

Société *Géologique du* *Nord*

ANNALES

Tome 9 (2^{ème} série), Fascicule 1
parution 2001

LA NOUVELLE CARTE GÉOLOGIQUE DE MARQUISE
(Éd. 2000)

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767 - 7367`

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2

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

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

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

Article 5

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

Extraits du Règlement Intérieur

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

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

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

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

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

Avertissement

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

Tirages à part

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

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1998)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques (2) (3)	50,00 F	170,00 F T.T.C.	220,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	50,00 F	190,00 F T.T.C.	240,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE et C.E.E.: 365,00 F H.T. — ÉTRANGER : 420,00 F

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII).....	200,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI).....	270,00 F H.T.
Tomes XCVI à CV.....	330,00 F H.T.
Tome CVI.....	385,00 F H.T.

TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

Table 1 (Tomes I à XX) - Table 2 (Tomes XX à XXX) - Table 3 (Tomes XXXI à XL) - Table 4 (Tomes XLI à LXXIX)	50,00 F H.T.
Table 5 (Tomes LXXX à CIX).....	par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires).....	29,00 F H.T.
Ecorché géologique infra mésozoïque (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.).....	50,00 F H.T.

FASCICULES SPÉCIAUX

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1).....	85,00 F H.T.
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3).....	70,00 F H.T.
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1).....	200,00 F H.T.
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4).....	150,00 F H.T.
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1).....	150,00 F H.T.
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières » (T. CII, fasc. 2).....	150,00 F H.T.
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3).....	250,00 F H.T.
« Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies » (T. CV, fasc. 2).....	125,00 F H.T.
« Paléozoïque supérieur continental » (T. CVI, fasc. 2).....	300,00 F H.T.
« Actualisation de quelques thèmes géologiques » (T. CVI, fasc. 4).....	125,00 F H.T.
« Géologie et aménagement régional » (T. CIX, fasc. 2).....	250,00 F T.T.C.
« Le Nord et son environnement géologique. » (T. 2, 2 ^{me} série, fasc. 1).....	175,00 F H.T.

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

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (80,00 F), soit un total de 130,00 F

(3) Les membres de l'APBG peuvent bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (120,00 F), soit un total de 170,00 F.

Société *Géologique du* *Nord*

ANNALES

Tome 9 (2^{ème} série), Fascicule 1
parution 2001

LA NOUVELLE CARTE GÉOLOGIQUE DE MARQUISE
(Éd. 2000)

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767 - 7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 2001 —

<i>Président</i>	M. J-L. MANSY
<i>Premier Vice-Président</i>	(*)
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M. N. TRIBOVILLARD M. J. SOMMÉ
<i>Conseillers</i>	M ^{me} Ch. VINCHON M. A. BLIECK M ^{lle} D. BRICE M. J.F. DECONINCK M. O. AVERBUCH M. F. ROBAZYNSKI
<i>Secrétaire</i>	(*)
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. F. LACQUEMENT
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

CONSEIL SCIENTIFIQUE

— 2001 —

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

CONSEIL ÉDITORIAL

— 2001 —

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

(*) Par suite des démissions du Président et du Secrétaire, le Conseil d'Administration ne sera complet qu'après les élections qui auront lieu courant Octobre. M. J-L. MANSY, Premier Vice-Président en 2000, a été élu Président en remplacement de M. J.P. LEPRETRE

LA CARTOGRAPHIE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000 ET LE NOUVEAU PROJET POUR RÉPONDRE À L'ÉVOLUTION DES BESOINS

par F. HANOT (*) et J.P. LEPRÉTRE (*)

Le programme de cartographie géologique de la France à 1/50 000 a pour but de documenter la nature du sous-sol du territoire national au meilleur niveau, sur l'ensemble de la métropole (1060 cartes) et des DOM. Pour optimiser au mieux les opérations de cartographie, le territoire national a été découpé en 8 zones correspondant aux grandes régions géologiques, auxquelles viennent s'ajouter les départements et territoires d'outre-mer. Chacune des zones (Massif armoricain, Bassin de Paris, Massif central, Aquitaine, Alpes-Jura-Provence, Languedoc, Pyrénées, Corse, Départements d'Outre-mer) est placée sous la responsabilité d'un responsable régional, la coordination de l'ensemble étant assurée par la direction du programme.

Actuellement les cartes sont diffusées à près de 20 000 exemplaires par an. Outre que la carte géologique de la France à 1/50 000 constitue un document de référence indispensable pour tous les praticiens des Sciences de la Terre, elle contribue à l'enseignement, dès les études secondaires, et touche également un public très vaste allant des décideurs aux curieux de la nature.

Une problématique à résoudre, une évolution pour des besoins nouveaux

Les usagers du sol et du sous-sol, chercheurs, aménageurs, bureaux d'études, enseignants, grand public, souhaitent disposer de cartographies rassemblant des données d'observation et des données quantitatives, brutes ou interprétées, cohérentes entre elles, et non bornées par des limites anthropiques, administratives ou artificielles. Intégrables dans les Systèmes d'Information, ces données doivent aussi permettre des modélisations et des représentations 2,5D et 3D du sous-sol national. C'est pour ces raisons que le BRGM a mis en place un programme destiné à réaliser le Référentiel Géologique de la France (RGF). Ce programme s'accomplit au travers d'actions coordonnées selon plusieurs axes dont l'acquisition de données géophysiques et, à travers le projet « Cartographie numérique multi-échelles », la conception de cartes géologiques numériques à différentes échelles en relais des programmes existants.

LE PROJET : LE RÉFÉRENTIEL GÉOLOGIQUE

Le projet Référentiel Géologique a été lancé par la mission de Service public du BRGM dès 1999, afin de répondre aux besoins de ses clients institutionnels et des utilisateurs habituels de la banque du sous-sol et d'Infoterre (service sur Internet).

L'objectif est de donner à chacun la possibilité d'accéder en tout point du territoire à une information numérique précisant la nature et les propriétés physiques du sous-sol. Pour ce faire, l'information géologique se doit d'être validée et standardisée ; le patrimoine d'information capitalisé par le BRGM, principalement constitué par la « Banque de Données du Sous-Sol » et par les cartes géologiques à 1/50 000 est ainsi valorisé, il peut alors être restitué au travers de services traditionnels ou via le NET.

La valorisation du patrimoine s'appuie sur la mise en place d'un réseau de logs géologiques validés, et sur une information cartographique harmonisée.

Ainsi, cours de l'année 2001, plus de 10 000 logs géologiques auront été validés par les géologues régionaux, par ailleurs, 13 projets régionaux d'harmonisation de cartes géologiques ont été initiés et seront achevés au cours de 2001.

Parallèlement à ces travaux, un accord signé en octobre dernier entre le BRGM et la CGG a permis de transférer les données stockées dans la base de données géologique, géophysique et hydrogéologique de la CGG vers les bases de données du Référentiel Géologique.

1) Rappel des livrables

Ces livrables normalisés sont à produire par les géologues régionaux chargés de la constitution d'un réseau de logs géologiques validés (Bassin de Paris et hors Bassin de Paris). Les travaux en cours visent à aboutir à la réalisation, dans l'ordre, des documents suivants :

a) Log de notice – lexique lithostratigraphique

Ils sont réalisés dans le but de vérifier la cohérence des cartes entre elles et de définir les unités à individualiser sur les forages (au moins par la profondeur jusqu'à 200 m). Le log de notice permet de synthétiser et d'illustrer, avec un log par carte, les unités lithostratigraphiques présentes à l'affleurement pour chaque carte.

(*) BRGM, Avenue Cl. Guillemin, 45060 Orléans Cédex 02.

b) *Logs de référence*

Ils sont réalisés dans le but de fournir des points de référence utiles pour la validation de l'ensemble des forages existants et en particulier ceux de la BSS. La densité conseillée est de un à deux logs de référence par huitième de carte géologique.

Ces forages doivent, dans la mesure du possible, être accompagnés d'une diagraphie et d'un suivi géologique assuré par un géologue. Ils doivent être suffisamment profonds et reconnaître l'essentiel des terrains figurant sur la carte géologique.

c) *Logs validés*

Tous les forages disponibles identifiés dans la banque du sous-sol sont susceptibles d'être validés même si l'information est pauvre ou incomplète.

Le critère de validation dans les parties de bassin peu structurées, est la cohérence des données retenues. Cette cohérence se concrétise par l'édition pour chaque niveau de cartes sur lesquelles figurent les valeurs des isohypses.

d) *Cartes d'isovaleurs*

Ce sont les cartes d'isohypses. Elles concernent les grandes coupures lithologiques et/ou stratigraphiques corrélables sur les portions importantes des bassins.

Pour la surface (0 à 200 ou 500 mètres) elles sont construites à partir des valeurs aux puits. Par soucis de cohérence verticale des cartes entre elles (nous sommes tributaires d'une densité de points de contrôle décroissant avec la profondeur), deux approches préliminaires peuvent être envisagées :

- Une approche par coupes-corrélatives entre forages (l'interpolation enrichit la carte).
- Une approche par addition ou soustraction de cartes isopaques par rapport à un niveau repère bien contraint.

Pour la profondeur (failles scellées, bassins cachés) ou les zones complexes, ces cartes prendront en compte un maillage minimum de profils sismiques existants (3000 kilomètres par secteur du type Bassin de Paris ou Bassin aquitain).

Les points a et b constituent le travail demandé en 2001 aux géologues régionaux (Bassin de Paris ou hors Bassin de Paris). Le suivi et la coordination de cette activité ont été placés sous la responsabilité de F. Hanot.

2) Organisation du travail au niveau national

Le territoire national a été divisé en quatre secteurs géographiques (voir tableau ci-dessous qui donne un aperçu du calendrier de réalisation de ce projet national). Pour chaque secteur, les géologues régionaux définissent des logs de notice et des logs de référence qui serviront ensuite à la validation des logs puis à l'établissement des cartes d'isovaleurs.

A terme, nous devrions pouvoir disposer sur l'ensemble du territoire d'une information harmonisée et sous une forme numérique, permettant son utilisation dans les systèmes d'information géographique et dans tous les outils actuels ou futurs de modélisation, de représentation tri dimensionnelle et d'imagerie.

SECTEURS	LOGS DE NOTICE LEXIQUE LITHOSTRATI	LOGS DE REFERENCE	LOGS VALIDES	CARTES D'ISOVALEURS
Bassin de Paris	2001	2001	2001/2002	2001/2002
Bassin d'Aquitaine et Pyrénées	2001	2001/2002	2002	2002
Bassin du Sud-Est Alpes-Jura	2001	2001/2002	2003	2003
Massif Armoricaïn (*) Massif Central – Limagne – Vosges Alsace - Ardennes	2001	2001/2002	2003/2004	2004

(*) Opération menée en parallèle avec la carte vectorisée au 1/250 000 et la modélisation 3D.

TRENTE ANNÉES DE RECHERCHE SUR LE DÉVONIEN DE FERQUES (BOULONNAIS) : DONNÉES ACQUISES EN LITHO- ET BIOSTRATIGRAPHIE.

Three decades of research on the Devonian of Ferques (Boulonnais). Established data in litho- and biostratigraphy.

par Bruno MISTIAEN (*), Denise BRICE (*) et Jean-Claude ROHART (***)

Résumé. — La première édition de la feuille de Marquise à 1/50000 a été publiée en 1971, il y a juste trente ans. Au cours de ces trois décennies, plusieurs opportunités se sont présentées : excavation pour les fondations du château d'eau de Ferques et celles de maisons avoisinantes, nouvelle tranchée de voie ferrée reliant la gare de Caffiers aux Carrières des Marbres du Boulonnais, agrandissement de la carrière Stinkal du Banc Noir...

Ces nouveaux affleurements ont permis d'effectuer de nombreuses observations paléontologiques, de réaliser des études plus détaillées des terrains dévoniens ; c'est ainsi qu'entre 1971 et 2001, plus de 90 travaux sur le Dévonien de Ferques ont été publiés (Brice *et al.*, 2001).

Toutefois, la plupart des affleurements anciens et de nombreux affleurements nouveaux, apparus entre 1971 et 2001, sont aujourd'hui en très mauvais état ou particulièrement difficiles d'accès, certains ont même totalement disparu. Très probablement, si le travail de ces trois dernières décennies était à refaire à partir des seuls affleurements qui subsistent actuellement, les résultats ne seraient pas au rendez-vous !

Abstract. — *The Marquise sheet in 1/50000 was published for the first time in 1971, just thirty years ago. During these three decades, several opportunities appeared : excavations for the foundations of a water-tower on Ferques area and some neighbouring houses, a new trench of railroad connecting Caffiers with the Marbres du Boulonnais quarries, the extension of the Banc Noir quarry (also named Stinkal quarry) ...*

These new outcrops permitted numerous stratigraphical and palaeontological observations, and more detailed studies on the Devonian series; so, between 1971 and 2001, more than 90 papers on the Devonian of Ferques area have been published (Brice et al., 2001).

However, most of the old outcrops and most of the new ones which appeared between 1971 and 2001, are today in a very bad state of preservation, or of particularly difficult access or have disappeared. If the work of the last three decades was to be done again only with today's outcrops, the results would very probably not be the same.

I. — INTRODUCTION

Les terrains " dévoniens " du Boulonnais sont dénommés pour la première fois de cette façon en 1840, par Murchison, juste un an après l'introduction de cette période géologique par Sedgwick & Murchison (1839).

Toutefois les faunes abondantes et bien conservées qu'on y rencontre avaient déjà été repérées précédemment. Par la suite, ces fossiles ont enrichi les collections de paléontologie du monde entier.

II. — DES OPPORTUNITÉS

Sur le petit territoire occupé par le Massif paléozoïque de Ferques, au cours des trente dernières années, plusieurs travaux de construction ou d'aménagement, d'ampleur variable, ont mis à jour de nouveaux affleurements. Nous citerons, dans l'ordre chronologique, les quelques exemples suivants (fig. 1)

- Novembre 1973 - lieu dit " Pâtures des Noces ", fondations de maisons autour du château d'eau de Ferques.

(*) Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, FLS et ISA, Université catholique de Lille. UPRES-A 8014 et FR 1818 du CNRS. 13 rue de Toul F-59046 Lille Cédex France. bruno.mistiaen@fls.fupl.asso.fr

(**) Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, Faculté Libre des Sciences de Lille. 13 rue de Toul, F-59046 Lille Cédex France. denise.brice@fls.fupl.asso.fr

(***) Laboratoire de Paléontologie stratigraphique, FLS 13 rue de Toul 59046 Lille Cédex. Adresse personnelle : 90 rue Gardelein, F - 59140 Dunkerque. France. jean-claude.rohart2@fnaq.net

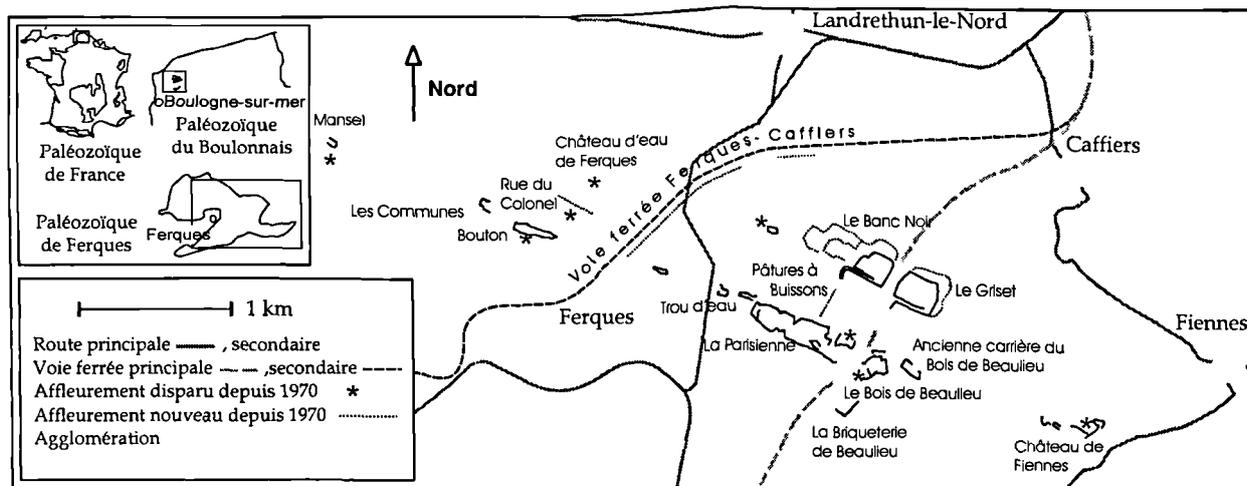


Fig. 1. — Carte de localisation des observations nouvelles effectuées au cours des trente dernières années.

Fig. 1. — Location map of the new observations during the last thirty years.

Elles ont permis d'observer et d'échantillonner abondamment les niveaux carbonatés (= Membre des Nocés) de la Formation de Beaulieu.

- A partir de février 1975 - importants travaux de terrassement pour le creusement de la voie ferrée reliant la gare de Caffiers aux Carrières des Marbres du Boulonnais. Outre de nouveaux affleurements de Crétacé, dans la partie nord, la tranchée recoupe une bonne partie de la série dévonienne ; quelques observations ont été faites dans la Formation de Caffiers, mais la majorité des affleurements concerne la partie supérieure de la Formation de Blacourt et la quasi totalité de la Formation de Beaulieu.

- En mai 1990, pose d'une canalisation, rue du Colonel, à Ferques. Ces travaux ont permis d'échantillonner des niveaux particulièrement fossilifères du Membre de Cambresèque de la Formation de Beaulieu.

- En mai 1997, creusement d'une petite tranchée pour le drainage d'un parking, au nord de la carrière de la Parisienne. Cette tranchée a donné de très bons affleurements temporaires dans la partie moyenne du Membre des Pâtures (Formation de Beaulieu) peu visible jusqu'alors. Ces observations font l'objet d'une publication séparée (Mistiaen *et al.*, 2001).

- Entre 1971 et 2001, agrandissement continu de la carrière du Banc Noir vers l'Ouest. Les observations sur les fronts de taille successifs de cette carrière, dont la surface a plus que triplé en l'espace de trente ans, ont fourni des données nouvelles et intéressantes sur le sommet de la Formation de Blacourt et la base de la Formation de Beaulieu.

III. — LES DONNÉES NOUVELLES

1) En lithostratigraphie et sédimentologie

Dans la première édition de 1971 de la feuille de Marquise, l'épaisseur totale du Dévonien était estimée à 500

mètres environ. Dans la seconde édition, sous presse, cette épaisseur atteint 770 mètres environ (fig. 2).

Ces différences reflètent l'imprécision des connaissances stratigraphiques et l'état limité des affleurements de la série. Depuis Rigaux (1865 à 1908), on n'avait guère étudié d'affleurements nouveaux ni repris les affleurements anciens. Dans les années soixante, les travaux de Devos, Le Maître, Wallace et surtout ceux de Magne montraient qu'on était loin d'avoir fait le tour de la question.

Il était donc fondamental d'établir la succession la plus complète possible de la série et de définir des unités lithologiques selon les règles du code stratigraphique international. L'essentiel de ce travail a été accompli avec la définition des formations et des membres (Brice *et al.* 1979) puis complété dans le détail au fur et à mesure des découvertes et des études.

a) La Formation de Caffiers

Elle affleure mal et a une épaisseur estimée d'une centaine de mètres. Lors des travaux de creusement de la tranchée, reliant la gare de Caffiers aux carrières de Marbre du Boulonnais, cette formation a été partiellement observée (Colbeaux in Brice *et al.* 1976). Les données les plus remarquables concernent le fait que les couches plongent localement vers le nord (Colbeaux, 1988, p. 68).

b) La Formation de Blacourt

Elle se voit attribuer une épaisseur double de celle qu'elle avait précédemment. L'épaisseur de la formation était estimée à 110 mètres dans la première édition, elle passe à 230 mètres dans la nouvelle édition. Ceci s'explique facilement quand on constate que " la partie supérieure ... est en contact par faille avec les schistes frasnien " (Bonte, 1971) et que ce contact anormal est susceptible de supprimer plusieurs dizaines de mètres du sommet de la Formation calcaire de Blacourt.

Première édition 1971		Seconde édition sous presse			
Grès et psammites de Fiennes ou de S ^o Godeleine	50	50	Fm. de Ste Godeleine		
Schistes rouges d'Hydrequent	100	110	Fm. d'Hydrequent		
Calcaire de Ferques	60	80	Fm. de Ferques	Mb Gris	15
				Mb. de la Parisienne	32
				Mb. du Bois	16
				Mb. de Fiennes	14 à 20
Schistes de Beaulieu	90	200	Fm. de Beaulieu	Mb. des Pâtures	100
				Mb. des Noces	20
				Mb. de Cambresèque	75 à 80
Calcaire noir de Blacourt	110	230	Fm. de Blacourt	Mb. Bastien	22,50
				Mb. de Couderousse	8,50
				Mb du Grisot	200
Grès et schistes de Caffiers	(*)	100	Fm. de Caffiers		
EPAISSEUR TOTALE	510	770	EPAISSEUR TOTALE		

Fig. 2. — Tableau de comparaison des épaisseurs attribuées aux différentes formations dévoniennes sur la première édition (1971) et la seconde édition (*sous presse*) de la feuille de Marquise à 1/50000.

Fig. 2. — Table of comparison of thickness attributed to the different Devonian formations on the first edition (1971) and on the second edition (*in press*) of the Marquise Sheet in 1/50000.

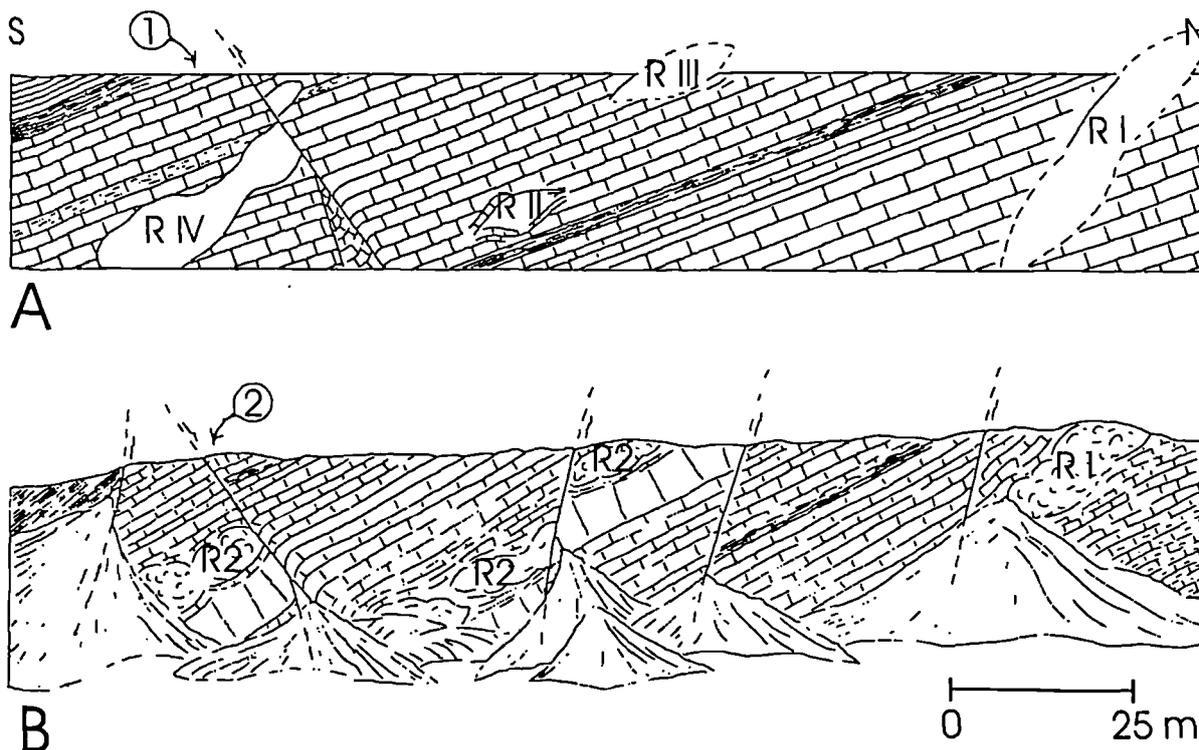


Fig. 3. — Interprétations du front de taille occidental de la carrière du Banc Noir, tel qu'il pouvait s'observer jusqu'au milieu des années soixante-dix.

Fig. 3. — Interpretations of the occidental wall of the Banc Noir Quarry during the seventies.

- Au cours des années soixante, les observations faites sur le Calcaire noir de Blacourt s'étaient concentrées sur le front de taille occidental de la carrière du Banc Noir, moins affecté par la tectonique et d'accès facile (Le Maître & Devos, 1961a, 1961b ; Devos, 1962 ; Le Maître & Magne, 1964) et

ces auteurs s'interrogeaient sur les correspondances possibles entre le Givétien du Boulonnais et les terrains de même âge connus en Ardenne (Givétien de Givet). Ainsi, Le Maître & Devos écrivent en 1961a (p. 762) " Les calcaires en bancs ... appartiennent au Givétien élevé, vraisemblablement au niveau

Gid” ou encore en 1961b (p. 64): “ Nous n’avons pas encore trouvé le niveau à *Spinocyrtia mediotexta* Gic ” et plus loin : “ Quoi qu’il en soit, cette partie du Calcaire de Blacourt est à rattacher, nous semble-t-il, au Givétien le plus supérieur ”; de même, en 1964, Le Maître & Magne envisagent (p. 130) que : “ L’assise de Fromelennes ne peut y être distinguée ; elle se confond avec les bancs du Givétien supérieur terminal ”.

- L’analyse détaillée, sur le plan lithologique et paléontologique, des différents fronts de taille des deux carrières Stinkal (anciennement Tartstinkal) la carrière du Banc Noir à l’ouest de la voie ferrée Calais-Boulogne et celle du Grisot à l’est, a permis, dans un premier temps, de constater que certaines failles montrant des traces de mouvements en compression avaient aussi joué en distension (fig. 3)

Par ailleurs, cette analyse a aussi permis de démontrer que, selon les affleurements, la série était plus ou moins complète (A, B, C, fig. 4) et qu’en certains endroits plusieurs dizaines de mètres pouvaient manquer.

- Jusqu’en 1975, les seuls affleurements du Calcaire de Blacourt étaient ceux des carrières de la Société Stinkal. A partir de décembre 1975, les travaux de creusement d’une tranchée de voie ferrée pour le transport des matériaux exploités, entre la carrière Napoléon (Société des Marbres du Boulonnais) et la gare de Caffiers offraient une coupe nouvelle, notamment dans la partie supérieure de la Formation calcaire de Blacourt. Les premières observations furent déroutantes car rien ne correspondait à ce qui était connu en carrière, 1,5 à 2 km plus vers l’est. Mais il fut rapidement démontré qu’il ne s’agissait pas de passages latéraux de faciès (ce qui aurait pu être parfaitement plausible dans des environnements récifaux et para récifaux) mais que la nouvelle série observée, une soixantaine de mètres au total, devait venir se superposer à la série connue en carrière.

- La Formation de Blacourt a été analysée du point de vue sédimentologique (Pelhate & Poncet, 1988; Chamley, 1988). La présence de niveaux construits de type bioherme, observée par Devos (1962), mais mise en doute par la suite (Wallace in Ager & 1967), a pu être confirmée et certains de ces niveaux récifaux ont fait l’objet d’études détaillées (Mistiaen & Poncet, 1983a, b, 1989). A certains moments de l’avancée du front de taille des carrières ces biohermes étaient particulièrement bien visibles (fig. 4).

c) La Formation de Beaulieu

Elle est certainement celle pour laquelle on a disposé, au cours des trente dernières années, du maximum d’affleurements nouveaux. L’estimation de son épaisseur a aussi plus que doublé entre la première édition (90 m) et la seconde édition (200 m).

Cette formation essentiellement pélitique est couverte de pâtures ; elle n’avait offert, à Rigaux, que des affleurements très discontinus : ravines creusées par un ruisseau, fossés et tranchées temporaires, trous de fouille dans les champs. Cela n’avait pas empêché le géologue de Boulogne-sur-Mer, utilisant la méthode paléontologique, de coordonner ses observations sous la forme d’une série décrite dès 1865 et complétée ultérieurement (Rigaux, 1872, 1892, 1908). Par la suite, en l’absence d’affleurements permanents, les

observations de Rigaux ont été mises en doute par Wallace (1969), mais les études récentes ont pour l’essentiel confirmé ses observations. Le creusement, en 1975, de la nouvelle voie ferrée Caffiers-Ferques a montré une série de couches en continuité où les zones paléontologiques repérées par Rigaux se retrouvaient dans l’ordre qu’il avait établi.

d) La Formation de Ferques

A l’opposé de la Formation de Beaulieu, elle affleurerait déjà très largement dans de nombreuses petites carrières où les bancs de calcaire, peu épais, séparés par de nombreux interlits argileux, étaient exploités de façon artisanale. Les difficultés résidaient ici dans l’absence de divisions reconnues et dans les nombreuses petites failles qui interrompaient la continuité des bancs.

Un levé détaillé, banc par banc, a permis de subdiviser la formation en quatre membres et ces derniers en termes grâce à des niveaux-repères paléontologiques ou lithologiques. L’analyse de tous les affleurements disponibles dans les années 1975-1978 et leur comparaison (non publiées) ont montré que très peu de variation existait dans la composition et dans l’épaisseur des bancs. Les bancs-repères se suivent sans discontinuité sur les 4 km de largeur de l’affleurement du massif de Ferques (fig. 5).

Cette observation ne s’applique pas à la base, dolomitique, de la Formation, le Membre de Fiennes. Il montre, dans les quelques endroits où on a pu l’observer, de grandes variations d’épaisseur attribuées à la nature biohermique de ces dépôts.

e) La Formation d’Hydrequent

Elle n’a guère donné lieu à de nouveaux affleurements. Toutefois les affleurements existants, notamment ceux de la carrière de la Briqueterie de Beaulieu, ont été analysés en détail pour leur contenu paléontologique. L’âge de cette formation a été très controversé. Bonte et coll. (1971), dans la précédente édition de la feuille de Marquise, attribuaient encore la cinquantaine de mètres supérieure de la formation au Famennien. Mais, la découverte, dans un banc dolomitique situé à une vingtaine de mètres du sommet de la formation, de nombreux rhynchonelles appartenant à *Ripidiorhynchus ferquensis* (Brice in Brice *et al.*, 1981) et marqueurs du Frasnien, indiquait que le Frasnien monte au moins jusqu’à ce banc dolomitique. Par la suite, des microfossiles, autres que les conodontes absents de la formation, ont permis de préciser l’âge de la série. Dans les 23 m sus-jacents au banc dolomitique, Lethiers (in Bonte *et al.*, 1975) a identifié des ostracodes indicateurs d’une zone de passage du Frasnien au Famennien et des marqueurs du Famennien inférieur. Des spores et acritarches ont ensuite permis d’établir une très fine zonation palynologique ; en effet Loboziak & Streel (in Brice *et al.*, 1981) puis Streel *et al.*, (1987) ont reconnu deux assemblages de spores, le premier trouvé de part et d’autre du banc dolomitique, d’âge frasnien, et le second au sommet de la formation, d’âge famennien inférieur. La découverte par Vanguetstaine (cf. Martin d’après Streel, 1993) au sommet de la Formation d’Hydrequent d’un acritarce, trouvé à Sinsin et Senzeilles en Ardenne près de la limite Frasnien/Famennien, permet de situer cette même limite à Ferques entre 0,50 m et 2,50 m sous le sommet visible de la Formation d’Hydrequent.

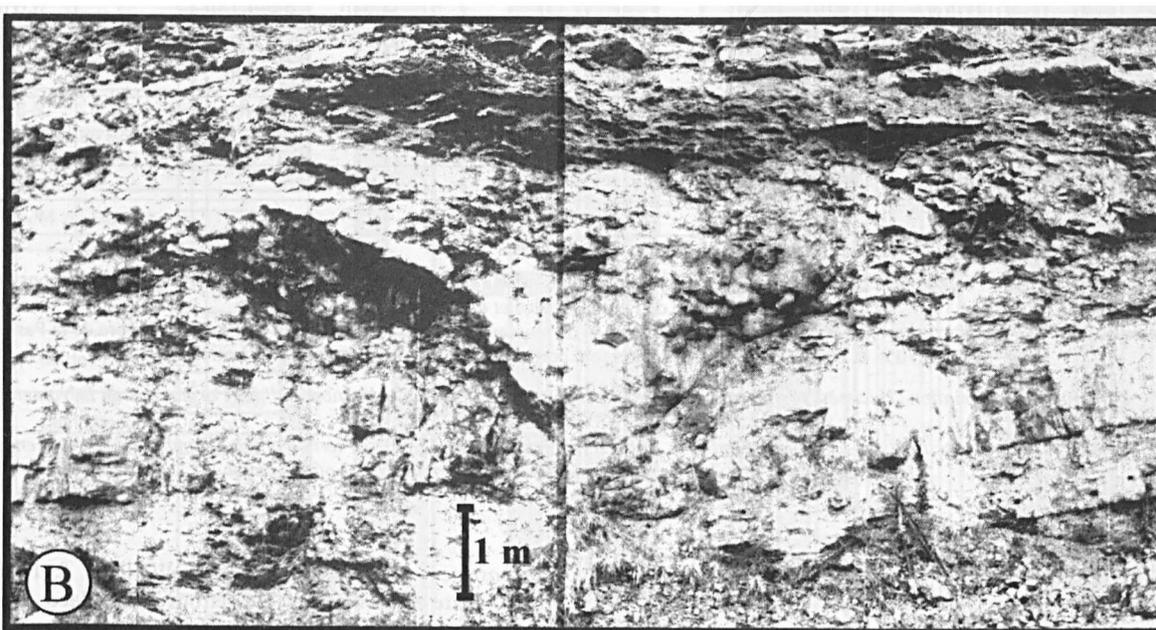
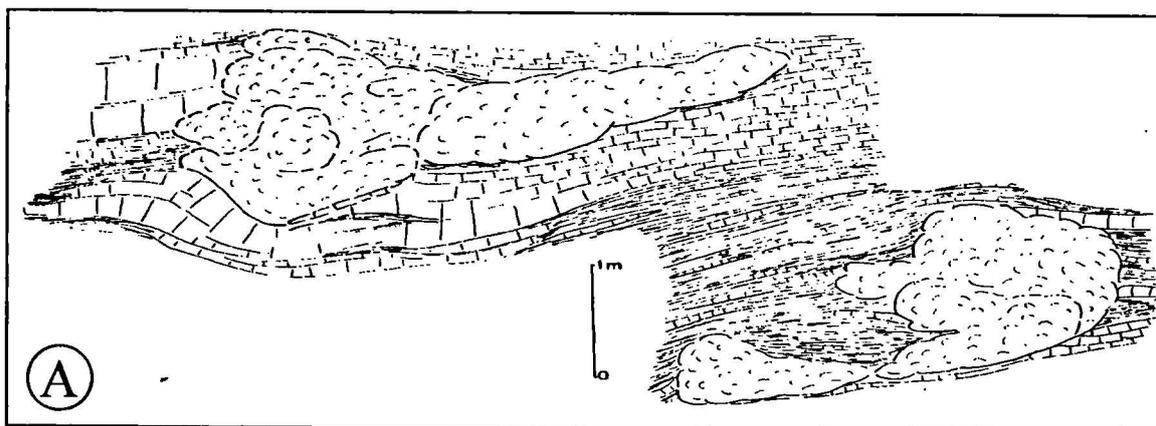


Fig. 4. — Quelques aspects des biohermes constituant le second ensemble récifal du Membre du Griset de la Formation de Blacourt, carrière du Griset. A - front est, B - front sud.

Fig. 4. — Some aspects of the bioherms from the second reefal level, Griset Member, Blacourt Formation in the Griset quarry. A - eastern wall, B - southern wall.

f) La Formation de Sainte Godeleine

Tout comme la formation précédente, elle n'a pas bénéficié d'affleurements nouveaux et n'a pas donné lieu à des études complémentaires.

2) En bio- et chronostratigraphie

Au cours de ces trois décennies, de nombreux travaux en paléontologie ont été publiés dans lesquels plus de 780 taxa appartenant à une vingtaine de groupes ont fait l'objet d'études systématiques et/ou biostratigraphiques (Brice *et al.*, 2001).

Dans tous ces travaux, les faunes et les flores reconnues ont été resituées dans leur contexte stratigraphique, leurs affinités soulignées, et, chaque fois que cela était possible, des corrélations avec les divisions chronostratigraphiques

internationales, basées sur l'échelle des conodontes, ont été établies.

Pour plusieurs des groupes étudiés, des zones paléontologiques ont été proposées permettant des corrélations paléobiogéographiques.

3) Et aujourd'hui que reste-t-il à faire ?

a) En stratigraphie.

Certains points relatifs à la *succession stratigraphique* mériteraient d'être précisés ; ils concernent essentiellement les zones de passage entre les formations reconnues qui sont souvent de compétence différente. On peut noter en particulier les points suivants.

- La base de la Formation de Caffiers et son contact discordant sur le Silurien.

Subdivisions de la Formation de Ferques		Puissance retenue	Carrière Bouton	Carrière du Trou d'eau	Carrière à l'Ouest de la Parisienne	Carrière de la Parisienne	Carrière du Bois de Beaulieu	Anciennes carrières du Bois de Beaulieu	Carrières du Château de Fiennes
Membre Gris : 15 m environ	terme b	10 m ?	10 m ?			10 m			
	terme a	5 m ?	> 3,3 m			3,5 ? m			
Membre de la Parisienne : 30,7 m	terme f	6,5 m	6,3 m	> 4,75 m		6,5 m	6,5 m	> 3,7 m	
	terme e	5,7 m	> 4,1 m	> 5,5 m		5,7 m	5,65 m	5,7 m	
	terme d	7,5 m				7,5-7,85 m	8,15 m	>4,3 m	
	terme c	3,5 m				2,8-3,5 m	> 0,9 m	> 2,3 m	
	terme b	4,5 m	> 4,5 m		> 3,6 m	3,7 m		4,7 m	5,35 m
	terme a	3 m	> 2 m		4,5 m ?	> 2,6 m	3,1 m	> 2,7 m	3,1 m
Membre du Bois : 15,8 m	terme e	6 m			> 1,5 m		5,4-6,05 m		7,25 m
	terme d	1,3 m				> 1,5 m	1,3-1,6 m		1,6 m
	terme c	4 m				3,5 m	3,9-4,1 m		3,6 m
	terme b	0,6 m				0,6-0,7 m	0,6 m		0,9 m
	terme a	3,9 m				> 2,1 m	3,9 m		5 m
Membre de Fiennes : 14-20 m	terme d	3 m				4 m	2 m		2-3 m
	terme c	5 m				3 m ?	5 m ?		3-4 m
	terme b	3-9 m				9,4 m			4 m
	terme a	3 m				3,1 m			4,3 m

Fig. 5. — Formation de Ferques. Epaisseurs relevées dans les différents affleurements étudiés pour la publication sur les Formations du Dévonien de Ferques (Brice *et al.*, 1979).

Des erreurs doivent y être corrigées : 1. - le Membre du Bois a 15,80 m de puissance (et non 14,80) ; 2. - le terme e du Membre de la Parisienne fait 5,70 m et non 7,50 m. Les épaisseurs sont correctes sur la figure 3 de cette publication.

Fig. 5. — Ferques Formation. Thickness of different observed outcrops studied for the publication on " les Formations du Dévonien de Ferques " (Brice *et al.*, 1979)

Some mistakes have to be rectified: 1. - The Bois Member is 15.80 m in thickness (not 14.80); 2 - term e of the "Membre de la Parisienne" is 5.70 m in thickness (not 7.50 m) The thickness are right on the fig. 3 of this paper.

- Le passage de la Formation de Caffiers à la Formation de Blacourt. Ce passage n'a jamais été observé. Il a été positionné, depuis Magne (1964) à une limite morphologique.

- Le contact entre la Formation de Blacourt et celle de Beaulieu. Ce contact, chaque fois qu'il a été observé, tant sur les parois méridionales des carrières du Stinkal que dans la voie ferrée Caffiers-Ferques, apparaît compliqué par un jeu de failles directionnelles. Ces failles suppriment toujours quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres du sommet de la Formation de Blacourt (les Membres du Gris, de Couderousse et Bastien sont affectés) et de la base de la Formation de Beaulieu (Membre de Cambresèque). Le suivi de l'agrandissement progressif de la carrière du Banc Noir vers l'ouest permettra peut-être de préciser ce point. Il faut rappeler qu'on ne connaît pas, dans le Boulonnais, l'équivalent du membre moyen, récifal, de la Formation de Fromelennes bien développé en Ardenne.

