

CRÉTACÉ INFÉRIEUR

par

F. MAGNIEZ, R. MÉDIONI, C. MÉGNIEN et F. MÉGNIEN (Coordonnateurs),
 F. AMÉDRO, P. DESTOMBES, P. J. FAUVEL, P. JUIGNET, J. MANIVIT
 F. ROBASZYNSKI et J. SORNAY

Sommaire

1. Définition, historique et subdivisions. Les phénomènes d'érosion et de karstification liés à l'émergence Jurassique-Crétacé	256
2. Faciès marins dominants	258
2.1. Valanginien	258
2.2. Hauterivien	260
2.3. Barrémien	261
2.4. Aptien	264
2.5. Albien	267
3. Faciès wealdiens	275
3.1. Historique et répartition géographique	275
3.2. Pays de Bray	276
3.3. Boulonnais	277
3.4. Bassin de Mons	277
3.5. Région de Valenciennes-Anzin	278
3.6. Age de ces dépôts	278
3.7. Milieu de sédimentation	278
4. Le bassin d'après les sondages	279
4.1. Méthodologie	279
4.2. Structure au mur du Crétacé	279
4.3. Valanginien, Hauterivien, Barrémien, faciès wealdiens	280
4.4. Aptien, Albien	282
5. Paléogéographie	283
5.1. L'Europe du Nord au début du Crétacé	283
5.2. Le bassin de Paris et les diverses transgressions marines du Crétacé inférieur	283
5.3. La sédimentation détritique, trait majeur du Crétacé inférieur	284
6. Choix bibliographique	285

Planches : voir l'atlas (Mém. BRGM n° 102) de CI 1 à CI 3.

Noms de formation : voir le lexique (Mém. BRGM n° 103) à Crétacé inférieur, chapitre 7.

1. — Introduction *

Le terme de Crétacé a été créé pour le bassin de Paris, la Belgique et les Pays-Bas et ce n'est que plus tard que son emploi a été généralisé.

Ce terme est employé pour la première fois en 1822 par J. J. OMALIUS D'HALLOY pour désigner l'ensemble des couches allant du Valanginien à la craie blanche sénonienne.

Le Crétacé a ensuite été subdivisé en huit étages qui sont eux-mêmes groupés différemment selon que l'on admet seulement un Crétacé inférieur et un Crétacé supérieur ou bien qu'on y ajoute un Crétacé moyen. A. DE LAPPARENT (1883-1893) dans les éditions successives de son traité a adopté la première manière, c'est-à-dire qu'il coupe le Crétacé en deux : un Infra-crétacé allant du Valanginien à l'Albien et un Supra-crétacé allant du Cénomaniens au Danien.

Par contre, dans son traité E. HAUG (1911) subdivise le Crétacé en trois : un Crétacé inférieur allant du Valanginien à l'Aptien, un Crétacé moyen ou Mésocrétacé (Albien à Turonien) et enfin un Crétacé supérieur ou Supracrétacé qui correspond au Sénonien dans lequel il inclut le Danien.

M. GIGNOUX (1926) dans la première édition de sa « Géologie stratigraphique » divise lui aussi le Crétacé en trois mais, contrairement à E. HAUG, ne met dans le Crétacé moyen que l'Aptien et l'Albien. Dans les éditions ultérieures de son traité, M. GIGNOUX adoptera la subdivision du Crétacé en deux comme A. DE LAPPARENT.

Comme ce dernier, il fera donc toujours débiter le Crétacé supérieur avec le Cénomaniens.

Le Colloque du Crétacé supérieur à Dijon (1959) a recommandé, comme A. DE GROSSOURE l'avait déjà adopté en 1901, l'exclusion du Danien du Crétacé supérieur.

Dans le travail qui est présenté ici, nous nous sommes ralliés à cette dernière proposition.

Compris entre l'émersion de la fin du Jurassique (faciès purbeckien) et la grande transgression du Cénomaniens, le Crétacé inférieur du bassin de Paris est caractérisé par l'invasion progressive de cette région par une mer épicontinentale où vont s'affronter des tendances nordiques et mésogéennes. Cette période correspond, sur les continents avoisinants à une phase de rhexistase, ce qui va se traduire par la prédominance d'une sédimentation détritico-sableuse ou argileuse, caractérisée par d'importantes variations latérales de faciès. Excepté pendant une partie de l'Albien, cet environnement n'a pas été favorable au développement de séries complètes et à la conservation de faunes aussi riches que dans le Sud-Est de la France ; aussi la chronostratigraphie de ces terrains et les corrélations avec les régions voisines s'y avèrent-elles malaisées.

Le Crétacé inférieur du bassin de Paris a fourni quelques ressources minérales importantes : nappe aquifère

Les grandes subdivisions du Crétacé		E. HÉBERT, 1865-1875	A. DE LAPPARENT, 1883-1893	E. HAUG, 1911	M. GIGNOUX 1 ^{re} édit., 1926	M. GIGNOUX édit. suivante	A. DE GROSSOURE, 1901	Colloque Crétacé sup. Dijon, 1959 Colloque Crétacé inf. Lyon, 1963 (1965) Ce travail
Danien			Crétacé supérieur	Crétacé supérieur	Crétacé supérieur	Crétacé supérieur	Crétacé supérieur	Crétacé supérieur
Sénonien	Maastrichtien	Craie blanche						
	Campanien							
	Santonien							
	Coniacien							
Turonien		Craie marneuse	Crétacé moyen	Crétacé moyen	Crétacé inférieur	Crétacé inférieur	Crétacé inférieur	
Cénomaniens		Craie glauconieuse						
Albien		Sable glauconieux	Crétacé inférieur	Crétacé inférieur	Crétacé infér.	Crétacé inférieur	Crétacé inférieur	Crétacé inférieur
Aptien								
Barrémien								
Hauteriviens								
Valanginiens								

* Par F. MAGNIEZ, R. MÉDIONI, F. ROBASZYNSKI et J. SORNAY.

fière des Sables verts albiens, argiles pour tuiles et briques (Albien-Aptien), argiles réfractaires (faciès wealdien), pétrole dans les sables valanginiens, etc.

1.1. — Historique

C'est dans l'est du bassin de Paris, entre la Loire et les Ardennes, là où le Crétacé inférieur marin est le plus complet et le plus fossilifère qu'ont porté les travaux les plus significatifs.

En 1839-1841, J. CORNUEL donne une description précise des terrains du Crétacé inférieur de la Haute-Marne, sans y distinguer des étages, mais en créant un grand nombre de noms de formations communes avec l'Aube et l'Yonne. A. LEYMERIE, en 1841, dans son Mémoire sur le Crétacé de l'Aube, introduit le terme de « terrain néocomien » qui regroupe les formations correspondant au Valanginien, à l'Hauterivien et au Barrémien actuel.

A. D'ORBIGNY en 1842-1843, crée l'étage Albien en prenant comme région-type, le département de l'Aube.

En 1857 et 1863, les travaux de G. COTTEAU puis E. HÉBERT permettent de différencier dans l'Yonne, en plus du Néocomien précédemment défini, l'Aptien (Argiles à plicatules), le Gault (Albien élevé) et la Craie glauconieuse (Cénomancien).

T. EBRAY, en 1863, donne une stratigraphie détaillée de l'Albien et définit ses variations latérales de faciès dans tout l'est du bassin de Paris.

En 1889, A. PERON distingue implicitement dans l'Yonne et l'Aube un Valanginien marin calcaire à la base du Néocomien, mais il faudra attendre 1916 pour que J. LAMBERT démontre, avec des arguments paléontologiques, l'existence du Valanginien marin dans l'Yonne et le sud-ouest de l'Aube et le passage latéral aux formations sableuses continentales du reste de l'Aube. Dans sa thèse, en 1925, G. CORROY donne une révision des faunes et des précisions sur les datations des formations du Valanginien à l'Aptien. A une époque plus récente, c'est surtout la paléontologie et la stratigraphie de l'Albien de l'Aube qui a fait de grands progrès avec les travaux de C. LARCHER (1936), J. P. et P. DESTOMBES (1965, 1970, 1980, *in* P. RAT et al.), P. MARIE (1965) et F. MAGNIEZ (1975, 1980, *in* P. RAT et al.) sur les foraminifères. Enfin, J. PIETRESSON DE SAINT-AUBIN réalisait récemment (1966) une synthèse sur le Néocomien du département de l'Aube.

Dans le pays de Bray, les premières descriptions lithologiques détaillées du Crétacé inférieur sont dues à L. GRAVES (1847), mais c'est A. DE LAPPARENT (1879) qui y établit la chronologie relative des différentes formations.

Pour l'ensemble de la Normandie, la stratigraphie des terrains albiens a été précisée très récemment par les travaux de P. JUIGNET (1974) et P. DESTOMBES (1958, 1973, 1977).

L'enveloppe crétacée du Boulonnais a été très tôt l'objet d'études géologiques très nombreuses. Parmi les jalons historiques les plus significatifs, il faut retenir ceux de H. LE HON (1863) sur le Néocomien et l'Albien de Wissant, Ch. BARROIS (1873), H. PARENT (1893) sur le Wealdien et le Gault. Ces travaux furent complétés par les publications plus synthétiques de A. BRIQUET (1903), J. GOSSELET et L. DOLLE (1907), A. P. DUTERTRE (1923) J. P. et P. DESTOMBES (1937). Enfin les terrains fossilifères de l'Aptien et de l'Albien du Boulonnais devaient faire l'objet des mises au point plus récentes

de A. BONTE et P. BROQUIET (1962), F. AMÉDRO et J. MANIA (1976), F. AMÉDRO et P. DESTOMBES (1978).

Enfin ce tour d'horizon sur l'historique des recherches sur le Crétacé inférieur serait incomplet si on ne mentionnait pas les travaux de A. BUVIGNIER (1852) et C. BARROIS (1873) pour les Ardennes et la Meuse et V. STCHÉPINSKY (1954, 1962) sur la Haute-Marne.

1.2. — Subdivisions du Crétacé inférieur

Les étages du Crétacé inférieur représentés et décrits dans le bassin de Paris sont, de bas en haut :

- le Valanginien,
- l'Hauterivien,
- le Barrémien,
- l'Aptien,
- l'Albien.

Le Berriasien n'a pas été identifié dans le bassin de Paris où la première transgression marine est datée du Valanginien probablement inférieur. Cependant le Berriasien, comme le Valanginien et l'Hauterivien, peuvent être représentés par des équivalents continentaux, constituant les faciès wealdiens.

Les subdivisions de l'étage Aptien, définies dans le Sud-Est de la France (Bédoulien, Gargasien, Clansayésien) ne sont pas utilisées dans le bassin de Paris faute d'une caractérisation paléontologique suffisante ; ainsi, seule est individualisée, au sommet de l'Aptien, la zone à *Hypacanthoplites jacobi* (Boulonnais). De même, au sommet de l'Albien, l'usage du terme Vraçonien, correspondant à la zone à *Stoliczkaia dispar*, est déconseillé pour le bassin de Paris.

1.3. — Phénomènes d'érosion et de karstification liés à l'émergence à la limite Jurassique-Crétacé

A la fin du Jurassique supérieur le bassin de Paris est totalement émergé et les premiers retours de la mer n'interviendront qu'au Valanginien et à l'Hauterivien sur la bordure sud-est.

Cette émergence a pu d'ailleurs débuter pendant le Portlandien (faciès purbeckiens) mais dans une grande partie du centre du bassin de Paris, là où les phénomènes de subsidence ont été les plus actifs, il a pu y avoir, dans une certaine mesure, continuité entre la sédimentation continentale du Purbeckien et celle correspondant aux faciès wealdiens. (Voir atlas, cartes JS 7-CI 2.)

Par contre le pourtour du bassin a été marqué par des lacunes de sédimentation plus ou moins longues pendant ces interruptions, des phénomènes divers sont intervenus tels que karstifications, latéritisations, etc.

Les transgressions marines ont envahi le bassin de Paris par le sud-est ; ainsi la carte CI 1 indique la nature du premier recouvrement crétacé sur le substratum jurassique.

Sur les marges armoricaines du bassin, M. RIOULT (1966) a mis en évidence la présence d'une surface karstique infracrétacée, jalonnée par les nombreuses poches de sables, d'argiles ferrugineuses et de glauconie qui s'enfoncent dans les calcaires jurassiques de Basse-Normandie.

De plus, sous les dépôts albiens ou cénomaniens, les calcaires jurassiques sont souvent silicifiés : il semble cependant que cette altération soit post-crétacée et liée à l'altération des sables glauconieux aptiens, albiens, ou cénomaniens, au niveau d'un karst et en présence d'une nappe aquifère.

Selon cet auteur, au cours de l'Albien moyen, un brusque basculement du socle armoricain vers le centre du bassin de Paris a déblayé une grande partie des produits d'altération jonchant la surface continentale post-jurassique, sur la bordure normande du massif armoricain. Ainsi des graviers, galets et blocs de grès cambriens et dévoniens, de quartzites ordovi-ciens, de schistes briovériens, de minerai de fer dévoni- en, de quartz blanc et de granite du Cotentin, sont connus à l'état remanié dans les sables grossiers et les conglomérats de l'Albien de Normandie.

Sur les marges nord-est du bassin de Paris, l'émer- sion à la limite Jurassique-Crétacé a eu pour consé- quence le développement de phénomènes karstiques. Dans la Haute-Marne, G. CORROY (1925) signale que le Fer géodique était exploité dans des « anfractuosités profondes » creusées dans le calcaire oolithique port- landien. Dans l'Yonne, lorsque l'Hauterivien repose directement sur le Portlandien, on observe que la sur- face de ce dernier est ondulée, perforée et de petites huitres hauteriviennes pénètrent dans les fissures préexistantes jusqu'à une profondeur de deux mètres.

Dans le Boulonnais, les derniers dépôts marins du Jurassique ont un âge portlandien et sont surmontés localement par un calcaire lacustre à *Anisocardia socialis* (« purbeckien »). Ce faciès souligne le début de la grande régression fini-jurassique annonçant une émer- sion qui se poursuivra durant une grande partie du Crétacé inférieur.

Au cours de cette période d'émer- sion, l'érosion ravine quelque peu les formations jurassiques ainsi que les formations paléozoïques sur lesquelles elles reposent tandis que la région est soumise à une tecto- nique de blocs. Des phénomènes karstiques, amorcés

au cours de la période hercynienne ont pu continuer à affecter les calcaires du Primaire et des sédiments à faciès wealdien garnissent parfois les fonds de cavités préexistantes.

Selon A. BONTE (1963), la plupart des couches de sables et d'argiles à faciès wealdien reposent souvent de façon normale sur l'une ou l'autre des formations du Dogger-Malm : « les poches maintes fois décrites... ne correspondent pas à un remplissage des cavités préexistantes ni à des ravinements, mais témoignent d'un enfoncement récent à la suite de la décalcification superficielle du substratum ». Ceci est généralement vérifié sauf dans le cas des cavités karstiques préexis- tantes.

Dans le bassin de Mons et ses abords, il n'existe pas de dépôts jurassiques. C'est dire que l'émer- sion a débuté dès le Westphalien et s'est poursuivie jusqu'à la première transgression crétacée datée de l'Albien moyen.

La cordillère hercynienne, dont la surrection est entamée à la fin du Westphalien, a été soumise à une dégradation intense qui a dû aboutir à une pénéplana- tion déjà prononcée vers la fin du Trias. Une période d'activité karstique pendant le Crétacé inférieur (sinon le Jurassique et même le Permo-Trias) a permis l'évo- lution de cavités de plus ou moins grande ampleur. Deux exemples peuvent illustrer cette activité :

— à Bellignies, une carrière exploitant le Givétien expose des calcaires plissés, pénéplanés et karstifiés. Les cavités du paléokarst, profondes de quelques mètres à 20 mètres, ont permis l'accumulation d'argiles ligniteuses noires et stratifiées ainsi que de sables hétérométriques de teinte rosée, à stratifica- tions obliques. L'ensemble, attribué au faciès weal- dien, est recouvert par des niveaux subhorizontaux de biocalcarénites glauconieuses d'âge cénomanien (« Sarrasin »).

— à l'ancienne fosse Ste-Barbe de Bernissart (Bel- gique), en 1878, les mineurs, perçant une galerie, tra- versent un « cran » ou « puits naturel », résultant très probablement de l'effondrement d'une voûte karstique dans le Viséen sous-jacent au terrain houiller. Ce « puits » est comblé par des argiles à faciès wealdien renfermant quelques dizaines d'iguanodons ainsi que plusieurs milliers d'autres vertébrés (poissons, amphi- biens, reptiles divers) et se trouve operculé par des grès albo-cénomaniens subhorizontaux.

2. — Faciès marins dominants

2.1. — Valanginien *

2.1.1. — Historique

Les anciens auteurs ont souvent confondu avec l'Hauterivien tous les horizons compris entre le Port- landien et les premières couches hauteriviennes fos- silifères. Quelques hypothèses avaient été émises sur

l'existence possible du Valanginien G. COTTEAU (1857), J. CORNUEL (1863), J. DE COSSIGNY (1887), A. PERON (1889), mais c'est J. LAMBERT en 1916 qui a démontré l'existence du Valanginien marin dans l'Aube et dans l'Yonne par comparaison des faunes avec celles du stratotype suisse.

En 1925, G. CORROY place dans le Valanginien moyen et supérieur les formations reconnues par J. LAMBERT. Le Valanginien inférieur, ou Berriasien, étant mainte- nant un étage indépendant (Colloque Crétacé inférieur de 1963), le Valanginien pourrait être entièrement représenté dans le bassin de Paris, mais l'absence d'ammonites ne permet pas des datations précises, ni

* Par P. J. FAUVEL, C. MÉGNIEN, F. MÉGNIEN.

la coupure franche en deux sous-étages proposés par le colloque (tableau ci-dessous).

Étage	Sous-étages	Zones
Valanginien	Valanginien supérieur	<i>Saynoceras verrucosum</i>
	Valanginien inférieur	<i>Kilianella roubaudiana</i>

2.1.2. – Limites stratigraphiques

Dans le bassin de Paris, le Valanginien est transgressif sur les calcaires jurassiques. Les Marnes argileuses noirâtres de Haute-Marne sont considérées comme la formation valanginienne la plus ancienne et seraient probablement, au sens actuel, d'âge valanginien inférieur.

La limite supérieure est en général assez nette, sauf lorsque le Valanginien de faciès Calcaire de Bernouil est recouvert par les faciès hauteriviens voisins comme celui de la Pierre de Fouchères.

2.1.3. – Extension géographique

Les affleurements les plus occidentaux du Valanginien semblent apparaître dans l'Yonne, entre Courson-les-Carières et Auxerre (feuille Courson-les-Carières). On le suit alors d'une façon discontinue aux environs de Bernouil (feuille Saint-Florentin) et sur la rive gauche du Serein (feuille Chablis).

Dans l'Aube, il a leur vers Lignières, en rive droite de l'Armançon (feuille Chaource), entre Lantages et Courtenot (feuille Bouilly) en rive gauche de la Seine, aux environs de Bar-sur-Seine et de Venduvre-sur-Barse (feuille Bar-sur-Seine).

Les affleurements valanginiens deviennent ensuite plus continus de la vallée de l'Aube à la vallée de l'Ornain : feuilles Doulevant-le-Château, Doulaincourt, Wassy, Joinville, Saint-Dizier, Bar-le-Duc et Vaubécourt.

Dans les Ardennes, le Valanginien disparaît et n'est connu que dans des poches karstiques sous faciès wealdien. Dans la partie centrale du bassin, les sondages permettent d'observer le passage du Valanginien au faciès wealdien (voir paragraphe 4.3).

2.1.4. – Principaux faciès

La figure 7.1. illustre schématiquement les différents faciès et leurs relations.

– Faciès marins

Entre les vallées du Serein et de l'Armançon, le Valanginien est représenté d'une façon discontinue par 1,50 m de calcaire saccharoïde compact dénommé Calcaire de Bernouil ou Calcaire à *Hyposalenia stellulata* en raison de l'abondance de cet échinide dans ce calcaire.

De part et d'autre du Calcaire de Bernouil, on trouve sur la ligne d'affleurement des calcaires à caractère récifal très accentué : Calcaire à méandrines de Gy-l'Évêque.

Entre la vallée du Serein et celle du Loing, le Valanginien est parfois représenté par des Marnes à bryozoaires, épaisses d'un mètre au maximum. C'est un passage latéral au Calcaire de Bernouil. Ces marnes disparaissent à l'ouest de St-Sauveur et le calcaire hauterivien repose directement sur le Portlandien dans les départements de la Nièvre et du Cher.

– Faciès lagunaires

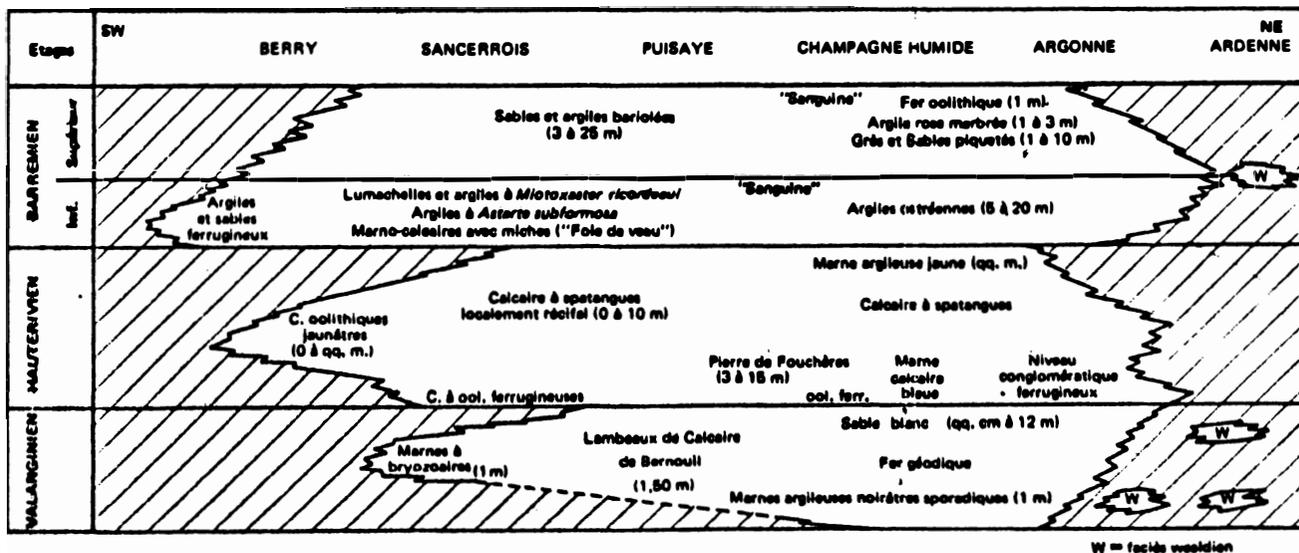
La série type du Valanginien lagunaire a été décrite par J. CORNUEL en Haute-Marne en distinguant :

- à la base les Marnes argileuses noirâtres comportant une faune de lamellibranches et des fragments de tortues terrestres. Ces marnes qui dépassent rarement 1 m d'épaisseur sont discontinues et le plus souvent conservées dans le fond de poches, correspondant à un ravinement du Portlandien,

- à un niveau supérieur, mais pas toujours superposé, on trouve le Fer géodique, exploité au siècle dernier dans la Haute-Marne et le sud de la Meuse. La faune comporte des lamellibranches à tendance lagunaire et des fragments de tortues.

– Formations continentales

Au-dessus des niveaux précédents, on rencontre des formations largement répandues dans la Haute-Marne, dans la Meuse jusqu'au nord-ouest de Bar-le-Duc. Ce sont des sables blancs (= Sable blanc » de J. CORNUEL), fins micacés, parfois ligniteux, ferrugineux vers la



7.1. — Schéma des faciès du Valanginien, de l'Hauterivien et du Barrémien, selon les affleurements du sud au nord-est du bassin de Paris (F. MÉNIEN).

base, de puissance très variable selon les endroits. L'extension étant plus large que celle des dépôts précédents, ils peuvent reposer directement sur le Portlandien. Ils marquent le passage aux faciès wealdiens.

Dans ces sables continentaux, G. CORROY a signalé l'existence de fines incursions marines.

2.1.5. — Puissance (zones d'affleurement)

Elle est très variable mais ne dépasse jamais 1 à 2 m pour les faciès marins de l'Yonne et de l'Aube.

A partir de Doulevant-le-Château, la puissance de l'étage atteint 5 à 10 m, puis 15 à Wassy et un maximum de 20 dans la région de Joinville.

Dans la région de Saint-Dizier, Bar-le-Duc et Vaubécourt, le Valanginien n'atteint plus qu'une dizaine de mètres et son épaisseur diminue rapidement vers le nord, aux environs de Revigny.

2.1.6. — Paléoécologie et sédimentation

La faune du Calcaire de Bernouil est riche en échinodermes, lamellibranches et gastéropodes et correspond à une sédimentation carbonatée néritique, bordée par des faciès subrécifaux, riches en coelentérés (méandrinés).

Les Marnes à bryozoaires contiennent également des échinodermes, surtout des cidaridés, des coelentérés et des spongiaires.

Les Marnes noires de Haute-Marne renferment une faune composée de tortues terrestres et de petits lamellibranches d'espèces cosmopolites s'adaptant au milieu saumâtre.

Le Fer géodique, essentiellement limonitique et bolithique comporte à la fois des lamellibranches mal conservés et des débris végétaux ligniteux.

Le Sabre blanc est un faciès nettement continental présentant des traces d'éolisation et localement des débris végétaux. Les très fines passées marines indiquent cependant la proximité du rivage.

2.2. — Hauterivien *

2.2.1. — Historique

Comme pour le Valanginien, les premières études régionales des formations hauteriviennes sont dues essentiellement à J. CORNUEL (1839 - 1841) pour la Haute-Marne, A. LEYMERIE (1841-1842, 1846) pour l'Aube, A. BUVIGNIER (1852) pour la Meuse, V. RAULIN et A. LEYMERIE (1858) pour l'Yonne, E. DE BEAUMONT et M. DE CHANCOURTOIS (1862) pour la Haute-Marne.

Dans ces mêmes régions, entre 1857 et 1916, on citera encore les travaux de G. COTTEAU, E. HÉBERT, C. BARROIS, J. DE COSSIGNY, E. HAUG, A. PERON, J. LAMBERT.

Plus récemment, on peut signaler les synthèses et les travaux de S. GILLET (1922, 1924), G. CORROY (1925), F. DEBRENNE (1954), V. STCHEPINSKY (1962) et J. PIETRESSON DE SAINT-AUBIN (1966).

L'étude de l'Hauterivien apparaît beaucoup plus facile que celle du Valanginien : les affleurements sont

généralement assez nombreux et consistent en talus de routes ou en carrières. De plus, la macrofaune est pratiquement toujours présente et parfois même abondante ; les ammonites ne sont pas rares. Les microfaunes n'ont pas fait, pour le moment, l'objet de citations nombreuses, sauf pour les cartes géologiques récentes (ex. : Bouilly).

L'Hauterivien du bassin de Paris a été souvent décrit sous le nom de Calcaire à spatangues ou Calcaire à *Toxaster retusus*, nom dû à la richesse de l'Hauterivien en échinides du genre *Toxaster*.

Le Colloque de 1963 a subdivisé l'Hauterivien en Hauterivien inférieur à *Lytoceras* sp., *Acanthodiscus radiatus* et *Crioceratites* sp. et Hauterivien supérieur à *Subsavnella sayni* et *Pseudothurmannia angulicostata*.

2.2.2. — Limites stratigraphiques

L'Hauterivien est transgressif soit sur le Valanginien lorsqu'il existe, soit sur le Portlandien inférieur. Dans pratiquement tous les cas, la limite inférieure est nette et *Acanthodiscus radiatus* est signalée dès la base de la formation.

A la partie supérieure, le passage aux Argilles ostréennes est assez progressif et la limite Hauterivien-Barrémien inférieur est parfois difficile à préciser. Il est probable que l'Hauterivien est complet, mais la présence de l'Hauterivien supérieur n'est pas démontrée.

2.2.3. — Extension géographique

Les affleurements les plus occidentaux de l'Hauterivien apparaissent dans la région nord-ouest de Bourges. Aux environs de Selles-sur-Cher (feuille Selles-sur-Cher à 1/50 000 ou Valençay à 1/80 000), on peut leur attribuer, sous réserves, des calcaires roux dolomitiques sans fossiles.

Plus à l'est, des affleurements plus continus sont visibles dans le Sancerrois (feuille Léré à 1/50 000, et angle des feuilles Gien, Bourges, Clamecy et Nevers à 1/80 000), en rive gauche de la Loire.

En rive droite, la Pulsaye (feuilles Courson-les-Carrières et Auxerre) jusqu'à la vallée de l'Yonne, puis surtout la Champagne humide présentent un Hauterivien pratiquement continu sur les feuilles Chablis, Saint-Florentin, et après la vallée de l'Armançon, sur les feuilles Chaource, Bouilly, Bar-sur-Seine jusqu'à la vallée de la Seine.

Enfin, de la vallée de l'Aube à la vallée de l'Ornain, les affleurements sont très nombreux sur les feuilles Doulevant-le-Château, Wassy, Joinville, Saint-Dizier, Bar-le-Duc, Vaubécourt.

2.2.4. — Principaux faciès

La coupe type de l'Hauterivien du bassin de Paris peut être choisie en Haute-Marne (fig. 7:1.) où l'on observe :

— à la base, la **Marne calcaire bleue** de quelques mètres d'épaisseur, riche en lamellibranches et recélant *Acanthodiscus radiatus* et *Leopoldia leopoldina*.

— puis le **Calcaire à *Toxaster***, formation de calcaires plus ou moins grossiers, gréseux, bioclastiques, riches en débris fossilifères et à oolithes ferrugineuses dispersées. On y trouve en abondance *Toxaster retusus* et *Exogyra couloni*. Les bancs sont épais et la puissance de ces calcaires est de l'ordre de 6 à 8 mètres,

* Par P. J. FAUVEL, C. MÉGNIEN et F. MÉGNIEN.

— au sommet la **Marne argileuse jaune**, épaisse de quelques mètres ; elle est moins riche en faune et passe progressivement au Barrémien inférieur.

Dans la Meuse, seul le faciès à *Toxaster* est représenté et la base du calcaire renferme un niveau microconglomératique à éléments de fer géodique.

Dans l'Aube et dans l'Yonne, c'est également le faciès Calcaire à *Toxaster* qui domine avec cependant l'individualisation de faciès récifaux. Au nord-ouest de Bar-sur-Seine (Aube), se développe un faciès récifal, appelé **Pierre de Fouchères**, comportant des polypiers coloniaux largement recristallisés. On note également des faciès zoogènes entre la vallée du Loing et celle de l'Yonne. A l'ouest de la Loire, l'Hauterivien est représenté par quelques décimètres ou quelques mètres d'un calcaire oolithique jaune grisâtre.

2.2.5. — Puissance

Elle varie entre 0,5 et 3 m dans la région de Sancerre, 5 à 8 m dans la région de Courson-les-Carières et 5 à 10 m à Chaource et à Bouilly.

Elle augmente très légèrement vers la Haute-Marne et la Meuse où elle atteint 10 à 15 m dont 2 pour la seule Marne calcaire bleue de base, puis diminue rapidement.

2.2.6. — Paléocéologie et sédimentation

La transgression de l'Hauterivien a permis le développement de conditions néritiques très favorables au développement de la faune qui est extrêmement riche : échinodermes (*Toxaster retusus*, *Holaster intermedius*), lamellibranches (*Exogyra*, *Panopaea*), gastéropodes, brachiopodes, serpules, ammonites, dents de poissons, polypiers (localement, l'abondance des polypiers va jusqu'à la construction d'édifices récifaux) et foraminifères (dans l'Aube, associations plutôt pauvres, exclusivement benthiques, à lagénidés dominants (*Lenticulina*, *Citharina seitzl*, *C. sparsicostata*, *Marginulina humilis*, *M. aff. calliopsis*) ; quelques agglutinants (*Marssonella*, grqs lituolidés) et sporadiquement des trocholines (F. MAGNIEZ)).

2.3. — Barrémien *

2.3.1. — Introduction et historique

Le Barrémien, dans le bassin de Paris est représenté par des faciès assez diversifiés, mais qui sont relativement difficiles à étudier et à corréler du fait de la rareté des affleurements et de leur mauvaise qualité.

Dans le bassin de Paris, le Barrémien a fait l'objet de nombreuses études régionales :

— En Haute-Marne, J. CORNUEL (1839-1841), dans l'Aube A. LEYMERIE (1841) et dans les Ardennes H. E. SAUVAGE et A. BUVIGNIER (1842) en donnent des descriptions dans leurs premières monographies régionales.

— Les « statistiques géologiques départementales » établies par A. BUVIGNIER (1852) pour la Meuse,

V. RAULIN et A. LEYMERIE (1858) pour l'Yonne. E. DE BEAUMONT et M. DE CHANCOURTOIS (1862) dans la Haute-Marne, donnent également des descriptions de coupes observables localement.

— Des précisions seront apportées plus tard par E. RENEVIER (1854), G. COTTEAU (1856), G. BERTHELIN (1874), J. CORNUEL (1883), A. DE GROSSOUVRE (1889), J. LAMBERT (1894 et 1916), A. PERON (1905) et P. THIERY (1910).

— A une époque plus récente il faut mentionner les travaux de S. GILLET (1921, 1924), G. CORROY (1925), A. STCHÉPINSKY (1954), V. STCHÉPINSKY (1962), J. PIÉ-TRESSON DE SAINT-AUBIN (1966), R. DAMOTTE et al. (1978).

2.3.2. — Intérêt économique

Les faciès argileux ou marneux ont été exploités jadis pour alimenter de nombreuses tuileries et briqueteries. Localement, les faciès plus carbonatés pouvaient servir à la fabrication de ciment ou de chaux. Les faciès argileux plus purs étaient utilisés pour l'industrie des porcelaines et des réfractaires.

Les faciès ferrugineux, présents à différents niveaux du Barrémien suivant les régions, ont fourni, comme le Valanginien des minerais de fer très intensément exploités jusqu'au début du siècle.

Les sables, quand ils sont purs, fins et bien classés, présentent un intérêt industriel, surtout en sidérurgie, mais également pour la verrerie.

2.3.3. — Subdivisions

Dans le Sud-Est de la France, où se trouve le stratotype, le Barrémien est subdivisé comme suit (R. BUSNARDO, 1965) :

Sous-étage	Zones d'ammonites	Sous-zones
Barrémien supérieur	<i>Silesites seranonis</i>	Sous-zone non caractérisée <i>Leptoceras puzosianum</i> <i>Heteroceras astieri</i> <i>Hemihoplites feraudi</i> Sous-zone non caractérisée
Barrémien inférieur	<i>Nicklesia pulchella</i>	Sous-zone non caractérisée <i>Pulchella compressissima</i> <i>Holcodiscus kiliani</i>

Dans le bassin de Paris l'absence d'ammonites ne permet évidemment pas d'utiliser ces subdivisions. Dans l'est et le sud-est du bassin on distingue :

- un **Barrémien inférieur** argileux ou marneux marin,
- un **Barrémien supérieur** argilo-sableux, continental.

Des subdivisions ont été parfois proposées pour le Barrémien inférieur notamment par G. BERTHELIN (1874) puis par G. CORROY (1925) :

Barrémien inférieur (Argiles ostréennes)

G. BERTHELIN (1874)	G. CORROY (1925)
argiles à <i>Ostrea leymeriei</i>	« zone » à <i>Miotoxaster ricordeaul</i>
« zone » à <i>Astarte fittoni</i>	« zone » à <i>Astarte subformosa</i>

* Par P. J. FAUVEL, R. MÉDIANI.

Dans le centre du bassin, le Barrémien n'est représenté que par des dépôts continentaux.

2.3.4. — Extension géographique

Les terrains attribués au Barrémien ont une extension qui déborde largement celles des formations marines du Valanginien et de l'Hauterivien.

Dans la bordure sud, sud-est et est du bassin, le Barrémien affleure, d'abord d'une façon discontinue dans le Berry (feuilles Vatan à 1/50 000, Bourges à 1/80 000), dans le Sancerrois, et ensuite plus largement en Puisaye (feuilles Clamecy à 1/80 000, Courson-les-Carrières et Auxerre à 1/50 000).

Plus à l'est, les affleurements du Barrémien sont pratiquement continus depuis les vallées de l'Armançon et du Serein jusqu'aux approches de l'Argonne où ils disparaissent rapidement. En bordure des Ardennes, il n'a été retrouvé que sporadiquement et il est difficile de le distinguer des faciès wealdiens.

En dehors de l'auréole sud-est du bassin de Paris, le Barrémien n'a pu être retrouvé que sous un faciès continental dans le sud et le centre du pays de Bray.

Dans le Boulonnais, une partie du Barrémien inférieur est probablement représentée au sommet des sables de faciès wealdien.

2.3.5. — Limites stratigraphiques

— Limite inférieure

Lorsque le Barrémien repose sur l'Hauterivien marin, la distinction se fait essentiellement par la lithologie, l'étage débutant généralement par des niveaux marneux ou argileux faciles à différencier du Calcaire à spatangues de l'Hauterivien. Cependant, dans la Nièvre, l'Yonne et l'Aube, la base du Barrémien est marquée par des marno-calcaires roux (faciès « Fole de veau ») parfois difficiles à séparer des calcaires hauteriviens.

Dans le pays de Bray, la limite faciès wealdien-Barrémien est conventionnellement fixée à l'apparition des faciès argileux bariolés, mais il est très probable qu'une partie du Barrémien inférieur soit représentée dans les faciès wealdiens.

— Limite supérieure

Elle est surtout bien marquée du point de vue lithologique :

— dans l'Yonne et l'Aube, les derniers horizons du Barrémien continental sont surmontés en transgression par les Argiles à pilcates de l'Aptien ;

— dans la Haute-Marne et dans la Meuse, la Couche rouge de Wassy rattachée actuellement à l'Aptien par ses microfaunes d'ostracodes (R. DAMOTTE et al., 1978) constitue une limite lithologique et micropaléontologique bien marquée ;

— dans le pays de Bray, la limite supérieure du Barrémien purement lithologique est marquée par l'apparition des « Sables verts » glauconieux de l'Aptien (?) - Albién.

2.3.6. — Faciès et variations latérales (fig. 7.1.)

— Barrémien inférieur

Dans l'Aube, la Haute-Marne et le nord du Département de l'Yonne, le Barrémien inférieur est représenté par les Argiles ostréennes.

Dans l'Aube et l'Yonne, G. CORROY (1925) a proposé de subdiviser cette formation en deux ensembles lithologiques peu différenciés :

— à la base (zone à *Astarte subformosa*), calcaires ou marno-calcaires silteux roux se débitant en boules (faciès « Fole de veau »), séparés par des marnes grises, blanchâtres, jaunes ou brunes, renfermant localement des cristaux de gypse ;

— au sommet (zone à *Miotoxaster ricordeau*), bancs de calcaires lumachelliques séparés par des marnes grises, bleu clair à beige.

Le passage au Barrémien supérieur est annoncé par l'apparition vers le sommet de la série de niveaux violacés, de passées de « Sanguine » et de nodules ferrugineux.

Les calcaires lumachelliques sont constitués d'éléments coquilliers de taille très variable, jointifs à flottants, dans une matrice micritique. La teneur en CaCO₃ varie de 40 à 80 %.

L'analyse diffractométrique aux rayons X des niveaux marneux ou argileux donne les résultats suivants : kaolinite 4/10, illite 4/10, interstratifié illite-montmorillonite 2/10.

En remontant vers le nord-est on observe les variations suivantes :

— dans la Haute-Marne (feuille Saint-Dizier à 1/50 000), les Argiles ostréennes sont constituées d'argilites et de marnes grisâtres, compactes, plastiques, à gros cristaux de gypse avec des bancs de calcaires argileux grisâtres ou lumachelles à exogyres ;

— dans la Meuse (feuille Vaubécourt à 1/50 000), le Barrémien inférieur est à l'état d'argiles noires plastiques à oolithes ferrugineuses, avec quelques intercalations de marnes belges à moules internes de lamelli-branches et d'ostracodes.

— Barrémien supérieur

Dans l'Yonne et dans l'Aube, le Barrémien supérieur est représenté par les Sables et argiles panachés (ou bariolés, ou bigarrés), formation constituée de niveaux sableux et argileux alternant, à variation rapide de faciès.

Les sables sont siliceux, plus ou moins argileux, le plus souvent fins à très fins, bien classés, localement grossiers, blancs et colorés en jaune ou ocre (oxydes de fer) ; ils montrent parfois des stratifications entrecroisées. Ces sables sont parfois consolidés en grès tendres, contenant fréquemment des nodules ou plaquettes de fer.

Les argiles sont quelquefois très pures, blanches, mais le plus souvent très vivement et diversement colorées (gris, ocre, vermillon, lie-de-vin, vert, jaune). Localement (feuille Bar-sur-Seine à 1/50 000), on note la présence à la partie supérieure de la formation d'une mince couche de Minéral de fer oolithique (Vendeuvre-sur-Barse) surmontée d'un niveau de « Sanguine » à mollusques marins qui serait l'équivalent de la « Couche rouge de Wassy » et donc peut-être déjà aptienne.

Dans la Haute-Marne et dans la Meuse, le Barrémien supérieur présente la succession suivante, de bas en haut :

— Grès et Sables piquetés : sables, grès fins et brèches intraformationnelles parfois grossières montrant des ravinements et des structures en chenaux ; les minéraux argileux y constituent un cortège assez constant avec 2/3 d'illite et 1/3 de kaolinite ; la muscovite peut être assez abondante et la sidérose peut atteindre des teneurs de 20 % dans les niveaux argileux ;

— Argile rose marbrée : ce sont des argilites ocrées et

blanches et faiblement sableuses à la base, rouges et blanches au sommet, avec enrichissement en concrétions ferrugineuses ; la phase argileuse est constituée de 6/10 d'illite et 4/10 de kaolinite ;

— **Fer oolithique** : il s'agit d'une formation sporadique peu épaisse (1 m au maximum), elle montre une couche compacte d'oolithe ferrugineuse à la base divisée en trois bancs réguliers séparés par de très minces veines argileuses ; au point de vue pétrographique, les oolithes constituent l'essentiel des éléments : on trouve également du quartz clastique dont le volume peut atteindre 30 % de la phase détritique ; ce minerai de fer a été exploité au siècle dernier dans la région de Wassy ; les teneurs en Fe_2O_3 varient entre 42,5 et 65,6 %.

— Barrémien continental non différencié

Lorsqu'il y a lacune des Argiles ostréennes ou de leur équivalent marin, le Barrémien n'est plus représenté que par des couches continentales de faciès assez analogues à ceux du Barrémien supérieur décrits précédemment, mais sans qu'il soit possible d'affirmer que seule la partie supérieure de l'étage soit représentée :

— dans le Berry (feuilles Vatan à 1/50 000 et Bourges à 1/80 000), on rapporte au Barrémien des affleurements discontinus d'argiles bariolées silteuses, le plus souvent blanches et jaunes, parfois roses, très plastiques ; ces argiles admettent localement des passées finement sableuses grises ou rouges, parfois consolidées en grès siliceux, ainsi que des nodules ferrugineux et des fragments de croûte d'hématite ; la phase argileuse est caractérisée par la nette prédominance (8 à 9/10) de la kaolinite sur l'illite ;

— dans le pays de Bray, le Barrémien est représenté, dans le sud et le centre de l'anticlinal par les Argiles panachées, de couleur blanche, mauve, rouge sang et violacée à leur partie supérieure, qui renferme en outre des nodules ferrugineux ; au point de vue minéralogique ces argiles sont caractérisées par la prédominance assez nette de la kaolinite sur l'illite et la montmorillonite ; comme dans le Berry, elles montrent des intercalations de sables quartzueux blancs lenticulaires, de grain fin (médiane comprise en 0,08 et 0,200 mm), mal classés.

2.3.7. — Épaisseur

— Barrémien inférieur

Dans l'Yonne, l'épaisseur du Barrémien inférieur croît du sud-ouest vers le nord-est : 10 m vers Courson-les-Carières, 20 à 35 m vers Auxerre et 20 à 35 m vers Châblis et St-Florentin. En allant plus vers le nord, cette puissance va en diminuant : 15 à 20 m entre Chaource et Joinville, 10 à 17 m vers St-Dizier, 5 m et moins vers Vaubécourt.

— Barrémien supérieur

L'évolution est parallèle à celle du Barrémien inférieur : 5 à 25 m à Courson-les-Carières et Auxerre, 15 à 25 m à Châblis, 10 à 25 m à Chaource et Bouilly, 10 à 15 m vers Joinville, 3 à 16 m dans la région de Saint-Dizier et 5 m vers Bar-le-Duc.

— Barrémien continental indifférencié

La puissance des argiles panachées varie de 0 à 10 m dans le Berry ; dans le sud et le centre du pays de Bray,

elle varie de 20 à 30 m, mais les argiles disparaissent vers le nord, à la limite des feuilles Neufchâtel et Forges-les-Eaux à 1/50 000.

2.3.8. — Données paléontologiques

— Macrofaunes et macroflores

Barrémien inférieur marin : Les Argiles ostréennes et notamment les niveaux lumachelliques sont riches en bivalves avec en particulier :

— des huîtres : *Ostrea leymeriei*, *Exogyra couloni*, *E. aquila*, *E. boussingaulti*, *Alectryonia macroptera*,

— de grosses astartes : *Astarte subformosa*, *A. costata*,

— des panopées, corbules, nucules, trigonies, dents de pycnodontes, lamnoïdes, vertèbres de poisson et quelques échinides : *Miotoxaster ricordeaui*.

Barrémien supérieur ou indifférencié continental : Ces niveaux sont peu fossilifères. Les Argiles panachées ont fourni dans le pays de Bray (St-Paul) quelques débris de *Sphenopteris*.

Les Sables et Grès piquetés ont livré des restes de vertébrés avec *Iguanodon*, dents de pycnodontes (*Mesodon* et *Gyrodus* probables), dents et écailles de *Lepidotus*, de *Scapanorhynchus* et de crocodilien, ainsi que des débris de conifères.

Le Fer oolithique a livré de nombreux fossiles fluviolacustres (*Cyclas*, *Unio*, *Paludina*, *Paludestrina*, ossements de reptiles et poissons) ainsi que des fragments de gymnospermes (*Pinus*, *Sarcostrobus*, *Coniferocalon*, *Cunninghamites*, *Cedroxylon* et *Araucroxylon*).

— Microfaunes des Argiles ostréennes

Foraminifères : dans l'Aube et la Haute-Marne, les associations sont moyennement riches, exclusivement benthiques, composées essentiellement d'agglutinants et de lagenidés. Parmi les agglutinants, surtout des *Ammobaculites* auxquels s'ajoutent à la partie supérieure principalement des lituolidés à test complexe (*Choffatella decipiens* en particulier) et quelques *Marssonella*. Au sein des lagenidés, nombreuses lenticulines dont certaines sont déroulées (*Lenticulina* gr. *excentrica-voluta*), diverses *Dentalina*, *Lingulina*, et aussi *Marginulina humilis*, *Citharina* cf. *costata*, *C.* cf. *reticulata*, *Saracenaria*. En outre des polymorphinidés (*Guttulina*) et quelques formes porcelanées (F. MAGNIEZ).

Ostracodes : les associations sont extrêmement riches tant dans l'Aube qu'en Haute-Marne, avec en particulier *Centrocythere sculpta*, *Cythereis bernardi*, *C. simplex*, *Cytherella pyriformis*, *Cytherelloidea* sp., *Dolococytheridea amygdaloides*, *Metacytheropteron wassyensis*, *Paranotacythere inversa inversa*, *P. damottae damottae*, *Platycythereis ? bailliensis*, *Protocythere auriculata*, *P.* cf. *croutesensis*, *P.* aff. *triplicata*, *Schuleridea bernoullensis*, *S. virginis* (R. DAMOTTE).

2.3.9. — Milieu de sédimentation

Les Argiles ostréennes du Barrémien inférieur se sont déposées dans un milieu marin, littoral et de faible

profondeur, marquant une tendance à la régression et localement au confinement.

Les formations sablo-argileuses du Barrémien supérieur se sont déposées en milieu continental. Les quelques bivalves récoltés dans le fer oolithique, ainsi que les rubéfactiones et encroûtements du type alio-tique des Sables et Grès piquetés suggèrent un environnement de plaine alluviale ou marécageuse côtière.

2.4. — Aptien *

L'Aptien est très inégalement représenté dans l'ensemble du bassin de Paris. Les faciès, soit argileux, soit sableux, correspondent à une partie variable de l'étage.

L'étude est souvent rendue difficile, régionalement, par la rareté et la médiocre qualité des affleurements (absence de reliefs marqués, couverture végétale importante). Par ailleurs, les datations n'ont pas toujours la précision souhaitée, en raison de la rareté, voire de l'absence de la macrofaune, en outre souvent pas très significative du point de vue stratigraphique.

2.4.1. — Historique

Les premières études des terrains aptiens remontent à J. CORNUEL (1839, 1841), É. DE BEAUMONT (1862) pour la Haute-Marne, A. LEYMERIE (1841) pour l'Aube, H. E. SAUVAGE et A. BUVIGNIER (1842) pour les Ardennes, A. BUVIGNIER (1852) pour la Meuse, V. RAULIN et A. LEYMERIE (1858), puis E. HÉBERT (1863) et G. COTTEAU (1863) pour l'Yonne. Plus récemment, il convient de citer les synthèses de G. CORROY (1925) et J. PIETRESON DE SAINT-AUBIN (1966) pour les mêmes régions, ainsi que les travaux de V. STCSTEPINSKY, thèse (1962) et levés cartographiques.

En Boulonnais, il faut mentionner les travaux de E. RIGAUX (1902), A. P. DUTERTRE (1923, 1937), F. AMEDRO et J. MANIA (1976).

En Normandie, l'Aptien a été étudié par A. PASSY (1832), C. A. LESUEUR (1843), C. LENNIER (1867), P. DESTOMBES (1958), P. DESTOMBES, P. JUIGNET et M. RIOULT (1973), P. JUIGNET (1974).

2.4.2. — Intérêt de l'Aptien

— Exploitations

Les faciès argileux de l'est du bassin (Aptien inférieur) ont été exploités autrefois pour la fabrication des tuiles et des briques (les Argiles à pilcatures de l'Aube ont d'ailleurs été rattachées par A. LEYMERIE, avec les argiles ablennoises, au groupe des Argiles tégulines). Ces exploitations sont pratiquement toutes abandonnées maintenant.

Les faciès sableux ont également été exploités en Haute-Marne, essentiellement pour l'industrie sidérurgique (moules de fonderie), l'industrie du verre ou la fabrication de produits réfractaires. La construction en fait également usage, mais quelques carrières seulement restent exploitées.

* Par F. MAGNIEZ, avec la collaboration de P. DESTOMBES et la participation de F. AMEDRO, P. J. FAUVEL, P. JUIGNET, R. MÉDIONI, F. MÉGNIEZ et F. ROBASYNSKI.

— Hydrogéologie

Régionalement dans le nord-est, les Sables blancs de l'Aptien supérieur constituent une nappe importante fournissant une eau pure avec un fort débit.

2.4.3. — Subdivisions

L'Aptien du bassin de Paris est subdivisé habituellement en *Aptien inférieur* et *Aptien supérieur*. Ces niveaux ont été assimilés par G. CORROY (1925) dans l'est respectivement au Bédoulien et au Gargasien. Mais les ammonites n'existent là en fait que dans la partie moyenne et supérieure de l'Aptien inférieur.

