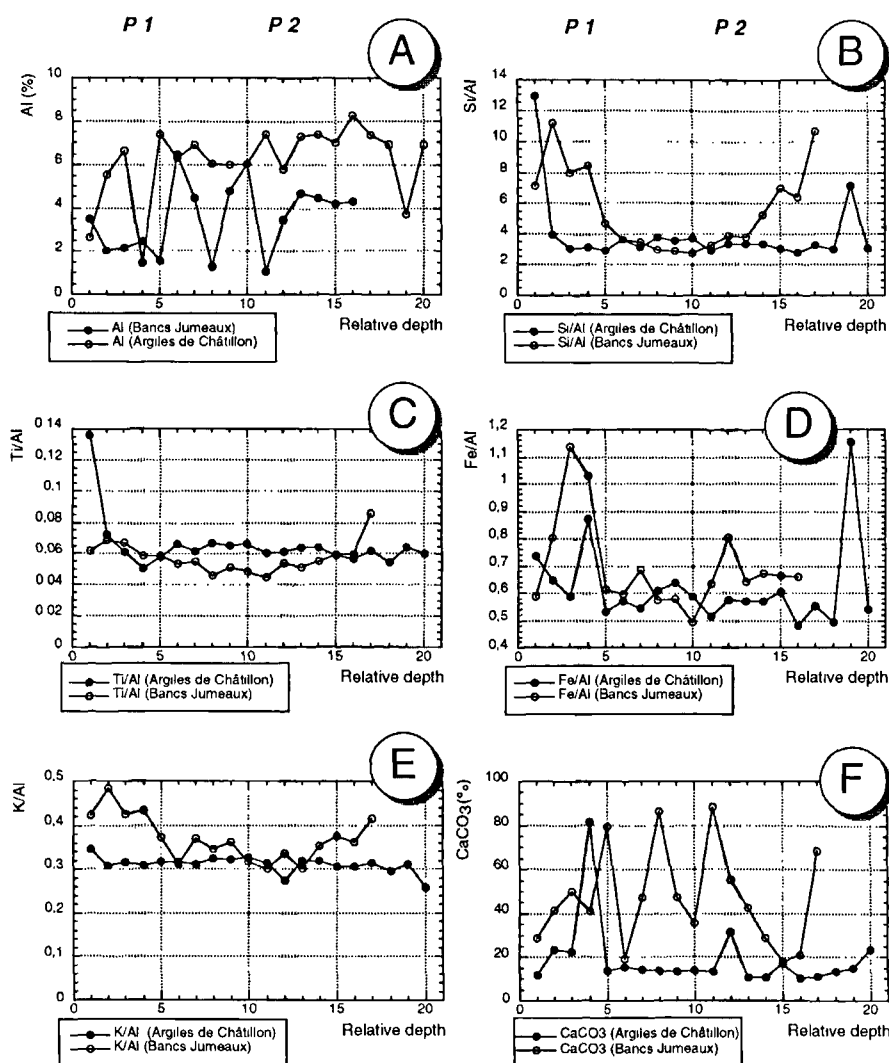


Fig. 3. — Comparison of the major-element and carbonate distribution for both sections. The relative depth is without scale (the Argiles de Châtillon section is much thicker than the Bancs Jumeaux section). A: Al content; B: Si/Al; C: Ti/Al; D: Fe/Al; E: K/Al; F: carbonate content.

shows an ultralamina ultrastructure which is thought to represent selectively preserved cell walls of microplankton (Boussafir *et al.*, 1994, 1995 a & b); Gelin *et al.*, 1995, 1999). The ratio of the two types of AOM changes with the TOC of the sediments, the proportion of orange AOM increases rapidly as TOC increases from 2 to 7% (Bialkowski *et al.*, 2000; Tribovillard *et al.*, 2001).

According to Boussafir *et al.* (1994, 1995, a & b), Bialkowski *et al.* (2000) and Tribovillard *et al.* (2001), the orange AOM is interpreted as resulting from natural vulcanisation or sulphurisation (reaction with sulphides and polysulphides), whereas brown AOM is interpreted to result from selective preservation of resistant biopolymers (selective oxidation of metabolisable constituents; Largeau *et al.*, 1990; Derenne *et al.*, 1991). Natural sulphurization is an early diagenetic process leading to sulphurisation of the aliphatic OM (Sinninghe Damsté *et al.*, 1989; Tegelaar *et al.*, 1989), the inter- or intramolecular incorporation of reduced inorganic sulphur species into low-molecular-weight functionalised lipids resulting in the formation of resistant

high molecular weight abiogenic “geopolymers” (de Leeuw and Sinninghe Damsté, 1990).

2) Magnetic parameters of the Argiles de Châtillon Formation

Using parameters such as magnetic susceptibility (MS), sIRM, s ratio and major-element abundance, it was shown that the clastic fraction of the sediments of the Argiles de Châtillon, and above all the clay minerals are by far the main magnetic-susceptibility carrier phase. In addition, the magnetic signal is neither influenced by variations in the grain size nor in the diamagnetic quartz content (Tribovillard *et al.*, 2002).

The samples of the Argiles de Châtillon Formation with the highest brown AOM content also show the highest MS and this relationship is related with the iron sulphide content of the samples. No relation exists between the orange AOM abundance and the MS signal (Tribovillard *et al.*, 2002).

IV. — METHODS

For all samples, the carbonate content was measured using a Bernard calcimeter. The Rock Eval pyrolysis parameters were determined with a Rock Eval apparatus: total organic carbon content (TOC, in wt.%), Tmax (°C), and Hydrogen Index (HI, in mg hydrocarbon per g TOC; see Espitalié *et al.*, 1986, Espitalié, 1993). Half of the Argiles de Châtillon samples and all the Bancs Jumeaux samples were analysed with a LECO C-S 125 device in order to determine the total sulphur content (TS, in wt.%). Major-element analyses were carried out by ICP by the spectrochemical laboratory of the *Centre de Recherches en Pétrographie et Géochimie* of Vandœuvre-les-Nancy (geochemistry laboratory of the French *Centre National de la Recherche Scientifique*). The samples were prepared by fusion with LiBO₂ and HNO₃ dissolution. The analytical accuracy and precision were both found to be better than 1% (mean 0.5%) for major elements. This was checked using international reference materials and by analysing replicate samples, respectively.

Palynofacies preparations used standard non-oxidative palynological processing techniques. Two slides were produced for each sample: total untreated kerogen mounts using the residues of just HCl and HF digestion, and treated kerogen mounts prepared after further treatment with KOH, HNO₃ and ZnBr₂ in order to remove humic substances, sulphides and any other undissolved mineral matter. For each sample, 500 organic particles were counted in transmitted white light.

Low-field magnetic susceptibility was measured on the dried samples, using a Kappabridge KLY 2 apparatus (three measures per sample).

V. — RESULTS

1) Organic-matter data

a) Palynofacies data of the Bancs Jumeaux Formation

In accord with the fact that the Bancs Jumeaux formation has TOC values not exceeding 2% (Table 1), the organic and amorphous content is largely dominated by brown AOM (fig. 2). The palynofacies also contain minor amounts of gelified and black opaque terrestrial debris, together with algal debris and algae. The opaque phytoclasts are generally dominant over the brown phytoclasts. There is no correlation between the ratio of plankton/sporomorphs and the ratio of AOM/phytoclasts, that is between the marine/terrestrial ratios in the palynomorph and total kerogen fractions. There is no significant difference in the character of the phytoclast assemblages between the studied two formations, probably because both represent relatively distal facies.

b) Rock Eval data

The Rock Eval data for the studied two formations are compared in Table 1. See details about the Argiles de Châtillon Formation in Tribouvillard *et al.* (2001).

	TOC (wt.%)	HI (mg HC per g TOC)	Tmax (°C)
Argiles de Châtillon Fm.	1 - 8	80 - 556	411-453 (mean 423)
Bancs Jumeaux Fm.	1 - 2	150 - 360	420-430

Table 1. — Range values for the Rock Eval parameters of the Argiles de Châtillon and Bancs Jumeaux formations

2) Geochemistry

a) Major elements

The geochemical composition of the studied two formations is compared in fig. 3 for selected elements. The overall carbonate content of the Bancs Jumeaux is higher than that of the Argiles de Châtillon, producing an inverse variation in Al content. Except for the sandstone level at the very base of the Argiles de Châtillon Formation, the Ti/Al ratio is homogeneous for both formations, suggesting a constant source of terrigenous supply. The Si/Al and K/Al ratios are also rather uniform and similar within the clay-dominated intervals of both formations. The Fe/Al curves show that the sediments of both formations have the same relative iron content.

b) Sulphur content

The total sulphur content was found to be higher in the Argiles de Châtillon Formation than in the Bancs Jumeaux Formation. The non-silicate bound fraction of iron ($Fe_{non-sil}$) was deduced using the formula: $Fe_{non-sil} = Fe_{total} - 0.22 \times Al$ (Hild & Brumsack, 1998), allowing an estimation of the fraction of iron present as pyrite, and consequently the fraction of sulphur that is associated with pyrite (S_{pyr}). The organic sulphur (S_{org}) content was determined by difference: $S_{org} = S_{total} - S_{pyr}$.

For the Argiles de Châtillon Formation, Tribouvillard *et al.* (2001) have shown that the organic S ranges up to 2% (whole rock) and the high ratios of S_{org} to TOC indicate that the paper shale lithofacies contains Type II-S kerogen *sensu* Orr (1986), *i.e.*, atomic S/C ratios >0.04. There is a clear correlation between the organic sulphur content and the orange AOM abundance for samples with TOC >2%. The S_{org} values also show a very strong correlation with the percentage orange AOM of the total marine AOM ($r^2 = 0.93$, $n = 18$; G, fig. 4). Samples without orange AOM do not contain any organic S using the methods employed. Finally, there is a clear correlation between the total sulphur content and the abundance of orange+brown AOM (F, fig. 4).