- La transition Formation de Ferques - Formation d'Hydrequent. Elle n'est visible que dans l'angle ouest de la carrière de la Parisienne où elle n'est d'ailleurs guère accessible. Le Membre Gris, sommet de la Formation de Ferques, n'a pas pu être étudié faute d'affleurement. Dans les collections anciennes, on trouve des espèces de Rugueux caractéristiques de niveaux supérieurs à la Zone à *Ancyrognathus triangularis* : "*Pseudoacervularia profunda* (MICHELIN, 1845), *Hankaxis* sp., *Frechastraea micrommata* (ROEMER, 1852), *Cyathophyllum* (=

Frechastraea davidsoni (MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851), Cette faune n'a pas été retrouvée en place dans les fouilles récentes. Mais ces genres se retrouvent en Europe dans les couches où se sont développés les "récifs à *Phillipsastrea*" (Sud du Devon, Ardenne française et belge, Monts de la Sainte-Croix en Pologne). Il est possible que la partie cachée du Membre Gris et la base de la Formation d'Hydrequent correspondent à ces niveaux.

b) En sédimentologie.

Si quelques études ont été menées, elles demeurent malheureusement trop ponctuelles et beaucoup reste à faire dans ce domaine, notamment en terme de stratigraphie séquentielle.

c) En paléontologie

En ce qui concerne la paléontologie, si de nombreux taxa (plus de 780) ont été décrits ou cités, notamment dans l'ouvrage de 1988 (Brice *ed.*), l'étude de quelques groupes fossiles reste à faire et celle d'autres groupes mériterait d'être complétée (fig. 6)

4) Pourra-t-on le faire ?

La plupart des affleurements qui existaient il y a trente ans et nombre de ceux qui ont vu le jour au cours de ces trente dernières années ont aujourd'hui disparu. On peut

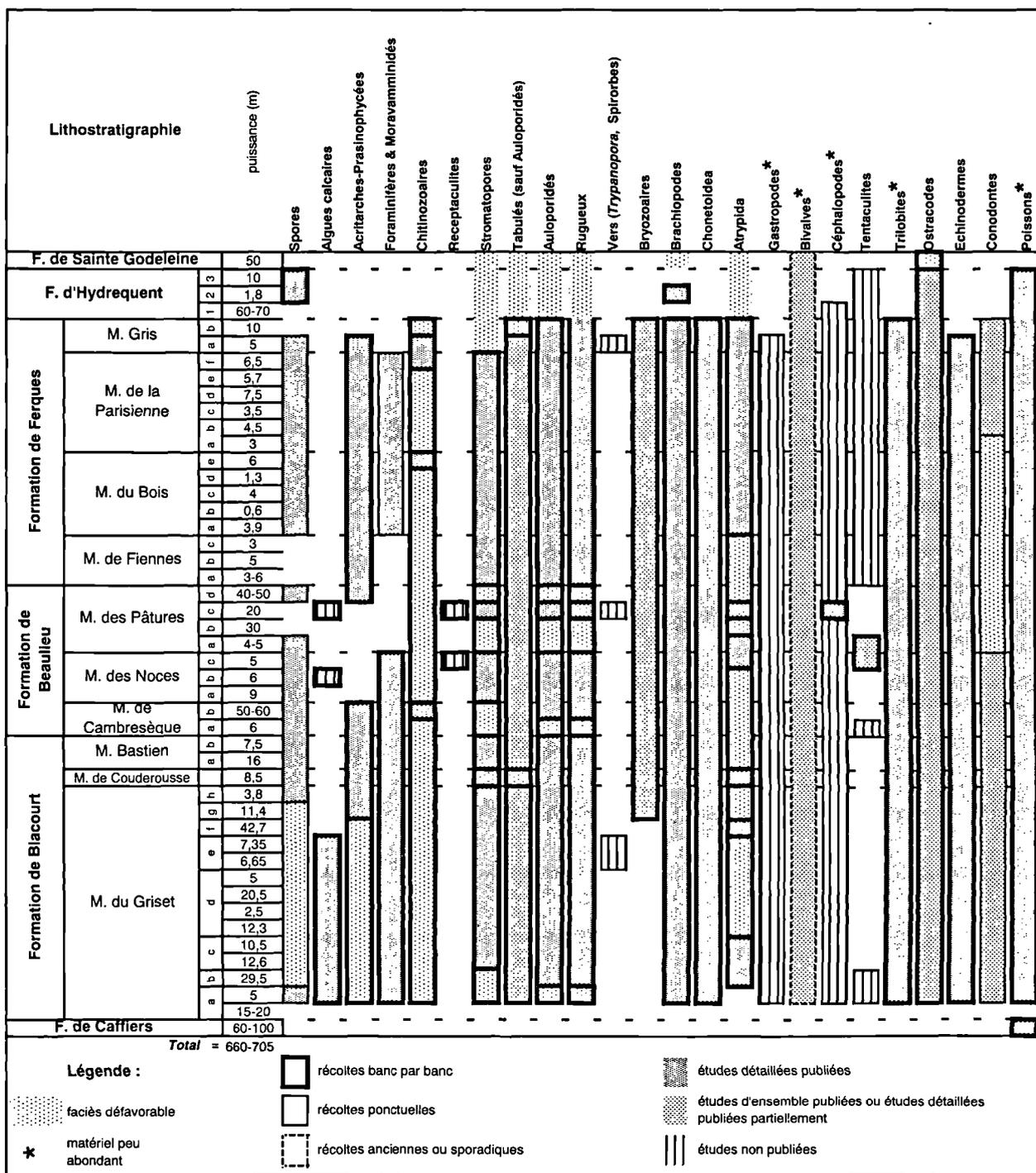


Fig. 6. — Etat des études paléontologiques menées sur le Dévonien de Ferques, Boulonnais.

Fig. 6. — Situation of the palaeontological studies relative to the Devonian from Ferques, Boulonnais.

noter, en particulier la disparition des nombreuses petites carrières ouvertes au siècle dernier et au début de ce siècle

dans le Calcaire de Ferques, qui sont presque toutes totalement comblées.

BIBLIOGRAPHIE

AGER D.V. & WALLACE P. (1967). — Thèse Environmental History of the Boulonnais, France. *Proceedings of the Geologists' Association*, 77 : 385-417. London.

BONTE A. et collaborateurs (1971). — Carte géologique, feuille de marquise à 1/50000, 1^{re} édition. BRGM.

- BONTE A., COLBEAUX J.-P., HOYEZ B. & LETHIERS F. (1975). — Les "Schistes d'Hydrequent" (Dévonien supérieur du Bas-Boulonnais) : nouvelles observations. *Annales Société géologique du Nord*, 94: 117-121. Lille.
- BRICE D., BULTYNCK P., COLBEAUX J.-P., LETHIERS F., MISTIAEN B., ROHART J.-C. & BIGEY F. (1976). — Une nouvelle coupe dans le Dévonien de Ferques (Boulonnais-France). *Annales Société géologique du Nord*, 96: 136-155. Lille.
- BRICE D., COEN M., LOBOZIAK S. & STREEL M. (1981). — Précisions biostratigraphiques relatives au Dévonien supérieur de Ferques (Boulonnais). *Annales Société géologique du Nord*, 100 : 159-166. Lille.
- BRICE D., COLBEAUX J.-P., MISTIAEN B. & ROHART J.-C. (1979). — Les Formations dévoniennes de Ferques (Bas-Boulonnais, France). *Annales Société géologique du Nord*, 98: 307-324. Lille.
- BRICE D., MISTIAEN B. & ROHART J.-C. (2001). — Progrès dans la connaissance des flores et faunes dévoniennes du Boulonnais (1971-2000). *Annales Société géologique du Nord*, 9(N. S.), fasc. 2 : 61-74. Lille.
- CHAMLEY H. (1988). — Minéralogie des argiles dans le Givétien de Ferques (Boulonnais - France). in Brice D. "Le Dévonien de Ferques. Bas-Boulonnais (N. France). Paléontologie - Sédimentologie - Stratigraphie - Tectonique". *Biostratigraphie du Paléozoïque*. 7 : 37-42. Brest..
- COLBEAUX J.-P. (1988). — Données structurales relatives au Dévonien de Ferques (Bas-Boulonnais, France) . in Brice D. "Le Dévonien de Ferques. Bas-Boulonnais (N. France). Paléontologie - Sédimentologie - Stratigraphie - Tectonique". *Biostratigraphie du Paléozoïque*. 7 : 65-70. Brest.
- DEVOS I (1962). — *Contribution à l'étude du Givétien et du Frasnien du Boulonnais*. D.E.S. Université de Lille. : 1-86. (non publié)
- LEFRANÇOIS A. (1991). — *Sédimentologie, minéralogie des argiles et structures des Formations de Beaulieu et d'Hydrequent (Dévonien du Boulonnais)*. D. E. A., Université de Paris Sud (Orsay): 73 p.
- LE MAÎTRE D. & DEVOS I. (1961a). — Observations nouvelles sur le Dévonien du massif de Ferques en Boulonnais. *Comptes rendus Académie des Sciences*, Paris. 252 : 761-763.
- LE MAÎTRE D. & DEVOS I. (1961b). — Le Dévonien de la Carrière du " Banc Noir " (Massif de Ferques : Boulonnais). Note préliminaire. *Annales Société géologique du Nord*, Lille. 81 : 63-64.
- LE MAÎTRE D. & MAGNE F. (1964). — Le Dévonien des carrières du " Banc Noir " et du " Grisot " (Boulonnais). *Annales Société géologique du Nord*, 84 : 129-131. Lille.
- LOBOZIAK S & STREEL M. (1981). — Miospores in Middle-Upper Frasnian to Famennian sediments partly dated by conodonts (Boulonnais, France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 34: 49-66. Amsterdam.
- LOBOZIAK S. & STREEL M. (1988). — Synthèse palynostratigraphique de l'intervalle Givétien-Famennien du Boulonnais (France) in Brice D. "Le Dévonien de Ferques. Bas-Boulonnais (N. France). Paléontologie - Sédimentologie - Stratigraphie - Tectonique". *Biostratigraphie du Paléozoïque*. 7 : 71-77. Brest.
- LOBOZIAK S., STREEL M., & VANGUESTAINE M. (1983). — Miospores et acritarches de la Formation d'Hydrequent (Frasnien supérieur à Famennien inférieur, Boulonnais, France). *Annales Société Géologique de Belgique*, 106: 173-183. Bruxelles.
- MAGNE F. (1964) - *Données micropaléontologiques et stratigraphiques dans le Dévonien du Boulonnais (France) et du Bassin de Namur (Belgique)*. Thèse 3^{ème} cycle. 2 fasc. ronéo. 21x27. I : 1-172. Paris.
- MICHELIN J.L.H. (1841-1846). — Iconographie zoophytologique. Description par localités et terrains des Polypiers fossiles de France et pays environnants. *Bertrand (éd.)* :1-348. Paris.
- MILNE-EDWARDS & HAIME J. (1851). — Monographie des Polypiers fossiles des terrains paléozoïques. *Archives Musée d'Histoire Naturelle*, 5 : 1-502. Paris
- MISTIAEN B & PONCET J. (1983a). — Stromatolithes, Serpulidés et *Trypanopora* (Vers ?), associés dans de petits biohermes givétiens du Boulonnais (France). *Palaeogeography -climatology -ecology*. 41 :125-138. Amsterdam.
- MISTIAEN B & PONCET J. (1983b). — Evolution sédimentologique de petits biohermes à Stromatolithes et Vers dans le Givétien de Ferques, Boulonnais. *Annales Société Géologique du Nord*, 102 : 205-216. Lille
- MISTIAEN B & PONCET J. (1989). — Biosedimentological evolution of a stromatolitic buildup in the Formation de Blacourt (Givetian), Boulonnais, northern France in JELL P. A. and PICKETT J. W. (eds). "Fifth International Symposium on Fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Spongiomorphs" *Memoir Association of Australasian Palaeontologists*. 8 : 413-423. Brisbane.
- PELHATE & PONCET (1988). — Evolution sédimentaire de la formation de Blacourt (Givétien de Ferques - Boulonnais). in Brice D. "Le Dévonien de Ferques. Bas-Boulonnais (N. France). Paléontologie - Sédimentologie - Stratigraphie - Tectonique". *Biostratigraphie du Paléozoïque*. 7 : 25-35. Brest.
- ROEMER (1852) - Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges. *Palaeontographica* , 3 : 1-52. Cassel.
- RIGAUX E. (1865). — Notice stratigraphique sur le Bas-Boulonnais. *Bulletin Société Académique de Boulogne-sur-Mer*. 4 : 95-104.
- RIGAUX E. (1872). — Note pour servir à la géologie du Boulonnais. I Description de quelques Brachiopodes du terrain Dévonien de Ferques. *Mémoire Société Académique de Boulogne-sur-Mer*. 5 : 11-16.,
- RIGAUX E. (1892). — Notice géologique sur le Bas-Boulonnais. *Mémoire Société Académique de Boulogne-sur-Mer*. 14 : 5-108, 2
- RIGAUX E (1908). — Le Dévonien de Ferques et ses Brachiopodes Boulogne-sur-Mer. 1-33.
- STREEL M. (1993). — In S.D.S. Newsletter, 10 : 12, décembre 1993.
- STREEL M., HIGGS K., LOBOZIAK S., RIEGEL W. & STEEMANS Ph. (1987). — Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 50 : 211-229. Amsterdam.
- WALLACE P. (1969). — The sedimentology and palaeoecology of the Devonian of the Ferques inlier, northern France. *Quarterly Journal Geological Society*, Londres. 125: 83-124. Londres.

DÉFORMATIONS TARDI-PALÉOZOÏQUES AU FRONT SEPTENTRIONAL DE LA CHAÎNE VARISQUE: L'EXEMPLE DES MASSIFS PALÉOZOÏQUES DU BOULONNAIS (N FRANCE).

Late Paleozoic deformations at the northern front of the Variscan belt: example of the Paleozoic inliers of the Boulonnais region (N France).

Par Olivier AVERBUCH (*), Jean-Louis MANSY (*) et Juliette LAMARCHE (*) (**)

Résumé. — En Europe de l'ouest, l'épisode de déformation tardi-varisque d'âge stéphanien-permien (ca 300-260 Ma) est à l'origine d'une intense fracturation du substratum paléozoïque sur laquelle se superposent de nombreux bassins à remplissage continentaux. Dans le domaine Artois-Boulonnais, situé au front septentrional de la chaîne varisque, les accidents tardi-varisques se manifestent par un réseau de failles sub-verticales orientées WNW-ESE, parallèlement aux grandes failles de la Somme et du Bray, et disposées en relief le long du front de chevauchement majeur " du Midi ". Le seul élément exhumé de ce faisceau de failles, la zone faillée de Ferques, présente en carte une géométrie en duplex sub-vertical d'échelle kilométrique qui se traduit en coupe par une structure en fleur impliquant un mouvement à la fois décrochant et transverse matérialisé par le soulèvement relatif du compartiment nord. La composante décrochante est à jeu sénestre ainsi que l'indiquent les données des populations de microfailles et de fabrique magnétique des roches déformées au cœur de la zone faillée. Ces données caractérisent un épisode décrochant associé à une extension NNW-SSE et une compression ENE-WSW. Il est proposé que ces déformations soient associées à un système globalement en transtension, résultat de l'accommodation cinématique d'une extension tardi-orogénique sub-méridienne par un domaine fortement pré-structuré lors de la phase varisque.

Abstract. — Late Paleozoic deformations are widespread in Europe and have been widely shown to control the geometry of the Meso-Cenozoic basins. They are characterized by an important set of strike-slip fault zones along which localized Stephano-Permian basins developed. Two major geodynamic models have been proposed for this period: (1) the first one considers the European Variscan belt as a diffuse plate boundary between Laurussia and Gondwana submitted to a pervasive E-W oriented dextral shearing (2) the second one points out a N-S late orogenic extension of the overthickened thermally unstable Variscan lithosphere. These models have been discussed mainly using data from the internal parts of the Variscan belt. This study investigates the geometry and kinematics of the Late Paleozoic deformations observed along the Boulonnais-Artois segment (N France) of the northern Variscan front and examines how they can be included in the proposed kinematic models.

Subsurface maps of the coal-bearing N Variscan foreland basin and gravimetric anomaly maps show that the Boulonnais-Artois Variscan thrust front is affected by a set of an echelon longitudinal Late Paleozoic fault zones that systematically induce the subsidence of their southern border. Towards the west, the Ferques Fault Zone (F.F.Z), an element of this fault network is exhumed in the core of the Cenozoic inverted Boulonnais massif.

Geological mapping as well as cross-sections show that the Ferques fault zone is a complex structural element oriented about N100 that comprises numerous laterally anastomosing subsidiary faults. The resulting kilometeric scale strike-slip duplex structure show in cross-section a typical flower attitude involving both a strike-slip displacement and uplift of the northern border of the fault (the Ferques unit). Microfaults analysis within the fault zone as well as the anisotropy of magnetic susceptibility of the Upper Carboniferous coal-bearing layers involved in the deformed zone document a major left-lateral displacement. An associated normal component observed along numerous faults of the F.F.Z. characterizes a general transtensional event induced in a NNW-SSE extension and a ENE-WSW compression.

The observed Stephanian-Permian deformation pattern of the Boulonnais inliers does not fit with the common interpretation of this zone to be part of a diffuse plate boundary submitted to pervasive E-W trending dextral shearing. It is rather interpreted as the result of the kinematical accommodation of a general N-S extension by the strongly structured Variscan thrust front. This mechanism is likely to contribute to the thermal re-equilibration and thinning of the external part of the overthickened Variscan crust.

(*) Sédimentologie et Géodynamique, FRE 2255, Université de Lille 1, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(**) Nouvelle adresse : GeoForschung Zentrum Potsdam, Telegrafenberg C427, 14473 Potsdam, Allemagne.

I. — INTRODUCTION.

La période tardi-varisque (d'âge stéphano-permien, ca 300-260 Ma) correspond à un épisode de déformation important en Europe. Ce dernier est, en effet, à l'origine d'une intense fracturation du substratum et a joué un rôle majeur dans la configuration des bassins méso-cénozoïques. Les déformations tardi-paléozoïques sont caractérisées sur l'ensemble de l'ancienne chaîne varisque par des grands décrochements (e.g. Arthaud et Matte, 1977; Ziegler, 1990) le long desquels se développent de nombreux bassins à remplissage continental (fig 1) (e.g. Bonijoly et Castaing, 1984; Soula, 1984; Vallé *et al.*, 1988; Ziegler, 1990; Mattauer et Matte, 1998). Il a été proposé que l'ensemble de ces structures soient apparues au sein d'une limite de plaque intra-continentale diffuse entre les domaines gondwaniens et laurussiens soumise à un régime cisailant dextre (Arthaud et Matte, 1977; Ziegler, 1990; Bard, 1997). Ce modèle s'accorde cependant assez mal avec l'aspect multi-directionnel des fractures et des axes de bassins (fig 1) ainsi que certaines données de cinématique des déformations cassantes à cette période (e.g. Bonijoly et Castaing, 1984; Soula, 1984).

Par ailleurs, au cours de ces dernières années, la mise en évidence dans les zones internes de la chaîne d'une extension sub-méridienne très importante, contemporaine des bassins et des décrochements a relancé le débat autour des structures tardi-paléozoïques (Ménard et Molnar, 1984; Faure et Becq-Giraudon, 1993; Malavieille, 1993; Gapais *et al.*, 1993; Burg *et al.*, 1994; Lefort et Jaffal, 1994). Ces dernières seraient le résultat de l'effondrement de la croûte varisque surépaissie associé à une phase de réajustement thermique de la lithosphère. Dans ce modèle, les bassins se forment principalement au toit de failles normales listriques réactivant les chevauchements varisques [e.g. Van den Driessche et Brun, 1989; Ehtler et Malavieille, 1990; Malavieille *et al.*, 1990; Legrand *et al.*, 1991; Becq-Giraudon et Van den Driessche, 1994]; les décrochements sont, quant à eux, interprétés comme des failles à caractère transtensif (Faure et Becq-Giraudon, 1993) ou comme des failles de transfert découplant des domaines ayant subi une extension différentielle (Burg *et al.*, 1990).

Les discussions autour des phénomènes tardi-paléozoïques se focalisent essentiellement sur des données issues des domaines internes de la chaîne varisque. L'objet de cet article est d'examiner la géométrie et la cinématique des déformations tardi-paléozoïques au front septentrional de la chaîne et de voir comment celles-ci peuvent s'intégrer aux modèles proposés pour l'évolution géodynamique de cette période. Bien que la superficie des affleurements paléozoïques soit assez limitée (quelques dizaines de kilomètres carré), le domaine Boulonnais-Artois constitue une cible de choix pour l'étude des déformations tardi-paléozoïques dans la mesure où il est possible d'appréhender les déformations à la fois dans le socle et dans la couverture Jurassico-Crétacé. En raison de la réactivation fréquente des structures tardi-varisques, il est en effet essentiel d'avoir accès à la fois au socle paléozoïque et à sa couverture pour différencier les mouvements initiaux des déformations méso-cénozoïques.

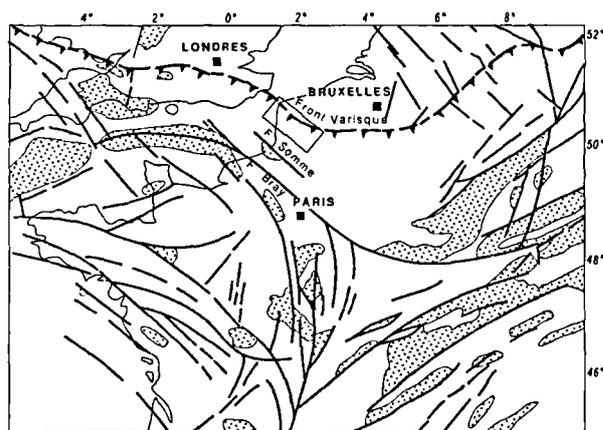


Fig. 1. — Schéma structural montrant la disposition des accidents et des bassins d'âge stéphano-permien (zones pointillées) dans la moitié nord de la France (modifiée de Ziegler, 1990).

Fig. 1. — Structural scheme showing the geometry of Late Variscan fault zones and associated Stephano-Permian basins (shaded area) within the northern part of France (modified from Ziegler, 1990).

II. — LE CONTEXTE STRUCTURAL.

Le trait structural majeur du front septentrional de la chaîne varisque dans le nord de la France est un chevauchement d'échelle crustale à vergence nord: le chevauchement du Midi (fig 2) (Raoult et Meilliez, 1987; Lacquement *et al.*, 1999). Il limite au sud le bassin d'avant-pays à remplissage houiller d'âge namuro-westphalien, plissé et écaillé lors de l'avancée des unités allochtones (e.g. Bouroz, 1950; Lacquement *et al.*, 1999). Cet ensemble, dont la structuration chevauchante s'est finalisée au Westphalien supérieur-Stéphanien inférieur, est affecté dans sa partie occidentale par un réseau d'accidents longitudinaux sub-verticaux (fig 2). Ceux-ci, orientés suivant une direction environ N110, sont parallèles aux grands accidents de socle de la Somme et du Bray dont le caractère profond et multiphasé a pu être mis en évidence lors du profil ECORS Nord de la France (Cazes *et al.*, 1985). Les données de subsurface, acquises lors de l'exploitation du bassin houiller, montrent qu'au cours d'un épisode de déformation tardi-paléozoïque, ces failles présentent systématiquement un compartiment méridional affaissé (Bouroz, 1948; Colbeaux, 1984). Ce dernier localise ponctuellement (par exemple au niveau de la faille de Pernes, fig 3) des dépôts conglomératiques d'épaisseur pluri-hectométrique d'âge probable carbonifère terminal, discordants sur les structures varisques (Mériaux, 1961; Becq-Giraudon, 1983). La cartographie sous-couverture du substratum paléozoïque dans le bassin houiller (Bouroz *et al.*, 1963) ainsi que des nouvelles données sur la distribution des anomalies gravimétriques et magnétiques (Everaerts et Mansy, 2001) permettent de montrer que ces accidents tardi-paléozoïques se disposent en échelon le long du front varisque en se relayant de façon complexe depuis l'Artois jusqu'au Boulonnais (fig 2). La géométrie du toit des séries paléozoïques (fig 3) montre, par ailleurs, que postérieurement aux événements tardi-varisques, un grand nombre de ces accidents sont

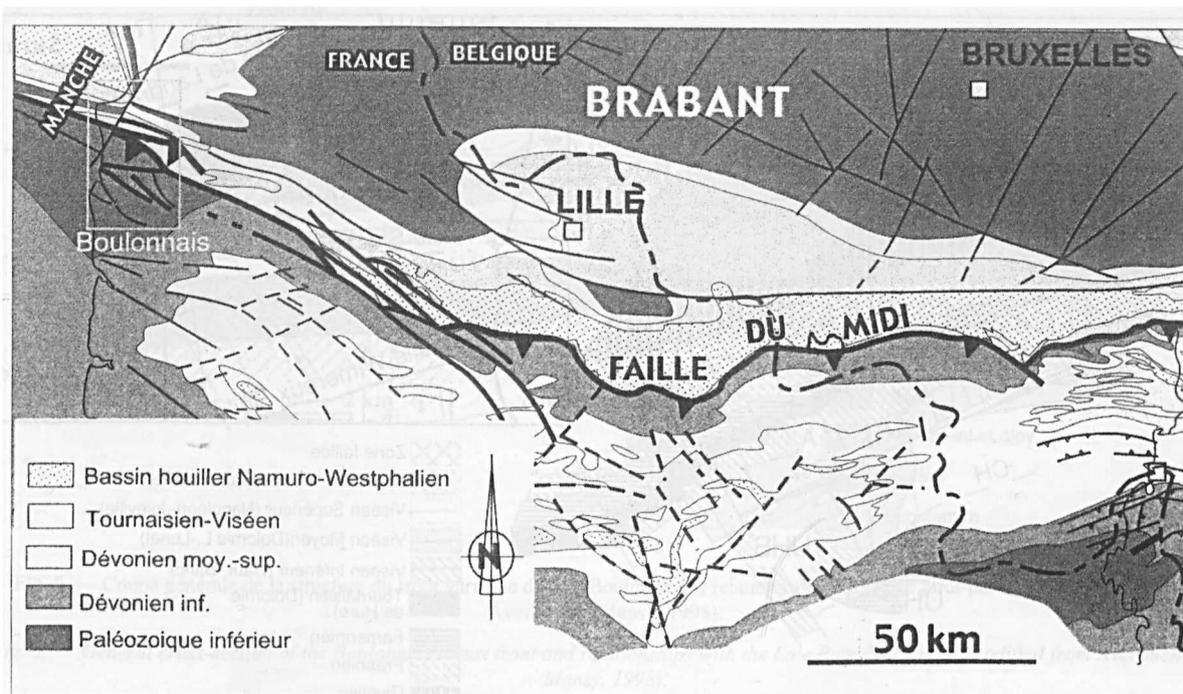


Fig. 2. — Ecorché infra-mésozoïque du nord de la France montrant la géométrie du front de chevauchement nord varisque et la localisation (rectangle blanc) de la zone d'étude.

Fig. 2. Subsurface map of the Paleozoic units in northern France showing the geometry of the northern variscan thrust front and the location (white rectangle) of the study zone.

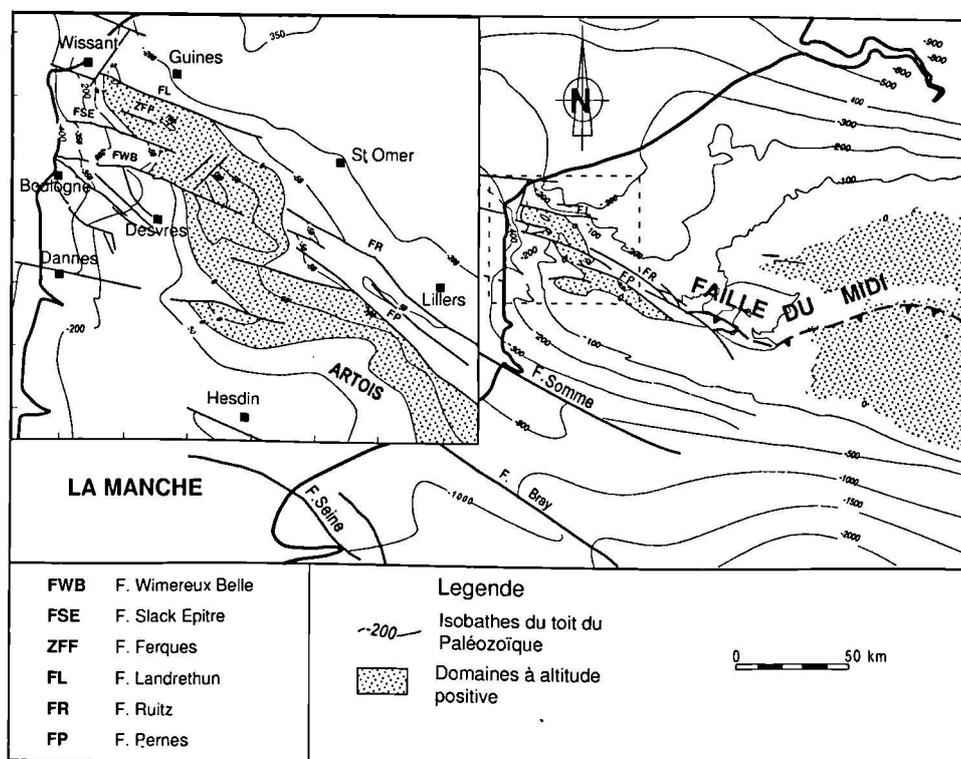


Fig. 3. — Carte en isobathe du toit des formations paléozoïques au niveau du front varisque du nord de la France et géométrie des accidents tardi-paléozoïques. En encart, géométrie détaillée au niveau du domaine Artois-Boulonnais.

Fig. 3. — Isobath map of the roof of the Paleozoic formations along the N France Variscan front and geometry of the Late Paleozoic faults. In the left upper part is shown the detailed geometry within the Artois-Boulonnais area.

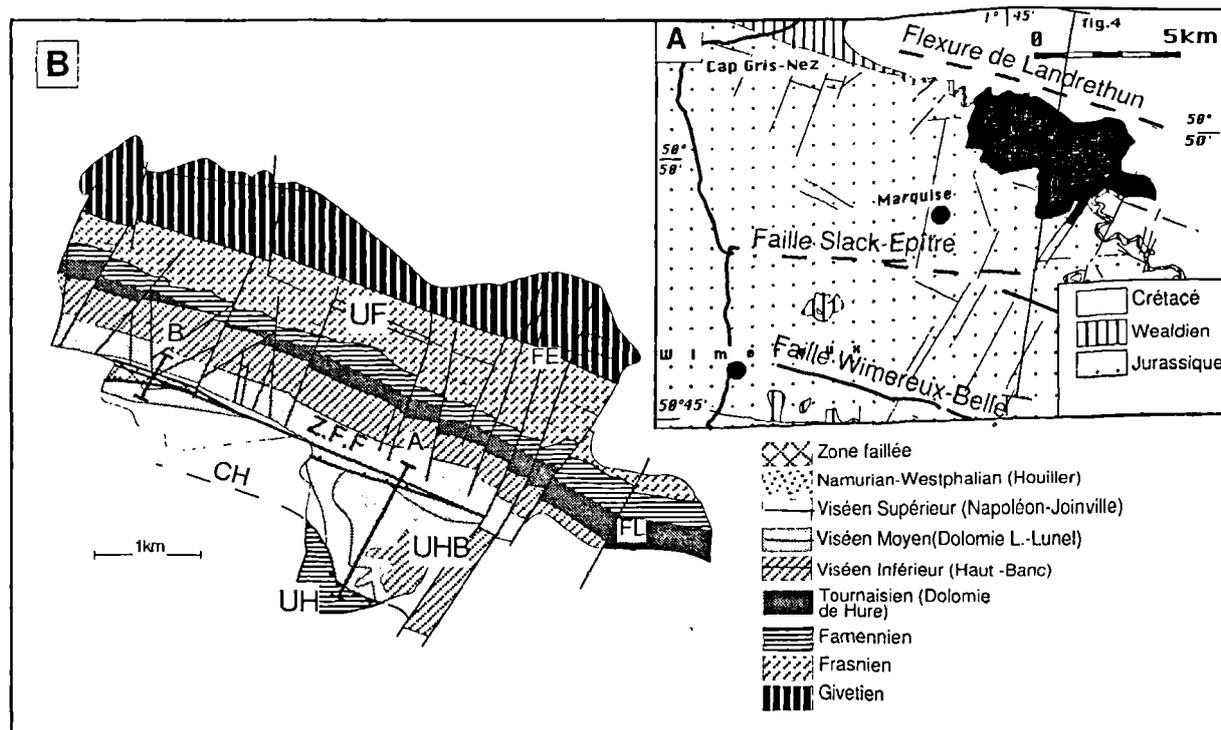


Fig. 4. — A. Carte géologique simplifiée du Nord du Boulonnais et localisation de la coupe générale de la fig.5. En noir, le Massif paléozoïque de Ferques. B. Carte géologique du massif paléozoïque de Ferques (d'après Mansy *et al.*, sous presse). UF : Unité de Ferques ; UHB : Unité du Haut-Banc ; UH : Unité d'Hydrequent ; Z.F.F. : Zone faillée de Ferques ; CH : chevauchement d'Hydrequent ; FE : faille d'Elinghen ; FL : faille de Locquinghen. Les sections A et B se réfèrent aux coupes de la fig. 6.

Fig.4. — A. Sketch geological map of the northern part of the Boulonnais area and location of the general cross-section of fig. 5. In black are reported the Ferques Paleozoic inliers. B. Geological map of the Ferques Paleozoic massif (after Mansy *et al.*, in press). UF : Ferques unit ; UHB : Haut-Banc unit ; UH : Hydrequent unit ; Z.F.F. : Ferques fault zone ; CH : Hydrequent thrust ; FE : Elinghen fault ; FL : Locquinghen fault. The A et B sections refer to the cross-sections of fig. 6.

réactivés avec un jeu fini impliquant le réhaussement des compartiments méridionaux. Cet épisode d'inversion tectonique d'âge probable éocène supérieur, est à l'origine de la structuration générale en horst du Boulonnais ; ce réhaussement tardif a permis l'exhumation du substratum paléozoïque au coeur duquel apparaît un élément quasiment non réactivé du système de failles longitudinales jalonnant le front varisque : la zone faillée de Ferques (Z.F.F.) (fig 3 et fig 4).

Dans le Boulonnais, les structures varisques ainsi que la zone faillée de Ferques sont scellées par une couverture sédimentaire d'âge Jurassique moyen (e.g. Lamarche *et al.*, 1996). Des failles transverses de direction subméridienne (fig 4) qui découpent localement la Z.F.F. et qui correspondent à des accidents conjugués d'ampleur plus modeste, sont, quant à elles, souvent karstifiées avec un remplissage de sables dont l'âge varie selon les endroits du Rhétien jusqu'à la base du Jurassique moyen (Mansy *et al.*, in press). Une étude paléomagnétique du remplissage de la Z.F.F. a permis, par ailleurs, de préciser le scénario des déformations en donnant un âge minimum Trias moyen aux mouvements les plus récents le long de cet accident (Lewandowski *et al.*, 1999). Le fonctionnement de la Z.F.F. peut donc être daté globalement entre le Stéphanien et le Trias moyen. Par analogie avec les structures jalonnant le

front varisque, il est raisonnable de rattacher le système faillé de Ferques aux déformations tardi-varisques.

III. — GEOMETRIE DE LA ZONE FAILLEE DE FERQUES

Au sein des massifs paléozoïques du Boulonnais, la Z.F.F. sépare deux unités structurales superposées lors des mouvements varisques (fig 4 et fig 5) : au nord, l'unité inférieure de Ferques (U.F.) ; au sud, affaissée par rapport à l'unité septentrionale d'environ 250 mètres (fig 5), l'unité chevauchante du Haut-Banc (U.H.B.). Ces unités sont elles-mêmes chevauchées au sud par l'unité d'Hydrequent. Ces différentes unités imbriquées sont interprétées comme le substratum écaillé du chevauchement du Midi localisé classiquement quelques kilomètres au sud des massifs paléozoïques du Boulonnais (e.g. Everaerts et Mansy, 2001).

La Z.F.F. affleure sur quelques kilomètres dans le massif paléozoïque du Boulonnais selon une direction N100-110 mais elle n'est clairement visible que dans les grandes carrières exploitant les niveaux carbonatés viséens (fig. 4). De nombreuses confusions ont régné au sujet de cette faille, à la fois sur sa nature et sa localisation précise. Comme nous

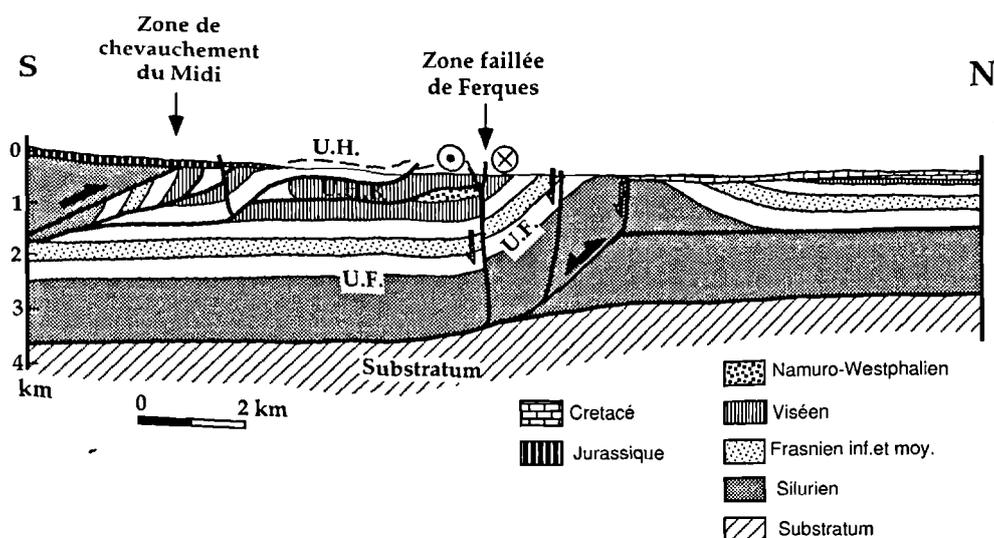


Fig. 5. — Coupe générale de la structure du front varisque dans le Boulonnais et relations avec les failles tardi-paléozoïques (modifiée de Averbuch et Mansy, 1998).

Fig. 5. — General cross-section of the Boulonnais thrust front and relationships with the Late Paleozoic faults (modified from Averbuch and Mansy, 1998).

le verrons, c'est en fait une zone faillée qui comprend plusieurs branches qui n'ont ni la même signification, ni le même aspect, entraînant des controverses importantes selon les auteurs et le lieu de description (Colbeaux et Leplat, 1982 ; Bouroz, 1985). A l'origine, la faille a été localisée et décrite à l'emplacement actuel des carrières du Boulonnais là où le houiller affleurerait en surface. En se dirigeant vers l'Est, l'épaisseur du houiller jalonnant le contact faillé s'amenuise ce qui a été lié, par certains auteurs, à la disparition de la faille de Ferques. De nouvelles observations effectuées dans deux grandes carrières en exploitation permettent de mieux contraindre la géométrie de la zone faillée à la fois en ce qui concerne son tracé de surface et sa géométrie en coupe. Cette dernière est discutée à partir des deux coupes synthétiques de la figure 6.

1) Géométrie du segment oriental (fig 6A).