Elles sont par contre mieux représentées dans le Boulonnais où les auteurs ont pu retrouver certaines des zones (▲) distinguées par R. CASEY dans le Kent (1961), et en particulier la zone à Jacobi (= Clansayésien) au sommet de l'étage :

Zonation de R. CASEY (1961) — Kent	
Aptien supérieur	Zone à Jacobi ▲ <i>(Hypacanthoplites jacobi)</i> Zone à Nutfieldensis ▲ <i>(Parahoplites nutfieldensis)</i> Zone à Martinioides <i>(Chelonicerus martinioides)</i>
Aptien inférieur	Zone à Bowerbanki ▲ <i>(Tropaeum bowerbanki)</i> Zone à Deshayesi ▲ <i>(Deshayesites deshayesi)</i> Zone à Forbesi <i>(Deshayesites forbesi)</i> Zone à Fissicostatus <i>(Prodeshayesites fissicostatus)</i>

— Datations

Des mesures radiométriques effectuées à Wissant (Boulonnais) sur des sables argilo-glaucconieux de la zone à Nutfieldensis (partie moyenne de l'Aptien supérieur) ont donné un âge de 104,9 à 106,7 M.A. (É. ELEWAUT et F. ROBASYNSKI, 1977).

2.4.4. — Limites géographiques

— *L'Aptien inférieur* est essentiellement représenté dans la partie est du bassin de Paris, sous forme d'argilites. Il affleure dans l'Yonne, mais n'atteint pas la Loire au sud-ouest, ne dépassant pas Fontenoy. Il est présent dans toute l'Aube, la Haute-Marne. Au nord-est, il affleure dans la partie occidentale de la Meuse, aux confins de la Marne et de la Haute-Marne, et ne dépasse guère la vallée de l'Ornain. Il ne réapparaît ensuite que dans les Ardennes.

Au nord, dans la région occidentale du Bas-Boulonnais, seule sa partie supérieure est présente, correspondant à la Formation du Cat Cornu.

Vers l'ouest, il n'est connu ni dans le Maine, ni en Normandie. Il a été mentionné jadis dans le pays de Bray par A. DE LAPPARENT (1879), mais n'a pu être retrouvé lors du lever de la carte géologique à 1/50 000 de cette région.

— *L'Aptien supérieur* est représenté sous des faciès sableux.

Dans l'est, il manque dans l'Yonne, l'Aube. On l'observe pour la première fois aux environs de Soullaines, puis dans toute la Haute-Marne. Dans la Meuse,

les affleurements, sont fréquents, en particulier dans la zone de la double faille de la Marne et jusqu'à la vallée de l'Ornain. Il diminue ensuite d'épaisseur rapidement et disparaît aux environs de Vaubécourt pour ne réapparaître qu'au nord de Varennes-en-Argonne. Il est représenté ensuite épisodiquement dans les Ardennes.

Dans le nord, il affleure dans le Boulonnais (**Formations de Verlincthun et de Wissant**).

A l'ouest, il est présent en Normandie dans le pays de Caux (falaises littorales), la basse vallée de la Seine de Rouen au Havre, dans le Lieuvin et le pays d'Auge ; il pourrait être représenté dans les Sables verts du Bray. Il est absent dans le Maine.

L'Aptien fait entièrement défaut dans la Sologne, le Berry, le Sancerrois. Il manque aussi dans sa totalité dans le nord de la Meuse, en Argonne plus particulièrement (il n'est connu localement que par sondages). Il est absent encore dans le Nord-Pas-de-Calais et le bassin de Mons.

2.4.5. – Limites géologiques

Le médiocre contenu paléontologique des terrains ne facilite pas, nous l'avons déjà dit, la discussion de cette question.

– Limite inférieure

Les régions les plus propices à l'étude de la limite inférieure de l'Aptien sont l'Yonne, l'Aube, la Haute-Marne et la Meuse, l'Aptien inférieur y étant représenté.

Dans l'Yonne et l'Aube, l'Aptien débute avec les **Argiles à plicatules** transgressives sur le Barrémien continental (**Sables et Argiles panachés**). La limite lithologique est nette, mais rien ne permet d'affirmer que la transgression a coïncidé exactement avec le début de l'Aptien, que tous les niveaux de base sont synchrones. Les ammonites manquent ; elles n'apparaissent qu'un peu plus haut dans la série. Les foraminifères sont présents, mais pas significatifs ; les ostracodes indiquent un âge Aptien, sans plus de précision.

Dans la Haute-Marne et dans la Meuse, l'Aptien débute avec la **Couche rouge de Wassy**, très fossilifère, et se poursuit par les mêmes **Argiles à plicatules**. Ici encore la limite lithologique est bien marquée, mais comme dans l'Aube, les ammonites sont absentes à la base. Ce sont les ostracodes qui ont permis de rattacher à l'Aptien la **Couche rouge** considérée jusqu'alors comme barrémienne (R. DAMOTTE et al., 1978).

– Limite supérieure

C'est dans le Boulonnais que les terrains aptiens les plus récents, datés par macrofaune, sont connus : **Formation de Wissant** (sables argillo-glaucconieux), correspondant au sommet de la zone à Jacobi. Ils sont séparés des sables albiens sus-jacents par une surface d'érosion.

En Normandie, la partie supérieure de l'Aptien est représentée par les **Sables ferrugineux** de La Hève. Ils se terminent localement, à Cauville, par des **Argiles noires à Bucallilla** attribuées au sommet de l'Aptien. Le Poudingue ferrugineux de l'Albien inférieur repose sur cette formation par l'intermédiaire d'une surface d'érosion.

Dans la Haute-Marne et la Meuse, l'Aptien supérieur est représenté par un complexe sableux recouvert par les **Sables verts** albiens. La limite lithologique est nette. Toutefois, le contenu paléontologique est très pauvre et équivoque dans tout le sous-étage, et par là même controversé.

2.4.6. – Faciès et variations latérales

– Aptien inférieur

De la Nièvre à la Meuse (fig. 7.2.) l'Aptien inférieur est remarquablement homogène au point de vue lithologique. Ce sont des argilites compactes, grises à brunes, riches en coquilles : l'**Argile à plicatules** de CORNUEL (1839, 1841). La teneur en CaCO_3 ne dépasse pas 20 % dans l'Aube. L'épaisseur oscille entre 10 et 20 mètres. Les auteurs y ont distingué, à la base un niveau dans lequel abondent les huîtres (correspondant à la « zone à *Terebratella astieriana* »), à la partie moyenne et supérieure, un ensemble assez homogène à ammonites (correspondant à la « zone à *Deshayesites deshayesi* »). A l'intérieur de la formation les variations de faciès sont minimes : localement niveaux un peu plus calcaires à oolithes ferrugineuses, ou calcaréo-gréseux, ou un peu sableux...

Un niveau de Sanguine, situé approximativement à la limite des deux zones, a été exploité autrefois localement dans l'Aube, l'Yonne.

Sporadiquement, en Haute-Marne et dans la Meuse, l'Aptien inférieur comporte à sa base le faciès particulier de la **Couche rouge de Wassy**, qui est une argilite calcaire à oolithes ferrugineuses et fragments de limonite.

Dans les Ardennes, il est argileux aussi : ce sont des argilites noires pyriteuses.

Dans le Boulonnais (fig. 7.6. et 7.9.) la **Formation du Cat Cornu** (sommet de la zone à *Deshayesi* et zone à *Bowerbanki* : sommet de l'Aptien inférieur) correspond à des **grès glauconieux** passant latéralement à un mince cordon phosphaté.

– Aptien supérieur

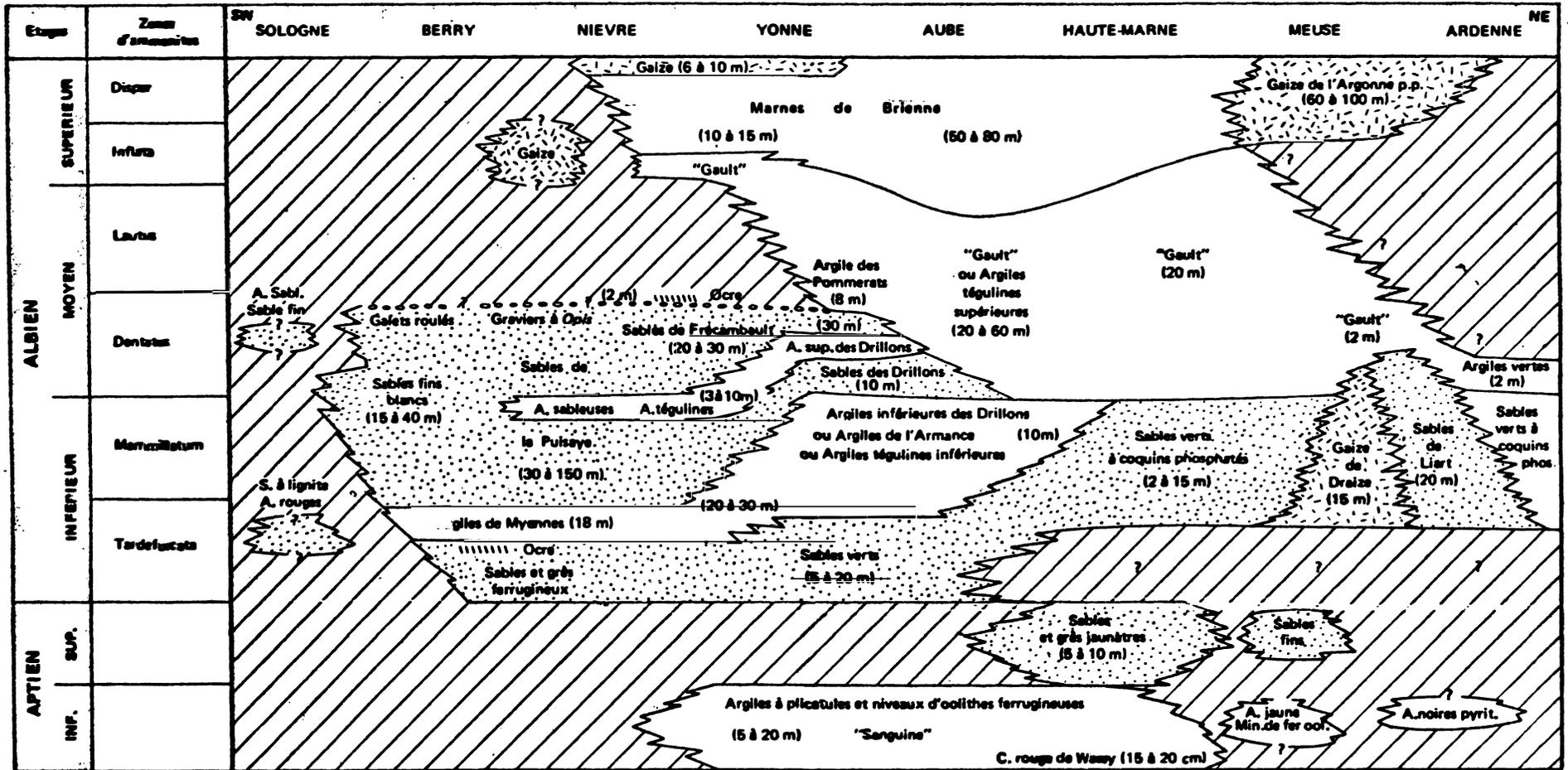
Il est représenté en Normandie par le faciès détritico des **Sables ferrugineux** de La Hève directement transgressif et discordant sur les terrains jurassiques. Cette formation comprend plusieurs séquences avec des stratifications entrecroisées ; les sables fins à moyens, glauconieux, contiennent quelques horizons graveleux. La faune est peu abondante et les récoltes proviennent surtout de la partie supérieure, plus argileuse (**Argiles noires à Bucallilla** de Cauville, argiles noires de Courtonne-la-Meurdrac).

Dans le Boulonnais, la **Formation de Verlincthun**, correspondant à la zone à *Nutfildensis* et à l'extrême base de la zone à *Jacobi*, est constituée de sables glauconieux passant vers le haut à des sables blancs. La **Formation de Wissant** qui la surmonte et qui correspond au sommet de la zone à *Jacobi*, se compose de sables argillo-glaucconieux (1-3 m) se réduisant localement à un cordon phosphaté.

En Haute-Marne, l'Aptien supérieur est représenté par des faciès en majorité sableux, les **Sables et grès jaunâtres** de CORNUEL (1839, 1841), ou encore **Grès et sables de Valcourt** de CORNUEL (1841). Leur épaisseur varie entre 10 et 20 mètres.

2.4.7. – Épaisseur totale de l'Aptien

Elle oscille entre 5 et 25 m dans l'Yonne, 10 et 20 m dans l'Aube. Elle atteint 30 m au maximum en Haute-Marne entre Wassy et Saint-Dizier ; elle se réduit ensuite à quelques mètres dans la Meuse et dans les Ardennes. Elle varie de 0 à 15 m dans le Boulonnais. Elle est comprise entre 20 et 30 m en Normandie.



72 — Schéma des faciès de l'Aptien et de l'Albien selon les affleurements du sud au nord-est du bassin de Paris (F. MÉGNEN, avec la collaboration de J. MAUVIT pour le sud du bassin).

2.4.8. — Données paléontologiques

— Macrofaune

— Les Argiles à pilcatures de l'Aptien inférieur de l'Aube et de Haute-Marne renferment à côté de très nombreuses huîtres, une riche faune d'ammonites pyriteuses dont les deux groupes dominants sont ceux de *Deshayesites deshayesi* et *Aconoceras nisoides* ; s'y ajoutent, en proportion variable selon les gisements, *Sanmartinoceras aptianum*, *Pseudosaynella bicurvata* et des *Cheloniceras* variés (*C. aff. cornuelianum*, *C. crassum*) et, plus rarement, des *Megatyloceras*. Les hétéromorphes sont abondants.

— En Boulonnais, les principales ammonites recueillies sont à l'Aptien inférieur *Deshayesites deshayesi*, *Cheloniceras crassum*, *Dufrenoya cf. furcata*..., à l'Aptien supérieur *Hypacanthoplites jacobi*, *H. rubricosus*, *H. spathi*...

— En Normandie, l'association d'ammonites à *Hypacanthoplites* et *Bucaillella* généralement phosphatées, caractérise la zone à *Jacobi* (sous-zones à *Anglicus* et à *Cayeuxi*) ; on y trouve associés des lamelibranches, gastéropodes, rameaux et cônes de gymnospermes.

— Microfaune

Les Argiles à pilcatures de l'Aube et de Haute-Marne (Aptien inférieur) renferment une belle faune de foraminifères et d'ostracodes étudiée par R. DAMOTTE et F. MAGNIEZ-JANNIN (1973), R. DAMOTTE et al. (1978).

— Foraminifères : associations généralement riches, à agglutinants encore prédominants à la base (50-80 % dans l'Aube) (littuolidés, trochamminidés), relayés à la partie moyenne et supérieure par les « rotalidés » (30-60 %) avec les espèces *Valvulineria* sp. et *Gavelinella brielsensis* abondantes. Apparition des premiers planctoniques (*Hedbergella*), encore rares (4 % au maximum). Présence caractéristique des espèces *Psamminopelta* sp., *Textularia pulchella*, *Verneuilinoides subfiliformis*, *Citharina* aff. *sparsicostata*, *Marginulina humilis*, *Guttulina* sp.

— Ostracodes : principales espèces : *Asciocythere* gr. *albae*, *A. sp.*, *Centrocythere gotttsi*, *C. bordeti*, *Cythereis geometrica* (espèces présentes dans la Couche rouge de Wassy permettant de lui attribuer un âge aptien inférieur plutôt que barrémien), *Protoocythere croutesensis*, *P. percholsensis*, *Schuleridea derool*, *Platycythereis* sp.

La microflore étudiée dans les Sables ferrugineux de Normandie, près de Villequier, montre un microplancton abondant, ainsi qu'une association de spores et pollens avec gymnospermes dominants (J. J. CHATEAUNEUF, in F. MÉNILET, 1970).

2.4.9. — Milieu de sédimentation

— Dans l'Yonne et dans l'Aube, les Argiles à pilcatures de l'Aptien inférieur (qui surmontent les Sables et argiles barloisés continentaux du Barrémien supérieur) se sont déposées dans un milieu marin franc, de faible profondeur, assez peu agité, ainsi qu'en témoignent les ostracodes. La présence d'ammonites et de foraminifères planctoniques indique aussi des conditions marines franches, mais avec peut-être un degré d'océanité encore réduit si l'on tient compte du très

faible développement des foraminifères planctoniques (R. DAMOTTE et F. MAGNIEZ-JANNIN, 1973). Dans le nord-est (Haute-Marne) les conditions de sédimentation étaient les mêmes que dans l'Yonne et dans l'Aube.

A l'Aptien supérieur, ces conditions ont évolué sensiblement : la mer a quitté l'Yonne, l'Aube (absence de dépôts) et dans le nord-est (Haute-Marne, Meuse) une régression bien marquée, soulignée par l'abondance des matériaux sableux, s'est traduite par un retour au faciès littoral.

— Dans le Boulonnais, l'Aptien a été caractérisé par des venues et retraits successifs de la mer (trois invasions marines). L'extension géographique des dépôts et leur amincissement vers l'est où ils se terminent en biseau indiquent que le Boulonnais est resté durant toute cette période un golfe largement ouvert à l'ouest, compris entre la plate-forme de Londres-Brabant au nord et le seuil d'Étaples au sud (F. AMÉDRO et J. MANIA, 1976).

Les assemblages d'ammonites, de lamelibranches, de brachiopodes et d'échinides présents dans la Formation du Cat Cornu (Aptien inférieur — première invasion marine) et dans la Formation de Wissant, sommet de l'Aptien supérieur — troisième invasion) indiquent un dépôt dans la zone euphotique sous une tranche d'eau de l'ordre de 50 mètres. L'absence de céphalopodes et la richesse en ostréidés dans la Formation de Verlincthun (base de l'Aptien supérieur — deuxième invasion) témoignent par contre de conditions momentanément plus littorales.

Du fait d'une érosion anté-albienne, les limites précises d'extension de l'Aptien demeurent inconnues. Dans le centre du bassin, les renseignements sur les dépôts aptiens sont peu nombreux et la présence d'un bras de mer continu sur le bassin de Paris reste en suspens.

— En Normandie, les Sables ferrugineux de La Hève peuvent être corrélés avec le Lower Greensand. Ces dépôts présentent une certaine homogénéité dans leurs structures sédimentaires et leur cortège minéralogique ; ils appartiennent à une même unité paléogéographique (P. JUIGNET, M. RIOULT et P. DESTOMBES, 1973). Les sables ferrugineux se sont mis en place dans un domaine marin transgressif, sous une faible tranche d'eau ; les courants assez violents venaient essentiellement du nord, apportant un matériel fin ou moyen et bien trié. Les sédiments étaient riches en matière organique notamment d'origine végétale, et les animaux fouisseurs étaient nombreux. Vers la fin de l'Aptien, les courants ont diminué localement d'intensité et permis la décantation de faciès argileux (Argiles à *Bucaillella*). L'érosion anté-albienne marquée en Basse-Normandie, ne permet pas de préciser l'extension originelle de ces dépôts vers le Massif armoricain.

2.5. — Albien *

2.5.1. — Introduction et historique

— Définition de l'étage

Le terme Albien a été créé par A. D'ORBIGNY en 1842-1843 et défini dans la région traversée par l'Aube : « l'Aube (*Alba*) le traversant à Dienville et sur beaucoup d'autres points ». Il était proposé en remplacement de

* Par F. MAGNIEZ avec la collaboration de P. DESTOMBES et la participation de F. AMÉDRO, P. J. FAUVEL, P. JUIGNET, R. MÉDIONI, F. MÉGNIEU et F. ROBASZYSKI.

ceux de « Gault », « glauconie sableuse », « grès vert inférieur » qui ne correspondaient qu'à une partie de l'étage ou n'avaient qu'une valeur régionale.

— Stratotype

Les premières descriptions des terrains albiens de l'Aube reviennent à A. LEYMERIE (1841-1842, 1846). Ils étaient regroupés avec les terrains aptiens dans son 2^e étage dit « étage des Argiles tégulines et du Grès vert » : le 1^{er} correspondait à la Craie et le 3^e au Terrain néocomien. Le 2^e étage comprenait de bas en haut les Argiles à *Exogyra sinuata* (= Argiles à plicatules de l'Aptien inférieur), puis le Grès vert (= Sables verts), un 2^e groupe d'Argiles tégulines passant à la Craie par l'intermédiaire de marnes sans fossiles. Ainsi dès cette époque, les trois formations principales de l'Albien de l'Aube — sables, argiles, marnes — étaient reconnues. En 1881, elles étaient cartographiées sous la dénomination de Sables verts, Argiles tégulines et Marnes de Brienne par J. DE COSSIGNY, dans la 1^{re} édition de la feuille Troyes à 1/80 000. Après A. LEYMERIE, et après la création de l'étage Albien par A. D'ORBIGNY et le choix de l'Aube comme région-type, l'Albien de l'Aube a été étudié par T. EBRAY (1863), C. BARROIS (1874), P. LEMOINE (1910), C. LARCHER (1936). Par la suite, une première synthèse stratigraphique, appuyée sur les faunes d'ammonites d'une part, de foraminifères d'autre part, a été présentée à Lyon en 1963 au Colloque sur le Crétacé inférieur (C. LARCHER et al., P. et J. P. DESTOMBES, P. MARIE, mém. B.R.G.M. n° 34, 1965). D'autres travaux macropaléontologiques (J. P. et P. DESTOMBES, 1965, 1970, 1973) et micropaléontologiques, l'étude de plusieurs sondages ont abouti à une deuxième synthèse parue dans la série des stratotypes français, vol. 5 (P. RAT et al., 1980). Entre ces deux mises au point, il faut encore signaler les contributions de J. LAUVERJAT (1966, 1969) et L. COUREL et al. (1972).

— Autres régions

L'Albien a été étudié en Haute-Marne par J. CORNUEL (1839, 1841), puis É. DE BEAUMONT (1862), dans les Ardennes par H. E. SAUVAGE et A. BUVIGNIER (1842), dans la Meuse par A. BUVIGNIER (1852), P. J. FAUVEL et al. (1978), dans l'Yonne par V. RAULIN et A. LEYMERIE (1858), E. HÉBERT (1863), C. BARROIS (1874), J. LAMBERT (1894), J. LAUVERJAT (1966, 1969), L. COUREL et al. (1972), dans le Sancerrois par A. DE GROSSOUVRE (1889).

En Boulonnais, les études sur l'Albien sont dues à A. D'ORBIGNY (1841-1846), C. BARROIS (1878), H. PARENT (1893), E. RIGAUX (1902), A. P. DUTERTRE (1938), P. et J. P. DESTOMBES (1937, 1965), F. AMEDRO et P. DESTOMBES (1978).

En Normandie, il convient de citer les travaux de A. PASSY (1832), C. A. LESUEUR (1843), E. HÉBERT (1864-1875), G. LENNIER (1867), A. DE LAPPARENT (1879), C. PICHON (1933), P. DESTOMBES (1938, 1958, 1970), P. DESTOMBES, P. JUIGNET et M. RIOULT (1973), P. JUIGNET (1974).

2.5.2. — Intérêt de l'Albien

— Exploitations

Depuis très longtemps les argillites sont utilisées pour la fabrication des tuiles et des briques, d'où le nom d'Argiles tégulines donné dans l'Aube par A. LEYMERIE (« tégulines » vient du latin *tegula* = tuile). Au milieu du siècle dernier, dans l'Aube, comme dans l'Yonne, la Haute-Marne, la Marne, la Meuse, le pays de

Bray, le nombre des exploitations était très élevé ; maintenant elles sont peu nombreuses et restreintes aux seuls niveaux présentant les caractéristiques les plus appropriées. Les faïenceries, autrefois célèbres en Argonne (Les Islettes), ont cessé leur activité.

Les marnes alimentent encore une cimenterie à la limite des départements de la Haute-Marne, de la Marne et de la Meuse.

Les sables ont fait aussi l'objet, en Haute-Marne, d'exploitations, liées à l'industrie du verre ou à la sidérurgie (moules de fonderie en Sables verts).

— Hydrogéologie

La nappe des Sables verts est connue et exploitée en région parisienne depuis plus d'un siècle.

Bien protégée par la présence au toit, des argiles du « Gault », les différents niveaux sableux de l'Albien fournissent une eau remarquable par sa qualité chimique et bactériologique, et son caractère artésien.

C'est en 1833 que débutèrent à Paris les travaux de forage du puits de Grenelle. Le 26 février 1846, l'eau jaillissait à une hauteur de 33 m au-dessus du sol avec un débit de 160 m³/h. De nombreux puits allaient ensuite être forés entraînant une baisse générale de pression et un abaissement notable du niveau piézométrique.

Depuis 1963, les prélèvements se sont stabilisés et depuis 1973 ils ont même diminué, entraînant une remontée de la pression, supérieure à 10 m en 1978, au centre de la région parisienne.

La qualité chimique et bactériologique de l'eau est restée la même. Des travaux récents ont montré que les eaux de cet aquifère captif pouvaient être datées de 10 000 à 25 000 ans, ce qui prouverait que l'alimentation de cette nappe se fait par drainance et non par infiltration au niveau des affleurements comme on l'a longtemps pensé.

La nappe des Sables verts reste, dans le Bassin parisien, la plus importante par ses réserves (plusieurs milliards de mètres cubes).

2.5.3. — Subdivisions

Le découpage de l'Albien et les zones d'ammonites retenus ici sont présentés dans le tableau 7.3. Les rapports des zones et sous-zones adoptées avec les zonations précédemment utilisées sont portés sur le même tableau.

Remarques

- Le Vraconien est inclus dans l'Albien supérieur et considéré comme une simple zone (zone à Dispar, avec 2 sous-zones).

Le Clansayésien est rattaché à l'Aptien.

- La limite Albien inférieur-Albien moyen ne prête à aucune discussion quant à sa position dans la succession des zones d'ammonites : elle est située entre la zone à Mammillatum et la zone à Dentatus, plus précisément entre les sous-zones à Normanniae et Eodontatus.

- Il n'en est pas de même de la limite Albien moyen-Albien supérieur dont la position dans la succession des zones d'ammonites varie selon les auteurs, la « zone » à Cristatum étant prise avec une acception variable et incluse par les uns dans l'Albien moyen, par les autres dans l'Albien supérieur. Nous avons adopté ici la position de P. DESTOMBES qui admet une sous-zone à Cristatum située au sommet de la zone à Lautus-Nitidus (comprenant aussi les sous-zones à Subdelarueli, Meandrinus (de OWEN), Nitidus et Daviesi), et qui place la limite Albien moyen-Albien supérieur au-dessus de cette sous-zone à Cristatum, justifiant sa position par des arguments paléontologiques : l'évolution des *Dipoloceras*, qui s'est faite au cours de

Étages	Kent - Boulonnais		Colloque Lyon - 1963-65 Zones	H.G. Owen 1971		Étages	Aube - Normandie (P. Destombes, 1973-80)	
	Zones	Sous-zones		Zones	Sous-zones		Zones	Sous-zones
ALBIEN SUPÉRIEUR	Dispar	Dispar-Perinflatum Substudei	Dispar			ALBIEN SUPÉRIEUR Viracabon Sinau-stricto	Dispar	Dispar Blancheti
	Inflata	Aequatorialis Auritus Varicosum Orbigny	Inflatum	Inflatum	Orbigny		Inflata	Auritus Varicosum Orbigny
ALBIEN MOYEN	Lautus	Cristatum Daviesi Lautus-Nitidus Subdelaruei	Cristatum		Cristatum	ALBIEN MOYEN	Lautus	Cristatum Lautus-Nitidus Subdelaruei
			Lautus-Nitidus	Lautus	Daviesi Nitidus			
	Dentatus	Niobe Intermedius Dentatus-Spathi Bennettianus Eodentatus	Dentatus et Lyell	Loricatus	Meadrinus Subdelaruei		Dentatus	Intermedius Dentatus-Spathi Lyell Eodentatus
				Dentatus	Spathi Lyell Eodentatus			
ALBIEN INFÉRIEUR	Mymniflaturum	Puzosianus Raulinianus Floridum Kitchini	Maremflaturum			ALBIEN INFÉRIEUR	Raulinianus	Normannus Bullensis Larcheri
	Tardefurcata	Regularis Milletioides Farnhamensis	Tardefurcata				Dutempleana	Puzosianus Floridum Kitchini
							Tardefurcata	Regularis Milletioides Farnhamensis

7.3. — Zonation de l'Albien basée sur les ammonites (P. DESTOMBES).

l'Albien moyen, se termine dans la sous-zone à Cristatum.

Sur le terrain, cette limite entre Albien moyen et Albien supérieur est, sauf en Boulonnais, très mal repérée. Sa position dans les coupes données (fig. 7.5.), est, par rapport aux formations, souvent incertaine, parfois arbitraire.

• Le terme de **Gault** employé par les auteurs anciens et conservé dans certaines notices de cartes géologiques ne doit pas être utilisé avec une valeur stratigraphique : c'est uniquement un faciès — celui de l'Albien argileux — qui a une extension et une position stratigraphique très variables selon les régions (voir tableau ci-dessous).

Extension approximative du faciès Gault dans diverses régions du bassin de Paris

	Yonne	Aube	Hte-Marne	Boulonnais	Bray NW	Bray SE	Pays de Caux
Albien supérieur	↑		↑	↑			↑
Albien moyen		↑	↑	↑	↑	↑	
Albien inférieur		↑	↑		↑	↑	

2.5.4. — Limites géographiques

L'Albien est mieux représenté et plus étendu que l'Apvien.

1. — **Albien inférieur** (dans toute son extension ou *pro parte*) : au sud, il est connu au-delà de la Loire dans le Sancerrois jusque dans le Berry, et localement en Sologne. Il est bien développé en Puisaye, dans l'Aube, la Haute-Marne, la Meuse, les Ardennes. Il manque dans le Nord-Pas-de-Calais et le bassin de Mons, mais réapparaît dans le Boulonnais. Il affleure dans le pays de Bray, le pays de Caux ; il est absent en Basse-Normandie.

2. — **Albien moyen** : il affleure en totalité ou *pro parte* dans toute la partie orientale du bassin, du Berry et localement de la Sologne jusqu'aux Ardennes. A l'ouest, il est présent en Basse-Normandie, dans le pays de Caux, le pays de Bray, le Boulonnais. Il est connu dans quelques puits de mine du Pas-de-Calais et est probablement représenté dans le bassin de Mons, sous des faciès très détritiques (Meules).

3. — **Albien supérieur** : au sud-est, il est présent en Puisaye et atteint vers le sud le Sancerrois où étaient exploités du temps de DE GROSSOUVRE des phosphates livrant des fossiles de l'Albien supérieur. Il est bien développé dans toute la Champagne humide. Il est

connu dans l'Argonne mais disparaît dans les Ardennes. Il est présent dans le Boulonnais. On le connaît par des puits de mine dans la partie orientale du Pas-de-Calais et dans le bassin de Mons, affleurant seulement, incomplet, vers l'extrémité orientale de ce bassin. Il affleure dans l'ouest dans le pays de Bray, le pays de Caux, la Basse-Normandie.

2.5.5. — Limites géologiques

— Limite inférieure

— Dans l'Aube et l'Yonne, le premier niveau albien est représenté par les **Sables verts**, transgressifs sur les **Argiles à plicatules** de l'Aptien inférieur. Mais comme pour la limite inférieure de l'Aptien, rien ne permet d'affirmer que ces sables sont partout synchrones et qu'ils coïncident avec la base précise de l'étage. Les ammonites manquent à la base (elles ne sont connues, localement, qu'au sommet qui se rattache encore à la zone à *Tardefurcata*) ; les microfaunes sont absentes aussi.

— Dans la Haute-Marne et dans la Meuse, le premier niveau albien est également représenté par les **Sables verts** transgressifs cette fois sur les sables de l'Aptien supérieur. Les ammonites sont rares en général, de même que les microfaunes ; cependant la base a livré *Hypacanthoplites milletianus* (P. J. FAUVEL, inédit).

— Dans les Ardennes, la base de l'Albien inférieur manque : à Grandpré, le gravier phosphaté de base livre en effet *Leymeriella regularis* et *Hypacanthoplites milletioides* indiquant une condensation des premières sous-zones de l'Albien ; il est surmonté par des argiles riches en nodules phosphatés et ammonites de la zone à *Mammillatum* (F. AMEDRO et P. DESTOMBES, 1975).

— En Normandie, les premiers dépôts de l'Albien sont souvent détritiques grossiers (**Poudingue ferrugineux**, **Sables verts**) ou argileux (argiles de la région de Bully) ; ils reposent localement par une surface d'érosion sur la partie sommitale de l'Aptien, mais une lacune partielle semble intéresser la base de l'Albien (zone à *Tardefurcata pro parte*).

— Datations

Des mesures radiométriques effectuées sur la glauconie ont donné dans l'Aube un âge de 109 ± 4 M.A. pour un niveau situé à 4 m au-dessus de la base des Sables verts (sondage du Bois du Perchols). Dans ce même sondage, le sommet des Sables verts (sommet de la zone à *Tardefurcata*) est daté de 103 ± 4 M.A. (G. ODIN in : P. RAT et al., 1980).

— Limite supérieure

— **Aube** : contrairement à sa base qui est nette du point de vue lithologique, le sommet de l'Albien est difficile à définir dans l'Aube. En aucun point, la limite supérieure de l'étage n'est repérée avec rigueur. Les raisons en sont multiples : tout d'abord elle se situe au sein d'une série dont les caractéristiques sédimentologiques évoluent lentement (passage progressif des **Marnes de Brienne** à la Craie cénomaniennne) ; ensuite, et surtout, les bons affleurements manquent, ce qui n'a pas permis de repérer d'éventuels accidents lithologiques (glauconie, surface d'érosion, perforations) contemporains de ceux que l'on observe à ce moment-là dans d'autres régions (Normandie, Boulonnais, Kent, Sud-Est de la France) ; on ne dispose pas non plus de sondages intéressant ces niveaux ; de

plus la macrofaune est quasiment absente, et la faune de foraminifères ne permet pas, pour le moment encore, de repérer avec précision dans la région la limite Albien-Cénomaniennne.

Par manque d'observation, on ne peut donc affirmer que la série albiennne soit complète à son sommet dans l'Aube et que le passage au Cénomaniennne ait été continu ; mais si une lacune existe, on peut penser qu'elle est légère dans la mesure où aucune coupure nette n'apparaît dans l'évolution de la faune de foraminifères.

— Dans la Marne et la Meuse, au faciès **Marnes de Brienne**, vient parfois se superposer le faciès **Galze**. Malheureusement, les ammonites restent rares et les foraminifères semblent absents.

— En Argonne, où existe aussi le faciès **Galze**, celle-ci est vracono-cénomaniennne puisqu'elle comporte des *Mortoniceras* dans sa partie inférieure et des *Schloenbachia* dans sa partie supérieure. Là encore aucune limite ne peut être repérée.

— Dans le Boulonnais, à Wissant, la zone à *Dispar* (Vraconien), avec ses deux sous-zones, manque. Le *Tourtia* cénomaniennne est transgressif sur les argiles albiennes de la sous-zone à *Auritus*.

— En Normandie, le sommet de l'Albien, sous faciès de **Galze**, est marqué par une surface d'érosion supportant le Cénomaniennne basal. La partie supérieure de l'Albien livre fréquemment une faune de la zone à *Inflatum* et localement de la zone à *Dispar*. La coupure lithologique, bien marquée, ne se traduit pas par une lacune importante dans la succession des faunes.

— Datations

Le sommet de l'Albien n'est pas daté dans le bassin de Paris. Mais un âge moyen de 92 à 94 M.A. est attribué à la base du Cénomaniennne en Normandie (P. JUIGNET, J. C. HUNZIKER et G. ODIN, 1975) et dans le Boulonnais (E. ELEWAUT et F. ROBASZYNSKI, 1977). L'Albien apparaît ainsi comme un étage très long, probablement plus de 12 M.A.

2.5.6. — Principaux faciès

Les figures 7.2. et 7.9. représentent schématiquement les différents faciès et leurs relations. Les figures 7.4., 7.5. et 7.6. sont des essais de représentation des imbrications de faciès selon les observations faites en affleurement.

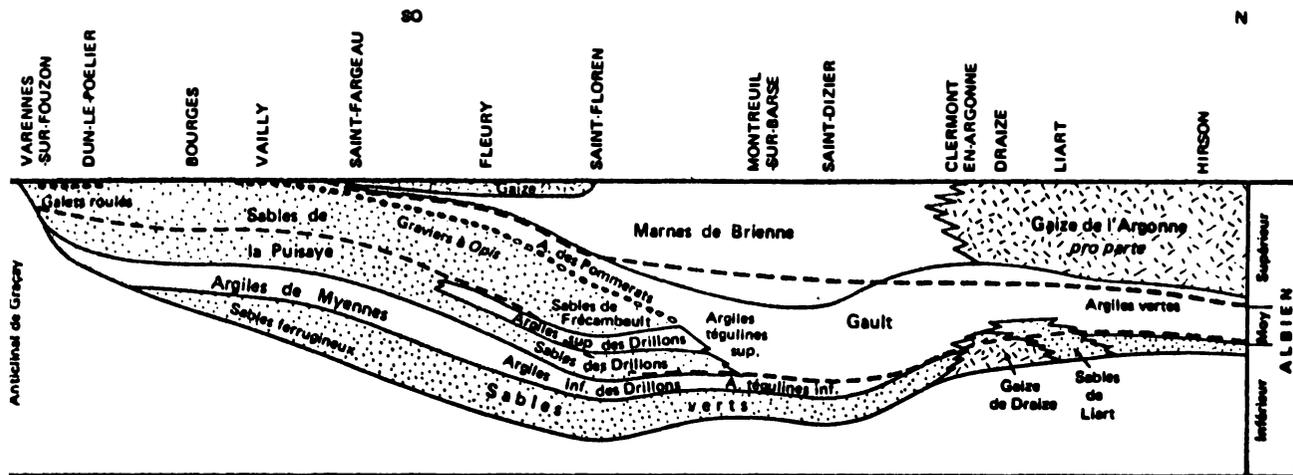
— Dans l'Aube

Dans la région-type, l'Albien affleure très mal en raison d'une épaisse couverture quaternaire, d'une végétation dense et de l'absence de reliefs marqués. Il n'est visible actuellement que dans les quelques exploitations d'argilites qui persistent, dans quelques points des berges de l'Aube (accès très difficile), et à l'occasion de travaux.

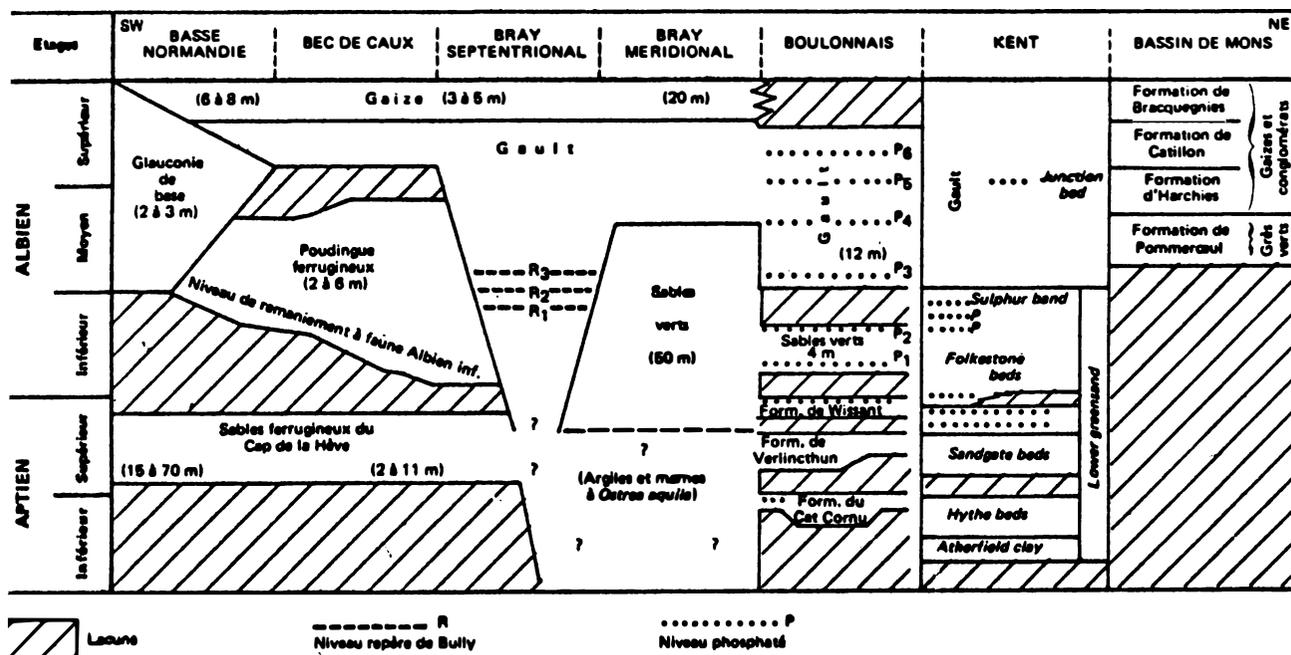
Il comprend :

1. A la base, des sables glauconieux : les **Sables verts** dont l'épaisseur varie entre 10 et 25 m environ. Les rares fossiles récoltés attestent que leur sommet appartient à la zone à *Tardefurcata* (base de l'Albien inférieur). Par manque de faune, leur base ne peut être datée avec précision. Ce sont des sables fins, bien classés, présentant fréquemment des passées argileuses ; la stratification est absente ou discrète.

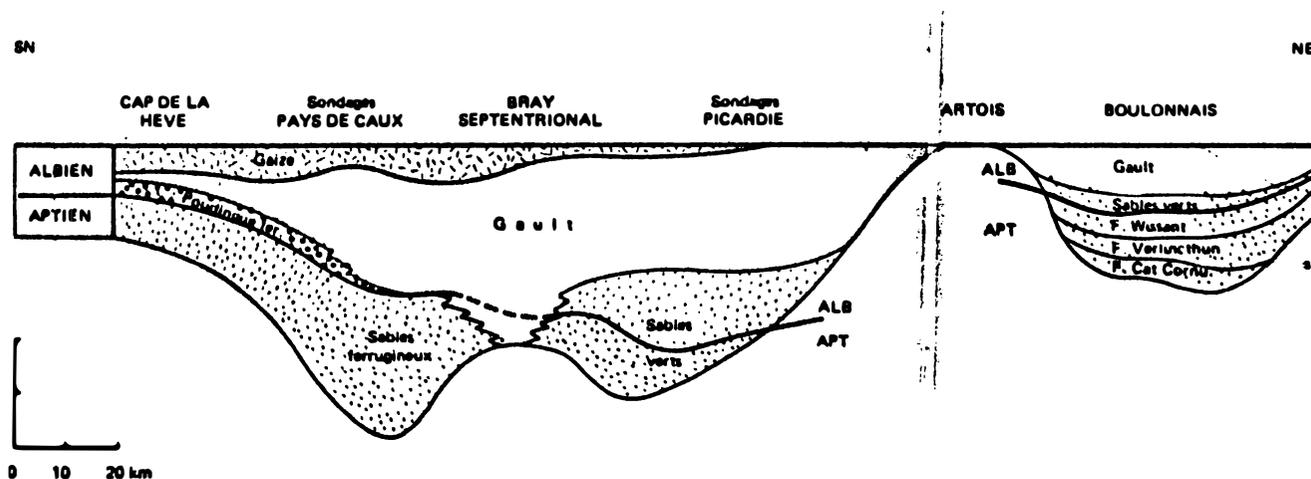
2. Puis des argilites gris sombre : les **Argiles tégullines**, épaisses d'une quarantaine de mètres au moins. Elles sont très fossilifères (macro et microfaune). Elles



7.4. — Coupe schématique de l'Albien selon les affleurements de l'Ardenne au Berry — en tireté lignes isochrones — (F. MÉGNIEN, avec la collaboration de J. MANIVIT pour le sud du bassin).



7.5. — Formations aptiennes et albiennes dans le nord-ouest du bassin de Paris, le Kent et le bassin de Mons (R. MÉGNIEN, avec la collaboration de F. ROSAZYNSKI pour le bassin de Mons).



7.6. — Coupe schématique de l'Aptien et de l'Albien du cap de la Hève au Boulonnais (R. MÉGNIEN, avec la collaboration de F. ROSAZYNSKI pour le Boulonnais).

débutent avec la base de la zone à *Mammillatum*. La limite Albien inférieur-Albien moyen se situe dans leur partie inférieure. Elles se poursuivent jusqu'à la sous-zone à *Intermedius* (partie supérieure de la zone à *Dentatus*) puis évoluent vers le type marnes (faciès de transition au sommet de l'Albien moyen). Dans les argillites franches, la teneur moyenne en CaCO_3 est de 10 % ; elle ne dépasse pas 20 %. Des niveaux rouges, ou phosphatés, ou très glauconieux, ou gypsifères s'intercalent localement.

3. A la partie supérieure, sans coupure nette avec la formation précédente, des marnes gris clair : les **Marnes de Brienne** (50 m environ), dont la teneur en CaCO_3 oscille entre 30 et 80 %. Ni la limite inférieure, ni la limite supérieure de cette formation ne peuvent être définies avec rigueur et datées avec précision. Il est possible toutefois de dire que, grossièrement, les Marnes de Brienne franches correspondent ici à l'Albien supérieur. La microfaune est extrêmement riche ; les ammonites sont fréquentes à certains niveaux (sous-zone à *Auritus*), mais absentes à d'autres.

Une étude comparée (en cours, F. MAGNIEZ) des faunes de foraminifères de l'Albien de Wissant et de l'Aube donne à penser que toutes les zones d'ammonites sont représentées dans l'Aube, y compris celles du sommet de l'Albien moyen qui n'ont pas livré de macrofaune. Cependant la grande durée de l'Albien qui implique un taux moyen de sédimentation très faible, la présence d'accidents lithologiques (petits niveaux phosphatés par exemple), certains renouvellements assez brusques de la microfaune sous-entendent une certaine discontinuité dans la sédimentation, l'absence temporaire de dépôts (sans émigration), ou même des érosions (sous-marines) ? engendrant des « petites » lacunes entre ou à l'intérieur des zones.

— Variations latérales.

— Dans l'Yonne, la série albienne débute, comme dans l'Aube, par des **Sables verts** (5-15 m), mais là leur sommet n'atteint plus le sommet de la zone à *Tardefurcata*. Au-dessus, appartenant encore à la zone à *Tardefurcata*, existent des argillites : les **Argilles de Myennes** (20-30 m). La partie supérieure de l'Albien inférieur (zone à *Mammillatum*) se présente sous un faciès sableux (5-20 m), puis un faciès argileux (5-15 m). Ensuite on trouve une épaisse série sableuse (20-50 m) : les **Sables de la Puisaye** ou les **Sables de Frécambault**, couronnés par le **Gravier à *Opis*** daté de la sous-zone à *Dentatus-spathi*. Au-dessus sont développés des argillites (5-10 m), dites **Argilles du Gault**, renfermant des ammonites de la base de l'Albien supérieur (sous-zone à *Orbigny*), puis des marnes (10-15 m), appelées aussi **Marnes de Brienne**, qui prennent tout au sommet le faciès **Gaize** (10 m) ; localement (sud-ouest d'Auxerre) existe à la partie inférieure de cet ensemble un niveau d'ocre. (Dans l'Yonne les diverses formations sont moins bien datées que celles de l'Aube car les ammonites sont absentes et très rares dans les niveaux sableux et les études micropaléontologiques sont plus restreintes.)

Dans la région de **St-Florentin**, à la limite de l'Yonne et de l'Aube, les faciès argileux prennent progressivement de plus en plus d'importance d'ouest en est. Les **Sables verts**, qui s'étendent à toute la zone à *Tardefurcata*, sont surmontés par des argillites (5-15 m), dites **Argilles de l'Armanche** ou **Argilles inférieures des Drillons** (zone à *Mammillatum*, sommet de l'Albien inférieur). Au-dessus, la série sableuse de l'Albien moyen est entrecoupée d'argillites et montre de bas en haut la succession suivante : **Sables des Drillons** (15-20 m), puis **Argilles**

supérieures des Drillons (3-10 m), puis **Sables de Frécambault** (20-30 m) surmontés du même **Gravier à *Opis***, ces trois dernières formations se rattachant à la sous-zone à *Dentatus-spathi* ; vers l'est, les Sables des Drillons se prolongent dans les **Argilles tégulines de l'Aube** jusqu'à la vallée de la Seine. Ensuite, au sommet de l'Albien moyen et à l'Albien supérieur correspondent les **Argilles des Pommerats** (5 m) (appelées encore **Argilles supérieures de St-Florentin**) renfermant à la base des ammonites de la sous-zone à *Intermedius* et une faune de foraminifères un peu plus récente, puis des marnes dites **Marnes de Brienne** (1520 m).

A l'opposé, vers l'ouest, les faciès sableux deviennent prépondérants à la partie inférieure de la série. Dans le **Sancerrois**, les Sables verts sont remplacés par des sables et grès ferrugineux dont la partie supérieure a fourni localement autrefois de l'ocre. Au-dessus existent les **Argilles de Myennes** (jusqu'à 30 m) (région-type près de Cosne-sur-Loire), puis la série est entièrement occupée par les **Sables de la Puisaye** (40-50 m et plus). Ceux-ci sont surmontés par un lit de graviers (0,30 m) agglomérés par un ciment phosphaté renfermant de nombreuses ammonites de l'Albien supérieur (zone à *Inflatum*). Les niveaux terminaux de l'Albien manquent.

Plus à l'ouest, dans le **Berry**, les Argilles de Myennes disparaissent et l'Albien n'est plus représenté que sous un faciès sableux.

— En **Haute-Marne**, les **Sables verts**, à la base de la série, sont réputés appartenir en totalité à la zone à *Mammillatum*, ce qui les rendrait plus récents que ceux de l'Aube. Cependant, à **Outines**, dans la Marne, ils contiennent *Leymeriella tardefurcata*, tandis qu'à **Pargny-sur-Saulx** et à **Maurupt-le-Montois**, ils ont livré des *Hypacanthopiltés* dont *H. milletianus* (P. J. FAUVEL, inédit). Finalement, leur âge serait tout à fait comparable à celui des Sables verts de l'Aube. La série comprend ensuite les **Argilles du Gault** qui s'étendent jusqu'à la sous-zone à *Auritus*, puis les **Marnes de Brienne** vraconiennes.

— Dans la **Meuse**, la série albienne comprend à la base les mêmes **Sables verts** qui couvrent ici les deux zones de l'Albien inférieur, puis les **Argilles du Gault** à l'Albien moyen, enfin la **Gaize** qui déborde sur le Cénomannien.

Dans ces trois départements (Haute-Marne, Marne, Meuse), un niveau phosphaté assez constant marque la base des Sables verts.

— Dans les **Ardennes**, la base de la série prend localement le faciès gaize : c'est la **Gaize de Draize**, qui passe latéralement aux **Sables de Liart**. Au-dessus l'Albien moyen à *Hoplites dentatus* est argileux. Les terrains aliens plus récents manquent.

— Dans la région orientale du **Pas-de-Calais**, l'Albien moyen (?) à *Hoplites* a été décrit sous le faciès d'argillites noires dans plusieurs puits de mine, tandis que l'Albien supérieur (dont la base est absente) apparaît sous forme de grès glauconieux et de gaize.

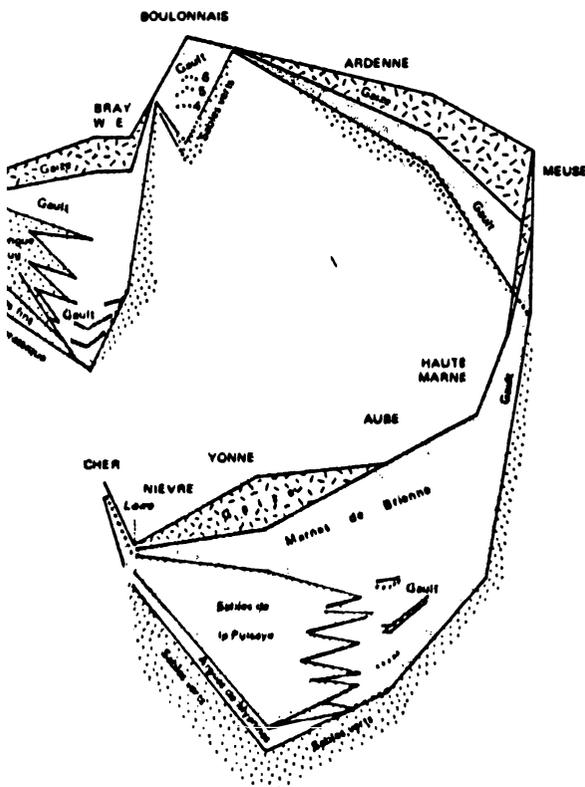
— Dans le bassin de **Mons**, R. MARLIÈRE (1942) attribue à la partie supérieure de l'Albien moyen : la **Formation de Pommerœul** et la base de la **Formation d'Harcliés** (Meules). L'Albien supérieur (Vraconien compris) est représenté dans sa presque totalité au puits d'Harcliés, à l'entrée du bassin de Mons, par les **Formations d'Harcliés (pro parte)**, de **Catillon** et de **Bracquegles** (Meules). Cette dernière formation, la plus élevée, affleure dans la partie orientale du bassin où elle existe seule. Les « Meules » correspondent à des dépôts épais (près de 150 m) de grès verts, gaizes, spongolites, conglomérats sédimentés dans des zones à subsidence marquée (« cuves »).