For the Bancs Jumeaux Formation, the weight ratio of pyrite Fe to total S is above 0.87 (pyrite stoichiometric value). In other words, the atomic ratio of pyrite Fe/S is above 0.5. This implies that there is a theoretical lack of sulphur relative to sulphide iron, and thus it may be deduced that organic S must be absent from the Bancs Jumeaux Formation, as suggested by the absence of orange AOM. The

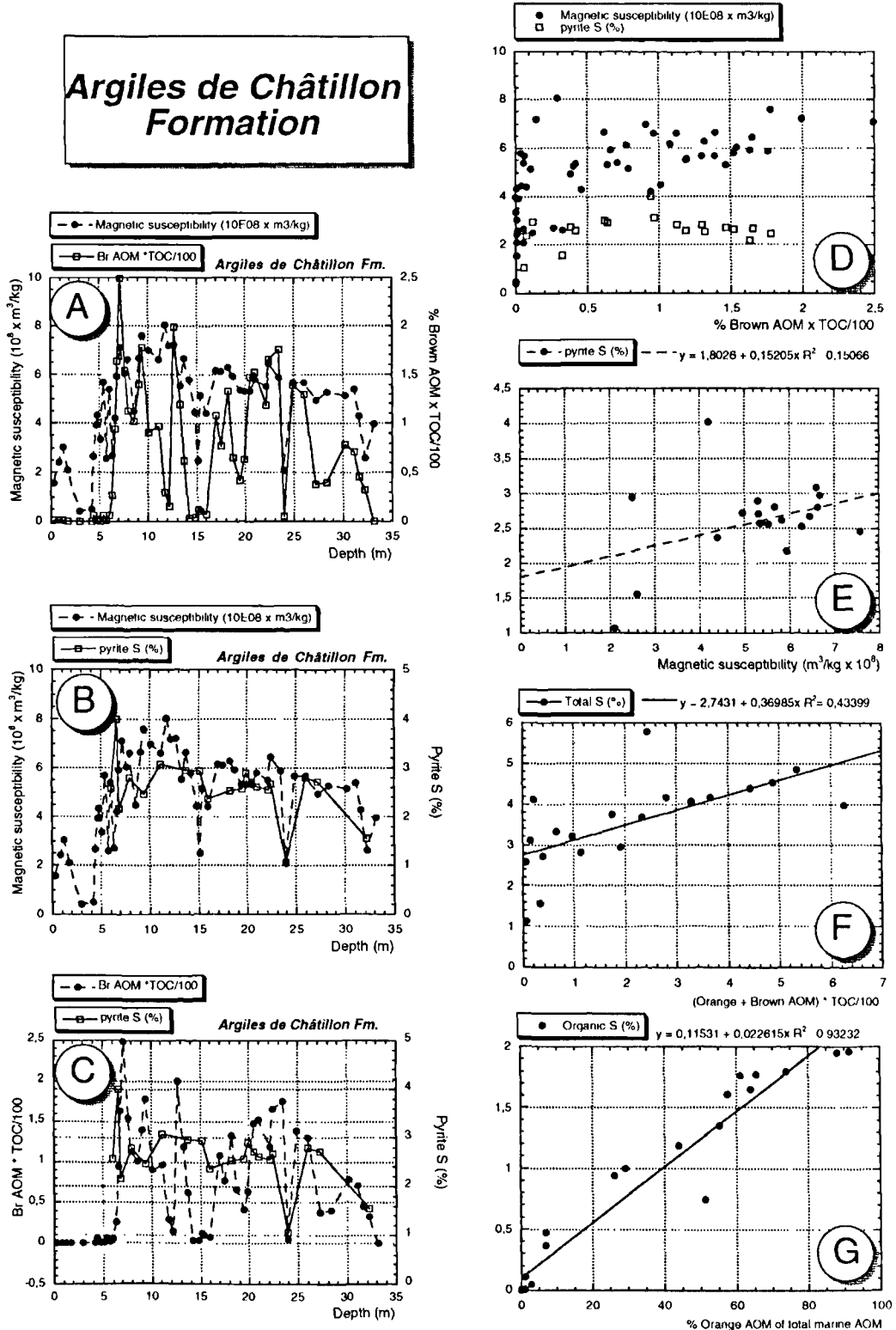


Fig. 4. — Magnetic susceptibility (MS), brown amorphous organic matter (AOM) abundance (expressed as % brown AOM \times TOC/100) and sulphur content relationship for the Argiles de Châtillon Formation. A: MS and brown AOM covariations with depth; B: MS and pyrite-S content covariations with depth; C: brown AOM content and pyrite-S content covariations with depth; D: brown AOM vs. pyrite-S content and MS crossplot; E: MS vs. pyrite-S content crossplot; F: Total (orange + brown) amorphous organic matter (AOM) content (expressed as orange+brown AOM \times TOC/100) vs. total S content crossplot; G: relative orange AOM abundance within total marine AOM (expressed as %orange AOM \times 100 / (%orange + brown AOM)) vs. organic sulphur content crossplot.

Bancs Jumeaux Formation

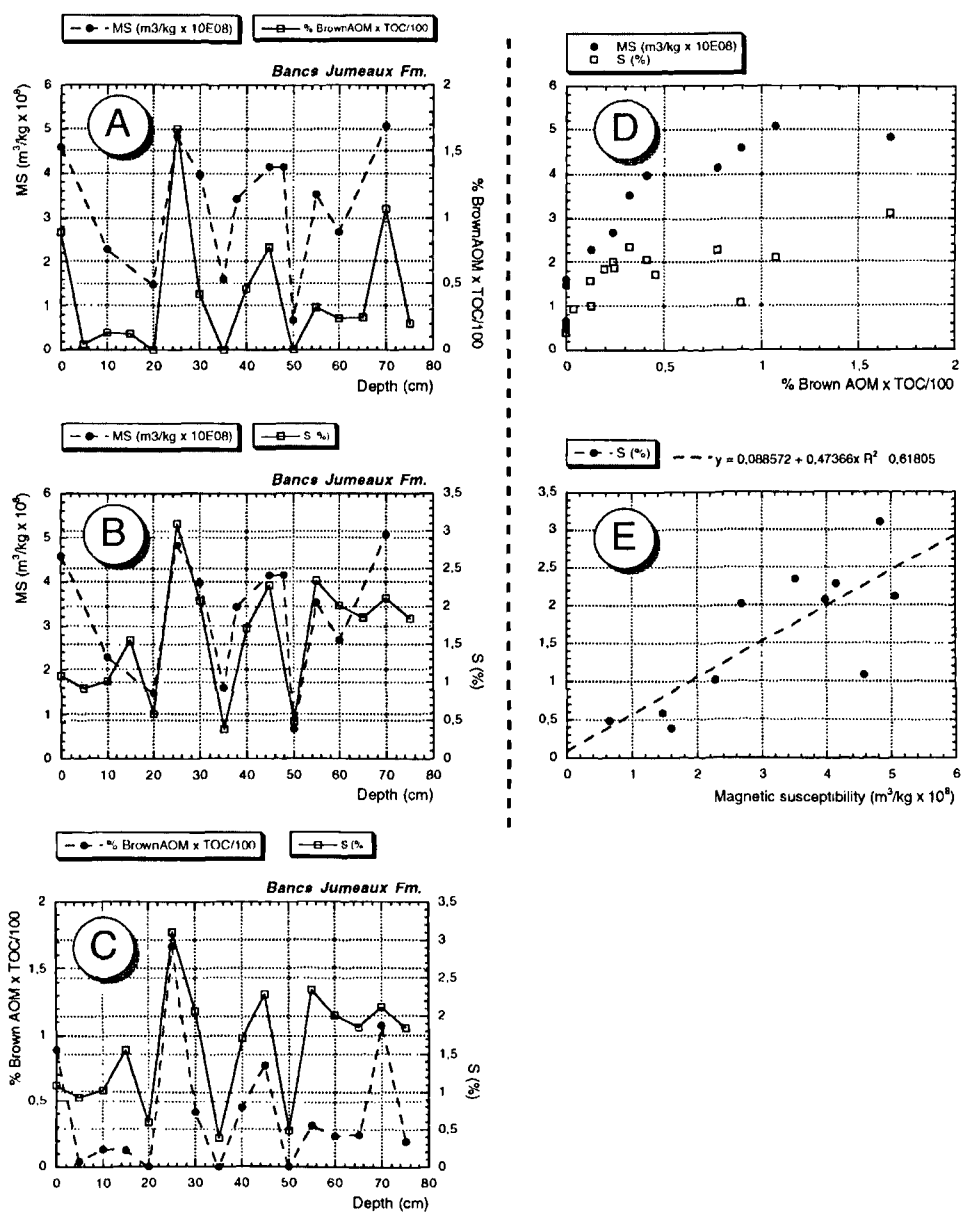


Fig. 5. — Magnetic susceptibility (MS), brown amorphous organic matter (AOM) abundance (expressed as % brown AOM x TOC/100) and sulphur content relationship for the Bancs Jumeaux Formation. A: MS and brown AOM covariations with depth; B: MS and S content covariations with depth; C: brown AOM content and S content covariations with depth; D: brown AOM vs. S content and MS crossplot; E: MS vs. S content crossplot.

relation between the abundance of brown AOM and total S content exists but is not well defined (D, fig. 5).

3) Magnetic susceptibility

A correlation is drawn between the MS and the Al content, representing the terrigenous fraction of the sediment (A, fig. 6). The correlation is better for the Argiles de

Châtillon samples than for the Bancs Jumeaux ones ($R^2 = 0.93$ and 0.66 , respectively).

