

50376
1961
98

50376
1961
98

LES CONGLOMERATS ET MARBRES ROUGES
DE L'ARTOIS

E. Mériaux



Diplôme d'études supérieures
présenté à la Faculté des
Sciences de LILLE en 1961.

MEMBRES DU JURY

Monsieur Gérard WATERLOT, Professeur à la Faculté des Sciences.

Président .

Monsieur Antoine BONTE, Professeur à la Faculté des Sciences.

Examineur .

Monsieur Charles DELATTRE, Professeur à la Faculté des Sciences.

Rapporteur .

T A B L E D E S M A T I E R E S

| | <u>Pages</u> |
|---|--------------|
| AVANT-PROPOS | 1 |
| INTRODUCTION | 2 |
| <u>HISTORIQUE</u> | 4 |
| <u>ETUDE PETROGRAPHIQUE</u> | 9 |
| A. LES METHODES D'ETUDE | 9 |
| I- <u>METHODES D'ETUDE DES GALETS</u> | 9 |
| 1°) Détermination des dimensions des galets | 9 |
| 2°) Forme des galets | 10 |
| 3°) Orientation et inclinaison des galets | 12 |
| II- <u>METHODES D'ETUDE DES SABLES</u> | 14 |
| 1°) Granulométrie | 15 |
| 2°) Morphoseopie | 16 |
| B. ETUDE DES DIFFERENTES FORMATIONS ROUGES | 17 |
| - <u>ENSEMBLE A</u> - | 17 |
| - <u>ENSEMBLE B</u> - | 18 |
| I- AFFLEUREMENT DE FEBVIN-PALFART | 18 |
| II- AFFLEUREMENT DE FLECHIN | 26 |
| III- AFFLEUREMENT DE CUHEM | 39 |

| | |
|--|----|
| - <u>ENSEMBLE C</u> - | 44 |
| AFFLEUREMENTS DE LA RIVE DROITE DE LA LYS SUPERIEURE | 45 |
| I- AFFLEUREMENT DE RIOTTE | 45 |
| II- AFFLEUREMENT DE LILETTE | 45 |
| III- AFFLEUREMENT DE CAPELLE-SUR-LA-LYS | 46 |
| AFFLEUREMENTS DE LA RIVE GAUCHE DE LA LYS SUPERIEURE | 47 |
| I - AFFLEUREMENT DE DENNEBROEUcq | 47 |
| II - AFFLEUREMENT D'AUDINCTHUN | 48 |
| | |
| <u>TECTONIQUE</u> | 52 |
| <u>ESSAI D'INTERPRETATION ET AGE DU TERRAIN ETUDIE</u> | 55 |
| <u>CONCLUSIONS GENERALES</u> | 61 |
| <u>BIBLIOGRAPHIE</u> | 64 |
| <u>CARTES GEOLOGIQUES</u> | 68 |
| <u>CARTES TOPOGRAPHIQUES</u> | 68 |

A V A N T - P R O P O S

Le terrain dit "triasique" qui a fait l'objet de ce diplôme d'études supérieures se situe en Artois, approximativement à l'W de l'extrémité occidentale du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. Nous le retrouvons dans la vallée de la Lys supérieure, et son existence a encore été révélée par d'anciens sondages.

Je suis profondément reconnaissant à Monsieur Ch. DELATTRE, Professeur à la Faculté des Sciences de Lille, qui m'a proposé ce sujet d'étude. Je le remercie encore des précieux conseils qu'il a bien voulu me prodiguer dans la mise en oeuvre et dans l'accomplissement de ce travail, tant à l'Institut de Géologie que sur le terrain.

I N T R O D U C T I O N

Le terrain que j'ai étudié fait partie de l'axe tectonique de l'Artois. Le travail aura pour objet principal l'étude d'une formation reconnue dans l'espace depuis longtemps, mais dont l'âge a été longtemps contesté. Il s'agit du "Marbre d'Audincthun" jadis exploité, qui avait été rangé par les anciens auteurs dans la période triasique.

Pour la commodité de notre étude pétrographique, nous distinguerons 3 ensembles (fig. 1) :

Un premier ensemble ou ensemble A compris entre la faille épicrotacée de Pernes à l'W et celle de Ruitz à l' E. Cet ensemble ne comporte pas d'affleurements visibles, mais la présence du terrain dit "triasique" a jadis été révélée par des sondages.

Un second ensemble ou ensemble B comprenant 3 affleurements alignés le long de la partie septentrionale de la faille épicrotacée de Pernes et à l' W de celle-ci.

Ce sont du SE au NW -c'est-à-dire approximativement la direction armoricaine- les affleurements de Febvin-Palfart, Fléchin et Cuhem. L'ensemble B se trouve donc restreint à une étroite bande de terrain comprise entre le bord occidental du plateau crétacé de Laires et la faille de Pernes.

L'ensemble C est situé, lui, sur le bord occidental du plateau de Laires dans la vallée de la Lys supérieure comprise entre Dennebroeucq au SW et Nouveauville au NE. Nous distinguerons les affleurements de Riotte, Lilette situés sur la rive droite de la Lys et celui plus réputé d'Audincthun sur la rive gauche de la Lys.

Il a été récemment démontré par M. Bouroz que l'axe de l'Artois est "un véritable axe tectonique" qui a été le siège d'un mouvement surrectionnel. La position géométrique des terrains étudiés est directement liée au bombement de l'axe de l'Artois et, nous serons donc amené à étudier -de manière succincte- les failles épicrotées qui ont contribué à l'édification des collines de l'Artois que nous connaissons actuellement.

HISTORIQUE

J. Gosselet (1908) a décrit les différents affleurements qui constituent notre ensemble B. De nos jours, l'affleurement de Febvin-Palfart est, malheureusement, entièrement caché par la végétation. C'est pourquoi nous reproduisons ici la description qu'en a faite Gosselet : "A 500 m au N de Febvin, sur le bord du ruisseau le Surgeon, il y avait un petit affleurement dévonien, aujourd'hui caché. On a détourné le chemin de sorte que le rocher actuellement enfermé dans une propriété, est couvert de gazon. L'endroit porte encore le nom significatif de Courouge à cause des schistes bigarrés "....."Près de l'emplacement de cet ancien affleurement et en face de la ferme Billet on voit à l'entrée d'un petit chemin qui se dirige au NW de gros blocs de grès dont il est impossible de déterminer l'âge, soit tertiaire, soit dévonien. Ils sont au pied d'un trou où l'on tire du sable gris à gros grains. Ce sable présente une structure schistoïde et zonaire. Il contient des lentilles d'argiles rouges schisteuses.

On dirait du psammite dévotionnien altéré. Peut-être est-il triasique, car dans la même propriété, à 30 m de distance, on exploite un conglomérat que l'on rapporte au Trias. Il est formé de galets de grès, de phanites et de calcaires. Il constitue un petit monticule qui s'élève jusqu'à 135 m d'altitude. Le sable est inférieur au conglomérat et supérieur à l'ancien affleurement de schistes rouges" (fig. 2).

Gosselet signale ensuite, près du moulin de Fléchin sur la route de Laires, la présence d'"un poudingue formé également de galets de grès, de calcaires et de phanites. Ces bancs de galets alternent avec des bancs de sables ; ils inclinent de 15° vers le S. Cet affleurement triasique est recouvert de glauconie" (fig. 3).

Enfin, il a décrit "au N de Fléchin, vers Cuhem, une petite colline, où l'on extrait du sable". Ce sable "quoique meuble est divisé par de nombreuses lignes de clivage en plaquettes parallépipédiques dans lesquelles l'on distingue des zones concentriques de coloration différente. Il ressemble complètement aux sables de la ferme Billet. Comme lui, il pourrait être du psammite primaire altéré, ou c'est un sable triasique".

Pour Gosselet, l'âge de ces différentes formations est tout à fait indéterminé. Cependant il signale qu'on a "l'habitude" de les rapporter au Trias. Prudent, il soupçonne cependant déjà que ces formations pourraient être tout aussi bien d'âge "pernien que triasique". Quant au mode de dépôt de ces formations qu'il qualifie de locales, Gosselet émet 3 hypothèses :

-ou bien le dépôt a eu lieu dans une

"dépression fluviatile" (il compare alors la formation en question à celle de Malmédy).

-ou bien il a eu lieu "dans un bassin marin".

-ou bien le dépôt s'est fait "contre un haut fond dévonien".

J. Gosselet (1910) a décrit les formations que nous avons rassemblées dans l'ensemble C. Ici encore certains affleurements étant devenus invisibles ou inaccessibles nous devons nous référer aux descriptions de cet auteur : "Au S de Glein (commune de Capelle sur Lys) sur la rive gauche de la Lys, il y a le long du chemin de fer une tranchée ouverte dans du poudingue triasique, près du point où elle est traversée par le chemin du moulin de Riotte à Audincthun. Nous avons vu de gros blocs de calcaire carbonifère et d'une autre roche encore indéterminée qui devait faire partie du conglomérat triasique. En montant le chemin vers Audincthun, on rencontre des argiles sableuses dures, rouges et blanches, qui sont surmontées par la glauconie cénomanienne. Elles se rapportent peut-être au Trias, ou c'est un produit de lavage du terrain triasique pendant la période continentale qui a précédé le retour de la mer crétacée".

Nous n'avons pas retrouvé traces de cet affleurement. Par contre, nous avons pu relever les coordonnées des affleurements de Lilette et d'Audincthun cités par Gosselet. Nous y reviendrons dans notre étude pétrographique. Aucun autre affleurement n'a été découvert.

C'est encore vers 1910 que des sondages furent effectués dans les anciennes concessions d'Auchy-au-Bois et de Ferfay. Ils ont alors révélé l'existence de terrains rapportés au Trias. Ces renseignements figurent dans le travail de J. Gosselet (1911) sur "les Assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et les sondages du N de la France". Il s'agit du sondage de Ferfay (S. 804), du sondage (S. 806) effectué sur le côté gauche de la chaussée Brunehaut qui va de Ferfay à Amettes, du sondage (S. 807) de Amettes, et enfin de la fosse de la Clarence (fig. 4).

Nous n'avons retrouvé aucun renseignement concernant les sondages (S. 806) et (S. 807). Cependant, nous sommes sûr que ces 2 sondages ont rencontré le "Trias". C'est du moins ce qu'il faut admettre à la lumière des quelques résultats publiés par Gosselet (1911). Le sondage (S. 804) de Ferfay réalisé à l'altitude 104 m a rencontré le Trias à -11 m. La coupe, réalisée par J. Gosselet, d'Aumerval à Lillers à travers l'ancienne concession de Ferfay nous le montre (fig. 5). Si maintenant nous considérons la coupe S-N, réalisée par J. Gosselet, dans les anciennes concessions de la Clarence et de Marles, nous pouvons constater que la fosse de la Clarence (altitude 113 m) a traversé elle aussi un terrain "triasique" de l'altitude -15 m à l'altitude -25 m. La puissance de cette formation, bien que faible, augmente donc du S (10 m à la fosse de la Clarence) au N (30 ou 40 m au sondage (S. 804) de Ferfay). Il est fort probable que la formation soit interrompue entre la fosse de la Clarence et l'ensemble des 3 sondages réalisés au N, car aucun travail réalisé ultérieurement

n'a révélé l'existence d'un tel terrain entre ces 2 ensembles distants seulement de 12 km environ. Il nous est impossible de donner une description même sommaire de ce terrain. Nous n'avons retrouvé aucun renseignement le concernant.

M. P. Pruvost (1951) précise que l'affleurement d'Audincthun, petit îlot dégagé par l'érosion régressive de la Lys jusqu'au S de l'axe anticlinal de l'Artois, lui apparaît comme antécédent -puisque recouvert en discordance par la glauconie cénomanienne- et post-carbonifère, le poudingue renfermant entre autres des galets de calcaire de cet âge. Reposant en discordance très nette sur le Gédinnien, la formation est donc postérieure à la phase asturienne de l'orogénèse hercynienne qui a affecté tous les terrains jusqu'au Westphalien. Par ailleurs, sa forte inclinaison, elle, est attribuable à une phase hercynienne tardive donc ante-triasique. S'il s'agit de la phase saalienne qui, en Europe, a eu des effets assez importants, ceci inclinerait à attribuer à ces terrains un âge ante-saxonien donc Carbonifère.