— Dans le Boulonnais, à Wissant, l'Albien inférieur, épais (1 m) et incomplet (zone à *Mammillatum* seule), est représenté, entre les niveaux phosphatés P1 et P2, par des sables et grès verts. Ce faciès sableux borde sur la base (incomplète) de l'Albien moyen jusqu'au sommet de la sous-zone à *Dentatus-spathi*, puis toute la série (10 m) est argileuse, mais interrompue de plusieurs niveaux phosphatés (P4, P5 à la limite Albien moyen-Albien supérieur, P6) qui correspondent à des niveaux de remaniement et de condensation. Le *Vraconien* manque, le *Tourtia* cénomaniens est transgressif sur des niveaux à *Auritus* (sommet de zone à *Inflatum*).

Le Boulonnais, séparé du pays de Bray par le haut-fond de l'Artois (sur lequel l'Albien est réduit à 0-5 m) est substitué à l'Albien un sous-bassin particulier, ayant des affinités avec le Weald anglais qu'avec le bassin Paris *sensu stricto* : les niveaux phosphatés existents en Angleterre (Folkestone), mais ne se poursuivent pas dans le bassin de Paris. Ce n'est qu'à partir du nomanien que l'histoire du Boulonnais se fonde avec celle du bassin de Paris.

— Dans les falaises du pays de Caux, l'Albien inférieur et moyen est représenté par le Poudingue ferrugineux, matériel grossier à matrice argileuse ; l'Albien supérieur a le faciès de Gault et de gaize. Dans le Pays Bray, l'Albien inférieur peut être argileux (argiles de l'Ily) ou sableux (Sables verts) ; l'Albien moyen a le faciès de Gault ; dans le sud du Bray, le sommet de l'Albien supérieur est représenté sous un faciès de gaize. Dans le pays d'Auge et le Perche, l'Albien est condensé sous un faciès de glauconitite, marquant le passage au Cénomaniens.

En résumé, la figure 7.7. est un essai de raccord des diverses formations de l'Albien entre les différentes régions du bassin de Paris.



7.7 — Diagramme des variations de faciès dans l'auréole de l'Albien du bassin de Paris, du pays de Caux au Cher (P. DESTOMBES).

2.5.7. — Épaisseur totale de l'Albien

Elle doit dépasser 130 m dans la vallée de l'Aube. Elle est estimée à 100 m dans la région de St-Florentin (Yonne), à une quarantaine de mètres en Haute-Marne ; elle diminue progressivement au nord-est. Elle est de 12 m à Wissant et se réduit de 0 à 5 m sur le haut-fond de l'Artois. En Normandie, elle varie de plus de 100 m dans le sud du Bray à 20 m vers Le Havre et quelques mètres dans les secteurs de condensation.

2.5.8. — Données paléontologiques

— Macrofaune

Dans l'Aube : les faunes d'ammonites du stratotype sont résumées sur la figure 7.8. (P. DESTOMBES). Les ammonites sont nombreuses dans les niveaux argileux de l'Albien inférieur (zone à *Mammillatum*) et de l'Albien moyen (zone à *Dentatus*, jusqu'à la sous-zone à *Intermedius*) ; elles sont moins fréquentes dans le reste de la série.

113 espèces de lamellibranches et gastéropodes sont signalées par D. MONGIN ; certaines d'entre elles sont citées aussi dans la Nièvre, l'Yonne, la Haute-Marne, la Meuse, les Ardennes, le Nord-Pas-de-Calais, la Normandie (*in* P. RAT *et al.*, Les stratotypes français, vol. 5, 1980).

Dans le Boulonnais : les ammonites, nombreuses, permettent de paralléliser l'Albien moyen et supérieur avec celui de Folkestone et d'identifier les niveaux compris entre les sous-zones à *Floridum* et *Auritus*, avec toutefois une importante lacune à la limite Albien inférieur-Albien moyen ; certaines sous-zones sont condensées, en totalité ou en partie, dans les horizons phosphatés. L'Albien moyen, particulièrement riche en ammonites, est caractérisé par plusieurs populations successives d'*Hoplitidae* : *Hoplites* à la base, *Dimorphoplites* ensuite, *Metaclavites* au sommet.

— En Normandie, l'Albien inférieur (zone à *Mammillatum*) et la base de l'Albien moyen (zone à *Dentatus*) sont particulièrement fossilifères ; outre les riches associations d'ammonites déjà signalées, on y observe des lamellibranches, gastéropodes, crustacés, serpulidés. La partie supérieure de l'Albien moyen n'est pas visible. Quant à l'Albien supérieur, les plus riches populations appartiennent à la zone à *Inflatum*, sous-zone à *Auritus* avec de nombreux lamellibranches, échinides et serpulidés.

— Microfaune

— Foraminifères : en dehors des sables, la faune de foraminifères est particulièrement riche en espèces et en individus, et remarquablement bien conservée. Elle a surtout été étudiée dans l'Aube : plus de 180 espèces différenciées. Les associations sont essentiellement benthiques (moins de 10 % de planctoniques en général) à l'Albien inférieur et au début de l'Albien moyen ; elles sont riches en planctoniques à partir du sommet de l'Albien moyen et pendant tout l'Albien supérieur (entre 30 et 70 % en général). Dix zones sont maintenant différenciées : 1 à l'Albien inférieur, 5 à l'Albien moyen, 4 à l'Albien supérieur (F. MAGNIEZ *in* P. RAT *et al.*, 1980).

— Autres microfossiles : l'Albien de l'Aube renferme aussi des riches ensembles d'ostracodes, de nannofossiles, de spores, pollens et péridiniens dont on pourra trouver une étude détaillée, des figurations,

AMMONITES DE L'ALBIEN	ALBIEN INFERIEUR						ALBIEN MOYEN						ALBIEN SUPERIEUR							
	LEYMERIELLA TARDEFURCATA		DOUVILLEICERAS MAMMILLATUM				HOPLITES DENTATUS		EUHOPLITES LAUTUS				PERVINQUIERIA INFLATA		STOLICZKAIA DISPAR					
			SONNERATIA DUTEMPLEANA	OTOHOPLITES RAULINIANUS																
Farnhamensis	Regularis	? Kitchini	Floridum	Puzosianus	Lärcheri	? Bulliensis	Normanniae	Eodentatus	Lyelli	Dentatus-Spathi	Intermedius	Subdelaruei	Nitidus	Daviesi	Cristatum	Orbigny	Varicosum	Auritus	Blancheti	Dispar
PHYLLOCERAS																				
HYPACANTHOPLITES																				
LEYMERIELLA																				
DOUVILLEICERAS																				
BEUDANTICERAS																				
DESMOCERAS																				
UHLIGELLA																				
PUZOSIA																				
SONNERATIA																				
PSEUDOSONNERATIA																				
HEMISONNERATIA																				
CLEONICERAS																				
NEOSAYNELLA																				
CLEONELLA																				
OTOHOPLITES																				
ISOHOPLITES																				
HOPLITES																				
DIMORPHOPLITES																				
CALLIHOPLITES																				
EUHOPLITES																				
DISCOHOPLITES																				
ANAOPLITOIDES																				
ANAOPLITES																				
METACLAVITES																				
EPIHOPLITES																				
SEMENOVITES																				
LEPTHOPLITES																				
TEGOCERAS																				
LYELICERAS																				
BRANCO CERAS																				
NEOPHLYCTICERAS																				
STOLICZKAIA																				
OXYTROPIDOCERAS																				
MOJSISOVICIA																				
DIPOLOCERAS																				
HYSTERO CERAS																				
DEIRADOCERAS																				
PERVINQUIERIA																				
DURNOVARITES																				
GOODHALLITES																				
PARENGONOCERAS																				
PLATIKNEMICERAS																				
ACONE CERAS																				
FALCIFERELLA																				
PROTANISOCERAS																				
ROSSALITES																				
PSEUDOHELICOCERAS																				
HAMITOIDES																				
HAMITES																				
METAHAMITES																				
IDIOHAMITES																				
LECHITES																				
ANISOCERAS																				

7.8. — Distribution des genres d'ammonites dans l'Albien du bassin de Paris
(P. DESTOMBES).

es tableaux de répartition d'après R. DAMOTTE, MANIVIT, D. FAUCONNIER, in : P. RAT et al., Les strates français, vol. 5, 1980

5.9. — Milieu de sédimentation

— **Aube** : située dans l'axe du bras de mer, la région connu en permanence des conditions marines.

Les **Sables verts**, à la base, correspondent à un dépôt marin typique, dans un milieu très peu profond, calme (astes plages sous-marines).

Les **Argiles tégulines** puis les **Marnes de Brienne** se sont éposées dans un milieu franchement marin, de faible profondeur (20 à 100 m selon les lamellibranches et astéropodes), calme au niveau du fond, avec des eaux bien oxygénées en surface (nannoflore). Il s'agissait d'une mer ouverte, ainsi qu'en témoignent les ammonites, la nannoflore cosmopolite et les foraminifères planctoniques (à la partie supérieure surtout pour ces derniers). Le climat était tempéré : l'Aube appartenait du point de vue faunistique à la province nord-européenne, intermédiaire entre les provinces boréale et mésogéenne (les affinités sont plus fortes avec Angleterre et l'Allemagne qu'avec le Sud-Est de la France pour les foraminifères, les ostracodes en particulier) ; mais selon les groupes, des influences boréales (nannoflore, ostracodes) ou mésogéennes (astéropodes et lamellibranches, ammonites) ont pu se faire sentir (in P. RAT et al., 1980).

— **Dans l'Yonne**, où la série est plus détritique à la base, les sables qui présentent des stratifications obliques témoignent d'un milieu plus agité que celui de l'Aube. Le **Gravier à Opis** qui couronne les sables, à la partie moyenne de l'Albien moyen, présente une faune très littorale. A l'Albien supérieur, les conditions de milieu devaient être assez semblables à celles de l'Aube ; le faciès **Galze** du sommet de la série pourrait être lié à la position plus marginale de la région dans le bras de mer.

— **Dans le nord-est**, le milieu de sédimentation présente de grandes ressemblances avec l'Aube, tout au moins pour les Sables verts et les marnes à faciès ault. A l'Albien supérieur, et plus spécialement au

Vraconien, la paléogéographie a joué un grand rôle en Argonne où apparaissent les faciès gaize vraisemblablement liés à la proximité d'un haut-fond prolongeant vers le sud le massif ardennais.

— **Dans le Boulonnais**, l'Albien débute par des sables verts peu épais, à cordons phosphatés, qui indiquent un milieu de sédimentation à haute énergie de type littoral. Les « Argiles du Gault », superposées aux sables et riches en ammonites de type boréal (Albien moyen et supérieur *pro parte*), marquent une extension de la transgression vers l'est jusqu'au sud de l'Artois et le Hainaut ; elles présentent un faciès comparable à celui des Argiles tégulines de l'Aube.

— **Dans la partie orientale du Pas-de-Calais**, l'arrivée de la transgression de l'Albien moyen est soulignée par un dépôt d'argilites noires : bien que ce faciès définisse un milieu très réducteur, il s'agit néanmoins d'une mer ouverte puisqu'on y trouve quelques *Hoplites* éparses. A l'Albien moyen la mer atteint le bassin de Mons. Cette transgression se définit par des faciès littoraux extrêmement détritiques (conglomérats, grès, spongolites, « Meules »). A la fin de l'Albien supérieur une régression affecte le Boulonnais et l'Artois.

En **Normandie**, les dépôts sont assez diversifiés. Dans le pays de Caux, le Poudingue ferrugineux de l'Albien inférieur et moyen est mis en place par des courants violents et discontinus, alimentés en matériel grossier par une érosion continentale sur le Cotentin ; sédimentation, érosion et remaniements alternent sous une faible tranche d'eau dans un domaine littoral. Vers le pays de Bray, les eaux moins agitées permettent la décantation d'un matériel plus fin à faciès Gault. Ces conditions s'étendent sur le pays de Caux à l'Albien supérieur et persistent avec le dépôt des sédiments argilo-siliceux de la Gaize dans un milieu marin plus franchement ouvert (microfaune pélagique) favorable aux céphalopodes et crustacés. La fin de l'Albien est marquée par une phase d'érosion déterminant une discontinuité d'extension régionale. Vers la Basse-Normandie une glauconitite marque la condensation des épisodes sédimentaires distingués dans la Basse-Seine. Vers le Maine, un niveau glauconieux jalonnant la base de la transgression crétacée est daté de l'Albien supérieur.

3. — Les faciès wealdiens *

3.1. — Historique et répartition géographique

Le terme « *Wealdén* » a été appliqué à l'origine pour la formation affleurant dans la région du Weald (monts du Sussex, du Kent et du Surrey) : la *Weald Clay* (in : D. CONYBEARE et W. PHILLIPS, 1822, W. TOPLEY, 175).

Les géologues français utilisent le terme « *Wealden* » relativement tôt puisque dès 1828, P. ROZET, dans sa « Description géognostique du Bas-Boulonnais », y met en parallèle des niveaux argileux à lignites avec la *Weald Clay*. Plus tard, E. DE BEAUMONT et DUFRENOY mentionnent le terme en 1841 dans leur

« Explication de la carte géologique de la France au 500 000^e ». En 1847, L. GRAVES utilise une forme « francisée » en Veldien dans son « Essai sur la topographie géognostique du Département de l'Oise ». Par contre A. DE LAPPARENT, bien qu'il ait souligné l'analogie du Néocomien inférieur du pays de Bray avec la *Weald Clay* d'Angleterre, n'emploie pas explicitement le terme de Wealdien dans son mémoire de 1879.

Actuellement le terme de Wealdien est appliqué dans le bassin de Paris à un ensemble de sédiments essentiellement continentaux, de faciès variés, intercalés entre le Jurassique terminal et les terrains attribués au Barrémien, ou en leur absence les premières couches marines de l'Aptien-Albien. Comme cela a été souvent le cas, ce terme a été abusivement utilisé avec valeur d'étage, aussi nous lui préférons ici la locution « faciès wealdien ».

A l'affleurement, les faciès wealdiens sont connus

* Par R. MÉDIONI et F. ROBASZYNSKI.

ans le pays de Bray, le Boulonnais, le bassin de Mons et la bordure ardennaise.

Des faciès identiques ont été reconnus en sondages entre la Seine et la Somme ; vers le sud-est du bassin de Paris, les sondages ont montré l'intercalation dans ces faciès wealdiens de niveaux marins attribués à l'Hauterivien et au Barrémien.

Entre le Boulonnais et l'Ardenne, les forages et les travaux de creusement des puits de mine ont intercepté des dépôts assimilés aux faciès wealdiens.

Le tableau 7.8. permet de comprendre la relation qui existe entre les différents faciès wealdiens connus.

3.2. — Les faciès wealdiens du pays de Bray

3.2.1. — Subdivisions lithostratigraphiques

L. GRAVES (1847) subdivise les terrains néocomiens du Bray en six termes, de haut en bas :

- Fer cloisonné et fer en grain.
- Grès et sable ferrugineux.
- Argile rouge.
- Argiles bleuâtres ou grises.
- Fer limoneux à coquilles marines.
- Sables et marnes argileuses à débris de végétaux.

A. DE LAPPARENT (1879) dans son mémoire sur le Pays de Bray, divise le Néocomien (qui comprenait alors le Barrémien) en trois termes :

- Néocomien inférieur : sables blancs et Argiles
- Néocomien moyen : Grès ferrugineux et Argiles à poteries et grès.
- Néocomien supérieur : Glaise panachée.

Ces trois termes correspondent au « faciès wealdien », le dernier étant plutôt rattaché au Barrémien.

La coupe de la carrière de Grumesnil sur la bordure nord-est de l'anticlinal (feuille Forges-les-Eaux à 1/50 000, $x=551,100$; $y=213,700$) montre un membre inférieur (sables blancs à lits humifères ou ligniteux, argile), recouvert, par l'intermédiaire d'un léger ravinement, par un membre supérieur (grès, lentilles d'argile plastique et sables à lits de bivalves (A. BLONDEAU, R. MÉDIONI, B. POMEROL et R. WYNS, 1978).

Dans le sud-est du pays de Bray, on retrouve une succession à peu près analogue avec, de haut en bas

- sables ocre, plus ou moins pyriteux, avec grès ferrugineux massifs ou en plaquettes à bivalves ;
- sables jaunes à ocre, fins, avec lentilles d'argile gris bleuâtre ;
- sables blancs, gris-ocre avec lits d'argiles feuilletées, débris végétaux et fossiles « estuariens » ;
- sables blancs micacés à passées ligniteuses, rognons de grès et lentilles d'argiles réfractaires ;
- argiles grises à noires, feuilletées.

3.2.2. — Caractéristiques pétrographiques et sédimentologiques

Les sables à faciès wealdien se présentent dans le pays de Bray sous des aspects assez variés. Vers la base, ce sont surtout des sables blancs, micacés, à stratification oblique, admettant de fins lits brunâtres,

humifères, souvent à débris de végétaux carbonneux ; les médianes sont comprises entre 0,040 mm et 0,200 mm ; ces sables sont souvent assez mal classés (indice Folk-Ward compris entre 1,0 et 1,3). Vers le sommet apparaissent des passées plus grossières (médiane jusqu'à 0,25 mm).

Les sables renferment un cortège de minéraux lourds, où, en règle générale, les minéraux ubiquistes l'emportent sur les minéraux de métamorphisme. Parmi les ubiquistes il faut noter une très forte prédominance de la tourmaline et parmi les minéraux de métamorphisme, c'est la staurotite qui domine nettement.

Des lits de galets quartzeux se rencontrent parfois à la base de la série (Savignies).

Les Grès ferrugineux sont surtout développés au milieu et au sommet de la série ; leur faciès actuel semble résulter essentiellement d'actions diagénétiques ; il apparaît également en divers points de la série des croûtes ferrugineuses d'aspect latéritique. Ces horizons sont parfois suffisamment riches en fer pour avoir été exploités comme minerais (Sables et grès de Rainvillers). Une dizaine d'exploitations ont été reconnues sur le territoire de la feuille Beauvais et notamment à Rainvillers.

Dans le centre et le sud-est du Bray, apparaissent vers la base de la série des lentilles d'Argiles réfractaires, très alumineuses, de couleur gris bleuâtre à gris-violet (Argile à creusets) ; l'analyse minéralogique de ces argiles montre la nette prédominance de la kaolinite sur l'illite et la montmorillonite. Ces argiles font l'objet d'une exploitation relativement active notamment près de Gournay (Ferrières-en-Bray et Cuy-St-Fiacre).

D'autres argiles sont connues vers le sommet des faciès wealdiens où elles forment des lentilles souvent exploitées pour la poterie : de couleur grise à bleu-noir, elles sont également caractérisées par une nette prédominance de la kaolinite sur l'illite et la montmorillonite.

Les coupes bien exposées dans ces faciès montrent de nombreuses figures sédimentaires :

- stratifications obliques, parfois à laminations contournées (Brémontier, sur la feuille Londinières),
- chenaux (Grumesnil, feuille Forges-les-Eaux ; La Croix-des-Cloutiers à St-Saire, feuille Neufchâtel),
- horizons humiques à débris ligniteux,
- brèche et slumpings remaniant des niveaux silto-argileux (Grumesnil).

La puissance des formations à faciès wealdien du pays de Bray est assez variable dans le détail, témoignant ainsi des irrégularités du substratum, mais dans l'ensemble elle croît du nord-ouest vers le sud-est : 0 à 25 m au nord-ouest de Neufchâtel, 30 à 50 m dans le Bray central entre Neufchâtel et Forges-les-Eaux, 50 à 100 m dans le sud-est de l'anticlinal. Au centre du bassin de Paris, les sondages pétroliers ont traversé jusqu'à 100 m de formations wealdiennes.

3.2.3. — Données paléontologiques et palynologiques

L. GRAVES (1847), A. DE LAPPARENT (1879), P. LEMOINE (1907), A. BLONDEAU, B. et Ch. POMEROL (1974) ont signalé des fossiles estuariens et même marins, à plusieurs niveaux des formations wealdiennes : *Cardium subhylanum*, *Pleuromya* (*Panopaea*) *neocomiensis*, avec sa variété *schroederi*, *Thaëlis* sp., moules de trigonies et gastéropodes indéterminables. Les princ-

aux points fossilifères sont situés à Saint-Paul et près de Forges-les-Eaux.

Des débris végétaux sont parfois très abondants dans les lits humifères et charbonneux situés dans les sables blancs inférieurs ou dans des couches argileuses. On y a identifié en particulier des ptéridophytes avec *Lonchopteris mantelli* et *Pecopteris reticulata*.

Une microflore abondante a été localement récoltée :

— à la carrière de Brémontier (feuille Londinières), ces niveaux charbonneux inclus dans les sables blancs ont fourni *Trilobosporites bernissartensis*, *Pilosporites trichopapillosus*, *Gleicheniidites umbonatus*, *Concavisporites cf. jurienensis*, *C. cf. orbicornatus*, *Jensolsporites cf. microrugulatus*, *Allisporites microaccus*, *Parvisaccites radiatus*, *Abletinaepollenites usitanicus*, *Inaperturopollenites cf. hiatus*, *Callialasporites dampieri*.

— Sur la feuille Gournay, à Orsimont (commune de Saint-Germer) un niveau d'argile a également fourni une abondante microflore avec notamment : *Cyathites australis*, *Pilosporites cf. trichopapillosus*, *Abletinaepollenites microalatus*, *Pinuspollenites minimus*, *Parvisaccites radiatus*.

3.3. — Les faciès wealdiens du Boulonnais

Des terrains de faciès wealdien affleurent le long de la ceinture crétacée de la boutonnière du Boulonnais, le long du littoral et à l'embouchure de la Slack (A. P. DUTERTRE, 1923).

3.3.1. — Lithologie

On assimile aux faciès wealdiens des sables blancs très fins ou graveleux, plus ou moins micacés, et des argiles bariolées rouges, blanches ou noires avec des passages ligniteux et des nodules scoriacés d'oxyde de fer.

Dans la tranchée du Vert Mont à Réty, au-dessus d'argiles grises à faciès typiquement wealdien, viennent en discordance des sables glauconieux (à lamellicornes d'âge aptien supérieur) recouverts de « sables un peu verdâtres » sur lesquels reposent des sables verts « albiens ». Suivant les auteurs les « sables un peu verdâtres » sont interprétés comme appartenant à l'Aptien supérieur (Formation de Verlincthun, F. AMEDRO et J. MANIA, 1976) ou à une récurrence du faciès wealdien (« Wealdien supérieur » de A. BONTE, 1977).

L'épaisseur des dépôts wealdiens du Boulonnais varie de 0 à 20 mètres.

3.3.2. — Contenu paléontologique

Macrofaunes. L'attribution systématique aux faciès wealdiens des concrétions ferrugineuses de surface a conduit les anciens auteurs à placer dans ces faciès des faunes (*Cyrena tombecki*), qui en fait, caractérisent le Portlandien supérieur (A. BONTE, 1963).

Microfiores. Des spores ont été signalées récemment dans le « Wealdien » de Longueville, (G. F. W. HER-

NGREEN, 1971), parmi lesquelles : *Parvisaccites radiatus*, *Equisetoporites ovatus*, *E. alluntensis*, *Trilobosporites bernissartensis*, *T. boulonnensis*, *T. canadensis*, *Chromotriletes fragites*, *Cicatricosporites exiguns*.

3.4. — Les faciès wealdiens du bassin de Mons (Belgique)

A. DUMONT, en 1849, avait déjà soupçonné la correspondance des Argiles d'Hautrage avec « quelque partie de la formation wealdienne ». La composition des faciès wealdiens du bassin de Mons a depuis été précisée, surtout par les travaux de J. CORNET (1899, 1927), R. MARLIÈRE (1934, 1946), R. MARLIÈRE et F. ROBASZYNSKI (1975).

Les gisements se situent :

— d'une part, sur le flanc nord du bassin de Mons (partie occidentale : Hautrage, Villerot, Baudour ; partie orientale : Bracquegnies, Thieu) ;

— d'autre part, dans l'axe du bassin de Mons, à l'ouest, dans des « puits naturels » du terrain houiller, où les sables et argiles ont été entraînés (« puits » aux *Iguanodons* de Bernissart).

3.4.1. — Lithologie

Les faciès wealdiens sont représentés par des dépôts continentaux compris entre le Paléozoïque et les formations marines du Crétacé moyen ou supérieur. Ces dépôts se répartissent entre deux pôles lithologiques

— sables blancs, graviers et galets de roches paléozoïques, surtout dans la partie orientale du bassin ;

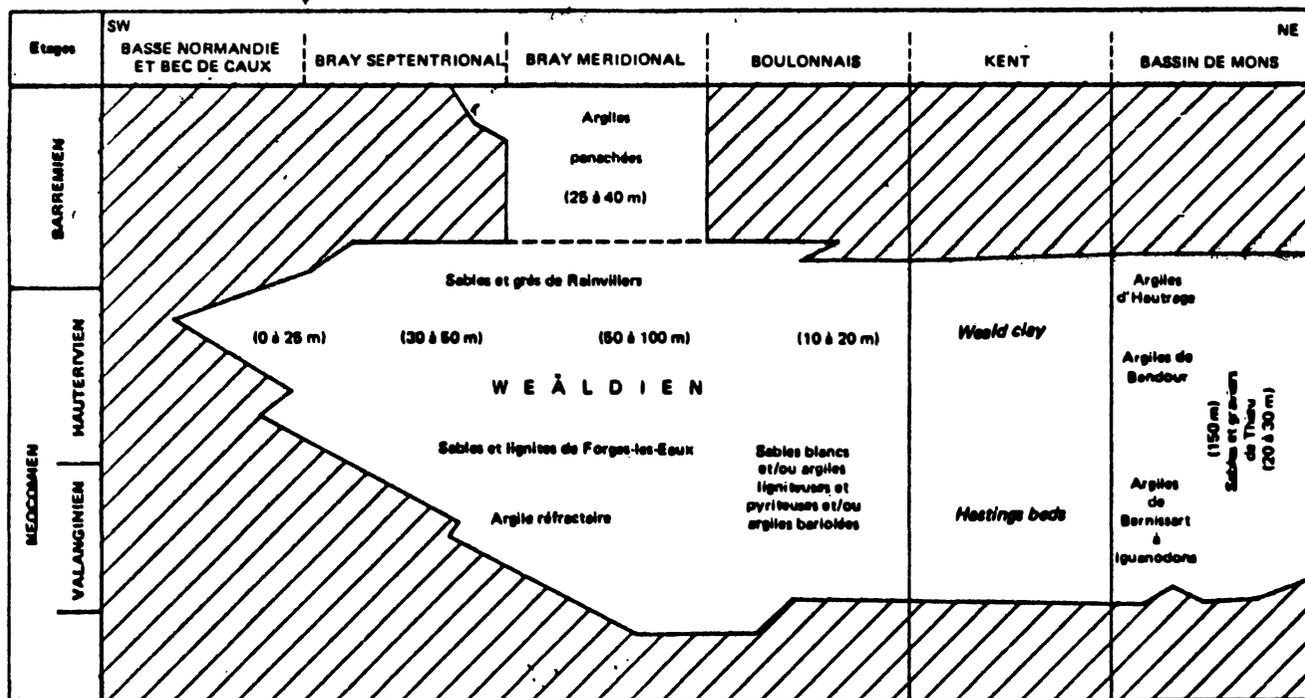
— argiles grises à noires, bariolées ou claires, plus ou moins réfractaires, à passages sableux ou graveleux, ligniteux ou pyriteux, surtout dans la partie occidentale (argiles d'Hautrage) : le cortège minéralogique de ces argiles est caractérisé par la prédominance de la kaolinite sur l'illite, la vermiculite et parfois des interstratifiés illite-vermiculite ; de la montmorillonite existe également à certains niveaux (R. MARLIÈRE et F. ROBASZYNSKI, 1975).

La puissance des faciès wealdiens dans le bassin de Mons peut atteindre 150 m (sondages de la région d'Hautrage).

3.4.2. — Contenu paléontologique

Les faunes sont souvent absentes sauf dans les célèbres gisements de Bernissart qui ont fourni d'abondants restes de vertébrés : *Iguanodon bernissartensis*, *I. mantelli* ; crocodiles avec *Gonlopholis simus*, *Bernissartia fagesi* ; poissons dulçaquicoles *Coccolepis macropterus*, *Lepidotes bernissartensis*, *Callopterus insignis*, *Amiopsis dollol*, *Pholidophorus obesus*, *Leptolepis formosus*, etc... ; tortues : *Chitra cephalus dumoni*, *Peltechella duchatelli*.

La flore fossile est abondante (sous forme d'empreintes d'éléments végétatifs ou reproducteurs, de lignite, spores, etc...).



7.9. — Formations valanginiennes, hauteriviennes et barrémiennes dans le NW du bassin de Paris le Kent et le bassin de Mons (R. MÉDIONI).

Sont surtout représentées les ptéridophytes et les gymnospermes; Parmi les strobiles de conifères il faut noter : *Elatides bommeri*, *Pithyrostrobus corneti*, *P. villerotensis*, *Pseudoaraucaria heerl* ainsi que *Cycadites*, *Cedrus*, *Pinus*, *Weischelia*.

3.5. — Les faciès wealdiens de la région de Valenciennes et Anzin

Décrits la première fois par POIRIER-SAINT-BRICE (1826), et assimilés au « Wealdien » par A. MEUGY en 1852, ces terrains n'affleurent pas mais ont été traversés par les sondages et puits de mine surtout entre Anzin et Denain (feuilles à 1/50 000 Valenciennes et Douai).

Il s'agit d'une formation irrégulière et complexe constituée de galets, graviers, sables grossiers et fins, d'argiles grises à noires, pyriteuses, à restes végétaux sous forme de lignites et parfois de bois silicifiés. Cette formation repose sur le Houiller et est recouverte par les terrains crétacés marins abliens ou cénomaniens (Tourtilas).

Dans la région d'Anzin, les sables constituent l'essentiel du faciès wealdien et renferment une nappe aquifère salée très importante, qui a gêné et parfois empêché le creusement des puits de mine, d'où le nom de « Torrent d'Anzin » usité par les anciens auteurs pour caractériser ce niveau (A. MEUGY, 1852, J. GOSSELET, 1913).

L'épaisseur de ces dépôts wealdiens ne dépasse pas quelques mètres (8 à 9 m au maximum, exceptionnellement 15 m à la fosse Blignières).

On n'y a pas rencontré de fossiles si ce n'est des débris de végétaux ligniteux.

3.6. — Age des dépôts à faciès wealdien

La rareté des fossiles dans les dépôts de faciès wealdien y rend impossible toute datation précise.

En Angleterre (fig. 7.9.), les travaux de R. CASEY (1963) et P. ALLEN (1965) tendent à montrer que les *Hastings Beds* et la *Weald Clay* correspondent à l'ensemble Valanginien-Hauterivien et à une partie du Barrémien. La *Weald Clay* a fourni des fossiles d'âge barrémien.

Dans le pays de Bray, le Boulonnais et le bassin de Mons, les quelques fossiles recueillis ne permettent pas de dater des niveaux avec précision. D'autre part les corrélations avec le Weald anglais sont difficiles à établir. Dans ces régions, on peut seulement admettre que les faciès wealdiens correspondent à une tranche de terrain déposée du Berriasien inclus au Barrémien inférieur inclus.

3.7. — Milieu de sédimentation Corrélations avec les faciès marins

On a pendant longtemps imaginé un environnement deltaïque ou estuarien pour expliquer la genèse des dépôts wealdiens. P. ALLEN (1975) a proposé, pour le Weald anglais, un modèle sédimentologique quelque peu différent. Dans ses travaux les plus récents, cet auteur suggère que le « Wealdien » s'est déposé dans une plaine marécageuse côtière, parsemée de lagunes temporaires communiquant, de façon épisodique avec les mers avoisinantes. Les grandes variations dans la sédimentologie et la lithologie (chenaux, alternance de faciès sableux et argileux) qui y sont observées, résulteraient de la conjugaison de mouvements tectoniques

sur les marges du bassin et de variations climatiques. Ainsi les périodes à sédimentation sableuse importante, comme celles où se sont déposés les *Hastings beds*, par exemple, correspondraient à des soulèvements tectoniques de reliefs bordiers du bassin. Par contre les phases à sédimentation argileuse prédominante, comme celles où s'est déposée la *Weald Clay* seraient liées au contraire à une subsidence du bassin ; les quelques apports sableux observés y seraient d'origine plus lointaine (Cornouailles, Armorique).

Dans le bassin de Paris l'état des connaissances lithostratigraphiques et sédimentologiques ne permet pas encore d'y retrouver complètement ce modèle.

Les analyses des minéraux lourds ont montré deux provinces d'origine pour les apports, l'une correspondant essentiellement au Massif armoricain ayant alimenté le pays de Bray et le sud-ouest du Weald, l'autre au nord-est correspondant au massif ardennais et ayant influencé la sédimentation wealdienne dans le nord-est du Weald, le Boulonnais et le bassin de Mons (C. POMEROL, 1963, M. BALAYOINE et C. POMEROL, 1964).

Vers le sud-est du bassin de Paris, les travaux de recherche pétrolière (M. MATHIEU, 1965), ont montré l'imbrication des faciès marins hauteriviens et barrémiens avec les faciès wealdiens (voir paragraphe 4.3.1.).

4. — Le Crétacé inférieur dans le centre du bassin d'après les données fournies par les sondages *

4.1. — Méthodologie

Les reconnaissances pétrolières effectuées dans le bassin de Paris ont apporté des renseignements importants sur le Crétacé inférieur. L'Albien et l'Aptien, déjà connus par des forages profonds de recherche d'eau à la nappe des Sables verts (P. LEMOINE, R. HUMERY, R. SOYER, 1959), ont été précisés dans le détail de leur composition lithologique grâce aux diagraphies (résistivité des terrains, polarisation spontanée, gamma-ray) mais les coupures stratigraphiques, en l'absence de carottage, n'ont pas été mises en évidence. C'est pourquoi il a été possible d'élaborer une carte des faciès de l'Albien et de l'Aptien sans pouvoir cependant séparer les faciès revenant à chaque étage. Par contre, pour le Valanginien, l'Hauterivien et le Barrémien, l'intérêt pétrolier s'étant porté sur les gisements du Gâtinais (Châteaurenard), un grand nombre de carottages a été effectué et les connaissances ont progressé rapidement (M. MATHIEU, 1965) permettant notamment de suivre le passage des formations marines aux faciès continentaux.

Les cartes qui sont présentées dans cette synthèse ont donc été réalisées en empruntant largement aux données pétrolières rassemblées par ELF-SNEA (P) et en les interprétant dans le cadre des données fournies par les travaux effectués sur les affleurements.

Nous examinerons successivement trois documents de l'atlas

Cl 1 une carte structurale au mur du Crétacé montrant également la nature des premiers dépôts recouvrant le Jurassique,

Cl 2 une carte de puissance et de faciès des étages Valanginien, Hauterivien et Barrémien donnant l'extension des faciès marins et précisant leur passage aux faciès continentaux wealdiens,

Cl 3 une carte de puissance et de faciès de l'Albio-Aptien destinée à présenter la répartition des faciès détritiques.

* Par J. MANIVIT, R. MÉDIONI, C. MÉGNIEN et F. MÉGNIEN.

4.2. — Structure au mur du Crétacé

La carte représente le tracé des isohypses du toit du Jurassique tel qu'il a été reconnu dans les sondages d'exploration pétrolière effectués sur l'ensemble du bassin, sauf dans une partie de l'Artois et du Boulonnais où le Crétacé inférieur peut reposer directement sur le substratum paléozoïque.

En Touraine et sur les bordures du bassin, le contact Jurassique-Crétacé a été reconnu dans les forages d'exploitation d'eau.

Les principaux accidents structuraux reconnus par étude sismique au toit du Jurassique, ont permis également de préciser le schéma de cette structure dans le sud du bassin.

Deux zones d'accidents structuraux permettent de diviser le bassin en trois parties : ce sont :

— la faille du pays de Bray, relayée par la faille de Vittel qui traversent l'ensemble du bassin d'ouest en est ;

— les failles de Rouen, de la Seine, et la faille de Sennely qui prend en Sologne la direction nord-sud.

• Au nord de la faille du pays de Bray, la première zone apparaît comme une cuvette, au centre du bassin, avec un gradient assez faible qui fait remonter le toit du Jurassique de — 1 100 aux environs de Coulommiers, jusqu'à 0 autour de la boutonnière du Boulonnais.

• La deuxième zone comprise entre les failles du pays de Bray et celles de la Seine et de Sennely est plus complexe. Au nord, l'accident du Bray qui fait apparaître un rejet de plus de 300 m, et la faille de Rouen, avec un rejet important, délimitent un compartiment relevé qui plonge vers le centre du bassin avec un gradient plus important que dans la 1^{re} zone.

Au centre, la dépression est disposée en demi-cuvette ouverte vers le nord-est, et allongée vers le sud-ouest.

Au sud, une série de failles parallèles ou faisceau de failles de la Pulsaye, de direction sensiblement

nord-sud, accompagne le relèvement de la cuvette depuis — 1 100 m jusqu'aux affleurements de l'auréole jurassique du bassin à + 200 m et + 250 m.

• La troisième zone s'étend au sud-ouest du système de failles Rouen-Sennely : elle est également complexe. La partie normande est assez mal connue.

Par contre, la Perche et la Touraine semblent caractérisés par une succession de dômes, de fosses et d'accidents dont les axes s'alignent sur une direction armoricaine ouest-nord-ouest—est-sud-est : faille de l'Eure, de Cloyes, de Château-Renault, anticlinal de Graçay, Amboise, Vouvray, dôme de Souvigné, fosse synclinale de l'Esvres, dôme de Baugé, de Ligueil, fosse de Châtillon-sur-Indre, dôme de Buzançais, bassin de la Brenne.

L'ensemble a un gradient très faible, le toit du Jurassique remontant de — 450 m aux alentours d'Orléans, jusqu'à + 150 m à proximité des affleurements.

Cette carte est le reflet actuel de la structure au mur du Crétacé inférieur. Il est vraisemblable qu'au début du Crétacé, la cuvette de Meaux n'existait pas, la mer valanginienne arrivant par le sud-est.

Sur cette carte a également été figurée, de façon schématique, la nature du premier dépôt crétacé recouvrant le substratum.

1) **Le faciès wealdien**, équivalent continental du Barrémien inférieur, de l'Hauterivien et du Valanginien recouvre la presque totalité de la zone centrale, excepté la bordure de la Bourgogne où l'Hauterivien repose directement sur le substratum. En réalité, quelques témoins wealdiens subsistent, mais n'ont pu être précisés par les ouvrages pétroliers. Ce seuil a dû correspondre à une zone de faible dépôt, ou postérieurement, a été le siège d'une érosion intense.

Le faciès wealdien occupe également la cuvette de la zone nord et se dispose en auréole autour des affleurements jurassiques de la boutonnière du Boulonnais. On en retrouve quelques témoins dans le prolongement est de cette boutonnière, jusqu'en Belgique : Vallon d'Anzin, Bernissart et bassin de Mons occidental et oriental.

Dans la zone sud-ouest, la présence du faciès wealdien a été mise en évidence, en quelques points seulement, sur le dôme anticlinal de Contres, au nord-ouest de Graçay.

2) **La transgression hauterivienne** recouvre et déborde la limite des dépôts wealdiens quand cet étage est individualisé. Au sud-est de la cuvette centrale du bassin, et au sud-ouest, au-delà du prolongement de la faille de Sennely, ces dépôts ont recouvert le substratum du Jurassique autour des lambeaux reconnus à faciès wealdien.

3) Les dépôts du **Barrémien** (argiles bariolées) semblent en régression par rapport aux dépôts précédents. En effet, nulle part n'apparaît directement sur le Jurassique de dépôts barrémiens, excepté sur la bordure sud où le Barrémien a recouvert des zones préalablement « décapées » entre Vatan et St-Martin-d'Auxigny.

4) Les dépôts de l'**Aptien** n'ont pu être dissociés de ceux de l'**Albien inférieur** sableux, et le schéma reproduit sur la carte structurale montre un très large débordement de la transgression albo-aptienne au-delà des limites wealdiennes particulièrement en Normandie, en Bretagne, à l'ouest, et dans la Picardie au nord-est.

5) Cette transgression est confirmée à l'**Albien supérieur** dans la région du Perche et de la Touraine où la limite d'extension des dépôts du Crétacé inférieur est assez mal connue. L'appartenance à l'Albien de certains dépôts recouvrant le Jurassique a été mise en évidence dans plusieurs forages de Touraine.

6) **La transgression cénomaniennne** a franchement débordé les limites des transgressions précédentes. Le

Cénomanienn repose directement sur le Jurassique autour de la boutonnière du Boulonnais, en Normandie entre Lisieux et Mortagne, en Anjou et en Touraine autour de l'anticlinal de Richelieu et dans la région de Châtellerault, enfin dans le Berry autour de Vatan.

4.3. — Valanginien, Hauterivien, Barrémien et faciès wealdiens

4.3.1. — Schéma du passage des faciès marins aux faciès continentaux

L'étude de ce changement de faciès a été réalisée par M. MATHIEU (1965) sur les forages CEP exécutés entre une zone située à proximité des affleurements de l'Yonne (Châteaurenard) et la région de Melun-Rambouillet (Chailly, Perthes, Breuillet) (fig. 7.10.).

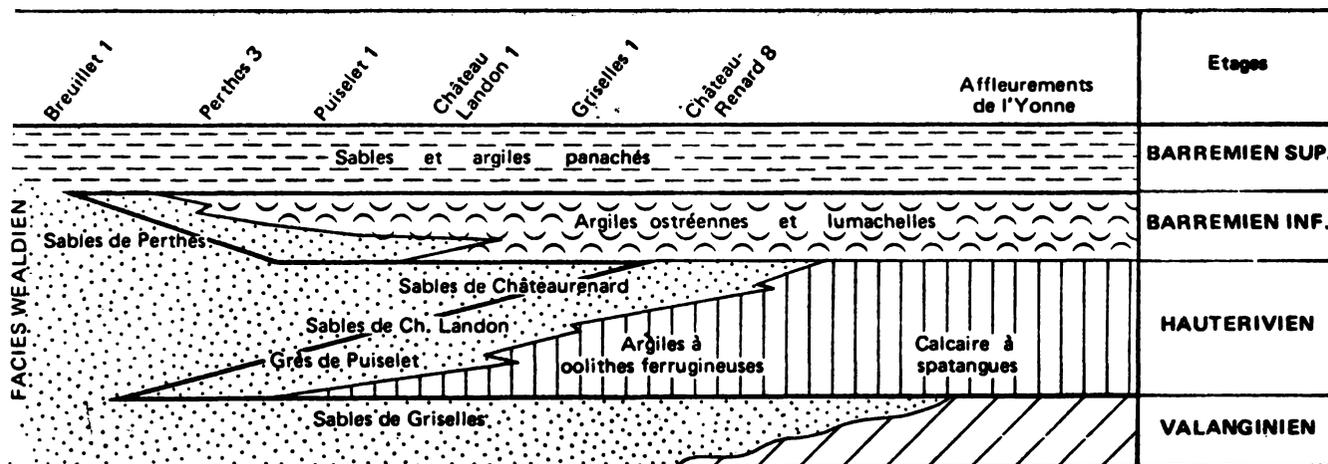
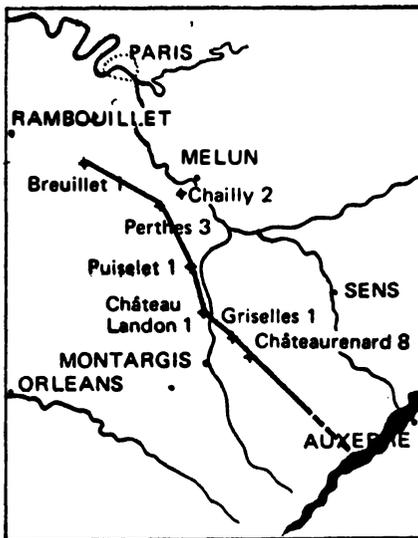
Les pétroliers ont donné aux différentes formations détritiques une nomenclature empruntant les noms des forages les ayant mises en évidence ; ils ont ainsi distingué :

— **les Sables de Griselles** : sables blancs subanguleux à inclusions ligniteuses représentant le Valanginien continental (10-20 m). Ils reposent sur les calcaires du Jurassique et semblent avoir comblé une topographie préexistante. Au nord, ils se confondent avec les faciès wealdiens, mais au sud, ils s'arrêtent sur une ligne approximative Nogent-sur-Vernisson, Villeneuve-sur-Yonne, soit à une distance d'une trentaine de kilomètres des affleurements. Ce qui précise bien l'existence d'un seuil qui, à cette époque, séparait les faciès marins des faciès continentaux. L'âge de ces sables a été déterminé par les associations de microfaune (M. MATHIEU, 1965) ;

— **les Grès de Puiset, les Sables de Château-Landon, et les Sables de Châteaurenard**. Ces trois formations représentent l'Hauterivien. Les Grès de Puiset sont fins, glauconieux et contiennent des niveaux argileux à huîtres, ils sont surmontés par les Sables de Château-Landon argileux et à débris coquilliers au sud de ce forage mais ferrugineux et à débris ligniteux au nord. Le troisième terme, plus réduit est formé des Sables de Châteaurenard ; sables fins avec intercalation d'argile bariolée donnant déjà un cachet plus continental, situés à la limite Hauterivien-Barrémien. Ces formations représentent 30 à 50 m de sédiments détritiques qui passent progressivement aux faciès wealdiens en direction du nord ;

— **les Sables de Perthes** : ils correspondent à la partie basale du Barrémien inférieur. Il s'agit de 10 à 15 m de sables grossiers à lignite se raccordant progressivement vers le sud à des sables fins et argiles grises glauconieuses qui passent à leur tour latéralement aux argiles et calcaires marneux de la zone à *Astarte subformosa*.

La figure 7.10. donne très schématiquement les variations de faciès observées le long d'une ligne Châteaurenard-Breuillet. On peut y observer les deux incursions marines successives de l'Hauterivien et du Barrémien inférieur, la seconde ayant dépassé nettement la première. Les faciès détritiques de transition présentent des indications franches de milieu marin à proximité des faciès argileux ou carbonatés classiques, mais ce caractère se perd en direction du nord, les sables deviennent ferrugineux et ligniteux et se fondent progressivement dans les faciès wealdiens.



7.10. — Coupe schématique des passages de faciès du Valanginien, de l'Hauterivien et du Barrémien depuis les affleurements de l'Yonne, jusqu'au centre du bassin (C. MÉGNIEN et F. MÉGNIEN d'après M. MATHIEU, 1963 modifié).

4.3.2. — **Commentaire de la carte Valanginien-Hauterivien-Barrémien**

Sur cette carte, ont été portés les affleurements correspondant à ces trois étages, c'est-à-dire la bordure sud-est du bassin de Paris, du Boulonnais et du Bray, ainsi que les limites d'extension sous l'Aptien-Albien et le Crétacé supérieur.

On peut constater l'existence d'un bassin de forme triangulaire dont la base correspond aux affleurements du sud-est du bassin, le sommet étant dans le prolongement du Bray. La bordure ouest s'aligne sensiblement sur la faille de Sennely et se prolonge jusque dans le pays de Caux en suivant pratiquement le tracé des fractures nord-nord-ouest—sud-sud-est du bassin de Paris.

Ont été tracés également les isopaques représentant la puissance totale des formations ci-dessus avec une équidistance de 10 mètres. On notera que c'est dans la partie centrale que se place le maximum de subsidence avec deux pôles particuliers au sud de Meaux et au sud de Melun où la puissance totale atteint 200 mètres. On remarque également un épaissement à la pointe sud du Bray.

Le Valanginien marin ou lagunaire est pratiquement limité aux affleurements du sud-est du bassin et encore n'est-il souvent représenté que de façon sporadique, la limite tracée sur la carte est en fait une enveloppe des affleurements connus. On peut y distinguer une zone où les conditions de dépôt sont nettement marines (Yonne-Aube) d'une zone où les faciès sont à tendance lagunaire (Haute-Marne-Meuse). Les faciès récifaux des premiers dépôts ont été indiqués par des signes étoilés.

Au nord de cette limite d'extension, apparaît une bande de 30 à 40 km de large dans laquelle le Valanginien fait défaut. Sur ce bombement jurassique, l'Hauterivien vient transgresser directement. Les faciès valanginiens continentaux ne se retrouvent qu'au nord de ce bombement sous le faciès des Sables de Griselles. On notera que c'est sur le flanc sud de ce bombement que se situent les faciès récifaux du Valanginien.

Ce dôme s'ennoie vers la partie orientale du bassin et permet le contact entre les formations continentales et les formations lagunaires.

L'Hauterivien marin est représenté par le faciès typique du Calcaire à spatanges dont la limite reconnue en forage a été tracée sur la carte. Elle déborde d'une cinquantaine de kilomètres celle du Valanginien. Les prolongements littoraux sous forme

de Grès de Puiset, de Sables de Château-Landon et de Sables de Châteaurenard ont été dessinés en avant de la limite précédente jusqu'à l'aplomb de Melun, soit à une centaine de kilomètres de la zone d'affleurement.

Plus au nord, ont été indiqués de façon ponctuelle, deux points du pays de Bray où ont été récoltés, dans les faciès wealdiens, des fossiles « estuariens ».

Le Barrémien Inférieur s'étend davantage que le précédent et se décale d'une vingtaine de kilomètres vers le nord, mais ne dépasse pas la Loire à l'est. Comme précédemment, nous avons tracé la limite franche des Argiles ostréennes et lumachelles associées et en avant de celle-ci, la limite moins nette et dans la seule zone occidentale des faciès littoraux représentés par les Sables de Perthes ou leur équivalent.

Les faciès wealdiens occupent le centre de la cuvette et on notera en effet que ce ne sont pas les faciès marins qui occupent la zone de subsidence maximale. Nous avons porté en pointillé la limite nord d'extension des Argiles bariolées du Barrémien supérieur séparant ainsi le domaine au nord duquel le faciès wealdien reste indifférencié. Le faciès wealdien réapparaît dans le Boulonnais avec une trentaine de mètres d'épaisseur. Comme pour le Bray, il y a inversion des structures anciennes et récentes. Plus sporadiquement, le faciès wealdien réapparaît sur la plate-forme nord-est, conservé dans les poches de karstification développées dans les calcaires jurassiques (sous une faible épaisseur : environ 1 m) et parfois même dans les calcaires paléozoïques (Fosse de Bernissart : 150 mètres).

4.4. — Commentaires sur la carte « Aptien-Albien : puissance et faciès »

L'étude des coupes de sondage a montré la difficulté de séparer l'Aptien et l'Albien dans une grande partie du bassin de Paris, d'autant plus que, même aux affleurements des incertitudes subsistent quant à la position stratigraphique exacte de certaines formations, comme par exemple les Sables verts du pays de Bray. Aussi avons-nous pris le parti de considérer ici l'ensemble des terrains attribués à ces deux étages.

La limite inférieure de cet ensemble est, dans la majeure partie du bassin de Paris, représentée par le toit des Argiles bariolées du Barrémien, ou en l'absence de celles-ci par les sables et argiles de faciès wealdien, niveaux en général assez facilement repérables sur les coupes lithologiques et les diagraphies.