Sur la coupe orientale, on distingue du sud au nord, l'unité d'Hydrequent, constituée essentiellement de schistes et grès rouges d'âge famennien qui chevauchent l'U.H.B. carbonatée et viséenne en surface ; cette unité constitue le dôme du Haut Banc peu déformé sauf, sous le chevauchement d'Hydrequent où des duplex et de nombreux plis ont été décrits (Pruvost et Delépine, 1921 ; Cooper *et al.*, 1983 ; Averbuch et Mansy, 1998) ainsi qu'à proximité de la Z.F.F. En s'approchant de celle-ci, on distingue un petit synclinal hectométrique puis un anticlinal déversé vers le nord dont la partie supérieure est tronquée par la faille majeure à fort pendage vers le nord. Les lèvres de cette dernière sont écartées d'une dizaine de mètres et remplies de sédiments gréseux (F. Grès des Plaines) et charbonneux rapportés aux formations namuro-westphaliennes situées au toit de la série paléozoïque. Les épontes de cette zone faillée sont lissées et souvent gravées par des stries au pitch relativement faible traduisant une composante de déplacement décrochant selon

la faille (voir la discussion sur la cinématique). Au nord de la faille principale, on reconnaît l'U.F. à pendage sud; celui-ci augmente en se rapprochant de la faille matérialisant un pli d'entraînement associé au réhaussement du compartiment nord. Sur le bord occidental de cette même carrière, le synclinal proche de la faille principale n'apparaît plus car la petite rampe qui l'a engendré disparaît très vite vers l'Ouest avec le pli à vergence Sud généré à son toit.

2) Géométrie du segment occidental (fig 6B).

On distingue au sud de la coupe l'Unité du Haut-Banc avec un pli pluridécimétrique déversé vers le nord interprété comme un pli de propagation se bloquant sur une rampe à fort pendage (Mercier et Mansy, 1995). Durant ce processus, le pli subit un cisaillement important se marquant par un amincissement significatif du dressant. L'ensemble est tronqué par une faille à composante inverse à pendage nord (faille a en fig. 6B). Au nord de cette dernière, on observe deux cents mètres de roches viséennes et namuro-westphaliennes verticalisées et intensément déformées, constituées par de petits duplex métriques à décimétriques. Ces derniers sont séparés par des contacts très fortement pentés vers le sud et présentant de nombreux indices de coulissage (failles b et c en fig. 6B). Cet ensemble qui a été dénommé "duplex des Moines" en raison de sa limitation par des contacts faillés est à rattacher stratigraphiquement à l'unité tectonique de Ferques ainsi que l'attestent à la fois les faciès sédimentaires et les microfaunes (Prud'homme *et al.*, 1992). Il se termine par du houiller très déformé reposant en contact anormal sur les formations viséennes supérieures calcaires (Formation de Rety) en position sub-autochtone de l'unité de Ferques. En s'éloignant vers le Nord, on observe cette dernière dans sa totalité, avec un pendage qui diminue progressivement pour atteindre 40°.

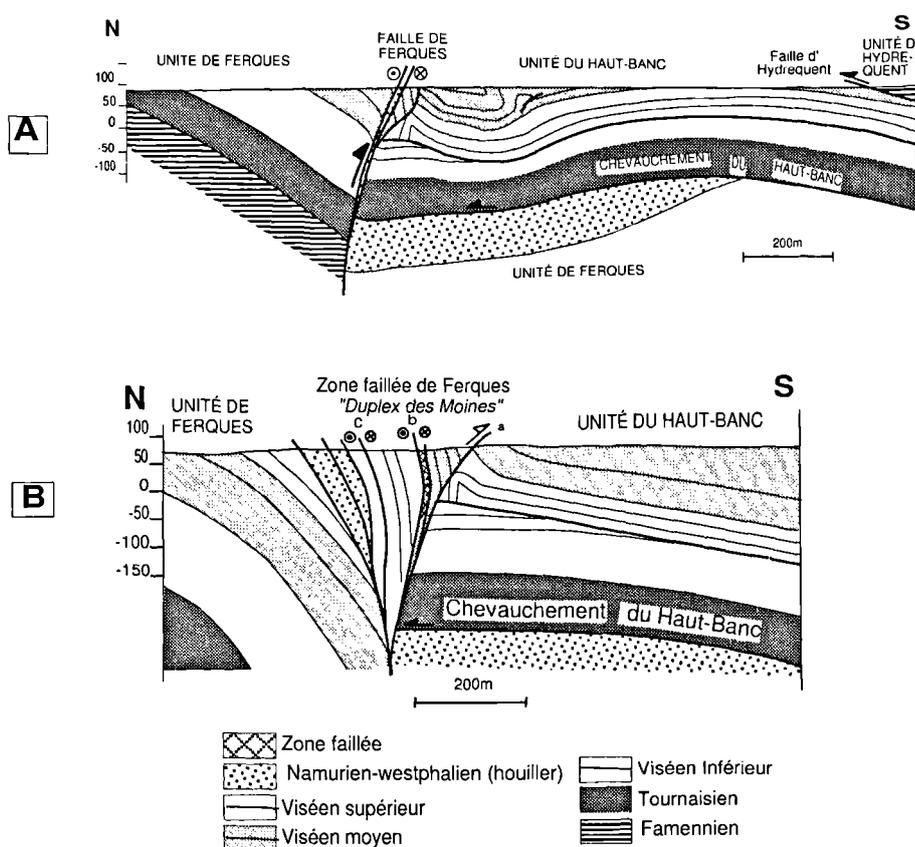


Fig. 6. — Géométrie en coupe de la zone faillée de Ferques. A. suivant une section orientale (carrières de la Vallée Heureuse, localisation en fig 4B); B. suivant une section occidentale (carrières des Moines, localisation en fig 4B).

Fig. 6. — Cross-section of the Ferques fault zone. A. eastern section (Vallée Heureuse quarry, location in fig. 4B); B. western section (Moines quarry, location in fig. 4B).

3) Synthèse sur la géométrie de la Z.F.F.

L'analyse de ces coupes N-S, distantes l'une de l'autre de quelques kilomètres amène un certain nombre d'enseignements sur la géométrie de cet accident. En premier lieu, elle montre que la Z.F.F. est un accident complexe impliquant localement (par exemple au niveau de la carrière des Moines) de nombreux contacts sub-verticaux. Ces derniers s'anastomosent latéralement puisque sur son segment oriental, elle n'est constituée que d'une zone faillée très réduite (quelques mètres). La Z.F.F. forme ainsi une structure en duplex décrochant (Woodcock et Fischer, 1986) d'échelle kilométrique (fig 4). Les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas de préciser la géométrie exacte de branchement entre les différents contacts, en particulier sur l'extrémité occidentale de l'échelle. Comme le souligne Woodcock et Fischer (1986), ce type de structure est probablement le résultat d'une accommodation cinématique des conditions aux limites appliquées au système décrochant. Il s'agirait là d'une zone de relai le long du décrochement contrôlé par la géométrie initiale des unités varisques. En coupe, la géométrie en éventail divergent des contacts à l'intérieur de la zone faillée traduit l'allure caractéristique d'une structure en fleur (Harding, 1985 ; Naylor *et al.*, 1986) formée au cœur d'un dispositif décrochant contemporain du soulèvement relatif du compartiment nord de la faille. Sa

géométrie en profondeur est peu contrainte. Néanmoins, son orientation là où elle présente la géométrie la plus simple (coupe orientale de la fig 6A), suggère un tracé en profondeur sub-vertical ou à pendage surélevé vers le Nord. Par ailleurs, la localisation de la zone faillée au niveau de la brisure des couches de l'unité de Ferques suggère qu'elle se raccorde à la base de la rampe chevauchante situé sous cette unité (fig 5) (Averbuch et Mansy, 1998) à la manière d'un rétrochevauchement tardif (e.g. Frizon de Lamotte *et al.*, 1995) ou d'une faille normale consécutive à un phénomène d'inversion négative (e.g. Williams *et al.*, 1989). Il est à noter l'existence au nord de la faille de Ferques de deux failles à composante normale d'âge probable permo-triasique et à rejet vertical pluridécamétrique (les failles du Griset et de Landrethun) dont la géométrie laisse à penser qu'elle réutilise la rampe de base de l'édifice chevauchant.

IV. — CINÉMATIQUE DES DÉFORMATIONS AU SEIN DE LA ZONE FAILLÉE DE FERQUES :

1) Analyse des microstructures cassantes.

L'étude des marqueurs de la déformation a été menée le long de la Z.F.F. au niveau des deux coupes proposées en

fig 6. Les écaïlles calcaires impliquées dans la zone faillée des Moines (fig 6B) présentent un ensemble de microstructures cassantes très bien exprimées. En dehors des structures tangentielles à vergence NW héritées de la déformation varisque (Averbuch et Mansy, 1998), un ensemble de microfailles à jeu décrochant majeur peut être caractérisé (fig 7A) ; il s'agit pour la plupart de failles d'orientation subE-W à pendage relativement fort vers le sud présentant un déplacement oblique avec une composante sénestre majeure associée à une composante normale. Bien que la part relative de ces composantes de déplacement varie légèrement selon les failles, on note une faible tendance à la partition de la déformation au sein de la zone décrochante. Cette observation pourrait s'expliquer par l'absence d'un niveau de décollement important à la base de l'accident ainsi que le suggèrent les expériences de modélisation analogique (Richard et Cobbold, 1990). Associé à ces structures, on retrouve un ensemble de microfailles subverticales orientées entre N160 et N045 et présentant un jeu dextre avec localement une composante inverse. Cette famille de failles transverses dextres est également soulignée en carte par le décalage de la faille de Ferques et des couches d'orientation générale E-W (failles d'Elinghen (FE), de Locquinghen (FL) en fig. 4).

Le caractère non-coaxial des déformations observées dans la zone faillée des Moines ne permet pas d'appliquer les méthodes d'analyse tensorielle des contraintes. Par contre, on remarque que les failles mesurées s'organisent suivant des systèmes de Riedel (e.g. Tchalenko, 1970) (fig 7B) conférant à la zone faillée des Moines un jeu majeur décrochant sénestre induit dans un système en raccourcissement orienté environ N060 et en allongement suivant une direction environ N330.

Dans la carrière de la Vallée Heureuse (coupe de la fig 6A), l'analyse des microstructures autour de la zone faillée s'est avérée moins nette ; on note en particulier en plus de la fracturation décrite ci-dessus l'existence de failles E-W à jeu dextre inverse associées à des plans N-S à NE-SW à jeu sénestre (fig 7C). Ces déformations traduisent un raccourcissement orienté NNW-SSE parallèle à la direction de compression mise en évidence dans les formations jurassiques et crétacées sus-jacentes (Lamarche *et al.*, 1996). Ces dernières sont donc plutôt interprétées comme le résultat de réactivations localisées et mineures issues de l'épisode d'inversion tectonique post-Crétacé bien caractérisé dans la région (Bouroz, 1956 ; Lamarche *et al.*, 1997 ; Mansy *et al.*, in press).

2) Analyse de la fabrique magnétique.

Afin de contraindre le jeu majeur de la faille de Ferques dans la carrière de la Vallée Heureuse, la déformation finie des niveaux houillers entraînés le long de la faille a été analysée à partir de l'étude de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM). Cette méthode, largement utilisée maintenant en analyse structurale (e.g. Borradaile et Henry, 1997) traduit l'orientation préférentielle des minéraux magnétiques à l'intérieur de la roche. Dans les milieux déformés même faiblement, il a été montré que les axes principaux de l'ellipsoïde d'ASM permettaient de renseigner sur l'orientation des directions de raccourcissement et d'allongement de la déformation finie (Kligfield *et al.*, 1981 ; Averbuch *et al.*, 1993).

Dans les niveaux schisteux houillers étudiés, les faibles valeurs de susceptibilité magnétique (entre 100 et 200.10⁻⁶ SI) ainsi que la quantité importante en matériel argileux tend à faire penser que la fabrique magnétique mesurée est en grande partie le résultat de l'orientation préférentielle des phyllosilicates. Les niveaux échantillonnés, fortement déformés lors du jeu de la faille de Ferques, présente une anisotropie assez développée pour des roches sédimentaires avec un taux d'anisotropie moyen de 1.071. La fabrique montre une tendance globalement planaire ainsi que l'indique le diagramme de type Flinn linéation magnétique/foliation magnétique de la figure 8A. On peut remarquer cependant que le degré planaire de la fabrique augmente avec le taux d'anisotropie des échantillons rocheux (fig 8B). Cette évolution, indépendante de l'intensité de la susceptibilité magnétique et donc des variations de la minéralogie magnétique, peut être interprétée en terme de variation d'intensité de la déformation entre échantillons et traduit probablement le degré de pénétrativité d'une schistosité de pression-dissolution locale développée dans la zone faillée. Malgré ce caractère légèrement hétérogène de la déformation, l'orientation des axes principaux minimum, intermédiaires et maximum est remarquablement cohérente entre échantillons ainsi que l'attestent leur groupement visualisé sur le stéréodiagramme de la figure 8C. La foliation magnétique (plan perpendiculaire au groupement des axes minimum k_{min}) est parallèle au plan de schistosité de pression-dissolution observable très localement en bordure de la faille; la direction locale de raccourcissement, donnée par la direction moyenne de k_{min} , est d'environ N070. Dans le plan de foliation magnétique, la linéation magnétique (groupement des axes maximum) s'oriente selon la direction N143. Les axes minimum et maximum de susceptibilité magnétique déterminent donc un ellipsoïde d'ASM oblique sur la direction de faille et peuvent être ainsi utilisés pour déterminer son sens de déplacement ainsi qu'il a été montré par Borradaile *et al.* (1989) dans le cas d'une faille décrochante du bouclier canadien. Il est à noter que l'orientation des axes minimum et maximum d'ASM correspondent à peu près aux directions de raccourcissement et d'allongement déduites de l'analyse des failles de la carrière des Moines. La fabrique magnétique provenant des niveaux houillers compris entre les lèvres de la Faille de Ferques dans la carrière de la Vallée Heureuse suggère un jeu majeur décrochant sénestre lié à un épisode en raccourcissement ENE-WSW et en extension NNW-SSE.

V. — DISCUSSION ET CONCLUSION.

L'analyse géométrique et cinématique des déformations dans les unités paléozoïques du Boulonnais ainsi que l'étude des relations entre socle varisque et couverture mésozoïque permettent de dégager un scénario d'évolution tectonique pour la période tardi-Paléozoïque au front septentrional de l'allochtone varisque.

La zone faillée de Ferques, qui constitue le seul élément exhumé du faisceau de failles de socle en échelon jalonnant le front varisque depuis l'Artois jusqu'au Boulonnais, présente une géométrie complexe impliquant de nombreux accidents d'orientation générale N100 s'anastomosant latéralement. La structure résultante en duplex décrochant d'échelle kilométrique présente en coupe une allure en fleur

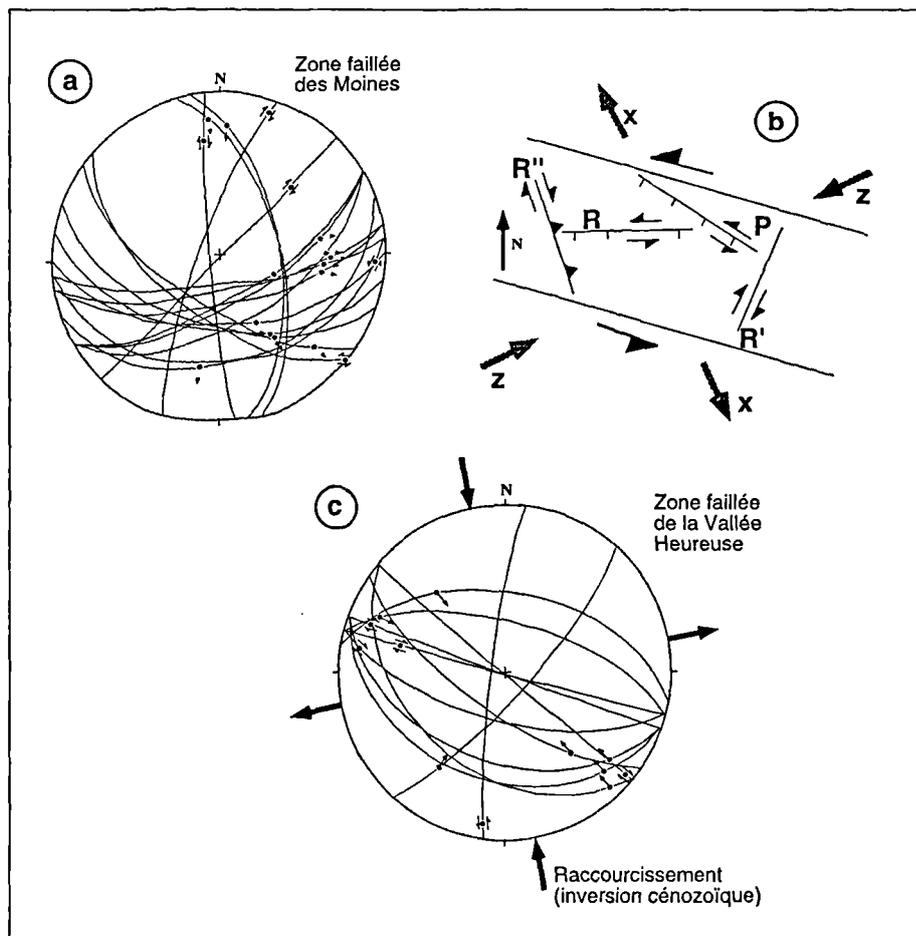


Fig. 7. — a. Projection stéréographique (hémisphère inférieure) des populations de microfailles mesurées dans le « duplex décrochant des Moines » (section occidentale de la zone faillée de Ferques); b. Interprétation dans un modèle de type Riedel; c. Projection stéréographique (hémisphère inférieure) des populations de microfailles associées au rejeu cénozoïque de la zone faillée (section orientale, Carrière de la Vallée Heureuse).

Fig 7. — a. Lower hemisphere stereodiagrams showing the kinematics of microfaults within the « Moines strike-slip duplex » (western section of the Ferques fault zone); b. Integration in a Riedel type model; c. Lower hemisphere stereodiagram showing the kinematics of the Cenozoic reactivation of some microfaults within the fault zone (eastern section, Vallée Heureuse quarry).

caractéristique d'un déplacement impliquant à la fois une composante décrochante et transverse. Les écaillés verticalisées au coeur de la structure sont formées d'une série schisto-gréseuse houillère et carbonatée viséenne supérieure disloquée mais conservant une polarité telle que les niveaux les plus anciens se retrouvent sur le bord sud de la zone faillée. Ces écaillés sont interprétées comme des lambeaux arrachés latéralement à l'unité de Ferques (compartiment nord de la zone faillée) et venus s'accréter progressivement au sein d'une zone de relai transtensif. La composante de déplacement normal observée sur les contacts fortement pentés vers le sud traduit le réhaussement concomitant du compartiment nord dont la partie sommitale était composée de Houiller. Ce dernier induit l'exhumation progressive de l'unité de Ferques ce qui se traduit par l'accrétion progressive de niveaux de plus en plus anciens au niveau de la bordure méridionale de la zone faillée.

Le déplacement horizontal total le long de la zone faillée est difficile à estimer précisément en carte. Cependant, compte tenu du pitch des stries observés sur les contacts à

l'intérieur de la zone faillée (en moyenne entre 20° et 40°) et du rejet vertical constaté (environ 250 m), on peut estimer que le déplacement horizontal avoisine les 500m. Les mouvements coulissants majeurs sont à jeu sénestre ainsi que l'indiquent à la fois les données de la cinématique des microfailles et les données de fabrication magnétique des niveaux houillers déformés au sein de la zone faillée. Ces résultats sont à rapprocher des données cinématiques obtenues dans le Stéphano-Permien de Grande-Bretagne par Hibschi *et al* (1993) et Shail & Alexander (1997) et suggèrent l'existence d'un épisode décrochant associé à une extension NNW-SSE et une compression ENE-WSW. Dans le nord de la France, cet épisode de déformation a également été décrit en sub-surface dans le bassin houiller du Nord-Pas de Calais, en particulier en Artois au niveau des galeries de la fosse 24 d'Estevelles (Becq-Giraudon, 1983). Ces données s'intègrent bien, par ailleurs, au scénario d'évolution tectonique mis en évidence dans les bassins stéphano-permiens de Sarre-Lorraine où une phase d'extension N-S post-plis et antérieur au Permien moyen a pu être mise en évidence (Donsimoni, 1981). Dans les zones plus internes de l'orogène varisque, on

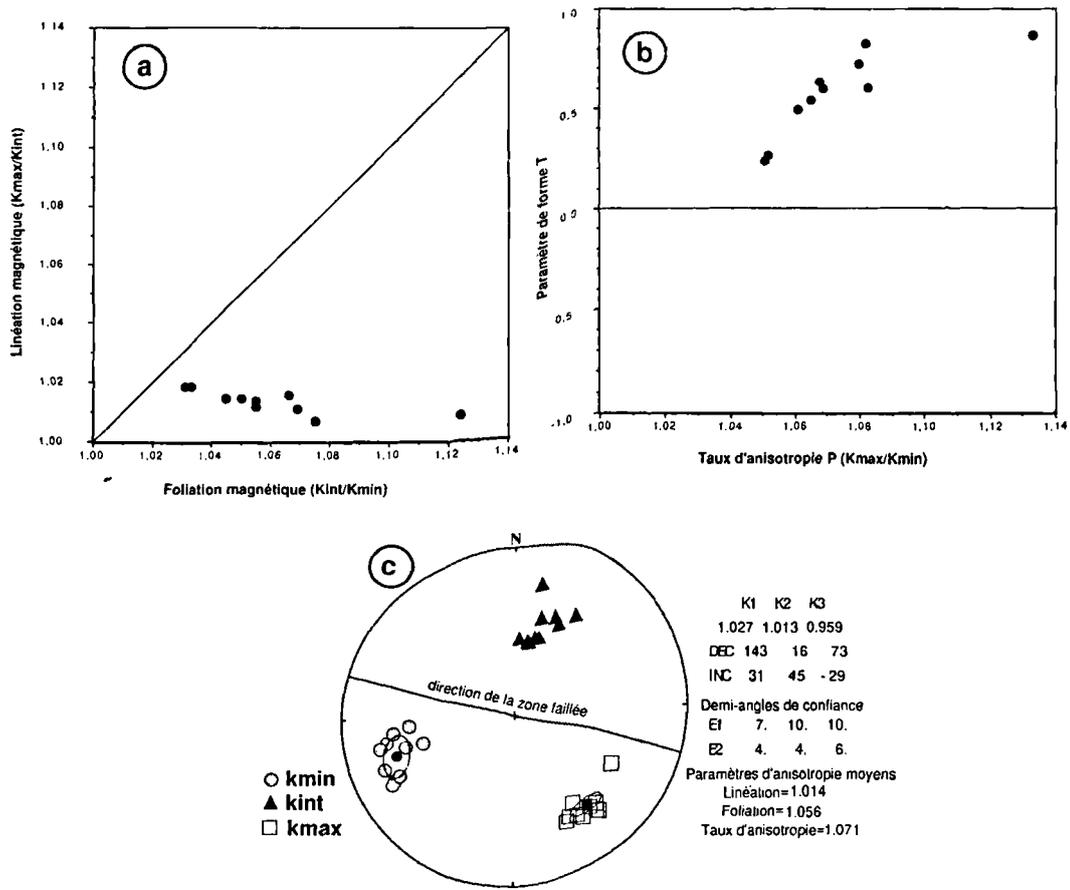


Fig. 8. — a. Diagramme de type "Flinn" reportant le paramètre de linéation magnétique ($L=k_{max}/k_{int}$) en fonction de celui de foliation magnétique ($F=k_{int}/k_{min}$). Les points situés au dessous de la droite $L=F$ caractérisent une fabrique principalement planaire tandis que ceux situés au dessus montrent une fabrique principalement linéaire. b. Diagramme reportant le paramètre de forme T en fonction du taux d'anisotropie P (k_{max}/k_{min}). $T=-1$ correspond à une fabrique complètement linéaire, $T=+1$ à une fabrique complètement planaire. c. Steréodiagramme (hémisphère inférieure, surfaces conservées) montrant l'orientation des axes principaux d'ASM mesurés dans les dépôts houillers coincés dans la zone faillée.

Fig. 8. — a. Flinn type diagram showing the magnetic lineation parameter $L(k_{max}/k_{int})$ versus the magnetic foliation parameter $F(k_{int}/k_{min})$. Points situated below the $L=F$ line refer to dominantly planar fabrics; the ones situated above the $L=F$ line refer to dominantly linear fabrics. b. Diagram reporting the T shape parameter versus the anisotropy degree P (k_{max}/k_{min}). $T=-1$ corresponds to completely linear fabrics, $T=+1$ to completely planar fabrics. c. Stereodiagram (lower hem., equal area) showing the orientation of the principal axes of AMS measured within the coal-bearing rocks deformed within the Ferques fault zone.

retrouve également cet événement tectonique ainsi que le montrent les données de cinématique des déformations tardi-paléozoïques dans le Massif Central (Bonijoly et Castaing, 1984 ; Vallé *et al.*, 1988), les Alpes occidentales (Handy *et al.*, 1999) ou le sud de la France (Soula, 1984 ; Genna et Debriette, 1994). L'ensemble de ces données illustrent ainsi la rotation systématique observée à cette époque pour la direction de compression depuis une orientation environ N-S varisque à une orientation E-W tardi-varisque (e.g. Ziegler, 1990).

Les données microstructurales ne permettent pas de mettre en évidence de jeu dextre d'âge stéphano-permien le long des failles subE-W jalonnant le front N-varisque ainsi qu'il est classiquement admis dans les reconstitutions tectoniques: Il est à noter, à cet égard, que le mouvement décrochant dextre défini sur la faille du Pays de Bray, parallèle à la Z.F.F., est daté à 330 Ma (Matte *et al.*, 1986) alors que le chevauchement du Midi ne s'est pas encore

propagé sur le bassin houiller d'avant-chaîne (e.g. Lacquement, 2001). Il est probable que le jeu dextre de la faille du Pays de Bray matérialise un phénomène de partition de la déformation au sein d'un ensemble soumis à une convergence oblique. Ce processus, qui peut potentiellement s'étendre jusqu'au front chevauchant, relève de mécanismes syn-orogéniques d'âge Viséen à Stéphien basal totalement différents de ceux associés aux déformations décrochantes tardi-paléozoïques mises en évidence.

Au sein du domaine nord varisque, l'ensemble des accidents orientés WNW-ESE jalonnant une région comprise entre le Pays de Bray et le front varisque Artois-Boulonnais peut être considéré à l'époque stéphano-permienne comme une zone de relai transtensif entre les bassins extensifs fortement subsidés de Manche occidentale et du sud de l'Angleterre (Chapman, 1989 ; Edwards *et al.*, 1997) et de Sarre-Lorraine (Donsimoni, 1981 ; Korsch and Schäfer, 1995) (fig 9) dont l'orientation est quasi-perpendiculaire à la

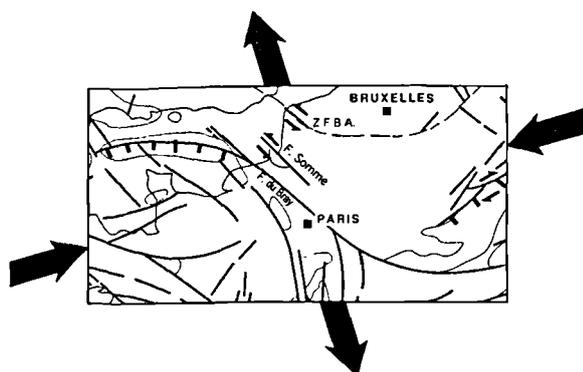


Fig. 9. — Schéma structural montrant la cinématique des déformations tardi-paléozoïques dans le nord de la France et leur intégration dans le motif géodynamique régional (fond structural modifié de Ziegler, 1990). Z.F.B.A. : Zone Faillée Boulonnais-Artois.

Fig. 9. — Structural map showing the kinematics of the Late Paleozoic deformations in the N of France and their integration in the regional geodynamic framework (structural map modified from Ziegler, 1990). Z.F.B.A. : Boulonnais-Artois Fault Zone.

direction d'extension NNW-SSE s'appliquant à cette époque. La cinématique de ce système s'intègre difficilement dans un modèle considérant le domaine varisque comme une limite de plaque diffuse soumise à un cisaillement dextre E-W. Ces

déformations résultent plutôt de l'accommodation cinématique d'une extension oblique sub-méridienne par un domaine fortement pré-structuré au cours de l'orogénèse varisque ainsi que le montre le moulage des structures tardi-paléozoïques sur le front de chevauchement varisque. Ce mécanisme contribuerait au ré-équilibre thermique et à l'amincissement de la partie la plus externe de la croûte varisque surépaissie et pourrait être à l'origine de l'individualisation du bassin de Paris dès le Stéphano-Autunien ainsi que le suggèrent les données de modélisation thermique du bassin (Prijac *et al.*, 2000). Sur la base d'expériences de modélisation thermo-mécanique de la lithosphère varisque (Henk, 1999), il a été par ailleurs suggéré que ce phénomène ne soit pas simplement le résultat d'un mécanisme d'extension tardi-orogénique *sensu stricto* tel qu'il est classiquement proposé mais implique également des contraintes extensives en bordure du système déformé. L'analyse de données cinématiques dans les domaines externes du système orogénique s'avère donc essentielle pour mieux comprendre la dynamique tardive de la chaîne varisque d'Europe occidentale.

Remerciements. — Les auteurs tiennent à remercier les carrières du Boulonnais et de la Vallée heureuse pour leur avoir permis l'accès aux affleurements. Merci également à G. Manby et M. Everaerts pour les discussions constructives qui ont permis de préciser certains aspects de cet article. M. Bocquet est remerciée pour son travail sur certaines figures de cet article.

BIBLIOGRAPHY

- ARTHAUD F. et MATTE P. (1977). — Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin* 88, 1305-1320.
- AVERBUCH O., FRIZON DE LAMOTTE D. et KISSEL C. (1992). — Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a test case from the Corbières (NE Pyrénées, France). *J. Struct. Geol.*, 14, 461-474.
- AVERBUCH O. et MANSY J.L. (1998). — The "Basse-Normandie" duplex: evidence for an out-of-sequence thrusting overprint. *J. Struct. Geol.*, 20, 33-42.
- BARD J.P. (1997). — Démembrement anté-mésozoïque de la chaîne varisque d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord: rôle essentiel des grands décrochements transpressifs dextres accompagnant la rotation-traduction horaire de l'Afrique durant le Stéphano-Autunien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 324, 693-704.
- BECCO-GIRAUDON J.F. (1983). — Synthèse structurale et paléogéographique du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Mem. BRGM*, 123, 68p.
- BECCO-GIRAUDON J.F. et VAN DEN DRIESSCHE J. (1994). — Dépôts périglaciaires dans le Stéphano-Autunien du Massif Central: témoin de l'effondrement gravitaire d'un haut plateau hercynien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, 675-682.
- BONIJOLY D. et CASTAING C. (1984). — Fracturation et genèse des bassins stéphanois du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. géol. Nord CIII* (1984) 187-189.
- BORRADAILE G.J., TELLA S. et MC ARTHUR J. (1989). — Magnetic fabric as a kinematic indicator of faults: a test case. *Annales Tectonicae*, 3, 3-11.
- BORRADAILE G.J. et HENRY B. (1997). — Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Reviews*, 42, 49-93.
- BOUROZ A. (1948). — La structure du bassin houiller du Pas-de-Calais à l'ouest du méridien de Lens. *Annales Société géologique Nord*, 68, 93-105.
- BOUROZ A. (1950). — Sur quelques aspects du mécanisme de la déformation tectonique dans le bassin houiller du Nord de la France. *Annales Société géologique Nord*, 70, 2-55.
- BOUROZ A. (1956). — Contribution à l'étude des failles épicrocées de l'Artois. *Annales Société géologique Nord*, 76, 51-62.
- BOUROZ A. (1985) Coulissement dans le Paléozoïque du Boulonnais : la Faille de Ferques. *Annales Société géologique Nord*, 105, 37-41.
- BOUROZ A. et COLL. (1963). — Carte des zones stratigraphiques à la côte -300 au 1/50000. *Houillères du Bassin du Nord et du Pas de Calais ed.*
- BURG J.P., BRUN J.P. et VAN DEN DRIESSCHE J. (1990). — Le sillon houiller du Massif Central français: faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque? *C.R. Acad. Sci. Paris*, 311, 147-152.
- BURG J.P., VAN DEN DRIESSCHE J. et BRUN J.P. (1994). — Syn- to post-thickening extension: mode and consequences. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319, 1019-1032.
- CAZES M., BOIS C., TOREILLES G., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE P., PHAM V.N. et RAOULT J-F. (1985). — Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France: premiers résultats du profil ECORS. *Bull. Soc. géol. France*, 8, 925-941.

- CHAPMAN T.J. (1989). — The Permian to Cretaceous structural evolution of the Western Approaches Basin (Melville sub-basin), UK From Cooper M.A. & Williams G.D.(eds), Inversion Tectonics, *Geological Society Special Publication*, 44, 177-200.
- COLBEAUX J-P. (1984). — L'évolution structurale du sud de la Belgique et du nord de la France: sa relation avec la dérive des continents- quelques hypothèses. *Bull. Soc. belge de Géol.*, 93,71-78.
- COLBEAUX J.P. et LEPLAT J. (1982). — Apports de l'exploitation du charbon et des matériaux de construction à la connaissance de la structure du massif primaire du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 102, 103-110.
- COOPER M.A., GARTON M.R. et HOSSACK J.R. (1983). — The origin of the Basse Normandie duplex, Boulonnais. *J. Struct. Geol.*, 5, 139-152.
- ECHTLER H. et MALAVIEILLE J. (1990). — Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a Late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177, 125-138.
- EDWARDS R.A., WARRINGTON G., SCRIVENER R.C., JONES N.S., HASLAM, H.W et AULT L. AL (1997). — The Exeter Group, south Devon, England : a contribution to the early post-Variscan stratigraphy of northwest Europe. *Geol. Mag.*, 134, 177-197.
- EVERAERTS M. et MANSY J-L. (2001). — Le filtrage des anomalies gravimétriques: une clé pour la compréhension des structures tectoniques du Boulonnais et de L'Artois (France). *Bull. Soc.géol. France*, 172, 267-274.
- FAURE M. et BECQ-GIRAUDON J.F. (1993). — Sur la succession des épisodes extensifs au cours du désépaissement carbonifère du Massif Central français. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, 967-973.
- FRIZON DE LAMOTTE D., GUEZOU J.C. et AVERBUCH O. (1995). — Distinguishing lateral folds in thrust systems ; examples from Corbières (SW France) and Betic Cordilleras (SE Spain). *J. Struct. Geol.*, 17, 223-245.
- GAPAIS D., LAGARDE J.L., LE CORRE C., AUDREN C., JEGOUZO P., CASAS SAINZ A. et VAN DEN DRIESSCHE J. (1993). — La zone de cisaillement de Quiberon: témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, 1123-1129.
- GENNA A. et DEBRIETTE P.J. (1994). — Structures en fleur dans le bassin houiller d'Alès. Implications structurales. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 318, 977-984.
- HANDY M.R., FRANZ L., HELLER F., JANOTT B. et ZURBRIGGEN R. (1999). — Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea section, Italy and Switzerland). *Tectonics*, 18, 1154-1177.
- HARDING T.P. (1985). — Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 69, 582-600.
- HENK A. (1999). — Did the Variscides collapse or were they torn apart ? : a quantitative evaluation of the driving forces for postconvergent extension in central Europe. *Tectonics*, 18, 774-792
- HIBSCH C., CUSHING E.M., CABRERA J., MERCIER J., PRASIL P. et JARRIGE J.J. (1993). — Evolution des paléo-contraintes en Grande-Bretagne du Permien au Cénozoïque : approche géodynamique de l'évolution des bassins méridionaux du royaume uni. *Bull. C.R.E.D.P.*, 17, 304-330.
- KLIGFIELD R., OWENS W.H. et LOWRIE W. (1981). — Magnetic susceptibility, anisotropy, strain and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps (France). *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 181-189.
- KORSCH R.J. et SCHÄFER A. (1995). — The Permo-Carboniferous Saar-Nahe Basin, south-west Germany and north-east France: basin formation and deformation in a strike-slip regime. *Geol. Rundsch.*, 84, 293-318.
- LACQUEMENT F. (2001). — L'Ardenne varisque. Déformation progressive d'un prisme sédimentaire pré-structuré, de l'affleurement au modèle de chaîne. *Société géologique du Nord*, publication 29, 285p.
- LACQUEMENT F., MANSY J-L., HANOT F. et MEILLIEZ F. (1999). — Retraitement et interprétation d'un profil sismique pétrolier méridien au travers du massif paléozoïque ardennais (Nord de la France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 329, 471-477.
- LAMARCHE J., BERGERAT F. et MANSY J.L. (1996). — Tectonique plicative et cassante dans le Jurassique du Boulonnais: une histoire méso-cénozoïque polyphasée. *Annales Soc. géol. Nord*, 4, 171-179.
- LAMARCHE J., BERGERAT F. et MANSY J.L. (1997). — Déformation cassantes et plicatives dans le Jurassique du Boulonnais, influence lithostratigraphique et héritage paléozoïque. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 326, 57-63.
- LEFORT J.P. et JAFFAL M. (1991). — Les témoins de l'extension post-hercynienne dans la croûte inférieure litée de la Manche Occidentale et de la Mer celtique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 18, 421-436.
- LEGRAND X., SOULA J.C. et ROLANDO J.P. (1991). — Effet d'une inversion tectonique négative dans le sud du Massif Central français: la structure "roll-over" du bassin permien de Saint-Affrique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312, 1021-1026.
- LEWANDOWSKI M., LAMARCHE J., MANSY J.L., AVERBUCH O. et SZANIAWSKI R. (1999). — Palaeomagnetic dating of brittle tectonics structures : case studies on Ferques Fault (Boulonnais, France) and two faults from the Holy Cross Mountains (Poland). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 329, 495-502.
- MALAVIEILLE J. (1993). — Late orogenic extension in mountain belt: insights from the Basin and Range and the Late Paleozoic variscan belt. *Tectonics*, 12, 1115-1130.
- MALAVIEILLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.M. et GARDIEN V. (1990). — Collapse of a thickened Variscan crust in the French Massif central: Mont-Pilat extensional shear zone and Saint-Etienne Upper carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, 139-149.
- MANSY J.L., AMEDRO F., AUFFRET J.P., GUENOC P., LAMARCHE J., LEFEVRE D., ROBASZYNSKI F., SOMME J. et VIDIER J.P. (sous presse). — Carte géologique de Marquise (50000ème). 2ème édition. *B.R.G.M., Orléans*.
- MANSY J.L., MANBY G.M., AVERBUCH O., EVERAERTS M., BERGERAT F., VAN VLIET-LANOE B. et LAMARCHE J. (sous presse). — Inversion of the Mesozoic basin of the Weald-Boulonnais area : role of basement reactivation. *Tectonophysics*.
- MATTAUER M. et MATTE P. (1998). — Le bassin stéphanien de St-Etienne ne résulte pas d'une extension tardihercynienne généralisée: c'est un bassin pull-apart en relation avec un décrochement dextre. *Geodinamica Acta*, 11, 23-32.
- MATTE P., RESPAUT J.P., MALUSKI H., LANCELOT J. et BRUNEL M. (1986). — La faille NW-SE du Pays de Bray, un décrochement ductile dextre hercynien: déformation à 330 Ma d'un granite à 570 Ma dans le sondage Pays de Bray 201. *Bull. Soc. géol. France*, 8, 69-77.