ETUDE PETROGRAPHIQUE

La formation étudiée est, nous l'avons vu, presque exclusivement constituée de conglomérats et de sables, et pour cette raison, nous avons été amené à consacrer la première partie de ce travail aux techniques particulières à l'étude de ces roches sédimentaires.

A- LES METHODES D'ETUDE

I - METHODES D'ETUDE DES GALETS

1°) Détermination des dimensions des galets.

Les conglomérats sont très souvent assez mal cimentés ce qui a facilité les études de dimension et de forme des galets et nous a évité de faire une étude de ces caractères sur des sections du conglomérat comme l'a préconisé Cailleux (1945).

Les dimensions des galets ont été prises à l'aide d'une règle millimétrée pour les galets de grande taille, ou d'un pied à coulisse utilisé beaucoup plus pour la rapidité de la mesure et pour éviter les erreurs de parallaxe que pour la précision de

la mesure. Pour la dénomination la plus exacte possible des différents éléments constitutifs du conglomérat, nous nous sommes reporté à la classification structurale des roches sédimentaires proposée par Strakhov (1957). (voir tableau page suivante.)

2°) Forme des galets.

Pour préciser l'état plus ou moins émoussé des éléments détritiques, nous avons fait appel à la technique d'étude imaginée par Cailleux (1945). Wentworth (1922) avait bien introduit une grandeur : le "roundness index" (1). Or, l'évaluation du "roundness index" laissant une trop grande marge d'appréciation personnelle, A. Cailleux a donc introduit plusieurs nouvelles grandeurs : l'indice d'émoussé d'une part, l'aplatissement et la dissymétrie d'autre part. Il faut noter que l'aplatissement défini par Cailleux permet de différencier à coup sûr le marin du fluviatile, alors que le "flatness ratio" de Wentworth (= rapport d'aplatissement) - bien qu'exigeant l'emploi du sphéromètre, donc basé sur des mesures précises- ne permet pas cette différenciation.

Nous passerons sous silence les techniques proposées par Wadell (1932) et Krumbein (1939). Ces techniques d'étude nécessitent l'emploi du niveau (marquage des galets) et de la boussole (repérage de l'orientation) sur le terrain, du goniomètre (recherche du grand axe du galet) et de la cellule photo-électrique (recherche du plan de section maximum) au laboratoire. Strakhov N. M. (1957)

(1) Roundness index = Roundness ratio = rapport d'arrondi : c'est le rapport du plus petit rayon de courbure au mean-radius. Le mean-radius est lui-même égal à la moyenne du plus petit rayon de courbure, du plus grand et du rayon moyen évalué au jugé.

Classification structurale des roches sédimentaires

| Dimensions des fragments en mm | Groupe de roches | Dénomination des fragments | Dénomination des roches | | | |
|--------------------------------------|-----------------------------|---|---|--|---|--|
| | | | meubles | | cimentées | |
| | | | composées de fragments roulés | composées de fragments aigus | composées de fragments roulés | composées de fragments aigus |
| > 1 000 | Roches à gros fragments | Blocs | Accumulation de blocs | | conglomérats de blocs | brèches de blocs |
| 1 000-500 500-250 250-100 | | Valouny (Blocailles) | Accumulation de blocailles grands moyens petits | Accumulation de blocailles aigues grands moyens petits | conglomérats de blocailles à grandes blocailles à blocailles moyennes à petites blocailles | brèches de Blocailles à grandes blocailles à blocailles moyennes à petites blocailles |
| 100-50 50-25 25-10 | | Galets | Accumulation de galets grands fragments fragments moyens petits fragments | Cailloutis grands fragments fragments moyens petits fragments | Conglomérats à grands galets à galets moyens à petits galets | Brèches à grands fragments à fragments moyens à petits fragments |
| 10-5 5-2 2-1 | | Grains de gravier grands moyens petits (Gros grains de sable) | gravier à gros fragments gravier à fragments moyens gravier à petit grain (sable à grain grossier) | Gravier anguleux à gros fragments Gravier anguleux à fragments moyens Gravier anguleux à grain fin (sable à grain grossier) | Gravelites à gros fragments Gravelites à fragments moyens Gravelites à petit grain (grès à grain grossier) | |
| 1-0,5 0,5-0,25 0,25-0,1 | | roches sableuses | Grains sableux grands moyens petits | sables à gros grain à grain moyen à petit grain | grès à gros grain à grain moyen à petit grain | |
| 0,1-0,05 0,05-0,025 0,025-0,01 | roches aleuritiques | Grains aleuritiques grands moyens petits | aleurites à gros grain à grain moyen à petit grain | aleurolites à gros grain à grain moyen à petit grain | | |
| < 0,01 | Roches argileuses (pélites) | grains pélitiques | Pélites (roches argileuses) | Roches argileuses compactes | | |

d'après N.M. STRAKHOV (1957)



propose la mesure du volume total (V) d'un nombre (N) de galets, la mesure du volume moyen (Vm) d'un galet, et la mesure de la dimension moyenne (Lm) d'un galet. Ces différentes mesures permettent d'avoir une idée d'ensemble sur la constitution des conglomérats. Elles ne nous auraient été que d'une utilité toute relative, c'est pourquoi nous n'avons pas estimé intéressant de les réaliser.

Les définitions des indices d'aplatissement (Ap), de dissymétrie (D) et de l'indice d'émoussé (Ie) de Cailleux nécessitent un certain nombre de mesures sur chaque galet :

L = longueur du galet : "c'est la distance des deux points du galet les plus éloignés l'un de l'autre".

l = largeur du galet : "c'est la plus grande dimension mesurable dans un plan perpendiculaire au segment L".

E = épaisseur du galet : "c'est la plus grande dimension mesurable dans une direction perpendiculaire à la fois aux segments L et l".

Il faut de plus remarquer qu'on a toujours

$$E \leq l \leq L$$

et que les segments L, l et E sont orthogonaux mais pas nécessairement concourants (fig. 6).

L'Aplatissement (Ap) est basé sur le rapport $\frac{L + l}{2 E}$.

Dans le cas rarissime d'un galet sphérique, on aura :

$$L = l = E \quad \text{donc} \quad \frac{L + l}{2 E} = 1$$

Il est un fait très important que Cailleux (1945) précise à propos des cailloux d'origine calcaire : "... à la taille de 5 cm, un faible aplatissement inférieur à 2,1 indique toujours une origine fluviatile. En cas de fort aplatissement, au contraire, il y a hésitation entre

dépôt de fleuve de climat frais (ou froid) et dépôt marin". Pour lever ce doute, cet auteur a fait appel à la dissymétrie.

La dissymétrie est basée sur le rapport $\frac{AC}{L}$.

AC : le point C est le point où le plan perpendiculaire à L et passant par 1 coupe L (fig. 6). Pour éviter les nombres fractionnaires on multiplie les résultats par 1000. Après les études qu'il a réalisées sur 12 000 galets appartenant à 83 formations différentes, Cailleux (1945) estime que "la dissymétrie lève l'ambiguïté que laissait planer l'aplatissement. Elle classe les formations fluviatiles de climat frais ou froid sur le même pied que leurs congénères de climat chaud, mais bien à part des formations marines".

L'indice d'émoissé est basé sur le rapport $\frac{2 r_1}{L}$ (indice de 1^{er} ordre) et $\frac{2 r_2}{L}$ (indice de 2^e ordre). r_1 est le plus petit rayon de courbure du galet (fig. 7) et r_2 le suivant. r_1 et r_2 sont mesurés à l'aide d'une cible (fig. 7 et 8) (1). Cependant, les domaines marin et fluviatile se chevauchent et l'indice d'émoissé, lui, présentera moins d'intérêt dans notre recherche de l'origine des formations étudiées.

3°) Orientation et Inclinaison des galets et des blocailles.

L'orientation (D) des galets (ou des blocailles) est précisée à l'aide de la boussole sur les parois altérées des affleurements du conglomérat présentant des éléments en saillie, ou bien encore sur des surfaces orientées parallèlement au grand

(1) Le galet dont on cherche le plus petit rayon de courbure est placé sur la cible -le plan contenant r_1 étant parallèle au plan de la cible- de manière à faire coïncider le bord arrondi du galet avec un des cercles concentriques. La lecture de la mesure est directe.

axe des éléments du conglomérat. Des photographies de telles surfaces permettent alors de repérer l'orientation sur des galets ellipsoïdes aplatis et non sur les galets sphériques ou irréguliers, car l'orientation du pendage est alors indécise.

L'inclinaison (P) du galet est mesurée de la même manière que pour la mesure du pendage d'une couche. L'angle de pendage de la section principale du galet est déterminée au clinomètre. Les mesures sont pratiquées sur 100 à 150 galets pour chaque affleurement. Les mesures d'inclinaison étant prises dans l'ensemble de la formation qui possède elle-même, nous l'avons vu plus haut, un pendage propre, nous aurons à apporter les corrections nécessaires pour retrouver l'inclinaison originelle des galets (fig. 9).

Représentation des résultats. N. M. Strakhov (1957) a proposé de représenter les résultats des mesures sur des diagrammes polaires (fig. 9). "On dessine des cercles concentriques correspondant aux angles de pendage (0° au centre du diagramme, 90° à sa périphérie). Sur ces diagrammes, chaque mesure est portée sous forme d'un point placé à l'intersection du rayon vecteur, correspondant à l'azimut de pendage du galet, avec la circonférence, correspondant à l'angle du pendage. Sur ce diagramme, et d'après les angles prédominants du pendage des galets, on peut déterminer si l'on a affaire à des conglomérats fluviaux ou à des rivages marins, et ainsi déterminer la direction du mouvement des eaux, étant donné que les galets pendent principalement du côté opposé au courant" (fig. 10).

A. Cailleux (1945) pense que "l'inclinaison du galet moyen est plus forte dans les formations fluviatiles (15 à 30° environ) que dans

les formations marines (2 à 12° environ)". Cependant, l'inclinaison varie avec la forme, la taille, la contiguïté et la situation topographique des galets. Il y a donc lieu d'être très prudent dans les interprétations que nous serons amené à déduire.

II - METHODES D'ETUDE DES SABLES.

1°) Granulométrie.

La méthode employée pour établir les graphiques granulométriques est la suivante : nous pratiquons des prélèvements à des endroits où le gisement n'a pas été remanié par les agents extérieurs. Le sable est ensuite séché à l'air à l'abri des poussières. Nous partons d'une masse (P) de 100 g de sable sec. L'échantillon est alors lavé à l'eau sur un tamis dont le vide des mailles est 0,050 mm (numéro standard du tamis : 18). Le reste est séché à l'abri des poussières et pesé (P₁). La différence (P - P₁) représente la quantité de grains pélitiques et aleuritiques entraînés lors du lavage. L'échantillon est ensuite passé à travers une série de tamis dont le vide de maille décroissant passe de 2 mm pour le plus gros, à 0,050 mm pour le plus fin. La série utilisée était la suivante :

| | | |
|-------|--------------------------|----|
| 2 mm | numéro standard du tamis | 34 |
| 1,25 | | 32 |
| 0,80 | | 30 |
| 0,50 | | 28 |
| 0,315 | | 26 |
| 0,200 | | 24 |
| 0,125 | | 22 |

| | |
|-------------|----|
| 0,080 | 20 |
| 0,050 | 18 |

Il est évident que les grains retenus sur un tamis -rien ne passant plus- ont une dimension comprise entre le vide de maille du tamis précédent à travers lequel ils sont passés et le vide de maille du tamis par lequel ils sont retenus. L'opération est répétée de tamis en tamis. Les quantités retenues sur chaque tamis sont prélevées et pesées séparément. Le total de ces différentes pesées donne un poids P2 légèrement inférieur au poids P1. La différence (P1 - P2) donne la valeur du pourcentage de perte au cours des diverses manipulations (grains retenus dans les mailles du tamis ou sur les feuilles de papier servant à recueillir les grains). L'analyse granulométrique est considérée comme valable si le pourcentage de perte est inférieur à 1 % du poids total de sable tamisé (1) (P. Dollé, 1946).