La limite supérieure, lorsqu'elle coïncide avec le mur de la craie, dans le nord-ouest et le centre du bassin de Paris, est nettement marquée. Dans les autres cas (passage à la glauconie de base en Basse-Normandie ou aux Marnes de Brienne dans l'est du bassin de Paris), non seulement il n'y a pas de contraste lithologique aussi net, mais de plus la limite adoptée ne correspond pas forcément à la coupure chronologique Albien-Cénomane.

Enfin, dans le sud-ouest du bassin de Paris (Perche, Beauce occidentale et Touraine), la rareté et la précarité des informations en sondages, rendent très hypothétique le tracé des isopaques.

Les variations de puissance relevées pour l'ensemble Aptien-Albien témoignent d'une certaine activité tectonique pendant la sédimentation. On peut noter du nord vers le sud, les traits suivants :

- individualisation de l'« axe » de l'Artois, marqué par une diminution de puissance et l'apparition de lacunes ;

- individualisation du bassin de Mons, déjà amorcé au moment du dépôt des faciès wealdiens ;

- déplacement vers le nord-est de la gouttière subsidente, centrée sur le Bray au Néocomien-Barrémien ;

- apparition d'un deuxième sillon subsident parallèle au précédent, immédiatement au nord-est des failles de la Seine ;

- réductions d'épaisseur localisées sur des horsts probablement actifs, de part et d'autre de la faille de Sennely et au droit du sondage de Saint-Martin-de-Bossenay (SMB 201)

- enfin, pour autant que puissent le suggérer les rares données disponibles, naissance du « golfe » de Touraine, caractérisé ultérieurement, pendant le Crétacé supérieur, par une sédimentation plus détritique ou biochimique.

Notons que le maximum de puissance de l'ensemble Aptien-Albien est enregistré au droit de la Brie actuelle avec plus de 240 mètres.

En Basse et Haute Normandie, les travaux récents et en particulier ceux de P. JUIGNET (1975) permettent de figurer les indications suivantes :

- extension des Sables ferrugineux, là où leur âge aptien supérieur a pu être démontré ; vers l'est, en direction du Bray, cette extension demeure imprécise du fait de l'incertitude de leur corrélation partielle avec les Sables verts, depuis longtemps considérés comme albiens ;

- extension du Poudingue ferrugineux (Albien inférieur et moyen) et dont l'apparition dans la sédimentation témoigne vraisemblablement de mouvements tectoniques sur la marge armoricaine ;

- extension vers l'est de la « Glauconie de base », faciès marquant localement le passage Albien-Cénomane ;

- limite probable à l'ouest du bassin, de l'extension de la mer à l'Albien supérieur, maximum de transgression pendant la période concernée par cette carte ; à partir du Perche et plus au sud, cette limite doit être considérée comme très hypothétique.

En dehors des zones d'affleurement, la carte donne la répartition des zones à faciès argilo-marneux ou sableux prépondérants. Pour ce faire, on a déterminé le pourcentage de puissance cumulée des séquences argileuses ou marneuses par rapport à la puissance totale de l'ensemble Aptien-Albien dans les sondages. Pour les zones à faciès argilo-marneux prépondérants, ce pourcentage est de 70 à 100 %, et inférieur à 40 % pour les zones à faciès sableux prépondérants ; les faciès « intermédiaires » correspondent à des pourcentages situés entre 40 et 70 %. L'intérêt de cette figuration est de faire ressortir la permanence de certaines tendances dans la sédimentation pendant l'Aptien et l'Albien :

- au centre du bassin, une zone à dominante détritique, orientée nord-sud, se situe sur le prolongement des affleurements des Sables de la Puisaye,

- à la périphérie nord-nord-est et est du bassin, les deux étages se présentent surtout sous des faciès argileux et argilo-marneux,

- au nord-ouest enfin, s'individualise nettement le sillon du Bray septentrional où la totalité de l'Albien et peut-être l'Aptien terminal sont sous faciès argileux.

5. – Paléogéographie *

– Le bassin de Paris dans le cadre de la paléogéographie de l'Europe du Nord au début du Crétacé inférieur

l'évolution paléogéographique de l'Europe du Nord Crétacé inférieur est étroitement conditionnée par événements tectoniques correspondant aux cimmériennes tardives (limite Jurassique-Crétacé inférieur) et autrichiennes (limite Crétacé inférieur-Crétacé supérieur), et enfin à l'expansion cadée du plancher océanique de l'Atlantique Nord (A. ZIEGLER, 1978).

à la fin du Jurassique, le bassin de Paris ne constitue qu'un diverticule d'un système de zones plus étendues, dont les autres branches plus proches sont situées par le bassin de la Manche et la plate-forme de la mer du Nord. Pendant le Crétacé inférieur, différents secteurs vont s'avérer relativement indépendants : mouvements tectoniques affectant leur plan, diapirisme, subsidence saccadée. Un élément important, qui va en particulier contrôler la sédimentation, est l'existence pendant toute cette période, sur les marges des fossés et dépressions, de blocs surélevés tectoniques qui sont :

- à l'ouest du bassin de Paris, le bloc armoricain et son contact au sud avec le Massif central,
- au nord-ouest de la Manche, les Cornouailles,
- au nord-est du bassin de Paris, le massif Londres-Brabant, lui-même dépendant du grand massif rhéno-bohémien,
- au nord de la Manche et à l'ouest de la mer du Nord, la chaîne pennine (Grande-Bretagne).

Pour tout cet ensemble de territoires, le minimum d'extension des mers a lieu justement à la limite Jurassique-Crétacé : l'ensemble du bassin de Paris actuel a émergé, de même que le Sud de l'Angleterre, la Manche et probablement une partie de l'actuelle mer du Nord (P. A. ZIEGLER, 1968). Au tout début du Crétacé inférieur, la mer ouverte ne subsiste vraiment que :

- bien au sud-est du bassin de Paris (chaînes alpines septentrionales et Ardèche), dans le domaine de la Téthys,
- au nord-ouest de la plate-forme nord-européenne dans les fosses océaniques de Rockall et de l'Irlande,
- au sud-ouest de cette même plate-forme dans ce qui est déjà l'ébauche du Golfe de Gascogne.

Pendant le Néocomien, une bonne partie de la mer actuelle et du bassin anglo-parisien est régie par un environnement continental : c'est l'époque de la sédimentation wealdienne qui prend place dans de

vastes plaines alluviales ou marécageuses. Au début le climat est plutôt chaud avec des saisons sèches et humides bien marquées (P. ALLEN, 1975), mais il évolue progressivement vers un climat plus tempéré. Dans cette aire continentale, il semble que les mouvements tectoniques qui affectaient les blocs limitrophes aient été contrôlés, dans une large mesure la sédimentation détritico-marine dans les bassins. Des influences marines peuvent être décelées dans cet environnement continental : au nord du bassin anglo-parisien, l'ancêtre de la mer du Nord actuelle où se déposent pendant tout le Crétacé inférieur 300 à 1 000 m de sédiments fins de type « shale », envoient des diverticules, qui contournent par le nord, le massif Londres-Brabant et atteignent sporadiquement les plaines marécageuses wealdiennes (P. ALLEN, 1973).

5.2. – Le bassin de Paris et les transgressions marines du Crétacé inférieur

C'est au sud-est du bassin de Paris, au Valanginien et à l'Hauteriviens, que l'on peut le mieux suivre l'évolution successive des avancées d'un bras de mer dépendant de la Téthys, chacune de ces transgressions débordant largement sur celle qui la précède. Ces transgressions installent une mer relativement chaude, peu profonde, avec de fréquentes interruptions dans la sédimentation.

Au Barrémien inférieur, la mer vient toujours du sud-est, arrive jusqu'à Paris (Sables de Perthes reconnus par les sondages pétroliers), cependant que plus au nord, du fait probablement d'un basculement tectonique et d'un ralentissement de la subsidence, la sédimentation de type wealdien marque un temps d'arrêt. Au Barrémien supérieur, l'ensemble du bassin de Paris est de nouveau totalement émergé et comme au Néocomien, l'environnement sédimentaire est du type « plaines marécageuses » avec probablement un développement de deltas vers le sud-est (détroit morvano-vosgien).

La reconstitution paléogéographique du bassin de Paris à l'Aptien est rendue malaisée du fait de la rareté et de la médiocrité des affleurements et de la difficulté de caractériser l'étage dans les sondages.

À l'Aptien inférieur, la répartition des affleurements datés montre que la mer, venant vraisemblablement du sud-est, a atteint les marges, sud-est, est et nord-est du bassin, entre la Nièvre et les Ardennes. Les quelques données utilisables en sondage (La-Grande-Paroisse, près de Montereau-Fault-Yonne et le sondage « Maison de la Radio », Paris) donnent une idée très approximative de l'extension de cette transgression vers le centre du bassin. L'incertitude de la validité d'anciennes

observations concernant la présence des argiles à *Ostrea aquila* dans le sud du pays de Bray ne permet pas d'étendre cette transgression plus vers le nord-ouest. Les argiles à picatules déposées par la mer à l'Aptien inférieur témoignent d'un milieu marin franc de faible profondeur et de faible niveau d'énergie.

L'Aptien supérieur est marqué par une régression marine sur la bordure sud-est et est, et pour la première fois depuis le Crétacé inférieur par un envahissement de la région par les mers nordiques. Cette transgression paraît avoir atteint d'abord le Boulonnais, dès le sommet de l'Aptien inférieur (sommet de la zone à Deshayesi), puis le bec de Caux (base de la zone à Jacobi). Dans les deux cas, la sédimentation essentiellement détritique (Sable ferrugineux, grès glauconieux) diffère sensiblement de celle de l'Aptien inférieur des marges sud-est : l'environnement était celui d'une mer de faible profondeur mais d'un niveau d'énergie important ; vers la fin de l'Aptien toutefois ce niveau d'énergie diminue et l'étage se termine avec une sédimentation plus fine correspondant aux argiles à *Bucaillella*.

Le jeu des transgressions et des régressions au cours de l'Aptien peut suggérer un double basculement du bassin de Paris, d'abord vers le sud-est à l'Aptien inférieur, vers le nord-est et le nord à l'Aptien supérieur. La grande inconnue est de savoir s'il y a eu à un moment donné communication entre la mer boréale au nord et l'extrême avancée de la mer téthysienne au sud-est. La quasi impossibilité de suivre l'Aptien dans les coupes de sondages, l'incertitude quant à l'existence de cet étage dans le pays de Bray, rendent aléatoire toute réponse à cette question.

La configuration du bassin de Paris pendant l'Albien est mieux connue que pendant la période précédente : dès l'Albien inférieur pratiquement, la plus grande partie de la région est recouverte par la mer qui pour la première fois depuis le Portlandien moyen, occupe le centre de la dépression. Au maximum de transgression, soit à l'Albien supérieur, le bassin était pris en écharpe par un large bras de mer allongé suivant un axe nord-ouest—sud-est.

Cette mer devait être largement ouverte aussi bien vers le nord-ouest que vers le sud-est comme l'atteste le caractère cosmopolite des macrofaunes et des microfaunes. Les rivages de cette mer étaient au nord-est dominés par le massif Londres-Brabant et au sud-ouest par l'ensemble Massif armoricain-Massif central. Dans le détail, ces lignes de rivage font apparaître deux traits paléogéographiques importants : au NE, l'envahissement par la mer du bassin de Mons, déjà individualisé au Néocomien, et au SW la naissance du « golfe » de Touraine qui va persister ensuite pendant tout le Crétacé supérieur, avec des caractéristiques sédimentologiques particulières (détritisme, sédimentation biochimique). Pendant une grande partie de l'Albien, une certaine instabilité tectonique tant sur les marges qu'à l'intérieur du bassin imprime sa marque dans la sédimentation :

- épisode grossièrement détritique à l'Albien inférieur en Normandie, avec le dépôt du Poudingue ferrugineux alimenté par les reliefs en surrection du Massif armoricain ;

- migration de l'axe principal de subsidence du bassin, qui, superposé au Bray actuel pendant le Néocomien, se retrouve notamment décalé vers le nord-est à la fin du Crétacé inférieur ;

- présence de niveaux phosphatés au sein des argiles, notamment dans le Boulonnais ;

- permanence d'une gouttière nord-sud, où la sédimentation sableuse domine, dans le prolongement de la zone d'affleurement des Sables de la Pulsaye.

Cette instabilité tectonique va sensiblement s'atté-

nuer vers la fin de l'Albien supérieur ce qui détermine sur l'ensemble du bassin, des conditions de mer calme, ouverte (abondance de céphalopodes), où se déposent des sédiments argileux fins.

La fin de l'Albien est marquée localement (Normandie, Boulonnais) par des discontinuités dans la sédimentation et par des niveaux de condensation (glauconitites). Sauf dans le Boulonnais occidental, où manque toute la zone à Dispar, les successions de macrofaune et de microfaune entre l'Albien supérieur et le Cénomaniens, ne mettent pas en évidence de lacunes importantes.

5.3. — Un des traits majeurs du Crétacé inférieur du bassin de Paris : la sédimentation détritique

Entre les formations calcaires ou marno-calcaires du Jurassique et les craies du Crétacé supérieur, les terrains du Crétacé inférieur tranchent par l'importance qu'y revêt la sédimentation détritique.

De plus, dans cet ensemble, la part faite aux détritiques moyens et grossiers (sables, grès) est assez considérable puisque sont représentés sous ces faciès, une grande partie des dépôts wealdiens, albiens, aptiens du nord et de l'ouest du bassin de Paris et certains niveaux du Néocomien marin de l'auréole sud-est du bassin.

Cette invasion prolongée de matériel détritique est à mettre en rapport avec la relative instabilité tectonique de l'ensemble nord-européen entre le Portlandien moyen et le Cénomaniens inférieur ; cette instabilité se traduit notamment par l'émersion prolongée de vastes superficies et la surrection autour des zones déprimées, de reliefs bordiers, exposés à l'érosion.

Pour mieux cerner les caractéristiques de la sédimentation détritique du bassin de Paris au Crétacé inférieur, il nous est apparu intéressant d'analyser brièvement les modalités de genèse de deux ensembles particuliers, les faciès wealdiens essentiellement déposés en milieu continental et les formations sableuses albo-aptiennes, mises en place en milieu marin.

5.3.1. — La sédimentation détritique des faciès wealdiens

Nous avons vu précédemment que l'environnement qui prévalait dans une grande partie du bassin anglo-parisien au Néocomien, consistait en une vaste plaine alluviale, très sporadiquement atteinte par la mer sur ses marges nord et sud-est.

Pour P. ALLEN (1975), les phases à dominante sableuse témoignent de périodes de surrection des « blocs » limitrophes, correspondant aux massifs actuels armoricain et cornouaillais, et à un troisième, aujourd'hui démantelé, le massif Londres-Brabant. On peut expliquer ainsi la formation d'une grande partie des *Hastings beds* et des séries sableuses qui constituent en France et en Belgique la plus grande partie des faciès wealdiens. Par contre pendant les périodes à sédimentation argileuse dominante, on peut imaginer

relatif « effacement » des blocs limitrophes, accompagné vraisemblablement de modifications climatiques et d'invasions marines temporaires.

Ce sont ces conditions qui devaient prévaloir au moment du dépôt de la *Weald Clay* en Angleterre, des importantes lentilles d'Argiles réfractaires fréquemment repérées à la base des faciès wealdiens et des couches d'argiles plastiques à lits de fossiles estuariens, vers le sommet des séries du pays de Bray, en France.

L'analyse des cortèges de minéraux lourds contenus dans les sables wealdiens met bien en évidence le rôle joué dans la sédimentation par l'érosion sur les massifs ardiers. Ainsi les dépôts wealdiens du pays de Bray, de l'île de Wight et du sud-ouest du Weald semblent avoir été essentiellement alimentés par le Massif armoricain, ceux du Dorset par les Cornouailles, ceux du nord du Weald, du Boulonnais et du bassin de Mons par le massif Londres-Brabant. Un seuil a dû, à cette époque, séparer les deux principales aires de sédimentation, l'une au sud-ouest et l'autre au nord-est (ALLEN, 1963).

3.2. — La sédimentation des sables aptiens et albiens

L'environnement qui domine à cette époque est différent de celui des faciès wealdiens : sédimentation en milieu marin, existence des séries sablées wealdiennes et barrémiennes, susceptibles d'être facilement remobilisées.

À l'Aptien, la sédimentation détritique est surtout développée au nord-ouest et au nord du bassin de Paris, avec le dépôt du Lower Greensand en Angleterre, des Sables ferrugineux du bec de Caux et des

Formations du Cat Cornu, de Wissant et Verlincthun dans le Boulonnais.

Les provinces d'alimentation sont essentiellement le Massif armoricain pour les sables ferrugineux du bec de Caux, et les formations triasiques, wealdiennes et peut-être le granite de Dartmoor pour le Lower Greensand du Dorset et de l'île de Wight.

À l'Albien, le nord-ouest du bassin de Paris est le siège d'une sédimentation beaucoup plus grossière (Poudingue ferrugineux), probablement en relation avec des mouvements épirogéniques dans le Massif armoricain ; le matériel des galets constitutifs est très varié (quartz filonien, grès et quartzites paléozoïques, roches silicifiées du Trias et du Jurassique (P. JUIGNET, 1974). La sédimentation détritico-albienne est moins grossière dans le centre du bassin de Paris (Sables verts), et la bordure sud-est (Sables verts, Sables des Drillons et de Frécambault) séparés par des épisodes argileux. Dans le pays de Bray (OKRAVI, 1965, C. POMEROL, 1963), les Sables verts montrent des stratifications entrecroisées et des chenaux ; la morphologie des grains de quartz (non usés ou ronds mats), la forte teneur en disthène suggèrent des apports relativement frais, avec un court transport de matériel antécitécisé surtout issu du Massif armoricain. Par contre dans le sud-est du bassin de Paris (L. COUREL et al., 1972) le caractère beaucoup plus évolué du matériel (usure des grains, éolisation, tri, etc...) suggère une importante reprise des sables crétacés inférieurs (faciès wealdiens et sables barrémiens).

Enfin, pour l'ensemble du bassin de Paris, la diversité des cortèges de minéraux lourds implique l'existence à l'Aptien et à l'Albien de trois grandes provinces d'origine, l'une au sud-ouest, comprenant l'ensemble Massif central-Massif armoricain, l'une au nord-ouest, correspondant aux Cornouailles et la troisième au nord, où l'on retrouve le massif Londres-Brabant.

6. — Choix bibliographique

ALLEN P. (1965) — L'âge du Purbecko-wealdien d'Angleterre. In : Coll. Crétacé inf. Lyon, sept. 1963. *Mém. B.R.G.M. Fr.*, n° 34, pp. 321-328.

ALLEN P. (1975) — Wealden of the weald : a new model. *Proceed. of the Geologists. Ass.*, G. B., vol. 86 (4), pp. 389-437.

MÉDRO F. et DESTOMBES P. (1975) — Observations nouvelles sur l'Albien inférieur des Ardennes. *Bull. Inf. géol. bass. Paris*, t. 12, n° 4, pp. 57-58.

MÉDRO F. et DESTOMBES P. (1978) — Répartition des ammonites dans l'Albien moyen et supérieur, argileux de Wissant. *Bull. Inf. géol. bass. Paris*, t. 12, bass. Paris, t. 15, n° 4, pp. 9-15.

MÉDRO F. et MANIA J. (1976) — L'Aptien du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 96, n° 3, pp. 207-216.

MALAVOINE M. et POMEROL Ch. (1964) — Les associations de minéraux lourds des sables wealdiens, barrémiens et albiens dans le sud-est du Pays de Bray. *C.R. Soc. géol. Fr.*, 7^e sér., t. 6, pp. 357-367.

MARROIS C. (1874) — Sur le Gault et sur les couches entre lesquelles il est compris dans le bassin de Paris. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 2, pp. 1-61.

MARROIS C. (1878) — Mémoire sur le terrain crétacé des Ardennes et des régions voisines. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 5, pp. 227-487.

MEAUMONT E. de (1862) — Études stratigraphiques sur le département de la Haute-Marne, Paris.

MÉNTHÉLIN G. (1874) — Note sur les subdivisions de l'étage Néocomien aux environs de Bar-sur-Seine. *Mém. Soc. Acad. Aube*, t. 38, pp. 237-253.

BLONDEAU A., MÉDICHI M., POMEROL B. et WYNS R. (1978) — Excursion géologique dans le Pays de Bray (7-8 octobre 1978). Livret-guide. *Bull. Inf. géol. bass. Paris*, t. 15, n° 3, pp. 55-96.

BLONDEAU A., POMEROL B. et POMEROL Ch. (1974) — Notice explicative de la feuille Beauvais n° 102 à 1/50 000.

BONTE A. (1977) — La tranchée du Vert Mont à Réty (Pas-de-Calais). Essai critique sur le Crétacé inférieur du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 97, pp. 131-142.

BUVIGNIER A. (1852) — Statistique géologique, minéralogique, minéralurgique et paléontologique du département de la Meuse. Paris, Impr. Baillièrre, 694 p., cartes et planches.

CASEY R. (1961) — The stratigraphical Palaeontology of the Lower Greensand. *Palaeontology*, G. B., 3, pp. 487-628.

CASEY R. (1963) — The dawn of the Cretaceous period in Britain. *South-Eastern Union Sci. Soc. Bull.*, n° 117.

CONYBEARE W. D. et PHILLIPS W. (1822) — Outlines of the Geology of England and Wales, London.

CORNET J. (1899) — Les Sables et Argiles d'Hautrage (Bernissartien). Le « Wealdien » du Hainaut. *Bull. Soc. belge, géol. paléontol. hydr.*, t. 13, pp. 141-147, pl. V.

CORNET J. (1927) — L'époque wealdienne dans le Hainaut. *Ann. Soc. géol. belg.*, t. 50, Bull. 1, pp. 89-103 ; Bull. 2, pp. 132-145 ; Bull. 3, pp. 161-164.

CORNUEL J. (1839) — *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 10, pp. 286-291.

CORNUEL J. (1841) — Mémoire sur les terrains crétacé inférieur et supra-jurassique de l'arrondissement de Vassy (Hte-Marne). *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. 4, n° 2, pp. 129-200.

CORROY G. (1925) — Le Néocomien de la bordure orientale du bassin de Paris. *Thèse Nancy*, 334 p.

- COSSIGNY J. DE (1887) — Sur le terrain crétacé inférieur du sud-est du bassin de Paris et sur son parallélisme avec celui des autres régions. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e sér., t. 15, pp. 584-590.
- COTTEAU G. (1857-1863) — Études sur les échinides fossiles du département de l'Yonne : terrain crétacé. *Bull. Soc. Sci. hist. nat. Yonne*, vol. 11, (1857), pp. 401-433 ; vol. 17, II (1863), pp. 3-39.
- COUREL L., FEUILLÉE P., RAT P., SEDDOH F. et TRESCHARTS J. (1972) — Les sables albiens dans le sud-est du Bassin parisien. Analyse sédimentologique. Essai paléogéographique. *Rev. Géographie physique et Géologie dynamique*, 2^e sér., t. 14, n° 2, pp. 171-188.
- DAMOTTE R. et MAGNIEZ-JANNIN F. (1973) — Ostracodes et foraminifères de l'Aptien inférieur du sondage du Bois du Perchols (Aube). *Bull. Inf. géol. bass. Paris*, n° 36, pp. 3-47.
- DAMOTTE R., FAUVEL P. J., GEISLER D., HILLY J., MAGNIEZ-JANNIN F., MEYER R., MORETTO R. et SOUDET H. (1978) — Le Barrémien et l'Aptien inférieur de Saint-Dizier (Haute-Marne). In : C.R. Congr. Soc. Savantes, Nancy, Fasc. IV, pp. 351-362.
- DEBRENNE F. (1954) — Étude des terrains rattachés au Valanginien du département de l'Aube. *D.E.S.*, Paris, 72 p.
- DESTOMBES J. P. et DESTOMBES P. (1937) — Note sur le Gault de Wissant. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 62, pp. 98-113.
- DESTOMBES J. P. et DESTOMBES P. (1938) — Remarques sur l'Albien du Pays de Bray. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 63, p. 119.
- DESTOMBES P. (1958) — Révision de l'Albien de la région du Havre. Déductions paléogéographiques sur le NW du Bassin parisien au Crétacé moyen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4^e sér., t. 8, pp. 305-313.
- DESTOMBES P. (1965) — Découverte de *Knemiceratinae* : *Parengonoceras* et *Platiknemiceras* (Ammonites) dans l'Albien inférieur du Bassin parisien. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, n° 10, pp. 332-333.
- DESTOMBES P. (1970) — Biostratigraphie des ammonites dans l'Albien inférieur et moyen, argileux, du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 270, sér. D, pp. 2061-2064.
- DESTOMBES P. (1973) — *Hoplitidae* et zonation nouvelle de l'Albien inférieur de Bully-Saint-Martin (Bray occidental). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 277, sér. D, pp. 2145-2148.
- DESTOMBES P. (1973) — Constitution chimique des nodules de l'Albien inférieur, argileux, de l'Aube. *Bull. Inf. géol. bass. Paris*, n° 36, pp. 49-50.
- DESTOMBES P. et DESTOMBES J. P. (1965) — Distribution zonale des ammonites dans l'Albien du bassin de Paris. *Mém. B.R.G.M. Fr.*, n° 34, pp. 255-270.
- DESTOMBES P., JUIGNET P. et RIOULT M. (1973) — Ammonites de l'Aptien-Albien du Bec de Caux, Normandie (France). *Bull. Soc. Géol. Normandie*, 61, pp. 48-106.
- DUMONT A. (1849) — Rapport sur la carte géologique du royaume. *Bull. Acad. roy. Belgique*, 1^{re} sér., t. 16, pp. 351-373.
- DUTERTRE A. P. (1923) — Note sur le Crétacé inférieur dans le Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 48, pp. 35-74.
- DUTERTRE A. P. (1937) — Nouvelles observations sur le Crétacé inférieur dans le Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 62, pp. 113-121.
- DUTERTRE A. P. (1938) — Sur l'Albien inférieur du Boulonnais. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, sér. D, t. 207, pp. 10581060.
- EBRAY T. (1863) — Stratigraphie de l'étage albien des départements de l'Yonne, de la Haute-Marne, de la Meuse et des Ardennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2^e sér., t. 20, pp. 209-220.
- ELEWAUT E. et ROBASZYNSKI F. (1977) — Datations par la méthode K/Ar de glauconites crétacées du Nord de la France et de Belgique. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 97, n° 3, pp. 179-189.
- FAUVEL P. J., GUÉRIN-FRANIATTE S. et MAGNIEZ-JANNIN F. (1978) — Nouvelles données paléontologiques sur « l'Albien supérieur » de Revigny (Meuse). In : C.R. Congr. Soc. Savantes, Nancy, fasc. IV, pp. 323-334.
- GOSSELET J. (1913) — Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. Fasc. IV, région de Valenciennes, 222 p.
- GRAVES L. (1847) — Essai sur la topographie géognostique du département de l'Oise, Beauvais. Impr. A. Desjardins.
- GROSSOUVRE A. de (1889) — Sur le terrain crétacé dans le sud-ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e sér., t. 17, pp. 475-525.
- HÉBERT E. (1863) — Observations géologiques sur quelques points du département de l'Yonne. *Bull. Soc. Sci. hist. nat. Yonne*, vol. 17 II, pp. 40-56.
- HÉBERT E. (1864) — Sur la craie glauconieuse du nord-ouest du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 58, pp. 475-478.
- HÉBERT E. (1872) — Ondulations de la craie dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 29, pp. 446-472 et pp. 583-594.
- HÉBERT E. (1875) — Classification des terrains crétacés supérieurs. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e sér., t. 3, pp. 595-599.
- HERRNGREEN G. F. W. (1971) — Palynology of a wealden section (Lower Cretaceous) in the « Carrière de Longueville », Boulonnais (France). *Rev. palaeobot. palyno.*, Amsterdam, t. 12, n° 4, pp. 271-303.
- HOUDARD J. (1932) — Notes sur l'étage albien aux environs de St-Florentin. *Bull. Soc. Sci. hist. nat. Yonne*, t. 86, pp. 45-56.
- JUIGNET P. (1974) — La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens. Thèse Doct. État, Caen, 806 p.
- JUIGNET P., HUNZIKER J. C. et ODIN G. S. (1975) — Datation numérique du passage Albien-Cénomaniens en Normandie : Étude préliminaire par la méthode à l'Argon. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 280, sér. D, pp. 379-382.
- JUIGNET P., RIOULT M. et DESTOMBES P. (1973) — Boreal influences in the Upper Aptian-Lower Albian beds of Normandy, northwest France. *Geol. Journ.*, Special Issue n° 5, pp. 303-326.
- LAMBERT J. (1894) — Étude comparative sur la répartition des échinides crétacés dans l'Yonne et dans l'est du bassin de Paris. *Bull. Soc. Hist. nat. Yonne*, vol. 48 II, pp. 3-84.
- LAMBERT J. (1916) — Sur l'existence de l'étage Valangien et sur l'oscillation barrémienne dans l'Aube et dans l'Yonne, avec observations sur les échinides de ces étages. *Mém. Soc. Acad. Aube*, t. 80, pp. 3-78.
- LAPPARENT A. DE (1879) — Le Pays de Bray. *Mém. Carte géol. Fr.*, Paris, 182 p.
- LARCHER C. (1938) — Contribution à l'étude de l'Albien du département de l'Aube. D.E.S., Fac. Sci., Dijon (manuscrit).
- LARCHER C. (1938) — Contribution à l'étude de l'Albien du département de l'Aube. *Bull. Scient. Bourgogne*, t. 6, pp. 37-44.
- LARCHER C., RAT P. et MALAPRIS M. (1965) — Documents paléontologiques et stratigraphiques sur l'Albien de l'Aube. *Mém. B.R.G.M.*, n° 34, pp. 237-253.
- LAUVERJAT J. (1966) — Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de l'Albien dans le centre du bassin de Paris. Thèse 3^e cycle, Paris, 211 p.
- LAUVERJAT J. (1969) — L'Albien de l'Aube et de l'Yonne : corrélations stratigraphiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 269, sér. D, n° 20, pp. 1942-1945.
- LEMOINE P. (1907) — Sur la présence de fossiles marins dans le Néocomien du Pays de Bray. *Bull. Soc. Amis Sci. Nat. Rouen*, 1907, pp. 129-132.
- LEMOINE P. (1910) — A propos de la constitution géologique des environs de St-Florentin. *Bull. Soc. Sci. hist. nat. Yonne*, vol. 53 (1909), pp. 395-408.
- LENNIER C. (1867) — Études géologiques et paléontologiques sur l'embouchure de la Seine et les falaises de Haute-Normandie. Le Havre, 245 p.
- LESUEUR C. A. (1843) — Vues et coupes du Cap de La Hève, près Le Havre. *Lithogr. Réimp. In : Bull. Soc. géol. Norm.*, 9, (1884), pp. 82-84.
- LEYMERIE A. (1841-1842) — Mémoire sur le terrain crétacé du département de l'Aube contenant des considérations générales sur le terrain Néocomien. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. 4, n° 2, pp. 291-364 ; t. 5, n° 1, pp. 1-34.
- LEYMERIE A. (1846) — Statistique géologique et minéralogique du département de l'Aube. Troyes, Paris, 676 p.
- MARIE P. (1965) — Sur une échelle stratigraphique de l'Albien du Bassin parisien basée sur les foraminifères. *Mém. B.R.G.M.*, n° 34, pp. 271-288.
- MARLIÈRE R. (1942) — Ce qu'est le « Vraconien » en Belgique. *Bull. Soc. belge géol., paléont., hydrol.*, t. 51, pp. 179-187.
- MARLIÈRE R. (1945) — Les mers abliennes et cénomaniennes en bordure méridionale du Continent ardennais. *Bull. Soc. Roy. belge Géogr.*, t. 69, pp. 1-22.
- MARLIÈRE R. (1946) — Deltas wealdiens du Hainaut : sables et graviers de Thieu argiles réfractaires d'Hautrage. *Bull. Soc. belge géol., paléont., hydrol.*, t. 55, pp. 69-101.
- MARLIÈRE R. et ROBASZYNSKI F. (1975) — Document n° 9 : Crétacé. *Prof. papers*, Minist. Aff. Écon., Conseil géologique, commission Mésozoïque, 53 p.
- MATHIEU M. (1965) — Le Néocomien dans le Sud du Bassin parisien In : Coll. Crétacé Inf., Lyon, sept. 1963. *Mém. B.R.G.M.*, n° 34, pp. 587-604.
- MEUGY A. (1852) — Essai de géologie pratique sur la Flandre française. Lille, 307 p.
- MÉNILLET F. (1970) — Carte géologique de Boibec (1/50 000) et notice explicative.
- ORBIGNY A. D' (1842-1843) — Paléontologie française. Terrains crétacés. 2, (Gastéropodes), 496 p.
- ORBIGNY A. D' (1841-1846) — Paléontologie française. Céphalopodes, gastéropodes.
- OWEN H. G. (1971) — Middle Albian stratigraphy in the Anglo-Paris Basin. *Bull. Brit. Museum (Nat. Hist.) Geol. Suppl.* 8, Londres.
- PARENT H. (1893) — Sur l'existence du Gault entre les Ardennes et le Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 21, pp. 205-246.

SSY A. (1832) — Description géologique du département de la Seine-inférieure. Rouen, 371 p.

RON A. (1889) — Sur le Néocomien inférieur dans l'Yonne et l'Aube. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e sér., t. 17, pp. 533-540.

THON C. (1939) — Contribution à l'étude des falaises cauchoises. *Bull. Soc. géol. Normandie*, 63, 12, p. 87.

TRESSON DE SAINT-AUBIN J. (1966) — Notes sur le Néocomien du département de l'Aube. *Bull. scient. Bourgogne*, t. 24, pp. 287-315.

RIER ST-BRICE (1826) — Mémoire sur la géognosie du département du Nord. *Recueil trav. Soc. Sci. Agr. Arts de Lille*, et *Ann. Mines Paris*, t. 13.

MEROL Ch. (1963) — Contribution à l'étude sédimentologique du Crétacé inférieur dans le bassin de Paris, le Hainaut et le Sud de l'Angleterre in : Coll. Crétacé Inf., Lyon, sept. 1963. *Mém. B.R.G.M.*, n° 34, pp. 605-622.

IT P., MAGNIEZ-JANNIN F., CHATEAUNEUF J. J., DAMOTTE R., DESTOMBES P., FAUCONNIER D., FEUILLÉE P., MANVIT H., MONGIN D., ODIN G. (1980) — L'Albien de l'Aube. *Les stratotypes français*, vol. 5, éd. C.N.R.S.

RAULIN V. et LEYMERIE A. (1858) — Statistique géologique du département de l'Yonne. Auxerre, 84-4 p.

RIGAUX E. (1902) — Note sur l'infracrétacé dans le Boulonnais. *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, t. 6, pp. 451-460.

RIOULT M. (1966) — Observations et réflexions à propos de la transgression parlienne sur le bord occidental du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, série B, t. 262, pp. 1416-1418.

ROZET P. (1828) — Description géognostique du bassin du Bas-Boulonnais. Paris, 119 p., 1 carte et coupes.

SAUVAGE H. E. et BUVIGNIER A. (1842) — Statistique géologique et minéralogique du département des Ardennes. Mézières, Impr. Trécourt, 554 p., cartes.

STCHÉPINSKY V. (1962) — Histoire géologique de la Haute-Marne et des régions voisines. Thèse Doct. État, Paris, 223 p., carte.

TOPLEY W. (1875) — The Geology of the Weald. *Mem. Geol. Surv. U.K.*

ZIEGLER P. A. (1978) — Europe du nord-ouest : tectonique et évolution des bassins sédimentaires (A. J. Von Loon éditeur). Communications principales de MEGS II Amsterdam (1978). *Geol. Minjnbouw*, 57, pp. 589-626.

CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

par

G. ALCAYDÉ, P. JUIGNET et C. MONCIARDINI
(Coordonnateurs)

avec la collaboration de

J. LOUAIL, J. MANIVIT, F. ROBASZYNSKI et J. SORNAY *

Sommaire

Introduction, définition, historique	290
1. Subdivisions et limites	290
2. Cénomanién	292
3. Turonien	297
4. Sénonien	302
5. Maastrichtien	309
Commentaires des cartes	310
Conditions de dépôt et diagenèse de la craie	314
Paléogéographie	317
Choix bibliographique	321

Enches : voir l'atlas (Mém. BRGM n° 102) de CS 1 à CS 5.

oms de formation : voir le lexique (Mém. BRGM n° 103) à Crétacé supérieur, chapitre 8.

* et avec l'aide de documents fournis par R. DAMOTTE, D. FAUCONNIER, H. MANIVIT.

1. — Introduction, définition, historique *

1.1. — Subdivisions et limites du Crétacé supérieur

L'interprétation du terme de Crétacé supérieur a varié très tôt et considérablement suivant les auteurs puisqu'on le fait débiter soit avec le Cénomaniens (A. DE LAPPARENT, 1885 ; M. GIGNOUX, 1926) soit avec le Sénonien (E. HAUG, 1921).

Bien qu'une majorité de géologues fasse débiter actuellement le Crétacé supérieur par le Cénomaniens, l'opinion de Haug n'est pas abandonnée puisque plusieurs auteurs dont R. ABRARD (1948) et J. DEBELMAS (1974), font encore commencer le Crétacé supérieur avec le Turonien.

La limite supérieure du Crétacé supérieur est aussi sujette à discussion selon l'interprétation que l'on donne du Daniens. A. DE LAPPARENT et E. HAUG admettaient que le Crétacé supérieur se terminait avec le Daniens mais dès cette époque A. DE GROSSOUVRE (1901) retire le Daniens du Crétacé pour en faire la base du Tertiaire. Il s'appuie pour cela sur le fait que les ammonites sont caractéristiques de l'ère secondaire et qu'il n'en existe plus dans le Daniens. Progressivement, il sera admis que le Daniens fait partie du Tertiaire.

On voit ainsi la variété des opinions concernant l'étendue du Crétacé et cela jusqu'à l'époque actuelle. Dans le présent travail, le Crétacé supérieur commence avec le Cénomaniens et se termine avec le Maastrichtien.

D'une manière générale, sauf en ce qui concerne le Cénomaniens et le Turonien inférieur, où les faunes d'ammonites sont abondantes ou relativement abondantes, il devient beaucoup plus difficile ensuite d'établir les divisions zonales dans les étages et même, bien souvent, de caractériser les limites de ces étages en l'absence de faunes d'ammonites suffisamment abondantes et aussi à cause de la rareté de leurs gisements. Ceci explique que l'accord ne se soit pas toujours fait sur les limites des étages du Crétacé supérieur.

1.1.1. — Limites du Cénomaniens

Après avoir créé l'étage Turonien en 1842, A. D'ORBIGNY s'est aperçu qu'il avait réuni sous ce nom des couches dont les faunes étaient très différentes. C'est pourquoi en 1847 il a isolé la partie inférieure de son étage Turonien sous le nom d'étage Cénomaniens.

Aucune coupe-type n'est désignée mais seulement une région-type, A. D'ORBIGNY disant : « ... et nous donnons à la partie inférieure le nom d'étage Cénomaniens, Le Mans (*Cenomanum*) en montrant à la fois le type sous-marin... » [et le type côtier]. En 1853, il dit à nouveau que la ville du Mans est fondée immédiate-

ment sur le type le plus complet et le mieux caractérisé de l'étage.

La limite inférieure et la limite supérieure du Cénomaniens ont donné lieu à de longues discussions.

En 1850 dans le *Prodrome*, A. D'ORBIGNY a donné la liste des espèces d'ammonites correspondant au Cénomaniens. Il est certain que parmi celles-ci il cite des espèces caractéristiques du sommet de l'Albien, c'est-à-dire du Vraconien. C'est pourquoi beaucoup d'auteurs ont pensé que le Cénomaniens débutait par le Vraconien que l'on attribue actuellement au sommet de l'Albien. Cette manière de voir était encore adoptée à la fin du siècle dernier (E. MUNIER-CHALMAS et A. DE LAPPARENT, 1893).

Mais dès le début de ce siècle, A. DE GROSSOUVRE (1901) puis C. JACOB (1907) font remarquer que le Vraconien manque dans la région du Mans où le Cénomaniens repose directement sur l'Oxfordien et qu'il est donc illogique de le faire entrer dans le Cénomaniens. Toutefois les recherches en cours dans la Sarthe, font apparaître des niveaux datés de l'Albien supérieur. Enfin, M. BREISTROFFER (1940-1947) montre qu'il est illogique également, au point de vue de la faune d'ammonites, de rattacher le Vraconien au Cénomaniens. C'est cette dernière manière de voir qui est actuellement le plus généralement admise (C. POMEROL, 1975).

La zone à *Actinocamax plenus* reconnue pour la première fois par E. HÉBERT en 1866, était considérée par cet auteur comme représentant l'extrême base du Turonien. C'était aussi l'opinion de A. DE GROSSOUVRE (1912) et, bien plus récemment, celle de R.-P. JEFFERIES (1963).

Inversement, C. BARROIS (1875) considère cette zone comme le niveau terminal du Cénomaniens. Actuellement il est suivi dans sa manière de voir par W. J. KENNEDY (1971) et par P. JUIGNET et *al.* (1973). C'est aussi la résolution du Colloque sur le Cénomaniens (Paris, 1976).

1.1.2. — Limites du Turonien

On fera débiter le Turonien au-dessus de la zone à *Calycocheras naviculare*, c'est-à-dire avec la zone à *Mammites nodosoides*.

On rappelle que le Turonien a été créé par A. D'ORBIGNY en 1842 dans les termes suivants : « Je propose de désigner à l'avenir l'étage qui m'occupe [craie chloritée, glauconie crayeuse, craie tuffeau et grès verts] sous le nom de Turonien, de la ville de Tours (*Turonis*) ou de la Touraine (*Turonia*), situées sur ces terrains. »

Ce Turonien, très largement compris, a été ensuite amputé de sa base par D'ORBIGNY lui-même pour créer l'étage Cénomaniens (1847). Enfin, en 1850, dans le *Prodrome*, il a indiqué clairement que la Craie de Ville-dieu ne fait pas partie du Turonien, fixant par là même, la limite supérieure de l'étage telle qu'il la comprend.

Mais, malgré les précisions données par D'ORBIGNY,

* Rédacteur principal : J. SORNAY, Rédacteur secondaire : C. MONCIARDINI, avec la participation de P. JUIGNET et F. ROBASZYNSKI.

à position de la limite entre Turonien et Coniacien a argumenté varié suivant les auteurs.

Laissant de côté ceux qui, comme C. BARROIS (1878) ne respectent pas la pensée de D'ORBIGNY et font entrer la Craie de Villedieu dans le Turonien, les variations dans l'interprétation de la limite supérieure du Turonien sont dues aux divergences des auteurs sur les couches à paralléliser avec la Craie de Villedieu dans le Bassin de Paris. On ne peut s'en étonner car les ammonites sont très rares dans la craie turonienne du Bassin parisien. Les variations de position de la limite supérieure de l'étage qu'on les observe dans les publications de E. HÉBERT (1864-1866, 1875), de J. LAMBERT (1879-1882) et de A. DE GROSSOUVRE (1901) se comprennent par la grande difficulté des corrélations entre des couches dont les unes sont caractérisées par des ammonites et les autres par des échinides.

Les zones d'ammonites proposées par A. DE GROSSOUVRE (1901) et reprises par E. HAUG (1907-1911) et J. POMEROL (1975) sont utilisables là où il y a des ammonites, comme en Touraine. Il n'en est pas de même dans la majeure partie du bassin de Paris, où la craie turonienne est trop pauvre en ammonites.

On a été alors obligé de s'adresser à d'autres groupes zoologiques : échinides, inocérames et surtout foraminifères (E. HÉBERT, 1863, 1866 ; J. LAMBERT, 1879, 1882 ; A. DEVRIÈS et al., 1974). Chacun de ces groupes permet de reconnaître trois divisions dans le Turonien, mais qui ne coïncident pas entre elles et, en outre, la correspondance n'est qu'approximative avec les zones d'ammonites définies en Touraine surtout pour les échinides et les inocérames. Un certain flou entoure donc la position de la limite Turonien-Sénonien dans l'ensemble du bassin de Paris, bien qu'actuellement un accord général existe pour faire passer dans la région-type (Touraine) cette limite au sommet de la zone à *Romaniceras deverianum*, c'est-à-dire sous la Craie de Villedieu.

H. COQUAND avait proposé de reconnaître dans le Turonien deux termes ayant valeur de sous-étages : un terme supérieur, isolé par lui en 1857 sous le nom d'Angoumien et un terme inférieur qu'il a défini en 1869, le Ligérien. L'Angoumien a été défini dans la région d'Angoulême en Charente, le Ligérien dans le bassin de la Loire en Touraine. Le terme de Saumurien proposé par A. DE GROSSOUVRE (1901) pour remplacer ce dernier n'a pas été utilisé.

Ces deux sous-étages du Turonien, assez mal définis par H. COQUAND malgré les précisions apportées par lui en 1858 et en 1875, ont été repris par divers auteurs, en particulier par A. DE GROSSOUVRE (1889, 1901) qui a d'ailleurs varié sur la façon de les interpréter. Les zones d'ammonites données par DE GROSSOUVRE comme caractéristiques des deux sous-étages ont été contestées par divers auteurs comme G. DENIZOT (1949) ou P. DELAUNAY (1934). Elles sont difficilement utilisables dans la majeure partie du bassin de Paris, le Turonien y étant représenté sous des faciès souvent pauvres en ammonites. On utilise alors d'autres groupes paléontologiques (échinides, inocérames) et la micropaléontologie.

1.1.3. - Limites du Sénonien

Le Sénonien a varié considérablement dans son interprétation, même s'il y a un accord assez général sur la position de la limite inférieure.

Cinq étapes principales peuvent être soulignées :

1) En 1842, A. D'ORBIGNY donne une première définition : « Je propose pour l'horizon géologique de la Craie blanche le nom de terrain sénonien. Sens, l'antique

Senones, étant situé précisément au milieu de la craie blanche la mieux caractérisée. »

2) En 1850, A. DUMONT, reprenant l'hypothèse d'OMALIUS D'HALLOY (1808), décrit dans le Limbourg le « système maestrichtien » qu'il considère à juste titre comme l'assise la plus élevée du Crétacé.

3) En 1852, A. D'ORBIGNY l'incorpore au Sénonien. Cette intuition s'est avérée heureuse par son bien-fondé chronologique. Toutefois, la relation exacte du Maastrichtien ainsi défini par rapport au Sénonien de Sens n'a pas été saisie, puisqu'il est apparu ultérieurement que la « craie supérieure sénonienne », sous-jacente au « système maestrichtien » représentait en fait pour l'essentiel, le Maastrichtien inférieur, totalement absent du Sénonien de Sens. Il a fallu attendre 1929, avec M. LERICHE, pour que la confusion commence à se dissiper.

4) En 1857, H. COQUAND subdivise le Sénonien en quatre termes dans le nord du Bassin aquitain (Charente). Ces termes sont de bas en haut : Coniacien, Santonien, Campanien et Dordonien. Les étages de COQUAND sont basés à la fois sur des coupes relativement précises et sur les listes de fossiles caractéristiques. Malheureusement les faunes caractéristiques de COQUAND sont essentiellement des faunes de rudistes. Il est donc très difficile d'utiliser ces étages dans le Bassin parisien où les rudistes sont pratiquement absents et où les affleurements sont séparés très largement de ceux de Charente.

5) En 1889-1901, A. DE GROSSOUVRE, à partir des subdivisions de H. COQUAND et de celles effectuées par E. HÉBERT (1863-1875), C. BARROIS (1878), J. LAMBERT (1879-1881) dans la craie, établit un système d'équivalence entre ces échelles dont les découpages respectifs ne coïncident pas exactement.

Des quatre étages proposés par H. COQUAND, seuls les trois premiers (Coniacien, Santonien, Campanien) sont utilisés. Le dernier étage du Crétacé, le Dordonien, est abandonné actuellement au profit du Maastrichtien de A. DUMONT (1850), à la fois pour des raisons de priorité et à cause des difficultés d'interprétation du Dordonien de COQUAND (M. SERONIE-VIVIEN, 1972).

À l'heure actuelle, dans le bassin de Paris, et à défaut de mises au point nouvelles, les équivalences se sont simplifiées, du moins au niveau du langage qui ne prend plus en compte les décalages initialement constatés par A. DE GROSSOUVRE. Les travaux en cours tentent de surmonter les contradictions réelles résultant de cette hétérogénéité des séries de référence. Un futur colloque devrait débattre de ces problèmes.

Sur la question de savoir quelles étaient les couches à attribuer au Sénonien, les avis ont différé immédiatement. Trois manières d'entendre l'étage se sont opposées :

1) Le Sénonien peut être compris comme le concept d'ORBIGNY c'est-à-dire que le Maastrichtien fait partie du Sénonien. C'était l'opinion de M. GIGNOUX (1943, 1950) dans son traité, maintenue au colloque de Lyon en 1959 puis par J. DEBELMAS (1971) et C. POMEROL (1975).

2) Outre le Maastrichtien, le Sénonien peut englober le Danien. C'était l'opinion de E. HAUG (1911).

3) Enfin, Maastrichtien et Danien peuvent être sortis du Sénonien. C'était l'opinion de E. HÉBERT (1875) et, en Belgique, de M. LERICHE (1929).

Pour faciliter l'exposé nous adopterons cette troisième proposition, et nous traiterons le Maastrichtien de façon indépendante, à la suite du Sénonien.

1.2. – Cénomaniens *

Le terme d'étage Cénomaniens a été créé par D'ORBIGNY en 1847 avec comme localité-type du faciès marin, Le Mans (*Cenomanum*). C'est en fait la région sarthoise voisine du Mans, et comprise dans le périmètre Allonnes-Ballon-Théligny-St-Calais, qui doit être retenue comme région-type du Cénomaniens (P. JUIGNET, 1974).

Considérée pendant un certain temps comme mal choisie, par suite de lacunes présumées importantes, la région stratotypique s'est révélée d'une grande richesse faunique et susceptible de fournir une succession biostratigraphique de référence satisfaisante.

Les premières descriptions du Cénomaniens de la Sarthe reviennent à E. GUÉRANGER (1850, 1867), A. D'ARCHIAC (1851), E. HÉBERT (1857), J. TRIGER (1858, 1869), A. GUILLIER (1886). Ces études sont à peu près contemporaines de celles de A. PASSY (1832), E. HÉBERT (1857-1875), E. BUCAILLE (1865), G. LENNIER (1867), P. BIZET (1881, 1885) dans le Perche et en Normandie.

Dans les parties nord et nord-est du bassin de Paris ainsi que dans le bassin de Mons, de nombreux travaux ont étayé la connaissance du Cénomaniens parmi lesquels on peut retenir ceux de A. D'ARCHIAC (1843), M. E. CHELLONNEIX (1872), C. BARROIS (1878), J. CORNET (1923), J. GOSSELET (1904-1913), R. MARLIÈRE (1939), J. MAGNÉ et J. POLVÉCHE (1961), F. ROBASZYNSKI (1975), F. AMÉDRO et al. (1978) in : Colloque sur le Cénomaniens (1976).

1.2.1. – Extension géographique

Le Cénomaniens est bien représenté dans la plus grande partie du bassin et ses affleurements sont étendus notamment vers l'ouest et le sud-ouest. Il constitue ainsi une part importante des territoires du Maine, de l'Anjou ainsi que de la Touraine et du Berry. Vers le nord, il constitue l'essentiel des collines du Perche et du plateau crétacé de Haute-Normandie autour du Bray notamment ; il forme aussi une partie des falaises littorales du pays de Caux, ainsi que du Pas-de-Calais où il borde la boutonnière du Boulonnais.

On le retrouve sur toute la bordure orientale du bassin, du Berry à l'Argonne.

Dans le Nord et le bassin de Mons, il est partiellement visible mais il est masqué en Flandre par des dépôts tertiaires.

1.2.2. – Limites stratigraphiques

– Limite inférieure

Dans le Maine et le Perche, les premiers dépôts crétacés correspondent à la *Glaucoune* à *Ostrea vesiculosa* et à l'*Argile glaucouneuse à minéral de fer* ; ils ont localement livré à leur base une faune d'ammonites de l'Albien supérieur et il existe un passage progressif aux niveaux

sus-jacents contenant la première faune cénomaniens à *Mantelliceras* et *Schloenbachia* (zone à *Hypoturrillites carcitanensis*).