- MÉNARD G. et MOLNAR P. (1988). — Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a Late Paleozoic European Basin and Range province, *Nature*, 334, 235-237.
- MERCIER E. et MANSY J.L. (1995). — Le blocage du transport sur le plat des plis de propagation : une cause possible des chevauchements hors séquence. *Geodinamica Acta*, 8, 199-210.
- MERIAUX E. (1961). — Observations sur les conglomérats et marbres rouges de l'Artois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 81, 65-71.
- NAYLOR M.A., MANDL G. et SIJPESTEIJN C.H.K. (1986). — Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, 8, 725-735.
- PRIJAC C., DOIN M.P., GAULIER J.M. et GUILLOCHEAU F. (2000). — Subsidence of the Paris basin and its bearing on the Late Variscan lithosphere evolution : a comparison between Plate and Chablis models. *Tectonophysics*, 323, 1-38.
- PRUD'HOMME A., VACHARD D. et MANSY J.L. (1992). — Séries carbonatées viséennes du Boulonnais (France). Mise en évidence d'un diachronisme et ses conséquences structurales. *C. R. Acad. Sci.*, 315, 363-369.
- PRUVOST P. et DELEPINE G. (1921). — Observations sur la Faille d'Hydrequant et sur les couches de base du Carbonifère dans le Bas Boulonnais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4) XXI, 189-206
- RAOULT J-F et MEILLIEZ F. (1987). — The Variscan Front and the Midi fault between the Channel and the Meuse river. *J. Struct. Geol.*, 9, 473-479.
- RICHARD P. et COBBOLD P. (1990). — Experimental insights into partitioning of fault motions in continental convergent wrench zones. *Annales Tectonicae*, 4, 35-44.
- SHAIL R.K. et ALEXANDER A.C. (1997). — Late Carboniferous to Triassic reactivation of Variscan basement in the western English Channel : evidence from onshore exposures in south Cornwall. *J. Geol. Soc. London*, 154, 163-168.
- SOULA J.C. (1984). — Genèse de bassins sédimentaires en régime de cisaillement transcurrent: modèles expérimentaux et exemples géologiques. *Bull. Soc. belge Géol.* 93, 83-104.
- TCHALENKO J.S. (1970). — Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1625-1640.
- VALLE B., COUREL L. et GELARD J.P. (1988). — Les marqueurs de la tectonique synsédimentaire et syndiagénétique dans le bassin stéphanien à régime cisailant de Blanzy-Montceau (Massif Central, France). *Bull. Soc. géol. France*, 8, 529-540.
- VAN DEN DRIESSCHE J. et BRUN J.P. (1989). — Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieure dans le sud du Massif Central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309, 1607-1613.
- WILLIAMS G.D., POWELL C.M. et COOPER M.A. (1989). — Geometry and kinematics of inversion tectonics. in: Cooper M.A. & Williams G.D.(Eds), *Inversion Tectonics, Geological Society Special Publication*, 44, pp. 3-15.
- WOODCOCK N.H. et FISCHER M. (1986). — Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8, 725-735.
- ZIEGLER P.A. (1990). — Geological Atlas of Western and Central Europe. *Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.*, 239p.

DES NOUVEAUTÉS DANS LE CRÉTACÉ DE LA FEUILLE DE MARQUISE (Ed. 2000)

Novelties in the Cretaceous on the sheet of Marquise (Ed. 2000)

Par Francis ROBASZYNSKI(*) et Francis AMÉDRO(**)

Résumé. — Des observations, des levés et des sondages à la tarière réalisés dans le Crétacé de la feuille de Marquise entre 1993 et 1996 ont fourni des informations nouvelles permettant de préciser certains aspects stratigraphiques et tectoniques qui figureront dans la nouvelle édition de la feuille. On développera les faciès wealdiens et l'Aptien du Mont Duez, la succession de l'Aptien et de l'Albien traversée à Leubringhen, les éléments sur lesquels sont fondés les contours des étages Coniacien et Santonien dans les craies du Haut-Boulonnais, ainsi que la description de cinq transects réalisés avec des sondages sur le tracé de la "faille" de Landrethun qui est interprétée ici comme une flexure.

Abstract. — A series of observations, field survey and screw auger borings were led in the Cretaceous of the Marquise sheet between 1993 and 1996. They gave new informations owing to precise some stratigraphic and tectonic aspects which will be presented in the new edition of the sheet. In this paper several points are developed : the succession of wealden facies and Aptian at Mont Duez, the Aptian-Albian succession in the Leubringhen bore hole, the description of five sections along the Landrethun "fault" which is here interpreted as a monoclinial flexure and the criterions which support the drawing of the Turonian-Coniacian and Coniacian-Santonian boundaries in the chalks of the Haut-Boulonnais.

I. — INTRODUCTION

La première édition de la feuille de Marquise a été l'objet de levés réalisés en 1968-1969 (cfr. Hatrival coord. *et al.*, 1971). En vue de la réédition de cette feuille, des observations et des levés dans les terrains crétacés ont été menés de 1993 à 1996. Dans les affleurements le long de la côte, les attributions stratigraphiques se sont fondées sur les macrofaunes en tenant compte des informations publiées (Robaszynski *et al.*, 1980; Amédro, 1994; Amédro & Robaszynski, sous presse). A l'intérieur des terres, les petits affleurements de craie ont été échantillonnés dans le but de dégager la microfaune de foraminifères permettant leur attribution à l'une des biozones utilisées par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) pour la cartographie des craies (Monciardini, 1980).

En mars et septembre 1994, deux petites campagnes de sondages à la tarière sur camion ont permis de préciser certaines caractéristiques du sous-sol jurassique, crétacé ou quaternaire, occulté par les limons récents. Grâce à cette assistance technique fournie par le BRGM, nous avons pu acquérir des informations nouvelles sur les faciès wealdiens du Mont Duez et de Wissant, sur l'Aptien du Mont Duez et de Leubringhen (F. A.) et sur l'allure de la "faille" de Landrethun qui est interprétée ici comme une flexure (F. R.).

La localisation des divers points ayant montré des nouveautés par rapport aux connaissances antérieures, est donnée à la figure 1.

II. — LES FACIÈS WEALDIENS ET L'APTIEN AU MONT DUEZ

Un certain nombre de collines du Bas-Boulonnais sont coiffées par des sables fins micacés, des sables glauconieux et des sables ferrugineux plus ou moins cimentés. L'attribution stratigraphique de ces sables nommés par Pruvost (1923) "Sables de St-Etienne-au-Mont" a été discutée pendant plus d'un demi-siècle, certains auteurs les considérant comme Jurassique supérieur (Pellat, 1875, 1903; Munier-Chalmas, 1899), la plupart comme Crétacé inférieur (Pellat, 1865; Parent, 1893, 1903, 1928; Rigaux, 1903; Pruvost, 1923; Dutertre, 1925) enfin Dutertre (1936) comme d'âge indéterminé. Plus récemment, Bonte & Godfriaux (1958) ont démontré qu'il s'agissait en fait dans la localité-type, comme dans la plupart des cas, de grès "portlandiens" (tithoniens suivant la terminologie actuelle) décalcifiés et déglauconitisés. C'est la raison pour laquelle peu d'affleurements sableux ont été cartographiés sous les appellations Wealdien (n3) et Aptien-Albien inférieur (n6-c1a) dans l'édition précédente de la feuille de Marquise (Hatrival coord. *et al.*, 1971). L'exception la plus notable est le Mont Duez situé à 3 km au Nord-Est de Wimereux, qui atteint 80 m d'altitude, où J.-P. Destombes, chargé des contours du Crétacé, indique 30 m de Crétacé avec, vers le haut, 5 m de sables glauconieux aptiens et, vers le bas, 25 m de sables et argiles à faciès wealdiens.

Deux sondages à la tarière ont été réalisés en 1995 au sommet du Mont Duez et sur son flanc Nord-Est à 150 m de

(*) Faculté Polytechnique de Mons, 9, rue de Houdain, 7000 MONS, Belgique. Francis.Robaszynski@fpms.ac.be
(**) 26, rue de Nottingham, 62100 CALAIS, France

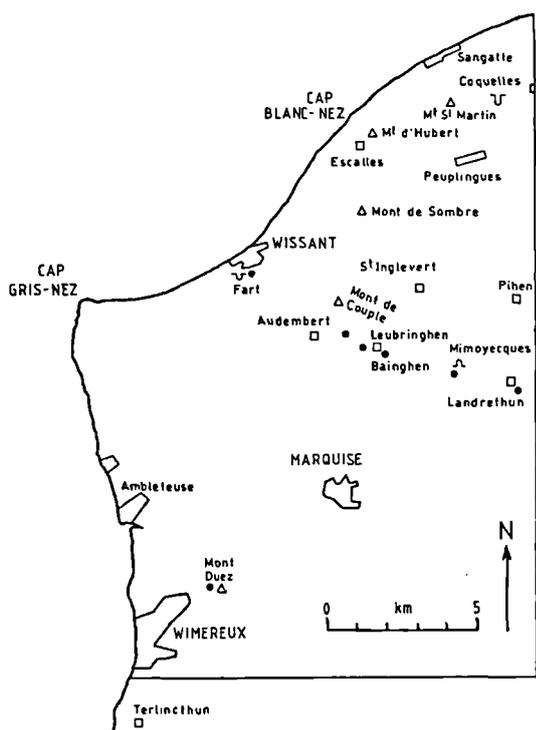


Fig. 1. — Carte des localités citées sur la feuille de Marquise.

Fig. 1. — Situation of geographical terms used for the Marquise sheet.

distance. Les coordonnées Lambert, zone I, du sondage le plus élevé (n°39) sont : x = 551,51; y = 1343,37.

Du haut vers le bas, la coupe composite révèle la succession suivante (fig.2).

APTIEN

Formation de Verlincthun ("Gargasien") = n 5 V

0 à 3,00 m : sable argileux grossier, avec dragées de quartz à la base, en grande partie déglauconitisé, de teinte rousse.

BARREMIEN

Faciès wealdiens = n 4 W

3,00 m à 4,00 m : sable très fin, argileux, ocre.

4,00 m à 5,00 m : sable très fin, meuble, ocre clair, de plus en plus clair vers le bas.

5,00 m à 7,00 m : sable fin, meuble, presque blanc.

7,00 m à 8,50 m : argile finement sableuse, ocre.

8,50 m à 9,00 m : paléosol, argile bariolée rouge et ocre.

9,00 m à 12,00 m : argile finement sableuse, blanche.

12,00 m à 12,50 m : argile blanche, très faiblement et finement sableuse.

12,50 m à 13,40 m : sable relativement grossier, ocre.

13,40 m à 13,50 m : niveau argileux, légèrement sableux, blanc.

13,50 m à 14,20 m : croûtes limonitiques (liées à des variations de hauteur du niveau piézométrique).

14,22 m à 15,80 m : sable argileux ocre clair, devenant plus argileux vers le bas.

15,80 m à 16,40 m : paléosol; argiles bariolées rouges avec granules pédologiques.

16,40 m à 18,00 m (fin du sondage) : argiles gris-bleu avec flamèches bariolées.

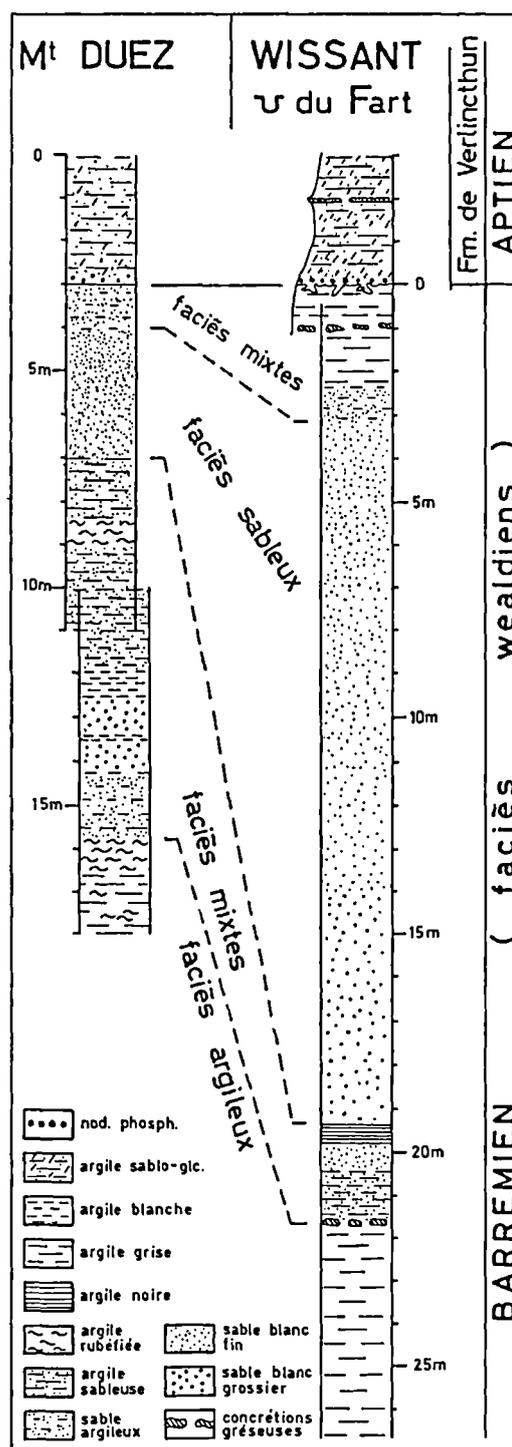


Fig.2. — Les faciès wealdiens et l'Aptien au Mont Duez. Comparaison avec la carrière du Fart à Wissant.

Fig.2. — The Wealden facies and the Aptian at Mont Duez. Comparison with the old Fart quarry at Wissant.

Le contact avec les formations jurassiques n'a pas été atteint. Toutefois des argiles grises comparables à celles décrites à la base du sondage du Mont Duez étaient visibles

en 1976 à 5 km plus au Sud, à Terlincthun (dans la déviation Nord de Boulogne, à 2 km au delà du cadre de la feuille de Marquise). Ces argiles remplissaient des poches décamétriques au sommet des grès tithoniens partiellement décalcifiés. A noter que suivant Bonte & Godfriaux (1958) et Bonte (1965), de telles poches ne correspondent pas à un remplissage de cavités préexistantes, mais témoignent d'un affaissement récent à la suite de la dissolution partielle du substratum.

Les sondages du Mont Duez apportent deux enseignements. Le premier est de valider la présence et les contours du Crétacé inférieur indiqués à cet endroit dans l'édition antérieure de la feuille de Marquise (Hatrival coord. *et al.*, 1971). Le second est de confirmer la superposition déjà maintes fois observée dans les faciès wealdiens du Boulonnais, comme par exemple à la carrière du Fart à Wissant (fig. 2), d'argiles bariolées rouges, noires ou grises dans la partie inférieure de la succession et de sables blancs souvent très fins au-dessus (Amédéo & Robaszynski, 1998). Cette succession peut être tracée aussi bien vers l'Est sur la feuille de Desvres à Nabringhen et Longueville (Robaszynski & Amédéo, 1986) que vers le Sud sur la feuille de Boulogne-sur-Mer près de Nesles (Rigaux, 1903). D'un autre côté, une transition existe le plus souvent entre les argiles et les sables avec la présence, entre les deux, de faciès "mixtes" composés d'argiles finement sableuses et de sables argileux gris pâle à blanc. Des récurrences de tels faciès "mixtes" se développent aussi localement dans la partie supérieure de la succession au-dessus des sables blancs fins (Mont Duez, carrière du Fart à Wissant). Malgré l'absence de coupe continue et la discontinuité des dépôts et bien que les variations latérales de faciès soient souvent très rapides, une suite lithologique composite standard commence à s'ébaucher peu à peu pour les faciès wealdiens du Boulonnais.

III. — L'APTIEN ET L'ALBIEN A LEUBRINGHEN

Lors du contrôle à Leubringhen d'un affleurement noté Fy (alluvions anciennes) sur la 1^{ère} édition de la feuille de Marquise, immédiatement au Sud de la flexure de Landrethun, un sondage à la tarière a pu atteindre la profondeur de 35 m et traverser les argiles albiennes à faciès Gault pour toucher les sables glauconieux albo-aptiens. Les coordonnées Lambert Zone I du sondage implanté à 50 m au Nord du croisement entre les routes départementales 244 E et 249 sont les suivantes : x = 557,09; y = 1350,94.

Du haut vers le bas, la succession apparaît ainsi (fig. 3).

QUATERNAIRE ?

0 à 8,50 m : argiles ocre altérées.

ALBIEN SUPERIEUR ET MOYEN

Formation de Lottinghen = n 6 L

8,50 m à 9,50 m : marne grisâtre finement piquetée de glauconie.

9,50 m à 11,00 m : glauconitite verte.

Formation de Saint-Pô = n 6P

11,00 m à 19,00 m : argile gris clair à faciès Gault avec, à 16,50 m, un moule interne de *Pectinucula pectinata* (Sowerby) et, entre 17 et 19 m, plusieurs empreintes écrasées d'*Inoceramus sulcatus* Parkinson. 19,00 m à 19,04 m : lit de nodules phosphatés noirs, avec un fragment de moule interne nacré d'ammonite appartenant au genre *Metaclavites*.

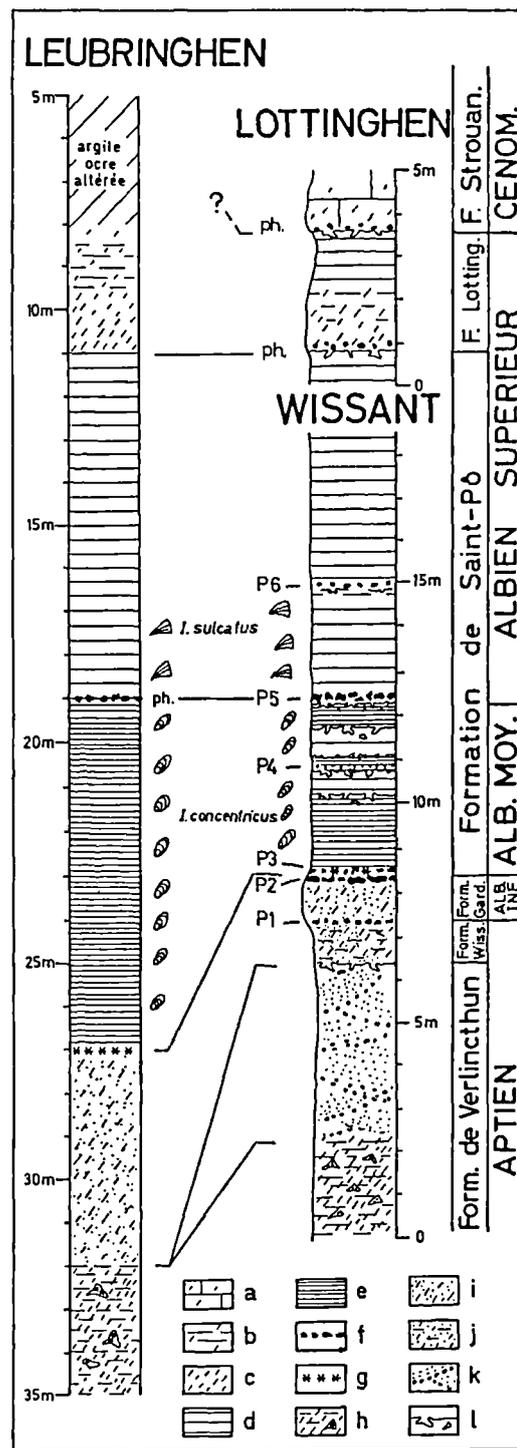


Fig.3. — L'Albien à Leubringhen. Comparaison avec la carrière de Lottinghen et les affleurements de la baie de Wissant.

a : craie glauconieuse; b : marne glauconieuse; c : glauconitite; d : argile grise; e : argile noire; f : nodules phosphatés; g : pyrite; h : glauconitite argileuse bioturbée; i : sable glauconieux; j : sable argilo-glauconieux; k : sable blanc à stratifications entrecroisées; l : surface perforée (*Thalassinoides*).

Fig.3. — The Albian at Leubringhen and a comparison with the Lottinghen quarry and the Wissant outcrops.

A : glauconious chalk; b : glauconious marl; c : glauconitite; d : grey clay; e : black clay; f : phosphatic nodules; g : pyrite; h : bioturbated clayey glauconitite; j : glauconious and clayey sand; k : cross-bedded white sand; l : perforated surface with *Thalassinoides*.

19,04 m à 27,00 m : argile noire à faciès Gault renfermant sur toute la hauteur de nombreuses empreintes argileuses écrasées d'*Inoceramus concentricus* Parkinson.

ALBIEN INFÉRIEUR - APTIEN SUPÉRIEUR (sommets du "Clansayésien").

Formation des Gardes (= n6G) et Formation de Wissant (=n5W) indifférenciées.

27,00 m à 27,01 m : pyrite bien cristallisée.

27,01 m à 32,00 m : sables glauconieux grossiers, meubles, verdâtres.

• APTIEN SUPÉRIEUR (base du "Clansayésien" et "Gargasien").

Formation de Verlincthun = n 5V

32,00 m à 35,00 m (fin du sondage) : glauconitite argileuse, vert sombre, contenant des cristaux millimétriques de pyrite et des nids de glauconie.

La coupe de référence pour l'Aptien supérieur et l'Albien du Boulonnais est la baie de Wissant qui fait partie des gisements-types par lesquels d'Orbigny (1842) définit son étage Albien.

Les sables glauconieux et les argiles à faciès Gault de Wissant sont aujourd'hui connus par les récents travaux d'Amédéo & Destombes (1978), Robaszynski & Amédéo coord. *et al.* (1980) et Robaszynski & Amédéo (1986, 1993). C'est la raison pour laquelle la suite lithologique est simplement résumée dans la fig. 3. Mais une influence tectonique locale en rapport avec l'existence, dans le secteur du Cap Blanc-Nez, de la structure faillée des Quénocs tronque la partie sommitale de l'Albien à Wissant (Amédéo, 1994). Cet intervalle est en revanche préservé dans la partie Sud du Boulonnais, en particulier à Lottinghen (Robaszynski & Amédéo coord. *et al.*, 1980; Amédéo & Magniez-Jannin, 1982).

La comparaison du sondage de Leubringhen avec la succession composite de référence comprenant les coupes de Wissant et de Lottinghen amène deux séries de remarques concernant, d'une part les sables glauconieux apto-albiens et, d'autre part, les argiles à faciès Gault (fig. 3).

1) Les sables glauconieux apto-albiens.

a) Formation de Verlincthun.

A Wissant, comme dans la plupart des coupes du Boulonnais (Amédéo & Mania, 1976) et même dans le Sud-Est de l'Angleterre à Folkestone (Casey, 1961), on observe du bas vers le haut un passage de la glauconitite argileuse à des sables blancs grossiers à stratification entrecroisée. Il s'agit d'une tendance régressive dans la partie moyenne de l'Aptien supérieur qui est accentuée dans l'Est du Boulonnais avec un retour à des faciès semi-continentaux terminés par une discontinuité sédimentaire (tranchée du Vert-Mont à Réty; cf. Bonte, 1977; Robaszynski & Amédéo coord. *et al.*, 1980). L'absence de ces sables blancs à Leubringhen et leur quasi-absence à Sangatte au puits du tunnel sous la manche (Amédéo & Robaszynski, 1998) constituent des exceptions locales et semblent résulter de phénomènes érosifs.

b) Formation de Wissant et Formation des Gardes.

Il s'agit dans les deux cas de sables glauconieux. Les échantillons prélevés à la tarière n'ont pas permis de repérer la discontinuité sédimentaire séparant les deux formations dans

le sondage de Leubringhen d'où leur réunion dans une même unité lithologique.

2) Les argiles à faciès Gault.

a) Formation de Saint-Pô.

La moitié inférieure de la Formation de Saint-Pô est représentée à Wissant par des argiles à dominante noire entrecoupées par trois niveaux phosphatés : P3, P4 et P5. Le reste de la Formation (au-dessus du P5) est de teinte plus claire - conséquence d'une augmentation du pourcentage de CaCO₃ dans les argiles - et contient un dernier niveau phosphaté : P6. La comparaison des coupes présentée dans la figure 3 montre que l'on retrouve ces deux grandes divisions dans le sondage de Leubringhen avec des argiles noires, riches en empreintes écrasées d'*Inoceramus concentricus* entre -27 m et -19 m, des argiles grises entre -19 m et -11 m, et à la limite entre les deux à -19 m un lit de nodules phosphatés à fossiles nacrés correspondant au P5. Les autres niveaux phosphatés, plus discrets, n'ont pas été repérés dans les prélèvements remontés à la tarière.

b) Formation de Lottinghen.

La Formation de Lottinghen a été définie dans le Sud du Boulonnais par Robaszynski & Amédéo coord. *et al.* (1980). Il s'agit d'une marne grise débutant à la base par une glauconitite verte à nodules phosphatés. Une telle succession existe encore à la limite Est de la feuille de Marquise, un puits creusé pour l'extraction du charbon entre Elinghen et Hardinghen à la Fosse Glaneuse n°1 l'ayant traversé sur 3,15 m (Olry, 1904). En revanche, à Wissant et au puits du Tunnel sous la Manche à Sangatte, la Formation de Lottinghen est remaniée et quasi-inexistante (Amédéo, 1994; Amédéo & Robaszynski, 1998). Sa mise en évidence à Leubringhen sur une épaisseur d'au moins 2,50 m confirme le cas particulier du secteur du Cap Blanc-Nez et l'influence tectonique locale de la structure faillée des Quénocs située immédiatement au Nord des falaises et dont l'activité au Cénomaniens inférieur a déjà été mise en évidence par Carter & Destombes (1972). L'examen des épaisseurs cumulées de la Formation de Saint-Pô et de la Formation de Lottinghen amène d'ailleurs le même constat avec 10,80 m d'argiles albiennes à faciès Gault à Wissant (Amédéo & Destombes, 1978), 11 m à Escalles (Destombes, 1961) et 12,55 m à Sangatte (Amédéo & Robaszynski, 1998), à comparer aux 18,50 m traversés au sondage de Leubringhen, 14,50 m à la Fosse Glaneuse n°1 à Hardinghen (Olry, 1904), 16,50 m et 18,50 m dans deux sondages à Fiennes (Caulier, 1974), 17 m à Réty (Caulier, 1974)...

IV. — LA FLEXURE DE LANDRETHUN

Depuis la 3^{ème} édition de la carte au 1/80.000ème de Boulogne-sur-Mer (Pruvost, 1928), une faille orientée sensiblement WNW-ESE est placée entre Leubringhen à l'Ouest et Landrethun-Caffiers à l'Est pour témoigner du "manque" ou de l'étroitesse d'affleurement du Cénomaniens-Turonien (feuilles de Marquise et de Guines, 1971, Crétacé par J.-P. Destombes). Au point de vue des épaisseurs, on sait que le Cénomaniens a une puissance d'environ 75 m au Cap Blanc-Nez et le Turonien inférieur, moyen et base du supérieur sans silex atteint près de 70 m dans la tranchée de Caffiers (Amédéo & Robaszynski, 2001).

Nous allons voir sur quels arguments les auteurs se sont fondés pour induire l'existence d'une faille et quels sont les résultats de petites lignes de sondages à la tarière effectués sur cinq sites placés le long de cette "faille".

1) Les interprétations antérieures.

1907 : Gosselet et Dollé étudient "l'enveloppe crétacique du Bas-Bouloonnais". A Landrethun, selon un axe Nord-Sud, "le Cénomanién et une grande partie du Turonien ont disparu". Il en serait de même à Fiennes et "entre le chemin de fer [de Caffiers] et la route nationale n°1". En conclusion, les auteurs "pourraient admettre" que les strates soient très inclinées mais "pour plus de simplicité" ils préférèrent l'hypothèse "qu'il existe une faille".

En fait, les manques de Cénomanién et de Turonien sont induits par l'absence d'affleurement sur une bande de 100 à 150 m.

1907 : Gosselet et Dollé présentent leurs résultats à la Société géologique de France et publient une coupe avec une faille verticale à Landrethun mettant en contact de l'Albien sous faciès Gault au Sud avec du Turonien moyen sur la lèvre Nord (a, fig. 4) ... ce qui n'est pas une observation mais déjà une interprétation puisqu'il n'y a pas d'affleurement décrit de ce contact.

1914-1922 : Gosselet, dans un travail rédigé en 1914 et publié par et avec Dubois en 1922, nomme "Faille de Landrethun" une discontinuité qui court entre Bainghen et l'Est de Caffiers (selon sa figure p. 52) et abaisse la lèvre Nord d'une centaine de mètres.

1921 : Pruvost, étudiant "la tectonique du Bas-Bouloonnais", confirme la Faille de Landrethun (b, fig. 4) et la prolonge jusqu'au Cap Gris-Nez par la Faille de la Courte Dune par le relais de la faille de décrochement d'Audembert. A l'Est de Caffiers il note sur le bord de la lèvre Nord des pendages de 38° (dans le Turonien) et de 45° (dans le Cénomanién).

1928 : Pruvost, dans la 3^{ème} édition de la feuille au 1/80.000 Boulogne-sur-Mer, concrétise son interprétation de 1921 en marquant une faille N 74°W entre Leubringhen et Landrethun-Caffiers avec une flexuration à l'Est et à l'Ouest.

1960 : J.-P. Destombes reprend les idées de Gosselet et Pruvost et accepte une "faille de Landrethun - Courte-Dune qui dénivelle le flanc N en gradins à regard N".

1961 : Mariette examine une tranchée pour adduction d'eau "partant du bourg de Landrethun-le-Nord vers le Sud (le long de la route D243)". Cette tranchée devait donc recouper la faille de Landrethun. En fait, du Sud vers le Nord, il rencontre successivement l'Aptien (sables), l'Albien (argiles du Gault, le Cénomanién (craie marneuse blanchâtre et craie glauconieuse à la base), le Turonien inférieur (marne gris verdâtre à *Inoceramus labiatus*, le Turonien moyen (marne blanchâtre) et le Turonien supérieur (craie à silex). Il peut

Fig.4. — Interprétations successives de l'accident de Landrethun-le-Nord. a : selon Gosselet & Dollé (1907b) - b : selon Pruvost (1921) - c : selon Mariette (1961) - d : selon J.-P. Destombes in Hatrival coord. et al. (1971).

Fig.4. — Successive interpretations of the Landrethun discontinuity.

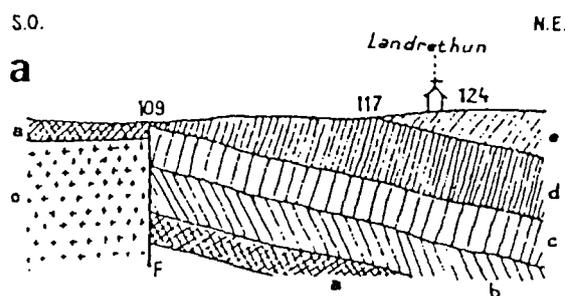


Fig. 1. — Coupe du terrain crétacique à Landrethun. a, Gault; b, Cénomanién; c, Turonien, Marnes à *Inoceramus labiatus*; d, Turonien, Marnes à *In. Brongniarti*; e, Turonien supérieur, Craie à *Micraster Leskei*; o, Dévonien; F, Faille.

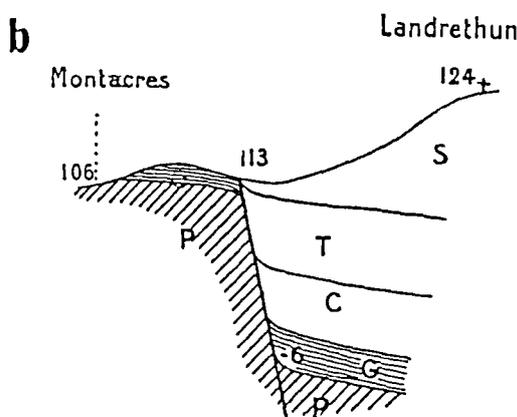


Fig. 1. - La faille de Landrethun, à Landrethun S, Craie à silex (Turonien supérieur et Sénomien); T, Marnes à *In. Brongniarti* et *In. labiatus*; C, Craie éénomaniénne; G, argiles et sables du Gault; P, terrains primaires.

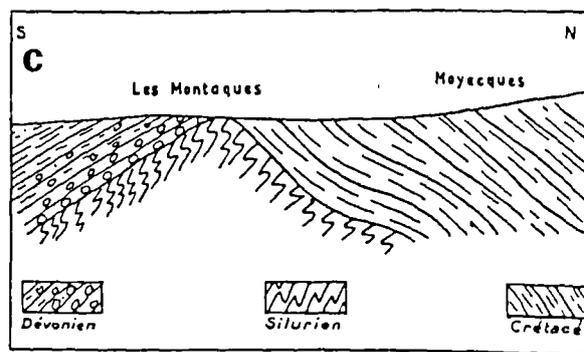
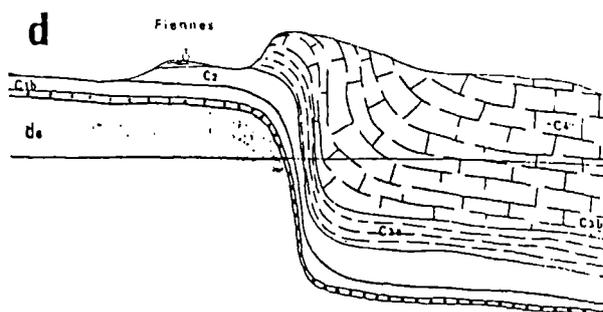


FIG. 2. — Coupe schématique de la région de Landrethun-le-Nord montrant la disposition des couches géologiques.



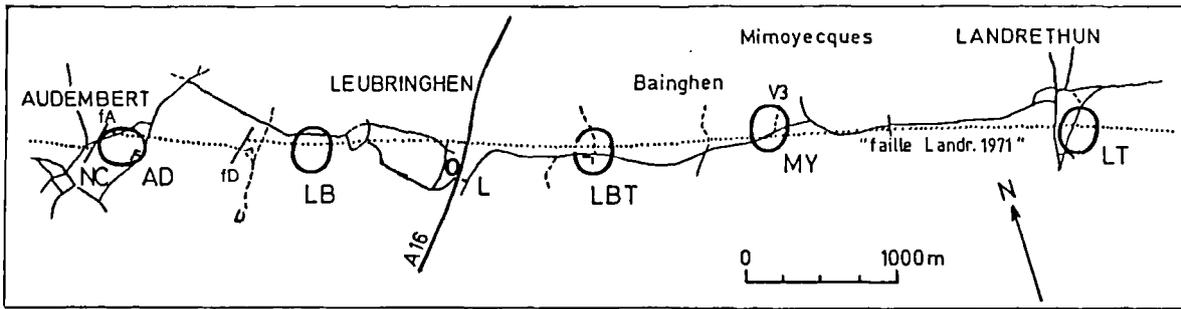


Fig. 5. — Situation des cinq sites où ont été effectués les transects par sondages de l'accident de Landrethun. NC : Noires Chocques - AD : Audembert - LB : Leubringhen - L : sondage isolé - LBT : Leubringhen-Bainghen, ferme Touret - MY : Mimoyecques - LT : Landrethun - fD : faille de décrochement de Dizacre - fA : faille de décrochement d'Audembert.

Fig. 5. — Situation of the five areas where series of borings were drilled along the Landrethun discontinuity.

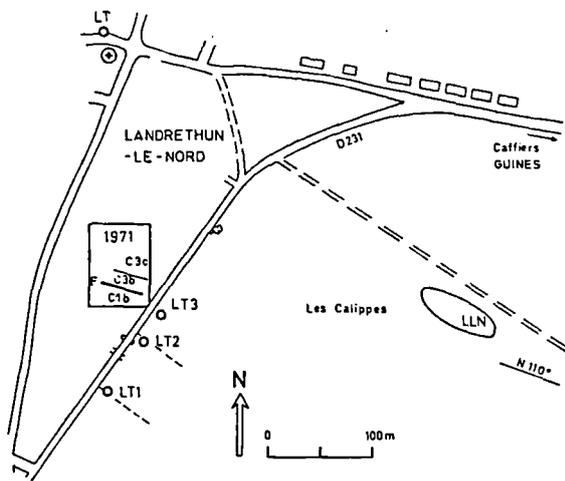


Fig. 6. — Situation géographique des sondages et affleurements sur le site de Landrethun-le-Nord. En encadré : position de la "faille" de Landrethun sur la 1^{re} édition de la feuille de Marquise (c1b : Gault - c3b : Turonien moyen - c3c : Turonien supérieur). LT : affleurement de craie à silex au Nord de l'église de Landrethun - LLN : affleurement de craie massive dans une excavation.

Fig. 6. — Geographical position of borings and outcrops in the Landrethun area. In the frame : situation of the interpreted "Landrethun fault" as it appears in the 1st edition of the Marquise sheet.

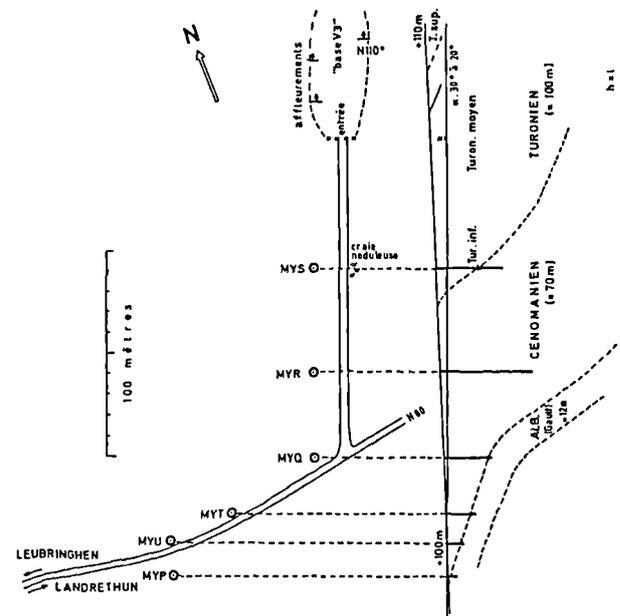


Fig. 7. — Situation géographique des sondages et affleurements sur le site de Mimoyecques avec la coupe interprétative.

Fig. 7. — Geographical position of borings and outcrops in the Mimoyecques area with the interpretative geological section.

ainsi affirmer : "La série crétacée est donc complète. La succession rapide des divers étages est expliquée par le pendage très fort des couches" : 45° à 70° vers le Nord. Il en conclut que "la faille de Landrethun n'existe pas, tout au moins en surface" (c, fig.4).

1961 : Polvéche conteste cette conclusion. Il rappelle qu'entre Leubringhen et Landrethun, "Cénomaniens et Gault ont disparu", qu'à Landrethun il est "impossible, même en tenant compte de pendages parfois importants, de placer les 140 m de craie marneuse qui séparent la craie à silex des argiles albiennes" et que pour lui, "la faille existe bien".

1963 : J.-P. et P. Destombes, étudiant "l'anticlinal des Quénocs" reprennent dans leur fig. 2 la "faille de Courte-Dune-Landrethun" comme "direction artésienne".

1971 : J.-P. Destombes, responsable des contours du Crétacé pour les feuilles à 1/50.000 de Marquise et de Guines, reprend la faille de Landrethun entre Leubringhen et Caffiers et la poursuit à l'Est comme à l'Ouest par une flexure (d, fig. 4), suivant en cela Gosselet et Pruvost.

1985 : Robaszynski, dans la base du Cénomaniens de la nouvelle tranchée de chemin de fer à Caffiers, note des pendages de 30° à 40° vers le Nord.

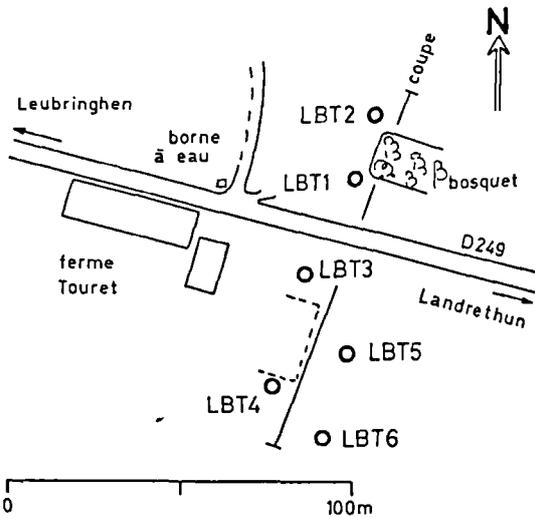


Fig.8. — Situation géographique des sondages sur le site de la ferme Touret à Leubringhen-Bainghen.

Fig.8. — Geographical position of borings in the Touret farm area at Leubringhen-Bainghen.

1993 : Amédéo & Robaszynski, dans le Turonien moyen affleurant à l'ancienne base V3 de Mimoyecques, notent des pendages de 30° à 25° vers le Nord.

1995 : Robaszynski effectue deux campagnes de sondages à la tarière sur camion, en mars sur les sites de Mimoyecques et de Leubringhen, en septembre sur les sites de Landrethun, Leubringhen-Bainghen et Audembert-Noires Chocques. Ce sont les résultats de ces sondages qui seront présentés ci-après.

2) Les sondages à la tarière en 1995.

Les cinq transects placés le long de la "faïlle de Landrethun" seront examinés de l'Est vers l'Ouest (fig. 5).

Pour chaque site, les sondages sont indiqués par un cercle indexé, avec successivement, Landrethun (LT, fig. 6), Mimoyecques (My, fig. 7), Leubringhen-Bainghen, ferme Touret (LBT, fig. 8), Leubringhen (LB et L, fig. 10), Audembert-Noires Chocques (NC et AD, fig. 10).