Les sédiments que nous avons à décrire étant tous formés d'un ensemble de lots constitués de grains de taille différente, les résultats des analyses granulométriques ont dû être, représentés graphiquement. Pour ces sédiments polydispersés -encore appelés sédiments hétérométriques- nous avons établi les différents types de graphiques suivants (Pomerol et Fouet, 1953) : Les histogrammes granulométriques.- Nous portons, sur du papier millimétré, en abscisse, les différents intervalles granulométriques représentés par des longueurs égales, et, en ordonnée, les pourcentages en poids recueillis sur les différents tamis. Nous

(1) Qu'il me soit permis de remercier ici M. Bonte, Professeur à la Faculté des Sciences, qui a bien voulu mettre son laboratoire à ma disposition.

construisons ensuite des rectangles de surface proportionnelle à la fréquence de chaque lot. Ce procédé nous donne une idée d'ensemble sur la formation étudiée. Plus l'histogramme a une forme de chapeau pointu, et plus le classement est meilleur.

Les courbes cumulatives..- Nous portons, sur du papier millimétré, en abscisse, les dimensions des mailles des tamis consécutifs utilisés, et, en ordonnée, la masse totale, cumulée, des lots supérieurs à la taille de la masse considérée. La courbe est de ce fait constamment croissante et possède des inflexions. La pente de la courbe donne des indications sur le classement (= sorting) du sédiment. Nous avons longtemps hésité à chiffrer ce classement, car la définition de l'indice de classement varie selon les auteurs.

Les courbes de fréquence..- Nous portons, sur du papier millimétré, en abscisse, la dimension des mailles des tamis consécutifs utilisés par des longueurs égales, et, en ordonnée, le pourcentage en poids des fractions recueillies sur les différents tamis. Nous obtenons des courbes en cloche (= courbe de Gauss) à une ou plusieurs culminations suivant le classement bon ou mauvais du matériel détritique.

2°) Morphoscopie.

L'habitude est maintenant bien établie de distinguer, dans les sables quartzeux, des grains non usés (NU) anguleux, des grains ronds mats (RM) éoliens et des grains émoussés luisants (EL) fluvistiles et marins. A. Cailleux (1943) a montré que "là où les fleuves sont pratiquement seuls en jeu, l'usure demeure, aux petites tailles, faible ou nulle ; tandis que là où la mer intervient, l'usure peut s'étendre à des grains nettement plus petits pourtant plus réfractaires au façonnement". De plus, cet auteur a encore montré

qu'à la taille de référence de 0,3 mm "si le pourcentage des émoussés luisants est supérieur à 30 %, l'usure par la mer est certaine. Si le pourcentage est compris entre 20 % et 30 %, elle est extrêmement probable. Au dessous de 20 %, il peut y avoir doute sur l'origine marine ou fluviatile". Nous possédons là un moyen pratique de distinction entre les formations marines et fluviatiles. Nos observations ont porté sur de nombreux lots de 25 grains pris à la taille de 0,3 mm. Des grains typiques ont été pris comme système de référence.

Il convient d'ajouter à ces techniques d'étude des galets et des sables, les études lithologiques classiques.

B- ETUDE DES DIFFERENTES FORMATIONS ROUGES

ENSEMBLE A.

Cet ensemble est, rappelons le, compris entre la faille épicrotécée de Pernes à l'W et celle de Ruitz à l'E. Excepté les quelques coupes sommaires et les schémas explicatifs (fig. 4 et 5) réalisés par Gosselet (1911), nous n'avons pu recueillir aucun autre renseignement concernant cet ensemble. Il est fort probable que les formations constituant les ensembles A et B (affleurements de Febvin-Palfart, Fléchin, Cuhem) aient autrefois constitué un seul et même ensemble, et que c'est l'érosion qui, au cours de la période d'émersion du Trias au Cénomanién, les a séparés.

De plus, la différence d'altitude de ces 2 ensembles, qui atteint maintenant plus de 140 m (affleurement de Febvin-Palfart,

ensemble B, altitude approximative de la base : 120 ; fosse de la Clarence, ensemble A, altitude de la base : - 25) semble être imputable au rejeu de la faille épicrotécée de Pernes. Nous possédons trop peu de renseignements pour être en mesure de préciser si une phase tectonique postérieure à la phase asturienne (phase palatine ou phase saaliennne) a affecté ces terrains. De toute manière, le compartiment, situé à l'E de la faille de Pernes et portant l'ensemble A, est affaissé par rapport au compartiment situé à l'W de cette faille et supportant l'ensemble B que nous allons maintenant décrire.

ENSEMBLE B.

Cet ensemble est, nous l'avons vu plus haut, compris entre la faille de Pernes au NE et le bord oriental du plateau crétacé de Laires au SW.

I- AFFLEUREMENT DE FEBVIN-PALFART.

L'affleurement de Febvin-Palfart peut être localisé par les coordonnées suivantes : $x = 598,52$; $y = 315,85$; alt. 135 (photo 1) (1). En profondeur, il semble que la formation soit limitée à un paléocreux à la surface du Primaire conformément à la représentation qu'en a donné Gosselet (1911) (fig. 11).

Stratigraphiquement, la formation repose, en discordance, sur du Dévonien, et est recouverte, en discordance, par du Cénomannien subhorizontal.

(1) Toutes les descriptions et les cotes ont été données en fonction des indications fournies par les cartes topographiques au 1 : 20 000 de Lillers N° 1.2, Fruges N° 3.4, Saint Omer N° 4.5 et Desvres N° 7.8.

Le Dévonien (x = 598,6 ; y = 315,9 ; alt. 125) est constitué par un petit affleurement orienté NNW-SSE et possédant un pendage de 40° environ au SSW. Il s'agit d'un schiste grossier rouge et vert, se débitant très difficilement en plaquettes irrégulières. Nous n'y avons pas découvert de fossiles. A la surface de l'affleurement nous pouvons observer de nombreuses cavités contenant du matériel pélitique pulvérulent de teinte brunâtre tachant les doigts. On y remarque parfois des concrétions siliceuses. Il semble bien que nous soyons en présence d'un schiste celluleux bigarré, attribuable au Gédinnien supérieur (photo 2) tout à fait comparable aux schistes de Pernes à Pteraspis.

Gosselet (1908) a fait de l'affleurement conglomératique et sableux de Febvin-Palfart une description sommaire mais cependant digne d'intérêt car l'état des affleurements est actuellement très mauvais. Une étude granulométrique et morphoscopique des sables nous aurait probablement apporté, sinon la solution, tout au moins des lumières sur l'origine possible de la formation. On peut cependant encore observer des galets de roches diverses, épars, jamais cimentés. Le conglomérat décrit par Gosselet est vraisemblablement invisible actuellement parce qu'enfoui sous la terre végétale.

Nous devons tout d'abord remarquer que la formation détritique entoure presque complètement le schiste Gédinnien. Nous avons trouvé des galets :

- sur le flanc de la tranchée (côté droit (E) de la route) qui va de l'école de Febvin-Palfart à la chapelle située à la cote 126,8, c'est-à-dire au S de l'affleurement dévonien.

- de chaque côté du chemin qui va de la chapelle (cote 126,8' au pylône (cote 132,3) mais seulement jusqu'à la latitude de la carrière abandonnée de Dévonien ($y = 315,9$) c'est-à-dire à l'W du Dévonien. Plus au N, nous avons trouvé sur le côté droit du même chemin la marne glauconieuse cénomaniennne.

- sur le flanc du talus argileux situé en $x = 598,6$; $y = 316$; alt. 125 c'est-à-dire au N de l'affleurement dévonien.

- à l'E, les observations furent impossibles (1). Il semble donc (fig. 12 a, b, et c) que le dépôt se soit effectué autour d'"une tête de rocher isolée", (Monadnocks) "d'une sommité d'une chaîne souterraine, bref d'un reste démantelé de la chaîne hercynienne" dont parlait Gosselet (1910).

Pétrographiquement, nous devons considérer la formation actuellement visible comme une association de galets moyens et grands lorsque les fragments sont roulés, de cailloutis moyens et grands lorsque les fragments sont aigus, de blocailles roulées moyennes et petites et de blocailles aiguës moyennes et petites (N. M. Strakhov, 1957).

1°- Galets, cailloutis, blocailles et blocailles aiguës de grès quartzite.

Ce sont de loin les fragments de roche les plus nombreux de la formation. Nous avons observé soit des fragments complètement arrondis (galets et blocailles) rares par rapport aux très nombreux fragments aplatis (cailloutis et blocailles aiguës)

(1) Il faut bien avouer que ces descriptions sommaires sont basées sur des observations réalisées dans des conditions très mauvaises.

ou très plats et possédant des arêtes qui sont seules légèrement arrondies. Arrondis ou presque anguleux, ces grès quartzites se débitent suivant un type bien particulier qui fait apparaître un litage très net. Le plan de litage est parallèle au plan d'aplatissement du fragment. Les surfaces planes qui apparaissent ainsi semblent correspondre aux joints de stratification de la roche originelle. Nous comprenons mieux dès lors le mode de désagrégation qui a dû présider à l'édification de tels fragments. Sur les cassures fraîches, le litage apparaît sous forme de concentrations planes brunâtres ou rouille d'oxyde de fer. Ces lignes de moindre résistance donnent naissance en surface à des sillons parallèles, de quelques mm de large sur quelques mm de profondeur. Dans la majeure partie des cas, ces sillons ne font pas le tour complet du fragment et les surfaces qui semblent les plus façonnées sont celles qui ont dû être les plus exposées au fluide en déplacement. Si le façonnement a eu lieu sur place, l'observation de la position sur le galet de cette manifestation particulière de l'érosion différentielle aurait pu nous indiquer la direction dominante du fluide et par là même rechercher l'origine possible du matériel détritique. Malheureusement, la formation de Febvin-Palfart a été en exploitation pendant un certain temps, et les perturbations ont été telles que la roche en place n'existe plus (1). Il nous a été, de ce fait, impossible de définir la stratification de la formation. La dimension des sillons est telle que la genèse de ces derniers n'a pu se réaliser que grâce à l'action de particules

(1) C'est pourquoi nous avons été extrêmement prudent lors de notre échantillonnage.

plus petites que la largeur maximum des sillons les plus larges. Tout porte à penser que seul du sable transporté ou par l'eau ou par le vent est responsable d'un tel phénomène. Cependant, aucune forme en champignon, ni aucun caillou à facettes (= dreikanter) n'a été trouvé, et il semble que le façonnement ait dû avoir lieu dans l'eau. De plus, la surface des galets présente de petites vacuoles qui correspondent à des plages d'oxyde de fer -observables sur les cassures fraîches- déblayées par l'érosion.

Certains grès quartzites contiennent des paillettes de muscovite. Le grain des grès quartzites est variable. C'est ainsi que nous pouvons distinguer des grès quartzites à grain grossier, à grain fin et à grain très fin. Plus le grain est fin, plus la roche est dense et la surface de plus en plus lisse. Nous avons alors affaire à des roches voisines de quartzites typiques. Les fragments aigus sont de loin les plus nombreux, et nous pouvons affirmer que le transport a dû être relativement faible. Le façonnement a dû avoir lieu presque sur place. Il existe cependant des galets de grès et de grès quartzite extrêmement bien façonnés, et, il faut alors penser que la transgression cénomaniennne est probablement -dans ces cas-là- responsable d'un tel modelé, et que ces galets proviennent de conglomérats cénomaniens (Tourtia).

Microscopiquement, les grès quartzites présentent des grains de quartz anguleux ou légèrement arrondis, engrainés les uns dans les autres ou bien non jointifs. Les grains détritiques ont été "nourris" secondairement et nous pouvons discerner des impuretés -constituées par de l'oxyde de fer- qui marquent la

limite entre le grain ancien et le quartz néoformé, lui-même plus ou moins chargé d'oxyde de fer. Ces grès quartzites contiennent aussi de la magnétite. Dans certains échantillons, des lits de grains plus fins voisinent avec des lits de grains grossiers et les grains sont le plus souvent alignés.

2°- Galets de grès à ciment ferrugineux et à grains quartzeux.

Nous avons observé des galets de grès siliceux de teinte ocre, brunâtre ou rouille chargés d'oxyde de fer. A priori, il semble exister une liaison entre les sables de Cuhem -que nous étudierons plus tard- et ce type de grès. Sur certains galets brisés, nous avons pu examiner le passage graduel d'un grès, siliceux et ferrugineux à grains peu cimentés et visibles à l'oeil nu, à un grès quartzite typique décrit précédemment.