En Haute-Normandie, cette première association cénomaniens se situe à la base de la Craie glaucouneuse, au-dessus de la surface d'érosion ravinant le sommet de l'Albien ; la limite des deux étages correspond ainsi à une discontinuité sédimentaire.

Dans le Boulonnais, les faunes d'ammonites, abondantes et récemment révisées (F. AMÉDRO et al., 1978), montrent en particulier la même association de *Mantelliceras* et de *Schloenbachia* à la base de l'étage. Dans les autres régions du bassin, à l'exception de l'Anjou-Touraine, les ammonites sont ponctuellement mentionnées, dans des études malheureusement plus anciennes. Il en est ainsi dans le Hainaut où lorsqu'il existe, le Cénomaniens inférieur livre *S. varians*. En Argonne et Thiérache, cette espèce est connue au sein des gaizés, ainsi qu'en Champagne dans des faciès marneux. Elle accompagne *M. mantelli* dans des craies glaucouneuses en Berry. Plus à l'ouest, à partir de Vierzon et dans l'ensemble de l'Anjou-Touraine, les ammonites sont absentes de la base de l'étage qui est localement marquée par des bivalves.

En plusieurs régions, l'absence de travaux paléontologiques récents a été compensée par l'utilisation de la microbiostratigraphie.

– Foraminifères

Dans la plus grande partie du bassin, la base du Cénomaniens est accompagnée par l'apparition de genres tels que *Flourensina*, *Ataxophragmium*, *Hagenowina* et des espèces comme *Lingulogavelinella formosa* et *Plectina maria*. La plupart des espèces associées, y compris planctoniques : *Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, sont déjà présentes dans l'Albien supérieur (F. MAGNIEZ-JANNIN, 1971). La limite inférieure est d'autant plus nette qu'elle s'accompagne d'une discontinuité sédimentaire. En Anjou-Touraine, les conditions défavorables de biotopes, parfois continentaux, font que la microfaune apparaît souvent au-delà du mur de l'étage, difficilement repérable de ce fait.

– Ostracodes

La plupart des espèces appartiennent à des phylums issus de l'Albien sous-jacent lorsqu'il existe. *Veenia ballonensis* marquerait approximativement le Cénomaniens basal sauf en Anjou-Touraine où cette espèce est absente des niveaux de base.

– Microflore

Dans le Sénonais, des disparitions de dinoflagellés albiens marquent le passage au Cénomaniens (*Rhombodella natans*, *Ovoidinium scabrosum*, *Apteodinium grande*).

– Limite supérieure

Maine-Perche

Dans la Sarthe, comme dans tout l'ouest et le sud-ouest du bassin, le sommet du Cénomaniens est difficile à percevoir par suite d'une raréfaction de la faune. La sédimentation de type craie est continue et seule l'apparition d'*Inoceramus labiatus* marque la base du Turonien. Dans la partie supérieure du Cénomaniens, la faune de la Craie à *Actinocamax planus* (zone à *Sciponoceras gracile*) est connue dans la Sarthe au sein des Sables et grès à *Catopygus obtusus* et largement répandue dans l'ouest du bassin.

* Rédacteur principal : P. JUIGNET ; Rédacteur secondaire : C. MONCIARDINI. Avec la participation de F. ROBASZYNSKI ; Tableaux des formations : G. ALCAYDE, P. JUIGNET, J. LOUAIL, C. MONCIARDINI, F. ROBASZYNSKI ; Micropaléontologie : R. DAMOTTE (Ostracodes), D. FAUCONNIER (Palynologie), H. MANIVIT (Nannoplacton calcaire), C. MONCIARDINI, F. ROBASZYNSKI (Foraminifères).

Haute-Normandie — Bray — Boulonnais

Un *hard ground* situé à la base d'un terme de passage au Turonien sépare les Craies à *A. plenus* de celles à *Inoceramus labiatus*. Dans le pays de Caux, le Bray et le Boulonnais, où *A. plenus* est identifié, le toit de l'étage est marqué par le passage à des Craies noduleuses turoniennes.

Picardie — Nord — Hainaut — Bassin de Mons — Thiérache — Argonne

Le Cénomaniens terminal, marneux à marno-crayeux, souvent daté par *Actinocamax plenus*, s'articule avec des marnes gris foncé turoniennes à *I. labiatus*. Ce sont également des marnes à *A. plenus* sus-jacentes à un tourtia qui constituent le dernier épisode cénomaniens du bassin de Mons.

Champagne — Sénonais — Pays d'Othe — Gâtinais

Mal connu en Champagne, le Cénomaniens terminal se présente plus au sud sous faciès crayeux à *A. plenus* lithologiquement peu distinct des craies turoniennes, comme dans le Gâtinais, où à défaut de macrofaune connue, le passage est indiqué par les foraminifères.

Berry — Touraine — Anjou

La craie cénomaniens fait latéralement passage aux faciès souvent marneux, à *Ostrea biauriculata* régionalement coiffés par une craie glauconieuse, terme ultime de l'étage.

La micropaléontologie contribue également au repérage de cette limite.

— Foraminifères

Dans la majeure partie du bassin la disparition brutale d'une riche microfaune benthique cénomaniens et en particulier de *Plectina mariae*, *Hagenowina advena*, *Gavelinella cenomanica*, *G. baltica*, coïncide pratiquement avec celle des *Rotalipora*. En dépit d'un léger décalage avec la zonation par ammonites (P. JUIGNET, 1974, C. MONCIARDINI, 1978, F. AMÉDRO et al., 1978), ce repère présente une grande netteté et une large extension géographique. En Anjou-Touraine, la microfaune benthique s'éteint le plus souvent en deçà du toit de l'étage et ce sont les *Rotalipora* qui par leur disparition, marquent approximativement la limite avec le Turonien (J. LOUAIL et al., 1978).

— Ostracodes

A l'exception de la région Anjou-Touraine, où les marqueurs sont encore à confirmer, la disparition simultanée d'espèces telles que *Spinoleberis petrocirica*, *Schuleridea tumescens*, *Cythereis dorsospinata*, *C. ralignata*, *C. dordoniensis*, *C. begudensis*, *Dordoniella strangulata*, permet un repérage du toit de l'étage.

— Nannoplancton calcaire

Cette limite coïncide avec la disparition de *Lithraphidites acutum*, *Podorhabdus albianus*, *Vagalapilla matalosa*.

1.2.3. — Subdivisions**— Subdivisions par la macrofaune**

Dans le Maine et la Normandie il est maintenant bien admis de subdiviser l'étage cénomaniens en trois

termes inférieur, moyen et supérieur (cf. Colloque sur le Cénomaniens, Paris, 1976).

La révision des faunes d'ammonites (J. M. HANCOCK, 1959 ; P. JUIGNET, W. J. KENNEDY et C. W. WRIGHT, 1973 ; P. JUIGNET et W. J. KENNEDY, 1976 ; P. JUIGNET, W. J. KENNEDY et A. LEBERT, 1978) a permis d'établir l'échelle biostratigraphique ci-dessous :

Cénomaniens	Zones
supérieur	<i>Sciponoceras gracile</i> <i>Eucalycoceras pentagonum</i> <i>Calycoceras cenomanense</i>
moyen	<i>Acanthoceras jukesbrowni</i> <i>Turrillites acutus</i> <i>Turrillites costatus</i>
inférieur	<i>Mantelliceras orbignyi</i> <i>Mantelliceras saxbli</i> <i>Hypoturrillites carcitanensis</i>

Ces subdivisions correspondent aux associations caractéristiques suivantes :

1) Zone à *Hypoturrillites carcitanensis* avec apparition de *Schloenbachia*, *Mantelliceras*, *Sharpeiceras* ; épanouissement de *Hyphoplites* et des hétéromorphes (*Idiohamites*, *Mariella*...).

2) Zone à *Mantelliceras saxbli* avec épanouissement de *Mantelliceras*, persistance de *Hyphoplites* et *Schloenbachia*.

3) Zone à *Mantelliceras orbignyi* (= zone à *M. dixonii*) avec persistance de *Mantelliceras*, notamment des espèces à section calycocératiforme du type *M. orbignyi*, épanouissement de *Acompsoceras* et apparition de *Turrillites*.

4) Zone à *Turrillites costatus* avec épanouissement de *Euomphaloceras*, *Acanthoceras* et d'hétéromorphes (*Scaphites*, *Sciponoceras*, *Turrillites*), apparition de *Calycoceras*.

5) Zone à *Turrillites acutus* avec développement des *Calycoceras*.

6) Zone à *Acanthoceras jukesbrowni*.

7) Zone à *Calycoceras cenomanense* avec apparition de *C. gr. naviculare*.

8) Zone à *Eucalycoceras pentagonum* avec *Calycoceras guerangeri*, *Thomelites* et *Pseudocalycoceras gr. harpax*.

9) Zone à *Sciponoceras gracile* avec *Metoicoceras*, *Kanabiceras* et persistance de *Calycoceras naviculare*.

Dans le Boulonnais, comme en Normandie et dans le Kent, la division tripartite du Cénomaniens a également été reconnue (F. AMÉDRO et al., Colloque sur le Cénomaniens, Paris, 1976). Parallèlement aux ammonites, ont été juxtaposées des échelles biostratigraphiques relatives aux échinides, aux inocérames et aux foraminifères.

En Anjou-Touraine les ammonites permettent l'individualisation du Cénomaniens moyen (*A. rhotomagensis*, *A. jukesbrowni*) et supérieur (*C. naviculare*), la partie inférieure de l'étage étant dépourvue de céphalopodes.

Dans les autres régions faute d'études paléontologiques récentes, la division tripartite de l'étage n'a pu être établie. Si le passage du Cénomaniens inférieur (*S. varians*, *M. mantelli*) au Cénomaniens moyen (*A. rhotomagensis*) est assez bien connu, le Cénomaniens

nien supérieur est encore mal cerné, du moins au niveau de sa limite avec le Cénomaniens moyen. Au sommet, la présence d'*A. plenus* prouve l'existence du Cénomaniens terminal, éliminant ainsi l'hypothèse longtemps admise d'une lacune de sédimentation à ce niveau.

France, la base du Cénomaniens est datée de $94,1 \pm 3$ M.A. et le sommet de $89,5 \pm 3,3$ M.A. (E. ELÉWAUT et F. ROBASZYNSKI, 1977).

1.2.4. — Description régionale

Les dépôts cénomaniens sont très diversifiés et en grande majorité marins. Situés à l'articulation d'une sédimentation à dominante terrigène héritée du Crétacé inférieur et d'une sédimentation turonienne plus nettement biochimique, ils sont donc détritiques et souvent glauconieux avec des sables et des grès plus ou moins argileux, des gaizes, ceci au voisinage des massifs anciens où leurs variations sont sensibles. Vers le centre et le sud-est du bassin, en Normandie-Picardie, ainsi que vers la mer du Nord, prédominent les faciès marno-crayeux.

— Région-type : Maine et Perche

P. JUIGNET (1974-1978) en a réalisé l'étude approfondie. Le Cénomaniens inférieur est représenté par l'Argile glauconieuse à minéral de fer passant latéralement à la Glauconie à *O. vesiculosa* et aux Marnes de Ballon. Au-dessus apparaissent les Sables et grès de la Trugalle et de Lamnay.

Le Cénomaniens moyen correspond aux Sables et grès du Mans ou à ses équivalents latéraux, les Marnes de Nogent-le-Bernard et la Craie de Théligny.

Au Cénomaniens supérieur appartiennent les Sables du Perche, les Marnes à *Ostrea blauriculata*, les Sables et Grès à *Catopygus obtusus* et la Craie à *Terebratella carantensis*.

— Variations de faciès dans le bassin

Normandie

Le Cénomaniens inférieur est représenté par la Craie glauconieuse, le Cénomaniens moyen et supérieur par la Craie de Rouen et la Craie à *Actinocamax plenus*. Le bassin normand présente une subsidence variable individualisant un premier haut-fond selon l'axe du Bray au Cénomaniens inférieur et un second haut-fond selon la ride de Rouen nord-ouest — sud-est au Cénomaniens moyen.

Boulonnais — Nord et Pas-de-Calais — Bassin de Mons — Thiérache et Argonne

Dans le Boulonnais et ses abords, le Cénomaniens inférieur est marqué par des alternances métriques de craies et de craies marneuses, le Cénomaniens moyen et supérieur par des craies plus carbonatées et plus finement rythmées. La partie terminale de l'étage est soulignée par des marnes à *Actinocamax plenus* et le début de la Craie noduleuse.

Un peu plus à l'est, les fosses et sondages du Pas-de-Calais ont traversé à de nombreuses reprises des faciès littoraux ou de plus haute énergie : conglomérats (ou Tourlias, diachroniques de l'ouest vers l'est), calcaires plus ou moins glauconieux, gaizes.

Dans le bassin de Mons, des « cuves » à forte subsidence ont recueilli des sédiments détritiques ou organogéniques : ce sont les conglomérats, gaizes ou meules de la Formation de Bernissart tandis que sur les bordures seuls sont conservés des calcaires à *hard grounds* (Sarrazin).

Près des Ardennes, les faciès sont glauconieux et passent à des gaizes (Gaize de Vouziers) et à des sables et marnes vers l'Argonne.

— Subdivisions par la micropaléontologie

— Foraminifères

Dans le nord de la France, comme dans le Kent, une division tripartite du Cénomaniens est possible (F. AMÉDRO et al., 1978 ; D.-J. CARTER, M.-B. HART, 1977). Les dernières *Rotalipora appenninica* sont relayées par *R. reichell* au sein d'une biozone étroite marquant l'articulation entre Cénomaniens inférieur et moyen, ce dernier étant de surcroît bien souligné par l'apparition de *R. cushmani*. L'apparition de *R. greenhornensis* puis de *Dicarinella gr. hagni*, permet l'identification du Cénomaniens supérieur.

Dans les autres régions, à l'exception de celle d'Anjou-Touraine, la coupure la plus constante demeure l'apparition de *R. cushmani* qui matérialise un repère très proche du Cénomaniens moyen basal. En deçà, le caractère sporadique de *R. appenninica* et encore plus de *R. reichell*, n'assure pas d'identification systématique du Cénomaniens inférieur. Celui-ci est mal repérable au moyen du benthos, généralement commun à tout l'étage à l'exception très relative de *L. formosa* et *Marssonella ozawai* localisées dans les niveaux les plus bas. La base du Cénomaniens supérieur reste à préciser du fait de la répartition très étroitement sommitale de *R. greenhornensis*, qui implique soit une apparition tardive, soit une lacune sédimentaire.

En Anjou-Touraine, les possibilités de subdivisions sont restreintes d'autant que *R. cushmani*, dont la présence est contrôlée par le degré d'océanité des dépôts, peut n'apparaître que dans les niveaux terminaux de l'étage (J. LOUAIL et al., 1978).

— Ostracodes

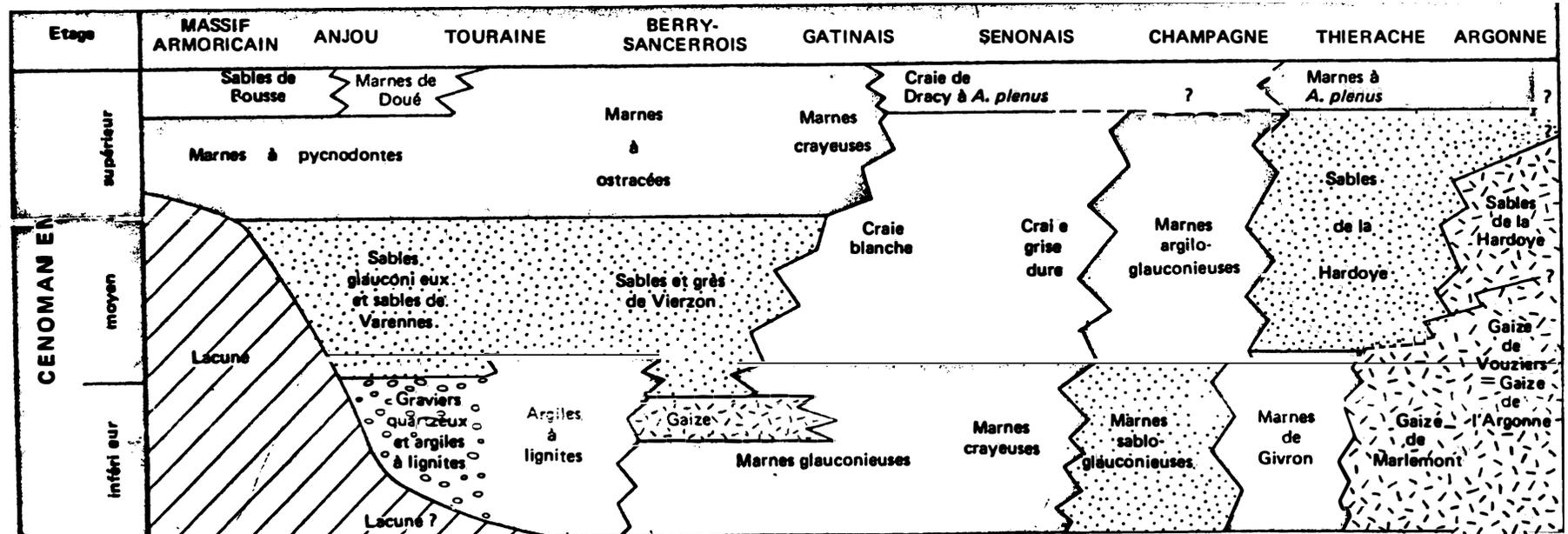
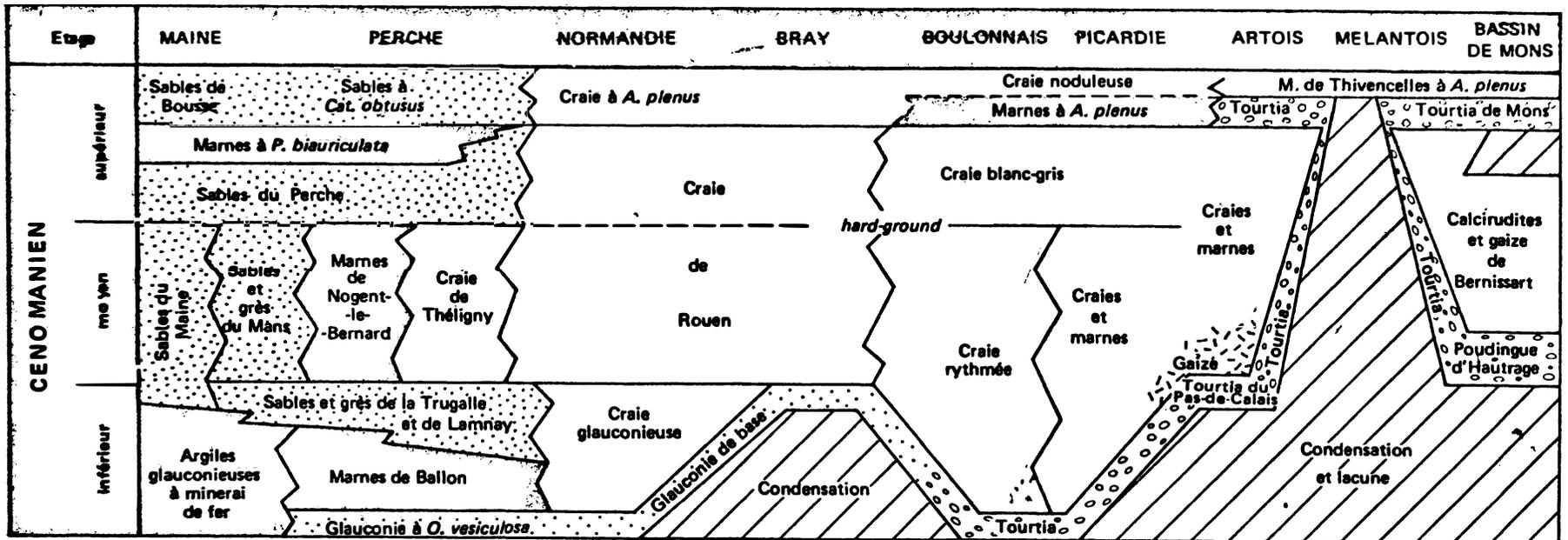
Dans la région sud-ouest, la disparition de *Veenia balloniensis* et de *Cytherella dordoniensis*, relayée par l'apparition de *Dordoniella strangulata* et de *Dumontia cereensis*, matérialise l'articulation entre Cénomaniens moyen et supérieur. Dans le reste du bassin c'est le passage entre Cénomaniens inférieur et moyen qui est repérable avec la disparition de *Protocythere lapparenti*, relayée par l'apparition de *Cytherels dorsosplinata* et de *Spinoleberis petrocricca*.

— Nannoplancton calcaire

Le Cénomaniens a été découpé en trois zones successives par H. MANIVIT. La première à *Eiffelithus turrisseiffelli*, d'âge cénomaniens inférieur, est encore très marquée par un cachet albien. La seconde, à *Lithraphridites acutum*, correspond au Cénomaniens moyen. La dernière à *Microrhabdulus decoratus* est d'âge cénomaniens supérieur. De plus, près du toit de l'étage, l'apparition d'espèces telles que *Cylindralithus biarcus* et *Ahmuellerella octoradialata*, annonce la proximité du Turonien.

— Datations radiométriques

Des âges radiométriques établis sur des glauconies à partir du rapport K/Ar ont été proposés récemment. En Normandie, à Cauville et Octeville, la base du Cénomaniens est située entre 92 et 94 M.A. (P. JUIGNET, J. C. HUNZIKER et G. S. ODIN, 1975). Dans le Nord de la



8.1. — Schéma des faciès du Cénomanien.

Champagne — Sénonais — Pays d'Othe — Gâtinais

Au-dessus de marnes plus ou moins sableuses et de gaizes; des craies d'abord argilo-glaucוניeuses en Champagne, passent plus au sud à des craies plus franches et de teinte plus claire, assorties de silicifications.

Berry — Touraine — Anjou

Aux marnes, gaizes et argiles à lignite du Cénomanién inférieur, succèdent des Sables et grès (de Vierzon) eux-mêmes recouverts par des faciès, souvent marneux, à ostréidés, du Cénomanién supérieur (Marnes à ostracées).

— Tableau général des formations

L'essentiel des formations retenues dans le lexique ont été replacées dans leurs contextes chronologique et géographique par le biais de deux tableaux orientés d'ouest en est (fig. 8.1). Le premier suit l'auréole affleurante par le nord du bassin, l'autre par le sud. Ces formations sont assorties de brèves indications de faciès.

Sur le premier de ces tableaux on remarquera le passage latéral très rapide entre les sédiments détritiques du Maine et du Perche (domaine mancelien) et ceux carbonatés de la Normandie (domaine normanien) correspondant à l'axe paléogéographique du Merlerault; on notera également dans le nord de l'Artois et sur le dôme de Mélançois, une lacune plus ou moins complète des différents termes du Cénomanién.

Sur le second tableau la présence des massifs anciens se manifeste d'une façon très nette en bordure du bassin: Gaize de l'Argonne (dont les faciès sont hérités de l'Albien) et faciès détritiques de l'Anjou.

— Épaisseurs du Cénomanién

Les épaisseurs totales du Cénomanién évoluent depuis zéro jusqu'à 120-140 mètres. Elles sont minimales, avec moins de 50 m, en Artois, Hainaut, Thiérache et dans le bassin de Mons. On constate le plus souvent un gradient très progressif lié à la sédimentation à partir de la bordure nord-est.

Le pays de Caux présente des valeurs de même ordre avec des minima à moins de 25 m, près de Fécamp et Lillebonne. Tout un secteur *off-shore* est vraisemblablement situé dans un contexte voisin.

Les épaisseurs dépassent 75 m et même souvent 100 m en Champagne, dans le Sénonais, l'Île de France, le Gâtinais, la Beauce, le Maine et la partie centrale de la Touraine.

Dans le détail, si l'on examine les épaisseurs relatives aux différents niveaux, on note alors que le Cénomanién inférieur n'excède pas 5 m de l'Artois au nord de la Thiérache, ainsi qu'à l'aplomb des rides de Lillebonne et du Bray. Il est voisin de 20 m dans le Boulonnais, le bec de Caux, la Thiérache, la bordure de l'Anjou, et peut atteindre plus de 30 m dans le Maine et la Champagne.

Avec moins de 10 m, le Cénomanién moyen à supérieur est minimal le long du bloc Brabant-Ardenne et à l'aplomb de la ride de Rouen. Il atteint ou dépasse une trentaine de mètres dans le Boulonnais, l'Artois, la Thiérache, le Bray, le Perche, le Maine, l'Anjou-Touraine, le pays d'Othe. Il peut être proche de 60 m dans la Picardie, le Sénonais et atteindre 80 m en Champagne.

1.2.5. — Données paléontologiques**— Macrofaune**

— *Céphalopodes*: les ammonites sont les plus abondantes et les plus diversifiées dans la partie occidentale du bassin allant du Maine au Boulonnais. Les genres *Mantelliceras*, *Schloenbachia*, *Acanthoceras*, *Scaphites*, sont particulièrement bien représentés. Ailleurs, leur moindre abondance paraît coïncider avec les régions dans lesquelles ce groupe n'a pas fait l'objet de recherches récentes. Elles font défaut à la base de l'étage en Anjou-Touraine où *A. plenus*, bélemnite largement connue au toit de l'étage dans le reste du bassin, est absente.

— *Échinodermes*: les genres *Catopygus*, *Epiaster*, *Hemiaster*, *Holaster* sont les plus répandus. *Holaster subglobosus* marque le Cénomanién moyen dans la plupart des régions. *Catopygus obtusus* se situe dans le Cénomanién supérieur du Maine et de l'Anjou-Touraine. *Typocidaris hirudo* apparaît dans les niveaux à *A. plenus*. Les entroques sont surtout observées près de la bordure sud-ouest dans le Cénomanién inférieur à moyen.

— *Brachiopodes*: dans le Maine et le Perche, *Gra-sirhynchia* et *Gemmarcula* sont fréquents au Cénomanién inférieur, *Orbirhynchia*, *Cyclothyris*, *Sellithyris* dans le Cénomanién supérieur détritique et marneux. En Normandie, *Orbirhynchia mantelliana* située à la base du Cénomanién moyen a été retrouvée dans le Boulonnais. Les *Rhynchonella*, *Terebratula*, *Terebratula* sont situées en différents points du bassin et principalement dans les faciès de bordure.

— *Lamellibranches*: ils sont particulièrement abondants avec les pectinidés comme *Merklinia asper* du Cénomanién inférieur normand et du Nord, des *Exogyra* en particulier *E. vultur* dans le Cénomanién moyen du sud-ouest. Dans cette région, les ostréidés sont nombreux, avec *O. vesiculosa* à la base, *O. columba* tout au long de l'étage, *Pycnodonta bauriculata* qui prolifère au Cénomanién supérieur, jusqu'en bordure de l'Anjou. Les *Trigonia* et *Arca* se développent dans les faciès littoraux près du socle armoricain. Les rudistes d'origine mésogéenne, surtout présents dans la partie moyenne de l'étage, se retrouvent jusque dans le Maine et indiquent l'élargissement de la communication avec l'Aquitaine, déjà ébauchée au Cénomanién inférieur. A cette époque des inocérames sont déjà identifiés en Normandie et dans le Boulonnais où *I. crippi* et *I. virgatus* atteignent le Cénomanién moyen. *I. gr. pictus* abonde dans la zone à *A. plenus*.

— *Spongiaires*: les silicisponges sont présents dans les faciès de bordure et en particulier au Cénomanién inférieur dans le bassin normand.

— *Gastéropodes*: ils sont particulièrement bien représentés dans les faciès détritiques et les gaizes du Maine, du Perche et d'Anjou-Touraine mais aussi à la base de la craie de Rouen.

— *Bryozoaires*: ils s'épanouissent en Normandie dans les niveaux glauconieux de base et dans les formations détritiques de bordure, telles que celles du Maine où *Cerliopora* et *Multicrescia* forment des colonies de grande taille.

— *Annélides*: on les trouve en abondance dans les faciès détritiques.

— *Algues*: assez rares, les *Alicularia* et *Archaeolithothamnium* sont confinées dans les secteurs littoraux du Maine et de l'Anjou-Touraine.

— *Coelentérés* : également rares, des polypiers coloniaux sont localisés dans les faciès de bordure du sud-ouest, principalement au Cénomaniens moyen où ils accompagnent les rudistes.

Microfaune

Sur la bordure sud et sud-ouest, se développe une microfaune d'origine mésogéenne. Limitée à des Orbitolines au Cénomaniens inférieur, elle se diversifie au Cénomaniens moyen avec *Praeaalveolina simplex*, *Orbitolina conica*, *Ovalveolina ovum*, *Orbitolina conica*, *Homasinella punica*, *Cuneolina pavonia*, *Dictyopsella iliani*, *Daxia cenomana*, *Hedbergella asterospinosa*. Le « cachet » albien y demeure généralement sensible au sein d'une association où les foraminifères benthiques prédominent. Les formes les plus répandues sont des nodosariidés : *Palmula elliptica*, *Vaginulina rugum*, *Nodosaria cf. affinis* ; des arénobuliminidés ont *Ataxophragmium depressum*, ainsi que *Hoeglunina supracretacea* (P. MARKS, 1968 ; F. L. POURMOTÉ, 1971 ; J. LOUAIL et al., 1978). Cette association ne subsiste que partiellement dans le Cénomaniens supérieur où s'observe un net enrichissement en formes lanctoniques (*Hedbergella*, *Heterohelix*, *Præglolobuncana*, *Rotalipora*).

Au nord de cette région, et dans le reste du bassin ce dernier phénomène est également sensible, renforcé par l'apparition des oligostégines. Il s'amorce d'ailleurs dès le Cénomaniens moyen, voire même inférieur comme en Picardie et dans le Boulonnais où il culmine dans la zone à *A. plenus*. De plus, le benthos, généralement abondant et homogène, présente des associations en grande partie différentes et d'appartenance oréale : *Gavelinella cenomanica*, *G. baltica*, *Lingugavelinella globosa*, *Hagenowina* sp., *Plectinaria* comptent parmi les formes les plus permanentes.

— *Ostracodes* : près de la bordure sud-sud-ouest et dès le Cénomaniens inférieur, les ostracodes sont pour la plupart d'origine mésogéenne, notamment *Cythereis religata*, *C. cladechensis*, *C. fournetensis*, *Hazera damotta*, *Matronella matronae*. Parmi les quelques espèces boréales se trouvent *Bairdia septentrionalis*, *Cytherelloidea stricta*, *Centrocythere denticulata*. Ce rapport s'inverse au nord de l'Anjou-Touraine.

Microflore

Au Cénomaniens inférieur, dans les régions de l'ouest, la microflore est constituée principalement de pollens et spores. Les spores trilettes (*Gleichenioidites*, *Triletes*, *Camerozonosporites*) sont abondantes en Normandie (C. AZÉMA, M. TERS, 1970), dans le Saumurois (le Maine) (S. DURAND, J. LOUAIL, 1976 ; C. AZÉMA, DURAND, J. MEDUS, 1972) ainsi que les pollens *Claspopollis* et gymnospermes. Les angiospermes apparaissent dans l'Albien sont présentes au Cénomaniens inférieur (*Tricolpopollenites*).

Au Cénomaniens moyen, l'association précédente est identique, avec en outre l'apparition des premiers pollens normapollés.

Au Cénomaniens supérieur, les pollens normapollés sont abondants (genre *Neotriangularis*, *Turonipollis*, *Euopollis*) dans la région de Loudun (S. DURAND, LOUAIL, 1976). Dans cette même région, le micro-ancton augmente jusqu'à des pourcentages de 60 % contenu palynologique (*Epelidosphaeridia spinosa*, *Spiniferites ramosus ramosus*, *Exochosphaeridium fragmites*).

A l'est du bassin de Paris, dans le Sénonais (sondage de Grande Paroisse), le milieu est nettement marin dès la base de l'étage. Le renouvellement des dinoflagellés, s'effectue dans l'Albien supérieur élevé (Vraconien). La majorité des espèces cénonomanennes sont donc celles déjà présentes à l'Albien supérieur (abondance de *Spiniferites ramosus ramosus*, *Exochosphaeridium fragmites*, *Palaeochystrichophora infusoroides*).

1.3. — Turonien *

Les formations du bassin de Paris appartenant au Turonien pris dans son sens actuel ont fait l'objet de travaux anciens (A. D'ARCHIAC, M. DE SÉNARMONT, A. LEYMERIE, J. CORNUEL, E. HÉBERT, F. DUJARDIN, A. DE LONGUEMAR, etc.). Ces études basées sur les lithofaciès rendaient difficiles, voire erronés les parallélismes à longue distance et toute tentative de synchronisation étendue.

Pour remédier à cet inconvénient A. D'ORBIGNY avait proposé en 1842 de créer l'étage Turonien pour regrouper les formations alors désignées sous les noms de « craie chloritée », « glauconie crayeuse », « craie tufau », « grès vert ». Cinq ans plus tard, il scindait cet étage en en retranchant la partie inférieure dont il faisait le Cénomaniens et conservait le nom de Turonien pour la partie supérieure.

Depuis, de nombreux travaux ont été réalisés dans les différentes régions du bassin de Paris. Ces études qui ont parfois fait l'objet de longues discussions ont permis de mieux faire la corrélation des diverses formations turoniennes.

Les recherches menées actuellement mettent en jeu des techniques modernes et permettent d'approfondir les connaissances et de mieux préciser la stratigraphie de cet étage malgré les vicissitudes et les lacunes de la sédimentation, les variations latérales de faciès et la monotonie de certains dépôts.

1.3.1. — Extension géographique

Les limites d'affleurement du Turonien du bassin de Paris sont des limites d'érosion. Il est difficile, voire impossible, de situer les lignes de rivage de la mer turonienne. Toutefois, dans la partie sud-ouest du bassin, l'existence de dépôts à caractère néritique indique la proximité de terres émergées.

Les affleurements turoniens décrivent une large auréole qui suit :

- au nord : le Boulonnais, la partie septentrionale de l'Artois, le Hainaut et la bordure du massif paléozoïque ardennais,
- à l'est : la limite orientale de la Champagne pouilleuse, le pays d'Othe,
- au sud : la partie septentrionale de la Puisaye, du Sancerrois, du Berry et du seuil du Poitou,
- à l'ouest : le Perche, le pays d'Auge et la Manche.

* Rédacteur principal : G. ALCAYDÉ ; Rédacteur secondaire : C. MONCIARDINI, avec la participation de P. JUIGNET ; Tableaux de formations : G. ALCAYDÉ, P. JUIGNET, J. LOUAIL, C. MONCIARDINI, F. ROBASZYNSKI ; Micropaléontologie : R. DAMOTTE, D. FAUCONNIER, H. MANIVIT, C. MONCIARDINI, F. ROBASZYNSKI

1.3.2. — Limites stratigraphiques

— Limite inférieure

La position de la limite inférieure de l'étage Turonien a fait l'objet de nombreuses controverses. Bien que A. D'ORBIGNY n'ait pas défini cette limite avec précision, il plaçait *Actinocamax plenus* (= *Belemnites verus* d'Orb.) et *Terebratella carantonensis* dans le Cénomaniens et *Inoceramus labiatus* (*I. problematicus* d'Orb.) dans le Turonien.

La position de cette limite a été discutée et a varié car certains auteurs plaçaient la zone à *Actinocamax plenus* dans le Cénomaniens (M. E. CHELLONNEIX, C. BARROIS) alors que d'autres la rattachaient à la base du Turonien (E. HÉBERT, J. LAMBERT).

A. de GROSSOUVRE (1901) faisait débiter le Turonien à la base de la zone à *Mammites nodosoides* (Craie à *Inoceramus labiatus*) et considérait qu'*Actinocamax plenus* appartenait au Turonien mais se trouvait déjà au sommet du Cénomaniens.

P. JUIGNET et al. (1973) ont montré que les limites biostratigraphiques et lithologiques dans la région du Mans ne coïncidaient pas ; ils placent les marnes à *A. plenus* dans le Cénomaniens et retiennent pour base du Turonien la base de la zone à *Mammites nodosoides* — *Inoceramus labiatus*. Toutefois, ils individualisent entre les zones à *Metoicoceras gourdoni* (Cénomaniens) et *Mammites nodosoides* (Turonien) des couches avec faunes successives d'ammonites, correspondant dans la Sarthe à la Craie à *Terebratella carantonensis*, qu'ils appellent horizon A.

Actuellement on s'accorde à laisser les Couches à *Actinocamax plenus* dans le Cénomaniens et à faire débiter l'étage Turonien à la base de la zone à *Mammites nodosoides* (Craie à *Inoceramus labiatus*).

La généralisation de la sédimentation crayeuse à la base du Turonien entraîne une grande homogénéité de la microfaune. La disparition brutale du plancton (*Rotalipora*) et de l'essentiel du benthos cénomaniens, est immédiatement relayée par une association de très large extension géographique existant en outre dans le Turonien stratotypique (A. A. BUTT, 1966 ; J.-P. BELLIER, 1968) et composée en particulier de *Gavelinopsis tourainensis*, *Orostella turonica*. Il s'y ajoute souvent en abondance des formes planctoniques : *Dicarinella hagni*, *D. algeriana* et les différentes espèces répondant au vocable de « grosses globigérines » : *Whiteinella paradubia*, *W. archæocretacea*, *Praeglobotruncana aumalensis*. Dans leur ensemble, ces formes sont déjà présentes dans le Cénomaniens terminal. Cette limite microfaunique se situe un peu en deçà du toit de la zone à *A. plenus*. Ce décalage a été constaté en Normandie (P. JUIGNET, 1974) et dans le Boulonnais (F. AMÉDRO et al., 1978).

Sur la base du nannoplancton calcaire le passage du Cénomaniens au Turonien est marqué par l'apparition de *Lucianorhabdus maleformis*, *Quadrum gartneri* et la disparition d'espèces strictement cénomaniennes.

— Limite supérieure

La position de la limite Turonien-Sénonien a été longtemps discutée et les interprétations ont beaucoup varié. Pour D'ORBIGNY, le Sénonien débutait à la base de la Craie de Villedieu. Certains auteurs (A. D'ARCHIAC, E. HÉBERT, BOURGEOIS, C. BARROIS) n'ont pas respecté cette définition et englobaient une partie du Sénonien (tout ou partie de la Craie à *Micraster testudinarium*) dans le Turonien.

La plupart des divergences de vues sont dues au fait que le parallélisme entre la Craie de Villedieu (faciès

infralittoral) et les couches de même âge dans le centre, le nord, l'est et le sud-est du bassin de Paris (faciès plus externes) est très difficile à établir car les subdivisions étaient souvent basées sur des groupes fossiles différents.

Actuellement on admet que la limite Turonien-Sénonien correspond à la base de la zone à *Barroisiceras haberfellneri* (A. de GROSSOUVRE, 1901), c'est-à-dire en Touraine à la base de la Craie de Villedieu. Dans cette région, les dépôts sont pratiquement dépourvus de microfaune.

Dans le reste du bassin, et plus particulièrement en Normandie et dans le Sénonais, le passage s'effectue au niveau des craies à *Micraster normanniae*, dont l'appartenance turonienne ou sénonienne reste à trancher. Avec les foraminifères le toit de l'étage est repéré au-delà d'une étroite biozone à *Gavelinopsis* cf. *tourainensis*, par les premiers représentants atypiques de *Reussella kelleri* et les derniers *Globorotalites subconicus*, précédant l'apparition des formes sénoniennes.

1.3.3. — Subdivisions

— Subdivisions par la macrofaune

La subdivision du Turonien pose des problèmes encore mal résolus. La division en Saumurien (= Saumurien = Ligérien) et Angoumien est abandonnée.

En Touraine et dans le sud-ouest du bassin de Paris, on subdivise l'étage en trois termes :

Turonien	Zones
« supérieur » p.p.	<i>Romaniceras deverianum</i>
« moyen »	<i>Collignoniceras woolgari</i>
« inférieur »	<i>Mammites nodosoides</i>

Dans le reste du bassin la rareté des ammonites au-delà de la zone à *Mammites nodosoides* ne permet pas d'établir une biozonation et des corrélations satisfaisantes.

Les inocérames, en faciès crayeux, marquent avec *Inoceramus labiatus* la partie inférieure de l'étage et fournissent des repères dans les parties moyenne (*I. lamarcki*) et supérieure (*I. figei mytiloidiformis*, *I. labiatoidiformis*, *I. waltersdorfensis*, *I. inconstans*).

Les échinides, surtout utilisables dans le Turonien supérieur avec *Micraster loskel* et d'autres espèces associées, nécessitent une révision préalable, révision qui concerne aussi les brachiopodes utilisés en particulier pour caractériser la partie moyenne de l'étage (*Terebratulina gracilis*) ainsi que la partie inférieure (*Orbirhynchia cuvieri*).

La partie inférieure du Turonien, avec *I. labiatus* et *M. nodosoides*, est actuellement la subdivision la moins précise encore que sa limite supérieure demande à être précisée.

— Subdivisions par la micropaléontologie

— *Foraminifères* : Les nécessités de la cartographie à 1/50 000 ont amené à établir une subdivision du Turonien basée sur trois biozones de foraminifères (C. MONCIARDINI, 1978), identifiables dans l'ensemble du bassin à l'exception de l'Anjou-Touraine où la partie supérieure, voire la partie moyenne de l'étage, est pra-

tiquement dépourvue de microfaune significative (J.-P. BELLIER, 1968 ; J. MANIVIT, C. MONCIARDINI, 1976). Malgré des divergences concernant certaines attributions stratigraphiques telles que celle relative à la zone à *Praeglobotruncana helvetica* rattachée tantôt à la partie inférieure, tantôt à la partie moyenne voire supérieure de l'étage (Colloque Lyon 1952, R. K. GOEL, 1965 ; A. A. ARIAI, 1965 ; T.-L. MOORKENS, 1967 ; A. CHEMIRANI, 1968 ; H.-E. DE VRIES, 1977 ; C. MONCIARDINI, 1978 ; F. ROBASZYNSKI in : F. AMÉDRO et al., 1978), la biostratigraphie par les foraminifères constitue un fil conducteur privilégié. Le calage de telles biozones par rapport aux autres échelles paléontologiques est déjà amorcé en Thiérache (A. DEVRIÈS et al., 1974), en Picardie (G. MENNESSIER et J. SORNAY, 1978), dans le Boulonnais (F. AMÉDRO et al., 1978).

— *Nannoplancton calcaire* : H. MANIVIT a établi une subdivision tripartite de l'étage, mettant en évidence une zone à *Microrhabdulus decoratus* correspondant au Turonien inférieur basal, une zone à *Quadrum gartneri* couvrant le Turonien inférieur élevé et le Turonien moyen. Enfin, la partie supérieure de l'étage est marquée par la zone à *Eiffelithus eximius*.

1.3.4. — Description régionale

— Coupe-type : Touraine

La région éponyme est la Touraine mais D'ORBIGNY n'a rattaché l'étage à aucune coupe particulière de cette région, tout au plus a-t-il précisé dans son Cours élémentaire que la région-type était localisée dans la vallée de la Loire, entre Saumur et Montrichard. En effet, en raison de la puissance de la formation (100 m environ) et du très faible pendage des couches, aucune coupe ne montre sur une même verticale l'ensemble de l'étage.

G. LECOINTRE a proposé, à juste titre, en 1959 de prendre comme coupe-type celle de la vallée du Cher. On y rencontre de bas en haut la succession suivante

— **Craie à inocérames** : Elle débute par environ 15 m de craie grisâtre, tendre, sans silix, à *I. labiatus* et *Orbirhynchia cuvieri*, avec des bancs épais de 1 à 2 m, séparés par de minces lits marneux. Elle est surmontée de 10 à 15 m d'une craie grisâtre tendre assortie de 4 à 6 lits de silix noirs.

— **Craie micacée ou Tuffeau blanc** : C'est une calcarénite tendre, grenue, micacée, glauconieuse, grisâtre à blanchâtre, se présentant en bancs homogènes de 2 à 2,50 m d'épaisseur à la base puis en bancs se chargeant de concrétions siliceuses ramifiées de plus en plus abondantes au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série. L'ensemble atteint une quarantaine de mètres.

— **Tuffeau jaune de Touraine** : Il est constitué d'une alternance de biocalcarénites tendres, de calcaires spathiques ou gréseux, d'horizons plus ou moins sableux. Le sédiment est glauconieux, riche en bryozoaires et renferme en plus ou moins grande abondance des silix en rognon ou en dalle. Son épaisseur est d'environ 35 mètres.

— Variations de faciès dans le bassin

Tous les dépôts du Turonien du bassin de Paris sont marins. Dans la partie médiane du bassin, c'est-à-dire approximativement le long de la vallée de la Seine, du pays de Caux jusqu'à la Bourgogne, le Turonien se présente toujours sous un faciès crayeux avec des silix

en plus ou moins grand nombre. Cette craie est souvent dénommée à tort **Craie marneuse** car c'est dans la plupart des cas une craie typique contenant 85 à 95 % de carbonate de calcium et à teneur en minéraux argileux toujours faible.

De part et d'autre de cette zone médiane, on note l'existence de faciès différents :

● Au nord du bassin, notamment dans le prolongement vers l'ouest de l'Ardenne, les faciès marneux sont fréquents :

— marnes vertes ou bleues appelées **Dièves** pouvant passer à des argiles plastiques,
— alternance de craies grisâtres et de marnes grises ou bleutées.

● Au sud-ouest, apparaissent des faciès détritiques variés, surtout au Turonien moyen et au Turonien supérieur, la partie inférieure de l'étage étant presque toujours crayeuse, avec ou sans silix, et présentant parfois des accumulations de silice pulvérulente (cristobalite-tridymite).

Les principaux faciès à éléments détritiques sont constitués par :

— une craie sableuse, glauconieuse et micacée dite **Tuffeau blanc** ou **Craie tuffeau** ou encore **Craie micacée** dans laquelle se rencontrent fréquemment des concrétions siliceuses,

— un calcaire à éléments détritiques (quartz, débris d'organismes, etc.) dit **Tuffeau jaune** avec horizons sableux et niveaux de silix. Dans certaines zones, la base de la formation est constituée par des calcaires spathiques,

— des sables quartzeux et glauconieux ou des sables organogéniques riches en bryozoaires et présentant un aspect de falun.

Turonien inférieur

En Flandre et en Artois, la partie inférieure du Turonien est constituée par une craie légèrement argileuse alternant avec des niveaux de marnes blanches ou grises.

Vers le sud, cette formation fait place à des marnes vertes ou bleues (les **Dièves**) qui s'étendent jusqu'à la basse vallée de la Somme et à la vallée de l'Aisne.

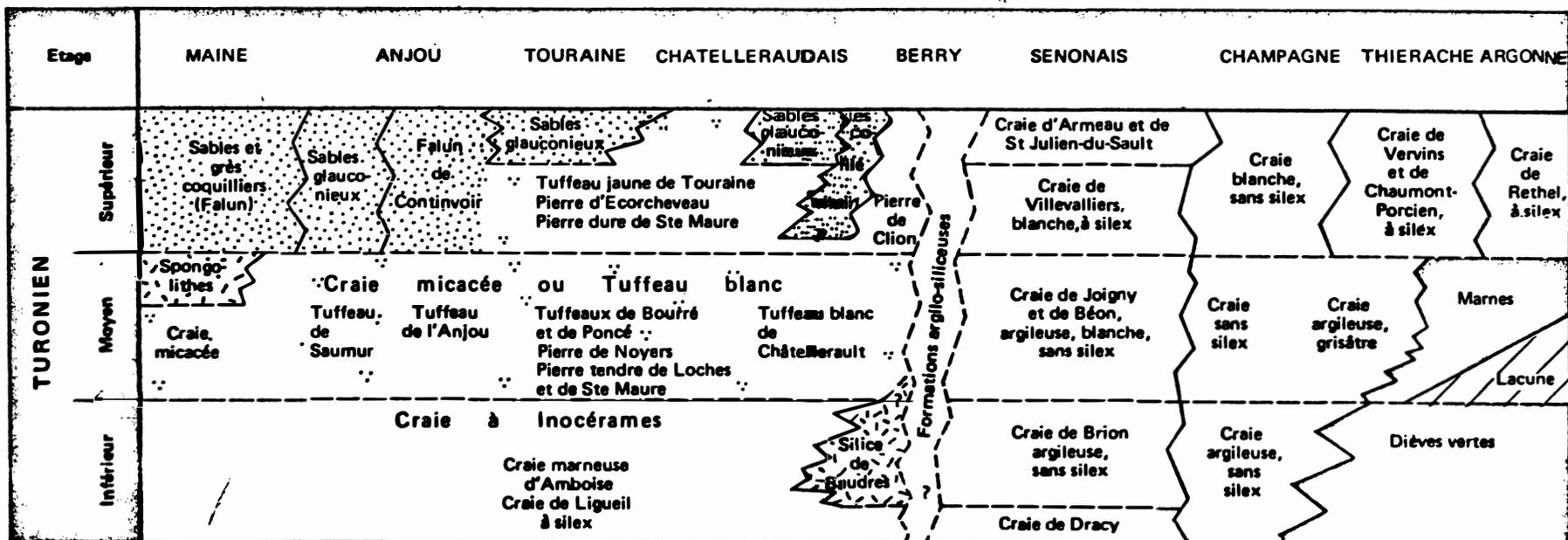
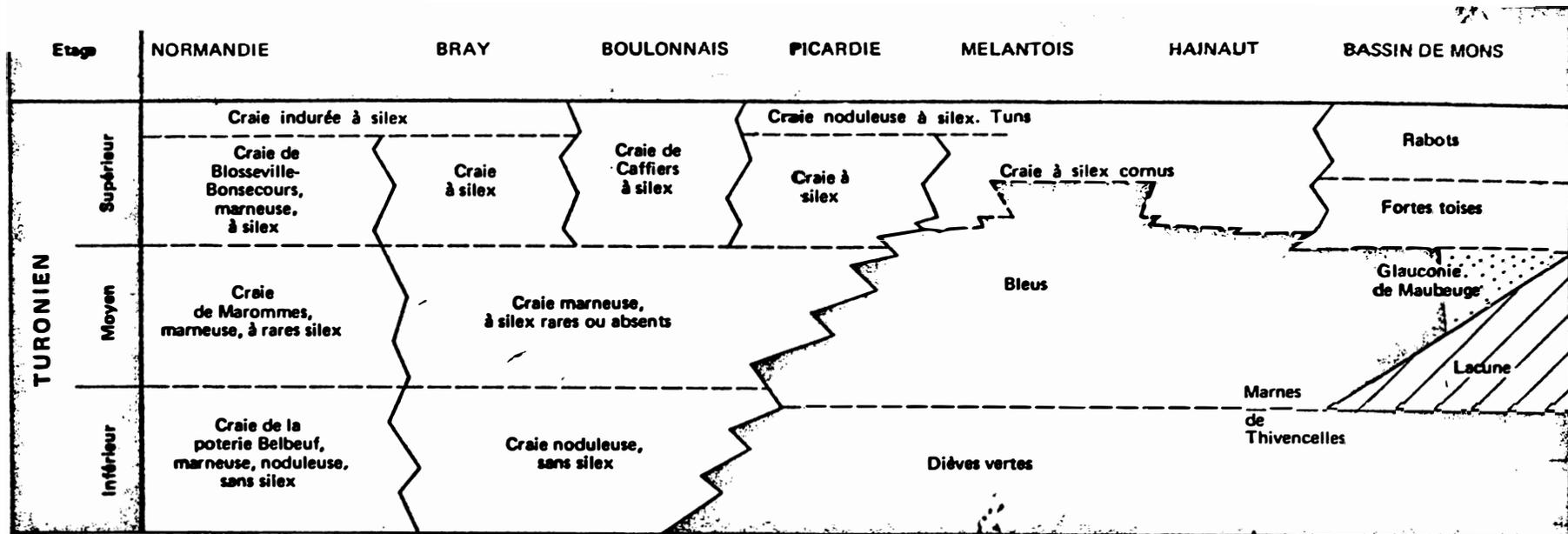
Au-delà, ainsi que sur le littoral picard, les marnes passent à une craie grise ou blanche d'aspect assez uniforme (**Craie marneuse**) avec toutefois quelques variations locales telles que l'apparition d'une structure noduleuse avec ébauches de surfaces durcies, lits de galets verdis (ouest du pays de Caux, nord-ouest du pays de Bray, Liéuvain, Nivernais).