La figure 11 rend compte des informations lithologiques et paléontologiques issues de l'examen des éléments remontés au jour par la tarière. On commentera maintenant les principales informations.

a) Landrethun-le-Nord

La craie glauconieuse du Cénomaniens basal ou "Tourtia" a été touchée à 2 m à LT 1, à 13 m à LT 2 et à 25 m à LT 3. Dans le champ des Calippes, une excavation a montré une craie blanche massive (LLN) où des lavages ont fourni des *Rotalipora cushmani* évoluées. Il s'agit de la craie du Cénomaniens supérieur. Dans le village, au Nord de l'Eglise, un affleurement de craie à silice (LT) à rares *Reussella kelleri* primitives indique le Turonien supérieur. La coupe 1 de la fig. 12 montre qu'un pendage général d'une vingtaine de degrés suffit à faire passer toute l'épaisseur du Cénomaniens et du Turonien inférieur et moyen entre LT 1 et LT distants d'environ 350 mètres.

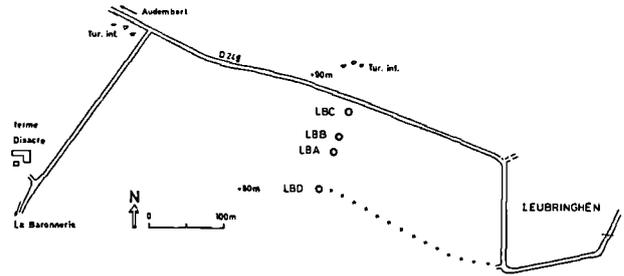


Fig.9. — Situation géographique des sondages et affleurements sur le site de Leubringhen.

Fig.9. — Geographical position of borings and outcrops in the Leubringhen area.

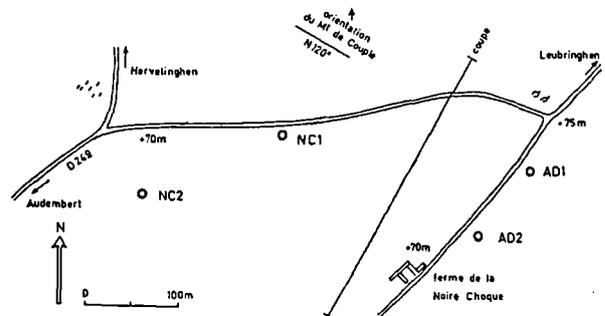


Fig.10. — Situation géographique des sondages et affleurements sur le site d'Audembert-Noires Chocques.

Fig.10. — Geographical position of borings and outcrops in the Audembert-Noires Chocques area.

b) Mimoyecques

Le "Tourtia" est touché à 2 m, 7 m, 12 m et 20 m respectivement dans les sondages MYP, MYU, MYT et MYQ. Plus vers le Nord, MYR est entièrement dans le Cénomaniens à Rotalipores sur 45 m avec, vers 22 m, un banc dur voisin de la limite Cénomaniens inférieur-moyen. MYS montre le passage vers 20 m de la craie noduleuse du Turonien inférieur à la craie blanc grisâtre du Cénomaniens supérieur. En surface, la craie noduleuse affleure sur le chemin en face de MYS et la petite carrière à l'entrée de la "base des V3" expose un lit d'argile dans la craie marneuse du Turonien moyen avec un pendage vers le Nord de 30°. La coupe 2 de la fig. 12 montre que tout l'Albien, le Cénomaniens et le Turonien inférieur sont présents et peuvent passer avec un pendage maximum de 40-45° entre MYP et "la base V3".

c) Leubringhen-Bainghen, ferme Touret

Sous une faible épaisseur de limon, l'Albien est touché dans les sondages LBT 6, 4, 5, 3 et la base du Tourtia à 2 m et à 16 m respectivement dans LBT 1 et 2 situés plus au Nord. Dans LBT 2, le Cénomaniens inférieur sous faciès de craie marneuse grise à jaunâtre est traversé sur 15 m. La coupe 3 de la fig. 12 montre que l'Albien et le Cénomaniens sont bien présents, la limite entre les deux étages plongeant avec un angle d'environ 30° vers le Nord.

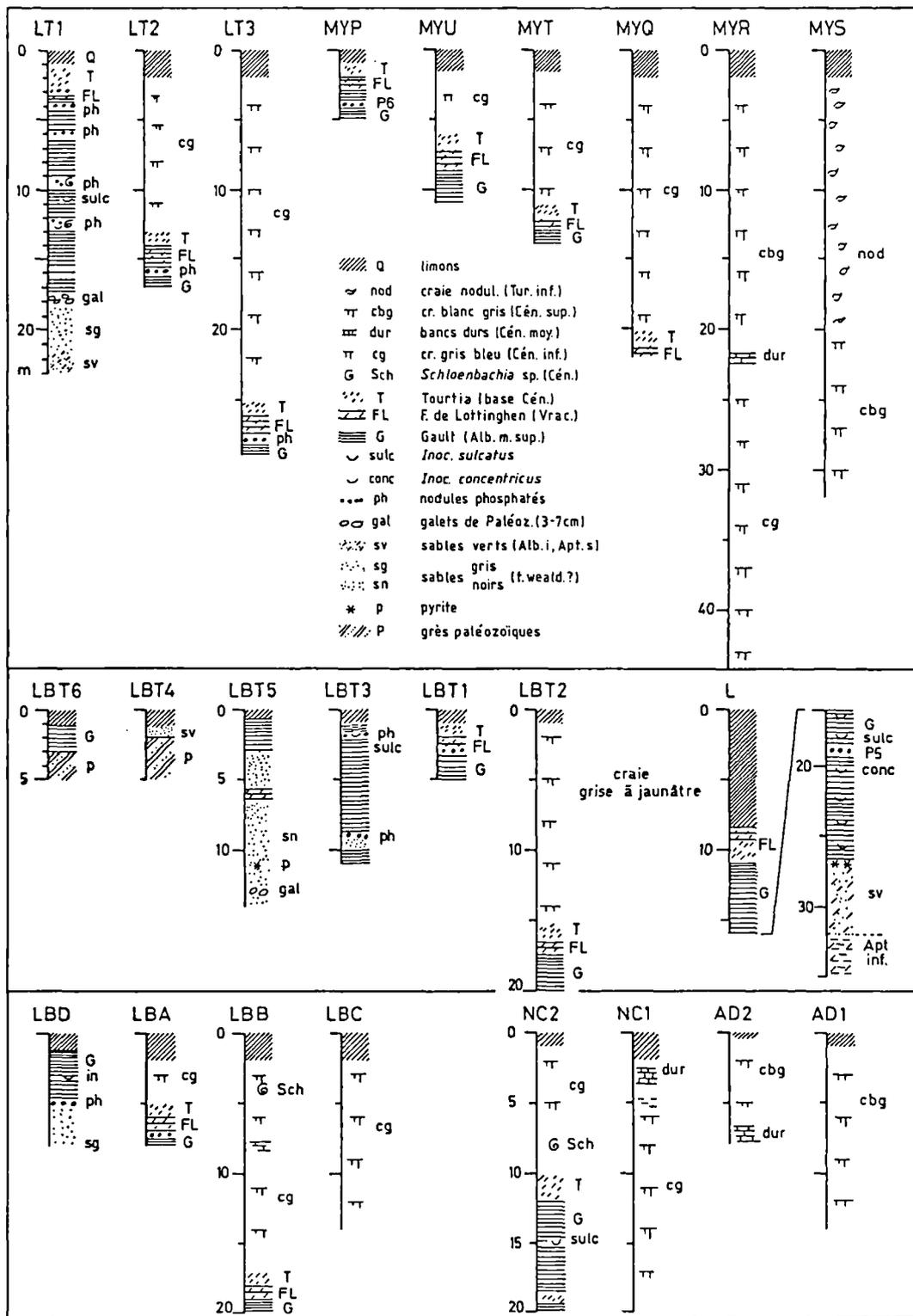


Fig.11. — Interprétation des sondages à la tarière réalisés sur cinq sites le long de la flexure de Landrethun.
 Fig.11. — Interpretative sketches of the screw auger borings drilled on five areas along the Landrethun flexure.

d) Leubringhen

Au Sud, le Gault est touché à 1,5 m en LBD et le Tourtia est atteint à 5 m en LBA et 17 m en LBB où le

Cénomaniens inférieur avec un exemplaire de *Schloenbachia varians* est traversé sur 15 m. Plus au Nord, LBC traverse uniquement de la craie grise cénomaniens et les champs au Nord de la D 249 laissent voir la craie

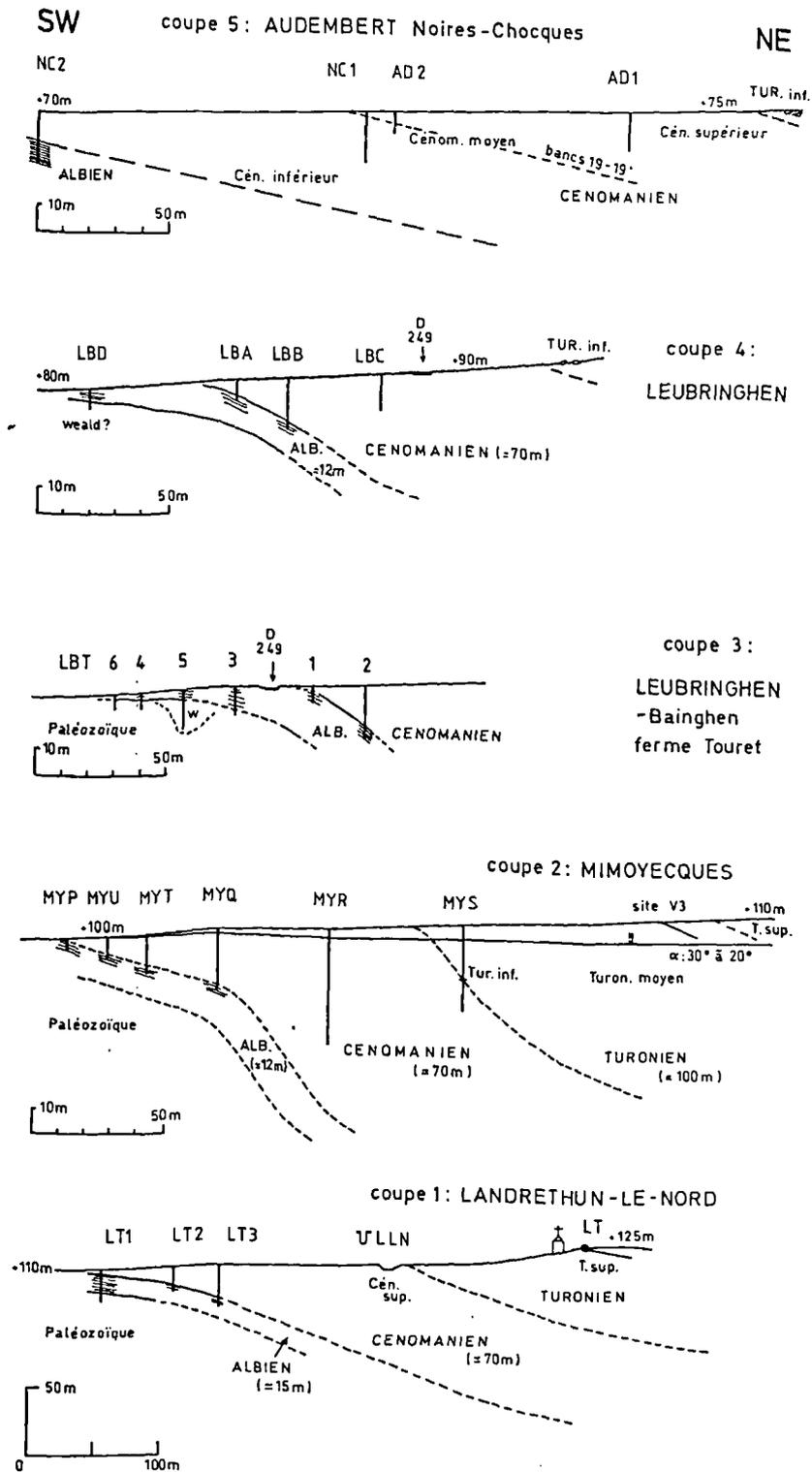


Fig. 12. — Coupes interprétatives sur cinq sites le long de la flexure de Landrethun.

Fig. 12. — Interpretative sections on five areas along the Landrethun flexure.

noduleuse du Turonien inférieur. La coupe 4 de la fig. 12 montre que tout l'Albien et le Cénomanien peuvent passer entre LBD et les champs à craie noduleuse avec un pendage de 20° à 25°.

e) Audembert-Les Noires Chocques

Les sondages AD2 et NC1 traversent une craie grise à blanc grisâtre avec un banc dur pouvant représenter la base du

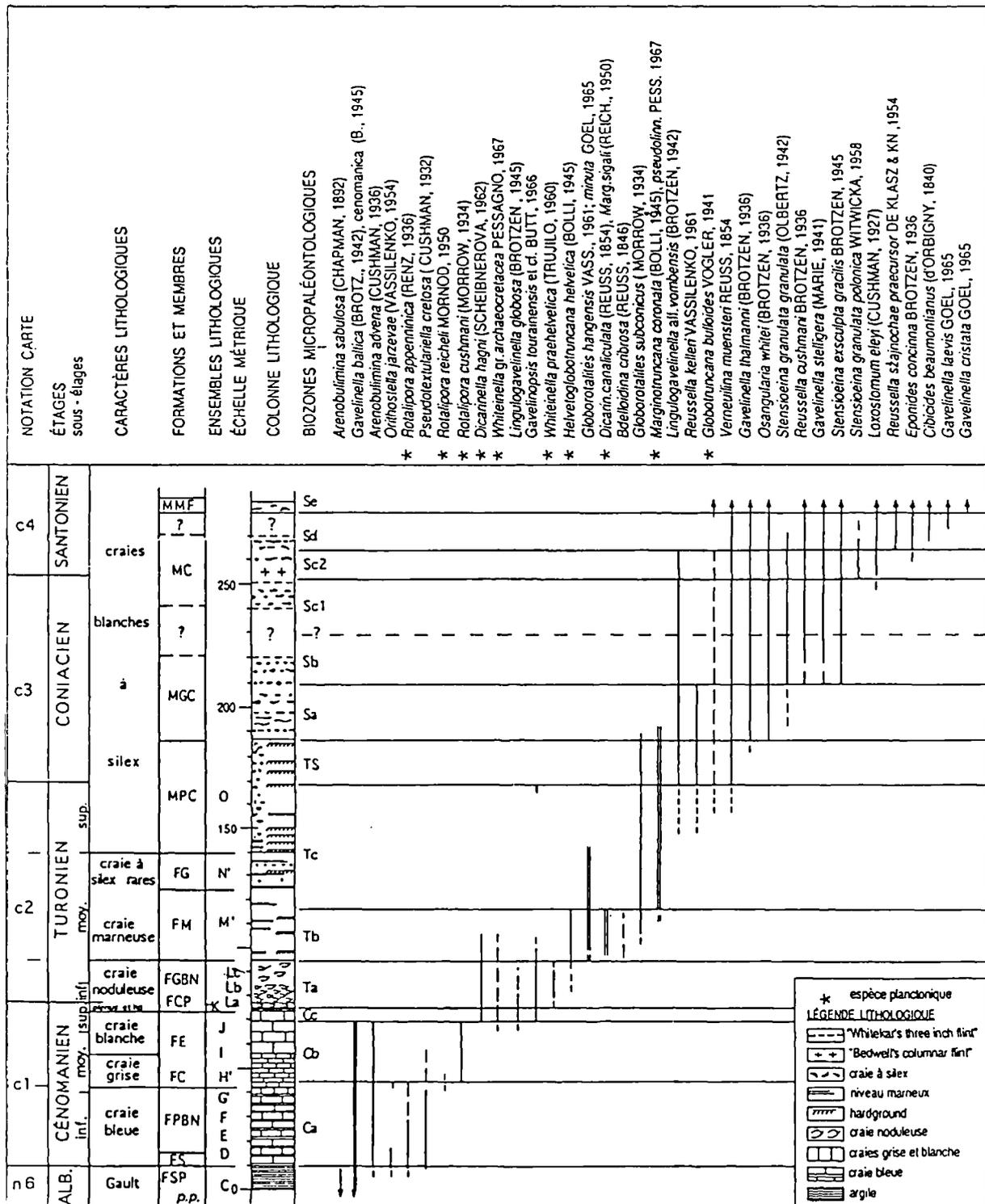


Fig. 13. — Biozones et distribution verticale des foraminifères dans le Crétacé de la feuille de Marquise.

Fig. 13. — Biozones and vertical distribution of foraminifera in the Cretaceous of the Marquise sheet.

Cénomanien moyen. NC2 rencontre le Tourtia vers 10-11 m et AD1 traverse de la craie blanc gris du Cénomanien supérieur. A l'Ouest de la route vers Havelinghen les champs sont jonchés de fragments de craie glauconifère du Tourtia

tandis qu'au Nord de la route vers Leubringhen, la craie noduleuse affleure dans les champs. La coupe 5 de la fig. 12 montre que tout le Cénomanien est présent avec un pendage d'une vingtaine de degrés.

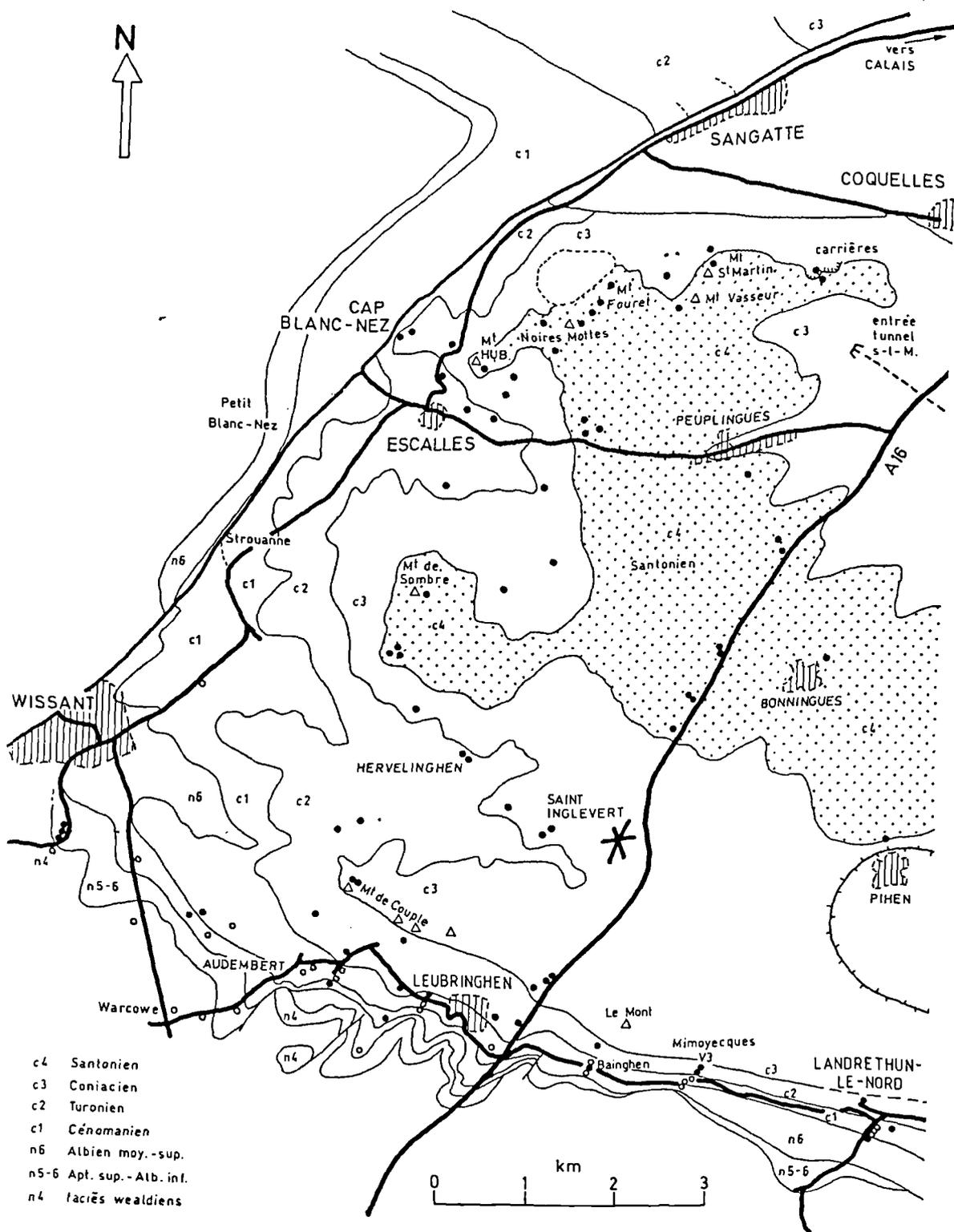


Fig. 14. — Extension géographique du Santonien (c4, en trame pointillée) sur la partie septentrionale de la feuille de Marquise (cercles noirs : prélèvements sur affleurements; cercles : sondages à la tarière).

Fig. 14. — Geographical extension of the Santonian (c4, dotted surface) in the North part of the Marquise sheet (black circles : samples from outcrops; circles : screw auger borings).

3) Interprétations et conclusions.

Les tenants d'une "Faille de Landrethun" invoquaient trois types d'arguments principaux :

- affrontement des argiles albiennes avec les craies à silex du Turonien supérieur, c'est-à-dire absence des craies marneuses du Cénomaniens et du Turonien inférieur et moyen;
- impossibilité de placer à Landrethun 140 mètres de craies marneuses entre les affleurements d'Albien et de Turonien supérieur, même avec des pendages forts;
- quand le Cénomaniens et le Turonien sont présents, on ne peut affirmer qu'ils soient entièrement représentés.

Nous avons vu que :

- à aucun endroit, actuellement, on ne voit sur un affleurement l'affrontement de l'Albien et du Turonien supérieur;
- à Landrethun, 140 m de Cénomano-Turonien peuvent être facilement placés avec un pendage inférieur à 40° puisque la distance entre les affleurements d'Albien et de Turonien supérieur est supérieure à 300 m (ce qui rejoint les observations de Mariette, 1961); ailleurs, des pendages compris entre 20° et 50° au grand maximum suffisent et sont démontrés en sondages par le plongement de la base glauconieuse du Cénomaniens ou Tourtia et en affleurements par les pendages de 20° à 30° des craies du Turonien moyen et supérieur à l'entrée de la forteresse de Mimoyecques
- l'examen des sondages montre que, sur l'ensemble des cinq sites, toute la série de l'Albien au Turonien moyen est représentée entre Audembert et Landrethun.

Ainsi, pour expliquer l'étroitesse d'affleurement de l'Albien-Cénomaniens-Turonien inférieur et moyen qui est quand même de 250 m à 400 m entre Audembert et Landrethun, les informations lithologiques, paléontologiques et géométriques fournies par les sondages suggèrent que l'hypothèse la plus économique est celle d'une flexure. Sa réalité nous paraît claire au moins dans les cinq sites répartis à peu près régulièrement sur les six kilomètres séparant les Noires Chocques d'Audembert de la D231 à Landrethun-le-Nord.

Quoiqu'il en soit, flexure ou faille, l'accident conserve la même signification : un affaissement post-crétacé d'un compartiment de Paléozoïque au Nord de l'accident a entraîné une couverture, formée d'argiles, de marnes et de craies marneuses, qui a réagi de façon plus ou moins souple en acceptant des pendages plus ou moins importants, ceci au moins sur les sites des cinq transects établis par des sondages à la tarière.

V. — LES CONTOURS DU CONIACIEN ET DU SANTONIEN

Dans la 1^{ère} édition de la feuille de Marquise (Hatrival coord. *et al.*, 1971), J.-P. Destombes avait réuni dans un

terme "c4 - 3c" les craies à silex du Turonien supérieur et du "Sénonien".

Dans la présente révision, des cheminements sur toute la surface crétacée ont donné lieu à un échantillonnage des craies de tous les affleurements d'une certaine importance. Les prélèvements ont été traités afin d'en extraire les foraminifères benthiques et planctoniques dont les associations permettent des attributions zonales et, par là, stratigraphiques. La grille zonale est celle utilisée par Monciardini pour les cartes au 1/50.000^{ème} du Bassin de Paris et étalonnée sur les divisions chronostratigraphiques internationales (Robaszynski *et al.*, 1980; Monciardini, 1980 et in Pomerol *et al.*, 1983 et 1987).

Afin de tenir compte de l'évolution de la définition des étages (Symposium de Bruxelles 1995, Rawson *et al.* Eds, 1996), quelques modifications mineures ont été apportées au tableau zonal de l'Albien au Santonien (fig. 13) avec, en particulier :

- limite Cénomaniens-Turonien après la fin des *Rotalipora*,
- présence de *H. helvetica* dès le milieu du Turonien inférieur,
- présence de *Gavelinella* cf. *arnegerensis* ("vombensis") et de *R. kelleri* primitives dès le Turonien supérieur et développement des formes évoluées à partir du Coniacien,
- apparition de rares *Stensioeina polonica* ("laevigata") dans le Coniacien terminal et développement de l'espèce au Santonien,
- début de la biozone S/e de la partie moyenne du Santonien avec l'apparition de *Gavelinella pseudoexcolata* ("cristata").

En tenant compte de ces événements micropaléontologiques, on peut dessiner les contours de la limite Turonien-Coniacien et de la limite Coniacien-Santonien, ce qui amène à la carte présentée à la fig. 14. On y remarque que le Santonien (c4) - bien que souvent occulté par des limons parfois épais de plusieurs mètres - couvre une grande surface qui, contournant le village d'Escalles, va du Mont de Sombre aux anciennes carrières de Coquelles en passant par les Noires-Mottes, le Mont Fourret et les Monts Vasseur et St Martin et se poursuit jusqu'à Peuplingues et en deçà de Pihen.

VI. — CONCLUSION

Dans la nouvelle édition de la feuille de Marquise, les observations et les levés dans le Crétacé ont apporté des informations nouvelles et des précisions sur plusieurs points : une contribution à la stratigraphie des faciès wealdiens, une description du Crétacé inférieur à Leubringhen, l'argumentation pour la flexure de Landrethun et l'extension géographique des étages Coniacien et Santonien.

BIBLIOGRAPHIE

AMÉDRO F. (1994). — Corrélations dans les craies cénomaniennes traversées par le Tunnel sous la Manche (côté France). *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre*, 81, 11-44.

AMÉDRO F. & DESTOMBES P. (1978). — Répartition des ammonites dans l'Albien moyen et supérieur, argileux, de Wissant (Boulonnais). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 15, 4, 9-15.

- AMÉDRO F. & MAGNIEZ-JANNIN F. (1982). — Corrélations lithologiques et biostratigraphiques dans l'Albien du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 101, 133-143.
- AMÉDRO F. & MANIA J. (1976). — L'Aptien du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 96, 207-216.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1998). — L'Aptien-Albien à Wissant et au Tunnel sous la Manche à Sangatte (France) : la transgression éocénocène au Nord du bassin de Paris. *Géologie de la France*, B.R.G.M., 4, 15-26.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2000). — Les craies à silex du Turonien supérieur au Santonien du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (U.K.). *Géologie de la France*, n°4, 39-56, 9 figs.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2001). — Evénements sédimentaires et bio-écologiques dans les craies du Boulonnais : des repères pour des corrélations précises intra- et interbassins. *Ann. Soc. géol. Nord*, 8 (2^{ème} s.), 159-171.
- BONTE A. (1965). — Le Wealdien du Boulonnais. *Mém. B.R.G.M.*, 34, Coll. Crétacé inférieur, 429-431.
- 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*, 97, 131-142.
- HATRIVAL J.N. coord. et al. (1971). — Carte géologique au 1/50.000ème. Feuille de Marquise - 1^{ère} édition. BRGM.
- BONTE A. & GODFRIAUX I. (1958). — Les formations de passage du Jurassique au Crétacé dans le Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 78, 71-88.
- CARTER D.J. & DESTOMBES J.-P. (1972). — Stratigraphie du Cénomani du Déroit du Pas-de-Calais. *Mém. B.R.G.M.*, n°79, colloque Géol. Manche, 117-121.
- CASEY R. (1961). — The stratigraphical Paleontology of the Lower Greensand. *Palaeontology*, 3, 487-621.
- CAULIER P. (1974). — Etude des faciès de la Craie et de leurs caractéristiques hydrauliques dans la région du Nord. *Thèse 3^{ème} cycle, ronéotypée, Université de Lille*, 156 pp., 32 pls.
- DESTOMBES J.-P. & P. - L'Anticlinale des Quénocs, au Cap Blanc-Nez (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord*, 33, 47-56.
- DESTOMBES J.-P. (1960). — Déformations subies par les assises crétacées dans la partie septentrionale du Boulonnais. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 57, n°261, 289-292.
- DUTERTRE A.P. (1925). — Note sur le Crétacé inférieur du Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 48, 35-74.
- DUTERTRE A.P. (1936). — Nouvelles observations sur le Crétacé inférieur du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 60, 3-11.
- GOSSELET J. (1922). — Les assises crétacées et tertiaires dans les fosses et les sondages du Nord de la France. Fasc. V. Paris, Imprimerie nationale, 120 pp.
- GOSSELET J. & DOLLÉ L. (1970a). — L'enveloppe crétacée du Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 36, 169-203, 1 tabl., pl. III.
- GOSSELET J. & DOLLÉ L. (1970b). — Sur le terrain crétacé du Boulonnais et du Pays de Licques. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 506-511, 2 figs.
- MARIETTE H. (1961). — Observations géologiques sur la région de Landrethun-le-Nord (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord*, 81, 135-137.
- MONCIARDINI C. (1980). — Biozonation du Sénonien par les foraminifères, utilisée pour la cartographie au 1/50.000ème en contexte boréal. In MEGNIEN C. coord. : synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mém. BRGM*, n°101, p. 303: tableau 8,3.
- MUNIER-CHALMAS (1899). — Les assises supérieures du terrain jurassique dans le Bas-Boulonnais. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 128, 25, 1532-1535.
- OLRY A. (1904). — Travaux d'exploitation et de recherche exécutés dans le bassin houiller du Boulonnais et dans la région comprise entre le bassin du Pas-de-Calais et la mer. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 100, 15, 335-465, 3 pls.
- ORBIGNY A. d' (1842). — Paléontologie française. Terrains crétacés. 1.2-Gastéropodes. Masson, Paris, 404 pp.
- PARENT H. (1893). — Le Wealdien du Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 21, 50-91.
- PARENT H. (1903). — Deuxième note sur le terrain wealdien du Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 32, 17-48.
- PARENT H. (1928). — Note sur l'âge des premières invasions marines crétacées en Artois et sur la continuité du phénomène de plissement dans cette région. *Ann. Soc. géol. Nord*, 53, 90-111.
- PELLAT E. (1865). — Note sur les assises supérieures du Terrain jurassique de Boulogne-sur-Mer, et croquis des falaises situées entre Wimereux et les moulins de Ningle. *Bull. Soc. géol. France*, 2, 23, 193-216.
- PELLAT E. (1875). — Découverte de fossiles d'eau douce dans les minerais de fer wealdiens du Bas-Boulonnais. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 3, 642-643.
- PELLAT E. (1903). — Sur le Portlandien supérieur et le Wealdien du Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 32, 48-52.
- POLVECHE J. (1961). — A propos de la faille de Landrethun (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord*, 81, 139-140.
- POMEROL B., BELLIER J.-P., DAMOTTE R., FAUCONNIER D., FOURAY M., MANIVIT H. & MONCIARDINI C. (1983). — Précisions lithostratigraphiques et biostratigraphiques sur le Sénonien stratotypique. *Géol. Médit.*, X, 15-29.
- POMEROL B., BAILEY H.W., MONCIARDINI C. & MORTIMORE R.N. (1987). — Lithostratigraphy and Biostratigraphy of the Lewes and Seaford chalks: a link across the Anglo-Paris Basin at the Turonian-Senonian boundary. *Cret. Research*, 8, 289-304.
- PRUVOST P. (1921). — Observations sur la tectonique du Bas-Boulonnais : la faille de Landrethun et son prolongement au Cap Gris-Nez. *Ann. Soc. géol. Nord*, 55-67.
- PRUVOST P. (1923). — Révision de la feuille de Boulogne au 80.000ème. Campagne 1921. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 146, 26, 142-158.
- PRUVOST P. (1928). — Carte géologique détaillée au 1/80.000ème. Feuille de Boulogne-sur-Mer, 3^{ème} édition.
- RAWSON P.F., DHONDT A.V., HANCOCK J.M. & KENNEDY W.J. eds (1996). — Proceedings of the "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries". Brussels 8-16 september 1995. *Bull. Inst. roy. Sc. nat. Belgique*, 66, suppl., 117 pp.
- RIGAUX E. (1903). — Note sur l'infracrétacé dans le Boulonnais. *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, 6, 451-460.
- ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F. (coord.), FOUCHER J.-C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. & SORNAY J. (1980). — Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. *Rev. Micropal.*, 22, 4, 195-321, 20 pls.

ROBASZYNSKI F. (1985). — Le Crétacé supérieur. In COLBEAUX J.-P. coord. : Géologie du Boulonnais. *Science et Nature*, n°3, Parc Natural Régional du Nord-Pas-de-Calais, 74-91, pls 8-12.

ROBASZYNSKI F. & AMÉDRO F. (1986). — The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proc. Geol. Ass.*, 97, 2, 171-208.

ROBASZYNSKI F. & AMÉDRO F. (1993). — Les falaises crétacées du Boulonnais. La coupe de référence du Cap Blanc-Nez dans un contexte sédimentaire global. *Ann. Soc. géol. Nord*, 2 (2^{ème} s.), 31-44.

DONNÉES NOUVELLES SUR LES FORMATIONS QUATÉNAIRES DU BAS-BOULONNAIS ET LEUR REPRÉSENTATION CARTOGRAPHIQUE (MARQUISE, 1/50 000, Éd. 2000)

par D. LEFEVRE (*) et J. SOMME (**)

Résumé. — La cartographie des terrains quaternaires réalisée dans le cadre des travaux de révision de la carte géologique de Marquise, a nécessité plusieurs campagnes de sondages principalement concentrés dans la dépression de Warcove et dans la basse vallée de la Slack. Bien que les interprétations soient parfois limitées en raison du type de sondage, les résultats sont riches d'éléments nouveaux tant sur le plan de la connaissance des terrains quaternaires du Bas-Boulonnais, avec la mise en évidence de paléo-reliefs colmatés par des formations génétiquement complexes et épaisses de plusieurs dizaines de mètres d'âge pléistocène inférieur et moyen, que sur le plan plus général de la représentation des formations quaternaires sur la carte géologique régulière pour lequel nous proposons un nouveau mode de notation fondé sur la stratigraphie.

Abstract. — *New data on the Quaternary formations of the Bas-Boulonnais and their mapping (Marquise, 1/50000, 2nd edition).* In the new survey of the geological map of Marquise, the quaternary deposits mapping was made thanks to numerous boreholes, mainly located in the Warcove hollow area and the Slack lower valley. The interpretation are limited by the type of coring, but the data include new elements for the knowledge of the Quaternary in the Bas-Boulonnais region, especially the fact of palaeoreliefs which are fossilized by thick and genetically complex Lower and Middle Pleistocene formations. Also, concerning the general mapping of Quaternary deposits on the french Geological Map, a new system of nomenclature founded on stratigraphy is proposed.

I. — INTRODUCTION

Les opérations de lever de la nouvelle édition de la carte géologique de Marquise à 1/50 000 ont donné lieu à plusieurs campagnes de sondages du BRGM en 1994 et 1995 qui ont permis de reconnaître les formations superficielles quaternaires sur des épaisseurs jusque là sous-estimées ou ignorées. L'objet du présent article est de présenter les données nouvelles acquises par ces sondages, menés pour certains jusqu'à une profondeur de plus de 35 m, qui ont été dirigés et suivis par l'un d'entre nous (D.L.) avec la collaboration de J.P. Vidier, en charge du levé des terrains jurassiques, et dont les résultats ont en particulier servi à établir en 1995 la cartographie du Quaternaire sur la nouvelle édition de la feuille géologique de Marquise, en cours de parution (Mansy *et al.*, 2001).

La dépression du Bas-Boulonnais correspond à un relief de boutonnière s'ouvrant dans le horst qui prolonge l'Artois. Il s'agit d'une mosaïque de collines et bas-plateaux, culminant entre 120 et 60 m, dont le modelé est lié à la structure des terrains jurassiques découpée en une série de petits compartiments par un réseau de failles orthogonales. Dans l'ensemble, le Bas-Boulonnais est une région de dénudation où le substrat wealdien et jurassique, altéré, est souvent sub-

affleurant, en l'absence d'une couverture généralisée de loess. S'y inscrit un réseau dense de vallons et vallées (Slack, Wimereux) qui aboutissent à la mer par des estuaires profondément colmatés alors qu'à l'amont, les rivières coulent sur le substrat jurassique et paléozoïque. La limite entre la dépression et le plateau du Haut-Boulonnais qui la domine est marquée par un escarpement bordier de type cuesta dont le front raide et festonné est développé dans la série crayeuse. Entre les littoraux en falaises de craie (Blanc-Nez) et de roches jurassiques (du Cap Gris-Nez à Wimereux) s'individualise la petite plaine maritime de Wissant fermée par un cordon dunaire (fig. 1).

La zone essentiellement concernée est la dépression intérieure qui s'étend de Wissant à la basse vallée de la Slack et qui est drainée à l'extrême nord par le Ruisseau du Fart et au centre par le Ruisseau du Fort d'Ausques-Rivière de Bazinghen, affluent de la Slack. Les deux talwegs ne sont séparés au nord de Warcove que par un col de basse altitude (28 m NGF). Au niveau de Bazinghen, le fond de la vallée est déjà à moins de 5 m NGF, comme à proximité de Marquise pour la Slack. Cette dépression qui présente un ensemble de collines et de replats à 30-40 m d'altitude, correspond à un dispositif de géomorphologie structurale entre l'escarpement monoclinial crayeux de bordure et les plateaux des calcaires et grès jurassiques (Briquet, 1906 ; Pinchemel, 1954).

(*) Département de Géographie et UMR154 CNRS, Université de Montpellier 3, F-34199 Montpellier cedex.

(**) Quaternaire et Préhistoire, ESA 8018 CNRS, Université des Sciences et Technologies de Lille, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

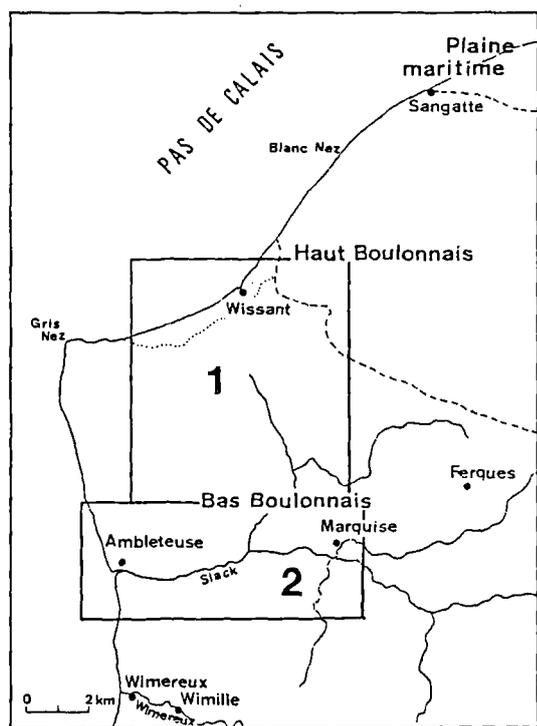


Fig. 1. — Carte de localisation.

1 : carte des formations quaternaires de la dépression de Warcove (fig. 2) ; 2 : carte des formations quaternaires de la vallée de la Slack (fig. 12)

II. — HISTORIQUE DES RECHERCHES

Les anciens auteurs n'attribuaient que peu d'importance aux formations superficielles, réduites à des dépôts caillouteux limités sur les buttes et replats de la dépression, comme le décrit encore la carte géologique à 1/80 000 dans sa dernière édition (1964 : réimpression sans modification de l'édition de 1928), en dehors du fond des talwegs tapissé d'alluvions dites modernes. La cartographie de la première édition de la feuille de Marquise à 1/50 000 fournit une image différente : "Les alluvions anciennes pléistocènes (Fy) abondent à l'ouest de Marquise le long de la Slack et du ruisseau de Bazingen" (Bonte *et al.*, 1971). Elles sont en particulier signalées, colmatant un ancien talweg sur plus de 10 m d'épaisseur au niveau de Warcove, où précédemment on considérait le substrat affleurant. Une couverture de formations quaternaires remplit une grande partie de la dépression sauf dans la partie méridionale où sont figurées des nappes alluviales en partie étagées, notamment sur le promontoire de Ledquent qui domine la confluence de la Rivière de Bazingen et de la Slack.