3°- Galets de grès micacé.

Dans de tels galets de grès, les lamelles de muscovite, de petite taille, sont disposées de manière quelconque dans la masse du grès. Ces galets de taille moyenne, de teinte claire car peu chargés en oxyde de fer, friables, présentent des surfaces rugueuses. Le façonnement de ce grès est directement lié au manque de cohésion du matériel constitutif.

4°- Fragments de calcaire carbonifère silicifié.

La teinte de ces fragments de taille variable, est grisâtre. La cassure fraîche de tels fragments, anguleux ou émoussés, présente des moules en creux d'encrines, de coquilles -en parti-

culier de Brachiopodes- et des géodes de quartz, ce qui fait penser que l'on a affaire à des échantillons de calcaire carbonifère ayant subi une silicification.

5°- Fragments de grauwaacke.

Nous avons trouvé quelques rares fragments de grauwaacke. La roche a un aspect brunâtre et les fossiles (fragments d'encrines) à l'origine calcaire ne sont plus représentés que par leur moule en creux.

6°- Fragments de phtanite.

La roche dont la teinte varie du gris au noir mat n'a pas de grain visible et présente une cassure d'allure quartzitique. Ces fragments sont rares.

7°- Fragments de grès vert.

Ce sont des fragments de grès de teinte vert pâle à grain fin. Il est probable que ce soit des fragments analogues au grès vert de Pernes en Artois. Comme ceux de Pernes ils sont légèrement micacés.

Gosselet (1908) avait encore signalé des galets de roches calcaires. Pour notre part, nous n'en avons pas retrouvé. La "carrière" n'est plus en exploitation depuis déjà très longtemps, aussi serons nous très réservé pour décrire le matériel qui emballe tous ces fragments : il s'agit de matériel pélitique rougeâtre meuble qui semble avoir son origine dans les schistes

grossiers dévoniens tout proches. Quant aux fragments polygéniques accumulés et jamais cimentés, ils doivent, semble-t-il, provenir de la désagrégation de sédiments dinantiens et dévoniens.

L'ensemble de la formation est constitué par des roches riches en silice donc résistantes -d'où un façonnement faible- et aussi relativement riches en oxyde de fer par conséquent denses.

La formation n'a pas livré de fossiles.

Ces formations sont recouvertes, en discordance, par la marne glauconieuse cénomanienne. Celle-ci est visible aux points de coordonnées suivants :

$x = 598,25$; $y = 316$; alt. 120 c'est-à-dire sur le côté droit (E) -en bas du talus- du chemin qui mène de la chapelle (cote 126,8) au pylône (cote 132,3).

$x = 598,76$; $y = 316$; alt. 130 c'est-à-dire quelques dizaines de m au NE de l'affleurement dévonien.

Nous pouvons donc affirmer ici que le conglomérat de Febvin-Palfart est postérieur au Dinantien, puisque en partie formé de roches carbonifères, et antérieur au Cénomanienn. De plus, le façonnement assez peu poussé des fragments nous conduit à écarter l'hypothèse d'une formation marine. Quant à définir le type de formation continentale auquel appartient le terrain de Febvin-Palfart, il semble hâtif de le faire.

II- AFFLEUREMENT DE FLECHIN.

Au début du siècle, la construction de la route de Fléchin à Laires a permis de mettre à jour un affleurement en tous points comparable au "Marbre d'Audincthun". Cet affleurement a pour coordonnées : $x = 596,8$; $y = 317,45$; alt. 95. Il est visible sur une centaine de m à droite et à gauche de la route qui va du lieu-dit "Moulin du Crocq" vers Boncourt et au-delà du "Moulin du Crocq" (photo 3). Nous avons encore pu observer ce terrain sur quelques dizaines de m à droite et à gauche du chemin qui diverge de la route de Laires un peu au-delà du "Moulin du Crocq" en direction de Boncourt (photo 4). Plus au NW de cet affleurement, il existe, derrière le "Moulin du Crocq", au point de coordonnées : $x = 596,7$; $y = 317,5$; alt. 90, un autre affleurement du même terrain. Au SE du "Moulin du Crocq", la terre des pâturages est rougeâtre et à quelques dm de profondeur, nous avons encore pu observer ce terrain.

A aucun moment, nous n'avons trouvé d'affleurement de roches plus anciennes, mais il y a tout lieu de penser que ces formations reposent comme à Febvin-Palfart, sur du Gédinnien redressé.

La formation a pour direction $N 20^{\circ} W$ et un pendage d'environ 35° au NE (fig. 13). Nous n'y avons pas découvert de fossiles. Sur le côté gauche (SE) de la route qui va vers Boncourt, nous avons relevé la coupe suivante (fig. 14) :

Dans sa partie la plus inférieure, à l'endroit où elle est visible, la formation est constituée par une alternance

de lits contenant des graviers, des grains anguleux et des gravelles de toutes tailles, emballés dans une pâte argilo-calcaire rouge meuble ; des lits de galets, blocailles, cailloutis et petites blocailles aiguës sont emballés dans une pâte argilo-calcaire rouge ou blanc sale, meuble ou peu consolidée (1). La cohésion est due bien plus à la contiguïté des différents éléments de constitutions diverses qu'à la consistance du ciment. Jamais, nous n'avons trouvé d'"openwork gravels" c'est-à-dire de formation à galets dont les intervalles sont vides (2). Le passage d'un lit à un autre est insensible, de sorte qu'il faut admettre que la sédimentation s'est opérée de manière régulière.

Progressivement, la sédimentation devient plus grossière. Des galets et des blocailles de taille moyenne, globuleux, extrêmement arrondis ou presque sphériques, voisinant avec des éléments anguleux ou peu façonnés sont alors emballés dans une pâte pélitico-calcaire rouge et meuble (2). Lavée à l'eau froide sur un tamis de taille de maille 0,05 mm (tamis standard n° 18), les fragments pélitiques de taille inférieure sont entraînés, et il ne subsiste plus que de fins fragments de calcaire. Il existe approximativement autant d'argile que de calcaire. Il semble que la poudre provienne de l'usure de nombreux fragments de calcaire carbonifère, alors que les débris pélitiques résultent de l'érosion

(1) Les chiffres soulignés renvoient aux chiffres portés sur la fig. 14

(2) Wadell (1936) a montré que de tels "openwork gravels" se sont vraisemblablement formés par accroissement progressif d'un talus d'éboulis. Il nous faut donc exclure une telle hypothèse pour tenter d'expliquer le mode de formation du conglomérat de Fléchin.

de roches schisteuses rouges dévoniennes. Nous pensons à des schistes rouges identiques à ceux de Pernes.

L'observation devient ensuite impossible. L'allure de la tranchée montre cependant que la formation est homogène et de bonne consistance dans son ensemble.

Un peu plus haut dans la série détritique, nous pouvons observer un conglomérat polygénique d'une grande cohésion (3). Cet ensemble, d'une puissance de plusieurs dizaines de m, est constitué de fragments arrondis ou non, de grande taille - jusqu'à 300 mm- de constitutions diverses, tous cimentés dans une pâte essentiellement calcaire. Cet ensemble conglomératique et bréchi-forme n'est cependant pas d'une parfaite homogénéité. Il renferme en outre :

- des lentilles de sédiments pélitico-calcaires très fins, meubles, et rouges. La puissance ne dépasse jamais 10 cm et la plus grande largeur observée est de quelques dm (4).

- des lits se terminant en biseau à l'intérieur du conglomérat (5). Ces lits sont constitués d'une fine poussière calcaire grisâtre ou légèrement rosée, ou bien encore de sables fins contenant un matériel calcaire pulvérulent et des éléments plus grossiers tels que des graviers et des gravelites de tailles diverses. La puissance de ces lits n'excède jamais 10 cm.

Brusquement, la sédimentation devient extrêmement fine. Reposant sur le conglomérat, nous observons maintenant une formation stratifiée, d'une épaisseur d'environ 80 cm, constituée par du matériel essentiellement fin. Il s'agit d'une lentille très

aplatie argilo-calcaire, de teinte claire, rougeâtre, contenant des graviers de petite taille, de constitution variée, eux-mêmes disposés en lits (= graded bedding). La partie moyenne est plus cohérente car consolidée en un conglomérat à petits fragments cimentés par du matériel argilo-calcaire (6 b). Les parties inférieure (6 a) et supérieure (6 c) sont séparées de la partie moyenne (6 b) par des lentilles d'argile rouge ou blanchâtre.

Brutalement, la sédimentation varie latéralement et verticalement.

Latéralement, on passe d'une argile calcaire rouge, brunâtre ou blanchâtre se débitant en plaquettes parallélépipédiques de petite taille (7) à un sable blanc grisâtre extrêmement fin (7').

Verticalement, les sédiments redeviennent grossiers. des galets de grande taille et des petites blocailles sont cimentés par du matériel calcaire en un conglomérat polygénique où dominent les éléments calcaires (8). Latéralement, le conglomérat passe lui-même à une poudre calcaire très fine (8'). Celle-ci est elle-même séparée du sable blanc sous-jacent (7') par une formation conglomératique et bréchiforme grossière se terminant en biseau (7''). La puissance de ces différents niveaux n'excède jamais 40 cm.

La partie supérieure présente des niveaux conglomératiques (9) et sableux (10). Lorsque le conglomérat repose sur les sables sous-jacents, il détermine à leur surface des cupules, à concavité tournée vers le haut, remplies de galets disposés sans ordre. Il semble bien que la surface du sable ait dû subir

les effets du ravinement car ces coupules rappellent la disposition créée par des mouvements turbulents.

L'ensemble est surmonté par une association de sable gris et rouille, de graviers disposés en lits, de galets de grande taille et de petites blocailles dont le plan d'aplatissement est parallèle au plan de stratification (11). Nous avons prélevé 4 échantillons de ce sable de la partie basale à la partie supérieure. Nous avons réalisé une étude granulométrique récapitulée dans le tableau de la page suivante.

Les histogrammes granulométriques et les courbes de fréquence montrent plusieurs culminations (fig. 15 et 16). Les courbes cumulatives : présentent des pentes très faibles. Tous ces résultats sont les indices d'un matériel détritique hétérogène (sable + graviers) à très fort indice hétérométrique donc mal classé.

Morphoscopiquement, les échantillons présentent les caractéristiques suivantes :

- A la taille de 2 mm, les tamis ont retenu des graviers arrondis ou anguleux constitués de grès vert, de calcaire et de grains de sable cimentés par une pâte calcitique.

- A 1,25 et 0,8 mm, nous avons observé des grains de quartz RM et des particules anguleuses en nombre restreint.

- A 0,5 mm, les grains RM dominent très nettement. Il existe cependant encore quelques fragments de grès à ciment calcaire.

- A 0,315 et 0,200 mm, il ne subsiste que des éléments quartzeux NU et le plus souvent RM. Ces éléments

| | | | | |
|---------------|-------|-------|-------|------|
| Echant n° | 7 | 8 | 9 | 10 |
| P (g) | 100 | 100 | 100 | 100 |
| P 1 (g) | 90,5 | 93,5 | 92,5 | 92,2 |
| Tamis mm 2 | 0,1 | 26,1 | 17,45 | 0,1 |
| 1,25 | 0,75 | 4 | 3,4 | 0,4 |
| 0,80 | 1,8 | 3,5 | 3,3 | 1,95 |
| 0,50 | 4,45 | 5,3 | 5,65 | 3,15 |
| 0,315 | 40,9 | 27,1 | 27,75 | 37 |
| 0,200 | 17,25 | 10,8 | 12,7 | 19,4 |
| 0,125 | 17,60 | 11,7 | 14,1 | 20,9 |
| 0,080 | 5,95 | 4,1 | 4,05 | 6,3 |
| 0,050 | 1,1 | 0,75 | 0,9 | 1 |
| P 2 | 89,9 | 93,35 | 89,30 | 90,2 |
| (P1 - P2) | 0,6 | 0,15 | 3,2 | 2 |



sont blanc laiteux ou bien, dans la majeure partie des cas, ils possèdent une patine d'oxyde de fer.

- A ϕ 0,125 mm, tous les éléments sont calcaires ou quartzeux et dans ce dernier cas, ils ne sont pas façonnés. La teinte du sable devient plus claire et le pourcentage

de poudre calcaire augmente quand la taille des éléments diminue.