Le faciès crayeux s'étend jusqu'au sud du bassin de Paris sans présenter de variations notables. Dans le centre de la Touraine on note toutefois l'existence de plusieurs lits de silix noirs au sommet de la formation crayeuse et, vers le sud, l'apparition de niveaux de silice pulvérulente (cristobalite-tridymite).

Turonien moyen

Dans la région correspondant à la Flandre, l'Artois et la Picardie, la partie moyenne de l'étage turonien est caractérisée par l'alternance d'une craie grisâtre et de marnes grises ou bleutées. En Champagne septentrionale la sédimentation est marneuse.

Au sud des vallées de la Somme et de l'Aisne apparaît une sédimentation essentiellement crayeuse : craie blanche ou grise généralement sans silix dans laquelle on observe parfois l'existence de petits niveaux de marnes vertes. Dans le bec de Caux, la craie à silix présente des surfaces verdies matérialisant des discontinuités sédimentaires et entraînant une réduction d'épaisseur.



8.2. — Schéma des faciès du Turonien.

Le passage de la sédimentation crayeuse à des dépôts plus détritiques s'observe dans la région de l'axe du Merlerault. Au sud de cette zone la craie se charge de lithoclastes généralement assez fins (quartz, mica, etc.), devient glauconieuse et passe ainsi au Tuffeau blanc (= Craie micacée). Ce type de formation se rencontre sur toute la partie sud-ouest du bassin de Paris, depuis le Berry jusqu'au Maine. Les variations de faciès n'y sont jamais importantes et ne concernent généralement que la plus ou moins grande abondance d'accidents siliceux.

Turonien supérieur

La craie blanche à silex que l'on observe en Flandre, Artois et Picardie occidentale passe en Picardie orientale et en Champagne septentrionale à des marnes blanchâtres, parfois glauconieuses, ou à une formation caractérisée par l'alternance de marnes gris-vert et de craie à silex parfois noduleuse et phosphatée.

Vers le sud, la sédimentation crayeuse à silex s'étend largement. Elle est monotone. Toutefois, sur le bec de Caux s'installent à cette époque des dépôts très irréguliers déterminant des monticules carbonatés ; leur amplitude peut atteindre quelques dizaines de mètres. Cette topographie sous-marine accidentée est soulignée par des *hard grounds*, des cordons siliceux et s'accompagne de glissements et brèches synsédimentaires.

A partir de l'axe du Merlerault, la craie fait place vers le sud au Tuffeau jaune, sédiment détritique caractérisé par son hétérogénéité. Ce tuffeau passe latéralement à des dépôts sableux que l'on peut observer dans le sud-ouest de la Touraine et en Anjou.

— Tableau général des formations

Deux tableaux (fig. 8.2) orientés d'ouest en est et suivant l'aurole affleurante, respectivement par le nord et par le sud, corréleront l'essentiel des formations incluses dans le lexique, complétées par une courte diagnose faciologique.

— Épaisseur du Turonien

Les épaisseurs totales évoluent de zéro à plus de 200 mètres. Elles sont minimales sur le pourtour du bassin avec en général moins de 50 mètres. Sur la bordure nord-est ainsi que dans le pays de Caux, le pays d'Auge, le Perche, l'Anjou et la Touraine, leur faible valeur est de nature sédimentaire. A partir de ces régions, et en direction du centre du bassin, les épaisseurs croissent rapidement : les maxima compris entre 150 et plus de 200 m, sont localisés en Champagne, en Brie, dans le Sénonais et le pays d'Othe où ils sont très proches de la limite d'extension actuelle des dépôts turoniens. Ce gradient, particulièrement brutal est le fait d'un fort biseau érosionnel.

Au sein de chacune des trois subdivisions du Turonien, l'évaluation des épaisseurs est rendue délicate par les difficultés de paralléliser les différentes échelles en vigueur. En s'appuyant sur la biostratigraphie tripartite par les foraminifères, ainsi que sur des arguments macrofauniques et lithostratigraphiques pour les dépôts plus détritiques (Anjou-Touraine), on parvient aux schémas d'isopages suivants :

— *Partie inférieure* : les épaisseurs moyennes sont comprises entre 20 et 30 m. Elles deviennent minimales dans le bec de Caux (moins de 10 m), dans le Bray et près de la limite d'affleurement en Touraine (10 à 20 m). Avec 60 m, les maxima paraissent se situer dans le Gâtinais.

— *Partie moyenne* : les épaisseurs sont généralement comprises entre 20 et 30 m. Avec moins de 10 m, les minima se localisent dans le bec de Caux, le long de l'Ardenne et s'étendent à l'Aisne et la Thiérache où ces dépôts, devenus métriques, peuvent même faire défaut comme c'est d'ailleurs le cas plus au nord, près de Maubeuge. La série peut atteindre 40 m dans le Bray, sur le littoral picard, ainsi que dans la partie intérieure du pays de Caux et de l'Anjou-Touraine. Avec 60 m ou plus, les maxima se situeraient au sud-est du Bray et dans le Gâtinais.

— *Partie supérieure* : les épaisseurs moyennes sont de l'ordre de 20 à 30 m. Elles n'excèdent pas 20 m le long du littoral picard et dans la partie sud-est du Bray. Elles se réduisent à moins de 10 m dans le bec de Caux, la région de Dieppe, de même que sur le pourtour sud et sud-ouest de la Touraine. La série se dilate en Thiérache avec près de 50 m, dans le Boulonnais et la Champagne, avec 50 à 60 m. Elle atteint son maximum dans le Sénonais avec 80 m.

1.3.5. — Données paléontologiques

Les principaux groupes paléontologiques étant représentés, nous ne citerons que les associations les plus caractéristiques.

— Macrofaune

Céphalopodes

— Turonien inférieur : *Mammites nodosoides*, *M. sergipensis*, *Lewesiceras peramplum*, *Metasigaloceras rusticum*.

— Turonien moyen : *Jeanrogericeras revelerianum*, *Kamerunoceras salmuriense*, *Collignoniceras fleuriausianum*, *C. woolgari*.

— Turonien supérieur : *Romaniceras deverianum*, *Subprionocyclus neptuni*, *Lewesiceras mantelli*, *Sca-phites geinitzi*.

Échinodermes

— Turonien inférieur : *Discoidea minima*.

— Turonien supérieur : *Micraster leskei*, *M. brevis*, *Sternotaxis planus*, *Micraster icaunensis*, *M. normanniae*, *M. renati*.

Pour certains auteurs les quatre dernières espèces passent dans le Coniacien.

Brachiopodes

— Turonien inférieur : *Orbirhynchia cuvieri*.

— Turonien moyen : *Terebratulina gracilis*.

— Turonien supérieur : *Cratirhynchia plicatilis* (passe dans le Sénonien)

Lamellibranches (inocérames)

— Turonien inférieur : *Inoceramus labiatu*, *I. hercynicus*.

— Turonien moyen : *I. lamarcki*.

— Turonien supérieur : *I. flegelii mytiloidiformis*, *I. labiatoidiformis*, *I. waltersdorfensis*, *I. inconstans*.

— Microfaune

Foraminifères

La partie inférieure de l'étage riche en nodosarilidés, l'est souvent en espèces planctoniques avec les genres *Discarinnella*, *Whiteinella*, *Hedbergella*. Parmi les benthos

les espèces les plus ubiquistes et les plus fréquentes sont *Gavelinopsis tourainensis* et *Orostella turonica*. Dans la partie moyenne, les *Globorotalites* apparaissent, généralement associés à des formes planctoniques, les plus significatives étant *Praeglobotruncana helvetica* et *Marginotruncana sigali*. Lorsque le biotope s'y prête, *M. coronata* et *M. gr. linneana* se développent dans la partie supérieure où les *Globorotalites* se diversifient.

Ostracodes

Plusieurs espèces liées aux biotopes particuliers d'Anjou-Touraine caractérisent l'étage bien que leur raréfaction dans la partie supérieure rende mal compte du passage au Sénonien. Il s'agit de *Mauritsina cuvillieri*, *Cythereis grekovi*, *Planileberis praetexta*, *Pterigocythereis pulvinata*, *Neocythere verbosa*.

En faciès crayeux, l'association de *Cythereis gr. dubiorta*, *Cythereis longaeva*, *C. couvrotensis* jalonne le Turonien et permet le repérage approximatif de sa base. Ces espèces subsistent au-delà du toit de l'étage.

— Microflore

Au Turonien inférieur, dans le Sénonais, le microplancton domine toujours le contenu palynologique. Les genres *Spiniferites*, *Exochosphaeridium*, *Palaeohystrichophora* restent abondants tandis qu'apparaissent *Silicisphaera ferox*, *S. torulosa*, *Alterbia acuminata*. Dans le bassin de Paris (J. C. FOUCHER, J. P. VERDIER, 1976), les espèces *Florentinia resex* et *F. clavigera* ont été trouvées et *Chatangiella victoriensis* apparaît au Turonien moyen.

Au Turonien supérieur, un renouvellement important d'espèces est signalé (*Hystrichosphaeropsis ovum*, *Hystrichosphaeridium truncigerum*, *Dinogymnium cretaceum*, *D. marthae*).

Les pollens normapolles des genres *Trudopollis*, *Pseudocolopollis* caractérisent le Turonien et le genre *Plicapollis* apparaît au Turonien supérieur. Peu de spores sont représentées (quelques espèces des genres *Stereisporites*, *Camarozonosporites*).

1.4. — Sénonien *

Après les nombreux travaux paléontologiques et stratigraphiques réalisés jusqu'au début de notre siècle, le Sénonien du bassin de Paris n'a plus suscité d'enthousiasme soutenu jusqu'à une époque récente. Du fait de ce hiatus, il est aujourd'hui difficile de trier parmi les documents anciens les informations fiables pouvant servir de support indiscutable aux études actuelles.

L'intervention des disciplines micropaléontologiques, loin d'évincer les approches plus classiques, appelle à la juxtaposition des échelles biostratigraphiques. Aussi assiste-t-on à un regain d'intérêt pour la macropaléontologie sur la base de récoltes nouvelles examinées à la lumière de révisions effectuées en domaine boréal dans les pays anglo-saxons en particulier. Dans l'état présent, les confrontations demeu-

rent trop ponctuelles et partielles pour qu'il soit possible de proposer pour l'étage et le bassin un canevas stratigraphique actualisé.

1.4.1. — Extension géographique

Les dépôts sénoniens occupent une large superficie dans le bassin, mais l'extension de leur aire d'affleurement est parfois mal cernée en l'absence de leviers géologiques récents. Ils sont en net retrait par rapport à l'auréole cénomano-turonienne sur la bordure occidentale, du Roumois au Maine ainsi qu'en Anjou-Touraine. Ce phénomène s'atténue sur la bordure orientale et en particulier dans le Berry, au sud-est. Il en est de même dans le bassin de Mons.

Cette aire régresse du Coniacien au Campanien supérieur. Le Santonien est absent du Bray, du littoral picard, ainsi que dans un secteur du Cambrésis. Le Campanien a disparu dans toute la région septentrionale, la Picardie, le sud de l'Ardenne, à l'exception du bassin de Mons, du Hainaut français et de témoins piégés dans les glissements de craies phosphatées picardes. Il est absent du bec de Caux et du pays d'Ouche, mais réapparaît en Manche centrale et occidentale.

1.4.2. — Limites stratigraphiques

— Limite inférieure

Le passage du Turonien au Sénonien est correctement apprécié en Anjou-Touraine, grâce à la présence d'ammonites et correspond à la base de la zone à *Barroisiceras haberfellneri*. Dans le reste du bassin ces dernières sont rares ou absentes et l'argumentation repose alors surtout sur les échinides, les inocérames, et plus récemment sur la micropaléontologie.

— *Échinides* : Il est actuellement admis que la présence de *Micraster decliens* exclut un âge turonien. En revanche, l'attribution stratigraphique de *M. normanniae* (espèce proche de *M. leskei*), *M. icaunensis*, *M. beonensis*, *M. renati* oscille selon les auteurs entre le Turonien terminal et le Sénonien basal.

— *Inocérames* : étudiés par J. SORNAVY sur la base des révisions effectuées en Allemagne (O. SEITZ, 1959 ; K. A. TRÖGER, 1966-1967) ils montrent des espèces réputées typiques du Turonien terminal (*Inoceramus inconstans*, *I. woodsi*), d'autres présentes de part et d'autre de la limite (*I. glatziae*, *I. walterdortensis-hannovrensis*, *I. mantelli*), d'autres enfin exclusivement sénoniennes (*I. koeneni*, *I. involutus*).

— *Ostracodes* : l'apparition d'une association sénonienne (*Kastenis pokornyi*, *Bairdia cuvillieri*, *Cythereis armeauensis*) relayant des espèces turoniennes (*Cythereis dubiorta*, *C. longaeva*) a été mise en évidence par R. DAMOTTE (1971).

— *Foraminifères* : l'apparition de *Reussella kelleri* sous sa forme typique, associée à *Gavelinella vom-bensis*, *G. thalmanni*, *Osangularia cordieriana*, est utilisée depuis douze ans pour fixer la base du Sénonien dans le cadre des levés à 1/50 000. Ce repère qui se retrouve jusqu'en Grande-Bretagne (M. B. HART, H. W. BAILEY, 1978) disparaît en Anjou-Touraine. Sur le littoral du Boulonnais, *R. kelleri* est déjà représentée dans le Turonien supérieur terminal daté par les ammonites et les échinides (F. AMÉDRO et al., 1978).

* Rédacteur principal : C. MONCIARDINI, avec la participation de G. ALCAYDÉ (Anjou-Touraine) et de F. ROBASYNSKI (Maastricht-Ille) ; Tableaux de formations : G. ALCAYDÉ, P. JUIGNET, J. LOUAIL, C. MONCIARDINI, F. ROBASYNSKI ; Micropaléontologie : R. DAMOTTE, D. FAUCONNIER, H. MANIVIT, C. MONCIARDINI.

TURONIEN supérieur	SENONIEN										TERTIAIRE	CHRONOSTRATIGRAPHIE
	Coniacien			Santonien			Campanien inférieur		Campanien supérieur			BIOZONATION par les FORAMINIFERES
T/e	S/a	S/b	S/c	S/d	S/e	S/f	S/g	S/h	S/i	S/i		
												<i>Globorotalites subconicus</i> Morrow <i>Gavelinopsis</i> cf. <i>tourainensis</i> Butt <i>Reussella kelleri</i> Vassil' <i>Gavelinella vombensis</i> (Brotz) <i>Osangularia cordieriana</i> (d'Orb) <i>Gavelinella thalmanni</i> (Brotz) <i>Stensioina praexsculpta</i> (Keller) <i>Stensioina laevigata</i> Akimez <i>Stensioina exsculpta gracilis</i> Brotz <i>Reussella cushmani</i> Brotz <i>Gavelinella stelligera</i> (Marie) <i>Reussella szajnochae</i> (Grzybow) <i>Eponides concinnus</i> Brotz <i>Gavelinella laevis</i> Goel <i>Gavelinella cristata</i> Goel <i>Gavelinella clementina costata</i> (Marie) <i>Stensioina labyrinthica</i> Cush <i>Stensioina exsculpta juvenilis</i> Hofker <i>Bolivinoidea strigillatus</i> (Chapman) <i>Stensioina exsculpta aspera</i> Hofker <i>Gavelinella hofkeri</i> Goel <i>Gavelinella clementiana typica</i> (Marie) <i>Gavelinopsis voltzianus denticulatus</i> (Marie) <i>Stensioina pommerana</i> Brotz <i>Gavelinella dainae</i> (Mjatluk) <i>Gavelinella cayeuxi</i> (de Lapp) <i>Bolivinoidea rhombodecoratus</i> Goel <i>Anomalina</i> sp. 1 <i>Gavelinopsis monterelensis</i> (Marie) <i>Gavelinopsis voltzianus typicus</i> (Marie) <i>Lituola nautiloidea</i> (Lamarck) <i>Bolivina incrassata</i> Reuss

PECES-GUIDES

8.3. — Biozonation du Sénonien par les foraminifères, utilisée pour la cartographie à 1/50 000, en contexte boréal (C. MONCIARDINI).

— **Microflore** : la base du Coniacien est marquée par l'apparition de dinoflagellés : *Dinogymnium denticulatum*, *Chatangiella tripartita*, *Silicisphaera flosculus*, *Thalassipora spinosa*.

— **Nannoplancton calcaire** : la base du Sénonien est approximativement fixée par l'apparition de *Marthasterites furcatus* au Coniacien inférieur.

— **Limite supérieure**

Elle se situe au toit des craies à *Magas pumilus* et *B. mucronata*. Ce repérage requiert donc la présence des premiers termes maastrichtiens sus-jacents. Or cette articulation n'est visible que dans le Limbourg et le bassin de Mons où elle s'accompagne d'ailleurs d'une discontinuité sédimentaire impliquant une lacune de dépôt encore mal évaluée.

Pour H. MANIVIT et sur la base du nannoplancton calcaire, la disparition de *Broinsonia parca*, *Reinhardtites anthophorus*, *Eiffelithus eximius* coïncide avec cette limite.

Dans le bassin de Paris où le Maastrichtien en place n'a jamais été mis en évidence, le toit du Campanien n'est pas identifiable avec certitude. La micropaléontologie résoudra ce problème dans la mesure où elle parviendra à dégager des associations caractéristiques du seul Campanien terminal.

J. SIGAL (ALLARD P. L., SIGAL J. et al. 1959) attirait l'attention sur certains foraminifères devant se situer aux alentours de l'articulation Campanien-Maastrichtien. Les travaux ultérieurs de J. HOFKER (1966) et J. M. VILLAIN (1974) dans le Hainaut belge n'apportent toutefois pas d'arguments biostratigraphiques majeurs pour situer cette limite.

Si l'on estime que les épaisseurs maximales des craies campaniennes correspondent aux secteurs les mieux protégés de l'érosion fini-crétacée, les niveaux les plus élevés sont localisés en subsurface dans la Brie, le Sénonais et la Champagne. Ils sont en partie affleurants dans le bassin de Mons.

1.4.3. — **Subdivisions**

— **Découpage traditionnel**

En faciès crayeux, le découpage repose sur quatre assises regroupées deux à deux. Le Sénonien inférieur a été divisé en deux zones successives de *Micraster* : *M. decipiens*, *M. coranguinum* respectivement rattachées au Coniacien et au Santonien, et le Sénonien supérieur en deux zones de bélemnites : *Gonoteuthis (Actinocamax) quadratus*, *Belemnitella mucronata*, individualisant respectivement le Campanien inférieur et supérieur.

Sénonien	Zones	
supérieur	Campanien sup.	<i>Belemnitella mucronata</i>
	Campanien inf.	<i>Gonoteuthis quadratus</i>
inférieur	Santonien	<i>Micraster coranguinum</i>
	Coniacien	<i>Micraster decipiens</i>

A partir de ce découpage de base, et dans les régions les plus favorables à l'observation, telles que les falaises normandes et picardes, la Champagne et le

Sénonais, des subdivisions plus fines, basées sur les échinodermes et les bivalves ont été opérées. Si certaines espèces utilisées semblent n'avoir qu'une extension régionale, d'autres plus ubiquistes, apportent des éléments complémentaires de datation ou pallient la rareté des marqueurs principaux. Ainsi *Marsupites testudinarius* est localisé au sommet de l'assise à *M. coranguinum*. Sa disparition, relayée par l'apparition d'*Offaster pilula*, coïnciderait avec l'articulation entre Sénonien inférieur et supérieur. Des bélemnites telles qu'*Actinocamax westfalicus* et *Gonoteuthis granulata* devraient permettre des repérages dans des niveaux comparables. Enfin, *Magas pumilus* marque les parties moyenne et supérieure des craies à *B. mucronata*.

En Anjou-Touraine, ces subdivisions ne sont déjà plus possibles, en l'absence des précédents marqueurs, remplacés par d'autres échinides, et surtout par des ammonites et des bivalves. L'étage y est divisé en Coniacien à *Barroisiceras haberfellneri*, *Texanites emscheris* et en Santonien à *Placenticeras syrtae*. Le Campanien est dépourvu d'ammonites.

A plus forte raison, le raccordement des craies aux étages coniacien, santonien et campanien, définis par H. COQUAND en Charentes à l'aide d'ammonites et rudistes, ne peut être qu'interprétatif. La démarche, hasardeuse, consistait en effet à subdiviser des dépôts du domaine boréal (Sénonais) au moyen de références prises hors du bassin (Charentes), en contexte méso-géen. Ces appellations sont néanmoins maintenues à l'intérieur de la craie sénonienne, où leur apport se situe principalement au niveau d'une facilité de langage.

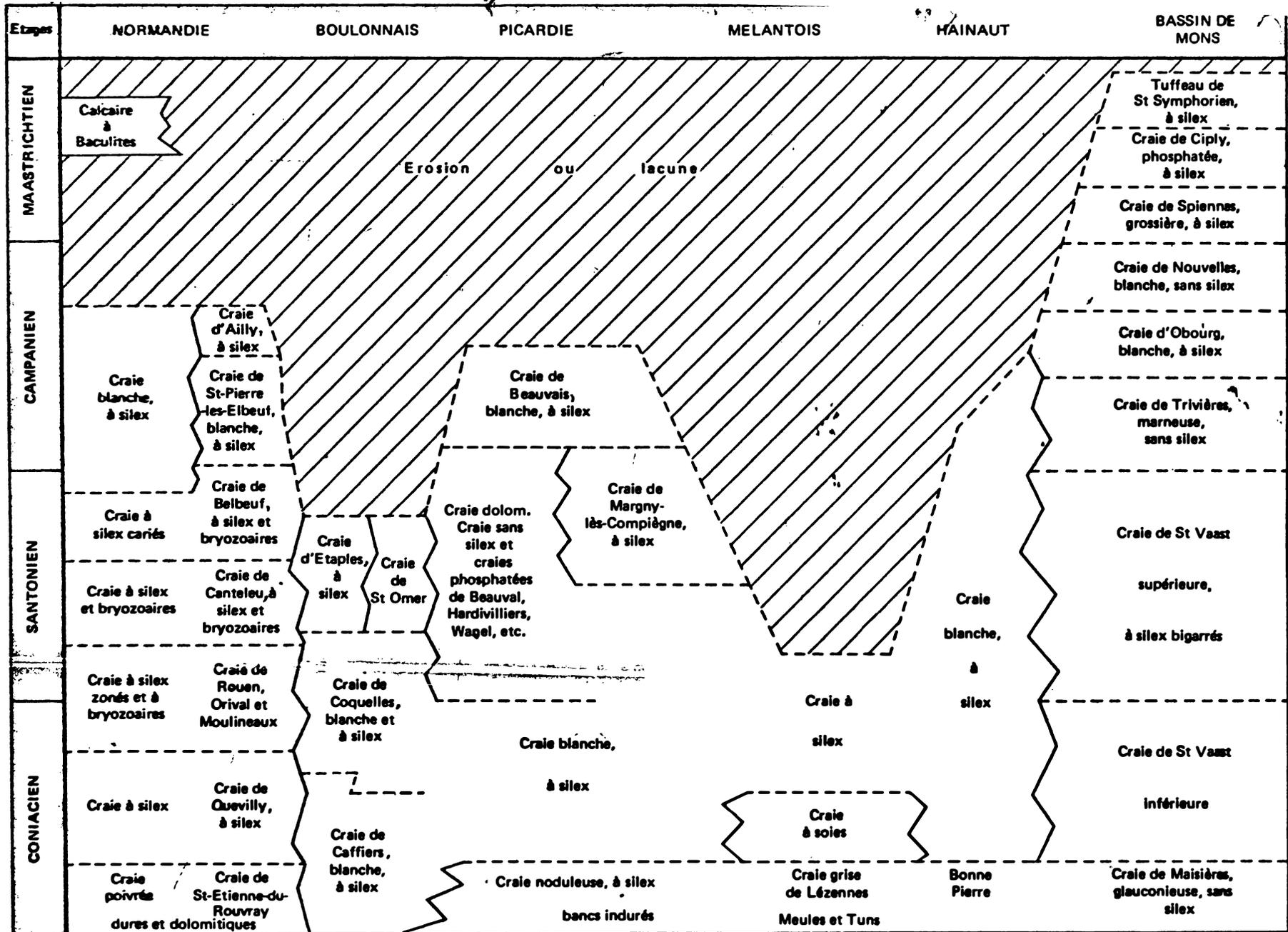
— **Nouvelles approches stratigraphiques**

Dans le cadre de monographies, des micropaléontologistes ont confronté après inventaire les associations microfauniques de la craie sénonienne aux subdivisions macrofauniques en vigueur (P. MARIE, 1941 ; A. ARIAI, 1965 ; K. EBRAIMZADEH-ASSADIAN, 1968 ; A. CHEMIRANI, 1968 ; R. GOEL, 1965 ; K. TEHERANI, 1968 pour les foraminifères ; R. DAMOTTE, 1971 pour les ostracodes ; H. MANIVIT, 1971 pour le nannoplancton calcaire). Dans ces travaux fondamentaux, la démarche adoptée, par sa nature même, n'a pas toujours mis les auteurs à l'abri des distorsions et des incertitudes inhérentes à certaines attributions stratigraphiques de référence qui une fois entérinées, ont obscurci les corrélations interrégionales.

Dès 1966, les nécessités de la cartographie géologique à 1/50 000 suscitaient le besoin d'un outil de corrélation homogène à partir d'une stratigraphie fine. Pour cela, C. MONCIARDINI découpait la série sénonienne en dix biozones successives de foraminifères benthiques, établies à partir de quatre sondages carottés : Grande-Paroisse dans le Sénonais, Bour-sault en Champagne, Berville dans l'Oise, Arpenty au sud de Paris. Cette échelle a été testée positivement sur plus de soixante levés à 1/50 000. Les équivalences avec l'échelle standard y demeurent approximatives (fig. 8.3). Notons que la biozone S/j rattachée au Campanien supérieur et représentant parfois plus de 100 mètres de dépôts, devrait à terme pouvoir se subdiviser.

Les foraminifères planctoniques, du fait de leur faible fréquence et de leur présence irrégulière, n'ont pas encore apporté une contribution déterminante. *Dicarinella concavata* est sporadiquement rencontrée dans le Santonien et *D. fornicata* dans des niveaux postérieurs au Coniacien.

En Anjou-Touraine, l'application intégrale de la précédente échelle biozonale n'est plus possible du fait de



8.4. — Schéma des faciès du Sénonien (auréole septentrionale et bassin de Mons).

modifications des biotopes et de l'influence mésogène. Une échelle locale a été esquissée (J. MANIVIT et C. MONCIARDINI, 1976) qui présente des traits communs avec celles élaborées en Charente (P. ANDREIEFF et J. M. MARIONNAUD, 1973, J. P. PLATEL, 1977), et en Vendée (J. M. VIAUD et al. 1979).

Des travaux en cours (J. C. FOUCHER, J. P. VERDIER, D. FAUCONNIER) laissent présager des possibilités de subdiviser la craie au moyen des dinoflagellés : *Spinidinium echinodeum*, *Chatangiella verrucosa*, marqueraient le Coniacien, *Dinogymnium heterocostatum*, *Senoniasphaera rotundata* le Santonien, *Silicisphaera tenera*, *S. flosculus*, *Paleostomocystis oblonga* le Campanien. Les spores et les pollens, avec les genres *Oculopollis*, *Santonipollis*, *Papilopollis* apporteront sans doute des arguments complémentaires.

Dans le cadre de ces recherches récentes, la macropaléontologie n'est pas en reste et des révisions sont en cours. G. BIGNOT (1965-1979) réétudie les bivalves de Normandie, S. FREINEX (1959) les lamellibranches. Cependant une tendance s'individualise, visant à mener ces travaux en simultanéité avec des spécialistes d'autres groupes paléontologiques ainsi qu'avec les micropaléontologistes. G. MENESSIER, entouré de paléontologistes entend une révision des macrofaunes de Picardie et de leurs attributions stratigraphiques, comparées en particulier à celles données par les associations de foraminifères de la craie encaissante. Un groupe de nature voisine s'est constitué dans le Boulonnais autour de F. AMÉDRO et F. ROBASZYNSKI, et en Anjou autour de J. LOUAIL.

L'étude en cours du sondage carotté de Grande-Paroisse dans le Sénonais (Bull. BRGM, à paraître), qui regroupe cinq approches micropaléontologiques, prend également en compte la macrofaune rencontrée.

De nombreux arguments nouveaux viendront donc nourrir les confrontations ultérieures dans la perspective d'une actualisation de la stratigraphie du Sénonien.

1.4.4. — Description régionale

— Coupe-type : Sénonais

A défaut d'un stratotype bien cerné et suite à une définition sommaire du Sénonien par A. d'ORBIGNY (1842), les différentes carrières, falaises et tranchées de la région de Sens ont été décrites en détail et replacées dans leur chronologie relative par E. HÉBERT (1863), J. LAMBERT (1878) puis A. HURÉ (1931), à l'aide de leur contenu paléontologique, sur la base d'un découpage en onze biozones réduites ultérieurement à neuf. (Craie d'Armeau, Craie de Rosoy, Craie de Paron, Craie de Sens, Craie de Soucy, Craie de Michery, Craie de Montereau).

Toute la série est constituée de craies, noduleuses et blanc grisâtre dans la partie inférieure, plus fines et blanches dans la partie supérieure. Les silex sont fréquents à l'exception des niveaux de base dont l'appartenance au Sénonien reste à confirmer et des niveaux supérieurs (Craie de St-Agnan et Montereau).

Un épisode phosphaté (St-Martin-du-Tertre) est rattaché au Santonien terminal — Campanien inférieur.

Le Sénonien de Sens a été étudié en particulier par A. d'ORBIGNY (1840-1852), E. HÉBERT (1863-1876), G. COTTEAU (1878), J. LAMBERT (1878-1901), A. DE GROSSOUVRE (1889-1901), L. CAYEUX (1897), A. HURÉ

(1931), P. MARIE (1941), R. DAMOTTE (1964-1971), K. K. TEHERANI (1968), H. MANIVIT (1971).

— Variations de faciès dans le bassin

En Champagne, la sédimentation crayeuse monotone prédomine. On note l'absence ou l'extrême rareté des silex.

De la Thiérache à l'Artois, en passant par la Picardie, le Sénonien basal se présente sous un faciès de craies grossières, grisâtres (Bonne Pierre) avec niveaux indurés, un peu glauconieux et phosphatés (Tuns et Meules). Ces dépôts se retrouvent dans le bassin de Mons (Craie de Maisières) et occupent la partie nord de la Picardie. Ils sont suivis par des craies franches avec ou sans silex qui, dans la Somme et l'Aisne, sont porteuses de gisements phosphatés d'âge santonien à campanien (Craie phosphatée). Un peu plus au sud, des craies de même âge présentent des accidents magnésiens.

Dans le Boulonnais où le Campanien est absent, les craies sont blanches et à silex.

Dans la Manche centrale et occidentale, une composante détritique et glauconieuse est présente dans les dépôts du Sénonien inférieur, voire du Campanien inférieur. Les craies franches ne se généraliseraient qu'au Campanien supérieur.

Dans le pays de Caux, elles se chargent de bryozoaires, présents jusqu'au Campanien. Dans la région de Rouen, la base de la série est constituée par des craies plus grossières, magnésiennes (Craie polvrée).

Plus au sud, et jusque dans le Perche, on retrouve les craies à bryozoaires associées à des accidents magnésiens.

En Anjou-Touraine, des craies atypiques, quartzoglaucieuses (Craie de Villédieu) sont relayées au Campanien par des craies franches (Craie de Blois) et des argiles sédimentaires à silex et silicisponges, d'extension verticale, plus large en direction des bordures où ne se trouvent plus que des sables quartzeux avec ou sans silicisponges et dont l'âge reste imprécis. La présence de Campanien supérieur sous ce faciès serait compatible avec l'extension régionale de la transgression à cette époque.

— Tableau général des formations

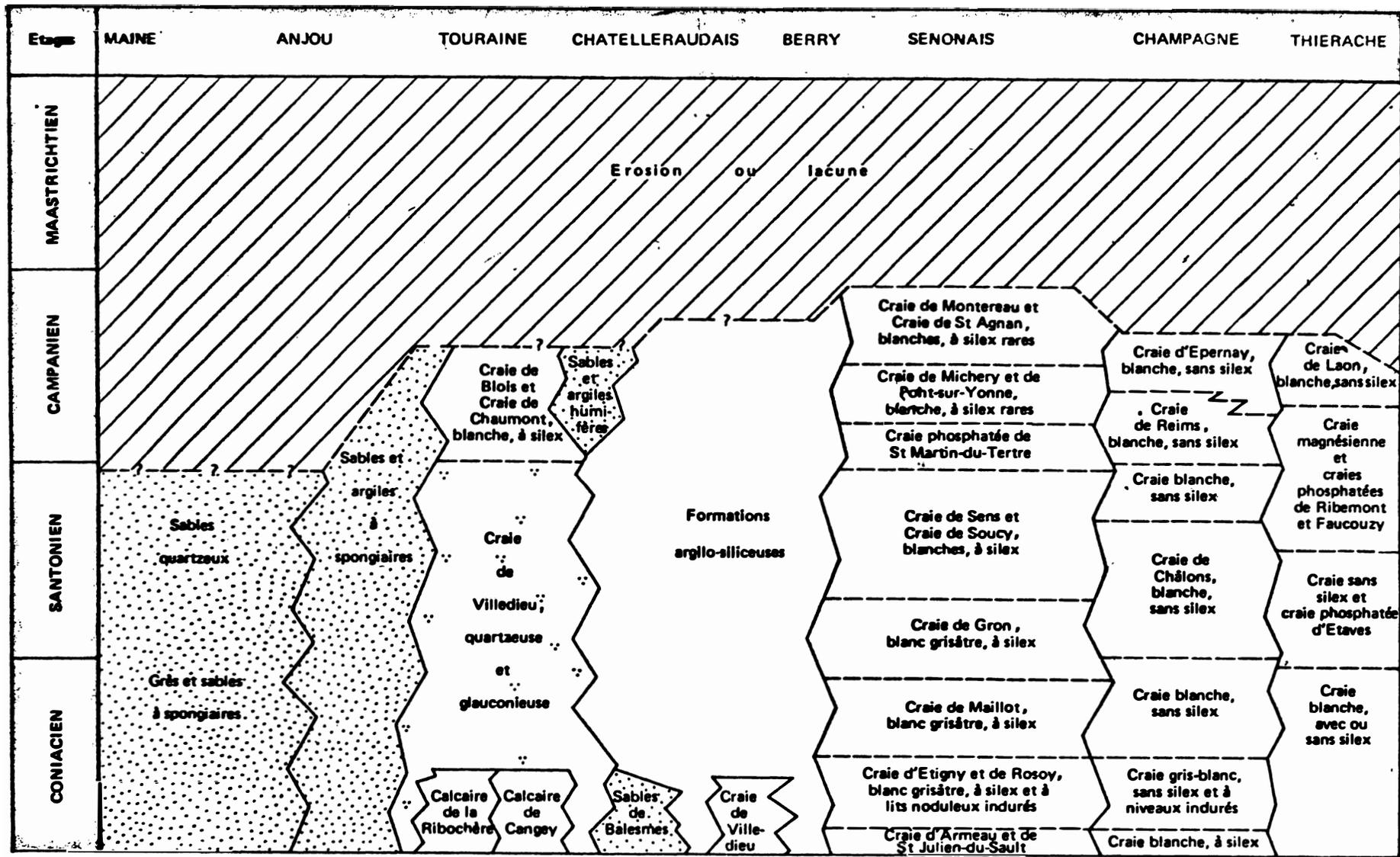
Les formations définies par les auteurs dans la craie sénonienne sont souvent mal délimitées géographiquement et surtout verticalement du fait de la précarité ou l'absence de repères lithostratigraphiques pouvant assurer le balisage. Leur contenu paléontologique parfois peu significatif ou insuffisamment inventorié laisse dans de tels cas, subsister des incertitudes quant à leur position chronologique.

Deux tableaux (fig. 8.4 et 8.5) situent schématiquement l'essentiel de ces formations dans leur succession temporelle et leur évolution latérale. Une brève indication faciologique les complète, le cas échéant, ou renseigne sur la nature de dépôts intermédiaires, non répertoriés sous une appellation homologuée.

Le premier tableau, relatif à la partie nord, va de la Normandie à l'ouest jusqu'au bassin de Mons à l'est. Le deuxième concerne la partie sud du bassin depuis le Maine à l'ouest jusqu'à la Thiérache à l'est.

— Épaisseurs du Sénonien

Le Sénonien présente ses plus faibles épaisseurs (moins de 50 m à 100 m) autour du Bray, en Anjou-Touraine, en Picardie et dans le Nord où il demeure



8.5. — Schéma des faciès du Sénonien (auréole méridionale).

relativement protégé dans l'axe du bassin de Mons. La série est également réduite sur une structure près de Mantes. Des structures ponctuelles comparables sont très probablement présentes en d'autres secteurs mais la densité des points d'observations ne suffit pas à les mettre clairement en évidence.

Les épaisseurs croissent très rapidement jusqu'à 200 m au sud-est du Bray. Les maxima se situent en Brie avec plus de 400 m dans les sondages pétroliers dans les régions de Meaux et de Melun. Le Sénonien atteint 320 m dans le Sénonais (sondage de La Grande-Paroisse) et reste supérieur à 200 m en pays d'Othe, à proximité de la limite actuelle d'affleurement.

— La puissance moyenne du Coniacien est de l'ordre de 30 à 50 mètres. Elle est minimale et voisine de 10 m dans l'Anjou-Touraine, le Mélançois, le Hainaut. Elle est proche de 30 m dans le bassin de Mons, le Bray et une partie du pays de Caux. Dans le reste de la Normandie, comme en Picardie, elle peut dépasser 50 mètres. Avec plus de 80 m, elle est maximale dans le Gâtinais, le Sénonais et plus au nord-ouest jusque dans le Soissonnais.

— Les épaisseurs du Santonien, estimées dans les seuls secteurs où elles n'ont pas subi d'érosion, sont inférieures à 20 m en Anjou-Touraine et à 30 m dans le bassin de Mons. Elles varient entre 20 et 40 m dans le sud de la Picardie. Enfin elles dépassent 60 m dans le pays de Caux et le pays d'Ouche, la région parisienne, la Champagne, le Sénonais et le Gâtinais.

— Le Campanien est systématiquement érodé sauf dans le bassin de Mons et la Manche occidentale. Il ne dépasse pas 50 m en Anjou-Touraine. Avec plus de 150 m, sa puissance est maximale du Sénonais à la Champagne et diminue en direction de la Normandie mais peut encore atteindre de 80 à 100 m dans le Vexin et au sud du Bray. Dans la Manche centrale et occidentale, il semblerait mieux représenté et plus épais que le Sénonien inférieur. Le Campanien inférieur atteint rarement 20 m en Anjou-Touraine. Il est de l'ordre de 50 à 80 m dans le pays de Bray, le Hainaut, l'Île de France, le Sénonais. Il dépasse 100 m en Champagne. Le Campanien supérieur représente parfois 80 m en Champagne et atteint 130 m dans le Sénonais.

1.4.5. — Données paléontologiques

— Macrofaune

— *Céphalopodes* : en Anjou-Touraine, les ammonites se rencontrent surtout à la base de l'étage (Craie de Villedieu) : *Barroisiceras habertellneri*, *Texanites emscheris*, *T. bourgeoisii*, *Gauthiericeras margae*, *G. bajuvaricum*, *Scaphites potieri*, *Peroniceras subtricarinarum*, *Placenticeras syrtae*, *Baculites incurvatus*... En faciès crayeux, elles sont exceptionnellement présentes : *Peroniceras tricarinarum* dans le Coniacien du Boulonnais. Les bélemnites, avec *Gonioteuthis granulatus* et *Actinocamax westphalicus* dans le Santonien, *G. quadrata* et *B. mucronata* dans le Campanien sont assez largement répandues dans la craie.

— *Échinodermes* : *Micraster turonensis* et des espèces du genre *Catopygus*, toutes antécampaïennes, sont connues en Anjou-Touraine uniquement. Dans le reste du bassin les *Micraster*, *Offaster*, *Sternotaxis*, *Conulus*, *Echinocorys* sont bien représentés. *Marsupites testudinarius* est un crinoïde du Santonien crayeux, jamais abondant.

— *Brachiopodes* : *Rhynchonella vespertilio* n'est présente qu'en Anjou-Touraine, du sommet du Coniacien au Santonien terminal. Plusieurs espèces de *Gib-*

bithyris et *Cretirhynchla* appartiennent au Sénonien basal de Normandie voire même du Nord et de la Champagne. *Magas pumilus* est fréquent dans le Campanien supérieur.

— *Lamellibranches* : ils sont bien représentés en Anjou-Touraine avec les genres *Lima*, *Ostrea* (*O. plicifera*, *O. proboscidea*), *Spondylus* (*S. truncatus*). Ce dernier genre, connu en dehors de cette région, est alors associé à des inocérames. Ceux-ci, diversifiés dans le Sénonien basal se raréfient à partir du Santonien.

— *Spongiaires* : les silicisponges sont très abondants en Anjou-Touraine à partir de la base du Campanien avec les genres *Scyphia*, *Bicupula*, *Siphonia*, *Jerea*, *Spongia*. Les calcisponges sont communs dans les falaises du pays de Caux.

— *Annélides* : les serpulidés sont abondants dans les craies atypiques d'Anjou-Touraine et présents dans les craies franches du littoral normand.

— *Bryozoaires* : ils sont abondants dans les craies normandes et en Anjou-Touraine où ils se raréfient au Campanien.

— Microfaune

— *Ostracodes* : ils semblent rares en Anjou-Touraine. En dehors de cette région ils se diversifient et présentent une vingtaine d'espèces d'intérêt stratigraphique dont plusieurs du genre *Cythereis*.

— *Foraminifères* : rares en Anjou-Touraine, en deçà du Santonien supérieur, ils deviennent abondants avec les genres *Pararotalia*, *Goupillaudina*, *Rosalina* d'origine aquitaine. Le plancton y est toutefois absent. Dans le reste du bassin, les associations benthiques croissent en nombre d'espèces (plusieurs centaines) et d'individus, de la base au sommet de la série, avec une prédominance des anomalinidés (*Gavelinella*, *Stensioeina*) et des osangulariidés (*Globorotalites*). Les ataxophragmiidés et les nodosariidés sont également bien représentés. Le plancton suit une évolution contraire avec les globotruncanidés qui régressent dès le Coniacien ; les hedbergelles et hétérohélécidés, de petite taille, paraissent plus constants.

— Microflore

Connue surtout dans les silex, elle peut être présente dans les craies les mieux protégées de l'oxydation (sondages). On y trouve des spores, des pollens et du phytoplancton.

Au Coniacien, on retrouve encore de nombreuses espèces issues du Turonien, alors que les premières formes de *Spinidinium echinoideum*, *Chatangiella tripartita*, *C. verrucosa*, *Dinogymnium denticulatum* apparaissent. On note la présence de *Silicisphaera tenera* et *Thalassiphora spinosa*. Plusieurs disparitions sont observées (*Lithosphaeridium siphoniphorum*, *Florentinia mantellii*, *F. radiculata*, *F. laciniata*). Les pollens normapolles des genres *Oculopolis* et *Vacuopolis* apparaissent.

A la base du Santonien, le milieu reste marin, avec apparition des espèces *Dinogymnium westralium*, *D. heterocostatum*, *Senlasphaera rotundata*, *S. protusa*. L'espèce *Spinidinium echinoideum* atteint des pourcentages assez élevés (10 à 20 %). Au Santonien supérieur, les pollens normapolles sont un peu plus abondants (10 à 20 % du contenu palynologique). Apparition des genres *Santonipollis*, *Piolencipollis*, *Papillopollis*.

Au Campanien, le microplancton domine à nouveau le contenu palynologique et les espèces *Dinogymnium*

uminatum, *D. euclaeensis*, *Silicisphaera tenera*, *Alaeostomocystis oblonga* apparaissent. *Spinidium rhinoideum* est toujours abondant (40 % du contenu palynologique).

— *Nannoplancton calcaire* : une diversification très nette des coccolithes se manifeste au cours du Sénonien. Réduite au Coniacien et Santonien inférieur, la microflore accuse dès le Santonien moyen une augmentation du nombre d'espèces en même temps qu'une plus grande fréquence de chacune. A noter une diversification des espèces dans le genre *Tetralithus* dont les apparitions facilitent le découpage du Campanien. D'autre part, outre les coccolithes, les craies renferment des pithonelles et des *Nannoconus* dont les fréquences relatives varient selon le rapport détritiques/carbonates.

5. — Maastrichtien

Définition du système

Introduction

Dans le cadre du bassin de Paris, le Maastrichtien occupe une place marginale due à l'étroitesse de sa localisation géographique. Aussi sera-t-il dans le cadre de ce travail, succinctement analysé, malgré l'intérêt qu'il constitue ses rapports avec les provinces voisines, nordiques en particulier. Pour des raisons de caractère d'exposé, ce chapitre a été traité de façon indépendante, à la suite du Sénonien.

Le Maastrichtien a été décrit par A. DUMONT (1832-50) dans la province de Limbourg en Belgique sous le nom de « système maestrichtien ». Sous cette première acception, il ne prend en compte que les termes les plus élevés de la série. Vers 1910, E. HAUG étend largement l'étage vers le bas et y rattache les craies à *B. mucronata*. En 1929, M. LERICHE reconsidère la limite inférieure, en particulier dans le bassin de Mons et lui donne sa position actuelle.

F. ROBASZYNSKI (1975) a fait le point des connaissances acquises et note qu'à l'inverse du Maastrichtien-type, celui du Hainaut belge demeure encore insuffisamment étudié.

Extension géographique

Le Maastrichtien est surtout bien représenté dans le bassin de Mons qui constitue une apophyse du bassin de Paris. Dans ce dernier, il a été ponctuellement identifié en Champagne, à l'état remanié dans le Tertiaire. Il existe quelques affleurements dans le Cotentin (Calcaire à *Baculites*), plus abondants off-shore en Manche orientale, en particulier autour des îles anglo-normandes, et plus encore en Manche occidentale.

Limites stratigraphiques

Limite inférieure

Dans la région de Mons, elle est actuellement située entre la Craie de Nouvelles à *B. mucronata* et la Craie de Splennes à *pumilus* campanienne et la Craie de Splennes à *junior*, par le relais d'une discontinuité sédimentaire parfois soulignée d'un mince conglomérat phosphaté. Le renouvellement de la faune ichtyologique est à

l'origine du bien-fondé de cette limite fixée par M. LERICHE.

Les études micropaléontologiques, encore insuffisantes n'ont pas dégagé des repères indiscutables à ce niveau, mis à part la disparition d'espèces campaniennes appartenant au nannoplancton calcaire et l'apparition de *Deflandria diebeli*, dinoflagellé marquant la base du Maastrichtien (J. C. FOUCHER, 1979).

Limite supérieure

Dans le bassin de Mons, le Tuffeau de St-Symphorien à *Thecidea papillata* représente localement le terme ultime du Maastrichtien. Par le relais d'une discontinuité sédimentaire importante, il est recouvert par le Tuffeau de Cibly, d'âge danien moyen à supérieur. Dans le Limbourg, il existe des niveaux créacés stratigraphiquement plus jeunes que le Tuffeau de St-Symphorien : ce sont les tuffeaux et craies à *B. casimirovensis*.

— Faciès et faunes caractéristiques du Maastrichtien de Mons

Trois unités se succèdent de bas en haut (F. ROBASZYNSKI, 1975) :

— Craie de Splennes

Craie blanche, assez grossière à gros bancs de silex noirs. Peu fossilifère elle renferme parfois *Belemnitella junior*. Elle est parfois précédée par un mince conglomérat phosphaté.

— Craie phosphatée de Cibly

Craie brune, à granules phosphatés, à lits de silex. Elle contient : *Belemnitella lanceolata*, *Pachydiscus neubergicus*, *P. colligatus*, *Mosasaurus lemonnieri*, *Trigonosemus palissyi*, *Pecten pulchellus*. Localement transgressive sur la Craie de Spiennes, elle est alors précédée d'un poudingue phosphaté.

— Tuffeau de St-Symphorien

Calcaire grenu, jaunâtre, à silex gris clair, avec *Trigonosemus pectiniformis*, *Thecidea papillata*, *Belemnitella cf. casimirovensis*, *Hemipneustes*. Un conglomérat phosphaté le précède.

— Datations et subdivisions du Maastrichtien par la micropaléontologie

J. A. HOFKER (1966) a étudié les foraminifères de la série-type, suivi par J. M. VILLAIN (1974) qui, à partir de six biozones, a amorcé quelques corrélations ponctuelles avec le bassin de Mons. Dans celui-ci J. C. FOUCHER (1975) a scindé l'étage en deux biozones au moyen des dinoflagellés des silex.

Le nannoplancton calcaire, au-delà d'une première biozone commune avec le Campanien supérieur, permet de distinguer un Maastrichtien moyen à *Lithraphidites quadratus* et un Maastrichtien supérieur à *Nephrolithus frequens*.

J. A. HOFKER (1959) a rattaché la microfaune des affleurements du Cotentin au Maastrichtien supérieur, retrouvé sur des prélèvements off-shore par G. BIGNOT, C. LARSONNEUR (1969) et C. MONCIARDINI (in : Groupe Norols, 1972), en particulier grâce à des espèces planctoniques telles que : *Racemiguembellina fructicosa*, *Planoglobulina acervulinoides*, *Globotruncana gansseri*.

E. MARGERIE et al. (1966), Y. GUILLEVIN (1977) ont découvert à l'état de remaniements dans le Tertiaire basal de Vertus (Champagne) des associations microfauniques maestrichtiennes dont *Omphalocyclus macroporus*, issu de la partie supérieure de l'étage.

2. – Commentaire des cartes *

2.1. – Méthodologie et documents

2.1.1. – Cartes de faciès

Les trois cartes de faciès concernent respectivement le Cénomaniens, le Turonien et le Sénonien.

Les documents utilisés pour leur élaboration sont essentiellement les levés géologiques à 1/50 000 et leurs notices, des sondages de recherche d'eau, en particulier ceux ayant fait l'objet d'études micropaléontologiques, les documents cartographiques plus anciens et certaines monographies régionales. Les sondages pétroliers, visant des cibles plus profondes, n'ont fourni que des indications limitées sur le plan lithofaciologique, surtout en sédimentation crayeuse. La qualité de l'information est donc nettement plus faible dans les secteurs anciennement cartographiés, en l'absence d'appui micropaléontologique, et dans les séries confinées en subsurface, notamment au centre du bassin. Toutes ces données ont été dans la mesure du possible harmonisées par jeu d'interpolations et d'extrapolations.

La sélection des paramètres faciologiques s'est heurtée à d'autres contraintes :

— *leur faible diversification et la difficulté d'en traduire les nuances.* En dehors des zones de bordure (Anjou-Touraine) la sédimentation carbonatée, prédominante, est de type crayeux. Dans ce contexte, les différenciations sont ténues et portent surtout sur les silex, la glauconie, les accidents sédimentaires. L'alternative présence-absence, nécessaire pour opérer des regroupements, est délicate à trancher. Ainsi, les craies à silex seront différenciées des craies à silex absents ou rares. En revanche, la glauconie diffuse ne sera pas distinguée des niveaux verdils ni même de certaines accumulations plus massives. On sait par ailleurs, qu'à défaut d'analyses diffractométriques, la composante argileuse des craies est systématiquement surévaluée. Il a semblé que le choix d'un pôle réunissant des dépôts à dominante indiscutablement marneuse, s'opposant aux craies, marneuses ou non, allait dans le sens d'un moindre arbitraire ;

— *la lisibilité des cartes élaborées.* La nécessité de faire apparaître certains phénomènes à l'échelle du sous-étage a conduit à adopter une combinaison de couleurs, symboles et figures, telle que l'effet de superposition demeure compatible avec leur lisibilité. Aussi l'emploi de courbes-enveloppes, destinées à cerner l'extension de la glauconie, des silex ou des faciès siliceux, peut donner l'impression de démarquages tranchés et précis alors qu'ils ne traduisent qu'une approximation, fonction de la maille d'obser-

vation et du caractère progressif des évolutions latérales de faciès. Il s'est avéré par ailleurs, impossible de rendre compte de la complexité de la sédimentation cénomaniens du Perche à l'Anjou-Touraine. Les profils schématiques N S et E W annexés aux cartes, en facilitent la lecture ;

— *le souci de favoriser une interprétation ultérieure.*

Il convenait de mettre l'accent sur les facteurs à ce titre les plus significatifs. Ainsi les accidents magnésiens et phosphatés, certaines accumulations de glauconite, des articulations sédimentaires de large extension géographique (Tuns et équivalents), les craies riches en bryozoaires ont été prioritairement mis en évidence.