A relation may be observed between MS and the weight percentage of brown AOM (expressed as %Brown AOM x TOC / 100; B, fig. 6, A & D, fig. 4, A & D, fig. 5). The covariations of both parameters are clearer in the case of the Bancs Jumeaux (A, D, fig. 5) than that of the Argiles de Châtillon (A & D, fig. 4). The same is true for the relation

between MS vs. S abundance (B & E, fig. 4, B & E, fig. 5), and brown AOM vs. S abundance (C & D, fig. 4, C & D, fig. 5). So the three parameters MS, S abundance and brown AOM abundance seem to be linked, especially in the case of the Bancs Jumeaux Formation. The diagram brown AOM vs. Al content (not shown) indicates a poor correlation for both formations ($R^2 = 0.24$ and 0.55 for the Argiles de Châtillon and Bancs Jumeaux, respectively). So, brown AOM abundance does not depend on the proportion of the terrigenous fraction of the sediments, in contrast to MS. Consequently, the covariations observed for MS and brown AOM abundance are not induced by the fluctuations of the land-derived fraction and the cause for this link between the OM parameters, S abundance and MS may be looked for.

VI. — INTERPRETATION

The clay fraction of the sediments was shown to be the main carrier phase for MS in the case of the Argiles de Châtillon Formation (Tribovillard *et al.*, 2002). This is shown by the positive correlation between Al (proxy for aluminosilicates) and MS. This correlation is poorer in the case of the Bancs Jumeaux Formation, indicating an additional influence on the magnetic susceptibility signal in that case.

As reported above, the three parameters MS, brown AOM and S abundances appear to be linked, especially in the case of the Bancs Jumeaux. Organic matter alone has no influence on MS but brown AOM is known to be the result of selective preservation processes (see above). This means that this type of AOM is the refractory part, resistant to total bacterial degradation of an initially more abundant OM that has partially disappeared. In other words, the presence of abundant brown AOM implies the previous massive destruction of marine OM (Lallier-Vergès *et al.*, 1993, 1997). The main mechanism of marine OM degradation below the water-sediment interface is usually bacterially-mediated sulphate-reduction reaction (Lallier-Vergès *et al.*, 1993, 1997). The by-product of such reactions is sulphide ions ($\text{HS}^-/\text{H}_2\text{S}$) that may generate in turn the precipitation of iron sulphides within the sediments when reactive iron is available; (Raiswell and Canfield, 1998; Canfield, 1994; Coleman and Raiswell, 1995). Thus, the accumulation of brown AOM must have been accompanied by sulphate-reduction reactions that led to the precipitation of iron sulphides (explaining the covariations of brown AOM and S, proxy for iron sulphides). These iron sulphides have in turn the observed influence on the MS of the rocks producing covariations of S vs. MS. Thus, the covariations of MS vs. brown AOM is then explained.

Despite the fact that both formations were deposited in similar paleoenvironments, they differ significantly in their organic facies: the organic-rich shales of the Argiles de Châtillon (>2% TOC) are progressively enriched in orange AOM and organic sulphur, while the more "normal" shales of the Bancs Jumeaux, with TOC values of 2 or less, have only brown AOM and no organic sulphur. The presence of orange AOM is a salient feature of the Argiles de Châtillon Fm., but no relation between its abundance and the MS signal is observed (Tribovillard *et al.*, 2002). As reported above,

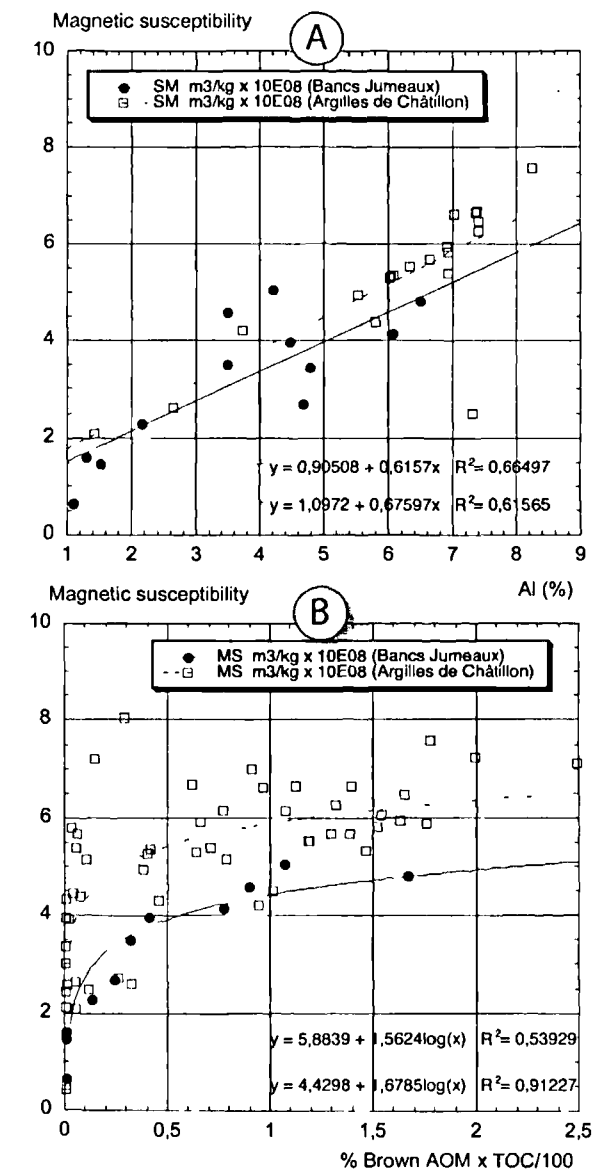


Fig. 6. — Al content vs. magnetic susceptibility (MS) crossplot (A), and brown amorphous organic matter (AOM) abundance vs. magnetic susceptibility (MS) crossplot (B) for both formations.

orange AOM results from sulphurisation, *i.e.*, the incorporation of reduced species of sulphur, released by sulphate reduction. In that case, sulphide ions can react with OM (lipids, maybe carbohydrates) because they are not entirely trapped as iron sulphide (Curtis, 1987a & b; Zaback and Pratt, 1992; Tribovillard *et al.*, 1994; Van Kaam-Peters *et al.*, 1998). The limiting factor preventing iron-sulphide precipitation and allowing sulphur incorporation to OM is reactive-iron availability. Reactive iron is usually present in the depositional environment as oxyhydroxide or mineral-grain coatings, or organic-metal complexes (Raiswell and Canfield, 1998; Canfield *et al.*, 1992; Canfield, 1994). Iron shortage may be absolute or relative, that is, caused either by the relatively lower land-derived products, *e.g.*, in the case of carbonate sedimentation or of reduced sedimentation rates

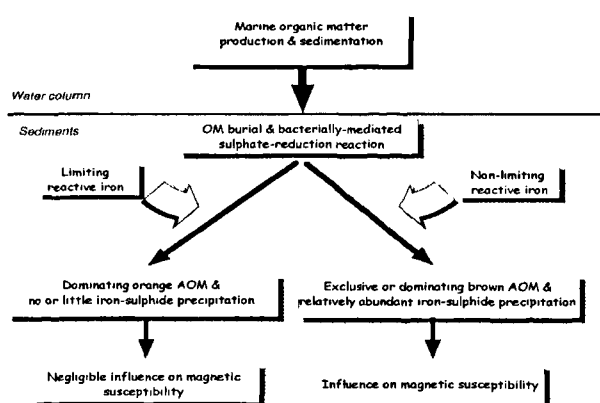


Fig. 7. — Schematic illustration of the possible role of reactive iron in the series of processes leading to the precipitation of iron sulphides, which in turn has an influence upon the magnetic parameters of rocks. OM: organic matter, AOM: amorphous organic matter.

(transgressive systems tracts and maximum flooding surfaces), or by its relative scarcity regarding overwhelming sulphide-ion amounts, released by intense OM bacterial degradation (sulphate reduction), e.g., in the case of high productivity in surface waters (Tribovillard *et al.*, 1994; Mongenot *et al.*, 1996; Raiswell and Canfield, 1998). In other words, in the orange AOM-rich levels of the Argiles de Châtillon Formation, the intense sulphate-reduction reactions (triggered by abundant marine OM) did not lead to the formation of iron-rich minerals influencing the MS signal, and this is the reason why no relation can be observed between orange AOM abundance and MS.

These observations are illustrating the crucial role of iron in the OM early diagenesis. When reactive iron is present and OM moderately abundant (low to medium productivity and/or dilution by inorganic fraction and/or marked organic decay prior to burial), early diagenesis may generate the formation of brown AOM accompanied by iron sulphide precipitation. However, when OM is abundant to very abundant (strong production, low dilution, appropriate burial conditions), reactive iron may become progressively limiting, sulphide ions may react with organic molecules. Thus, orange AOM may form and iron shortage prevents or hampers iron-sulphide precipitation.

This schematic model is well illustrated by the contrasting studied formations. The analyses of the samples from the Argiles de Châtillon and Bancs Jumeaux show similar Fe/Al values for both formations. However, OM is much more abundant in the Argiles de Châtillon than in the Bancs Jumeaux. Thus, the reactive-iron consumption, induced by OM degradation, must have been very strong in the case of the former formation, and reactive iron became

limiting. Consequently, iron sulphides did not form proportionally to OM abundance. In contrast, reactive iron was not limiting in the case of the Bancs Jumeaux and iron sulphides could form proportionally to brown AOM abundance. This explains why better correlations are observed between brown AOM content, MS and S content (proxying for iron sulphides) in the case of the Bancs Jumeaux rather than in that of the Argiles de Châtillon. Conversely, as iron sulphide formation in proportion to brown AOM abundance was hindered in the Argiles de Châtillon, the MS signal is more influenced by the clay-mineral content (better correlation between Al content and MS in the case of the Argiles de Châtillon than in that of the Bancs Jumeaux).

VII. — CONCLUSION

In the studied two formations, the MS signal of the sedimentary rocks has been governed by two factors: the abundance of the land-derived clay minerals, and the variable occurrence of iron sulphides (fig. 7). In the present case, this second factor is directed by the type of diagenetic mechanism affecting marine OM. Both factors may act with contrasting importance. When the sulphate-reduction reactions led to the formation of brown AOM, this phenomenon was accompanied by iron-sulphide formation, which influenced the MS signal. When reactive iron was not limiting, the iron sulphides could form in proportion to brown AOM abundance (Bancs Jumeaux). When iron is partially limiting, such proportionality is less marked (samples of the Argiles de Châtillon dominated by brown AOM). As the sulphate-reduction reactions ended with the formation of orange AOM, the sulphide ions were dominantly incorporated to the organic molecules and did not form major iron-sulphide phases. Hence no additional effect was brought to the MS signal (samples of the Argiles de Châtillon with dominating orange AOM).