- A 0,08 et 0,05 mm, il ne subsiste qu'une poudre calcaire. L'attaque à l'acide ne laisse subsister dans la coupelle que quelques lamelles de mica blanc.

Surmontant cette formation sableuse interstratifiée, réapparaissent des sédiments grossiers et l'ensemble redevient plus ou moins **conglomératique** (12). Cependant, la formation étant cachée par la végétation, il nous a été matériellement impossible de la décrire.

L'affleurement du côté droit (NW) de la route de Laires montre une coupe, d'aspect général fort voisin, mais très différente dans le détail. Ces brusques variations de faciès, aussi bien latérales que verticales, à l'intérieur de la formation de Fléchin représentent un des caractères les plus marquants de ces sédiments.

Avant d'étudier l'arrangement des principaux éléments constitutifs de ce conglomérat, nous allons rapidement voir leur constitution et leur morphoscopie.

a) CONSTITUTION

Nous avons trouvé diversement répartis à l'intérieur de la formation :

1°- Fragments de calcaire carbonifère

La taille des fragments varie de 10 mm à 300 mm. Il s'agit de calcaire gris noir, bleu foncé ou de teinte claire contenant de nombreux entroques à section spathique, et des fragments de coquilles de Brachiopodes. En surface, les galets possèdent

parfois une zone altérée de teinte rougeâtre visible sur les sections. Cette altération atteint seulement la pâte calcitique microgranulaire. Elle peut s'étendre à tout le volume des fragments. Les entroques restent cependant visibles et intacts. Nous avons encore observé des galets de calcaire gris pâle, parfois presque blanc et compact. Des filonnets de calcite peu nombreux lardent la roche dans toutes les directions. La roche miroite en certains points calcitiques. Peut-être avons-nous affaire au calcaire à points cristallins d'âge viséen. Cependant, le calcaire carbonifère du Boulonnais peut présenter ce faciès caractéristique. Il existe aussi des galets de calcaire compact, sans débris d'organismes, de teinte gris-noir ou bleu foncé, à structure microgranulaire. Leur âge tournaisien ne peut être contesté.

Voisinant ces roches organogéno-détritiques et parfois biomorphes, nous avons encore trouvé des fragments de roche absolument azoïque.

2°- Fragments de schistes

Des fragments de schistes grossiers, rouges lie de vin ou verts, sont visibles dans la formation. La taille des fragments est variable mais n'excède pas 100 mm. Etant donné leur schistosité, les fragments sont le plus souvent anguleux. Le débit a dû avoir lieu au cours du transport. A priori, ces fragments parallélipédiques sont analogues aux schistes bigarrés de Pernes d'âge gédinnien supérieur.

3°- Fragments de grès

Nous avons encore observé des fragments roulés de grès micacé, de galets de phtanite, de grès et de grès quartzite tous identiques à ceux de Febvin-Palfart. Cependant, la taille des fragments de grès quartzite ne dépasse jamais 100 mm alors qu'à Febvin-Palfart elle atteignait parfois 250 mm. Il a été aussi trouvé à Fléchin des galets de grès généralement à angles seulement arrondis, lisses, de teinte gris foncé ou brun foncé. Ces fragments présentent un faciès semblable à certains niveaux de grès du Siegénien inférieur observable à Rebreuve. D'autres fragments de grès vert sont comparables à certains niveaux du grès gédinnien observable à Pernes.

4°- Fragments de quartz blanc

Ces fragments, assez peu nombreux, ont toujours une taille inférieure à 60 mm. La surface est polie, douce au toucher et jamais plane. Elle présente des cavités, des vacuoles ou des stries contenant le plus souvent des résidus argileux et ferrugineux.

5°- Fragments de grès calcaire

Le grain de la roche est très fin. La teinte gris foncé est toujours terne. La roche montre à l'acide dilué une légère effervescence, et certaines plages sont essentiellement calcaires. Le plus souvent, les fragments ont l'aspect de rhomboédres dont les arêtes seraient arrondies. D'autres fragments de même teinte sont essentiellement gréseux.

b) MORPHOSCOPIE

Morphoscopiquement, les fragments sont le plus souvent lisses et ne présentent jamais de concavités (excepté les galets de quartz blanc). Cependant, nous avons fréquemment trouvé des galets de calcaire carbonifère cupulés ou impressionnés. Nous devons admettre que ces galets se sont façonnés en présence de solutions circulantes saturées (Carozzi, 1953). Aux points de contact de fragments plus durs (phtanite ou graviers de grès) -parfois de taille inférieure à 10 mm- la matière des galets de calcaire carbonifère, écrasée sous la pression, s'est dissoute. La surface est alors irrégulière et présente de nombreuses cupules contenant encore le plus souvent des fragments de grès ou de phtanite.

L'étude morphoscopique des galets calcaires selon la méthode préconisée par A. Cailleux (1947) a été réalisée sur 500 galets prélevés à Fléchin à différents niveaux de la formation. Nous avons mesuré L, l, E, AC, rl et nous avons recherché l'indice d'éroussé (I_e) la dissymétrie (D) et l'aplatissement (A_p). Voici les résultats obtenus :

1°- Indice d'éroussé (I_e)

A. Cailleux (1947) a précisé que l'indice d'éroussé des galets calcaires variait en fonction de la longueur L ; d'où la nécessité de ne comparer les indices d'éroussé qu'à taille égale. A titre documentaire, voici les indices d'éroussé des galets dont la taille est comprise entre 30 et 55 mm.

$$I_e = 385$$

Bien que ce chiffre puisse paraître légèrement élevé pour conclure

que la formation de Fléchin a une origine fluviatile, il permet, si on le compare à ceux mentionnés dans les études de Cailleux, d'écart~~er~~er la possibilité d'une origine marine pour ces formations.

2°- Dissymétrie (D)

La dissymétrie des galets calcaires s'élève à 595. Certes, ce nombre peut paraître excessif pour en conclure que la formation de Fléchin est fluviatile. Cependant, si nous comparons ce résultat à ceux révélés par les études de Cailleux, il faut admettre que la formation de Fléchin ne peut être marine.

3°- Aplatissement (Ap)

A la taille de 50 mm, nous avons procédé à la mesure de l'indice d'aplatissement des galets calcaires. 60 % des galets mesurés ont un indice d'aplatissement inférieur à 2,1. Quant aux autres fragments leur Ap est voisin de 2,1 soit légèrement supé-rieur, soit légèrement inférieur.

c) CONCLUSIONS

L'étude de la formation de Fléchin permet de constater que ces dépôts présentent les caractères des sédiments fluviatiles. Par ailleurs, on admet généralement que 60 à 70 % des galets ont leur grand axe perpendiculaire à la direction de l'agent de transport (Pomerol et Fouet, 1953). L'examen détaillé de la formation de Fléchin a montré que -mis à part quelques exceptions- tous les galets ont leur grand axe (L) parallèle à la direction du pendage. Le pendage étant orienté SW-NE, il faut admettre que l'agent de transport

drainait la région selon une direction SE-NW. La position géométrique des différents affleurements des ensembles A et B semble confirmer cette hypothèse. Cependant, il nous est actuellement difficile de préciser le type de drainage et le sens d'écoulement.

Il nous restait à préciser l'inclinaison des galets à l'intérieur de la formation. L'inclinaison constitue elle-aussi un critère de différenciation entre les coulées boueuses, les formations marines, les formations fluviatiles, les éboulis et les formations cryoturbées (Pomerol et Fouet, 1953). Certes, il faut être prudent dans les interprétations ; en effet, A. Cailleux (1945) pense que "si une faible inclinaison indique nécessairement un dépôt marin, en revanche, une forte inclinaison ne permet pas de conclure en toute certitude ; elle apporte seulement une probabilité en faveur de l'origine fluviatile". A Fléchin, la surface d'affleurement étant disposée obliquement par rapport au pendage de la formation, la recherche de l'inclinaison des éléments du conglomérat ne pouvait être qu'entachée d'erreurs. De plus, la formation possède un pendage propre et les galets une inclinaison dont l'évaluation est fondamentale. Les zones d'affleurement correctement disposées -de manière à éliminer toute cause d'erreur- faisant défaut, il était risqué de rechercher l'inclinaison des galets et surtout de tirer des conclusions basées sur des mesures implicitement fausses. C'est pourquoi nous nous sommes abstenu (1).

L'hypothèse de la formation fluviatile peut paraître séduisante. Cependant, les caractères granulométriques principaux correspondent à un classement tout à fait rudimentaire, à une très

(1) Notons cependant qu'il existe de rares galets très relevés ou piquant du nez ou bien encore inclinés en sens contraire de la majorité des autres galets. Cailleux (1945) pense que de tels "galets" auraient été pris -pour ainsi dire- à rebrousse-poil par le courant".

forte hétérométrie due à l'association de galets de taille variée et de matériaux fins ou ultra-fins. Il est donc probable que l'agent de transport ait vu sa compétence varier de manière brutale et l'hypothèse d'un cours d'eau à régime torrentiel n'est peut-être pas à exclure .

La formation de Fléchin est recouverte, en discordance, par la marne glauconieuse cénomanienne. Elle est visible dans le bois des Agneaux (x = 597 ; y = 317,20 ; alt. 115). A l'W du bois des Agneaux, la terre des champs est verdâtre et on y rencontre de nombreux nodules noirs de phosphate de chaux jadis exploité dans toute la région. Le Cénomaniens existe encore aux points de coordonnées x = 597,10 ; y = 317,50 ; alt. 105. Il affleure là au flanc de certains talus ou bien sur le pourtour d'abreuvoirs.

Aux points de coordonnées x = 596,95 ; y = 317,60 ; alt. 92, il existe une ancienne carrière de sable blanc extrêmement pur que nous avons daté Landénien. A titre documentaire, nous avons procédé à une rapide étude granulométrique :

| | P(g) | P1 (g) | 2 | 1,25 | 0,8 | 0,5 | 0,315 | 0,2 | 0,125 | 0,08 | 0,05 | P2 | (P1-P2) |
|------------|------|-----------|---|------|-----|-----|-------|------|-------|------|------|------|---------|
| Echant n°1 | 100 | 94,5 | - | - | - | 0,4 | 42 | 32,2 | 17,7 | 1,07 | 0,5 | 94,5 | - |
| Echant n°2 | 100 | 94,2 | - | - | - | 0,2 | 41,7 | 30 | 19,2 | 2,5 | 0,5 | 94,1 | 0,1 |

Nous avons établi les histogrammes granulométriques, les courbes cumulatives, et les courbes de fréquence. Ils présentent tous les caractères d'une formation sableuse homométrique.

III- AFFLEUREMENT DE CUHEM.

Nous n'avons pas découvert d'affleurement dont l'âge soit plus grand que celui de la formation sableuse que nous allons décrire. Cependant, d'après les observations que nous avons pu faire le long de la faille de Pernes à l'W de celle-ci et dans sa partie située plus au SE de Cuhem, nous pouvons affirmer que ces dépôts sableux reposent en discordance, comme à Febvin-Palfart ou à Fléchin, sur du Dévonien redressé.

L'affleurement de Cuhem ($x = 596,3$; $y = 318,3$; alt. 90) est constitué par une carrière entièrement abandonnée et presque totalement envahie par la végétation (photo n° 5). Nous avons cependant pu distinguer là 2 types de formation :

- Une formation, de beaucoup la plus importante, rouge, sableuse, naguère exploitée.

- Une accumulation de petites blocailles, située à la partie supérieure de la formation sableuse.

2°- Petites blocailles

Ces petites blocailles, peu nombreuses, ont été trouvées à la partie supérieure de la carrière abandonnée et du côté SE (fig. 19). Elles sont éparées à la surface du sol et jamais emballées dans le sable rouge. Nous en avons trouvé aussi dans les pâturages situés encore plus au SE et en direction de Fléchin en ($x = 596,40$; $y = 318,20$; alt. 92).