Le gisement quaternaire qui s'étend au SO de Wissant dans le vallon du Ruisseau du Fart (ou Phare) est connu depuis longtemps (Gosselet, 1903), grâce à la carrière qui l'avait entamé au contact de la plaine maritime. Il a été en particulier décrit par Briquet (1906, 1930) qui attribue une origine marine littorale au cailloutis reconnu alors entre les altitudes 7 et 20 m et sur une épaisseur jugée relativement considérable (au moins 15 m) et par Dubois (1924) qui précise la stratigraphie et confirme l'origine en partie marine des dépôts en raison de la présence de galets de roches

exotiques (granite). Mais ces auteurs interprétaient le gisement en termes de terrasses : niveau supérieur (altitude 40 m) et inférieur (altitude 7-20 m) d'alluvions fluviales de Briquet qui considère le cailloutis à galets marins du niveau inférieur, "véritable plage soulevée", comme antérieure à celle de Sangatte; terrasse de 30 m (Tyrrhénien) et terrasse de 15 m (Monastirien) de Dubois qui met ainsi en corrélation la nappe fluvio-marine de Wissant et le cordon littoral fossile de Sangatte.

À partir des années 1960, l'avancement de l'exploitation de la carrière du Fart au nord et au sud de la RN 40 a montré que le gisement quaternaire, qui forme le substrat des buttes environnantes (altitude 35-37 m) et plonge au-dessous du niveau de la mer, correspondait à une vaste accumulation avec une épaisseur pouvant atteindre une cinquantaine de mètres et contenait à sa base des restes de *Mammuthus meridionalis*, ce qui lui conférait un âge pléistocène nettement plus ancien (Bonte et Broquet, 1962 ; de Heinzelin, 1964 ; Bonte et de Heinzelin, 1966 ; Bourdier, 1969 ; Baudet, 1971). L'expression "Formation de Wissant" a été utilisée pour désigner les dépôts de la carrière du Fart (Bonte et de Heinzelin, 1966). Mais comme cette appellation sert aussi à définir les dépôts du sommet de l'Aptien (Amedro et Mania, 1976), il est préférable de retenir l'expression "Formation du Fart" pour caractériser l'unité lithostratigraphique pléistocène.

La préparation de l'excursion du 8^e Congrès international de l'INQUA qui se tint à Paris en 1969 a été l'occasion de compléter les levés et études antérieures (Ters et Pinot, dir., 1969 ; Poplin, 1969 ; Ters, 1969 ; Seillier, 1969 a, b) et de montrer que la formation pléistocène était comprise entre les altitudes +37 et -18 m, le cailloutis inférieur à *Mammuthus meridionalis* et *Hippopotamus major* considéré comme marin d'après les caractères morphométriques, morphoscopiques et minéralogiques (province nordique) étant épais de plus de 30 m et s'élevant jusqu'à 13 m NGF. Les levés détaillés (Seillier, 1969 b) ont aussi montré que la stratigraphie n'était complète qu'à l'aval, l'unité des argiles litées, qui surmontent le cailloutis inférieur, disparaissant dans la grande carrière méridionale (Sommé, 1975, 1985 ; Sommé et Tuffreau, 1976 b). Une nouvelle interprétation du gisement fondée sur l'étude des structures sédimentaires et la mesure des palécourants conclut à une origine essentiellement fluviale, avec un écoulement nord-sud de Wissant à la Pointe-aux-Oies, exutoire d'un lac de barrage glaciaire à l'emplacement de la mer du Nord méridionale selon une ancienne hypothèse sur la formation du détroit du Pas de Calais (Roep *et al.*, 1975).

La découverte de la faune à *Mammuthus meridionalis*, située vers la base de la Formation du Fart, avait amené à attribuer au cailloutis un âge pléistocène inférieur ou pléistocène moyen ancien, exprimé soit en nomenclature alpine (Günz-Mindel ou Mindel), soit en stratigraphie nordique (Cromérien). L'ensemble des auteurs précédents attribuait à la Formation du Fart un âge antérieur à la plage fossile de Sangatte qui était d'ailleurs encore considérée à tort par beaucoup jusqu'aux années 1970 comme datant du dernier interglaciaire (Eemien) (Sommé *et al.*, 1999).

Des dépôts pléistocènes, qui affleurent en falaise au Nord de la Pointe-aux-Oies sous les sables dunaires holocènes, ont été décrits aussi dès le début du XX^e siècle par Briquet (1906) qui les rapprochait de la formation de Wissant. Mais les argiles et sables lités à concrétions ("argiles à biscuits"),

épaisses d'une douzaine de mètres, qui reposent à l'altitude de 8m NGF sur le calcaire purbeckien par l'intermédiaire d'une mince couche de sables et galets (0,50 m) ont longtemps été considérés comme appartenant au Wealdien, puis comme "dune aptienne". Reconnues d'âge quaternaire, les formations de la Pointe-aux-Oies ont été mises en corrélation avec celles de la carrière du Fart en raison de leur analogie lithostratigraphique (Bonte et Broquet, 1962 ; Bonte, 1966). L'hypothèse d'un ancien drainage nord-sud entre Wissant et la Pointe-aux-Oies a été aussi fondée sur cette corrélation de faciès jointe à la mesure de direction de paléocourants (Roep *et al.*, 1975).

Il a été proposé de désigner les dépôts pléistocènes de la Pointe-aux-Oies du nom de "Formation de la Slack" (Bonte et de Heinzelin, 1966). L'industrie à rognons taillés trouvée sur l'estran, réputée la plus ancienne du Nord de la France, semble provenir du cailloutis basal (Agache, 1968 ; Lefebvre, 1969 ; Bourdier, 1969 ; Tuffreau, 1971 a, b, 1987 ; de Heinzelin, 1972 ; Sommé et Tuffreau, 1976 a).

L'importance et la nature des dépôts quaternaires couvrant la dépression entre la carrière du Fart et la vallée de la Slack étaient restées mal connues, limitées à quelques descriptions d'affleurements superficiels (Bonte et Broquet, 1962 ; de Heinzelin, 1964 ; Bonte et de Heinzelin, 1966 ; Seillier, 1969 b ; Roep *et al.*, 1975), suggérant de simples analogies de faciès avec la *Formation du Fart*. Les descriptions des rares sondages profonds répertoriés au B.R.G.M. (Service géologique régional) laissaient souvent planer une incertitude sur la position du substrat sous des formations sablo-graveleuses. Au sondage de la distillerie de Warcove (1948 ; x : 553,2 ; y : 350,86 ; z : 25) était reconnue une épaisseur de 6,60 m de dépôts quaternaires (argile sableuse et sable roux avec graviers et galets) reposant sur des sables roux avec gravier basal, épais de 9,40 m, attribués au Wealdien (Waterlot, 1949). Au sondage du Colombier (1897 ; x : 553,1 ; y : 352,3 ; z : 30), le Quaternaire est cependant signalé jusqu'à une profondeur de 14,80 m. Ainsi la notice de la carte géologique de 1971 mentionne que les formations quaternaires colmatent au niveau de Warcove un ancien talweg sur plus de 10 m d'épaisseur (Bonte *et al.*, 1971). Ces données très fragmentaires justifiaient les campagnes de sondages qui ont eu lieu en 1994 et 1995 et qui ont abouti à fournir une nouvelle image du Quaternaire du Bas-Boulonnais.

III. — LES FORMATIONS QUATERNAIRES DE LA DEPRESSION DE WARCOVE

1) Les données

a) La carrière du Fart

Au Sud-Ouest de Wissant, l'ancienne carrière qui a exploité la série de dépôts pléistocènes désignés sous le terme de *Formation du Fart* au débouché du vallon du Ruisseau du Fart et dans les collines de la Motte-au-Vent (alt. 30 m) et de la Motte-du-Bourg (alt. 38 m), est aujourd'hui abandonnée. La synthèse des travaux antérieurs (de Heinzelin, 1964 ; Bonte et de Heinzelin, 1966 ; Ters *et al.*, 1969 ; Poplin *et al.*, 1969 ; Roep *et al.*, 1975) permet de subdiviser cette formation, reconnue sur plus d'une cinquantaine de mètres

d'épaisseur, en plusieurs unités lithostratigraphiques dont nous rappellerons les principales caractéristiques :

- L'unité inférieure est un conglomérat constitué de bancs plus ou moins graveleux à galets de silex, de grès et rares roches cristallines, à litage oblique, entrecroisé ou horizontal. Elle a livré, entre +2 et -5 m NGF, des ossements de *Mammuthus meridionalis* et *Hippopotamus major*. L'épaisseur de ce dépôt est de plus de 30 m ; son sommet se place entre 10 et 13 m NGF et il a été reconnu en sondage jusque vers - 18 m NGF sans atteindre le substrat.

- L'unité médiane, reconnue localement à la Motte au Vent où son épaisseur peut atteindre 6 m, est représentée par des sables fins glauconieux à silex, épais de 0 à 2 m, puis un faciès constitué de lits sableux verdâtres alternant avec des lits argileux bruns, localement déformés, épais de 0 à 4 m.

- Sur une épaisseur de 18 à 20 mètres, l'unité supérieure est constituée de sables roux à graviers et galets de silex, d'argile et de craie (ép. : 2 à 3 m), de sables jaunes fins à stratifications horizontale ou oblique, avec des intercalations de lentilles de cailloutis de silex (ép. max. : 16 m).

- La série est recouverte par 2 à 4m de limons et de sables limoneux reposant sur un cailloutis de silex à matrice sablo-limoneuse qui tapissent la topographie actuelle.

Entre Wissant et Marquise, les sondages des campagnes de 1994-95, ordonnés en transects perpendiculaires à l'axe de la dépression, ont révélé des dépôts dont la diversité des faciès et l'architecture sont d'une complexité bien plus grande que ne le laissaient supposer les travaux antérieurs (fig. 2).

b) La Bélina

Au Sud d'Inghen, 4 sondages, alignés entre la ferme du Hambreuil et la Butte Carlin selon un axe SO-NE, recoupent perpendiculairement celui de la dépression (fig. 3).

Au Hambreuil, le sondage 2 (x : 552,2 y : 351,96 z : +32,5) a traversé 4,3m de sables fins, roux, contenant des graviers de silex, puis 4,7m de sables grossiers verts, 1,5m d'argile grises et s'est arrêté, vers +22m NGF, sur un banc de calcaire jurassique (Kimméridgien probable, détermination J.P. Vidier).

Dans l'axe de la dépression, à la Bélina, là où étaient cartographiés des formations fluviatiles Fy et les sables de l'Albien inférieur et de l'Aptien, les sondages 21 (x : 552,35 y : 352,2 z : +30) et 22 (x : 552,6 y : 352,45 z : +34) ont traversé :

- une première unité, épaisse de 14m (21) à 21m (22), constituée de sables jaunes ou roux à débris coquilliers, plus grossiers dans la partie inférieure et se chargeant en graviers de silex et calcaires ; sa base se situe entre 13 et 16m NGF.

- une seconde unité, constituée de sables, limons et argiles, organisés en séquences d'épaisseur plurimétrique granoclassées verticalement (sables grossiers et graviers à silex abondants - sables fins - limons - argiles à débris végétaux) ; dans le sondage 21, 4 séquences ont été reconnues sur plus de 18 mètres jusque vers -2,5 m NGF, le sondage s'étant arrêté sur un cailloutis à galets de silex. L'assemblage pollinique, contenu dans un sable riche en pyrite et matière organique à +4m NGF, est dominé par les spores et la présence de gymnospermes (détermination A.V. Munaut, 1995).

Au Sud de la Butte Carlin, dans la plaine du Colombier, là où étaient cartographiées les argiles du Gault de l'Albien supérieur, le sondage 20 (x : 553,12 y : 352,8 z : +42,5) a traversé 11m de sables fins jaunes puis 4m d'argiles bleues à débris coquilliers, pyrite, glauconie et graviers de silex et 8m

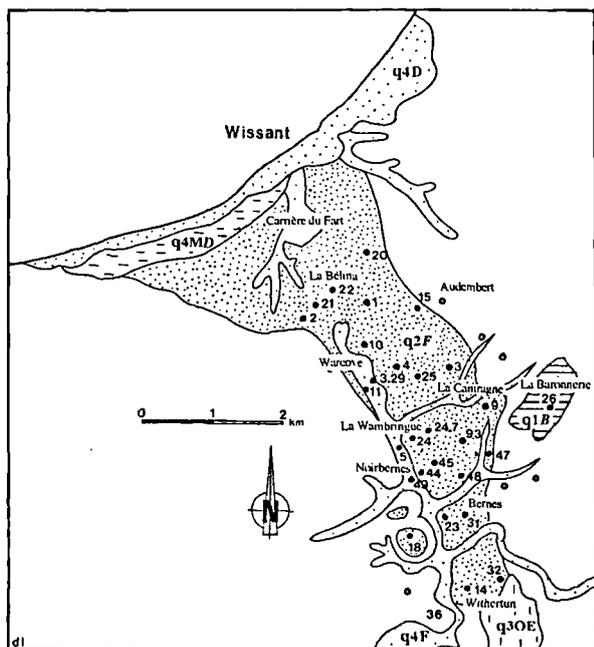


Fig. 2. — Carte des formations quaternaires du couloir de Warcouer. q1B : Pléistocène inférieur, *Formation de la Baronnerie* ; q2F : Pléistocène moyen ancien, *Formation du Fart* ; q3OE : Pléistocène supérieur, loess et dépôts de versants associés ; q4MD : Holocène, *Formation des Flandres*, Assise de Dunkerque ; q4D : Holocène, Dunes et cordons littoraux ; q4F : Holocène, dépôts fluviaux. Les points numérotés correspondent aux sondages.

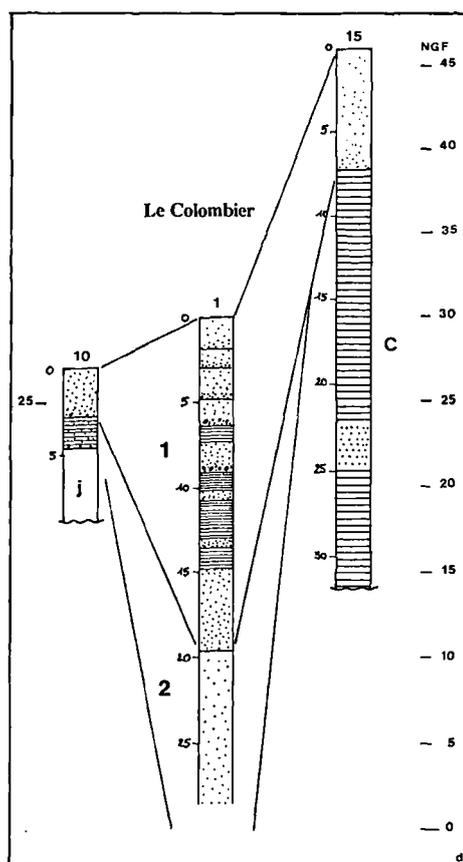


Fig. 4. — Transect de la Ferme du Colombier : logs des sondages 1, 10 et 15. 1 : unité supérieure, *Formation du Fart* ; 2 : unité inférieure, *Unité des Sables de la Béline* (SB) ; c : substrat crétaïc ; j : substrat jurassique.

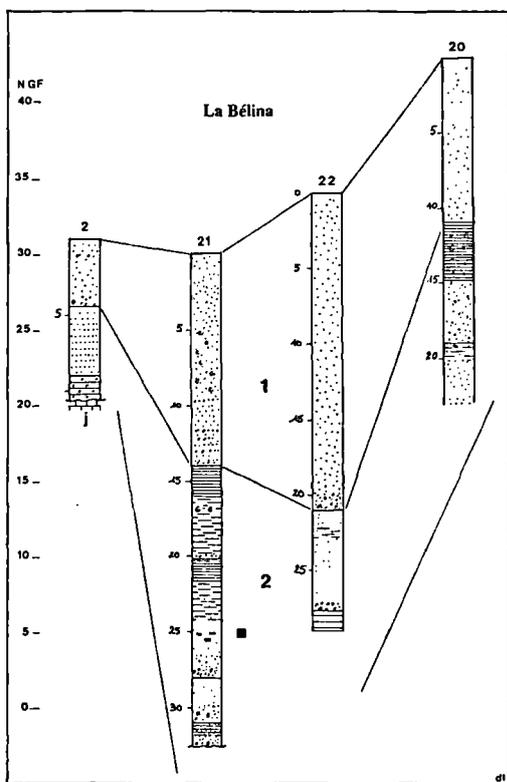


Fig. 3. — Transect de la Béline : logs des sondages 2, 20, 21 et 22. 1 : unité supérieure, *Formation du Fart* ; 2 : unité inférieure, *Unité des Sables de la Béline* (SB) ; j : substrat jurassique. Le carré noir correspond au prélèvement pour analyse pollinique.

de sables glauconieux graveleux contenant des silex et des granules de craie, avant l'arrêt du sondage.

c) *Le Colombier*

À la Ferme du Colombier (fig. 4), environ 500m au Sud-Est de la Béline, le sondage 1 (x: 553,09 y: 352,18 z: +30), montre :

- une première unité constituée de sables grossiers à moyens, épais de 6,3m, organisés en 2 séquences granoclassées verticalement, la séquence inférieure débutant par un cailloutis à silex, puis, sur plus de 13m, des sables et argiles organisés en 4 séquences plurimétriques granoclassées verticalement (sables grossiers à galets et graviers de silex / argiles sableuses / argiles),
- cette unité supérieure repose à 10,5m NGF sur des sables blancs reconnus sur 9m d'épaisseur avant arrêt du sondage.

Plus à l'Est, à la Fosse Pelletier, le sondage 15 (x: 553,8 y: 352,15 z: +46) a traversé 2,8m de limons bruns, puis 4,8m de sables jaunes parfois très fins reposant sur un cailloutis à silex et craie ; cette première unité repose, à 38,8m NGF, sur des argiles bleues à pyrite, bois, phosphates et ammonites, épaisses d'une quinzaine de mètres puis des sables verts glauconieux épais de 3m et des argiles noires silteuses reconnues sur 7m avant arrêt du sondage. Plus à l'Est, les marnes crayeuses blanches du Cénomanién ont été traversées sur 14,5m dans le sondage 46 (x: 554,18 y: 352,25 z: +51).

d) *Warcove-Audembert.*

5 sondages s'ordonnent en un transect entre le Ruisseau du Fort d'Ausques, Warcove et Audembert (fig. 5).

Dans le fond de vallée du Ruisseau du Fort d'Ausques, le sondage 11 (x: 553,03 y: 350,94 z:+26) a traversé 3,4m d'argiles bleues ou vertes, 3,1m de sables roux grossiers ou graveleux à silex et de sables argileux, à débris coquilliers, 6,5m d'argiles grises à galets. Non loin de là, à la distillerie, un ancien sondage archivé 3-29 a rencontré sous 2m d'argiles sableuses, 13,5m de sables décomposés en 2 séquences, la première, épaisse de 4,5m, constituées de sables roux à lits de galets, la seconde, épaisse de 9m, de sables roux à charge graveleuse à la base qui se situe à +9,5m NGF puis 8m d'argiles bleues reposant sur un banc de calcaire oolithique à +1,2m NGF.

Sur la terrasse topographique qui porte Warcove, le sondage 4 (x: 553,48 y: 351,24 z: +36) montre :

- une première unité constituée de sables, épaisse de 11m, organisée en séquences granoclassées sables grossiers à silex / sables fins,
- à partir de 25m NGF, une seconde unité constituée d'argiles rencontrées sur une épaisseur minimale de 27 mètres, jusque -2m NGF; elle est divisée en 3 séquences plurimétriques qui débutent par des sables grossiers à silex roulés et altérés, peu épais puis des sables argileux à silex; celle de base, que le sondage n'a pas pu traverser, est très grossière, avec des galets de silex et de calcaires jurassiques. Les argiles, grises ou bleues, contiennent des fragments de coquilles, de rares silex et, dans la deuxième séquence, des granules de craie. Les assemblages polliniques sont caractérisés par l'abondance de spores et la présence de gymnospermes biaillées (type *Pinus*) et par l'absence de pollens de taxons tertiaires ou quaternaires (détermination A.V. Munaut, 1995).

À quelques centaines de mètres plus à l'Est, le sondage 25 (x: 553,8 y: 351,18 z: +35) a traversé 9,5m de sables bruns à silex puis de sables argileux coquilliers et retrouvé les argiles grises.

À Audembert -La Croix, le sondage 3 (x: 554,22 y: 351,24 z: +46) montre :

- une première unité épaisse de 14m, constituée de limons sableux roux puis de sables très fins, jaunes ou ocre, passant dans les 2 ou 3 mètres inférieurs à des sables grossiers à galets de grès,
- une seconde unité, épaisse de 10 à 12m, constituée d'argiles grises, contenant parfois des débris coquilliers et des graviers de silex, divisées en 3 séquences dont la base est constituée de sables grossiers contenant des galets de silex roulés et altérés et, pour la séquence inférieure, de calcaires oolithiques,
- des argiles grises calcaires, traversées sur quelques mètres avant arrêt du sondage à 17m NGF.

Au centre du village d'Audembert, sous 2,5 à 3m de limons et sables jaunes, ont été reconnus sur 7m des silts argileux rouille ou blanc et des argiles claires attribuées au Wealdien par J.P. Vidier. Ce faciès a été retrouvé vers le Sud-Est au Château d'eau.

e) *La Wambringue*

A la Wambringue (fig. 6), le sondage 24 (x: 553,7 y: 350,19 z: +25) (figure 6) a traversé 6,3m de sables roux à petits galets de silex bien roulés, plus grossiers à la base et organisés en deux séquences granoclassées. Ils reposent à 18,7m NGF sur 0,2m de marnes et un banc de calcaires de la

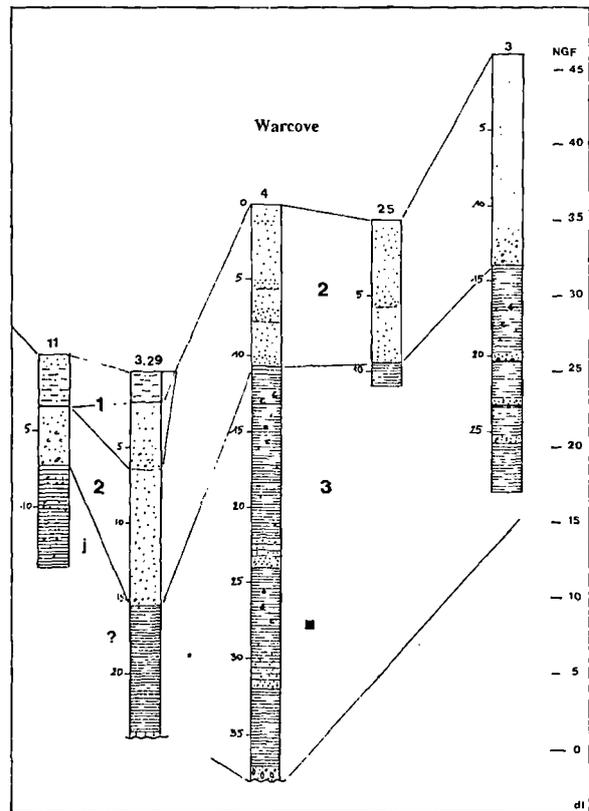


Fig. 5. — Transect de Warcove: logs des sondages 11, 3.29 (ancien sondage), 4, 25 et 3.

1 : dépôts fluviaux du Ruisseau du Fort d'Ausques ; 2 : unité supérieure du sondage de Warcove, *Formation du Fart* ; 3 : unité inférieure du sondage de Warcove, unité des Argiles de Warcove (AW); j : substrat jurassique. Le carré noir correspond au prélèvement pour analyse pollinique.

Formation de Marquise-Rinxent (déterm. J.P. Vidier). À l'Ouest, dans le fond de vallée du ruisseau du Fort d'Ausques, le sondage 5 (x: 553,5 y: 350,22 z: +20) a permis de reconnaître sous 1,8m de limons sableux, graveleux à la base, les marnes des Calhaudes et à 5,5m l'Oolithe de Marquise (déterm. J.P. Vidier). Vers l'Est, le long de la route 249 E, le sondage 24.7 a essuyé un refus à environ 19,5m NGF après avoir traversé 8,5m de sables plus grossiers vers la base et chargés en graviers et galets de calcaires et silex.

f) *Noirbernes-la Cantragne*

À Noirbernes (fig. 6), dans le fond de vallée (unité 1, figure 6), le sondage 49 (x: 553,7 y: 349,55 z: +16) a traversé 6m de sables gris glauconieux, puis 1m d'argiles grises à graviers de calcaires, de grès glauconieux et un conglomérat de galets calcaires ; après une perte d'information sur environ 4m et 4,5m d'argiles bleues microbioclastiques identifiées comme étant les argiles de Montaubert, le sondage s'est arrêté sur un banc induré dans les argiles de Montaubert ou au toit de la Formation des Pichottes (déterm. J.P. Vidier). Sur le bas du versant à Noirbernes, le sondage 44 (x: 553,8 y: 349,8 z: +22) a traversé 12m de sables jaunes ou roux à petits galets de silex, à lits argileux dans la partie inférieure reposant sur 1m de conglomérat à galets de silex et calcaires; les trois derniers mètres avant arrêt sur un banc calcaire n'ont pu être décrits.

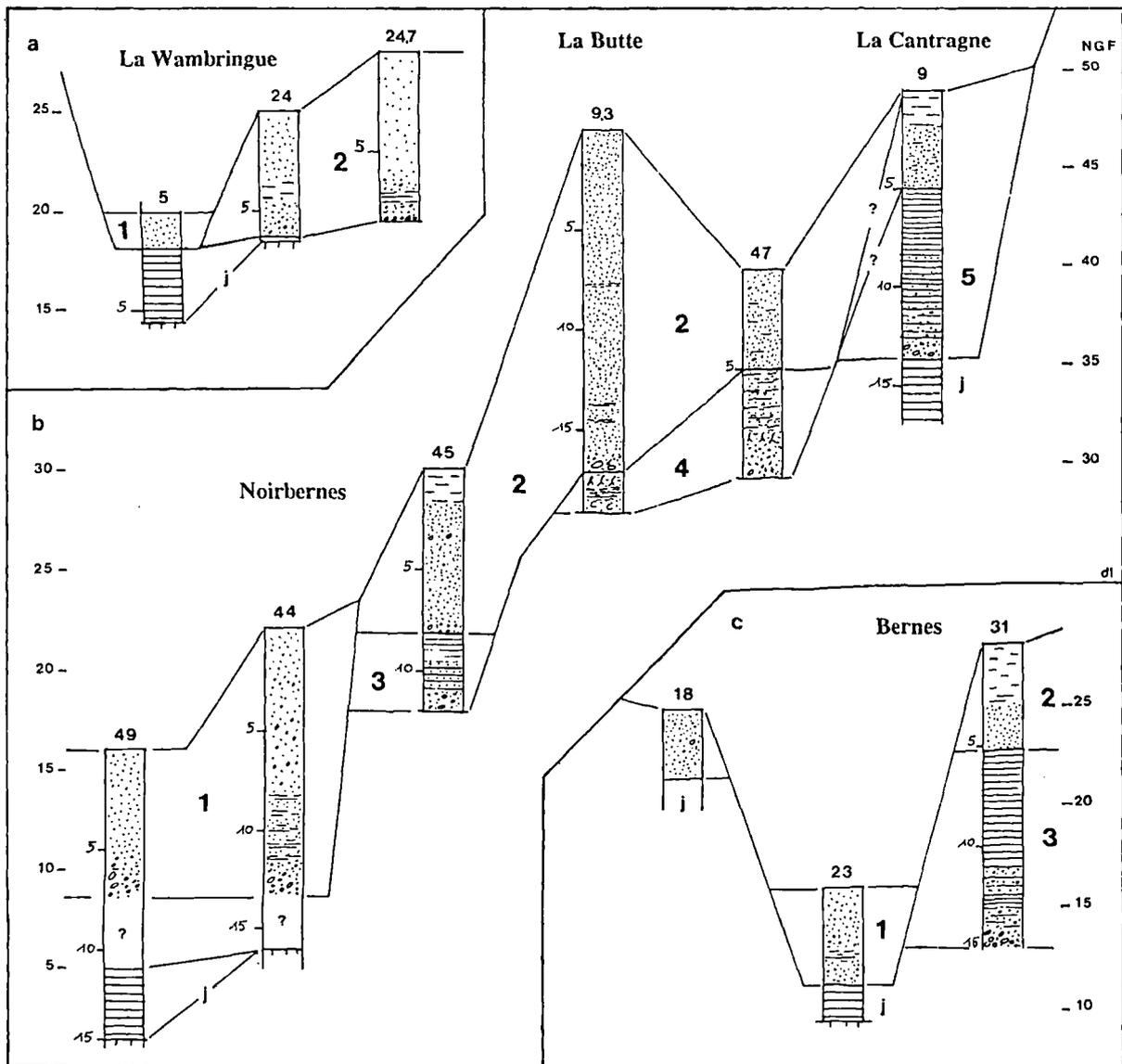


Fig. 6. — Transect de La Wambringue: logs des sondages 5, 24, 24.7.
 Transect de Noirbernes-La Cantragne: logs des sondages 49, 44, 45, 9.3, 47, 9.
 Transect de Bernes, logs des sondages 18, 23, 31.

1 : dépôts fluviatiles du Ruisseau du Fort d'Ausques ; 2 : Formation du Fart ; 3 : unité des Argiles de Bernes (AB) ; 4 : unité des Argiles de La Butte (AT) ; 5 : unité des Argiles de La Cantragne (AC) j : substrat

En montant sur le versant en direction de l'Est, le sondage 45 (x: 553,96 y: 349,94 z: +30) a traversé une première unité (unité 2, fig. 6) constituée de 3,5m de limons bruns et sables roux à graviers de silice et de 4,5m de sables fins reposant sur un conglomérat à silice, puis une seconde unité (unité 3, fig. 6) comprenant 3m d'argiles litées, grises, sableuses et de lits de sables grossiers à silice reposant sur 1m de sables grossiers à silice avant arrêt dans un cailloutis à 18m NGF.

Plus à l'Est, dans le sondage 48 (x: 554,3 y: 349,65 z: +27), 7m de sables à galets d'argile grise et silice reposent à 20m NGF sur un banc de la Formation des Pichottes (déterm. J.P. Vidier).

Sur la colline de la Butte, qui était entièrement cartographiée dans le Bathonien moyen (Oolithe de Marquise), le sondage 9.6 (z: +47) a traversé sous 2m de

limons argileux, 15m de sables fins jaunes (unité 2, fig. 6) entrecoupés de niveaux peu épais oxydés (vers 7,7m) organiques (entre 13 et 15m) reposant sur un niveau de base à rares silice et éléments grossiers de calcaires jurassiques puis 2m de sables argileux bleus à débris coquilliers et niveaux organiques (unité 4, fig. 6) avant d'être arrêté par un banc de calcaires jurassiques vers 28m NGF. À quelques centaines de mètres au Sud-Est, le long de route de Audembert à Bernes, le sondage 47 (x: 554,65 y: 349,8 z: +40) a rencontré jusque vers 30m NGF, 5m de sables argileux à galets de silice et calcaires jurassiques, 3m d'argiles sableuses versicolores (unité 4, fig. 6), contenant de petits galets de silice bleus et 2m de sables versicolores à traces organiques et de sables organiques noirs contenant des galets de calcaires jurassiques et des débris coquilliers. Plus haut sur le versant, vers 50m d'altitude, les calcaires (Oolithe de Marquise) de la Formation de Marquise-Rinxent, sont sub-affleurants.

Entre la Butte et la colline de la Cantragne, le sondage 9.5 (z : +46) a traversé sur 9m : 2m de limons bruns, 2m d'argiles sableuses brunes, 1m de sables à gros silex, 3m de sables à oolithes remaniées, graveleux à la partie supérieure, plus argileux à la partie inférieure passant à la base à un cailloutis de calcaires jurassiques et silex. Après environ 1m d'information perdue, le sondage s'est arrêté à 37m NGF sur un banc de calcaires jurassiques. Sur le haut de versant de la colline de la Cantragne, où est cartographié le Wealdien, le sondage 9 (x : 554,66 y : 350,68 z : 49) a rencontré sur 17m : 2 mètres de limons argileux blanchâtres, 3m de sables fins et de sables argileux lités, plus grossiers vers la base, 8,5m d'argiles blanches bariolées, litées, parfois sableuses, à petits graviers de silex et sables grossiers à galets de silex à la base, reposant à partir de +35,5m NGF sur des argiles grises à petits cailloux et fossiles rapportées à l'Oxfordien inférieur (J.P. Vidier).

g) La Baronnerie

Dans l'axe du transect précédent, sur le replat perché à plus de 90m qui porte la ferme de la Baronnerie, là où sont cartographiés des terrains de l'Albien/Aptien/Wealdien, le sondage 26 (x : 555,58 y : 350,84 z : 90) a traversé 35m de dépôts dans lesquels on distingue (fig. 7) :

- une unité supérieure, épaisse de 22 mètres (entre 90 et 68 m NGF), constituée depuis le sommet de 2m de sables argileux roux à silex, 4m de sables fins ocre et de sables verts glauconieux, 1m d'argile sableuse à petits silex, 5,5m d'argile blanche à grise à granules de craie, 0,5m de sables gris à nodules calcaires, 1m de sables argileux finement laminés, 6m d'argiles bleues à lits sableux contenant des nodules de craie, des silex et des fossiles d'un niveau phosphaté des argiles du Gault et 2m de microconglomérat à éléments de craie, silex et sables glauconieux. Dans les argiles bleues, un niveau organique situé vers 71 m NGF a livré un assemblage composé exclusivement de pollens et spores quaternaires à tendance tempérée (*Alnus, Pinus, Betula, Ulmus*) (détermination A.V. Munaut). En revanche, vers 75 m NGF, le cortège pollinique, dominé par les graminées, indique un contexte plus froid.

- une unité inférieure, épaisse de 13 mètres (entre 68 et 55 m NGF), constituée d'argiles grises contenant des graviers de silex ; à 55 m NGF, elles reposent sur un cailloutis à silex qui n'a pu être traversé.

h) Bernes

Sur les replats et le versant qui dominant à l'Ouest le ruisseau d'Ausques entre la ferme du Noir Bois et la Caleuse (fig. 6) sont cartographiées des formations fluviales Fy. Partout le substrat jurassique est sub-affleurant. Seul le replat topographique du Platon qui domine la ferme de la Caleuse, porte des dépôts superficiels. Le sondage 18 (x : 553,59 y : 348,84 z : +26) a traversé 3,5m de limons et de sables roux à silex et atteint les argiles grises de l'Oxfordien qui affleurent plus bas dans le versant. Dans le fond de vallée du ruisseau d'Ausques, le sondage 23 (x : 554,07 y : 349,22 z : +15) a traversé 3,5m de limons et sables à charge grossière de silex plus abondante vers le bas, 1m de d'argile grise et de sables à silex et galets calcaires, reposant sur 1m d'argile blanche et un banc calcaire sur lequel le sondage s'est arrêté. Sur le versant est en direction de Bernes le sondage 31 (x : 554,4 y : 349,21 z : +27) a rencontré 5,5m de limons sableux, limons argileux feuilletés, sables jaunes contenant des petits cailloux de silex (2, figure 6), 9,5m d'argiles grises (3, figure 6) à débit polyédrique ou compactes, bariolées ou à cailloux, un cailloutis de base à galets de silex et de calcaires jurassiques reposant à 12m NGF sur un banc de la Formation des Pichottes (déterm. J.P. Vidier).

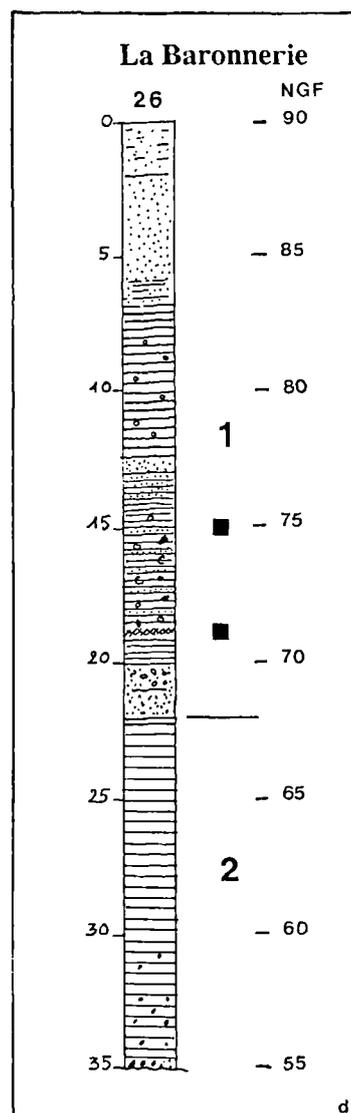


Fig. 7. — Ferme de la Baronnerie. Log du sondage 26. 1-2 : Formation de la Baronnerie.

i) Witerthun

Plus au Sud, à Rouge Berne, le sondage 36 (x : 554,15 y : 347,74 z : +19) a traversé 2,5m de sables roux à silex et s'est arrêté sur un banc de calcaire oolithique du Bathonien supérieur. Sur le replat qui porte le silo de Witherthun sur le versant opposé, le sondage 14 (x : 554,4 y : 348,22 z : +22) a rencontré 2m de sables roux à silex, 3m d'argiles litées calcaires du paléozoïque, 3m de cailloutis à éléments émoussés et anguleux de calcaires bathoniens et silex, puis de gros galets sur 2m d'épaisseur avant arrêt du sondage. Plus haut sur le versant, au Gazedat, le sondage 32 (x : 554,92 y : 348,33 z : +32) a traversé 2m de limons argileux, 3m de sables fins bien classés, 2m de sables lités plus argileux à lits noirs, 0,5m de sables à cailloux de silex, 2,5m de sables argileux reposant sur des calcaires traversés sur 1m avant arrêt du sondage sur un banc induré des Argiles de Montaubert ou du Coquillot (déterm. J.P. Vidier).

2) Interprétation

Les données recueillies soulèvent plusieurs interrogations auxquelles il n'a pas toujours été facile d'apporter des réponses. Ces réserves tiennent au type de sondage à la tarière qui livre une information dont la qualité n'est pas toujours suffisante pour permettre une interprétation fine et sûre des faciès. Elles s'ajoutent aux habituelles difficultés de corrélation entre faciès appartenant à des environnements sédimentaires fluviaux ou estuariens dans lesquels l'homotaxie est de règle, les substitutions latérales de faciès importantes et les corps sédimentaires d'extension limitée. Dans tous les cas l'hypothèse la plus simple sera privilégiée. La première interrogation concerne l'interprétation des faciès en termes de dynamique sédimentaire et de reconstitution des environnements de dépôts. Les corrélations et la définition des unités lithostratigraphiques reposent sur l'interprétation des substitutions latérales et des enchaînements verticaux de faciès et sur la signification des discontinuités. La troisième interrogation, importante dès lors qu'il s'agit de cartographier des formations superficielles, concerne l'identification du substrat, interrogation qui nous a bien souvent conduit à sonder sur des épaisseurs supérieures à 25 ou 30m pour découvrir que le substrat n'était pas celui que l'on croyait.

Dans la dépression de Warcove, les dépôts s'ordonnent selon deux dispositifs morphostratigraphiques qui diffèrent de part et d'autre d'un seuil situé vers la ferme de la Wambringue (Figures 8 et 9). Entre le ruisseau du Fart et Warcove, plusieurs unités superposées de dépôts, reconnus sur des épaisseurs importantes jusque -2m NGF, enregistrent le comblement d'une paléovallée et d'un bassin/fossé. Au Sud du Ruisseau de la Vallée, de la Wambringue jusque Bernes-Witerthun, le dispositif morphostratigraphique diffère et les dépôts s'ordonnent en un système étagé.

a) La Formation du Fart

Une unité lithostratigraphique supérieure peut être définie (q2F : fig. 8 et 9), constituée essentiellement de dépôts sableux qui s'ordonnent verticalement en trois ensembles.