The results presented here are not restricted to the studied formations and may be extended to any other geological formation that contained OM by the time of the sediment deposition.

This study highlights the possible influence of OM diagenesis (involving reactive iron availability) on the magnetic properties of sedimentary rocks, even when the TOC is not particularly high. Magnetic susceptibility is increasingly used in paleoenvironmental reconstruction (the so-called environmental magnetism), but this paper shows that the study of the organic contents of sedimentary rocks may be a prerequisite to deciphering the information carried by magnetic susceptibility.

Acknowledgements. — We thank Benjamin Platkowski, Vincent Hanquiez, Philippe Recourt & Deny Malengros (Lille University), Jacques Morel (CRPG-Nancy) for technical assistance, and Richard Tyson & Jean-Robert Disnar for the fruitful exchanges that helped improve our comprehension of the phenomena.

BIBLIOGRAPHY

BIALKOWSKI, A., TRIBOVILLARD, N., VERGES, E., DECONINCK, J.-F., (2000). — Etude haute résolution de la distribution et de la granulométrie des constituants organiques

sédimentaires dans le Kimméridgien-Tithonien du Boulonnais (Nord de la France) — Application à l'analyse séquentielle. C.R. Acad. Sci. II, 331, 451-458.

- BOUSSAFIR, M., LALLIER-VERGÈS, E., BERTRAND PH., BADAUT-TRAUTH, D., (1994). — Structure ultrafine de la matière organique dans des roches mères du Kimméridgien du Yorkshire (UK). — *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 165, 353-361.
- BOUSSAFIR, M., GELIN, F., LALLIER-VERGÈS, E., DERENNE, S., BERTRAND, PH., LARGEAU, C., (1995a). — Electron microscopy and pyrolysis of kerogens from the Kimmeridge Clay Formation, UK: source organisms, preservation processes and origin of microcycles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 3731-3747.
- BOUSSAFIR, M., LALLIER-VERGÈS, E., BERTRAND, PH., BADAUT-TRAUTH, D., (1995b). — SEM and STEM studies on isolated organic matter and rock microfacies from a short-term organic cycle of the Kimmeridge Clay Formation (Yorkshire, UK). — In: Lallier-Vergès, E., Tribovillard, N.-P., Bertrand, Ph. (eds.), *Organic matter accumulation. Lecture Notes in Earth Sciences*, 57, Springer, pp. 15-30.
- CANFIELD, D.E., (1994). — Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chem. Geol.* 114, 315-329.
- CANFIELD, D.E., RAISWELL, R., BOTTRELL, S., (1992). — The reactivity of sedimentary iron minerals toward sulfide. *Am. J. Sci.*, 292, 659-683.
- COLEMAN, M.L., RAISWELL, R., (1995). — Source of carbonate and origin of zonation in pyritiferous carbonate concretion — evaluation of a dynamic model. *Am. J. Sci.*, 295, 282-308.
- CRICK, R.E., ELWOOD, B.B., EL HASSANI, A., FEIST, R., HLADIL, J., (1997). — Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) of the Eifelian-Givetian GSSP and associated boundary sequences in North Africa and Europe. *Episodes*, 20, 167-175.
- CURTIS, CH., (1987a). — Mineral consequences of organic matter degradation in sediments: inorganic/organic diagenesis. In: Legett J.K., Zuffa G.G., (Eds.), *Marine clastic sedimentology*. Graham, Trotman, 108-123.
- CURTIS, CH., (1987b). — Données récentes sur les réactions entre matière organique et substances minérales dans les sédiments et sur leurs conséquences minéralogiques. In: Trichet J., (Ed.), *Sédimentologie de la matière organique*. Mém. Soc. Géol. France, 151, 127-141.
- DE LEEUW, J.W., SINNINGHE DAMSTÉ, J.S., (1990). — Organic sulfur compounds and other biomarkers as indicator of paleosalinity. In: Orr W.L. (Ed.), *Geochemistry of sulfur in fossil fuels*. ACS symposium series, 429, 417-443.
- DECONINCK, J.-F., GEYSSANT, J.R., PROUST, J.N., VIDIER, J.P., (1996). — Sédimentologie et biostratigraphie des dépôts kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 4, 157-170.
- DERENNE, S., LARGEAU, C., CASADEVALL, E., BERKALOFF, C., ROUSSEAU, B., (1991). — Chemical evidence of kerogen formation in source rocks and oil shales via selective preservation of thin resistant outer walls of microalgae: origin of ultralaminae. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 1041-1050.
- ESPITALIE, J., DEROO, G., MARQUIS, F., (1986). — La pyrolyse Rock Eval et ses applications. Part B - *Rev. Inst. Franç. Pétr.*, 40, 755-784.
- ESPITALIE, J., (1993). — Rock Eval pyrolysis. In: Bordenave, M.L., Ed., *Applied petroleum geochemistry*. Technip, Paris, 237-261.
- GELIN, F., VOLKMANN, J.K., LARGEAU, C., DERENNE, S., SINNINGHE DAMSTÉ, J.S., DE LEEUW, J.W., (1999). — Distribution of aliphatic, non-hydrolyzable biopolymers in marine microalgae. *Org. Geochem.*, 30, 147-159.
- GELIN, F., BOUSSAFIR, M., DERENNE, S., LARGEAU, CL., BERTRAND, PH., (1995). — Study of qualitative and quantitative variations in kerogen chemical structure along a microcycle: correlation with ultrastructural features. In: Lallier-Vergès, E., Tribovillard, N., Bertrand, Ph. (Eds.), *Organic matter accumulation. Lecture Notes in Earth Sciences*, 57, Springer, pp. 32-47.
- GEYSSANT, J.R., VIDIER, J.-P., HERBIN, J.-P., PROUST, J.N., DECONINCK, J.-F., (1993). — Biostratigraphie et paléoenvironnement des couches de passage Kimméridgien/Tithonien du Boulonnais (Pas de Calais): nouvelles données paléontologiques (ammonites), organisation séquentielle et contenu en matière organique. *Géologie de la France*, 4, 11-24.
- HERBIN, J. P., FERNANDEZ-MARTINEZ, J.L., GEYSSANT, J.R., EL ALBANI, A., DECONINCK, J.-F., PROUST, J.-N., COLBEAUX, J.-P., VIDIER, J.P., (1995). — Sequence stratigraphy of source rocks applied to the study of the Kimmeridgian/Tithonian in the north-west European shelf (Dorset/UK, Yorkshire/UK and Boulonnais/France). — *Mar. Petrol. Geol.*, 12, 177-194.
- HESSE, P. STOLZ, J.F., (1999). — Bacterial magnetite and the Quaternary climate record. in Maher, B.A. and Thompson, R. (eds.), *Quaternary climates, environments and magnetism*. Cambridge University Press, 163-197.
- HILD, E. BRUMSACK, H.-J., (1998). — Major and minor element geochemistry of Lower Aptian sediments from the NW German Basin (core Hoheneggelsen KB 40). — *Cretaceous Research*, 19, 615-633.
- LALLIER-VERGÈS, E., BERTRAND, P., HUC, A.Y., BÜCKEL, D., TREMBLAY, P., (1993). — Control of the preservation of organic matter by productivity and sulphate reduction in Kimmeridgian shales from Dorset (UK). — *Mar. Pet. Geol.*, 10, 600-605.
- LALLIER-VERGÈS, E., HAYES, J., TRIBOVILLARD, N., ZABACK, D., CONNAN, J., BERTRAND, P., (1997). — Productivity-induced cyclic sulfur enrichment of hydrocarbon-rich sediments from the Kimmeridge Clay Formation. *Chem. Geol.* 134, 277-288.
- LARGEAU, C., DERENNE, S., CASADEVALL, E., BERKALOFF, C., COROLLEUR, M., LUGARDON, RAYNAUD, J.F., CONNAN, J., (1990). — Occurrence and origin of "ultralaminar" structures in "amorphous" kerogens of various source rocks and oil shales. *Org. Geochem.*, 16, 889-895.
- MACHEL, H., (1995). — Magnetic mineral assemblages and magnetic contrasts in diagenetic environments — with implications for studies of paleomagnetism, hydrocarbon migration and exploration. In: Turner, P., Turner, A., Eds., *Paleomagnetic application in hydrocarbon exploration and production*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 98, 9-29.
- MAHER, B.A., THOMPSON, R., (1999). — Quaternary climates, environments and magnetism. Cambridge University Press, 642 p.
- MONGENOT, TH., TRIBOVILLARD, N.-P., DESPRAIRIES, A., LALLIER-VERGÈS, E., LAGGOUN-DEFARGE, F., (1996). Trace elements as paleoenvironmental markers in strongly mature hydrocarbon source rocks: the Cretaceous la Luna Formation of Venezuela. *Sedim. Geol.* 103, 23-37.
- OLDFIELD, F., (1999). — The rock magnetic identification of magnetic minerals and grain-size assemblage. In: Walden, J., Oldfield, F., Smith, J.P. (Eds.), *Environmental Magnetism: a practical guide*. Technical Guide 6, Quaternary Research Association, London, 98-112.