Ce sont des fragments roulés de grès quartzite ferrugineux de teinte brun clair. Le façonnement des éléments est beaucoup mieux réalisé qu'à Febvin-Palfart. Les éléments, bien

qu'aplatis, ne présentent aucun angle. La surface des blocailles présente, comme à Febvin-Palfart, des sillons peu profonds correspondant à l'érosion des joints de stratification plus riches en oxyde de fer ou à des diaclases de la roche originelle. De plus, la surface est toujours lisse, douce au toucher, et propre, alors qu'à Febvin-Palfart les blocailles présentaient des surfaces chagrinées, rugueuses et sales. Tout porte à croire que nous avons là affaire à des blocailles certes identiques à celles de Febvin-Palfart quant à leur constitution, mais qui ont dû subir des remaniements lors des différentes transgressions marines secondaire et tertiaire.

1°- Formation sableuse

Nous avons affaire à un sable essentiellement quartzeux et ferrugineux, ne contenant pratiquement aucun débris calcaire. La teneur en carbonate est négligeable. La couleur du sable est variable. Elle oscille du jaune pâle au noir en passant par l'ocre, le rouge, le brun et le brun noirâtre. La teinte semble être conditionnée par le type d'oxyde de fer, hydraté ou non, contenu dans le sable et par sa quantité. Il faut noter que les différentes teintes sont le plus souvent réparties en cercles concentriques parfaits ou en figures semi-circulaires. La concavité est dans ce dernier cas indifféremment tournée vers le haut ou vers le bas (photo n° 6). Le sable, quoique meuble, peut présenter des parties consolidées dont la répartition est absolument indépendante de la stratification nettement entrecroisée. Ces zones consolidées sont très fortement colorées en brun foncé ou noir. Ces lits d'épaisseur variable

(quelques cm à plusieurs dm) se débitent en plaquettes parallépipédiques.

1° Granulométrie des sables de Cuhem

Les échantillons ont été prélevés aux endroits indiqués sur la fig. 18. Les résultats des études granulométriques des sables de Cuhem ont été récapitulés dans le tableau suivant :

| | | | |
|------------|-------|-------|-------|
| Echant. n° | 4 | 5 | 6 |
| P (g) | 100 | 100 | 100 |
| P 1 (g) | 83,7 | 84,3 | 74 |
| Tamis mm 2 | - | 0,4 | - |
| 1,25 | - | 0,6 | 0,05 |
| 0,80 | - | 0,3 | 0,05 |
| 0,50 | 0,1 | 0,25 | 0,05 |
| 0,315 | 3,75 | 3 | 2,25 |
| 0,200 | 25,8 | 29,6 | 8,15 |
| 0,125 | 34,1 | 37,3 | 39,8 |
| 0,080 | 17,8 | 11,4 | 20,9 |
| 0,050 | 1,6 | 1,1 | 2,5 |
| P 2 | 83,15 | 83,95 | 73,65 |
| (P1 - P2) | 0,55 | 0,35 | 0,35 |



Nous avons ensuite dressé les graphiques suivants :

a) Histogrammes granulométriques

Ils sont en forme de chapeau pointu (fig. 15). Ceci nous montre que le matériel détritique de Cuhem est bien classé. Chaque lot montre un groupement situé dans l'intervalle (0,200 ; 0,080).

b) Courbes cumulatives

Une forte pente de la courbe indique une forte homogénéité. Le bon classement (= sorting) du sédiment est confirmé par le seul examen des pentes importantes des courbes cumulatives établies (fig. 17).

c) Courbes de fréquence

Les courbes ne présentent (fig. 16) qu'une seule culmination et ce résultat ne fait que réaffirmer le classement relativement bon des sables de Cuhem.

Ces différents graphiques étant monodispersés, les sables sont très homogènes (1).

2° Analyses morphoscopiques

À la taille de 2 mm et 1,25 mm, nous avons observé des grains de quartz agglomérés par un ciment siliceux et ferrugineux presque noir. Ce sont là des fragments de grès. Cependant,

(1) Il y avait doute sur l'origine du sable prélevé en 6. En effet, sa teinte était beaucoup plus claire que celle des échantillons 4 et 5. Nous avons cru un instant qu'il s'agissait de Landénien. Cependant la comparaison des différentes analyses granulométriques et morphoscopiques a permis de lever ce doute : l'échantillon 6 n'est pas d'âge landénien.

il peut exister des grains de quartz plus ou moins ronds et chargés d'oxyde de fer.

A 0,8 mm et 0,5 mm, il subsiste encore quelques grains de quartz agglomérés et des grains RM sales.

A 0,315 mm, nous avons fait une numération des NU, EL, et RM (Cailleux, 1943). Il convient de remarquer que nous avons qualifié de NU, des grains présentant des arêtes usées sans toutefois avoir l'allure sphérique ou ovoïde des EL typiques. Ces grains présentant des concavités -donc peu façonnés- sont patinés sans toutefois avoir l'aspect luisant des EL. Nous avons dénombré environ 75 % de NU de ce type, 2 à 3 % de grains EL typiques et environ 22 à 23 % de RM typiques. Nous sommes donc en droit de douter de l'origine soit marine, soit continentale de la formation de Cuhem.

Aux tailles inférieures à 0,200 mm, les grains sont trop petits pour avoir été parfaitement façonnés. Le façonnement est alors médiocre et nous avons observé près de 100 % de NU typiques.

A la taille de 0,08 mm, les grains sont rares et il ne subsiste plus que des fragments anguleux.

Nous devons remarquer que la teinte rouille devient de plus en plus claire au fur et à mesure de la diminution de taille des grains de quartz.

3° Conclusions

En résumé, nous pouvons écrire que la formation de Cuhem, dont le matériel est bien classé, homogène, représente une formation continentale. La stratification entrecroisée en témoigne.

Les analyses morphoscopiques attestent d'un modelé peu différencié -plus de 50 % des grains sont NU- et, il est probable que ces sables ont subi un transport relativement faible. Toutefois, il est difficile de définir le mode de transport qui a participé à l'édification de la formation de Cuhem. Le trop faible pourcentage des grains RM écarte l'hypothèse d'une formation éolienne, et il apparaît plus logique de penser à une origine fluviatile ou lacustre. En outre, nous devons rappeler la parfaite identité observée par Gosselet (1910) entre ces sables et ceux de Febvin-Palfart. Par analogie avec ce qui a été décrit à Febvin-Palfart -les galets et les éléments anguleux reposent là sur une formation sableuse- nous pouvons penser que le conglomérat polygénique de Fléchin repose sur ces sables de Cuhem (fig. 19). Cependant, aucune observation sur le terrain n'a pu jusqu'alors confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Les sables de Cuhem sont recouverts, en discordance, par la marne glauconieuse cénomanienne que nous avons repéré à quelques centaines de m de l'ancienne carrière de sable en direction de Fléchin et à l'altitude 92.

ENSEMBLE C.

Cet ensemble est, rappelons-le, situé sur le bord occidental du plateau crétacé de Laires, dans la vallée de la Lys supérieure.

A- AFFLEUREMENTS DE LA RIVE DROITE DE LA LYS SUPERIEURE.

I- AFFLEUREMENT DE RIOTTE

C'est aux alentours du point de coordonnées $x = 588$; $y = 320,30$; alt. 65, que nous avons trouvé, dans les pâturages, des galets de grès, de quartzite et de calcaire carbonifère. Ce sont des fragments de taille modeste, épars à la surface du sol.

Face au moulin de Riotte, dans le lit du ruisseau qui borde la route, nous avons trouvé un bloc de conglomérat rouge à galets calcaires dont le faciès est absolument identique à certains niveaux conglomératiques de Fléchin.

II- AFFLEUREMENT DE LILETTE

Au hameau de Lilette, au point de coordonnées $x = 588,30$; $y = 320,45$; alt. 70, à droite et à gauche du chemin qui va de Lilette (cote 59,9) au lieu-dit "La croix de Lilette" situé plus au SE (cote 86,6), il existe une formation qui fut jadis datée comme étant de l'époque triasique.

La formation est orientée W-E et possède un pendage d'environ 40° auN. Il s'agit d'une formation où alternent des niveaux conglomératiques ou bréchiformes et des niveaux caractérisés par une association de galets de constitution diverse, peu ou pas du tout cimentés. Ce sont des galets de quartzite, des fragments de grès et de phanite (rares). La taille des éléments dépasse rarement 100 mm. La formation peut passer à des niveaux uniquement constitués d'argile rouge. L'affleurement est plus ou moins masqué par des éboulis.

Plus au S, sur le côté gauche (E) du chemin, la marne glauconieuse cénomanienne affleure à l'altitude 72, c'est-à-dire en discordance sur le conglomérat polygénique. Nous n'avons pas trouvé le contact entre le conglomérat et les terrains sous-jacents.

III- AFFLEUREMENT DE CAPELLE-SUR-LA-LYS

A mi-chemin entre Lilette et Capelle-sur-la-Lys, du côté gauche, dans les pâturages, nous avons trouvé quelques galets calcaires et quartzitiques. Il semble bien que le conglomérat se prolonge vers le NE de Lilette. On nous a signalé qu'au point de coordonnées $x = 588,75$; $y = 320,55$; alt. 77, dans l'étrainte bande de terrain qui sépare 2 pâturages, un forage destiné à alimenter en eau un abreuvoir avait rencontré, à une dizaine de m de profondeur, un "rocher" très dur. Cette roche se situe donc à l'altitude 67 c'est-à-dire sensiblement à l'altitude de l'affleurement conglomératique de Lilette. Il est probable qu'il s'agisse soit du niveau conglomératique de Lilette, soit peut-être de Dévonien. Nous n'avons pu avoir de confirmation nette de ces dires.

Au S de cette série d'affleurements, il existe aux points de coordonnées $x = 587,45$; $y = 319,5$; alt. 70, une carrière abandonnée de grès blanc surmonté d'argilolite et de schistes grossiers rouges dont le faciès rappelle celui des schistes bigarrés de Febvin-Palfart. La direction de l'affleurement est W-E, et le pendage est sensiblement de 40° au S. A défaut d'affleurement plus proche, il faut admettre que les formations rouges reposent en discordance sur ces terrains dévoniens. C'est ce qui sera confirmé par les observations faites sur la rive gauche de la Lys.

B- AFFLEUREMENTS DE LA RIVE GAUCHE DE LA LYS SUPERIEURE.

I- AFFLEUREMENT DE DENNEBROEUCC

En x = 587 ; y = 320 ; alt. 75, il existe à Dennebroeucq d'anciennes carrières de schistes gédinniens grossiers et verdâtres. La direction des couches est W-E, et le pendage S atteint 75° (photo n° 7). Ces schistes se débitent en plaquettes et il arrive que de la calcite ait pu cristalliser dans certaines diaclases.

En x = 586,8 ; y = 320 ; alt. 75, il existe une autre carrière de schistes. La direction est W-E et le pendage S de 60 à 70°. Il s'agit d'un schiste bigarré rouge et vert à faciès semblable à celui de Febvin-Palfart. Comme à Febvin-Palfart, certains niveaux se débitent de manière particulière en faisant apparaître certains nodules siliceux. Ces schistes gédinniens n'ont pas livré, ici, de fossiles.

En cet endroit, on peut découvrir outre des débris schisteux, des galets de grès, de calcaire carbonifère et des argiles rouges. Ces roches ne sont plus visibles en place, cependant, il est probable qu'elles proviennent d'une formation homologue de celle de Fléchin ou de Lilette.

Dans la tranchée de l'ancien chemin de fer qui allait de Dennebroeucq au Plouy, Glein vers Coyecques, à proximité de Dennebroeucq et du Plouy, on peut parfois rencontrer des argiles rouges contenant elles-aussi des galets de grès et de calcaire. Cependant, la tranchée est maintenant envahie par la végétation, et il est impossible d'établir une coupe du terrain qu'elle avait permis de découvrir.

II- AFFLEUREMENT D'AUDINCTHUN

C'est aux points de coordonnées suivants : $x = 586,97$; $y = 320,6$; alt. 80, que le conglomérat est le mieux visible (photo n°8). C'est là que jadis fut exploité le "Marbre d'Audincthun". Il subsiste d'ailleurs, dans le fond de la carrière, d'énormes blocs de plusieurs tonnes prêts à être emportés pour être façonnés.

La direction est W-E et le pendage d'environ 30° au N. On nous a dit que la formation était visible sur une épaisseur d'environ 15 m du sommet à la base. Nous n'avons pu vérifier cela, car la carrière est, dans les conditions actuelles, complètement remplie d'eau donc pratiquement inabordable. Nous avons cependant pu repérer les niveaux suivants :

De la base au sommet nous distinguerons :

- Un niveau, de puissance impossible à évaluer, constitué par une accumulation de galets emballés dans une argile rougeâtre. La cohésion de l'ensemble est due à la contiguïté des fragments.