Le premier ensemble de dépôts colmate une incision bien marquée, orientée selon un axe NO/SE, dont la base à +16m, +13m NGF à la Bélina (21 et 22) atteint +10,5m NGF au Colombier (1) ou +9,5m NGF à Warcove (3.29) dans l'axe de la dépression. Vers le Sud, elle ne pénètre pas jusqu'à la Wambringue où les marnes et calcaires oolithiques jurassiques forment un seuil dans le fond de la vallée entre 18 et 19m NGF. Les sables grossiers qui constituent le remplissage de cette incision à la Bélina (21 et 22) ou à Warcove (3.29) correspondent à des faciès de chenaux dans un environnement sédimentaire fluvial (?) à la base devenant franchement estuarien (sables coquilliers) entre 20 et 25m NGF à la Bélina (21). Les faciès estuariens se rencontrent jusqu'à Warcove (11). Latéralement, les séquences plurimétriques de sables graveleux/argiles sableuses/argiles du Colombier (1) correspondent à des comblements de chenaux et de plaine d'inondation dans un environnement sédimentaire fluvial ou de wadden. À +24/25m NGF, au toit de ces dépôts, l'incision est colmatée.

À partir de +24m NGF au Colombier (1), on passe verticalement à des sables roux ou jaunes, le plus souvent grossiers, organisés en séquences à granoclassement vertical, contenant des graviers et petits galets de silex, faciès de chenaux dans un environnement sédimentaire fluvial ou

estuarien. Vers l'aval, à la Bélina, ils passent à la partie supérieure des faciès sableux. Leur extension est plus grande que celle des dépôts de colmatage de l'incision et ils s'étendent largement dans la dépression (2, 10). Vers l'amont, ils se rencontrent jusqu'à Witerthun. Leur base est à environ +25m NGF à Warcove (4 et 25), +19/20m à la Wambringue (24, 24.7), +22m à Noirbernes (45) et Bernes (31). On retrouve également ces dépôts sur les replats qui dominent en rive droite le Ruisseau du fort d'Ausques à la Caleuse (18) où leur base est à 21/22m. Les faciès sablo-limoneux, sableux, sablo-graveleux à silex ou conglomératiques à la base peuvent être rapportés à des séquences de comblement de chenaux dans un environnement sédimentaire fluvial. Ces dépôts sont épais de 6m (1) à plus de 10m (4) et le toit de ces faciès fluviaux ne semble pas dépasser l'altitude de +35m dans le secteur de Warcove-Audembert.

À partir de 32/35m on passe verticalement à des sables fins jaunâtres. Leur épaisseur est souvent importante, comprise entre 10 et 15 mètres de Wissant à la Butte. Le caractère fin à très fin et bien trié de ce faciès est sans doute la signature d'une origine éolienne. Leur extension dépasse celle des sables fluviaux et on les rencontre sur le paléo-versant est de la dépression de La plaine du Colombier (20) jusqu'à la Butte (9.6) où ils reposent sur des blocs de grès et calcaires jurassiques remaniés sur versant, en passant par la Fosse Pelletier (25) et Audembert-La Croix (3).

La géométrie de l'unité lithostratigraphique et l'organisation spatiale des faciès permettent la reconstitution paléogéographique d'une vallée formant à partir de Warcove un estuaire ouvert en direction de Wissant, estuaire profondément incisé et plus étroit que la dépression elle-même à la base et vers l'aval (fig. 10). L'enchaînement vertical des faciès de comblement montre une succession temporelle d'environnements sédimentaires d'abord fluviaux (?), puis estuarien de wadden et/ou fluvial dans l'estuaire, fluviaux à l'amont et enfin éolien qui s'étendent sur le paléo-versant oriental (fig. 10). Ces dépôts sont mis en corrélation avec ceux des unités médianes et supérieures de la carrière du Fart d'âge Pléistocène moyen - Cromérien (Bonte et de Heinzelin, 1966). Nous proposons d'appeler *Formation du Fart*, notée q2F, cette unité lithostratigraphique qui forme la couverture superficielle de la dépression de Warcove.

Dans cette unité sont emboîtés les dépôts, le plus souvent sableux, graveleux à la base, qui colmatent sur des épaisseurs de plus de 10m à Noirbernes (49, 44) l'incision étroite et profonde de la Rivière de Bazingen, en relation avec la dynamique de la Slack. Il s'agit d'alluvions d'âge holocène, notées q4F (fig. 8). À l'amont du seuil de la Wambringue, les dépôts sont argileux à argilo-sableux sur 2 à 3 m d'épaisseur (11, 3.29). À Warcove (3.29), on ne peut cependant exclure que les sables roux à galets rencontrés sous les argiles de surface sur une épaisseur de 4,5m jusqu'à +18,5m NGF appartiennent à cette unité.

b) Les unités des Sables de la Bélina et des Argiles de Warcove

Entre la Bélina et Warcove, l'unité lithostratigraphique supérieure -*Formation du Fart* - repose sur, ou est incisée dans, des formations dont l'interprétation des faciès pose la question de l'identification du substrat.

Les argiles bleues ou grises rencontrées à Warcove (4, 25, 3) sous les sables supérieurs, présentent des analogies avec

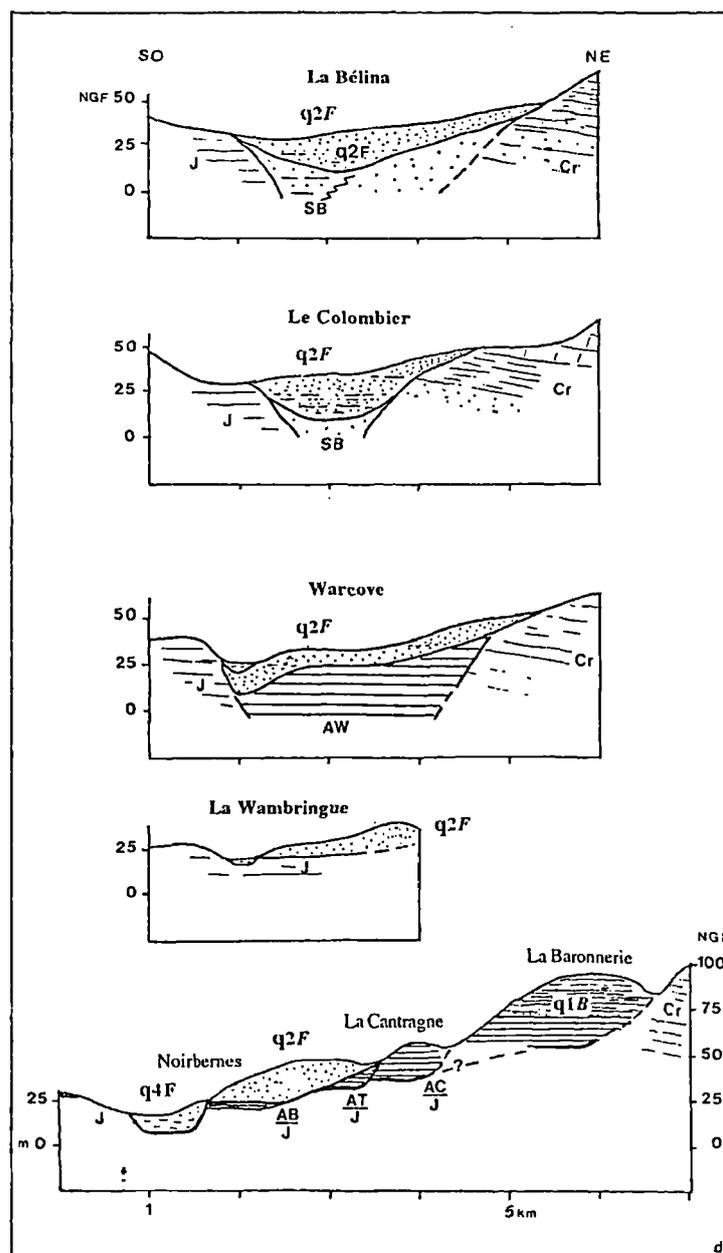


Fig. 8. — Interprétation des données lithostratigraphiques des transects perpendiculaires à l'axe de la dépression.
 q1B : Formation de la Baronnerie, Pléistocène inférieur ; q2F : Formation du Fart, Pléistocène moyen ancien ; SB : unité des Sables de la Béлина ; AW : unité des Argiles de Warcove ; AB : unité des Argiles de Bernes ; AT : Unité des Argiles de la Butte ; AC : unité des Argiles de La Cantragne ; q4M : Formation des Flandres, Holocène ; q4F : dépôts fluviatiles, Holocène ; Cr : substrat crétacé ; J : substrat jurassique

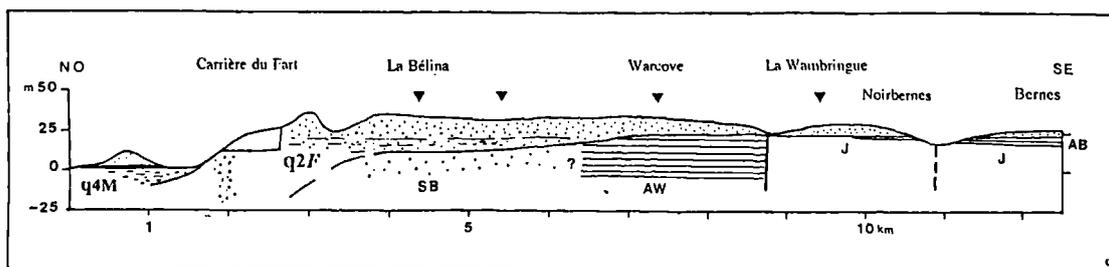


Fig. 9. — Interprétation des données lithostratigraphiques dans l'axe (NO-SE) de la dépression de Warcove.
 q4M : Formation des Flandres, Holocène ; q2F : Formation du Fart, Pléistocène moyen ancien ; SB : unité des Sables de la Béлина ; AW : unité des Argiles de Warcove ; AB : unité des Argiles de Bernes ; J : substrat jurassique

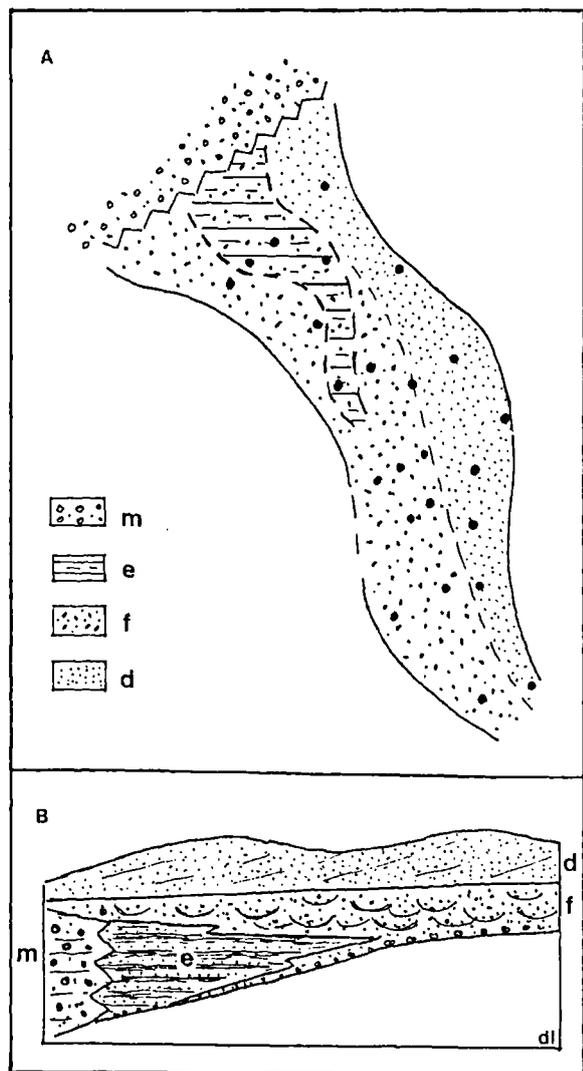


Fig. 10. — *Formation du Fart*. A : synthèse paléogéographique. Les points noirs correspondent aux sondages ; B : synthèse des substitutions latérales et enchaînement verticaux de faciès. m : faciès des cordons littoraux ; e : faciès estuariens ; f : faciès fluviaux ; d : faciès éoliens/dunaires.

les faciès argileux jurassiques. L'interprétation qui a prévalu, les a attribuées à un étage du Jurassique (sondage 3.29). Les assemblages polliniques caractérisés par l'absence des taxons tertiaires et quaternaires semblent d'ailleurs confirmer cette hypothèse. Cependant, la présence de galets de silex et de calcaires jurassiques dans les cailloutis de base de chacune des trois séquences qui composent ce dépôt et de silex et granules de craie dans la masse des argiles oblige à situer leur mise en place postérieurement au Crétacé. Il ne peut donc s'agir du substrat mésozoïque en place. Les cailloutis à éléments grossièrement roulés indiquent des écoulements fluviaux s.l.. Les différents faciès argileux peuvent être interprétés en partie comme le produit du remaniement d'argiles jurassiques mêlées à des éléments de la craie (silex et granules) par des processus qu'il est difficile de reconstituer : glissements en masse depuis les versants d'un paléomodelé, ce qui expliquerait les caractères du cortège pollinique, et/ou dépôt de décantation dans un environnement lagunaire ou estuarien.

À la Bélina, les séquences de sables/limons/argiles, parfois riches en matière organique et en pyrite, de l'unité inférieure du sondage 21 présentent des analogies avec les dépôts attribués au Wealdien. Les cortèges polliniques caractérisés par l'absence d'Angiospermes, appuient, ici encore, cette hypothèse. En revanche, la présence de silex roulés dans les cailloutis de base des séquences ne permet pas de retenir cette attribution chronostratigraphique. Ces dépôts résulteraient alors en partie du remaniement de sables wealdiens dans un environnement sédimentaire fluvial ou estuarien.

À la plaine du Colombier (20), les argiles bleues massives et les sables glauconieux rencontrés sous les sables supérieurs ont été dans un premier temps rapportés à l'Albien/Aptien, dont la succession a été reconnue dans le sondage 15 à la fosse Pelletier. La présence de graviers de silex et de granules de craie dans les argiles comme dans les sables oblige à interpréter ces dépôts comme des produits de remaniement de terrains crétacés.

Les argiles de Warcove et les sables de la Bélina sont des produits de remaniement ou de fluage en masse de formations jurassiques et crétacées. Ils remplissent une dépression ou un fossé profondément incisé d'une part dans le substrat jurassique qui affleure dans le versant ouest et jusque dans la dépression où on le rencontre à +20,5m NGF au Hambreuil (2) et d'autre part dans le substrat crétacé qui affleure ou subaffleure sur le versant est de la Fosse Pelletier (15, 46) à Audembert. Les relations entre ces deux faciès peuvent être interprétées soit en termes d'unités stratigraphiques distinctes, emboîtées ou juxtaposées par contact faillé, soit en termes de substitution latérale de faciès au sein d'une même unité stratigraphique (fig. 9). La diversité des faciès s'explique par la nature des terrains de substrat affleurant dans le paléoversant et qui ont alimenté localement la sédimentation. Dans l'hypothèse d'une substitution latérale, elle s'explique en outre par la variabilité des environnements de dépôts dans ce qui est interprété comme un environnement sédimentaire fluvial ou estuarien.

La mise en corrélation de ces dépôts avec ceux de l'unité inférieure de la carrière du Fart se pose dans les mêmes termes : substitution latérale de faciès ou unité(s) stratigraphique(s) distincte(s) antérieure(s) à la *Formation du Fart*. De la réponse à cette question dépend l'âge de la mise en place des dépôts et la reconstitution paléogéographique que l'on peut proposer (fig. 10). Dans l'hypothèse d'une substitution latérale de faciès au sein d'une même unité stratigraphique, nous serions en présence d'une baie ou d'un paléo-estuaire barré par un cordon littoral à galets (dépôts de la carrière du Fart) en arrière duquel se seraient accumulés les sables de la Bélina et les argiles de Warcove dans un environnement sédimentaire de wadden au cours du Pléistocène moyen ancien. Dans l'hypothèse d'unités stratigraphiques distinctes, les dépôts, antérieurs au Pléistocène moyen, comblent une dépression/fossé dont la géométrie est déjà en relation avec une morphologie de large évidement du Bas-Boulonnais. Sans nous prononcer définitivement sur ce point, nous proposons de nommer ces formations unité des Sables de la Bélina (SB) et unité des Argiles de Warcove (AW).

c) *Les unités des Argiles de Bernes, de la Butte et de la Cantragne*

À partir du seuil de la Wambringue, dans tous les sondages, le substrat a été atteint et le plus souvent identifié.

Il s'agit de banc de calcaires oolithiques de la Formation de Marquise-Rinxent du Bathonien ou d'argiles et de marnes du Callovien/Oxfordien (détermination J.P. Vidier). La question de l'identification du substrat se pose localement dans le secteur de la Butte/la Cantragne (9). Les sables et silts blancs ou les argiles bariolées sont-ils Wealdien comme le propose en particulier à La Cantragne la précédente cartographie ? La présence de galets de silice et de calcaires bathoniens dans les faciès grossiers en particulier de base a conduit à écarter cette hypothèse et à rapporter la mise en place de ces dépôts postérieurement au Crétacé, dans une morphologie de très large évidement du Bas-Boulonnais qu'implique la disponibilité des roches du Jurassique inférieur. À Bernes (31), les argiles grises compactes sont analogues aux Argiles de Montaubert mais aussi aux Argiles de Warcove. Elles reposent sur un conglomérat de base à galets de calcaires jurassiques et de rares silices et doivent donc être interprétées comme un produit de remaniement d'argiles jurassiques.

Perpendiculairement à l'axe de la dépression, le toit du substrat a l'apparence d'une succession de paliers étagés (fig. 8 et 11). Le long du transect Noirbernes/la Cantragne par exemple on relève le substrat à +8/10m (49 et 44) dans le fond de vallée de la Rivière de Bazinghen, +18/20m sur le palier de la Wambringue-Noirbernes (45, 48, 24, 24.7), +28/30m à la Butte (9.6, 47) et +35m à la Cantragne (9 et 9.5).

Plusieurs unités litho-stratigraphiques associées à ce dispositif permettent de discuter l'hypothèse d'un système de terrasses étagées (fig. 8 et 11).

Le fond de vallée (49, 44, 23) est colmaté par plusieurs mètres de dépôts fluviatiles d'âge holocène (q4F) recouverts en bordure de vallée (44) par des dépôts de versant issus du remaniement de sables roux.

Sur le palier de la Wambringue-Noirbernes et sous les sables grossiers de faciès fluviatile (fig. 6, unité 2) de la *Formation du Fart* (q2F), repose une formation (fig. 6, unité 3) bien caractérisée à Bernes (31) où elle atteint 10m de puissance et à Witerthun (14) et que nous nommons *Argiles de Bernes* (AB). À Noirbernes (45) son épaisseur est réduite et elle est absente à la Wambringue. Le conglomérat de base, à éléments parfois très gros, correspond à un faciès de chenaux fluviatiles. Les argiles litées et bariolées parfois mêlées de cailloux et les lits sableux ou de galets qui lui succèdent, sont des faciès de plaine d'inondation ou de wadden parcourue par de petits chenaux dans un environnement sédimentaire fluviatile ou estuarien. À Bernes (31), leur succèdent des argiles grises ou bleues compactes, épaisses de plusieurs mètres, qui présentent un faciès analogue à celui des "argiles de Montaubert". Leur appartenance à un enchaînement vertical de faciès fluviostuariens montre qu'il s'agit de produits de remaniement d'argiles jurassiques, mis en place soit par décantation soit par fluage en masse.

Sur la colline de la Butte (9.6), sous les sables éoliens de l'unité supérieure qui montent sur le versant, une unité inférieure (4, fig. 6), préservée sur 2m (9.6) à 6m d'épaisseur (47), repose entre 28 et 30m NGF sur le substrat jurassique. Nous nommons cette unité Argiles de la Butte (AT). Les faciès sableux et argileux, bariolés ou bleutés, à débris coquilliers et lits organiques qui la constituent correspondent à des environnements sédimentaires de wadden.

La succession décrite à la Cantragne (9) (fig. 6, unité 5) occupe une position plus élevée dans ce système étagé. Les faciès grossiers de base ou sableux relèvent d'écoulements fluviatiles. Les argiles bariolées, litées, parfois sableuses, représentent des faciès latéraux dans un environnement sédimentaire de plaine alluviale ou d'estuaire. L'hypothèse d'une substitution latérale de faciès avec les sables fins éoliens de la Butte (9.6) doit être écartée. Nous nommons cette unité Argiles de La Cantragne (AC).

Les sables de la *Formation du Fart* (q2F) recouvrent les paliers de la Wambringue et de la Butte de dépôts dont l'enchaînement de faciès comprend des dépôts fluviatiles associés au palier de la Wambringue/Noirbernes auxquels succèdent verticalement les sables éoliens qui s'étendent sur le versant de la paléo-vallée et fossilisent le palier de la Butte. Il n'existe donc pas de terrasses étagées associées à cette formation. En revanche, sous cette unité supérieure, les faciès fluvio-estuariens des unités AB, AT, AC sont associés à chacun des paliers topographiques du substrat (fig. 11). Plusieurs hypothèses peuvent expliquer cette disposition. La première est celle de formations distinctes, succession temporelle de paléo-estuaires, ordonnées en un système étagé. Dans une seconde hypothèse, il s'agit des lambeaux, localement préservés sur le versant, d'une seule formation correspondant à l'ennoyage d'un bassin. Quelle que soit l'hypothèse envisagée, la mise en corrélation des Argiles de Bernes (AB) avec la formation des Argiles de Warcove peut être retenue.

d) La Formation de la Baronnerie

À la Baronnerie, les éléments (craie, silice, sables glauconieux, fossiles des niveaux phosphatés) qui constituent le dépôt de l'unité supérieure proviennent du remaniement des terrains de plusieurs étages du Crétacé qui affleurent dans le versant qui domine le replat. L'hypothèse de dépôts résultant du glissement en masse des terrains crétacés ou de formations de versant ne peut être retenue. En effet, les sables grossiers et micro-conglomérats correspondent à des faciès de chenaux. Les argiles sableuses finement litées, les argiles bleues à débris coquilliers et traces de racines, les lits organiques à des environnements sédimentaires de plaine d'inondation, d'estuaire voire lagunaire ou lacustre. Les caractères des assemblages polliniques ainsi que l'absence de taxons exotiques plaident pour un âge postérieur au Pléistocène basal (A.V. Munaut), qui conduit à retenir une mise en place des dépôts supérieurs au cours du Pléistocène inférieur.

Les argiles de l'unité inférieure ne correspondent à aucun faciès connu du Crétacé ou du Jurassique. Leur interprétation se pose dans les mêmes termes que celle des Argiles de Warcove ou de Bernes. La présence d'une charge grossière de silice et le fait qu'elles reposent sur un conglomérat fluviatile indique qu'il s'agit de produits de remaniement. La mise en place de cette unité se situe dans un contexte morphologique d'évidement du Bas-Boulonnais au début du Pléistocène inférieur ou antérieurement au Pléistocène.

Pour ces raisons, une *Formation de la Baronnerie* a été formalisée et notée Q1B.

L'extension des dépôts semble limitée. Dans le versant qui domine la Baronnerie et sur les replats de même altitude entre Leubringhen et Audembert, affleurent les formations crétacées dont la succession a été reconnue par sondage sur

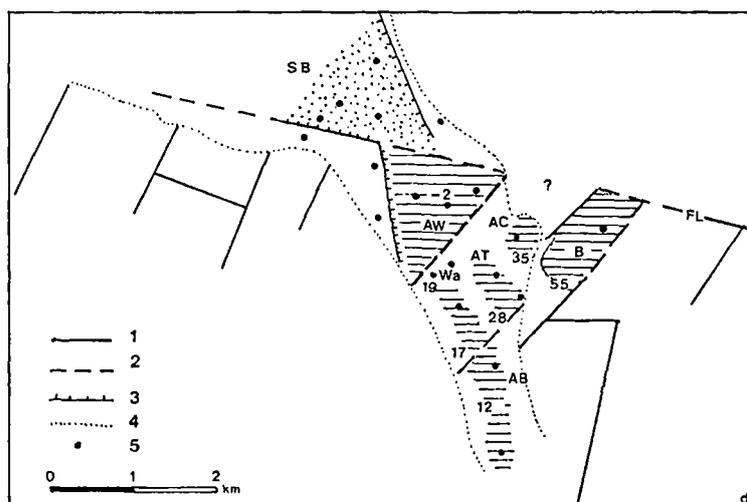


Fig. 11. — Formation de la Baronnerie, unités antérieures à la Formation du Fart non visibles à l'affleurement et hypothèses structurales. B : Formation de la Baronnerie; SB : unité des Sables de la Béline; AW : unité des Argiles de Warcove; AB : unité des Argiles de Bernes; AT : unité des Argiles de la Butte; AC : unité des Argiles de La Cantragne. FL : faille de Landrethun. Wa seuil de la Wambringue. 1 : faille affectant les terrains jurassiques et crétacés (levés J.P. Vidier); 2 : faille/accident probable; 3 : paléo-versant; 4 : limite d'extension de la Formation du Fart; 5 : sondages.

Les chiffres correspondent aux altitudes de la base des unités et pour la Formation de la Baronnerie, à la base et au toit de la formation.

35m à Leubringhen-Le sablon (sondage 38 x : 557 y : 350,81 z : 108), là où était cartographié un dépôt Fy et sur 20m sur le replat de la Noire Choque à Audembert : sables glauconieux de l'Albien (0 à 6m), sables et argiles du Wealdien (6 à 15m) et argiles de l'Oxfordien (détermination J.P. Vidier). Le contact avec les formations d'âge crétacé qui affleurent dans le versant dominant la Baronnerie et la relation entre la Formation de la Baronnerie et l'accident N105 -faille ou flexure de Landrethun- qui borde le Bas -Boulonnais n'ont pu être observés.

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer la place de ces dépôts fluvio-estuariens s.l d'âge quaternaire, en position haute (entre +68 et +90m NGF pour l'unité supérieure) sur le versant qui domine la dépression de Warcove. Dans une première hypothèse, ils représentent une formation ancienne conservée en position la plus haute dans le dispositif morphologique d'unités stratigraphiques étagées déjà envisagé pour expliquer l'étagement des formations dans la dépression. Cette succession de dépôts mis en place dans des conditions paléogéographiques fluvio-estuariennes analogues enregistre les étapes d'un creusement au cours du Pléistocène inférieur contrôlé par le jeu de l'accident qui sépare le compartiment structural de Warcove de celui de La Wambringue/Bernes. Dans une seconde hypothèse, les formations de la Baronnerie appartiennent à la même unité stratigraphique que les Argiles de Bernes (AB), La Butte (AT) ou la Cantragne (AC). Ils représentent alors les témoins conservés à différentes altitudes d'une accumulation sédimentaire ayant ennoyé un bassin sur une épaisseur de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres. Dans cette seconde hypothèse, les Argiles de Bernes (AB), mises en corrélation avec les Argiles de Warcove (AW), représentent la partie inférieure de la série de remplissage, les dépôts de la Baronnerie sa partie sommitale. L'âge pléistocène inférieur de l'unité supérieure de la Formation de la Baronnerie autorise à placer l'ensemble de l'accumulation des argiles grises au cours du Pléistocène inférieur basal - Pliocène.

e) Néotectonique

La cartographie, même grossière, du toit du substrat met en évidence un jeu de compartiments structuraux (fig. 11). L'ensemble du secteur La Wambringue/Bernes se présente comme un bloc surélevé par rapport à celui de Warcove. Les calcaires de la Formation de Marquise-Rinxent sont à l'altitude de +18 / +20m NGF à la Wambringue (5, 24, 24.7), tandis qu'à quelques centaines de mètres plus au Nord-Ouest, le substrat jurassique n'a pas été atteint à -2m NGF dans le sondage de Warcove (4). L'existence d'une faille de direction N45 séparant deux compartiments et soulignée par le Ruisseau de la Vallée peut être admise, accident qui prolongerait celui déjà cartographié dans le secteur d'Audembert qui affecte le Jurassique et le Crétacé. La mise en corrélation des Argiles de Bernes avec l'unité des Argiles de Warcove dont elles représenteraient la base, implique un rejet de plus de 20m qui affecterait cette formation.

Dans l'axe de la dépression entre la Wambringue et Witerthun, si l'on exclut le creusement de la rivière de Bazinghen, l'altitude du toit du substrat jurassique sur lequel repose le conglomérat de base de la formation des argiles grises est entre 20 et 17m de la Wambringue à Noirbernes (24, 45, 48) et à environ 12m de Bernes à Witerthun. La décroissance des altitudes peut s'interpréter soit comme une surface basculée vers le SE soit comme un accident cassant de faible rejet, de direction N40/45, séparant deux compartiments et emprunté par le segment du ruisseau qui sépare Noirbernes de Bernes. Ces deux accidents sont fossilisés par les sables de la Formation du Fart.

Un axe de direction N100/105 limite vers le sud l'extension de l'unité des Sables de la Béline au contact des terrains jurassiques et des Argiles de Warcove. Il correspond à la " faille de Landrethun Cap Gris-Nez ". Ces accidents, N100/105 et N40/45, déterminent un ensemble de petits compartiments dans lesquels s'inscrivent les différentes

unités lithologiques. Dans ce dispositif structural, les unités des Sables de la Béline et des Argiles de Warcove pourraient être séparées par un contact faillé (fig. 11).

La tectonique cassante qui affecte l'ensemble de ces formations et entraîne des rejets de plusieurs dizaines de mètres serait d'âge pléistocène inférieur. Dans le compartiment structural surélevé de La Wambringue/Bernes, les formations argileuses et en particulier la *Formation de la Baronnerie*, sont largement érodées avant que ne se mettent en place les dépôts fluviatiles et estuariens de la *Formation du Fart* d'âge Pléistocène moyen ancien.

Quelle que soit l'hypothèse retenue, de très importantes modifications paléogéographiques et morphologiques dans un contexte structural dynamique d'une tectonique de blocs sont intervenues au cours du Pléistocène inférieur.

IV. — LES FORMATIONS QUATERNAIRES DE LA VALLEE DE LA SLACK

1) L'unité morphostratigraphique de fond de vallée

En aval de Marquise, la Slack entaille dans le substrat jurassique une vallée dont le fond plat, large de 600 à 700 m, 1 km à la confluence avec la Rivière de Bazinghen, est situé entre +5m et +8m NGF. Des dunes récentes (q4D) ferment l'estuaire et envahissent le fond de vallée jusqu'au hameau de Slack tandis qu'entre Audresselles et Wimereux les versants sont couverts de sables éoliens sur une épaisseur souvent supérieure à 2m (fig. 12). Plusieurs sondages, réalisés anciennement le long de la route 237 entre la ferme du Hove et le hameau de Slack et archivés au Service géologique régional du Nord, permettent de reconstituer la géométrie de l'incision. Le substrat jurassique affleure à la ferme du Hove. Dans le sondage 7.3 situé dans le bas du versant, il a été rencontré à -2 m NGF, sous 14 m de dépôts, puis, à un peu plus d'une centaine de mètres au Nord, dans le sondage 7.5 à -16m NGF sous 23 m de dépôts et à -19 m NGF, sous 27 m de dépôts dans le sondage 7.4 situé dans l'axe de la vallée (fig. 13).

Le remplissage sédimentaire a été caractérisé à l'Est du hameau de Slack, au lieu-dit Le Marais, où le sondage 13 (x: 550,46 ; y: 345,07 ; z: +5) montre, sur 22 m d'épaisseur, une succession analogue à celle qui avait été décrite dans le sondage 7.5 (fig. 13) : sur les 3 premiers mètres, des sables grossiers coquilliers, entrecoupés d'un banc tourbeux, puis 3 séquences plurimétriques (de 3 à 10 m, de 10 à 15 m et de 15 à 21,8 m) de sables grossiers à débris coquilliers et végétaux passant à des sables argileux et des argiles silteuses grises, localement organiques ; la séquence basale débutant par un cailloutis à galets de silex, de grès et de calcaires. Ils reposent sur 1,2 m de sables à galets de grès jurassiques puis, à -18,2 m NGF sur des argiles grises de l'Oxfordien supérieur.

Ces dépôts sablo-limono-argileux souvent coquilliers et organiques correspondent à des faciès de chenaux, slikke et schorre dans un environnement sédimentaire estuarien de wadden. Ils peuvent être mis en corrélation avec les Assises de Calais et Dunkerque de la *Formation des Flandres* (q4M C et D), d'âge holocène.

Le long du littoral actuel, les sondages répertoriés 6.1 et 6.2 ont traversé 20m de dépôts sans atteindre le substrat. De

+4m jusque -8m (dans 6.2), -11,5m NGF (dans 6.1), les faciès très grossiers sont constitués de bancs métriques à plurimétriques de galets, graviers et sables à débris coquilliers, correspondent à un ancien cordon littoral de la *Formation des Flandres* qui barrait l'estuaire.

En amont, le colmatage atteint encore 12 m au sud de Ledquent, 5 à 7m à Marquise où un sondage a rencontré 5,4 m de limons argileux reposant sur 1,1m de sables graveleux à silex et 5m à l'Ouest de Réty. Dans les vallées affluentes, l'épaisseur du remplissage est également importante, atteignant fréquemment 5m (vallée du ruisseau du Paon à Londefort ou à la Ferme du Paon) voire 6 à 7m (vallée du Crembreux en amont de Rincent, de la Rivière de Bazinghen à Witerthun ou de la Ménandelle à Wacquiringhen); il s'agit le plus souvent de faciès sableux ou sablo-limoneux, plus argileux à l'Est (Réty, Ruisseau du Paon), parfois tourbeux (Ruisseau du fort d'Ausques), reposant sur un cailloutis de sables graveleux à silex, mis en place dans des environnements sédimentaires fluviatiles (q4F).

L'unité morphostratigraphique de fond de vallée de la Basse-Slack correspond au colmatage d'un estuaire par des faciès fluviatiles et de wadden au cours de l'Holocène.

2) Les formations pléistocènes

Différents dépôts, antérieurs au colmatage récent, se rencontrent sur le littoral ou étagés de part et d'autre de la vallée de la Slack (fig. 12).

a) La Pointe aux Oies

Au nord de la Pointe aux Oies (x: 548,45 y: 344,25), la falaise actuelle est entaillée dans d'épais dépôts pléistocènes (Roep *et al.*, 1975 ; Sommé, 1985) qui ont servi à définir la *Formation de la Slack* (Bonte et de Heinzelin, 1966).

Sous des sables dunaires holocènes (q4D) et des limons loessiques, on rencontre deux unités stratigraphiques. La première unité, épaisse de 6 à 7 mètres, est constituée de sables jaunâtres lités à stratification entrecroisée, épais de 3 m, reposant sur un cailloutis de silex et grès jurassiques à matrice sableuse rougeâtre épais de 3 à 4 m. La seconde unité comprend, sur une épaisseur de 10 à 12 mètres, une alternance de lits sableux à microstratifications entrecroisées et de lits argileux bruns finement lités contenant des concrétions carbonatées (faciès des "argiles à biscuits" des auteurs) reposant sur un conglomérat de galets de nature variée (calcaires et grès jurassiques, grès albiens, craie et silex) pris dans une matrice de sables grossiers. Ce cailloutis basal fossilise à 8 m NGF une ancienne plate-forme littorale, surface d'abrasion à marmites, développée aux dépens des calcaires et grès purbeckiens et portlandiens; cette surface plonge en direction du sud et se prolonge sur l'estran où a été trouvée une industrie à rognons de silex taillés du Paléolithique inférieur (Tuffreau, 1987).

Ces dépôts sont interprétés par les auteurs comme le remplissage d'un ancien estuaire de la Slack d'âge pléistocène moyen.

b) Dépôts étagés sur le versant de rive gauche

Le versant de rive gauche de la vallée de la Slack présente une série de replats auxquels sont associés des dépôts sableux

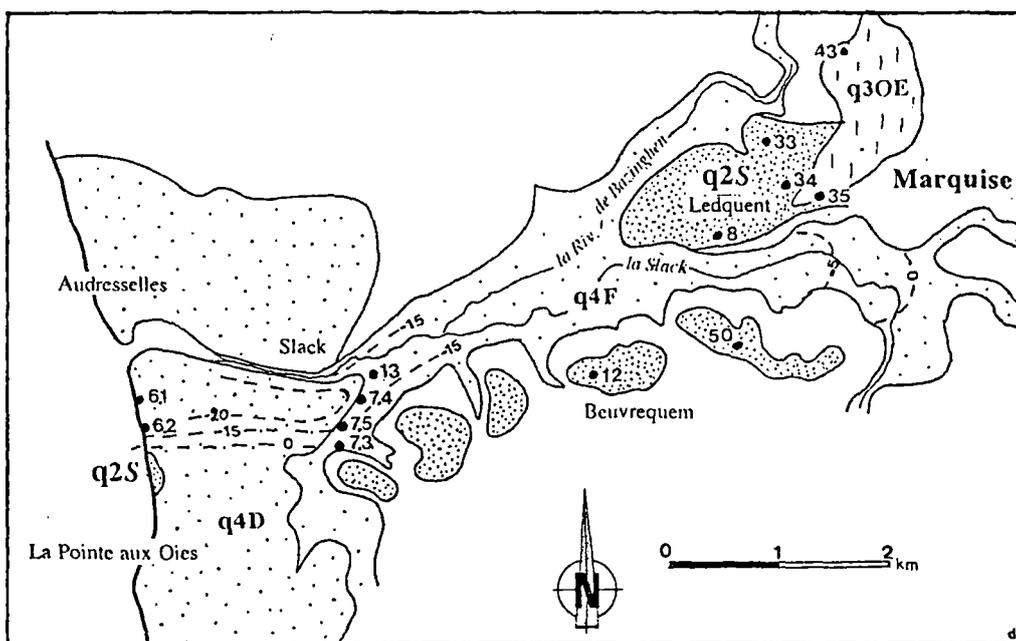


Fig. 12. — Carte des formations quaternaires de la vallée de la Slack.

q2S : Pléistocène moyen, Formation de la Slack ; q3OE : Pléistocène supérieur, loess et dépôts de versants associés ; q4D : Holocène, Dunes et cordons littoraux ; q4F : Holocène, dépôts fluviaux. Les points numérotés correspondent aux sondages.

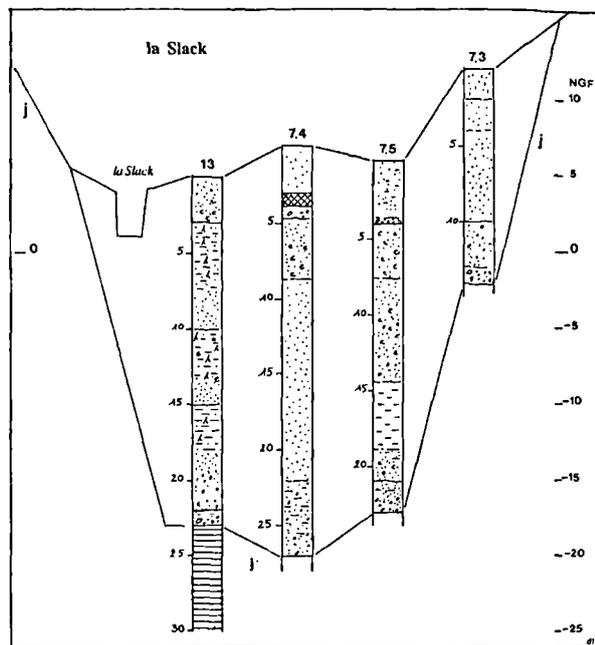


Fig. 13. — Transect du Hove-Slack : logs des sondages 7.3, 7.4, 7.5 (anciens sondages) et 13. Unité morphostratigraphique du fond de vallée de la Slack, Formation des Flandres.

dont la base se situe vers 17 m NGF. A Beuvrequem, le sondage 12 (x : 552,42 y : 345,2 z : +22,5) a traversé 5m de sables roux, grossiers vers la base et chargés en galets de silex roulés. Plus à l'Est, le sondage 50 (x : 553,95 y : 345,3 z : +29) a traversé 11,5m de sables et atteint les argiles du substrat à 17,5m NGF.

c) Ledquent

À l'Ouest de Marquise, sur le promontoire interfluve de Ledquent, trois sondages ont permis de mettre en évidence l'existence d'un paléo-modèle colmaté par plus de 25m de dépôts quaternaires, là où sont cartographiés les calcaires oolithiques du Bathonien en partie faiblement couverts de dépôts fluviaux (Figures 12 et 14).