- OLDFIELD, F., (1991). — Environmental magnetism; A personal perspective, *Quaternary Science Reviews*, 10, 73-85.
- ORR, W.L., (1986). — Kerogen/asphaltene/sulfur relationships in sulfur-rich Monterey oils. In: Leythaeuser, D., Rullkötter, J. (Eds), *Advances in Organic Geochemistry 1985*, Pergamon, Oxford. *Organic Geochemistry*, 10, 499-516.
- PROUST, J.-N., (1994). — Notions élémentaires de stratigraphie séquentielle illustrées par un exemple. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 3, 5-25.
- PROUST, J.-N., DECONINCK, J.-F., GEYSSANT, J.R., HERBIN, J.-P., VIDIER, J.P., (1993). — Nouvelles données sédimentologiques dans le Kimmériidgien et le Tithonien du Boulonnais (France). — *C. R. Acad. Sci. II*, 316, 363-369.
- PROUST, J.-N., DECONINCK, J.-F., GEYSSANT, J.R., HERBIN, J.-P., VIDIER, J.P., (1995). — Sequence analytical approach to the Upper Kimmeridgian-Lower Tithonian storm-dominated ramp deposits of the Boulonnais (Northern France). — A landward time-equivalent to offshore marine source rocks. *Geol. Rundsch.*, 84, 255-271.
- RAISWELL, R., CANFIELD, D.E., (1998). — Sources of iron for pyrite formation in marine sediments. *Amer. J. Sci.*, 298, 219-245.
- ROBERTS, A.P., STONER, J.S., RICHTER, C., (1999). — Diagenetic magnetic enhancement of sapropels from the eastern Mediterranean Sea. *Mar. Geol.*, 153, 103-116.
- ROBINSON, S.G., MASLIN, M.A., MCCAVE, I.N., (1995). — Magnetic susceptibility variation in upper Pleistocene deep sea sediments of the NE Atlantic: implications for ice rafting and paleocirculations at the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 10, 221-250.
- ROBINSON, S.G., SAHOTA, J.T.S., OLDFIELD, F., (2000). — Early diagenesis in North Atlantic abyssal plain sediments characterized by rock-magnetic and geochemical indices. *Mar. Geol.*, 163, 77-107.
- ROBINSON, S. G., (2001). — Early diagenesis in an organic-rich turbidite and pelagic clay sequence from the Cape Verde Abyssal Plain, NE Atlantic: magnetic and geochemical signals. *Sedim. Geol.*, 143, 91-123.
- ROBINSON, S.G., SAHOTA, J.T.S., OLDFIELD, F., (2000). — Early diagenesis in North Atlantic abyssal plain sediments characterized by rock-magnetic and geochemical indices. *Mar. Geol.*, 163, 77-107.
- ROCHETTE, P., JACKSON, M., AUBOURG, C., (1992). — Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, 30, 209-226.
- SAGNOTTI, L., MACRÍ, P., CAMERLENGHI, A., REBESCO, M., (2001). — Environmental magnetism of Antarctic Late Pleistocene sediments and interhemispheric correlation of climatic events. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192, 65-80.
- SINNINGHE DAMSTÉ, J.S., RIJSTRA, W.I.C., DE LEEUW, J.W., SCHENCK, P.A., (1989). — The occurrence and identification of series of organic sulfur compounds in oils and sediment extracts: II. their presence from hypersaline and non-hypersaline paleoenvironments and possible application as source, paleoenvironmental and maturity indicators. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1323-1342.
- TARLING, D.H., TURNER, P., (1999). — Paleomagnetism and diagenesis in sediments. *Geological Society Special Publication*, 151, London.
- TEGELAAR, E.W., DE LEEUW, J.W., DERENNE, S., LARGEAU, C., (1989). — A reappraisal of kerogen formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 3103-3106.
- THOMPSON, R., OLDFIELD, F., (1986), *Environmental magnetism*. Allen and Unwin, London 227 p.
- TRIBOVILLARD, N., BIALKOWSKI, A., TYSON, R.V., LALLIER-VERGÈS, E., DECONINCK, J.-F., (2001). — Organic facies and sea level variation in the Late Kimmeridgian of the Boulonnais area (northernmost France). — *Mar. Petrol. Geol.* 18, 371-389.
- TRIBOVILLARD, N., DESPRAIRIES, A., LALLIER-VERGES, E., BERTRAND, PH., (1994). — Sulfur incorporation of lipidic organic matter in reactive-iron deficient environments: a possible enhancement for the storage of hydrogen-rich organic matter. *C. R. Acad. Sci. II*, 319, 1199-1206.
- TRIBOVILLARD, N., AVERBUCH, O., BIALKOWSKI, A., DECONINCK, J.-F., (2002). — The influence of the early diagenesis of marine organic matter on the magnetic-susceptibility signal of sedimentary rock. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 173, 295-306.
- TRIBOVILLARD, N., DESPRAIRIES, A., LALLIER-VERGES, E., BERTRAND, P., (1994b). — Sulfur incorporation of lipidic organic matter in reactive-iron deficient environments: a possible enhancement for the storage of hydrogen-rich organic matter. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, 1199-1206.
- TYSON, R.V., (1995). — Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies. Chapman, Hall, London, 615 p.
- VAN KAAM-PETERS, H.M.S., SCHOUTEN, S., KÖSTER, J., SINNINGHE DAMSTÉ, J.S., (1998). — Controls on the molecular and carbon isotopic composition of organic matter deposited in a Kimmeridgian euxinic shelf sea: evidence for carbohydrate preservation through sulfurisation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 3259-3283.
- WALDEN, J., (1999). — Magnetic measurements. In: Walden J., Oldfield F., Smith J.P. (Eds.), *Environmental Magnetism: a practical guide*. Technical Guide 6, Quaternary Research Association, London, 63-87.
- WALDEN, J., OLDFIELD, F., SMITH J., (1999). — *Environmental magnetism: a practical guide*. Technical Guide # 6, Quaternary Research Association, London, 243 p.
- WIGNALL, P.B., (1991). — Test of the concepts of sequence stratigraphy in the Kimmeridgian (Late Jurassic) of England and northern France. *Mar. Petrol. Geol.*, 8, 430-441.
- WIGNALL, P.B., NEWTON, R., (2001). — Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. *Sedim. Geol.*, 144, 335-356.
- WILLIAMS, C.J., HESSELBO, S.P., JENKYN, H.C., MORGANS-BELL, H.S., (2001). — Quartz silt in mudrocks as a key to sequence stratigraphy (Kimmeridge Clay Formation, Late Jurassic, Wessex Basin, UK. *Terra Nova*, 13, 449-455.
- ZABACK, D.A., PRATT, L.M., (1992). — Isotopic composition and speciation of sulfur in the Miocene Monterey Formation, Re-evaluation of sulfur reaction during early diagenesis in marine environments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 763-774.

LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE ET LES TERRASSES FLUVIATILES QUATERNAIRES DU BASSIN DES DOUKKALA (MESETA MAROCAINE OCCIDENTALE): GEOMORPHOLOGIE, SEDIMENTOLOGIE ET TECTONIQUE.

The hydrographic network and quaternary benches of the basin of Doukkala (Meseta Western Moroccan): geomorphology, sedimentology and tectonics.

par Mohamed. OUADIA (*) et M. ABERKAN (**)

Résumé. — L'étude géomorphologique et sédimentologique que nous avons entreprise sur le réseau hydrographique et les formations fluviales quaternaires des Doukkala a montré, 1) que le caractère actuel, "pseudoendoréique", de la plaine des Doukkala ne l'était pas au début de l'individualisation du réseau hydrographique quaternaire dans cette zone, 2) que cet endoréisme n'est pas dû seulement à l'effet d'obstacle que jouent les dunes du Sahel, mais plutôt à son évolution suite à l'influence de plusieurs paramètres (géomorphologique, géologique, tectonique et climatique).

Abstract. — The geomorphological and sedimentological study that we undertook on the hydrographic network and the quaternary fluvial formations of Doukkala showed: 1) that the present character, "almost endoreic", of the plain of the Doukkala was not him in the beginning of the individualization of the quaternary hydrographic fluvial in this zone, 2) and which this endoreism is not due only to the effect of obstacle which the dunes of the Sahel play, but rather with its evolution following the influence of several parameters (geomorphological, geological, tectonic and climatic).

I. — INTRODUCTION

Selon Gigout (1951) et Choubert (1955), l'arrêt du fonctionnement du réseau hydrographique en aval de la plaine des Doukkala est dû principalement au facteur géomorphologique. Il s'agit pour ces auteurs de l'obstacle qu'ont pu jouer les dunes consolidées du Sahel. Toutefois, Ferré et Ruhard (1975) ont pu montrer que le facteur principal qui empêche les eaux des crues des oueds des Doukkala d'arriver jusqu'à l'Océan atlantique est le facteur climatique, étant donné que l'évaporation reprend 99 % dans la plaine des Doukkala et 94 % dans le Sahel des eaux sauvages.

Outre le facteur géomorphologique, notre étude multidisciplinaire nous permet de mettre en évidence que l'arrêt du fonctionnement du réseau hydrographique, en particulier en aval de la plaine des Doukkala, est contrôlé par d'autres paramètres (géologique, tectonique et climatique). Ceux-ci ont une action sur l'évolution de ce réseau et les terrasses fluviales quaternaires des Doukkala.

En outre, les terrasses fluviales de ces oueds, alimentées essentiellement de terrains métamorphiques (quartzites et schistes) du massif des Réhamna et de phosphates du plateau du Gantour, ne sont pas étudiées par Saaidi E. K. (1979) qui s'est intéressé uniquement aux terrasses fluviales de l'Oum Rbia.