En résumé, à partir des connaissances actuelles très hétérogènes, il a été recherché les meilleurs compromis possibles, permettant la construction d'une première esquisse globale des faciès à l'échelle du bassin.

Les cartes de puissance sont construites à partir des évaluations d'épaisseurs déduites de la cartographie à 1/50 000, de sondages méthodologiques et de recherche d'eau étudiés en micropaléontologie ; elles tiennent également compte des interprétations stratigraphiques données par les sociétés pétrolières sur leurs forages d'exploration et issues de la combinaison de calages micropaléontologiques et diagraphiques. L'hétérogénéité de ces références est porteuse de distorsions donc d'erreurs. C'est pourquoi les équidistances adoptées sont de 100 m pour l'ensemble du Crétacé supérieur ainsi que pour le Sénonien, de 50 m pour le Cénomaniens et le Turonien, à l'exception de secteurs très limités où elle est ramenée à 25 mètres. Pour le Sénonien, la distribution originelle des épaisseurs est largement masquée par le jeu des phénomènes érosionnels consécutifs à la tectonique post-crétacée. L'équidistance de 100 m est ramenée à 50 m à la périphérie du bassin.

2.1.2. – Carte structurale

La carte structurale du Cénomaniens en Touraine a été établie également à l'aide des forages exécutés pour la recherche d'eau et des sondages de reconnaissance pétrolière. Les courbes isohypses représentent la limite Cénomaniens-Turonien telle qu'elle a pu être définie dans ces forages, soit à l'aide d'analyses micropaléontologiques, soit à l'aide de corrélations de diagraphies électriques étalonnées stratigraphiquement dans certains sondages de reconnaissance.

La précision de la structure représentée dépend de la maille des ouvrages existants. Les ouvrages ont été matérialisés, excepté dans le bassin de la Brenne où leur densité est telle que leur représentation à l'échelle du millionième s'avère superflue.

Dans les zones où la densité d'observation par sondage est faible, il a été fait appel aux travaux géophysiques effectués en particulier dans les régions du Berry et de la Sologne, afin de dégager un schéma structural.

* Par C. MONCIARDINI. Carte du toit du Cénomaniens de Touraine par J. MANIVIT.

2.2. — Cénomanién

2.2.1. — Carte des faciès

Le tracé retenu pour délimiter l'aire d'extension des dépôts est celui de la carte géologique à 1/1 000 000.

La subdivision la plus constante au sein de l'étage est donnée par l'apparition de *Rotalipora cushmani*, très proche de l'articulation entre le Cénomanién inférieur et moyen, définie par les ammonites. En Anjou-Touraine où ce critère n'est pas applicable, des arguments macrofauniques ont servi de relais.

• Les faciès à composante détritique

Ils ont trait aux dépôts quartzeux ou micacés sans préjuger de leur phase de liaison. Dans le Perche, le Maine et en Anjou-Touraine ils sont particulièrement réquents à différents niveaux de l'étage (**Sables du Perche**, **Sables du Maine**), sous forme de sables, de grès, de calcarénites ou de marnes et argiles sableuses, dont l'imbrication complexe n'est pas restituée. Les travaux de P. JUIGNET (1974), dans le Maine et le Perche, rendent clairement compte de ces évolutions. P. LOYAL entreprend l'analyse de cette sédimentation plus au sud-ouest.

Géographiquement plus localisée cette composante détritique se retrouve près de la bordure affleurante, principalement dans des faciès siliceux du type gaize (**Gaize de Marlemont**), ceci en différents points du bassin, ainsi que dans des marnes (**Marnes de Givron**) ou à l'état de sables (**Sables de la Hardoye**) au nord-est en direction du socle ardennais. Quartz détritique et micas sont d'autre part signalés au Cénomanién inférieur dans des sondages pétroliers. Ils occuperaient un vaste secteur sous la Beauce, l'Île-de-France, la Brie, le Gâtinais, le Sénonais et la partie orientale de la Champagne. Ils sont liés à des craies et des marnes. Leur présence a pu être contrôlée sur affleurements dans le Gâtinais et le Sénonais. Ailleurs leur appartenance au Cénomanién est fonction des critères de différenciation utilisés en sondages avec l'Albien terminal, ce qui laisse place à des incertitudes.

• Les faciès siliceux

Ils incluent des gaizes et des spongolithes. Présents à plusieurs niveaux de l'étage, selon des aires de localisation souvent proches, ils sont tous situés en position bordière, et n'ont été stratigraphiquement différenciés que dans le nord et le sud-ouest. La représentation adoptée délimite approximativement leur extension maximale.

• Les faciès à dominante marneuse

Dépourvus de lithoclastes terrigènes, leur phase carbonatée reste en deçà de celle des craies. Cette distinction, qualitative, n'est pas dépourvue d'arbitraire. Elle permet cependant de rendre compte schématiquement de la distribution de ces dépôts, nettement situés le long de la bordure nord et nord-est du bassin où ils sont présents depuis le Cénomanién inférieur (lorsqu'il existe) jusqu'au toit de l'étage. Au sud-ouest de cette zone, la sédimentation devient crayeuse dans le Cénomanién moyen à supérieur, seule la partie inférieure restant à dominante marneuse.

• Les craies

La sédimentation de type crayeux commence dès le Cénomanién au-dessus des niveaux glauconieux de base et se poursuit pratiquement jusqu'au toit de l'étage dans un secteur incluant le Boulonnais, la

partie occidentale de l'Artois et de la Picardie, la Haute-Normandie (**Craie de Rouen**), le Vexin, le pays d'Ouche étendu en direction de la Beauce et du Perche où elle interfère avec des faciès siliceux.

A l'est et au sud-est, jusqu'à la bordure affleurante, les craies franches sont localisées dans la partie moyenne à supérieure de l'étage, la partie inférieure évoluant vers les marnes ou se chargeant en éléments terrigènes.

• Les silex

Si l'on rencontre divers phénomènes de silicifications en différents faciès et régions du bassin (silicifications diffuses, chailles), les silex francs bien individualisés sont liés aux dépôts centrés sur la Normandie où leur aire d'extension, intéressant le pays de Caux et de Roumois, pendant le Cénomanién inférieur, s'étend en direction du Bray, du Vexin, de la Beauce et du Perche dans les niveaux sus-jacents. Les courbes-enveloppes matérialisant leur extension sont indicatives et ne doivent pas être comprises dans le sens de délimitation tranchée. Elles témoignent cependant d'une localisation régionale indiscutable des silex à l'époque cénomaniénne.

• La glauconie

Au Cénomanién, l'abondance des niveaux glauconieux se prête mal à la représentation systématique de leurs aires d'extension. Il a paru plus parlant de mettre en valeur quelques secteurs où, au Cénomanién inférieur, ces dépôts s'accompagnent de phénomènes de condensation particulièrement significatifs. C'est le cas de la bordure nord et nord-est (**Tourtia**), du Pas-de-Calais, du Bray et de l'axe de Lillebonne en Normandie.

• Les faciès à ostréidés

Spécifique de l'Anjou-Touraine, la formation dite des « **Marnes à ostracées** » appartient au Cénomanién supérieur. Sa phase de liaison est parfois plus quartzéuse que marneuse. A l'extrême sud-ouest, cette formation est connue sous le nom de « **Marnes à pycnodontes** ».

2.2.2. — Carte structurale

L'individualisation de la Touraine à la fin du Cénomanién précise le schéma structural ébauché au début du Crétacé inférieur : la région apparaît comme une succession de dômes ou de plis anticlinaux, et de zones effondrées.

La direction générale de ces éléments structuraux est armoricaine (W N W-E S E) depuis l'ouest du bassin jusqu'à la Sologne. Les alignements de dômes qui se succèdent à partir de la bordure sud-ouest du bassin tourangeau sont les suivants :

— le dôme de Richelieu et l'accident de Buzançais où le Jurassique affleure, isolent le bassin de la Brenne au sud de la Touraine ;

— le dôme de Ligueil, le dôme de Chinon-Bourgueil et de Baugé sont jalonnés par des affleurements jurassiques ;

— le dôme de Céré-la-Ronde ;

— l'anticlinal de Graçay, le dôme d'Amboise, le dôme de Vouvray prolongés par l'accident de Souvigné limitent au nord la fosse synclinale d'Esves entre Tours et Loches ;

— le dôme de Contres est séparé de l'anticlinal de Graçay par la fosse de Billy ;

— l'anticlinal de Château-Renault est relayé à l'ouest par le dôme de Marray et à l'est par le dôme d'Herbault ;

— plus au nord, la faille de Cloyes et la faille de Marchenoir délimitent une zone haute ;

— enfin, au nord-est de la Touraine, le dôme d'Ouzouer-le-Marché permet l'affleurement des termes supérieurs de la craie au milieu du bassin lacustre tertiaire. Dans son prolongement, une zone haute au niveau d'Orléans sépare la fosse de Sologne de la fosse de l'Île-de-France qui s'amorce sous le plateau beauceron.

La différence de cote entre le sommet des dômes et le fond des fosses varie entre 150 et 200 m :

- anticlinal de Buzançais : + 220 m ;
bassin de la Brenne : + 40 m,
- dôme de Ligueil : + 117 m ;
fosse d'Evres : — 110 m,
- anticlinal de Graçay : + 100 m ;
fosse de Billy : — 91 m,
anticlinal de Château-Renault : + 78 m ;
fosse de Château-Renault : — 50 m,
dôme d'Ouzouer : + 15 m ;
fosse de Sologne : — 190 m.

Sous la Sologne, l'orientation de la structure est infléchiée pour prendre une direction sensiblement nord-sud matérialisée par les failles de Sennely, de Sancerre et plus à l'est par le faisceau de failles de la Touraine, caractérisé par une large cuvette au centre du bassin de Paris : la cote du toit du Cénomaniens est à — 650 m dans la région de Coulommiers à l'est de Paris.

La carte structurale du Cénomaniens a été complétée par la figuration de l'extension au nord-est du faciès **Sables et grès de Vierzon du Cénomaniens moyen** : cette limite s'appuie d'une part sur la faille d'Ouzouer-le-Marché, d'autre part sur la zone haute qui sépare la fosse de Sologne de la fosse centrale du bassin de Paris.

En résumé, le domaine tourangeau situé à l'ouest de la faille de Sennely est caractérisé par un alignement de dômes et de fosses ayant une direction sensiblement armoricaine ; ces éléments de la structure sont souvent soulignés par des accidents de même direction. A l'est de la faille de Sennely s'ébauche un domaine différent, apparemment plus simple : le Cénomaniens s'abaisse avec un gradient très faible pour dessiner une cuvette profonde centrée à l'est de Paris. L'extension du faciès « Sables de Vierzon », au nord-est, ne débord pas la ride anticlinale qui sépare la fosse de Sologne de la cuvette centrale du bassin, confirmant l'individualisation du domaine tourangeau.

2.3. — Turonien

Les anciennes cartes à 1/320 000 sont les seuls documents de synthèse délimitant l'auréole turonienne tracée d'ailleurs sur des bases stratigraphiques aujourd'hui caduques. La couverture à 1/250 000 est à peine amorcée et celle à 1/50 000 n'est pas encore complète. Elles laissent subsister bien des zones d'incertitudes. L'approximation obtenue n'entrave toutefois pas la démarche visant avant tout à mettre en évidence la répartition des faciès.

L'étage a été subdivisé en trois parties : inférieure, moyenne et supérieure, sur la base des biozones des foraminifères et à l'image des distinctions opérées pour la cartographie à 1/50 000 récente. En l'absence

de ces critères micropaléontologiques, des interprétations et des simplifications se sont avérées nécessaires. Ainsi dans la partie centrale du bassin, l'étage mal défini demeure indivisé.

● *Faciès à composante détritique*

Ils sont en nette régression par rapport au Cénomaniens et sont limités à l'Anjou-Touraine où ils ne concernent que la partie moyenne à supérieure du Turonien. Ce sont les *tuffeaux* (*Tuffeau blanc*, *Tuffeau jaune*, etc.) et leurs extensions de bordure.

● *Faciès siliceux*

Il s'agit surtout de spongolithes et éventuellement des premières argiles à silex sédimentaires toutes situées en bordure d'affleurements dans le Berry et le Gâtinais (*Silice de Baudres*, par exemple).

● *Faciès à dominante marneuse*

Ils englobent les *Dièves vertes* et les *Bleus* plus carbonatés mais présentant des niveaux franchement marneux. Ils occupent tout le nord du bassin, de la Flandre à la Thiérache, et s'étendent à toute la Picardie. Stratigraphiquement ils intéressent les parties inférieure et moyenne de l'étage, définies par les foraminifères, et plus irrégulièrement la partie supérieure non terminale où la phase carbonatée se développe. Un des profils joints souligne une condensation particulièrement nette de la partie moyenne du Turonien à l'est de ce secteur.

● *Les craies*

La sédimentation crayeuse est permanente dans la majeure partie du bassin et atteint la limite d'affleurements à l'ouest, au sud-est ainsi qu'en Anjou-Touraine où sa présence est limitée à la partie inférieure de l'étage. Au nord du bassin elle succède aux *Dièves* de façon brutale ou progressive au cours du Turonien supérieur.

Les craies à bryozoaires : ces faciès où les bryozoaires tendent à constituer l'essentiel de la biophase, apparaissent dans la partie supérieure de l'étage. Ils ont été rencontrés autour du Bray et dans le pays de Caux. Plus au sud où les connaissances sont très partielles, on les retrouve en pays d'Ouche.

● *Les silex*

Leur extension croît nettement de la base au sommet. Dans la partie inférieure, ils sont présents avec constance dans le Gâtinais, la Sologne et au centre de l'Anjou-Touraine où ils se raréfient puis disparaissent en direction des bordures, contrairement à ce que l'on observe dans la partie moyenne où ils s'étendent par ailleurs plus au nord.

A cette même époque, ils apparaissent dans le pays de Caux et autour du Bray, mais leur fréquence est trop basse pour qu'il soit opportun de la souligner graphiquement.

Dans la partie supérieure de l'étage, la généralisation des silex n'a pour exception notable que la Champagne et l'extrême bordure de l'Anjou-Touraine. Ce serait également le cas au nord-est en certains points proches de la bordure et dont l'extension reste à préciser.

● *La glauconie*

A l'articulation entre Cénomaniens et Turonien, selon la finesse des critères adoptés pour en fixer la limite, certains niveaux glauconieux sont rattachés à l'un ou l'autre étage. Si l'ambiguïté est levée dans une

zone restreinte du Perche, elle demeure dans le Roumois.

Dans la partie moyenne, la glauconie est liée au Tuffeau micacé d'Anjou-Touraine et à des niveaux verdis des falaises du pays de Caux. Elle est diffuse dans le Turonien supérieur en Thiérache et accompagne des dépôts condensés en bordure du Mélandois. En Picardie elle a été signalée au Turonien terminal lors de plusieurs levés à 1/50 000. Un problème très voisin de celui existant à la base de l'étage se pose à son tour en ce sens que le passage au Sénonien s'effectue par le biais de craies glauconieuses souvent indurées, en bancs récurrents. Si la majorité d'entre eux paraissent devoir être rattachés au Coniacien, certains parmi ceux situés les plus bas seraient encore turoniens. L'organisation géographique de ces derniers demeure mal cernée.

● *Les accidents magnésiens*

Ils se présentent en intercalations discontinues dans la craie turonienne supérieure sous forme de sables ou de bancs indurés parfois dédolomités. Géographiquement, ils se regroupent en trois secteurs : entre l'Argonne et la Thiérache, au nord-est de la structure du Bray, dans le Roumois et le Vexin.

2.4. — Sénonien (Maastrichtien exclus)

La délimitation de l'auréole sénonienne affleurante se pose dans les mêmes termes que pour celle du Turonien.

Un regroupement des biozones de foraminifères permet d'effectuer trois subdivisions et leur assimilation approximative avec le découpage en Coniacien, Santonien et Campanien sauf en Anjou-Touraine où la Craie de Villedieu est découpée selon des arguments macrofauniques. A l'échelle de ce travail, le Maastrichtien du bassin de Mons ne pouvait être pris en compte.

● *Dépôts à composante détritique*

Ils sont localisés en Anjou-Touraine et concernent la formation antécamparienne de la Craie de Villedieu ainsi que les dépôts sableux de bordure dont la datation, problématique, n'exclut pas la présence du Campanien supérieur.

● *Les craies*

Alors que les faciès marneux sont pratiquement absents, les craies représentent l'essentiel des dépôts sénoniens. Elles atteignent toutes les bordures actuelles du bassin à l'exception relative de l'Anjou-Touraine où les craies franches, exclusivement campaniennes (Craie de Blois), passent latéralement en certains secteurs à des argiles à silex sédimentaires puis à des sables.

Les craies grossières désignent des sédiments rapportés pour l'essentiel au Sénonien très basal et localisés entre l'Artois et la Thiérache ainsi que dans le nord de la Picardie. Souvent dénommées **Craies grises**, on les trouve jusque dans le bassin de Mons (Craie de Maisières). Elles incluent la majorité des niveaux indurés (Tuns, Meules) qui s'y intercalent, les plus inférieurs pouvant appartenir au Turonien terminal.

Les craies à bryozoaires apparues dans le Turonien supérieur de Normandie demeurent limitées au pays de Caux et au pourtour du Bray dans le Coniacien, puis au Santonien elles disparaissent du flanc nord-est du Bray et s'étendent très au sud en direction du Maine jusqu'aux environs de Châteaudun. Leur extension orientale est mal connue. L'érosion affectant le Campanien ne les laisse subsister à cette époque que dans le pays de Caux.

● *Faciès siliceux*

Ce sont les **Formations argillo-siliceuses** sédimentaires du sud du bassin, à silex, à silicisponges et éventuellement à radiolaires. Au sein du Sénonien, leur datation est délicate. En montant dans la série, leur extension croît vers le nord où elles s'intercalent puis se superposent à la Craie de Blois. Leur délimitation demeure incertaine, car elles ne se distinguent pas nettement des argiles à silex résiduelles, également présentes dans la région.

● *Les silex*

Ils sont associés à la majorité des dépôts sénoniens, qu'il s'agisse des craies franches, atypiques, ou des formations argilosiliceuses du sud.

Dans le Coniacien, ils sont toutefois absents dans les craies grossières, pour réapparaître dans les craies blanches immédiatement sus-jacentes, mais ils demeurent rares dans le Hainaut et le bassin de Mons (Craie de St-Vaast inférieure). Dans le Santonien, leur absence est nette en Champagne. Plus au nord-ouest, en Picardie, ils sont toujours rares, mais redéviennent fréquents en direction du Bray et du Boulonnais. On les retrouve dans le bassin de Mons. Au Campanien, la Champagne en est dépourvue. En direction de la Picardie leur aire d'extension est largement dépendante de l'érosion des dépôts considérés. Ils sont présents dans le bassin de Mons.

● *La glauconie*

Elle est présente au Coniacien sous forme diffuse ou de niveaux verdis sur le littoral normand de même que dans des craies grossières à bancs indurés en Nord-Picardie, ceci jusque dans le bassin de Mons (Craie de Maisières). Elle est également liée aux craies atypiques coniaciennes et santoniennes d'Anjou-Touraine.

● *Accidents magnésiens*

Déjà repérés au Turonien supérieur, on les retrouve régulièrement au Coniacien dans un assez large secteur au sud-ouest du Bray. Au Santonien, ils migrent sensiblement vers l'est et s'étendent à une région comprise entre le Bray et la Thiérache où ils subsistent dans les craies campaniennes.

3. — Conditions de dépôt et diagenèse de la craie *

Après l'épisode de sédimentation détritique du Crétacé inférieur, le Bassin parisien voit s'étaler un faciès lithochimique nouveau — la craie — qui, apparaissant dès le Cénomanién inférieur dans certains secteurs, va persister jusqu'au Maastrichtien.

3.1. — Constitution du sédiment et géochimie

L'étude de L. CAYEUX (1897) sur ce sujet est essentielle. Des travaux complémentaires ont été effectués récemment (M. P. AUBRY, 1972).

La craie représente une ancienne boue micritique constituée par l'accumulation d'éléments calcitiques (entre 0,5 et 10 μ), associés à une proportion variable de quartz, micas, minéraux argileux, opale-cristobalte, glauconie, grains phosphatés.

Les éléments carbonatés appartiennent aux coccolithes et *Nannoconus*, ayant subi une dissociation plus ou moins importante. La proportion de ce matériel éolagique croît de bas en haut de la série, les *Nannoconus* étant toutefois plus abondants au Turonien.

Le cortège de minéraux argileux est variable selon les provinces. Les smectites sont généralement prédominantes, mais il s'y associe souvent des kaolinites et des illites. La clinoptilolite est fréquente au Cénomanién-Turonien.

La craie contient une microfaune abondante (foraminifères benthiques et planctoniques, pithonelles, calcisphérules, ostracodes...) ainsi que de nombreux fragments de lamellibranches (inocérames), échinodermes, ophiurides, stellérides, bryozoaires, spongiaires, serpulidés.

Le nannofaciès varie suivant la province et l'âge. D'une manière générale, on remarque que les craies cénomaniennes ont une composition très hétérogène : une structuro vacuolaire, chaotique ; les craies turoloennes sont riches en *Nannoconus*, pithonelles, calcisphérules, microfaune planctonique, éléments micristallisés et smectites ; leur structure est très serrée, compacte. Les craies sénéloennes, les plus récentes et les plus homogènes, ont une structure très creuse.

Du point de vue géochimique, les craies indurées, noduleuses, présentent des variations par rapport aux faciès tendres habituels : les teneurs en Sr, K, Na sont faibles ; par contre la teneur en Mn est plus forte.

3.2. — Paléocéologie

La macrofaune associée au faciès de la craie présente une grande variété.

* Par P. JUIGNET.

On y rencontre des lamellibranches (inocérames, pectinidés, limidés, ostréidés), des brachiopodes, des échinodermes (*Micraster*, *Cidaris*, astéries, ophiures, crinoïdes), des bryozoaires, des spongiaires (hexactinellides, lithistides), des annélides, des crustacés, des coelentérés... Les céphalopodes et gastéropodes sont moins fréquents (et/ou moins bien conservés).

Au sein des séquences, l'endofaune fouisseuse s'est souvent bien développée. Au-dessus des surfaces de discontinuité, l'épifaune et les organismes remaniés prédominent ; les traces de courants sont fréquentes.

Ces associations d'organismes benthiques sont caractéristiques d'un domaine néritique où la profondeur ne semble guère avoir excédé 200 mètres.

3.3. — Séquences

La majeure partie des structures sédimentaires qui caractérisent la craie paraissent en relation étroite avec un processus de sédimentation mettant en œuvre une répétition de séquences.

Les caractères sédimentaires primaires tels que la teneur en carbonate de calcium, la proportion d'éléments terrigènes, la bioturbation, les surfaces d'érosion, les *hard grounds* (ou bancs durcis), les conglomérats, la teneur en glauconie ou en phosphate... ne peuvent être compris que dans le cadre séquentiel. Des structures diagénétiques précoces ou tardives (craie noduleuse, veines de dissolution, cordons de silex ou cherteux, ...), superposées aux précédentes, sont également influencées par leur position au sein des séquences.

3.3.1. — Présentation du modèle

Les caractères de la séquence de la craie apparaissent clairement dans les coupes des falaises de Haute-Normandie au voisinage de St-Jouin et Bruneval, au sein des formations du Cénomanién.

L'épaisseur de la séquence varie entre 1 m et 10 m ; sa valeur moyenne est de 5 mètres. La séquence est limitée naturellement à sa base et à son sommet par une discontinuité sédimentaire.

L'enchaînement vertical complet des faciès à l'intérieur de la séquence est le suivant, de bas en haut :

I - glauconite grossière, bioturbée, avec galets et fossiles phosphatés, pénétrant localement par des terriers dans le banc sous-jacent ;

II - marne glauconieuse, bioturbée avec fragments coquilliers ;

III - craie argileuse, bioturbée à glauconie grossière, dispersée ;

IV - craie avec glauconie fine ;

V - craie ou calcaire avec cordons de silex ;

VI - calcaire compact, noduleux, souvent traversé par un réseau de terriers issus de la limite supérieure.

Chaque séquence présente, de bas en haut :

— une diminution de la teneur en argile, en quartz et en glauconie,

— une diminution de la taille des grains de glauconie,

— une augmentation de la teneur en carbonate de calcium.

La limite qui traduit la lacune séparant les différentes séquences peut se présenter sous l'une des quatre formes suivantes :

— surface d'omission ou surface perforée,

— surface d'érosion,

— ébauche de *hard ground*,

— *hard ground*.

Ce dernier stade *hard ground* est très souvent atteint au sommet des séquences de la craie du Cénomanién et du Turonien.

Dans les formations du Sénonien, les séquences peuvent également être reconnues entre des ébauches de *hard grounds*, mais les termes I, II, III et parfois IV de la séquence modèle sont très réduits ou même absents et le terme V est plus développé.

3.3.2. — Les *hard grounds* et leur structure

Le terme « *hard ground* » a été utilisé pour la première fois dans le rapport sur l'expédition du *Challenger*, à propos de fonds marins rocheux. Il est ensuite passé dans la littérature.

De telles structures ont été étudiées dans le pays de Caux sous le nom de banc-limite, banc de craie noduleuse ou *hard ground* par E. HÉBERT, L. CAYEUX et O. LOMBARD, mais toujours sur des exemples choisis dans le Turonien et le Sénonien, qui s'avèrent moins complets que ceux du Cénomanién. Ces derniers ont été occasionnellement signalés par les géologues régionaux sous le nom de bancs de nodules grésocalcaires, cimentés par un sable coquillier et glauconieux.

Les *hard grounds* de la craie peuvent atteindre 2 m d'épaisseur (valeur moyenne 0,50 m). Ils sont représentés par une couche de calcaire noduleux dont l'induration croît de la base vers le sommet ; le sédiment sous-jacent, resté meuble, est en général traversé par un réseau de terriers et de galeries issus de la limite supérieure et pouvant pénétrer au-dessous de la tranche de calcaire à structure noduleuse. Les terriers sont restés temporairement béants, puis ont été remplis par le sédiment de la séquence sus-jacente, généralement constitué de glauconie grossière ou de calcirudite ; ils peuvent présenter une extension verticale dépassant 2 mètres.

Au sommet du *hard ground*, la surface supérieure des nodules calcaires porte souvent des traces d'érosion et des encroûtements organiques (bryozoaires, huîtres, serpulidés,...), ainsi qu'une écorce glauconieuse et phosphatée dans certains cas. Des galets et fossiles remaniés, plus ou moins minéralisés, peuvent reposer sur le *hard ground* ou flotter dans la matrice de l'horizon sus-jacent.

3.3.3. — Genèse des surfaces perforées, surfaces d'érosion et *hard grounds*

La structure de *hard ground* décrite ci-dessus représente le terme d'une évolution qui n'atteint pas toujours ce stade et dont on peut reconstituer les différentes étapes successives (fig. 8.6.).

a) Surface d'omission et réseau de terriers

La séquence se termine par un ralentissement et un arrêt de la sédimentation ; les organismes fouisseurs, notamment les crustacés décapodes, envahissent le fond marin et un complexe de terriers et galeries se développe.

La sédimentation peut reprendre ensuite, combler les terriers et fossiliser la surface : on obtient une « surface d'omission ».

b) Surface d'érosion, surface de ravinement

Pendant l'arrêt de sédimentation, une érosion peut affecter le dépôt meuble ou partiellement consolidé, remanier les fossiles et les concrétions et engendrer une surface d'érosion ou même une « surface de ravinement » avec ou sans terriers.

c) Craie noduleuse diagénétique

Dans le cas du ralentissement d'une sédimentation de vase calcaire fine, riche en coccolithes, comme la craie, ou lors d'une lacune, une cimentation diagénétique précoce apparaît en association avec une surface d'omission. La cimentation naît autour d'un noyau à environ une dizaine de centimètres au-dessous de l'interface du sédiment, cette cimentation se développe de manière centrifuge et les nodules croissent à l'intérieur du sédiment. Les parties restées meubles entre les nodules sont traversées par les fouisseurs dont l'activité devient progressivement limitée au fur et à mesure de la croissance des nodules.

d) Ébauche de *hard ground*

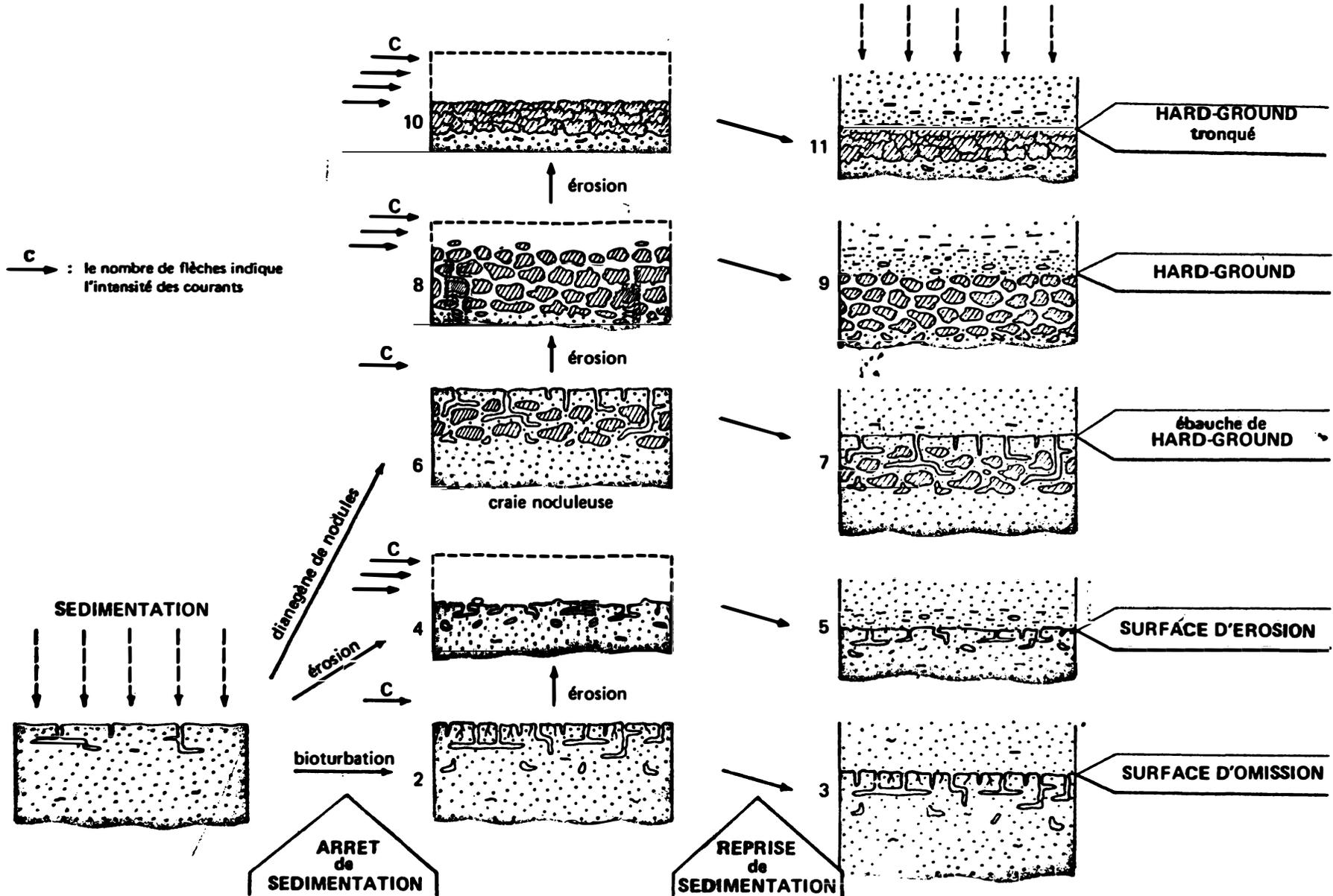
Lorsque la croissance des nodules s'accroît, les terriers commencent à se déformer et une couche lithifiée subcontinue est réalisée à petite distance de l'interface, sous une faible couverture de sédiment meuble. L'ensemble représente une « ébauche de *hard ground* » dont les nodules ne sont pas exposés sur le fond et ne sont donc ni perforés, ni encroûtés. Des surfaces stylolithiques s'y développent souvent au cours de la compaction.

e) *Hard ground* proprement dit

L'érosion peut mettre à nu la craie noduleuse, lithifiée ou en cours de lithification et donner un fond marin rocheux, consolidé ; on obtient alors un véritable « *hard ground* » qui se caractérise par des perforations, une faune fixée et des fragments résultant de l'érosion, situés au-dessus. Ces *hard grounds* sont souvent colmatés et recouverts par une calcarénite ou une calcirudite lessivée. Si le banc noduleux reste exposé de manière prolongée sur le fond marin, la glauconitisation et la phosphatation se manifestent, lui donnant un faciès caractéristique.

f) *Hard ground* composé

Les *hard grounds* décrits ci-dessus peuvent être enfouis sous de nouveaux dépôts et soumis à un ou plusieurs nouveaux cycles de diagenèse, cimentation et érosion : ainsi prennent naissance des « *hard grounds* composés ».



8.6. — Genèse des différents types de discontinuité sédimentaire dans la craie (P. JUIGNET).

3.3.4. — Extension des hard grounds

L'extension latérale des différentes structures décrites ici est parfois importante. Certains *hard grounds* comme ceux qui sont associés aux surfaces d'érosion de la Craie à *Actinocamax plenus* occupent la majeure partie du Bassin anglo-parisien.

La durée des lacunes au cours desquelles les surfaces perforées, surfaces d'érosion et *hard grounds* ont été engendrées, paraît très variable. Certaines sont brèves et peu sensibles dans la succession des faunes caractéristiques ; d'autres par contre, peuvent représenter plusieurs zones d'ammonites.

Toutes ces structures ne sont pas parfaitement synchrones dans l'ensemble du bassin. On peut admettre que les conditions optimales à leur développement se réalisent au cours d'une période assez brève, identique pour toute la partie du bassin étudiée ; ces conditions nouvelles résulteraient d'une variation régionale climatique ou bathymétrique. Toutefois à l'échelle locale, l'effet de ces conditions est soumis à un contrôle tectonique, hydrodynamique, morphologique, relevant l'environnements particuliers du domaine marin. Les structures sédimentaires engendrées peuvent donc être plus précoces à certains endroits et persister plus tardivement dans le même secteur ou ailleurs.

Un intérêt de ces différentes structures de discontinuité est de donner une indication précise sur la position et la conformation du fond marin à différentes époques ; elles permettent donc de faire des corrélations lithologiques et de comparer les vitesses de sédimentation d'un secteur à un autre.

3.4. — Cherts et silex. Origine et diagenèse de la silice

La quantité de silice concentrée dans ces accidents représente 10 à 30 % de la masse totale de la craie suivant les formations.

Les cherts sont des concentrations locales de silice sous forme d'une trame d'opale globulaire (sphérules de cristoballite), lâche à la périphérie avec de nombreux témoins de calcite et de plus en plus serrée vers le cœur où la calcite a disparu alors que la calcédonite fait son apparition. Il y a ainsi une transition entre le sédiment

calcaire intact et le centre de l'accident totalement silicifié.

On remarque que les cherts sont toujours associés à des calcaires noduleux, traversés par de nombreux terriers, représentant des ébauches de *hard grounds* ou même des *hard grounds* ; ces niveaux sont riches en spongiaires siliceux, hexactinellidés et lithistidés ; dans les horizons très glauconieux, les terriers transformés en cherts sont assez fréquents. Tous ces cherts ont une teinte gris clair et les fossiles variés qu'ils contiennent sont bien conservés, mais difficiles à extraire.

Les silex se différencient des cherts par leur cortex mince, le passage étant rapide entre la craie intacte et le silex dépourvu de témoins de calcite. L'opale n'est guère présente que dans le cortex alors que la masse du silex apparaît comme un fond microcristallin homogène de calcédonite. Les silex sont souvent étroitement associés aux spongiaires siliceux, ainsi qu'aux terriers tels que les *Thalassinoides* dont ils épigénisent les réseaux. Toutefois, la majeure partie des silex disposés en nodules épars ou en cordons sub-continus ne présentent pas de structures organiques ; ils affectent une tranche de sédiment qui est irrégulièrement épigénisée par la silice. Lorsque le sédiment était glauconieux, on retrouve les grains de glauconie presque intacts dans la masse de la calcédonite. La couleur des silex varie du gris pâle au rose-marron ou noir, leurs surfaces inférieure et supérieure peuvent être planes ou tuberculeuses et leur épaisseur varie entre 2 et 40 cm ; ils peuvent former des cordons solitaires ou disposés en faisceaux serrés. La combinaison de ces différents caractères donne un cachet particulier à un certain nombre de cordons de silex qui peuvent servir de repères locaux, parfois même régionaux : un cordon doublé de silex noirs, dans la partie inférieure de la Craie glauconieuse, peut être suivi sur une vingtaine de kilomètres dans les falaises du bec de Caux ; deux cordons associés de silex noirs, tuberculeux, occupent le milieu de la Craie de Rouen depuis Antifer jusqu'à Brionne, sur 70 kilomètres.

On remarque, en outre, assez fréquemment, des silicifications tardives développant des silex dans des brèches tectoniques ou dans des plans de cisaillement obliques par rapport à la stratification.

L'origine de la silice de ces divers accidents n'est pas encore parfaitement définie. Si l'on doit constater qu'une partie de cette silice est mobilisée dans les sédiments à partir d'organismes siliceux jouant le rôle de relais, il faut envisager qu'une autre partie est directement associée à la sédimentation. Certains arguments suggèrent une origine à partir des altérations continentales ; une relation avec le matériel volcanique océanique a également été proposée.

4. — Paléogéographie *

4.1. — Le Crétacé supérieur dans le contexte nord-européen

À l'aube du Crétacé supérieur, le Bassin parisien est bordé à l'ouest par le Massif armoricain qui déborde

sur la Manche actuelle, au sud par le seuil du Poitou et le Massif central, et au nord par le massif Londres-Brabant qui isole le bassin de la mer du Nord.

La communication avec le bassin londonien est étroite et s'effectue par la Manche orientale alors que le bassin de Paris s'ouvre largement vers la région rhodanienne. Vers l'est, il se poursuit entre les Vosges et le Massif bohémien d'une part et le « front alpin » d'autre part.

Le Crétacé supérieur correspond à une période de

* Par G. ALCAYDÉ et C. MONCIARDINI.

de transgression qui va mettre le bassin de Paris en communication avec la Mésogée par le détroit du Puy, le Massif armoricain et le Massif central forment alors deux blocs émergés distincts. Le Massif Ardennes-Brabant est immergé et le bassin de Paris tend largement et communique avec le bassin de France par la Manche, la mer du Nord, la Belgique. Il ouvre également sur l'Europe orientale et la région d'Adriatique.

Les calcarénites à orbitolines et alvéolines du Cénomaniens de Touraine, les tuffeaux jaunes ainsi que la partie inférieure de la Craie de Villedieu, appartiennent à cette catégorie de dépôts.

La séparation imparfaite entre plate-forme ouverte et restreinte s'oppose à l'existence d'une véritable barrière au profit d'une notion de seuil immergé, atténuant la communication entre les deux domaines, dont la juxtaposition n'a été mise en évidence que dans la partie sud et sud-ouest du bassin.

2. — Les paléoenvironnements

La caractérisation des milieux de dépôt au Crétacé supérieur se devait d'être amorcée. Le présent travail, imparfait, en constitue une première esquisse qu'il conviendra d'amender, de préciser et d'enrichir. Trois catégories de paramètres ont été utilisées et combinées pour caractériser les dépôts et tenter de les classer selon une progression allant des milieux les plus internes aux plus externes : ce sont les éléments caractéristiques de la biophase, de la lithophase ainsi que certains facteurs dynamiques. Cette démarche ne reposant que sur les données immédiatement disponibles, où le point de vue sédimentologique n'est presque jamais privilégié, laisse la place à une quantité d'indéterminations mais constitue le préalable incontournable à toute tentative d'approche géogéographique du bassin au Crétacé supérieur.

2.1. — Les dépôts non marins

Leur biophase est pratiquement limitée à la présence de lignites, de spores et de pollens. Fortement terrigènes : graviers, sables quartzeux à micacés, leur stratification est oblique. Ils sont assortis d'argiles et de marnes noires souvent laminées. Leur niveau d'immersion est donc très variable et compatible avec un contexte fluvial à deltaïque.

Le Cénomaniens inférieur de l'extrême bordure sud-est est l'exemple le plus net de ce type de sédimentation.

2.2. — Les dépôts marins à influence interne

Cette influence est marquée par la présence de bryozoaires, rudistes, grands gastéropodes, algues rouges et par des foraminifères benthiques tels que les orbitolines, alvéolines, cunéolines, rotalidés, miliolides, goupillaudines, trocholines, souvent d'ailleurs d'origine mésogéenne. Ces formes sont pratiquement toujours associées à d'autres plus ubiquistes : bryozoaires, brachiopodes, annélides, silicisponges, algues vertes ainsi qu'à des groupes typiques du milieu externe tels que les foraminifères planctoniques qui demeurent rares (*Hodbergella* principalement) ou benthiques (nodosaridés et ataxofragmidés).

La glauconie, d'ailleurs, est présente ainsi que des silicifications. Quartz et micas demeurent abondants. Les stratifications obliques, la rapidité des évolutions géologiques sont la marque d'un milieu d'énergie élevée.

4.2.3. — Les dépôts marins externes

Ils relèvent tous de la plate-forme continentale. Leur classement dans le sens d'une océanité croissante demeure grossier.

— Dépôts à faible degré d'océanité

Ils sont caractérisés par l'abondance des ostréidés, bryozoaires, entroques, brachiopodes, silicisponges, annélides, la présence d'algues vertes, de gastéropodes, la disparition des associations benthiques internes au profit de celles purement externes, la fréquence irrégulière mais jamais élevée du plancton.

Le plus souvent, quartz et micas se raréfient ou disparaissent. La glauconie très répandue y constitue parfois des accumulations. Dolomite, phosphates, silicifications et silex francs sont présents. Les stratifications obliques, les condensations, les surfaces durcies, les niveaux bréchiques d'aspect grossier, les bioaccumulations (bryozoaires, ostréidés) témoignent d'un haut niveau d'énergie. Les facteurs dynamiques jouent un rôle important dans la diversification des faciès. Ont été regroupés dans cette catégorie : les tuffeaux blancs d'Ariou-Touraine, les craies et tuffeaux à bryozoaires, les marnes à ostréidés, les tourtias, les gaizes, les spongolithes et argiles à silex sédimentaires. Les craies indurées, situées à l'articulation entre le Turonien et le Sénonien du Nord, de Picardie et de Normandie (Tuns, Meules, Craie poivrée), pourraient se rattacher à ce contexte.

— Les dépôts à degré d'océanité moyen à élevé

Tendant globalement vers un type de sédimentation plus monotone, ils demeurent localement perturbés en particulier au niveau de hauts-fonds bien individualisés.

— Les hauts-fonds

Par certaines de leurs caractéristiques, ils présentent une parenté avec les dépôts externes de faible océanité précédemment évoqués. On y retrouve des condensations, des niveaux durcis ou phosphatés, de la glauconie et de la dolomite. Leur niveau d'énergie est donc plutôt élevé. La biophase contient encore des bryozoaires, des silicisponges mais il s'y ajoute avec une fréquence non négligeable des Inocérames, des échinodermes, une microfauve benthique externe diversifiée et surtout du plancton. Ces dépôts ne jouent plus un contexte de bordure de bassin mais sont cernés par une sédimentation crayeuse de caractère nettement externe où quartz et mica font défaut. Les gisements phosphatés et les craies magnésiennes du Santonien-Campanien de Picardie sont typiques de cet environnement. Les dépôts cénomaniens condensés à

l'aplomb des rides de Rouen et du Bray pourraient également s'y rattacher.

— Sédimentation à tendance monotone

L'abondance des échinides, inocérames, rophiures, des foraminifères benthiques externes (anomalinidés, osangulariidés), l'augmentation de la fréquence et la diversification des espèces planctoniques (rotaliporidés, globotruncanidés, hétérohélidés, hedbergellidés, oligostégines) combinée à la quasi-disparition des ostréidés, bryozoaires, entroques, brachiopodes, silicisponges, annélides, caractérisent ces dépôts le plus souvent réguliers et dilatés, faiblement rythmés où phosphates, dolomite et glauconie font défaut. Leur niveau d'énergie est globalement bas. Ils correspondent à la majorité des craies banales. Cependant leur appartenance à la plate-forme continentale ne les met pas à l'abri de discontinuités ponctuelles dans l'espace et dans le temps en dehors des hauts-fonds bien individualisés qui en sont la manifestation la plus spectaculaire.

Enfin, dans un contexte plus marneux et dépourvu de silex, la prédominance de la biophase planctonique, la moindre diversification et la plus faible fréquence des espèces benthiques, la présence des inocérames, ophiures et échinides, définissent les milieux les plus externes de ces plates-formes. Les dièves de la partie nord du bassin en sont l'exemple le plus démonstratif. Là encore et en dépit du degré élevé d'océanité, les perturbations sédimentaires ne sont pas exclues : la condensation des niveaux à *P. helvetica* de Thiérache en témoigne.

4.3. — Histoire paléogéographique

Le Crétacé supérieur du bassin de Paris s'est étendu très largement à l'extérieur de l'aurole, dessinée par les affleurements actuels ainsi qu'en témoignent notamment les lambeaux que l'on peut observer jusque sur les terrains anciens (Massif armoricain, Vendée). Bien qu'il soit difficile de préciser la limite d'extension originelle des dépôts des différents étages du Crétacé supérieur, il n'en est pas moins évident que le dernier a été transgressif jusque sur les terrains paléozoïques ou antépaleozoïques dans l'ouest et le sud-ouest et sur la tranche des étages jurassiques dans le sud-est du bassin.

Il est probable qu'à la fin du Crétacé les terrains jurassiques étaient presque partout masqués par les dépôts du Crétacé supérieur comme c'est en partie le cas en Touraine et en Anjou (où l'on retrouve du reste les faciès les plus littoraux) et que ces derniers ont été ensuite érodés durant le Tertiaire.

Les informations actuellement disponibles restent fragmentaires dans certaines parties du bassin et ne permettent pas des reconstitutions paléogéographiques précises. Celles qui sont ébauchées ci-après comportent donc une part d'hypothèse.

4.3.1. — Cénomanién

Dans le Cénomanién du bassin de Paris, un mouvement transgressif va croissant du mur au toit de l'étage. Cette évolution se traduit en différentes régions du bassin. L'étude de la zone à *A. plenus* (R. P. S. JEFFERIES, 1962) en montre l'aboutissement.

Dans l'extrême sud-ouest, aux sédiments continentaux à fluviatiles de la base (graviers à lignites) qui laissent pressentir la limite originelle du bassin, succèdent des dépôts marins à détritisme élevé, alimentés par des apports du Massif central et du Massif armoricain et représentatifs d'un domaine restreint à haut niveau d'énergie. Ils passent progressivement vers le nord à un milieu plus ouvert (Marnes de Ballon) qui tend à se généraliser au Cénomanién supérieur avec une extension des faciès marneux à bioaccumulation d'ostréidés, plus riches en foraminifères planctoniques, ceci jusqu'à l'extrême sud-ouest (sondage de Loudun). On note toutefois dans le Perche, à cette même période, la récurrence de faciès très détritiques liés aux apports armoricains. L'existence d'une communication avec la Mésogée est rendue sensible dès la fin du Cénomanién inférieur par des apports fauniques.

En Normandie, existait une mer ouverte. Aux glauconites infralittorales de la base, succèdent des dépôts crayeux à silex, à niveau d'océanité marqué, s'enrichissant en organismes planctoniques. Toutefois, la fréquence des *hard grounds* et l'existence de hauts-fonds (rides du Bray, de Rouen) liée à des condensations pouvant réduire de moitié l'épaisseur de la série témoignent d'une instabilité régionale permanente. La présence dans le Roumois de faciès à silicisponges indique des conditions moindres d'ouverture et la présence plus à l'ouest d'orbitolines cénomaniennes dans le Cotentin est l'indice d'un domaine restreint, ce qui amène à rechercher l'ouverture océanique en direction du nord-ouest.

Dans le Boulonnais, après un conglomérat glauconieux qui surmonte l'Albien la sédimentation crayeuse, exempte de phénomènes de condensations, est celle d'une plate-forme nettement ouverte, sans hauts-fonds liés à la structure régionale, qui n'aurait donc pas fonctionné à cette époque.

Sur la bordure Brabant-Ardenne, des conglomérats dont des tourtias transgressifs sur le socle, la présence de gaizes ainsi que des phénomènes de condensation de large extension sensibles jusqu'en Picardie marquent, au Cénomanién inférieur principalement, le contrôle sédimentaire exercé par le bloc ancien sans doute encore émergé. A partir du Cénomanién moyen, l'élévation de la fréquence des microfaunes planctoniques dans des dépôts marneux notoirement plus épais, montre une moindre influence du socle, repoussée plus au nord-est.

En Champagne, dans le Sénonais et le pays d'Othe, le léger détritisme de la base disparaît, relayé par une sédimentation franchement crayeuse où le plancton se développe. Cette ouverture se poursuit jusqu'au sommet de l'étage. De plus l'épaisseur des dépôts, supérieure à 75 m et son gradient brutal à la limite des affleurements actuels repoussent beaucoup plus au sud-est l'éventuelle ligne de rivage. La présence en Côte-d'Or et en Franche-Comté de dépôts cénomaniens riches en foraminifères planctoniques et en benthos boréal ne suffit pas pour conclure à une communication pourtant fort probable entre ces régions et le Bassin parisien.

4.3.2. — Turonien

Au Turonien inférieur, la transgression observée au Cénomanién se poursuit et s'accroît. A partir de la partie moyenne de l'étage une régression générale, d'ampleur limitée, se développe jusqu'à la base du Sénonien.

Les manifestations de ce processus sont sensibles dans plusieurs régions du bassin et en particulier en

Anjou-Touraine où la sédimentation crayeuse de plate-forme ouverte du Turonien inférieur, riche en oligostéginés et s'étendant jusqu'aux limites actuelles d'affleurements, précède des dépôts dont le détritisme croissant, la biophase et les facteurs dynamiques sont des indices d'un milieu nettement plus restreint (tuffeaux) où l'influence mésogéenne est sensible.

En Normandie la sédimentation crayeuse est celle d'une plate-forme ouverte à océanité marquée. Ces caractères s'estompent au cours du Turonien supérieur avec le développement de dépôts très rythmés avec accidents magnésiens ou bioaccumulations bryozoaires). Dans cette région, l'instabilité déjà mise en évidence au Cénomaniens est particulièrement nette dans le bec de Caux, avec la présence de hauts-fonds marqués par des dépôts glauconieux, des bancs durés, avec des condensations pouvant entraîner une variation d'épaisseur de un à quatre. Bien que moins constantes, ces condensations affectent le littoral normand et picard ainsi que le Bray.