Dans les sondages 34 (x : 554,43 y : 346,7 z : +25) et 35 (x : 554,76 y : 346,6 z : +24) de Ledquent on distingue depuis la surface (fig. 14) :

- une unité supérieure (1, fig. 14) composée de 3 à 4m de limons argileux puis de 7 à 8m d'argiles grises ou jaunes à lits sableux millimétriques; vers la base, la charge graveleuse, riche en silex, devient plus abondante et on passe à un sable argileux gris à galets de silex et granules calcaires ou crayeuses dont la base se situe vers +14/15 m NGF. Dans le sondage 35, entre 20 et 17m NGF, les argiles sableuses sont entrecoupées de niveaux organiques tourbeux qui ont livré des assemblages de pollens et spores quaternaires (détermination A.V. Munaut);

- une unité inférieure (2, fig. 14), rencontrée sur une épaisseur de 17 m minimum jusque vers -3m NGF dans le sondage 34, constituée d'argiles silteuses grises contenant des graviers de silex, des microgranules calcaires, de fins débris coquilliers, des fragments de fossiles (*Serpula vertebralis*, détermination J.P. Vidier, 1995) et des pollens de gymnospermes pré-quaternaires (détermination A.V. Munaut, 1995) ; ces argiles reposent sur un cailloutis à galets de silex pris dans une matrice de sables argileux ou de sables roux qui n'a pu être traversé.

Plus au Nord, à " la Rouge Maison ", là où étaient cartographiés les calcaires oolithiques du Bathonien supérieur, le sondage 33 (x : 554,3 y : 347 z : +20) a rencontré (fig. 14) :

- une unité supérieure (1a), épaisse de 6m, constituée de sables grossiers à graviers de silex,

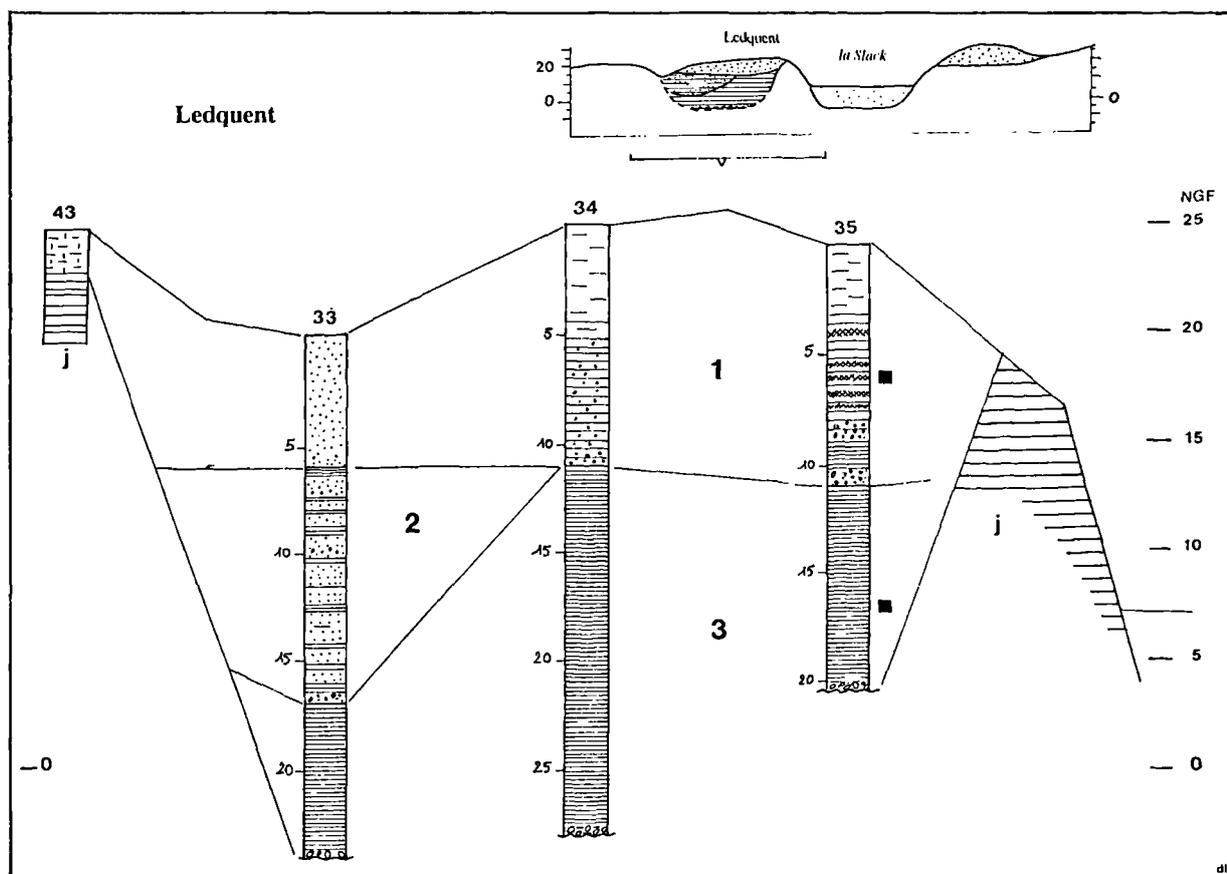


Fig. 14. — Transect de Ledquent : logs des sondages 33, 34 et 35.
1a-b : unité supérieure, Formation de la Slack. 3 : unité inférieure : Argiles de la Slack (AS).

-une unité médiane (1b), épaisse de 10 m, jusque vers +4 m NGF, constituée d'une succession de séquences composées de lits de sables verts et de lits d'argiles brunes bariolées, certains niveaux sableux contenant des petits galets et graviers de silice et de calcaires,

- une unité inférieure (2), constituée d'argiles grises à cailloux de silice, puis de 7m d'argiles grises à fins débris calcaires ou coquilliers reposant à -4m NGF sur un cailloutis à galets de silice roulés qui n'a pu être traversé.

Plus à l'Ouest, sur la colline qui domine Ledquent, le sondage 8 (x: 553,97 y: 346,45 z: +32,5) a traversé 26 m de dépôts jusque vers +6 m NGF, sans atteindre le substrat. Sur toute l'épaisseur, il s'agit de sables gris, jaunes ou roux pour les dix premiers mètres, organisés en 3 séquences dont les faciès de base, plus grossiers, chargés en galets de silice, se rencontrent à 22m, 19m et 6m NGF.

3) Interprétation

Trois questions se posent qui concernent la reconstitution de la géométrie des unités stratigraphiques de Ledquent, la reconstitution paléogéographique des environnements et l'âge de la mise en place des dépôts.

La reconstitution de la géométrie implique l'identification du substrat. Par leur aspect et la présence de fragments de *Serpula vertebralis*, les argiles grises de l'unité inférieure (33, 34 et 35) présentent des analogies avec les "Argiles de Montaubert" du Callovien supérieur. La présence de spores

et de pollens de Gymnospermes préquaternaires et l'absence d'Angiospermes vont dans le sens d'un dépôt pré-quaternaire et même pré-tertiaire. Mais s'agit-il pour autant du substrat jurassique ? La présence au sein des argiles de graviers de silice et de microgranules calcaires dispersés dans la masse et le fait qu'elles reposent sur un cailloutis à galets de silice dont les caractères sont ceux d'un dépôt fluviatile conduisent à rejeter l'hypothèse d'un substrat jurassique et à interpréter ce dépôt comme le produit du remaniement d'argiles calloviennes. En revanche, à quelques dizaines de mètres du sondage 35, les "Argiles du Coquillot" de l'Oxfordien inférieur (détermination J.P. Vidier, 1995), visibles dans le talus de l'autoroute, affleurent dans le versant qui domine la Slack. Au Nord du sondage 33, les bancs calcaires du Bathonien ont été reconnus sous 2m de limons argileux. Ainsi, la géométrie de l'unité inférieure peut être reconstituée qui dessine une dépression incisée dans le substrat jurassique, orientée Est-Ouest, dont le modelé, versants en pente forte et fond plat (?) et large, est analogue à celui de la Slack holocène.

Les processus sédimentaires à l'origine de la mise en place des argiles grises de l'unité inférieure qui comblent cette dépression sont difficiles à reconstituer. La présence de fossiles calloviens et d'un assemblage de spores et pollens exclusivement pré-tertiaires accrédite l'hypothèse d'un dépôt résultant au moins pour partie du glissement en masse d'argiles du substrat depuis les versants. La présence d'une charge grossière allochtone de silice et de granules calcaires

traduit l'existence d'apports longitudinaux en provenance de l'arrière-pays en relation avec des écoulements fluviaux responsables de la mise en place du cailloutis basal. Les argiles pourraient alors pour partie résulter de processus de décantation dans un environnement sédimentaire fluvial ou estuarien, hypothèse qui n'exclut d'ailleurs pas la précédente. Nous nommerons cette unité Argiles de la Slack.

L'unité supérieure dessine un chenal incisé d'une dizaine de mètres dans les argiles grises de l'unité inférieure. Les faciès de colmatage qui représentent l'unité médiane du sondage 33 entre +4 et +14m NGF, peuvent être rapportés à des environnements sédimentaires estuariens de type wadden. Les faciès supérieurs rencontrés à partir de +17m NGF relèvent d'environnements sédimentaires de dépôt fluviaux de chenal (sables grossiers), de plaine d'inondation (limons et argiles lités) et de bras morts (argiles et niveaux organiques). La diversité des faciès entre ceux de chenal (33) et ceux de plaine d'inondation (34 et 35) peut s'expliquer en termes de substitution latérale de faciès dans une paléogéographie de large plaine alluviale ou d'emboîtement de corps sédimentaires. La géométrie et les faciès de l'unité stratigraphique supérieure de Ledquent montrent qu'il s'agit de la paléo-vallée/estuaire d'un cours de la Slack dirigé vers l'Ouest. Les sables rencontrés à partir de +17m NGF sur les replats du versant de rive gauche comme à Beuvrequem (12) peuvent être mis en corrélation avec cette unité.

Les caractères de l'assemblage de pollens et spores marqué par l'absence d'*Alnus* et d'*Ulmus* (A.V. Munaut, *in letteris*, 1995) permettent de rapporter la mise en place de ces dépôts à une phase froide et humide du Quaternaire, l'absence de taxons exotiques précisant qu'elle est postérieure au Pléistocène inférieur. Un âge pléistocène moyen peut être admis pour l'unité supérieure de Ledquent.

Les faciès de wadden du colmatage de l'incision (unité médiane du sondage 33) présentent des analogies avec les dépôts inférieurs de la Pointe aux Oies. La position des deux formations dans le dispositif morphostratigraphique de la vallée de la Slack, autorise leur mise en corrélation au sein d'une même unité stratigraphique formalisée en *Formation de la Slack*, antérieurement définie à la Pointe aux Oies. L'âge pléistocène moyen proposé par de Heinzelin (Bonte et de Heinzelin, 1966) peut être admis. L'interprétation d'un âge pliocène pour les dépôts inférieurs de la Pointe aux Oies, avancée récemment (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998) et fondée, faute de datation nouvelle, sur l'hypothèse d'une ouverture du détroit du Pas de Calais au Néogène - question au demeurant encore très discutée - ne peut être retenue.

En revanche, aucun argument n'autorise la mise en corrélation de la *Formation de la Slack* ainsi définie avec la *Formation du Fart*, comme cela a été proposé sur la base d'une analogie de faciès (Bonte et Broquet, 1962, Bonte, 1966, Roep *et al.*, 1975). La mise en évidence d'un seuil à la Wambringue et la reconstitution de la géométrie et de la paléogéographie du paléo-estuaire de la *Formation du Fart* infirment l'hypothèse d'une seule formation qui, du Fart à la Pointe aux Oies, témoignerait de l'existence d'un fleuve s'écoulant du Nord vers le Sud (Roep *et al.*, 1975). Les données de sondages mettent en évidence l'existence de deux paléo-estuaires d'âge pléistocène moyen, tous deux en relation avec une paléo-Slack, celui de Warcove-Fart et celui de Ledquent/Slack. Les relations morphostratigraphiques entre les deux formations montrent que la *Formation du Fart* est plus ancienne que celle de la Slack (Ledquent).

L'hypothèse de Heinzelin (Bonte et de Heinzelin, 1966) qui plaçait la Formation de Wissant (= du Fart) dans le Cromérien et celle de la Slack dans l'Hoxnien (?) se trouve ainsi confortée. Cette réorganisation des écoulements de la paléo-Slack marquée par la "capture de Marquise", l'abandon de la vallée/estuaire de Warcove et l'inversion du sens du drainage dans la dépression de Warcove au cours du Pléistocène moyen, hypothèses déjà émises par J. de Heinzelin (1964), est peut-être en relation avec la persistance du jeu des compartiments structuraux mis en évidence dans la dépression de Warcove.

Si l'on admet que les argiles de l'unité inférieure - Argiles de la Slack - participent au remplissage de la même unité morphologique que la *Formation de la Slack*, un âge pléistocène moyen peut être admis pour l'ensemble des unités de Ledquent. Cependant, le faciès et la disposition morphostratigraphique des Argiles de la Slack présentent des analogies avec ceux des Argiles de Warcove et de Bernes. Si cette hypothèse de mise en corrélation est retenue, les Argiles de la Slack constituent une unité stratigraphique plus ancienne d'âge Plio-Pléistocène inférieur comblant une dépression/compartiment dans un dispositif structural analogue à celui de la dépression de Warcove.

V. — REPRESENTATION CARTOGRAPHIQUE DES FORMATIONS QUATERNAIRES

Sur la première édition de la feuille de Marquise (1971), les dépôts quaternaires sont placés sous la rubrique "Formations superficielles" à l'exclusion des formations marines holocènes (Flandrien) de la plaine maritime de la Mer du Nord qui sont classées parmi les "Formations sédimentaires". Ce statut particulier des dépôts quaternaires continentaux (alluvions, colluvions, dunes, limons), ainsi exclus de la famille des roches sédimentaires, résultait de la distinction fondamentale entre les deux séries d'éléments à figurer sur les cartes géologiques : le substrat et les formations superficielles, ces dernières masquant le plus souvent le précédent à l'observation (Bonte, 1962). Le substrat étant l'objet principal, toute carte géologique est un compromis qui traite les formations superficielles d'une façon conventionnelle. Trois procédés techniques ont été appliqués dans les cartes de la région du Nord de la France pour la représentation des formations superficielles : figuré de plages en teintes pleines limitées par des contours ou non, emploi de pastilles ou rayures de couleur sur le fond du substrat, absence de mention de formations superficielles. Le dernier cas qui correspond à un écorché du substrat a été en grande partie réalisé sur la première édition de la feuille de Marquise pour cartographier le Bas-Bouloonnais. En revanche les formations superficielles (limons et colluvions) étaient plus largement représentées en teintes pleines sur le plateau du Haut-Bouloonnais à substrat crayeux. La nouvelle édition utilise le même mode de représentation, mais consacre une plus grande surface pour la figuration des formations quaternaires, ce qui tend à donner une image plus réelle de la géologie de surface.

Contrairement aux indices traditionnels utilisés dans l'ancienne édition, nous avons retenu un nouveau système de notation fondé sur la stratigraphie pour définir les formations quaternaires (Tabl. I). Cela correspond à la fois au principe même de la carte géologique détaillée qui décrit les affleure-

Marquise 1/50000	
1971	1995
<i>Formations superficielles</i>	
X	Dépôts artificiels
Fz	Alluvions récentes
T	tourbe
C	Colluvions et dépôts remaniés
D	Dunes littorales
Fy	Alluvions anciennes
L.P	limons des plateaux
L.s	Limons rouges à silex
P	formations pléistocènes de Sangatte
<i>Formations sédimentaires</i>	
Mzb	Flandrien supérieur. A. de Dunkerque
Tz	Flandrien supérieur et moyen Limon tourbeux et tourbe
Mza	Flandrien moyen Assise de Calais. Cordons littoraux
<i>Quaternaire</i>	
<i>Pléistocène</i>	
q1-2	Pléistocène inférieur et moyen B Formation de la Baronnerie F Formation du Fart S Formation de la Slack
q2Su	Pléistocène moyen récent formations de Sangatte
q1-3R	Pléistocène formations argileuses à silex
q1-3S	Pléistocène formations sableuses
q3OE	Pléistocène supérieur Loess et dépôts de versant associés
<i>Holocène</i>	
Formation des Flandres Flandrien	
q4MC	Assise de Calais
q4T	Tourbe supérieure
q4MD	Assise de Dunkerque
q4D	Dunes et cordons littoraux sableux
q4F	Alluvions
Q-3C	Colluvions

Tabl. I. — Notation des formations quaternaires : nomenclature de l'ancienne édition (1971), proposition nouvelle (1995).

ments du substrat en termes d'unités chronostratigraphiques (étages) et lithostratigraphiques (Formations, Membres ou Assises) et au style couvert et colmaté d'une partie importante du relief concerné. La notation principale que nous proposons distingue quatre subdivisions dans le système quaternaire : Pléistocène inférieur (q1), Pléistocène moyen (q2), Pléistocène supérieur (q3), Holocène (q4). Une notation subordonnée indique l'unité lithostratigraphique par l'initiale du nom géographique comme pour les formations du substrat et (ou) un faciès s'il est nettement dominant. Ce système diffère fondamentalement de celui qui est en général préconisé pour la cartographie des formations superficielles dont la notation principale repose sur le mode de mise en place, la genèse du dépôt (éboulis, dépôts de versant, colluvions, dépôts fluviaux, loess, sables éoliens, etc) alors que les indices subordonnés indiquent notamment l'origine lithologique des matériaux ou la chronologie (B.R.G.M., 1975 ; Le Bret *et al.*, 1993). Si ce mode de représentation peut convenir éventuellement dans des conditions géomorphologiques de dénudation du substrat où les formations superficielles sont effectivement peu épaisses et de nature génétique apparemment simple, il est en revanche impropre pour rendre compte des formations épaisses de couverture ou de colmatage dont la mise en place résulte de processus multiples et complexes et qui comportent souvent des variations latérales de faciès. C'est le cas sur la feuille de Marquise avec les *Formations du Fart, de la Slack et de la Baronnerie*. Cela vaut également pour la *Formation de Sangatte* qui fossilise l'ancienne falaise d'âge pléistocène moyen et qui comporte à la base une plage marine recouverte par d'épais (max. 20 m) dépôts de versant (Somme *et al.*, 1999). La *Formation des Flandres* d'âge holocène, qui couvre la plaine maritime de la mer du Nord dont l'extrémité occidentale seule est concernée sur la feuille de Marquise, est

localement caractérisée par une alternance de dépôts marins et de tourbes. Ce type de formation de plaine maritime est d'ailleurs souvent omis ou négligé dans les inventaires de formations superficielles, considérées surtout comme d'origine essentiellement continentale (Campy et Macaire, 1989 ; Le Bret *et al.*, 1993). Pour tous ces exemples, le mode de représentation sur les cartes géologiques générales qui s'impose ne peut être fondé que sur la stratigraphie. Il appartient à d'autres types de cartes, spécialisées, d'utiliser d'autres modes de représentation, comme c'est le cas pour des cartes géologiques de formations superficielles qui n'ont pas pour objet de figurer le substrat.

La nouvelle note d'orientation de la cartographie des formations superficielles pour l'établissement de la carte géologique (Le Bret *et al.*, 1999), qui reprend pour l'essentiel le texte du projet publié antérieurement (Le Bret *et al.*, 1993), n'a pas retenu, même à titre d'alternative, notre proposition de la notation stratigraphique, faite au moment même où s'élaborait la minute de la nouvelle édition de la feuille de Marquise qui, par ailleurs, recevait en 1996 l'agrément du Comité de la Carte Géologique de la France. La note d'orientation maintient en effet comme indices subordonnés chronologiques le système de notation utilisant l'alphabet à rebours (z,y,x, etc) en l'illustrant par le modèle des terrasses fluviales étagées réalisé en conditions géomorphologiques de dissection, tout en distinguant les quatre ensembles chronostratigraphiques qui ont été utilisés pour la notation du Quaternaire de la feuille de Marquise.

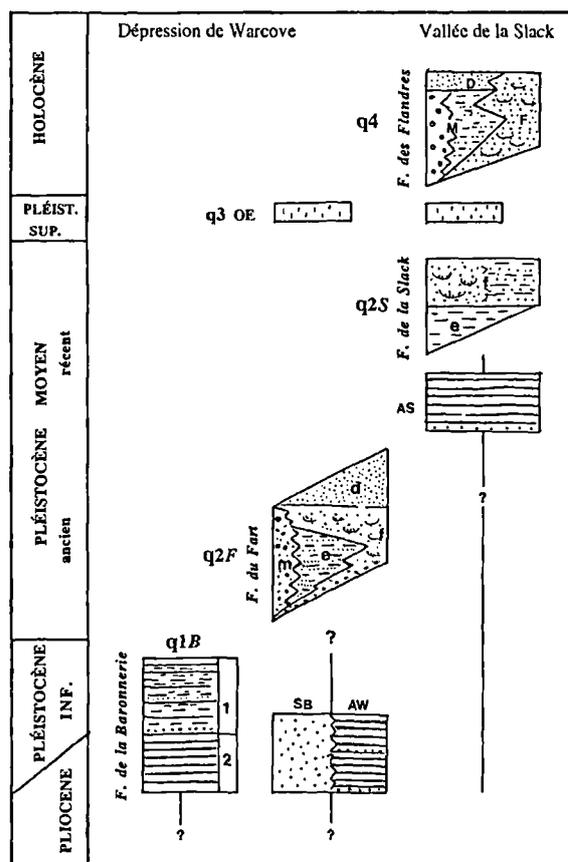
En raison de la localisation paléogéographique de la France septentrionale, le système stratigraphique de référence est celui de l'Europe du Nord-Ouest. Les dépôts de l'époque holocène, dont le début est fixé conventionnellement à 10 000

années BP (14C), sont regroupés dans la *Formation des Flandres* qui correspond à l'étage Flandrien. Alors que selon la définition de Dubois (1924) le terme "Flandrien" désignait l'ensemble des couches formées lors du dernier grand cycle sédimentaire reconnu dans les Flandres et correspondait à la fois à la fin du Pléistocène et à l'Holocène ce qui justifiait alors l'expression de transgression flandrienne, le sens actuel du terme, strictement chronostratigraphique, ne concerne que les dépôts de l'époque holocène (Sommé *et al.*, 1980 ; Sommé, 1998). Le Pléistocène supérieur rassemble les deux derniers étages du Pléistocène (Eemien et Weichselien) correspondant au dernier cycle climatique interglaciaire-glaciaire. L'étage Eemien désigne strictement les terrains de l'interglaciaire (env. 125 Ka - 110 Ka) qui correspond dans le système isotopique océanique au sous-stade 5e. Le Pléistocène moyen débute avec l'Interglaciaire 1 (env. 800 Ka) du Cromérien, antérieurement à l'inversion paléomagnétique Brunhes-Matuyama (780 Ka). On peut distinguer, couvrant à peu près la même durée, un Pléistocène moyen ancien représenté par le complexe cromérien et un Pléistocène moyen récent formé des étages Elsterien, Holsteinien, Saalien. Dans le cadre de l'hypothèse d'un Quaternaire inférieur long, la limite plio-pléistocène est fixée vers 2,4 Ma entre le Reuvérien, dernier étage du Pliocène où se place la limite paléomagnétique Gauss-Matuyama, et le Prétiglien, étage initial du Pléistocène.

VI. — CONCLUSIONS

L'existence de paléo-modèles d'âge pléistocène moyen, dont l'importance est comparable à ceux plus récents, Pléistocène supérieur et Holocène, de la plaine maritime de la Mer du Nord a été mise en évidence. Il s'agit de deux paléo-vallées - paléo-estuariens de la Slack colmatés sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur par des séquences aux faciès caractéristiques d'environnements sédimentaires fluviatiles, estuariens (wadden) et éoliens qui constituent les *Formations du Fart et de la Slack*. La réorganisation des écoulements au cours du Pléistocène moyen, marquée par l'abandon du cours de Warcove/Fart, est en relation probable avec la poursuite d'une néotectonique de blocs.

La nécessaire identification du substrat nous a contraint à sonder sur des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres des formations, unités de la Bélina, de Warcove et de la Slack, dont les faciès sableux ou argileux étaient analogues à ceux du Wealdien, de l'Albien ou de l'Oxfordien, la présence de fossiles de ces étages et de cortèges polliniques caractérisés par l'absence des taxons quaternaires et tertiaires semblant conforter cette attribution. La présence d'éléments jurassiques et crétacés (silex roulés et granules de craie) dans les cailloutis de base et dans la masse des séquences qui composent ces dépôts montre que ces formations sont le produit du remaniement de formations mésozoïques avec leur contenu pollinique et paléontologique par des processus qui restent à définir (fluage ou glissement en masse). D'autres faciès de ces séquences caractérisent des environnements sédimentaires de wadden, estuarien, ou fluviatile. L'ensemble constitue une (des) série(s) de comblement ou d'ennoyage d'un paléo-modèle, dépression ou fossé, inscrit dans un dispositif morphologique de large évidence de la dépression du Bas-Boulonnais. L'âge pléistocène inférieur des dépôts de la *Formation de la Baronnerie* situés entre 70 et 75m NGF à la partie sommitale de ce système de comblement, montre que



Tabl. II. — Les formations quaternaires du Bas-Boulonnais : synthèse stratigraphique.

q1B : *Formation de la Baronnerie* ; q2F : *Formation du Fart*, m : faciès des cordons littoraux ; e : faciès estuariens ; f : faciès fluviatiles ; d : faciès éoliens/dunaires ; SB : unité des Sables de la Bélina ; AW : unité des Argiles de Warcove ; q2S : *Formation de la Slack*, e : faciès estuariens ; f : faciès fluviatiles ; AS : unité des Argiles de la Slack ; q3OE : Loess et dépôts de versants associés ; q4M : Holocène, *Formation des Flandres* ; q4D : Holocène, Dunes et cordons littoraux ; q4F : Holocène, dépôts fluviatiles.

la base de cette série peut être d'âge pléistocène inférieur ou pliocène. Une importante tectonique de blocs marquée par le jeu d'accidents N40/45 et N100/105 affecte l'ensemble de ces dépôts avant le Pléistocène moyen.

La stratigraphie des terrains quaternaires du Bas-Boulonnais comprend - à l'exclusion des couvertures superficielles d'âge pléistocène supérieur et holocène, sableuses vers le littoral, loessiques dans l'intérieur, d'extension limitées et peu épaisses - des formations génétiquement complexes et épaisses colmatant des paléo-reliefs (Tabl. II) :

* **Holocène** : une formation de fond de vallée remplissant l'estuaire et la vallée de la Slack, mise en corrélation avec la *Formation des Flandres*,

* **Pléistocène moyen récent** : la *Formation de la Slack*, colmatage du paléo-estuaire-vallée de Ledquent et de la Pointe aux Oies,

* **Pléistocène moyen ancien** : la *Formation du Fart*, colmatage du paléo-estuaire-vallée de Warcove,

* Pléistocène inférieur : l'unité supérieure de la *Formation de la Baronnerie*,

* Plio-pléistocène : l'unité inférieure de la *Formation de la Baronnerie* et les unités des Sables la Béline et des Argiles de Warcove-Bernes. Ces formations uniquement rencontrées en sondage ne sont pas cartographiées.

L'existence de ces complexes de colmatage qui rendent totalement inapplicable le système de notation actuellement préconisé et la volonté de mettre en cohérence le mode de représentation des terrains quaternaires avec les principes de stratigraphie, nous ont conduit à retenir un nouveau système de notation fondé sur la stratigraphie qui diffère fondamentalement de celui qui est en général utilisé pour la cartographie des formations superficielles. La notation principale que nous proposons distingue quatre subdivisions

dans le système quaternaire : Pléistocène inférieur (q1), Pléistocène moyen (q2), Pléistocène supérieur (q3), Holocène (q4). Une notation subordonnée indique l'unité lithostratigraphique par l'initiale du nom géographique comme pour les formations du substrat et (ou) un faciès s'il est nettement dominant.

Remerciements. — Nous tenons tout particulièrement à remercier l'équipe de sondeurs du BRGM, MM LOZACH Jean-François et Hubert, dont les qualités humaines et professionnelles ont permis dans des conditions souvent difficiles l'acquisition de ces données. Le dépouillement des données anciennes de sondages a été réalisé par M. OLLIVIER.

Nous remercions également JP VIDIER pour le suivi de la campagne de sondages et la détermination des terrains jurassiques essentielle dans la discussion sur l'identification du substrat et le Professeur A.V. MUNAUT de l'Université de Louvain la Neuve pour la détermination des cortèges polliniques.

BIBLIOGRAPHIE

- AGACHE R. (1968). — Informations archéologiques. Circonscription de Nord et Picardie : Wimereux, la Pointe-aux-Oies. *Gallia Préhistoire*, 11, p. 286-290.
- AMÉDRO F. & MANIA J. (1976). — L'Aptien du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 96, p. 207-216.
- BAUDET J. L. (1971). — *La préhistoire ancienne de l'Europe septentrionale*. Paris, 257 p.
- BONTE A. (1962). — *Introduction à la lecture des cartes géologiques*. Paris, 277 p.
- BONTE A. (1966). — Le Quaternaire de la Pointe-aux-Oies entre Wimereux et Ambleteuse (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord*, 86, p. 183-186.
- BONTE A. & BROQUET P. (1962). — L'Aptien du Boulonnais. *Bull. Carte géol. France*, 59, p. 1-5.
- BONTE A., BROQUET P., HOYEZ B., HATRIVAL J. N., LEROUX B., RÉSENDE S., SAVARY M., THIBAUT P. M., DESTOMBES J.P., SOMMÉ J. & GOULLIART M. (1971). — *Carte géologique à 1/50 000. Feuille Marquise XXI-3 « Boulonnais-Nord »*. BRGM, Orléans.
- BONTE A. & DE HEINZELIN J. (1966). — Compte-rendu de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie et de la Société géologique de Belgique dans le Boulonnais du 8 au 11 septembre 1966. *Bull. Soc. belge Géol.*, 75, p. 245-305.
- BOURDIER F. (1969). — Sur la position chronologique du Paléolithique de Sangatte, Wissant et Wimereux (Pas-de-Calais). *Bull. Soc. préhist. franç.*, 66, p. 230-231.
- B.R.G.M. (1975). — *Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique à 1/50000*. 2^e édit., BRGM, Orléans, 240 p.
- BRIQUET A. (1906). — Notes sur quelques formations quaternaires du littoral du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 35, p. 211-236.
- BRIQUET A. (1930). — *Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique*. Orléans, 439 p.
- CAMPY M. & MACAIRE J. J. (1989). — *Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation*. Paris, 433 p.
- DE HEINZELIN J. (1964). — Cailloutis de Wissant, capture de Marquise et percée de Warcove. *Bull. Soc. belge Géol.*, 73, p. 146-161.
- DE HEINZELIN J. (1972). — Note sur l'industrie paléolithique de la Pointe-aux-Oies à Wimereux (Pas-de-Calais). *Septentrion*, 2, p.3-5.
- DUBOIS G. (1924). — Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Mém. Soc. géol. Nord*, 8, 356 p.
- GOSSELET J. (1903). — *Esquisse géologique du Nord de la France*. 4^e fascicule : Terrains quaternaires. Lille, p. 343-421.
- LEBRET P., CAMPY M., COUTARD J.P., FOURNIGUET J., ISAMBERT M., LAUTRIDOU J.P., LAVILLE P., MACAIRE J. J., MÉNILLET F. & MEYER R. (1993). — Cartographie des formations superficielles. Réactualisation des principes de représentation à 1/50 000. *Géol. France*, 4, p. 39-54.
- LEBRET P., CAMPY M., COUTARD J. P., FOURNIGUET J., ISAMBERT M., LAUTRIDOU J. P., LAVILLE P., MACAIRE J. J., MÉNILLET F. & MEYER R. (1997). — Formations superficielles, Note d'orientation pour l'établissement de la Carte géologique de France à 1/50 000. *Doc. BRGM*, n° 260, p. 17-40.
- LEFÈVRE A. (1969). — Aperçu sur quelques gisements préhistoriques de la région côtière du Nord de la France. *Septentrion*, 1, p. 57-67.
- MANSY J. L., AUFFRET J. P., GUENOC P., LAMARCHE J., VIDIER J. P., ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F., LEFÈVRE D., SOMMÉ J., MAHIEUX G., AUGRIS C. & CROSBY A. (2001). — *Carte géologique de la France à 1/50 000, Feuille 5, Marquise*. 2^e édit., BRGM, Orléans.
- PINCHEMEL P. (1954). — *Les plaines de craie du Nord-Ouest du Bassin parisien et du Sud-Est du Bassin de Londres*. Paris, 502 p.
- POPLIN F. (1969). — Etude des restes osseux provenant de la carrière de Wissant. *Septentrion*, 1, p.69-72.
- ROEP T. B., HOLST H., VISSERS R. L. M., PAGNIER H. & POSTMA D. (1975). — Deposits of southward-flowing, Pleistocene rivers in the Channel region, near Wissant, NW France. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 17, p. 289-308.
- SÈILLIER C. (1969 a). — Le Quaternaire de Wissant. Historique des recherches ; extension et variations du gisement. *Septentrion*, 1, p. 75-77.
- SÈILLIER C. (1969 b). — *Recherches géomorphologiques dans le Nord-Ouest du Boulonnais*. Mém. Maitrise Géographie, Univ. Lille, inédit.

- SOMMÉ J. (1985). — Le Pléistocène. In Colbeaux J. P., dir., *Géologie du Boulonnais*. Espace Naturel Régional, Lille, p. 97-103.
- SOMMÉ J. (1998). — A propos du terme stratigraphique « Flandrien » et de son usage. *Cah. Géogr. phys.*, Univ. Sciences et Techn. Lille, n° 12, p. 20-25.
- SOMMÉ J., ANTOINE P., CUNAT-BOGÉ N., LEFÈVRE D. & MUNAUT A. V. (1999). — Le Pléistocène moyen marin de la mer du Nord en France : Falaise de Sangatte et Formation d'Herzeele. *Quaternaire*, 10, p. 151-160.
- SOMMÉ J., PAEPE R. & LAUTRIDOU J. P. (1980). — Principes, méthodes et système de la stratigraphie du Quaternaire dans le Nord-ouest de la France et la Belgique. In Chaline J., dir., *Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes*. Suppl. Bull. Ass. franç. Et. Quat., Dijon, p. 148-162.
- SOMMÉ J. & TUFFREAU A. (1976). — Les formations quaternaires et les industries de la Pointe-aux-Oies (Wimereux, Pas-de-Calais). In Verron G., dir., *Nord-Ouest de la France (Bassin de la Seine, Bassin de la Somme et Nord)*. Livret-guide, excursion A 10, 9e Congr. Union intern. Sciences préhist. et protohist., Nice, p. 168-172.
- SOMMÉ J. & TUFFREAU A. (1976). — Les formations pléistocènes de Wissant (Pas-de-Calais). In Verron G., dir., *Nord-Ouest de la France (Bassin de la Seine, Bassin de la Somme et Nord)*. Livret-guide, excursion A 10, 9e Congr. Union intern. Sciences préhist. et protohist., Nice, p. 177-180.
- TERS M. (1969). — Stratigraphie générale des formations du Quaternaire de Wissant. *Septentrion*, 1, p. 73-75.
- TERS M. & PINOT J. P. dir. (1969). — *Littoral atlantique*. Livret-guide de l'excursion A 10, 8e Congr. Union intern. Etude Quatern. (INQUA), Paris, 110 p.
- TUFFREAU A. (1971 a). — *Quelques aspects du Paléolithique ancien et moyen dans le Nord de la France*. N° spéc. Bull. Soc. Préhist. Nord, Amiens, 98 p.
- TUFFREAU A. (1971 b). — Quelques observations sur le Paléolithique de la Pointe-aux-Oies. *Bull. Soc. préhist. franç.*, 68, p. 496-504.
- VAN VLIET-LANOË B., MANSY J.L., MARGEREL J.P., VIDIER J.P., LAMARCHE J. & EVERAERTS M. (1998). — Le Pas de Calais, un détroit cénozoïque à ouvertures multiples. *C. R. Acad. Sci., Sciences de la Terre et des Planètes*, 326, p. 729-736.
- WATERLOT G. (1949). — Résultats géologiques et hydrogéologiques du forage de Warcove commune d'Audembert (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord*, 69, p. 278-282.

Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

Tome I n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.....	336,00 F
n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.....	252,00 F
n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.....	36,00 F
Tome IV n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Vermeuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.....	90,00 F
Tome VI n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> . B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.....	85,00 F
n° 2. — J. GOSSELET et al., <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2.....	336,00 F
n° 3. — V.COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.....	156,00 F
Tome VII n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.....	102,00 F
Tome VIII n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.....	120,00 F
Tome IX n 1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.....	432,00 F
n° 2. — G. FOURNIER et al., <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.....	96,00 F
Tome X n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.....	180,00 F
Tome XII — D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Anceis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.....	336,00 F
Tome XIII — P. RICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.....	252,00 F
Tome XIV — G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.....	84,00 F
Tome XV — J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.....	180,00 F
Tome XVI — A. BOUROZ et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la gènèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.....	250,00 F

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	130,00 F
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i>	150,00 F
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridionale</i>	185,00 F
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	180,00 F
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Héliénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	185,00 F
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houllier Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination</i> T.T.C.	90,00 F
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Ormeica des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 F
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	125,00 F
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i> T.T.C.	100,00 F
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly (Fasc. 1 : Evolution tectono-métamorphique ; Fasc. 2 : Traitement informatique des microanalyses chimiques ; Fasc. 3 : Carte géol. en couleurs 1/25000 Massif Agly)</i> T.T.C.	360,00 F
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i> T.T.C.	150,00 F
Publication N° 19. — C. LAMOUREUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i>	150,00 F
Publication N° 20. — G. MAVRIKAS, <i>Evolution Crétacé-Eocène d'une plate-forme carbonatée des Héliénides externes. La plate-forme des Ori Valtou (Massif du Gavrovo), Zone de Gavrovo-Tripolitza (Grèce continentale)</i>	150,00 F
Publication N° 21. — P. BRACQ, <i>Effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apport de l'analyse morphostructurale</i>	150,00 F
Publication N° 22. — N. FAGEL, <i>Flux argileux du Néogène au Quaternaire dans l'Océan Indien Nord, mise en évidence et interprétation</i>	150,00 F
Publication N° 23. — G. BUSSON et A. CORNÉE, <i>L'événement océanique anoxique du Cénomanién supérieur-terminal</i>	125,00 F
Publication N° 24. — B. LOUCHE, <i>Limites littorales de la nappe de la Craie dans la région Nord Pas-de Calais. Relations eaux souterraines-eaux superficielles-mer</i>	150,00 F
Publication N° 25. — J. G. BREHERET, <i>L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques</i>	300,00 F
Publication N° 26. — T. PLETSCHE, <i>Clay minerals in Cretaceous deep-water formations of the Rif and the Betic Cordillera (N. Morocco and S. Spain)</i>	125,00 F
Publication N° 27. — E. VENNIN, <i>Architecture sédimentaire des Bioconstructions permo-carbonifères de l'Oural méridional (Russie)</i>	180,00 F
Publication N° 28. — Actes des 1 ^{ères} journées régionales Nord/Pas-de-Calais du Patrimoine géologique.....	100,00 F

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

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

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

SOMMAIRE

Tome 9 (2^{me} série), Fascicule 1

parution 2001

La nouvelle carte géologique de Marquise (éd. 2000)

	pages
Francis HANOT et Jean-Pierre LEPRÊTRE. — La Cartographie géologique de la France à 1/50 000 et le nouveau projet pour répondre à l'évolution des besoins	3
— Bruno MISTIAEN, Denise BRICE et Jean-Claude ROHART. — Trente années de recherche sur le Dévonien de Ferques (Boulonnais) : données acquises en litho- et biostratigraphie.. ..	5
Olivier AVERBUCH, Jean-Louis MANSY et Juliette LAMARCHE. — Déformations tardi-paléozoïques au front septentrional de la chaîne varisque: l'exemple des massifs paléozoïques du Boulonnais (N France)	13
Francis ROBASZYNSKI et Francis AMÉDRO. — Des nouveautés dans le Crétacé de la feuille de Marquise (réédition 2001)	25
David LEFEVRE et Jean SOMME. — Données nouvelles sur les formations quaternaires du Bas-Boulonnais et leur représentation cartographique (Marquise, 1/50 000, 2 ^e édition).....	39

© 2001 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

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

Imprimé en France (Printed en France)