II. — SITUATION GEOGRAPHIQUE ET ASPECT GEOMORPHOLOGIQUE DES DOUKKALA

Le pays des Doukkala, faisant partie de la Méséta côtière marocaine s'étend entre la vallée de l'Oued Oum Rbia au Nord et le massif des Réhamna au Sud Est. Il peut être partagé en deux parties inégales: le Sahel ou pays de dunes consolidées plio-quaternaires, qui longe la côte, et les Doukkala sensu stricto (vaste zone aplanie, affectée de faibles reliefs et formée de dépôts continentaux quaternaires (colluvions, terrasses fluviales et limons). Cette zone est incisée par des vallées et des thalwegs quaternaires (fig. 1) dont certains fonctionnent encore et d'autres, en particulier en aval de la plaine, sont pratiquement fossilisés. Au centre de la plaine, sont étalées des terrasses fluviales quaternaires anciennes relativement développées. La topographie des Doukkala est assez contrastée. En amont, dans le massif des Réhamna, la pente du lit des oueds (6 %) est relativement forte, à son piedmont. Lorsqu'on arrive au niveau de la plaine, la pente chute rapidement (environ 1 %). Par contre, vers la côte, la pente du lit augmente légèrement à cause de la présence des reliefs dunaires du Sahel. Les Doukkala sont aussi caractérisés par l'abondance des dayas ou "lacs temporaires" et des dolines et d'avens résultant d'un soutirage karstique intense. Cette dernière est favorisée par la nature lithologique du substratum (calcaire) et par la difficulté d'écoulement des eaux de surface (vitesse d'écoulement faible en relation avec une pente faible

(*) Université Chouaïb Doukkali, Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. 20, El Jadida, MAROC. E-mail : mohamed_ouadia@hotmail.com; ouadia@ucd.ac.ma

(**) Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Département de Géologie, Av. Ibn Batouta, B.P. 1014, Rabat, MAROC. E-mail : aberkan@fsr.ac.ma; ma_aberkan@yahoo.fr

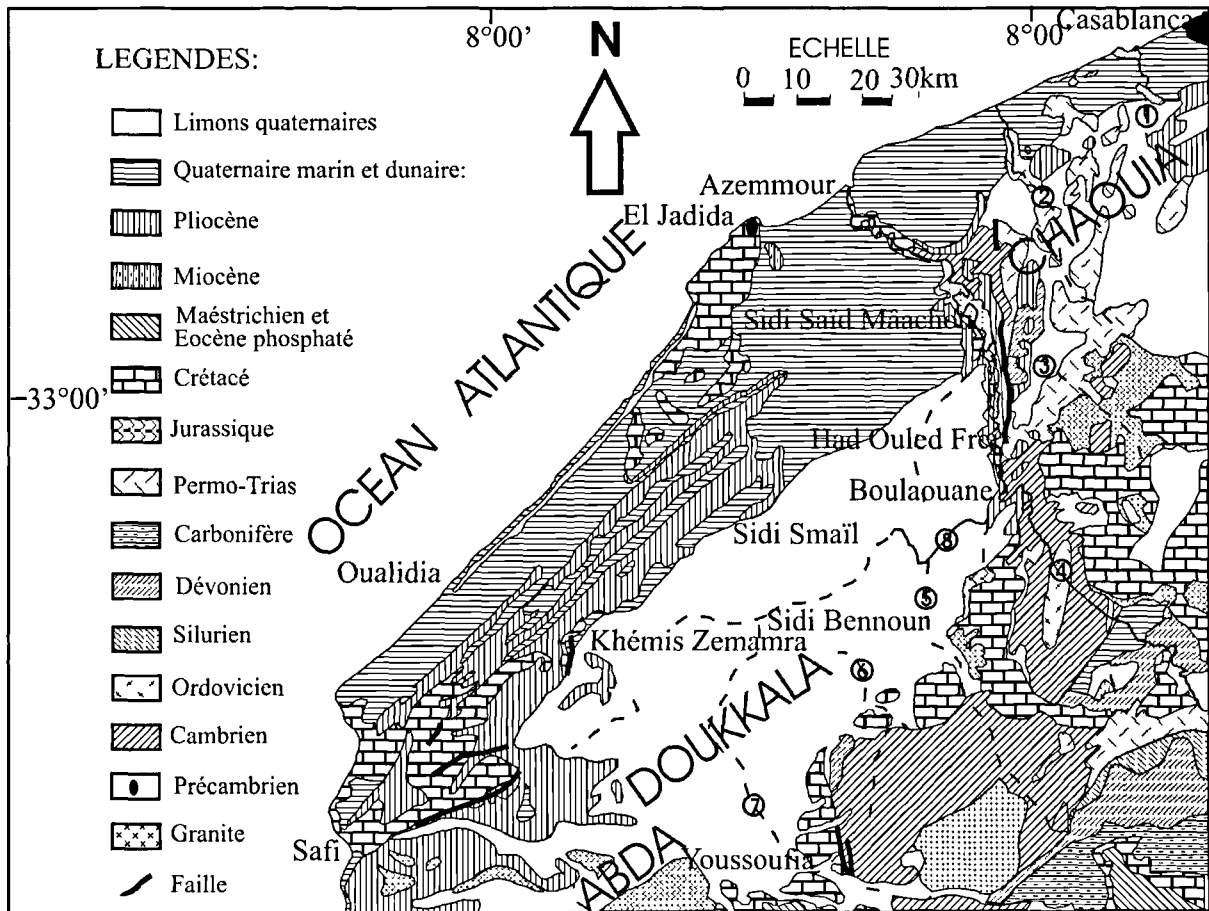


Fig. 1. — Situation géographique de la zone étudiée avec le réseau hydrographique
Oueds: 1: Merzeg, 2: Hawara, 3: Tiouright, 4: Oum Rbia, 5: M'Tal, 6: Grandou, 7: Bouchane, 8: Faregh,

Fig. 1. — Geographical situation of the studied zone with the hydrographic network

et présence d'un écran à l'écoulement que forment les dunes de Sahel : (fig. 2)) ce qui provoque une stagnation des eaux et ensuite une infiltration des eaux (n'ayant pas pu subir l'évaporation) et une dissolution assez poussée du substratum calcaire.

III. — RESEAU HYDROGRAPHIQUE

1) Réseau hydrographique actuel

Tous ces oueds sont temporaires dont deux principaux (fig. 1): l'Oued Faregh et l'Oued Bouchane et d'autres moins importants: l'Oued Aouja, l'Oued Souani, l'Oued M'Tal, l'Oued Grandou (Ouadia et Aberkan, 1999) et l'Oued Fel-Fel. Le dessin des vallées est complexe. Il existe de nombreux thalwegs morts, constituant une suite de dépressions plus ou moins fermées et sans exutoire vers l'océan atlantique. En amont du bassin, ces oueds n'ont pas de débit d'étiage et l'écoulement ne s'effectue que sous forme de crues brèves et violentes. Ils sont complètement à sec pendant la saison sèche et capables, après les pluies, d'accumuler une grande quantité d'alluvions sur leurs lits majeurs. Un seul oued possède un

exutoire: l'Oued Faregh qui se jette dans l'Oum Rbia. Les autres oueds se perdent dans la plaine, qui constitue un bassin presque fermé "pseudo-endoréique". L'Oued Bouchane répartit ses eaux entre les dayas Fertouaou et Ourar. En avançant dans la plaine: les pentes diminuent, les vallées deviennent moins encaissées, les débordements et les diffluences se multiplient. Les éléments qui conditionnent l'écoulement sont, outre l'intensité de la pluie (Ferré et Ruhard, 1975), les dayas ou mares temporaires qui occupent les points bas de la topographie et les dolines ou avens susceptibles d'absorber une partie du débit de surface. Les eaux provoquent, faute de possibilités naturelles d'écoulement direct vers l'océan atlantique lors des crues, une stagnation caractéristique en surface dans des dayas ou lacs temporaires. Les eaux de l'Oued Fel-Fel menacent El Jadida, en cas de crues exceptionnelles (cas de la crue du 20 et 21 janvier 1996 qui a causé des dégâts énormes à cause des précipitations ayant atteint 233 mm en 48 heures).

2) Réseau hydrographique quaternaire

Ce réseau hydrographique, lui aussi, est complexe dans le détail (fig. 1) avec de nombreuses diffuences et confluences. Il est déduit à partir de la répartition des vallées et des bras



Fig. 2. — Photo d'un exemple de cordon dunaire du Sahel (obstacle aux écoulements superficiels vers l'Océan atlantique) ; (a) : Flanc Est du cordon

Fig. 2. — Photograph of an example of cord dunaire of the Sahel (obstacle to the surface flows towards the atlantic ocean) ; (a) Estern side of the cord.

morts ainsi que des terrasses fluviatiles quaternaires. Il ne présentait que deux exutoires: L'Oued Faregh qui se jette actuellement à Oued Oum Rbia et l'Oued Fel-Fel ou "rivière d'El Jadida" qui devait couler avant l'établissement d'un système d'épandage de crues sur l'Oued Bouchane. Sa vallée est entaillée dans les cordons dunaires du Sahel. Quant aux terrains affleurant dans son bassin versant, ils sont dominés essentiellement, par les quartzites et les schistes du massif des Réhamna.

IV. — LES TERRASSES FLUVIATILES

Elles sont, relativement, développées au centre de la plaine où on distingue trois terrasses fluviatiles quaternaires qui s'atténuent vers l'aval où les thalwegs sont morcelés et toujours à sec, de la plus ancienne à la plus récente on a: T3, T2 et T1 et une terrasse subactuelle (T0). (leurs altitudes à M'Tal, par exemple, sont respectivement : 210 m, 207 m, 206 m et 205 m).

1) Lithostratigraphie

- T3 - C'est la terrasse la plus développée. Elle est formée en bas de conglomérat (3 m) peu consolidé et ensuite de limons argileux au sommet (1,5 m). Les galets sont légèrement orientés. Au sommet, on a une stratification horizontale et la présence de quelques coquilles de Gastéropodes pulmonés parfois entières. Au milieu, se trouve un niveau sableux plus ou moins riche en argiles grisâtres (30 cm) et en sables lavés qui peut représenter un niveau paléolacustre à Oued Bouchane, au dessus duquel se trouvent deux autres niveaux rouges bruns à bruns foncés du fait de l'influence des oxydes de Fe et de Mn. A Oued Grandou, on note la présence des ossements à la base de T3. Cependant,

les colluvions sous-jacents à cette terrasse (Oued M'Tal) ont livré aussi des ossements de mammifères (dents, os longs...etc.).