En Picardie, la haute océanité des faciès marneux de la partie inférieure et moyenne (dièves) très riches en foraminifères planctoniques, s'atténue au sommet de l'étage où réapparaissent des faciès crayeux précédant la sédimentation perturbée de la limite Turonien-Sénonien. Cette atténuation se marque aussi latéralement à l'ouest, avec la sédimentation crayeuse du littoral picard et du Boulonnais, permanente tout au long de l'étage. Les dièves traduisent une zone particulièrement nette de pénétration océanique, venant du nord.

Une évolution comparable s'observe en direction de la bordure Brabant-Ardenne où en dépit de condensations, de lacunes (tourtia de Maubeuge), la sédimentation marneuse de la partie inférieure à moyenne reste marquée par une forte océanité, qui tend à régresser dans les craies sommitales.

Dans les parties est et sud-est du bassin, des craies assez riches en plancton et dépourvues d'indices littoraux, présentent des épaisseurs importantes (100 à 200 m) dont la diminution brutale en limite actuelle d'affleurements est le fait d'une intense érosion ultérieure. Ces facteurs suggèrent fortement l'existence originelle d'une sédimentation périphérique sud-orientale.

4.3.3. – Sénonien

Après un court épisode régressif à la base, on retrouve des conditions voisines de celles du Turonien supérieur avec la généralisation, à l'exception du sud-ouest, des faciès crayeux. Dans ces derniers et en l'absence d'accidents sédimentaires, l'évolution verticale des milieux présente une amplitude souvent trop faible pour être nettement appréciée.

En Anjou-Touraine, des sédiments détritiques de bordure (sables avec ou sans spongiaires) passent plus au centre à des dépôts plus carbonatés où l'influence interne, marquée par des apports fauniques méso-géens, est très nette jusqu'au Santonien.

Au Campanien inférieur, voire même supérieur basal, dans cette même région, des craies typiques atteignent la limite actuelle d'affleurement au sud-ouest et se retrouvent d'ailleurs en Aquitaine septentrionale. Leurs associations microfauniques très voisines, communes aux domaines boréal et mésogéen (*Gavellinopsis*), mettent en évidence une profonde communication entre les deux bassins. A l'est et à l'ouest de ce détroit, les craies d'Anjou-Touraine passent latéralement à des formations argilosiliceuses à spongiaires, traduisant une proximité littorale.

En Normandie, la sédimentation sénonienne, exclusivement crayeuse, montre sur toute son épaisseur un niveau d'énergie plutôt élevé avec des accidents magnésiens, des bioaccumulations de bryozoaires (déjà présentes au Turonien supérieur) et une raréfaction de la microfaune tant benthique que planctonique, imputable au régime hydrodynamique.

En Picardie et en Thiérache, après les perturbations sédimentaires affectant le mur de l'étage (tuns et équivalents), les craies franches avec leurs accumulations phosphatées, puis des accidents magnésiens, un peu plus au sud, témoignent d'une ouverture océanique dans un contexte de hauts-fonds.

Ce schéma se retrouve plus au nord dans le Hainaut avec des perturbations comparables à la base puis des craies à indices phosphatés. Leur association avec du quartz détritique et de la glauconie rappelle, pour les plus septentrionales, la proximité du socle.

Au détritisme près, c'est encore le même type de succession qui est observé dans la partie sud-est du bassin où aux craies noduleuses à niveaux indurés de la base succèdent des craies monotones dépourvues d'indice littoral. Elles sont toutefois localement interrompues au Campanien inférieur par un important accident phosphaté témoignant de la subsistance des courants océaniques. Dans cette même région, en bordure actuelle d'affleurements et tout comme au Turonien, les épaisseurs qui dépassent 200 m, suggèrent une large extension originelle des dépôts plus au sud-est.

4.3.4. – Maastrichtien

Dans le bassin de Mons et sous son faciès crayeux, le Maastrichtien, de par sa faune, conserve le cachet boréal et les conditions d'ouverture océanique des craies campaniennes. En revanche, les faciès tuffeux de la partie supérieure témoignent d'une influence mésogéenne en provenance d'Aquitaine ou du domaine alpin, caractérisée entre autres par de grands foraminifères (*Omphalocyclus*, *Orbitoides*, *Siderolites*...). L'environnement devient alors infralittoral ce que confirme d'ailleurs la raréfaction de la microfaune planctonique. Ce paléomilieu s'étendait jusqu'à la Champagne, plus au sud.

En Manche centrale et occidentale, ce processus diffère quelque peu. L'influence mésogéenne, sensible au Maastrichtien supérieur et d'origine vraisemblablement aquitaine, se marque surtout par des formes planctoniques (*Racemiguembelina*, *Planoglobulina*...) assez fréquentes, et inconnues dans les tuffeux de Mons. Les grands foraminifères sont absents. Le degré d'océanité demeure donc élevé. Il est d'ailleurs compatible avec le mouvement transgressif observé dans le Cotentin (Calcaire à *Baculites*).

Les données actuelles ne permettent guère de rendre compte de l'extension originelle de la mer maastrichtienne. Selon Y. GUILLEVIN (1977), l'activité tectonique fini- et post-crétacée a provoqué la surrection du Bray et celle de structures parallèles (axe de Meudon, du Roumois), toutes d'orientation N W-S E. Précoce, cette action aurait provoqué le reflux de la mer maastrichtienne de part et d'autre de cette structure, séparant le domaine de la Manche centrale et occidentale d'un domaine franco-belge. Une lacune de sédimentation aurait alors affecté la Manche orientale et l'essentiel du bassin de Paris à l'exception de sa partie est et nord-est (Champagne et bassin de Mons). Plus tardive, cette émergence n'aurait pas entraîné de lacune de dépôts, mais provoqué leur totale érosion ultérieure.

5. Choix bibliographique *

Les choix à effectuer parmi les nombreuses publications relatives au Crétacé supérieur du bassin de Paris ont été guidés en fonction des options suivantes :

— privilégier les travaux récents, en conservant essentiel des travaux anciens,

— circonscrire le plus possible les références au seul bassin de Paris,

— sélectionner toutefois en d'autres bassins de la rovince boréale, certains travaux importants, par

exemple les échelle d'ammonites et d'inocérames en pays anglo-saxons.

Il reste que les frontières d'une telle sélection auraient pu passer en deçà ou au-delà des publications retenues. Aussi les ouvrages contenant une importante bibliographie sont-ils signalés par un astérisque (*) afin d'élargir le champ des références.

- BRARD R. (1948). — Géologie de la France. Paris, éd. Payot.
- BRARD R. (1950). — Géologie régionale du Bassin de Paris. Paris, éd. Payot. 397 p.
- LCAYDÉ G. (1966). — Sur le Crétacé de la région de Valençay. *Bull. mus. nat. hist. nat.*, 2^e sem., t. 38, n° 5.
- ALCAYDÉ G. (1966). — Bibliographie relative au Crétacé supérieur du bassin de Paris (à partir de 1958). *Bull. inf. géol. bass. Paris*, n° 8, pp. 157-183.
- LCAYDÉ G., RASPLUS L. (1971). — Compte rendu des journées de l'association des géologues du bassin de Paris en Touraine. *Bull. inf. géol. bass. Paris*, n° 29, pp. 153-206.
- LCAYDÉ G., LECLAIRE L., FROELICH F. (1973). — La silicification des craies. Rôle des sphérolites de cristobalite—tridymite, observés dans les craies des bassins océaniques et dans celles des craies du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 277, pp. 2121-2124.
- LLARD P. L., SIGAL J. et al. (1959). — Les foraminifères et le Crétacé supérieur français : mise au point et données nouvelles. In : Coll. Crét. sup. fr. — C. R. congrès Soc. sav., Dijon, pp. 591-660.
- MÉDRO F., BADILLET G. (1978). — Répartition des ammonites dans quelques coupes du Turonien de Saumur (Maine-et-Loire). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 286, pp. 323-325.
- MÉDRO F., DEJONGHE L., DUPUIS Ch., ROBASZYNSKI F. (1976). — Les falaises crayeuses du Boulonnais : lithostratigraphie et repères biostratigraphiques de l'Aptien au Sénonien. *C.R. Soc. géol. Fr.*, t. 3, pp. 91-94, 2 fig.
- AMÉDRO F., BIDAR A., DAMOTTE R., MANIVIT H., ROBASZYNSKI F., SORNAY J. (1978). — Echelles biostratigraphiques dans le Turonien du Cap Blanc Nez (Pas-de-Calais). *Bull. inf. géol. bass. Paris*, vol. 15, n° 2, pp. 3-20.
- MÉDRO F., DAMOTTE R., MANIVIT H., ROBASZYNSKI F., SORNAY J. (1978). — Echelles biostratigraphiques dans le Cénomanién du Boulonnais. In : Colloque sur le Cénomanién 1978. *Géol. méditer.*, t. 6, n° 1, pp. 6-19.
- AMÉDRO F., ROBASZYNSKI F. (1978). — *Peroniceras*, faunes et microfossiles associés dans le Nord de la France. Comparaison de quelques sections dans le Turonien-Coniacien. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 98, pp. 35-50.
- MÉDRO F., MANIVIT H., ROBASZYNSKI F. (1979). — Echelles biostratigraphiques du Turonien et du Santonien dans les Craies du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 98, pp. 297-305, 7 fig., 2 pl.
- NOREIEFF P., BOUYSSÉ Ph., HORN R., MONCIARDINI C. (1972). — Contribution à l'étude géologique des approches occidentales de la Manche. In : Coll. Géol. Manche. *Mém. BRGM n° 70*, pp. 31-48.
- NOREIEFF P., MARIONNAUD J. M. (1973). — Le Sénonien supérieur des falaises de la Gironde. Exemple d'appui de la micropaléontologie à la cartographie géologique. *Bull. BRGM n° 1*, pp. 39-44.
- RCHIAÇ A. d' (1843). — Description géologique du département de l'Aisne. *Mém. Soc. géol. Fr.*, (1), vol. 2, 292 p., 11 pl.
- RCHIAÇ A. d' (1843). — Études sur la formation crétacée des versants S.W. et N.W. du Plateau central de la France. *Ann. Sol. géol.*, II, pp. 189-191.
- ARCHIAÇ A. d' (1851). — Histoire des progrès de la géologie de 1834 à 1840. *Publ. Soc. géol. Fr.*, t. 4.
- ARAI A. (1965). — Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du littoral entre Dieppe et Le Tréport (Seine-Maritime). Thèse 3^e cycle, Fac. Sci. Paris, 137 p., 22 pl.
- AUBRY M. P. (1972). — Recherches pétrographiques, stratigraphiques et paléosédimentologiques sur les craies de Haute-Normandie. Thèse 3^e cycle Fac. Sci., Paris, 105 p., 2 pl.
- AZÉMA C., TERS M. (1970). — Étude palynologique préliminaire du gisement cénomanién de la Bironnaire (Vendée). *Rev. paléobot. palyno.*, Amsterdam, 11, pp. 267-282.
- AZÉMA C., DURAND S., MÉDUS J. (1972). — Des microspores du Cénomanién moyen. *Paléobiologie continentale*, vol. 3, n° 4, 54 p., 27 pl.
- BABINOT J. F., COLIN J. P., DAMOTTE R., DONZE P. (1978). — Les ostracodes du Cénomanién français : mise au point biostratigraphique et paléogéographique. In : Colloque sur le Cénomanién 1978. *Géol. méditer.*, t. 5, n° 1, pp. 19-26.
- BARROIS Ch. (1875). — La zone à *Belemnites plenus*. Étude sur le Cénomanién et le Turonien du bassin de Paris. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 2, pp. 146-193.
- BARROIS Ch. (1878). — Mémoire sur le terrain crétacé des Ardennes et des régions voisines. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 5, pp. 227-487.
- BARROIS Ch. (1879). — A geological sketch of the Boulonnais. *Proceed. Géol. Ass.*, t. 6, n° 1, pp. 25-31.
- BASSE DE MENORVAL E. (1959). — Rapport II : le domaine d'influence boréale. In : Coll. Crét. sup. fr. — C.R. Congr. Soc. Sav. Dijon, pp. 799-814.
- * BELLIER J. P. (1968). — Étude micropaléontologique du Turonien du sud-ouest du bassin de Paris. Thèse 3^e cycle. Fac. Sci. Paris, 201 p., 25 pl.
- BELLIER J. P. (1971). — Les foraminifères planctoniques du Turonien-type. *Rev. Micropaléontol.*, n° 2, pp. 85-90.
- BIGNOT G., LEZAUD L. (1964). — Contribution à l'étude des *Pithonella* de la craie parisienne. *Rev. Micropaléontol.*, n° 7, pp. 138-152, 3 pl.
- BIGNOT G. (1965). — Remarques sur les brachiopodes de la craie de la région de Dieppe (Seine-Maritime). *Bull. soc. géol. Norm.*, 55, pp. 4-14, 2 pl.
- BIGNOT G. (1966). — Remarques sur les lamellibranches de la craie de la région de Dieppe (Seine-Maritime). *Bull. soc. géol. Norm.*, 56, pp. 15-23.
- * BIGNOT G. (1966). — État actuel de nos connaissances sur la micropaléontologie du Crétacé de Haute-Normandie. *Bull. inf. géol. bass. Paris*, n° 9, pp. 215-218.
- BIGNOT G., LARSONNEUR C. (1969). — Étude du Crétacé supérieur au large du Cotentin et remarques sur les *Planorbullina* du Crétacé supérieur et du Paléocène. *Rev. Micropaléontol.*, Vol. 12, n° 1, pp. 25-39.
- BIGNOT G., ASSADIAN K. E. (1970). — La craie à *Marsupites testudinarius* du Cap d'Ailly (près de Dieppe, Seine-Maritime). *Bull. soc. géol. Normandie*, (1969) t. 49, pp. 4-15.
- BIGNOT G., GUYADER J., JUIGNET P. (1978). — Excursion dans les falaises de Haute-Normandie. *Bull. inf. géol. bass. Paris*, Vol. 15, n° 3, pp. 7-54.

* Par C. MONCIARDINI.

- BIZET P. (1881). — Notice à l'appui du profil géologique du chemin de fer de Mamers à Mortagne. *Bull. soc. géol. Normandie*, t. 8, pp. 40-70.
- BIZET P. (1885). — Excursion de la Société linnéenne de Normandie à Vimoutiers. *Bull. soc. géol. Normandie*, t. 11, pp. 45-52.
- BLANC P. L., GUILLEVIN Y. (1974). — Nouvel indice de Maastrichtien dans l'est du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 279, série D, pp. 465-467.
- BREISTROFFER M. (1940). — Révision des ammonites du Vraconien de Salazac (Gard) et considérations générales sur ce sous-étage albien. *Trav. lab. géol. Grenoble*, t. 22, 101 p.
- BREISTROFFER M. (1947). — Sur les zones d'ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. *Trav. lab. géol. Grenoble*, t. 26, 88 p.
- BRIQUET A. (1919). — Turonien supérieur et Sénonien inférieur dans le Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 46, pp. 127-137.
- BROQUET P., DEVRIÈS A., KUNTZ G., MENNESSIER G., MONCIARDINI C., SORNAY J. (1973). — Sur la présence du Turonien supérieur élevé le long de la vallée de la Somme entre Abbeville et Amiens. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 276, pp. 1805-1807.
- BUCAILLE E. (1883). — Étude sur les échinides fossiles du département de la Seine-inférieure. *Bull. Soc. géol. Normandie*, t. 8, pp. 1-24, 8 pl.
- BUTT A. A. (1966). — Foraminifera of the type Turonian. *Micropalaeontology, Amer. Mus. nat. Hist.*, vol. 12, n° 2, pp. 168-180.
- CARTER D. J., DESTOMBES J. P. (1972). — Stratigraphie du Cénomanién du détroit du Pas-de-Calais. In : Colloque sur la géologie de la Manche. *Mém. B.R.G.M.* n° 79, pp. 117-121.
- CARTER D. J., HART M. B. (1977). — Aspect of mid Cretaceous stratigraphical micropaleontology. *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, t. 29, n° 1, pp. 1-35, 53 fig.
- CASSEDANNE J. (1950). — Étude géologique détaillée des environs d'Épernay. D.E.S., Fac. Sci. Reims.
- CAYEUX Louis (1969). — Les échinides du Santonien du Bec de Caux. *Bull. Soc. géol. Normandie*, t. 59, pp. 30-44.
- CAYEUX Lucien (1890). — Mémoire sur la « Craie grise » du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 17, pp. 105-141, 1 pl.
- CAYEUX Lucien (1897). — Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. II : craie du bassin de Paris. Lille, Le Bigot, 589 p.
- CAYEUX Lucien (1929). — Les roches siliceuses. *Mém. Carte géol. France*, 774 p., 30 pl.
- CAYEUX Lucien (1935). — Les roches carbonatées. Paris, Masson, 463 p., 26 pl.
- CAYEUX Lucien (1939-1950). — Étude des gîtes minéraux de la France. Les phosphates de chaux sédimentaires de France. *Serv. Carte géol. France*, 3 t.
- CHELLONNEIX M. E. (1872). — Note sur le Diluvium de Sangatte et les assises crétacées du Cap. *Mém. Soc. Sci., Agric. Arts de Lille*, t. 3, 10, pp. 1-27, 1 coupe.
- CHELLONNEIX M. E. (1877). — Note sur la position de *Belemnites plenus* au Cap Blanc-Nez. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 4, pp. 205-208.
- * CHEMIRANI A. (1968). — Étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé supérieur — Éocène du littoral picard compris entre Le Tréport et Saint-Valéry-sur-Somme (Somme). Thèse 3^e cycle, Fac. Sci. Paris, 421 p., pl. 1-15.
- COLBEAUX J. P., DEBRABANT P., LEPLAT J., ROBASZYNSKI F. (1975). — Les craies de Sainghin-en-Mélantois (Nord) : faunes du passage turono-coniacien, tectonique cisailante, physico-chimie. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 95, pp. 17-35, 1 pl., 5 fig.
- COQUAND A. (1857). — Position des *Ostrea columba* et *blauriculata* dans le groupe de la craie inférieure. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 14, pp. 745-766.
- COQUAND H. (1857). — Réunion extraordinaire à Angoulême. *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 14, pp. 841-903.
- COQUAND H. (1858). — Description physique, géologique, paléontologique du département de la Charente. Besançon, 2 vol.
- COQUAND H. (1869). — Monographie du genre *Ostrea*. Terrains Crétacés. Marseille, 215 p., atlas.
- COQUAND H. (1875). — Comparaison des divisions adoptées par M. Hébert pour la craie du Midi de la France avec celles adoptées par M. Coquand. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 3, p. 265-270.
- CORNET J. (1919). — Le Turonien entre Mons et l'Escaut. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 42.
- CORNET J. (1923). — Études sur la structure du bassin crétacé du Hainaut. II région occidentale. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 45, pp. 43-122, 2 pl.
- CORNET J. (1923). — Le Cénomanién entre Mons et l'Escaut. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 26, pp. 21-86.
- COTTEAU G. (1849-1878). — Études sur les échinides fossiles du département de l'Yonne. Paris, Baillière, 518 p., 84 pl.
- COTTEAU G., TRIGER J. (1855-1860). — Échinides du Département de la Sarthe. Paris, Baillière, 458 p., 75 pl.
- COUFFON O. (1936). — La période crétacée en Anjou. *Rev. hydro. angevine*, Siraudeau, n° 1-4, 128 p.
- COULOMBEAU C. (1979). — Une méthodologie originale de reconnaissance des dépôts phosphatés de la craie sénonienne de Picardie (France). *Chron. recherche minière* n° 449, pp. 5-24, 7 fig.
- * DAMOTTE R. (1971). — Contribution à l'étude des ostracodes marins dans le Crétacé du bassin de Paris. *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouv. sér., t. 50, mém. n° 113, 15^e p., 8 pl.
- DAMOTTE R. (1975). — Ostracodes cénomaniens du bassin de Paris. Quelques résultats d'ordre paléocologique et paléogéographique. Symposium on Biology and Paleobiology of Ostracoda (Dalaware 1972). *Bull. Am. Paleontology*, 65, pp. 263-269.
- DEBELMAS J. (1974). — Géologie de la France II. Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Paris, Doin.
- DEFRETIN-LEFRANC S. (1960). — Contribution à l'étude des spongiaires siliceux du Crétacé du Nord de la France. Thèse (Lille 1958), 178 p., 27 pl. Gap Impr. Louis-Jean.
- DELAUNAY P. (1934). — Le sol sarthois. Les zones crétacées. Le Mans, pp. 545-760.
- DELAUNAY G. (1973). — Contribution à l'étude des argiles blanches à silex (Crétacé supérieur) entre Vierzon et Glen. D.E.S. Fac. Sci., Orléans, 36 p., 15 fig.
- DENIZOT G. (1949). — La craie dans l'Anjou et la vallée du Loir (feuilles d'Angers et de Beaupréau au 80 000^e). *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, t. 47, n° 225, pp. 67-73.
- DENIZOT G. (1972). — La géologie angevine dans le cadre de la Loire. *Bull. Soc. ét. scient. Anjou*, t. 8, pp. 69-82.
- DEROO G. (1956). — Études critiques au sujet des ostracodes marins du Crétacé inférieur et moyen de la Champagne humide et du Bas-Boulonnais. *Revue Inst. fr. du Pétrole*, vol. 11, n° 12, pp. 1499-1535, 5 pl.
- DESTOMBES J. P., SORNAY J. (1958). — Sur un *Vascoceras* du Turonien du Blanc Nez. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 78, pp. 258-260.
- DESTOMBE J. P. et P. (1965). — Distribution zonale des Ammonites du bassin de Paris, in : Colloque sur le Crétacé inférieur Lyon, sept. 1963. *Mém. B.R.G.M.*, n° 34.
- DEVRIÈS A., MATHIEU C., MONCIARDINI C., PAJAUD D., SORNAY J. (1974). — Données lithologiques et biostratigraphiques dans le Turonien et le Sénonien de la Thiérache et du Marlois (N. E. bassin de Paris). *Bull. B.R.G.M.*, sect. I, n° 4, pp. 189-208.
- DEVRIES H. E. (1977). — Late Cenomanian to early Turonian planktonic Foraminifera from a section S E of Javernant (Dept. Aube, France). *Proc. Kon. Akad. Wet.*, B, v. 80, pp. 23-38.
- DOLLFUS G. F., FORTIN R. (1911). — Le Crétacé de la région de Rouen, Extr. Congrès Millénaire Normandie. Rouen, Impr. Léon Gy, 20 p.
- DOLLFUS G. F., FORTIN R. (1913). — Le Crétacé de la région de Rouen, in : *Soc. Sciences d'Éibeuf* (1912-1915), t. 31-34, pp. 45-67.
- DUMONT A. (1850). — Rapport sur la carte géologique du royaume. *Bull. Acad. Roy. Sci. Lettres, Belgique*, t. 16, pp. 351-373.
- DURAND S., LOUAIL J. (1976). — Intérêt stratigraphique du sondage de Loudun (Vienne) pour l'étude du Cénomanién de l'ouest de la France. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 283, série D, pp. 1719-1722.
- * EBRAHIMZADEH-ASSADIAN K. (1968). — Étude stratigraphique et micropaléontologique du Sénonien de Reims et d'Épernay. Thèse 3^e cycle, Fac. Sci. Paris ; 128 p., pl. 1-15.
- EBRAY T. (1862). — Stratigraphie de la craie moyenne de la vallée du Cher et de la vallée de l'Indre. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2^e série, t. 19, pp. 789-809.
- ELEWAUT E., ROBASZYNSKI F. (1977). — Datations par la méthode K/Ar de glauconies crétacées du Nord de la France et de Belgique. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 97, 3, pp. 179-189.
- ELF-AQUITAINE (1975-1977). — Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés — tome I : Éléments d'analyse, tome 2 : Éléments d'interprétation. Boussens et Pau, 403 p., 76 fig., 78 pl.
- ESTÉOULE-CHOUX J., LOUAIL J. (1976). — Inventaire minéralogique du Cénomanién littoral du sud-ouest du bassin de Paris : le problème des paragenèses à smectites, zéolites, cristobalite. Néogénèse ou diagenèse. In 4^e Réunion. *Ann. Sc. Terre, Paris*, p. 163.
- FOLLET A. (1956). — Découverte de la craie à belemnites (Cenomanien) aux environs d'Éibeuf. *Bull. Soc. ét. sci. nat. Eibeuf*, pp. 13-15.
- FOUCHER J. C. (1974). — Microfossiles des silex du Turonien supérieur de Ruyaulcourt (Pas-de-Calais). *Ann. Paléont.*, t. 60, fasc. 2.
- FOUCHER J. C. in : ROBASZYNSKI F. (1975). — Kyates de Dinoflagellés des bassins de Mons et de Paris. Livret-guide des excursions dans la région de Mons et le Nord de la France. Groupe français du Crétacé, 2 tabl., 2 pl.
- FOUCHER J. C., VERDIER J. P. (1976). — Distribution des kyates de dinoflagellés dans les formations albiennoises à coniaciennes du bassin de Paris. Univ. Reims, Lab. Sci. terre, multicopie.
- FOUCHER J. C. (1976). — Microplancton des silex crétacés du Beauvaisis. *Cahiers micropaléont.*, C.N.R.S., pp. 1-28, 10 pl.

- FOUCHER J. C. (1979). — Distribution stratigraphique des kystes de dinoflagellés et des acritarches dans le Crétacé supérieur du bassin de Paris et de l'Europe septentrionale. *Paléontographica*, B, n° 169, pp. 78-105.
- FRENEIX S. (1959). — Lamellibranches du Crétacé supérieur de France (Protobranches, Prionodontes, Dysodontes (pars)). In : C.R. Congr. Soc. sav. Dijon. Coll. Crétacé sup. pp. 176-248.
- GIGNOUX M. (1943). — Géologie stratigraphique (3^e éd.). Paris, Masson.
- GOEL R. K. (1965). — Contribution à l'étude des foraminifères du Crétacé supérieur de la Basse-Seine. *Bull. B.R.G.M. Fr.*, (I), n° 5, pp. 49-157.
- GODFRIAUX I., SIGAL J. (1969). — Les foraminifères de la craie de Maisières et de la craie de Saint-Vaast. *Bull. Soc. belge. géol. paléontol. hydrol.*, n° 3-4, pp. 187-190.
- GOHARIAN F. (1971). — Étude micropaléontologique du Campanien type des Charentes. Conséquences stratigraphiques. *Rev. Micropaléont.*, t. 14, pp. 20-34.
- GOSSELET J. (1881). — Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines. Fasc. 2, terrains secondaires. Lille, pp. 167-278 et planches.
- GOSSELET J. (1904). — Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. Étude des gîtes minéraux de la France. Fasc. I, Région de Douai. Paris, Impr. nat.
- GROSDIDIER E. (1962). — Ostracodes du Crétacé de Champagne humide. D.E.S. Paris (inédit) ; 119 p.
- GROSSOUVRE A. de (1889). — Sur le terrain crétacé dans le sud-ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 17, pp. 475-525.
- GROSSOUVRE A. de (1901). — Recherche sur la craie supérieure. I. Stratigraphie générale. Fascicules I et II. Paris, Impr. nat., 1 013 p., fig., cartes.
- GROSSOUVRE A. de (1912). — Le Crétacé de la Loire-Inférieure et de la Vendée. *Bull. Soc. hist. nat. Ouest France*, t. 3, pp. 1-38.
- GUÉRANGER E. (1850). — Étude paléontologique sur la stratification du terrain cénomaniens des environs du Mans. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2^e série, t. 7, pp. 800-807.
- GUILLEVIN Y. (1977). — Contribution à l'étude des foraminifères du Montien du bassin de Paris. *Cahiers Micropaléont.*, C.N.R.S., v. 4, pp. 1-79, 24 pl.
- GUILLIER A. (1886). — Géologie du département de la Sarthe. Le Mans, Imp. Monnoyer, 430 p.
- HANCOCK J. M. (1959). — Les ammonites du Cénomaniens de la Sarthe. In : Compte rendu du Congrès des Sociétés Savantes. Dijon 1959 : Colloque sur le Crétacé supérieur français, pp. 249-252.
- HART M. B. et TURLING D. H. (1974). — Cenomanian palaeogeography of the north atlantic and possible mid-cenomanian eustatic movements and their implications. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleocol.*, t. 15, pp. 95-108.
- HART M. B., RICHARDS E. A. (1978). — The distribution of planktonic Foraminifera in the Mid-Cretaceous of North-West Europa (Abstract). In : Intern. Sympos. deutsche Kreide, Münster.
- HART M. B., BAILEY H. W. (1978). — The correlation of the lower Senonian in western Europe using Foraminifera (Abstract) In : Intern. sympos. deutsche Kreide, Münster.
- HAUG E. (1921). — Traité de Géologie II. Les périodes géologiques, 3^e éd. Paris, Armand Colin, 2 024 p.
- HÉBERT E. (1857). — Note sur la craie glauconieuse de Rouen et les grès verts du Maine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 14, pp. 731-739.
- HÉBERT E. (1863). — Note sur la craie blanche et la craie marneuse dans le bassin de Paris, et sur la division de ce dernier étage en quatre assises. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 20, pp. 605-631.
- HÉBERT E. (1866). — De la craie dans le nord du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 63, pp. 308-311.
- HÉBERT E. (1874). — Comparaison de la craie des côtes d'Angleterre avec celle de France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, 2, pp. 416-428.
- HÉBERT E. (1875). — Ondulations de la craie dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, pp. 512-546.
- HÉBERT E. (1876). — Terrain crétacé du département de l'Yonne. *Bull. Soc. géol. Yonne*, t. 30, 589 p.
- HÉBERT E. (1887). — Remarques sur la zone à *Belemnites plena*. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 16, pp. 485-490.
- HOFKER M. J. (1959). — Les foraminifères du Crétacé inférieur du Cotentin. In : C.R. Congrès Soc. Sav. Dijon. Coll. Crét. sup. fr., pp. 369-397.
- HOFKER J. (1959-1960). — Les foraminifères du Crétacé supérieur dans le bassin de Mons. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 83, pp. 165-195.
- * HOFKER J. (1966). — Maastrichtian Danian and Paleocene Foraminifera. *Paleontographica*, n° 10, suppl., pp. 1-376, 86 pl.
- HURÉ A. (1931). — Monographie des craies turonienne et sénonienne de l'Yonne. *Bull. Soc. géol. Yonne*, vol. 85, pp. 137-219.
- JACOB Ch. (1907). — Études paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés... Thèse, Paris, 314 p.
- JACOB C., NEAU G. (1968). — Mise en évidence d'une sédimentation à kaolinite dans le Crétacé de l'est du bassin de Paris. *Bull. B.R.G.M.*, sect. 1, n° 4, pp. 11-17.
- JEFFERIES R.P.S. (1962). — The palaeoecology of the *Actinocamax plenus* subzone (lowest Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Paleontology*, G.B., t. 4, pp. 609-647.
- JEFFERIES R.P.S. (1963). — The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Proc. Geologist. Ass., G.B.*, t. 74, pp. 1-33.
- * JUIGNET P. (1974). — La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain : Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens. Thèse Doct. ès Sciences. Univ. Caen. 2 vol., 806 p., 28 pl.
- JUIGNET P., KENNEDY W. J. (1974). — Structures sédimentaires et mode d'accumulation de la craie du Turonien supérieur et du Sénonien du pays de Caux. *Bull. B.R.G.M.*, sect. 4, n° 1, pp. 19-47, 10 fig., 3 pl.
- JUIGNET P., LOUAIL J., NEUMANN M., POURMOTAMED F. (1974). — Pénétration de foraminifères mésogènes dans le sud-ouest du bassin de Paris au Cénomaniens. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 278, D, pp. 2279-2282.
- JUIGNET P., HUNZIKER J. C., ODIN G. S. (1975). — Datation numérique du passage Albien — Cénomaniens en Normandie. Étude préliminaire à l'argon. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 280, pp. 379-382.
- JUIGNET P., KENNEDY W. J., WRIGHT C. W. (1973). — La limite Cénomaniens-Turonien dans la région du Mans (Sarthe). Stratigraphie et paléontologie. *Ann. Paléont. Invert.*, t. 59, pp. 209-242, 7 fig., 3 pl.
- JUIGNET P. et KENNEDY W. J. (1976). — Faunes d'ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomaniens du nord-ouest de la France (Normandie) et du sud de l'Angleterre. *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum, Le Havre*, t. 63, n° 2, pp. 1-192, 23 fig., 34 pl.
- JUIGNET P., KENNEDY W. J., LEBERT A. (1978). — Le Cénomaniens du Maine : formations, sédimentations et faunes d'ammonites du stratotype. In : Colloque sur le Cénomaniens (1976), *Géol. méditer.*, t. 5, n° 1, pp. 87-100.
- KENNEDY W. J. (1971). — Cenomanian ammonites from southern England. *Paleontology*, spec. Paper, n° 8, p. 134, 64 pl.
- KENNEDY W. J., JUIGNET P. (1973). — Observations on the lithostratigraphy and ammonite succession across the Cenomanian-Turonian boundary in the environ of Le Mans. *Newsl. Stratigr.*, t. 2, n° 4, pp. 189-202.
- KENNEDY W. J., JUIGNET P. (1975). — Répartition des genres et espèces d'ammonites caractéristiques du Cénomaniens du sud de l'Angleterre et de la Normandie. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 280, série D, pp. 1221-1224.
- LAMBERT J. (1878). — Notice stratigraphique sur l'étage sénonien aux environs de Sens. *Bull. Soc. Sci. Yonne*, pp. 1-64.
- LAMBERT J. (1879). — Note sur la craie du département de l'Yonne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 8, p. 202.
- LAMBERT J. (1881). — Note sur l'étage Turonien du département de l'Yonne. *Bull. Soc. sci. hist. nat. Yonne*, pp. 1-32.
- LAMBERT J. (1882). — Note sur la craie du département de l'Yonne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 10, p. 427.
- LAMBERT J. (1901). — Essai d'une monographie du genre *Micraster* et notes sur quelques échinides. In : A. De Groussouvre (1901). — Recherches sur la craie supérieure. *Mém. Carte géol. Fr.*, 1013 p., 3 pl.
- LAPPARENT A. de (1885). — Traité de Géologie II, 2^e éd. Paris.
- LARSONNEUR C. (1972). — Données sur l'évolution paléogéographique posthercynienne de la Manche. In : Coll. géol. Manche. *Mém. B.R.G.M.* n° 79, pp. 203-214.
- LECOINTRE G. (1947). — La Touraine — Géologie régionale de la France. Act. Scient. et ind. 1027, Paris, Hermann.
- LECOINTRE G. (1959). — Le Turonien dans sa région-type : la Touraine ; In : Colloque sur le Crétacé supérieur français. C.R. Congr. Soc. Sav. Dijon, pp. 415-423.
- LECOINTRE G. (1959). — Tectonique des terrains crétacés du sud-ouest du bassin de Paris (Touraine et environs). Bur. rech. géol. géoph. min. Publ. n° 22, pp. 1-103.
- LENNIER G. (1867). — Études géologiques et paléontologiques sur l'embouchure de la Seine et les falaises de Haute-Normandie. Le Havre, Costé, pp. 214-218.
- LEPLAT J., ROBASZYNSKI F. (1971). — Une couche à Rotalipores dans les « Dièves » (Crétacé supérieur) dans un sondage de Trith (Nord). *Ann. Soc. géol. Nord.*, t. 91, pp. 199-202.
- LERICHE M. (1909). — Sur la limite entre le Turonien et le Sénonien dans le Cambrésis et sur quelques fossiles de la Craie grise. *Ann. Soc. géol. Nord.*, t. 38, pp. 53-73, 3 pl.
- LERICHE M. (1929). — Les poissons du Crétacé marin de la Belgique et du Limbourg hollandais ; les résultats stratigraphiques de leur étude. *Bull. Soc. géol. Belg.*, t. 37, pp. 199-299.
- LERICHE M. (1935). — Sur le Crétacé supérieur du Hainaut et du Brabant. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, vol. 58, pp. B-118-140.
- * LOUAIL J. (1969). — Étude sédimentologique des Sables et Gravieres de Jumelles (Maine-et-Loire). Origine et mise en place des forma-

- tions situées à la base du Crétacé en Maine-et-Loire. Thèse 3^e cycle, Univ. Rennes, 113 p., 66 fig.
- LOUAIL J. (1974). — Livret-guide de l'excursion annuelle du groupe français du Crétacé de 1974. - Journées Poitou -.
- LOUAIL J. (1975). — La transgression crétacée et les communications par le détroit de la Basse-Loire. In : C.R. 3^e réün. Ann. Sci. Terre, Montpellier, p. 237.
- LOUAIL J. (1976). — Le Cénomanién littoral de la marge sud-ouest du bassin de Paris. Sédimentogénèse et évolution latérale des faciès. In : 4^e Réün. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 273.
- LOUAIL J., BELLIER J. P., DAMOTTE R., DURAND S. (1978). — Stratigraphie du Cénomanién littoral de la marge sud-ouest du bassin de Paris. L'exemple du sondage de Loudun. In : Colloque sur le Cénomanién, 1976. *Géol. méditer.* t. 5, n° 1, pp. 115-124.
- LOUAIL J., VIAUD J. M. (1979). — Révision stratigraphique du Crétacé vendéen. *Bull. Soc. géol. min. Bretagne*, (C), t. 9, n° 2, pp. 103-112.
- MAGNÉ J., POLVÉCHE J. (1961). — Sur le niveau *Actinocamax plenus* du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 81, pp. 47-62.
- MAGNÉ J., POLVÉCHE J. (1962). — Le Crétacé de la fosse 10 d'Oignies (Nord) Micropaléontologie et stratigraphie. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 82, pp. 127-134.
- MALAPRIS M., RAT P. (1961). — Foraminifères et stratigraphie dans le Cénomanién et le Turonien des environs de Dijon. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, vol. 252, pp. 910-912.
- MANIVIT H. (1971). — Les nannofossiles calcaires du Crétacé français (de l'Apvien au Danien). Essai de biozonation appuyée sur les stratotypes. Thèse Doct. ès Sci., Univ. Paris, 187 p., 15 tabl., 32 pl.
- MANIVIT J., MONCIARDINI C. (1978). — Le Crétacé de la feuille à 150 000 Château-Renault (Indre-et-Loire). *Bull. inf. géol. bass. Paris*, t. 13, n° 2, pp. 59-61.
- MANIVIT H., PERCH NIELSEN K., PRINS B., VERBEEK J. W. (1977). — Mid-Cretaceous calcareous Nannofossil biostratigraphy. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, B, 80, pp. 169-181.
- MARGERIE P., DEROO G., SIGAL J. (1966). — Sur l'âge des couches dites pisolithiques du Mont Saint-Aimé (Marne). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 263, pp. 1549-1551.
- MARIE P. (1936). — Sur la microfauune crétacée du sud-est du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 203, pp. 97-99.
- MARIE P. (1937). — Deux niveaux distingués à l'aide des foraminifères dans le Maestrichtien du bassin de Paris. *C.R. Soc. géol. Fr.*, t. 8, pp. 257-270.
- MARIE P. (1941). — Les foraminifères de la craie à *Belemnites mucronata* du bassin de Paris. *Mém. Mus. hist. nat.*, vol. 12, fasc. 1, 296 p., 35 pl.
- MARIE P. (1957). — *Goupillaudina*, nouveau genre de foraminifère du Crétacé supérieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 7, pp. 861-876.
- MARKS P. (1967). — Foraminifera from the craie de Théligny (Cénomanién, Dépt. Sarthe, France). *Kon. Ned. Akad. Wetensch. Amsterdam*, B, t. 70 ; n° 4, pp. 425-442.
- MARKS P. (1967). — *Rotalipora* et *Globotruncana* dans la craie de Théligny (Cénomanién, Dépt. Sarthe, France). *Kon. Ned. Akad. Wetensch. Amsterdam*, B, t. 70, n° 3, pp. 264-279.
- MARKS P. (1968). — Smaller Foraminifera from the couches à *Orbitolina complanata* (Cénomanién) at Ballon (Sarthe, France). *Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, Amsterdam, B, t. 71, n° 1, pp. 373-389.
- MARKS P. (1977). — Micropaleontology and the Cenomanian-Turonian boundary problem. *Proc. Kon. Akad. Wetensch.*, B, vol. 80, pp. 1-6.
- MARLIÈRE R. (1939). — La transgression albienne et cenomaniénne dans le Hainaut. *Mém. Musée royal d'hist. nat. Belgique* ; n° 89.
- MARLIÈRE R. (1964). — Aux confins cenomanoturonien : la zone à *Actinocamax plenus*. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 84, n° 4, pp. 257-264.
- MARLIÈRE R. (1965). — Les connexions du bassin crétacé de Mons au bassin de Paris. *Bull. Ac. Royale de Belgique. Cl. Sc.*, pp. 604-615.
- MARLIÈRE R. (1970). — Géologie du bassin de Mons et du Hainaut. Un siècle d'histoire. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 90, pp. 171-189.
- MARLIÈRE R. (1973). — In : DELATTRE C., MERIAUX E., WATERLOT M. — Guide géologique régional Région du Nord et bassin de Mons. Ed. Masson.
- MATHIEU G. (1962). — Extension réelle du Cénomanién dans le seuil du Poitou. In : C.R. 87^e Congr., Soc. Sav. Poitiers, colloque sur les « seuils en géologie », (préirage).
- MATHIEU G., CONINCK F. de (1972). — Caractérisations physicochimiques et sédimentologiques des craies turoniennes et coniaciennes de Thiérache et du Marlois (N. E. du bassin de Paris). *Bull. inf. géol. bass. Paris*, t. 34, pp. 3-14.
- MENNESSIER G., SORNAY J. (1978). — Répartition des Inocérames dans la craie de Picardie occidentale (Cénomanién supérieur-Campanién). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 286, D, pp. 1555-1557.
- MONCIARDINI C. (1972). — Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale. Étude biostratigraphique des prélèvements crétacés. In : Groupe Norois, Coll. géol. Manche. *Mém. B.R.G.M.* n° 79, pp. 148-152.
- MONCIARDINI C., SOLAU J. L., MAUCORPS J., POMEROL Ch. (1977). — Le Crétacé supérieur et moyen des feuilles à 150 000. Château-Porcien et Rozoy-sur-Serre (Aisne et Ardennes). *Bull. Inf. géol. bass. Paris*, Vol. 14, n° 2, pp. 63-67.
- MONCIARDINI C. (1978). — Blozones de foraminifères et faciès du Turonien dans le nord du bassin de Paris. *Bull. B.R.G.M.*, sect. I, n° 3, pp. 207-223.
- MOORKENS T. L. (1967). — Quelques globotruncanidés et rotalporidés du Cénomanién, Turonien et Coniacien de la Belgique. In : Proc. 1st internat. conf. plankt. Foram. Geneva, 2, pp. 435-459.
- MUNIER-CHALMAS M. et LAPPARENT A. DE (1893). — Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 21, pp. 438-488.
- NOËL D. (1970). — Coccolithes crétacés. La craie campanienne du bassin de Paris. Ed. C.N.R.S., pp. 1-129, 48 pl.
- OMALIUS D'HALLOY J. J. (1808). — Essai sur la géologie du Nord de la France. *Journal des Mines*, Paris.
- OMALIUS D'HALLOY J. J. (1822). — Observations sur un essai de carte géologique des Pays-Bas, de la France et de quelques contrées voisines. *Annales des Mines*, t. 7, p. 373.
- ORBIGNY A. D' (1840). — Mémoire sur les foraminifères de la craie blanche du bassin de Paris. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. 4, n° 1, pp. 1-229, 11 pl. (rééd. Mac Lean J. D., Po Box 916, Alexandria, Virginia, U.S.A.).
- ORBIGNY A. D' (1840-1842). — Paléontologie française. Terrains crétacés, t. I, céphalopodes. Paris, 662 p., 148 pl.
- ORBIGNY A. de (1842). — Paléontologie française. Terrains crétacés, t. 2, gastéropodes. Paris, 456 p., atlas.
- ORBIGNY A. D' (1843-1847). — Paléontologie française. Terrains crétacés, t. 3, lamellibranches. Paris, 807 p., atlas.
- ORBIGNY A. D' (1847). — Paléontologie française. Terrains crétacés, t. 4, brachiopodes. Paris, 390 p.
- ORBIGNY A. D' (1850). — Prodrome de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés, t. 2. Paris, 428 p.
- ORBIGNY A. D' (1852). — Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques, t. 2. Paris.
- ORBIGNY A. D' (1853-1855). — Paléontologie française, terrains crétacés, t. 6, échinides irréguliers. Paris, 599 p.
- PAJAUD D. (1973). — Étude paléontologique de la Thiérache et du Marlois (nord-est du bassin de Paris). Spongiaires du Turonien et du Sénonien inférieur. *Doc. lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 57, pp. 97-118, 4 pl.
- PAJAUD D. (1974). — Étude paléontologique de la Thiérache et du Marlois (nord-est du bassin de Paris). Lamellibranches et brachiopodes du Turonien et du Sénonien. *Bull. Inf. géol. bass. Paris*, n° 39, pp. 15-26, 4 pl., 1 tabl., 1 fig.
- PASSY A. (1832). — Description géologique du département de la Seine-inférieure. Rouen, Imp. Nicéas Périaux.
- PLATEL J. P. (1977). — Le Campanien stratotypique dans le synclinal de Saintes (Charente) : lithostratigraphie, géomorphologie et biozonation. *Bull. B.R.G.M.*, sect. 1, n° 4, pp. 261-276.
- POMEROL Ch. (1975). — Stratigraphie et paléogéographie. Ère mésozoïque. Paris, Doin, 383 p.
- POMEROL B., TABATABAI M. C. (1977). — Pétrographie et géochimie des craies phosphatées de Picardie. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 284, pp. 2451-2454.
- POURMOTAMED F. L. (1971). — Étude micropaléontologique du Cénomanién dans le nord du Seuil du Poitou. Thèse 3^e cycle, Fac. Sci. Paris, 196 p., 19 pl.
- RASPLUS L. (1968). — Données stratigraphiques et structurales nouvelles sur la région de Loches (Indre-et-Loire). *Bull. B.R.G.M.*, sect. 1, n° 3, pp. 11-18.
- RAT P. et al. (1978). — La France au Cénomanién : schémas paléogéographiques. In : Colloque sur le Cénomanién - Conclusions générales -, 1976. *Géol. Médit.*, t. 5, n° 1, pp. 207-213, 2 cartes.
- RIOULT P., JUIGNET P. (1965). — Prolongement de l'affleurement du Cénomanién au nord de Fresville (Manche). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, vol. 6, pp. 30-37.
- RIVELINE-BAUER J. (1965). — Étude sédimentologique des principaux faciès du Turonien de Touraine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e sér., t. 7, pp. 323-327.
- ROBASZYNSKI F. (1971). — Les « Dièves » de Maubeuge (Nord) et leurs deux Tourties (Crétacé supérieur). *Ann. Soc. géol. Nord*, 1971, t. 91, 3, pp. 193-197.
- ROBASZYNSKI F. (1971). — Les foraminifères pélagiques des « Dièves » crétacées aux abords du golfe de Mons. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 91, pp. 31-38.
- ROBASZYNSKI F. (1975). — Livret-guide des excursions dans le bassin de Mons et le Nord de la France. Groupe français du Crétacé, 39 p., 43 fig.
- ROBASZYNSKI F. (1978). — Comparison between the mid-Cretaceous of Belgium and some french regions (Abstract). In : Intern. Symp. deutsche Kreide, Münster.

- SEITZ O. (1959). — Vergleichende Stratigraphie der Oberkreide in Deutschland und in Nordamerika mit Hilfe der Inoceramen. In : Congr. géol. internat. (20). Sympos. Crétacé (1956), pp. 113-130.
- SEITZ O. (1965). — Die Inoceramen des Santon und Unter Campan. *Belh. geol. Jb.*, t. 69, 194 p., 46 tabl.
- * SÉRONIE-VIVIEN M. R. (1972). — Contribution à l'étude du Sénonien en Aquitaine septentrionale. Ses stratotypes : Coniacien, Santonien, Campanien. (Les stratotypes II), Paris, C.N.R.S., 195 p.
- SIGAL J., DARDENNE M. (1960). — Corrélation dans la craie du bassin de Paris. Périmètre de Dammarin-en-Goële. *Soc. géol. Nord*, t. 80, pp. 219-223.
- SMITH A. J., CURRY D. (1975). — The structure and geological evolution of the English Channel. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 279, pp. 3-20.
- SORNAY J. (1959). — Les faunes d'Inocérames du Crétacé supérieur en France. In : Coll. Crét. sup. fr., C.R. congrès Soc. Sav. Dijon, pp. 661-670.
- SORNAY J. (1978). — Biostratigraphie des Inocérames du Cénomaniens français. In : Colloque sur le Cénomaniens 1978, *Géol. méditer.*, t. 5, n° 1, pp. 199-204.
- TABATABAI Ch. M. (1977). — La sédimentation phosphatée. Pétrographie et sédimentologie des craies phosphatées du nord du bassin de Paris. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, 243 p., 40 fig., 34 pl.
- TEHERANI K. K. (1968). — Étude stratigraphique et micropaléontologique du Sénonien de Sens (Yonne). Thèse 3^e cycle, Fac. Sci. Paris, 252 p., pl. 1-30.
- TRIGER J. (1858). — Note sur la composition du terrain crétacé du département de la Sarthe. *Bull. Soc. Agric. Sci. Arts. Sarthe*, v. 2, n° 13, pp. 201-211.
- TRIGER J., in : COTTEAU G. et TRIGER J. (1855-1869). — Divisions générales de la carte géologique de la Sarthe. Paris, Baillet-Latour, 10 pl., 2 tabl.
- TRÖGER K. A. (1966). — Biostratigraphie der Inoceramen des Ober-Alb bis Unter-Coniac in der DDR. *Abh. zentr. geol. Inst.*, n° 5, pp. 78-83.
- TRÖGER K. A. (1967). — Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). Teil I. *Abh. staatl. Mus. Miner. Geol.*, t. 12, pp. 13-207.
- VAN GORSEL J. T. (1973). — The type Campanian and the Campanian-Maastrichtian boundary in Europe. *Geol. Mijnb.*, t. 52, pp. 141-146.
- VERBEEK J. W. (1976). — Upper Cretaceous calcareous Nannoplankton from Ballon and Théligny in the type area of the Cenomanian stage (Sarthe, France). *Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen-Amsterdam. Ser. B*, t. 79, n° 1, pp. 69-82.
- VERBEEK J. W. (1977). — Late Cenomanian to early Turonian calcareous Nannofossils from a section S. E. of Javernant (Dépt. Aube, France). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, B. t. 80, pp. 20-38.
- VERBEEK J. W. (1977). — The position of the Cenomanian and Turonian stratotypes in planktonic biostratigraphy. *Proc. Kon. Akad. Wet.*, B. t. 80, pp. 16-37.
- VIAUD J. M., NEUMANN M., DAMOTTE R. (1979). — Données nouvelles sur la microfauune des dépôts crétacés de Vendée. *Bull. Soc. Sci. nat. Ouest. Fr.*, t. 1, pp. 35-37.
- * VILLAIN J. M. (1974). — Le Maastrichtien dans sa région-type. Étude stratigraphique et micropaléontologique. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, 197 p., 25 pl.
- WELSCH J. (1903). — Études des terrains du Poitou dans le détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gâtine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4^e sér., t. 3, pp. 797-881.
- WELSCH J. (1929). — Sur la pénétration des orbitolines dans le sud-ouest du bassin de Paris par le détroit du Poitou et sur *Ostrea vultur* Coquand. *C.R. Soc. géol. Fr.*, pp. 78-79.
- WONDERS A. A. H., VERBEEK J. W. (1977). — Correlation of planktonic foraminiferal and calcareous Nannofossils zonation of late Albian, Cenomanian and Turonian. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, B. t. 80, pp. 1-15.
- YARD J. C. (1978). — Géomorphologie du sud-ouest du bassin de Paris. Thèse Doct. ès Sci. Univ. Paris IV, 1174 p., 323 fig., 172 ph.
- ZEIGHAMPOUR M. R. (1979). — Les coccolithes du Crétacé (Albien-Santonien) des falaises de Haute-Normandie (France). Thèse 3^e cycle, Fac. Sci. Paris, 151 p., 31 fig., 19 pl.
- ZIEGLER P. A. (1978). — North. Western Europe : Tectonics and basin development. *Geol. In Mijnbouw*, v. 57, (4), pp. 669-626.