- Un niveau bréchiforme constitué de petits éléments anguleux de phanite, de grès et de calcaire carbonifère, tous orientés selon une même direction. Le ciment rougeâtre est pélitico-calcaire.

Des niveaux de ce type alternent avec des niveaux de type précédent.

- Puis, la sédimentation devient beaucoup plus grossière. Nous avons alors affaire à une accumulation de blocailles moyennes, de petites blocailles et de galets de toutes tailles (photo n° 9). Ces éléments sont emballés dans une pâte friable argileuse rouge contenant une poussière calcaire. A l'intérieur

de la formation, le pendage des fragments -même voisins- peut être absolument inverse d'un fragment à l'autre.

- Surmontant ce niveau peu consolidé, nous avons repéré ensuite des niveaux dont la puissance atteint plusieurs m. Ils sont constitués de fragments, arrondis ou non, généralement de taille moyenne ou petite, cimentés par une pâte calcitique rougeâtre. Ce sont ces niveaux qui ont été jadis exploités comme "marbre". En fait, il s'agit d'un conglomérat essentiellement à pâte calcitique contenant des galets de calcaire carbonifère, de grès vert, de phanite et de quartzite, rare et de petite taille. Les galets ne sont pas toujours contigus. Cependant, la roche présente en masse une grande cohésion.

- Interstratifiés dans ces puissantes masses consolidées, il existe des lits de galets -généralement de taille plus grande que celle des galets inclus dans le conglomérat- non cimentés et seulement emballés dans une pâte argilo-calcaire rougeâtre.

- Il existe encore des niveaux lenticulaires constitués seulement de matériel pélitique rouge. Nous avons encore repéré un lit, essentiellement brèchiforme, se terminant en biseau. Les fragments de la brèche ont des tailles qui varient de quelques mm à 2 cm. Il s'agit de fragments anguleux de calcaire crinoïdique, de grès et de quelques fragments arrondis de constitution analogue. Dans la majorité des cas, les fragments ont leur plus grande dimension disposée selon des plans parallèles. Parfois, on peut soupçonner l'ébauche d'un graded-bedding : les fragments les plus gros, alignés, alternent avec des fragments de

taille plus réduite. La pâte calcitique de la brèche est microgranulaire. La formation d'Audincthun n'a pas livré de fossiles. Cependant, dans les éléments conglomératiques, galets ou blocailles, nous avons pu identifier les fossiles suivants :

- *Spirifer tornacensis* et *Spirifer cinctus*
- *Streptorhynchus crenestria*
- *Rhynchonella pleurodon*
- *Cyathophyllum*
- *Stromatopore*

La formation polygénique d'Audincthun ressemble en tous points à celle de Fléchin ou de Lilette. Cependant, il faut remarquer que certains niveaux visibles à Audincthun présentent des fragments de bien plus grande taille que celle des éléments constitutifs du conglomérat de Fléchin. Il est probable que de tels niveaux à grosses blocailles existent à Fléchin, mais ils ne sont pas visibles dans les conditions actuelles. Nous n'avons trouvé aucun repère typique à l'intérieur des deux conglomérats polygéniques de Fléchin et d'Audincthun qui nous aurait permis d'établir certaines corrélations. Nous admettons cependant que les différentes formations observées à l'W et à l'E du plateau de Laires ne sont pas isolées, mais qu'elles se continuent sous ce plateau selon une direction SE-NW. Comme à Fléchin, les galets ont sensiblement leur grand axe disposé dans le sens du pendage. Si l'on admet que la formation est d'origine fluviatile, l'agent de transport se déplaçait perpendiculairement au pendage de la formation donc selon une direction NW-SE.

A la partie supérieure de la carrière abandonnée d'Audincthun, nous avons trouvé, comme pour les autres affleurements, la marne glauconieuse cénomanienne. Elle existe aussi de manière nette aux points de coordonnées suivants :

- x = 587,15 ; y = 320,35 ; alt. 80.

- x = 587,30 ; y = 320,40 ; alt. 85.

- x = 587,35 ; y = 320,50 ; alt. 85.

Elle est supérieure au "Marbre d'Audincthun" et elle le recouvre en discordance (fig. 20).

T E C T O N I Q U E

Il convient de constater que les affleurements de Febvin-Palfart, Fléchin et Cuhem sont alignés suivant la direction SE-NW qui est aussi celle de la faille de Pernes. Il est évident que c'est grâce au rejeu de la fracture paléozoïque de Pernes que nous pouvons actuellement observer ces différents affleurements.

Pour Gosselet (1908), le rejeu aurait été conditionné par l'affaissement de la plaine de Flandres et de la plaine de Lens. Il estimait (1911) que la faille de Pernes qui nous intéresse devait être considérée comme une faille épicrotécée ayant eu 2 phases : "une phase ante-crétacique inconnue quant à son amplitude, qui serait énorme -si elle se confond avec la Grande Faille- et, une phase post-crétacique qui ne peut pas être non plus appréciée exactement parce que les points de comparaison d'un côté et de l'autre de la faille ne sont pas suffisamment rapprochés". Il lui attribue cependant un rejet de 100 m à Febvin-Palfart et de 75 à 80 m à Fléchin.

Briquet (1919) choisissant un niveau repère relativement facile à suivre (le niveau d'argile verte au sommet du Turonien moyen à *Terebratulina rigida*) a pu établir une carte (1924) très précise des courbes de niveau de cet horizon-repère ainsi que des déformations et des fractures qui l'affectent. Cet auteur explique le bombement de l'Artois grâce à une tectonique de poussée.

Cependant, le problème semble plus complexe et c'est à M. Bouroz (1956) que nous devons une synthèse des observations faites précédemment.

A la lumière d'un sondage réalisé au voisinage de la faille de Marqueffles, au puits 10 de Noeux, M. Bouroz montre "qu'il semble qu'il ne faille pas attribuer à l'affaissement au Tertiaire de la plaine flamande un rôle prépondérant et direct dans le jeu épicrotacé des failles de l'Artois". M. Bouroz montre encore qu'"il serait plus exact de dire que pendant l'affaissement de la plaine flamande, l'axe de l'Artois a été le siège d'un mouvement surrectionnel qui a profité des cassures du socle paléozoïque pour se manifester". Il ajoute que ce mouvement surrectionnel "devait s'accompagner d'une certaine compression comme le prouvent la présence d'un lambeau de Houiller au puits 10 de Noeux" (schistes et houiller régulier coincés entre du Turonien et du Dévonien) "et d'une façon plus générale la déformation, le léger plissement transversal qui affecte le socle paléozoïque et son manteau de Crétacé et de Tertiaire ancien entre les failles épicrotacées". Au S de cette région, au contraire, ce manteau plonge régulièrement et légèrement vers le S. M. Bouroz montre ainsi que l'axe de l'Artois

est un véritable axe tectonique, et c'est son bombement qui en a été la manifestation majeure le long du bord N des collines de l'Artois. C'est grâce à ce bombement et à l'érosion intense qui suivit, que sont apparus les différents terrains dévoniens et les différents conglomérats et "marbres" rouges alignés le long de la faille épicroétacée de Pernes. Il semble que l'érosion ait joué, dans la mise à jour de ces terrains anciens, un rôle particulièrement important. Il suffit d'observer le paysage de la vallée de la Lys pour s'en convaincre.

Le rejeu des failles épicroétacées de l'Artois était jusqu'alors daté soit fin éocène, soit miocène. De récentes observations effectuées sur le plateau de Verdrel ont amené M. Bonte (1960) à poser le problème de l'âge du rejeu des failles épicroétacées qui peuvent témoigner de manifestations récentes.

ESSAI D'INTERPRETATION ET AGE DU TERRAIN ETUDIE

Il nous reste un point important à éclaircir. C'est celui de l'âge et de l'origine possible de la formation étudiée. Le problème de l'âge des conglomérats et "marbres" rouges de l'Artois se trouve limité par les observations suivantes :

- L'accumulation conglomératique et sableuse de Febrin-Palfart repose, en discordance, sur du Gédinnien supérieur redressé.

- L'existence, dans tous les conglomérats étudiés de galets de calcaire carbonifère montre que ces formations sont postérieures au Dinantien.

- Le S. 804 de Ferfay donne, lui, une indication sur la limite d'âge inférieure des formations rouges. Reposant, en discordance, sur le Houiller, elles sont postérieures à ce terrain.

- Quelque soit l'affleurement étudié, nous avons vu qu'il est toujours recouvert, en discordance, par le Cénomanién.

Nous ne pouvons attribuer aux conglomérats et "marbres" rouges qu'un âge compris entre le Westphalien et le Cénomanién.

- L'étude pétrographique nous a montré que les formations étaient d'origine continentale. Or, les seuls dépôts continentaux, contemporains de cette période, que nous connaissons et dont le faciès soit proche de celui observé, s'étagent du Westphalien supérieur jusqu'au Trias suivant les régions.

Les formations étudiées ne présentent jamais le faciès typique du Trias des Vosges et de Lorraine. De plus, M. Ricour (1959) a montré que l'anhydrite se trouve sous des formes diverses "à tous les niveaux du Trias germanique pour autant que ceux-ci sont rencontrés au-dessous de la zone superficielle où les eaux l'on dissoute". A aucun moment, nous n'avons trouvé d'anhydrite. Peut-être les formations sont-elles disposées trop en surface ? Dans ce cas les sondages de Ferfay et Amettes pourraient confirmer ou infirmer nos conclusions. Nous n'avons, rappelons-le, aucun renseignement concernant ces anciens sondages. M. Ricour a établi avec précisions les limites du Trias dans le bassin parisien : l'extension du Trias n'a jamais atteint le N de la France.

Par ailleurs, il faut remarquer que le faciès des "New Red Sandstones" ou "Rothliegende" des auteurs allemands, résulte de l'érosion des chaînes hercyniennes et surmontent les dépôts houillers. Comme l'a fait remarquer M. P. Pruvost, l'apparition de ces faciès rouges ne se produit pas partout à la même époque et peut débiter dès le Westphalien supérieur (Etruria Marls, Grande Bretagne). Dans le N de la France, il est logique d'admettre que

cette apparition des faciès "nouveaux grès rouges" a dû être précoce. De plus, le pendage des couches est toujours relativement élevé. Il est évident que les formations rouges ont dû subir le contre-coup d'une phase orogénique. En aucune manière, il ne peut s'agir de la phase asturienne de l'orogénèse hercynienne. La phase saalienne ou la phase palatine doivent alors être tenues pour responsables du relèvement des couches. Dans ces conditions, il faut admettre que la formation est Saxonienne si les mouvements tectoniques qui l'ont affectée sont rapportés à la phase palatine, ce qui paraît improbable, et Carbonifère moyen ou supérieur, s'ils sont rapportés à la phase saalienne, ce qui paraît plus logique étant donné ce que l'on sait au sujet de cette phase en Europe (P. Pruvost, 1956 - Ch. Delattre et G. Waterlot, 1959).

Notre étude pétrographique a permis de montrer que la nature des galets variait d'un affleurement à l'autre. Ainsi, à Febvin-Palfart, nous l'avons vu, les galets sont essentiellement de nature siliceuse et de grande taille, tandis que partout ailleurs, où nous avons pu les observer, les conglomérats présentent en grande majorité des galets calcaires et de rares petits galets de roches siliceuses. Peut-être faut-il attribuer ces variations de faciès au fait que nous avons affaire à des bassins de sédimentation, certes de taille restreinte mais encore séparés les uns des autres. Les sédiments détritiques résulteraient de l'érosion de terrains différents. Les fragments, arrachés au socle, se seraient déposés dans des bassins différents. Peut-être faut-il voir dans ces brusques variations

de faciès, la conséquence logique d'un rajeunissement des reliefs au fur et à mesure de leur érosion. Dans ces conditions, les terrains auraient subi des réajustements au cours de la sédimentation grâce au rejeu des fractures du socle paléozoïque. A cause de ces réajustements, des roches d'âge différent et de constitution différente ont pu, dès lors, subir les phénomènes puissants de l'érosion de manière concomitante. Ces roches ont pu, grâce au transport, se trouver à nouveau classées.