- T2 - Elle est relativement moins développée que la terrasse T3. Sa puissance peut atteindre 3 m, elle est conglomératique à la base et limono-argileuse au sommet. Le conglomérat de la base n'est pas très consolidé. On note une tendance à une diminution de la taille des galets de la base vers le sommet. Dans la partie sommitale, on remarque la présence de quelques coquilles de Gastéropodes (pulmonés terrestres, entières ou brisées). Cette terrasse montre une stratification oblique et entrecroisée et renferme des ossements, des céramiques et des outils (surtout sur éclats) en silex.

- T1 - Elle est moins développée que T3 et T2. Sa puissance peut atteindre 1 m. Elle est formée à la base de conglomérat moins consolidé et au sommet de sédiments limono-argileux. Les galets sont de taille relativement supérieure à celle des galets de la terrasse T3 et T2. Cette terrasse présente des ossements, des céramiques et des outils en silex.

En conclusion, on peut retenir que la terrasse T3 est plus développée que les autres. La texture, relativement moins grossière, de ses dépôts, la présence de traces d'oxyde de Fe et de Mn et d'ossements de mammifères la différencient des autres terrasses et reflètent sa mise en place au cours des conditions climatiques relativement humides.

2) Sédimentologie

Les méthodes utilisées pour l'étude sédimentologique du dépôts des terrasses fluviatiles sont celles de Tricart et al. (1955), Vatan (1967), Parfenoff et al. (1970) et Berthois (1975).

a) *Morphométrie et pétrographie des galets*

De point de vue morphométrique, la valeur de l'indice d'aplatissement des galets est en gros au tour de 2. Les valeurs les plus élevées sont celles des terrasses de l'Oued Bouchane. Quant à leur indice d'éroussé (fig. 3), il varie au tour de 150, ses valeurs relativement les plus faibles enregistrées sont celles des terrasses de l'Oued Bouchane. Quant à la faible variation de la valeur de cet indice de la terrasse T3 à la terrasse T0, elle peut refléter la proximité des provinces émettrices et par conséquent la courte distance parcourue par le matériel alluvial. Concernant le cortège pétrographique des galets, il montre une dominance des roches métamorphiques dont le pourcentage dépasse pour tous les oueds 50 %. Elles sont suivies du quartz, des grès, des calcaires et en fin du silex. On note que le silex, quoi que son pourcentage est faible (6 % en moyenne), caractérise les terrasses fluviales de l'Oued Bouchane.

b) *Taux des carbonates, granulométrie, morphoscopie et minéraux lourds de la fraction sablo-limoneuse*

Le taux des carbonates est relativement faible (fig. 4). Il oscille au tour de 5 %. On remarque une tendance à une diminution de celui-ci de T3 à T0 (à l'exception de T0 de l'Oued Faregh). De point de vue granulométrique, la médiane varie au tour de 200 µm. C'est dans la terrasse T3 que ses valeurs les plus faibles sont enregistrées. Ceci est valable presque pour tous les oueds. Le sorting index (SO) oscille au tour de 1,25. Contrairement à la médiane, c'est au niveau de la T0 où sont enregistrées ses valeurs les plus faibles. Concernant l'étude morphoscopique, les grains de quartz les plus dominants sont les éroussés luisants (55 % en moyenne), suivis (selon les oueds) des ronds mats ou des non usés. Le pourcentage des grains de quartz ronds mats tend à augmenter des terrasses des oueds du Sud (Bouchane et Grandou) aux terrasses des oueds du Nord (M'Tal et Faregh). On remarque aussi que de la terrasse T3 à la terrasse T0, le pourcentage des grains de quartz ronds mats tend à augmenter (à l'exception de l'Oued Faregh). Le cortège des minéraux lourds (fig. 5) est dominé surtout par les minéraux métamorphiques (dépassant dans la plupart des cas 40 %: micas suivis de l'andalousite et de la staurotide). En deuxième position, on a la staurotide et le grenat à Oued Bouchane, l'andalousite à Oued Grandou et à Oued M'Tal et le grenat à Oued Faregh. La teneur pondérale varie au tour de 30 %, elle montre, en général, une tendance à une diminution de T3 à T0. Les terrasses de l'Oued Faregh se distinguent des autres par leur faible valeur de la TP. L'indice de maturité varie au tour de 0,05. Ses valeurs tendent généralement à une diminution de T3 à T0.

c) *Interprétation*

La taille des galets et des sédiments sablo-limoneux (médiane forte) et la valeur faible de l'indice d'éroussé des galets et du sorting index de la fraction sablo-limoneuse témoignent d'un sédiment peu classé; tandis que le passage brutal des niveaux à conglomérat à des niveaux sablo-limoneux et la présence d'une stratification horizontale pour la terrasse T3 et oblique pour la terrasse T2 révèlent une irrégularité du régime des oueds et la tendance à l'accroissement de l'intensité de la dynamique (de T3 à T0). La prédominance des galets et des minéraux métamorphiques (micas, andalousite et staurotide) pour tous les oueds prouve qu'une grande partie des matériaux des terrasses fluviales

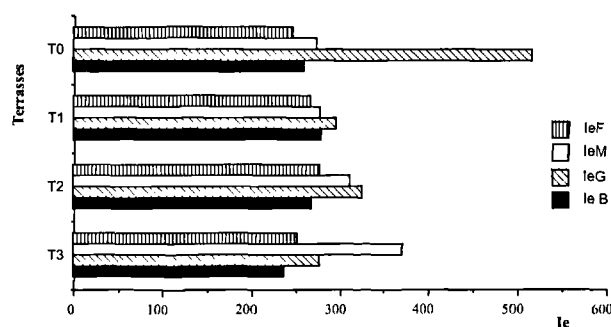


Fig. 3. — Indice d'éroussé des galets

Fig. 3. — Indication of blunt of pebbles

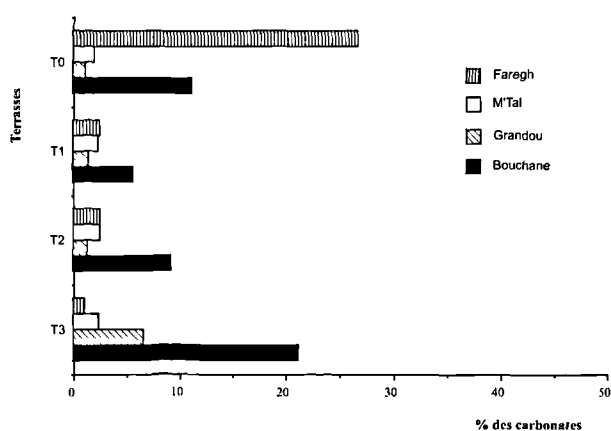


Fig. 4. — Taux des carbonates

Fig. 4. — Rate of carbonates

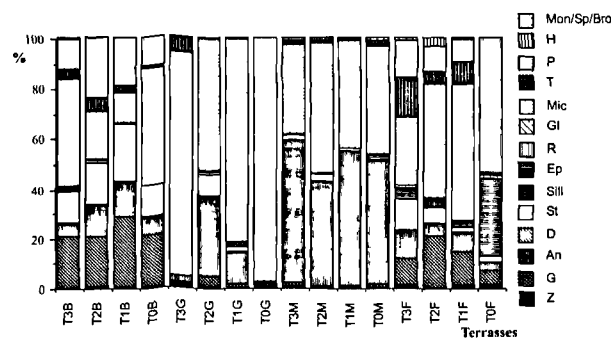


Fig. 5. — Cortège des minéraux lourds

Fig. 5. — Procession of heavy minerals

des oueds des Doukkala provient du massif des Réhamna. Cependant, le grès, le calcaire et le quartz résultent des terrains formant la couverture de ce massif dans sa bordure. Par contre, le silex qui caractérise les terrasses de l'Oued Bouchane résulte des terrains phosphatés du plateau du Gantour. Ce qui permet de distinguer en gros deux bassins versants: le massif des Réhamna et le plateau du Gantour. La stabilité du cortège pétrographique des galets et du cortège

des minéraux lourds de la terrasse T3 à la terrasse T0 prouve que les provinces émettrices n'ont pas changé depuis la mise en place de la terrasse fluviatile quaternaire (T3).

La terrasse T3 (contrairement à la terrasses T2 et T1) est déposée sous des conditions paléoclimatiques relativement humides, ce que témoigne la présence des niveaux riches en oxydes de Fe et de Mn reflétant des battements de la nappe phréatique. En outre, la tendance à l'augmentation, de T3 à T0, du pourcentage des grains de quartz ronds mats prouve une tendance à des conditions paléoclimatiques relativement sèches (Ouada et Aberkan 1999).

La présence des outils en silex et des céramiques témoignent que l'Homme préhistorique a fréquenté la région au moins à partir de la mise en place de la terrasse T3.

V. — TECTONIQUE

Concernant la tectonique, nous allons essayer de chercher, dans ce paragraphe, la présence ou non d'une relation entre elle et la difficulté des écoulements superficiels pour atteindre l'Océan atlantique ?

En effet, le fait que, d'une part, l'épaisseur des formations superficielles couvrant la plaine des Doukkala (colluvions et limons quaternaires) est importante (dépassant, par endroit, et plus particulièrement au centre de la plaine 200m) et que, d'autres part, leur épaisseur est maximale au centre de la plaine et tend à devenir relativement faible vers la périphérie de celle-ci peut expliquer, certainement, l'impact de la subsidence, qu'a subi au cours du Quaternaire et, que continue à subir actuellement cette plaine (Ouada 1998) (une étude détaillée des forages et des sondages effectués, avec d'autres que nous allons effectuer très prochainement, dans cette zone est en cours). Cependant, faute d'absence de failles enregistrées dans ces formations peu consolidées (terrasses fluviatiles et colluvions quaternaires), nous nous sommes trouvés obligé d'en chercher des traces et des arguments en aval de cette plaine. C'est donc dans l'aval de la plaine des Doukkala, que quelques traces de l'activité néotectonique sont enregistrées, essentiellement, par des failles normales de directions dominantes N25 et N140 (Aboumaria 1993 et Ouadia 1998). Elle peut être témoignée, en outre, au Nord de la plaine des Doukkala (vallée de l'Oum Rbia) par l'étagement des terrasses fluviatiles plio-quaternaires. De ceci on peut donc retenir que l'épaisseur importante des formations de la plaine des Doukkala ne peut être que le résultat d'une subsidence. Cette dernière favorise la tendance de la plaine à une dépression rendant l'écoulement difficile vers l'océan atlantique.

VI. — DISCUSSION

De point de vue géomorphologique, La présence d'un niveau paléolacustre à la base de T3 de l'Oued Bouchane témoignant d'une stagnation des eaux de cet oued au moment de la mise en place de cette terrasse reflète des conditions analogues à ce qui se passe actuellement (fréquence des lacs temporaires : exemple daya Fertouaou, daya Aourar et daya Fahs).

L'absence des dépôts alluviaux quaternaires vers l'aval de la plaine des Doukkala et la fossilisation du réseau hydrographique dans cette zone fait du bassin des Doukkala un bassin endoréique au moins à partir du Soltanien (Würm européen). Cette situation est probablement due à la difficulté d'écoulement des eaux due:

- au développement des dunes limitant l'écoulement vers l'aval,
- à l'affaissement de la plaine causé par la tectonique,
- à la morphologie de la plaine qui est sous forme de cuvette,
- à une infiltration assez importante au niveau de la plaine favorisée par la porosité des limons couvrant celle-ci,
- à l'effet d'une karstification intense et d'une évaporation sous l'effet de conditions climatiques arides.,
- à l'absence, probable, de dépôt due à leur enfouissement.

Sur le plan sédimentologique, les valeurs assez fortes de la médiane et de l'indice de classement (sorting index) pour la fraction sablo-limoneuse ainsi que le degré d'émoussé assez faible des galets et des grains de quartz montrent que les sédiments des terrasses fluviatiles des oueds des Doukkala sont relativement grossiers, peu classés et déposés grâce à une dynamique fluviatile brutale. La présence d'une stratification horizontale pour la terrasse T3 et oblique pour la terrasses T2 témoigne d'une tendance à une variation du régime des oueds et d'une irrégularité de la dynamique fluviatile. La prédominance des galets et des minéraux métamorphiques (micas, andalousite et staurotide) pour tous les oueds montre que le massif des Réhamna participe en grande partie à l'alimentation des terrasses fluviatiles des oueds des Doukkala. Cependant, le silex caractérisant les terrasses de l'Oued Bouchane provient des terrains phosphatés du plateau du Gantour. Quant aux grès, aux calcaires et au quartz, ils proviennent des terrains de la bordure du massif des Réhamna. Ce qui laisse penser à la présence de deux bassins versants: le plateau du Gantour et le massif des Réhamna. La stabilité du cortège pétrographique des galets et du cortège des minéraux lourds de la terrasse T3 à la terrasse T0 prouve que les provinces émettrices n'ont pas changé au cours du Quaternaire récent (Ouada et Aberkan, 1996).

La mise en place de la terrasse T3 est contemporaine à une phase paléoclimatique relativement humide, ce que témoigne la présence des niveaux riches en oxydes de Fe et en Mn reflétant des battements de la nappe phréatique et la présence des fossiles de mammifères (*Gazella Curvini*, *B. Arimigenius* et *Equus L.*: tolérant des savanes et par conséquent des conditions climatiques peu arides). Ces conditions relativement humides ne persistent pas au cours de la mise en place de la terrasse T2 et T1 du fait que ces niveaux à oxydes de Fe et de Mn ne s'observent plus et qu'on a remarqué une tendance à l'augmentation, de T3 à T0, du pourcentage des grains de quartz ronds mats. Ces derniers sont aussi relativement abondants dans les terrasses de l'Oued M'Tal par rapport à celles de l'Oued Bouchane ce qui s'expliquerait par la proximité de l'Oued M'Tal aux dunes du Sahel et la reprise de celles-ci par ce dernier.

L'écoulement des eaux des oueds est influencé par plusieurs paramètres. En effet, la subsidence de la plaine des Doukkala accompagnée par une activité néotectonique que nous avons pu mettre en évidence (Aboumaria 1993 et Ouadia 1998) en aval de la plaine des Doukkala en est un. Il

ne faut pas négliger la part de la karstification et d'obstacle que jouent les cordons dunaires littoraux en limitant l'accès de ces eaux à l'Océan Atlantique.

VII. — CONCLUSION

De l'étude du réseau hydrographique et sédimentologique (entamé pour la première fois) des terrasses fluviales quaternaires des Doukkala et leur évolution ressort qu'on peut distinguer deux bassins versants: le bassin versant de Gantour (pour l'Oued Bouchane) et le bassin versant du massif des Réhamna (pour tous les oueds). Les trois terrasses fluviales (T2, T1 et T0) de la plaine des Doukkala sont déposées grâce à une dynamique brutale. Le régime des oueds est peu régulier. Les provinces émettrices sont proches et par conséquent la distance parcourue par les sédiments est faible. Ces provinces émettrices n'ont pas changé depuis le dépôt de

la terrasse la plus ancienne (T3) (au cours du Pléistocène supérieur). Les dunes du Sahel ont influencé les terrasses des oueds M'Tal et Faregh.

L'abondance des dayas actuels dans la région n'est pas surprenant étant donné qu'on a repéré la présence d'un niveau paléolacustre à la base de T3 de l'Oued Bouchane. Au cours du dépôt de la terrasse T3, les conditions paléoclimatiques étaient probablement relativement humides. Celles-ci tendent, après, à une sécheresse.

Concernant la fossilisation du réseau hydrographique en aval pour tous les oueds (à l'exception de l'oued Faregh), nous constatons qu'elle est due à l'effet de facteur géomorphologique, géologique, tectonique et climatique et non pas seulement, comme il a été signalé par Gigout (1951), à l'effet d'obstacle qu'ont pu jouer les dunes du Sahel. Ce qui fait du bassin des Doukkala (à l'exception de l'oued Faregh) un bassin endoréique au moins à partir du Soltanien (équivalent du Würm européen).

BIBLIOGRAPHIE

- ABOUMARIA Kh. (1993). — Les formations quaternaires du Sahel des Doukkala (Méséta occidentale marocaine) : mise en place et évolution post-sédimentaire. D.E.S., Thèse de 3^{ème} cycle, Fac. Sci, Rabat, 8 tab., 88 fig., 186 p.
- BERTHOIS L. (1975). — Les roches sédimentaires, étude sédimentologique des roches meubles. Doin Ed., Paris, 278 p.
- CHOUBERT G. (1955). — Note sur la géologie des terrains récents des Doukkala. Notes Serv. géol. Maroc, t. 13, n° 128, pp. 9-46.
- FERRE M. et RUHARD J.P. (1975). — Ressources en eau t. 2, (Plaines et bassins du Maroc atlantique) ; les bassins des Abda-Doukkala et du Sahel d'Azemmour à Safi. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc., n° 231, pp. 261-298.
- GIGOUT M. (1951). — Etudes géologiques sur la Méséta marocaine occidentale (arrière pays de Casablanca, Mazagan et Safi). Notes et Mém. Serv. géol. Maroc., n° 86, 507 p.
- OUADIA M. (1998). — Les formations plio-quaternaires dans le domaine mésétien occidental entre Casablanca et Safi : Géomorphologie, Sédimentologie, Paléoenvironnements quaternaires et Evolution actuelle. Thèse d'Etat es Sciences, Univ. Mohammed V, Rabat, 319 p.
- OUADIA M. et ABERKAN M. (1996). — Contribution à l'étude géomorphologique et sédimentologique du Quaternaire de la vallée de l'Oum Rbia (Méséta côtière atlantique - Maroc). Géologie Méditerranéenne, t. XXIII, n° 2, pp. 89-99.
- OUADIA M. et ABERKAN M. (1999). — Les formations fluviales quaternaires des vallées de l'Oued Grandou et de l'Oued M'Tal (Méséta occidentale marocaine): mise en place, origine et nouvelles données chronostratigraphiques. Ann. Soc. géol. Nord, t. 6, p. 137-142.
- PARFENOFF A., POMEROL C. et TOURENG J. (1970). — Les minéraux en grains : Méthodes d'étude et détermination. Masson et Cie Ed., Paris, 499 p.
- SAAIDI E. K. (1979). — Etude géologique du Quaternaire de la Méséta côtière marocaine. Terrasses fluviales et autres types d'épandages. Thèse Doc. Es. Sc., Fac. Sci, Rabat, 279 p.
- TRICART J., JOLY F. et RAYNAL R. (1955). — Etude morphométrique des galets nord-africains. Notes Serv. géol. Maroc, t. 13, n° 128, pp. 49-83.
- VATAN A. (1967). — Manuel de sédimentologie. Technip Ed., Paris, 397 p.

MÉMOIRES (*)

Tome I	n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétaé 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 et al., <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 et al., <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	14,65 €
Tome X	n° 2. — J. LAVERDIÈRE, <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'Arcenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.	51,20 €
Tome XIII	— P. BRICHE et al., <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 et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la gènèse 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'Ormineca 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 Crétaé-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 et A. CORNÉE, <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. PLETSCHE, <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 11 (2^{ème} série), Fascicule 2

parution 2004

	pages
Alain IZART, Nadifa LACHKAR and Pierre-Jean FAUVEL. — Sedimentology and cyclostratigraphy of slope and basin deposits from the Lias in the Rich High-Atlas (Morocco).....	35
— Pascal DEVILLE. — Description d'un crâne de crocodylien à long museau, <i>Metriorhynchus</i> , Callovien du Boulonnais (N de la France).....	49
Nicolas TRIBOVILLARD, Olivier AVERBUCH and Armelle RIBOULLEAU. — Influence of marine organic-matter diagenesis on magnetic susceptibility of sedimentary rocks: the sulphide pathway.....	57
Mohamed OUADIA et M. ABERKAN. — Le réseau hydrographique et les terrasses fluviales quaternaires du bassin des Doukkala (Méséta marocaine occidentale): géomorphologie, sédimentologie et tectonique....	69

© 2004 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)