Les résultats de nos analyses granulométriques et morphoscopiques ont attesté l'origine fluviatile des conglomérats et marbres de l'Artois. Dans ces conditions, il faut que nous tentions de déterminer approximativement la zone drainée par les cours d'eau. Deux hypothèses sont possibles :

- La première hypothèse consiste à penser que nous avons affaire à un réseau de plusieurs vallées. Cette hypothèse aurait l'avantage d'expliquer les différences de nature des galets selon les affleurements. Cependant, elle s'accorde peu avec la position géométrique des différentes formations et force nous est de nous tourner vers la seconde hypothèse.

- Il est plus plausible de penser à une zone de drainage unique. Peut-être s'agissait-il, à l'origine, d'un pli synclinal ou plus simplement d'un chenal. Il est, dans les conditions actuelles, impossible de le préciser. Nous avons attribué les limites approximatives des formations rouges de l'Artois de la manière suivante : Limite S : Fosse de la Clarence, Floringhem, Nédon, Febvin-Palfart, Greupne, Réclinghem, Dennebroeucq, S. d'Audincthun.

Limite N : Fosse de la Clarence, Ferfay, Amettes, Cuhem, N de Bomy, Petigny, Nouveauville, Fauquembergues (fig. 1). Cette zone hypothétique englobe évidemment tous les terrains décrits. Elle est orientée SE-NW, c'est-à-dire approximativement dans la même direction que celle des plis synclinaux et anticlinaux de l'orogénèse asturienne reconnus au S de la grande faille du Midi. Les pendages des différentes formations sont toujours sensiblement perpendiculaires à la direction de l'aire de drainage de notre réseau hypothétique. Peut-être cette zone se continue-t-elle vers le Boulonnais ? La formation ante-liasique, découverte en sondage à Framzelle dans le Boulonnais, constituée de marne, de grès et de conglomérat n'est peut-être pas tout à fait isolée des affleurements de l'Artois. De plus, la présence de conglomérat discordant sur le Houiller (Ferfay, S. 804) -donc renfermant probablement des galets de roches houillères- et l'absence des galets houillers dans les différentes autres formations situées plus au NW d'une part, et la diminution de taille des éléments des différents conglomérats au fur et à mesure qu'on se dirige vers le SE d'autre part, conduisent à penser que l'écoulement a dû se faire du NW vers le SE. Ceci ne veut pas dire que dans la zone considérée, les terrains soient en continuité. Il est évident qu'ils furent tronqués, rabotés par la transgression cénomaniennne ou bien encore les bassins sédimentaires n'ont jamais été en communication.

En résumé, les résultats de notre étude font pencher pour attribuer une origine fluviale et un âge carbonifère moyen

ou supérieur aux conglomérats et marbres rouges de l'Artois. Cette hypothèse, qui s'accorde avec toutes les observations que nous avons pu faire, ne saurait être présentée comme définitive tant que nous n'aurons pas pu observer de fossiles dans ces formations.

C O N C L U S I O N S G E N E R A L E S

Après les dépôts houillers (Namurien et Westphalien), à la fin du Westphalien, toute la région N de la France va subir des bouleversements considérables. Le bassin houiller franco-belge se plisse. Il subit la phase orogénique asturienne de l'orogénèse hercynienne. Alors que dans le prolongement, dans le N de la France, du synclinorium de Namur (au N de la Grande Faille du Midi) s'installe une tectonique cassante, dans le prolongement, en France, du synclinorium de Dinant (au S de la Grande Faille du Midi) au contraire, les terrains dévoniens, carbonifères et houillers se plissent sans subir de ruptures importantes. Aussitôt mise en place, cette importante chaîne hercynienne est démantelée par une puissante érosion. Alors que dans le synclinorium de Dinant, l'érosion conduit à une pénéplanation presque parfaite, au contraire, sur le bord N du synclinorium de Dinant, c'est-à-dire à proximité immédiate du S de la Grande Faille du Midi, les terrains gédinniens (Pernes,

Febvin-Palfart, Dennebroeucq) vont constituer pendant longtemps encore des sommets hercyniens très irréguliers. Sur le bord S du synclinorium de Dinant, une crête anticlinale gédinienne -appelée aujourd'hui Anticlinal paléozoïque de Picardie (Bouroz, 1960)- constitue une barrière aux incursions marines. Au N, les hauts reliefs de la chaîne hercynienne s'opposent, eux-aussi, à toute tentative de pénétration de la mer du Zechstein installée en Angleterre, en Hollande et en Allemagne du Nord.

Tout le N de la France, plissé, montagneux, est donc soumis dès la fin du Westphalien à une intense érosion. Les régions que nous avons étudiées n'échappent pas à la règle. Le climat est subdésertique, et un réseau hydrographique torrentiel temporaire s'installe. Les cours d'eau charrient les débris des terrains dévoniens, dinantiens et houillers. A l'E, pendant que se termine le plissement, la chaîne s'érode. Il se développe, à Roucourt, dès le Westphalien C une formation de piedmont, conglomératique, rouge et noire. Le plissement se propage vers l'W et au Carbonifère moyen et supérieur se déposent autour de têtes de rocher (Febvin-palfart) ou en discordance sur les terrains dévoniens déjà arasés (Audincthun) les conglomérats et marbres rouges de l'Artois. Donc, pendant que sur certains flancs montagneux se déposaient des formations rouges et noires (Roucourt, S. 804 peut-être) résultant de l'érosion des terrains dévoniens, dinantiens et houillers, sur d'autres flancs, loin des dépôts noirs de l'époque namuro-westphalienne, les formations conglomératiques nouvellement formées étaient uniquement rouges (Fléchin, Audincthun).

L'érosion continue son oeuvre destructive et constructive à la fois, et il ne subsiste bientôt plus qu'une surface hercynienne presque parfaite. Sur le bord N du synclinorium de Dinant, seuls, quelques sommets irréguliers, restes de l'immense chaîne hercynienne, subsistent encore.

Il est probable qu'à ce moment, nous avons vu pourquoi, la région ait subi les effets de la phase saalienne. Les dépôts rouges carbonifères sont gauchis et prennent des inclinaisons plus ou moins importantes. C'est peut-être postérieurement à cette époque de crise que se sont mises en place certaines coulées de roches volcaniques révélées en sondage dans le centre du synclinorium de Dinant (Bouroz, 1960).

A l'abri de toute incursion marine, la région que nous avons étudiée restera soumise aux effets de l'érosion continentale jusqu'au Cénomanién.

Au Cénomanién, la mer arrive à l'assaut des derniers bastions démantelés de la zone la plus élevée de la chaîne hercynienne. Le nivellement de la chaîne est alors parachevé par le retour graduel de la mer conquérante. Sur les restes de l'orgueilleux édifice, s'est mise à choir une pluie de sédiments créacés.

Pour le N de la France, l'histoire géologique n'est pas pour autant terminée. Sans cesse, les traits de cette infime portion de la Terre vont changer. Comme sur la scène de la biosphère, sur la scène de la lithosphère se joue un drame énorme et interminable. C'est au géologue d'exhumer les chaînes, de reconstituer les mers, en un mot de restaurer le Vrai visage de la Terre qui paraît à la plupart des hommes impassible et figé.

B I B L I O G R A P H I E

- BONTE (A.), 1960.- Origine et destinée des dépôts superficiels du Plateau de Verdrel (Pas-de-Calais). Ann.Soc.Géol.Nord, t. LXXX, p. 91.
- BOUROZ (A.), 1956.- Contribution à l'étude des failles épicrotécées de l'Artois. Ann.Soc.Géol.Nord, t. LXXVI, p. 51.
- BOUROZ (A.), 1960.- La structure du paléozoïque du Nord de la France au Sud de la Grande Faille du Midi. Ann.Soc.Géol.Nord, t. LXXX, p. 101.
- BRIQUET (A.), 1919.- Turonien supérieur et Sénonien inférieur dans le Nord de la France. Ann.Soc.Géol.Nord, t. XLIV.
- BRIQUET (A.), 1924.- Carte tectonique de l'Artois et des régions voisines. Congrès Géologique International, XIIIe session, Liège.
- CAILLEUX (A.), 1943.- Distinction des sables marins et fluviatiles. Bull.Soc.Géol.France, t. XIII, p. 125.
- CAILLEUX (A.), 1945.- Distinction des galets marins et fluviatiles. Bull.Soc.Géol.France, 5e série, t. XV, p. 375.

- CAILLEUX (A.), 1947.- L'indice d'éroussé : définition et première application. C.R. somm.Soc.Géol.France, p. 250.
- CAROZZI (A.), 1953.- Pétrographie des Roches Sédimentaires, p. 51.
- DELATTRE (Ch.) et WATERLOT (G.), 1959.- Les formations rouges et vertes de Bréhec et Plourivo. Extrait. Carte Géol. France, n° 257, t. LVI (1958).
- DOLLE (L.), 1910.- Voir Gosselet (J.), Dollé (L.), 1910.
- DOLLE (P.), 1946.- Observations sur la granulométrie des sables de la butte de Laon. Ann.Soc.Géol.Nord, t. LXVI, p. 87.
- DUPLAIX (S.), 1958.- Détermination microscopique des minéraux des sables.
- FOUET (R.), 1953.- Voir Pomerol (Ch.), Fouet (R.), 1953.
- GOSSELET (J.), 1889.- Aperçu général sur la géologie du Boulonnais. p. 21.
- GOSSELET (J.), 1908.- Notes sur quelques failles communes aux terrains crétacique et houiller. Ann.Soc.Géol.Nord, t. XXXVII, p. 92.
- GOSSELET (J.) et DOLLE (L.), 1910.- Pays de Matringhem. Etudes géologiques sur les affleurements dévoniens de la Lys supérieure et sur les enveloppes crétacées. Ann.Soc. Géol.Nord, t. XXXIX, p. 9.

- GOSSELET (J.), 1911.- Les Assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et les sondages du Nord de la France. Etude des gites minéraux de la France. Fasc. III, Paris.
- KRUMBEIN (W.C.), 1939.- Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. Journ.Géol, t. XLVII, 7, p. 673.
- POMEROL (Ch.) et FOUET (R.), 1953.- Les roches Sédimentaires. Que sais-je ? p. 30.
- POUQUET (J.), 1950.- Aplatissement des cailloux calcaires fluviatiles. Rev.Géom.Dynam, n° 3.
- PRUVOST (P.), 1956.- La phase orogénique saalienne en France. Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart.
- RICOUR (J.), 1959.- Enseignements tirés de l'étude stratigraphique et paléogéographique du bassin de Paris à l'époque triasique. Ann.Soc.Géol.Nord, t. LXXIX, p. 18.
- SHAEFFER (R.), 1950.- Voir Tricart (J.), Shaeffer (R.), 1950.
- STRAKHOV (N.M.), 1957.- Méthodes d'études des roches sédimentaires. T.I. chap. III, p. 79. Moscou.
- TRICART (J.) et SHAEFFER (R.), 1950.- L'indice d'émoussé des galets. Moyen d'étude des systèmes d'érosion. Rev.Géom. Dynam, n° 4.

WADELL (H.), 1932.- Volume, shape and roundness of rock particles.

Journ.Geol, t. XL, p. 443-451.

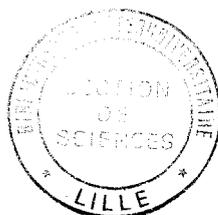
WADELL (H.), 1936.- Volume, shape and shape position of rock fragments

in openwork gravel. Geogr. Ann, p. 74-92, Stockholm.

WATERLOT (G.), 1959.- Voir Delattre (Ch.), Waterlot (G.), 1959.

WENTWORTH (C.K.), 1922.- A method of measuring and plotting the

shapes of pebbles. U.S. Geol. Survey, Bull. 730, p. 91-102.



CARTES GÉOLOGIQUES

Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000.

Feuille St Omer avec Notice Explicative.

Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000.

Feuille Arras avec Notice Explicative.

CARTES TOPOGRAPHIQUES

Feuilles au 1/20 000 en courbes

XXII - 4 Desvres N° 7-8

XXII - 5 Fruges N° 3-4

XXIII- 4 St Omer N° 5-6

XXIII- 5 Lillers N° 1-2

