LILLE

ί...

i

l

(

ί

i,

i,

ſ

١.

ŝ,

N. d'ordre:



THESE

présentée à

l'Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Pierre COLBEAUX

ANALYSE DE STRUCTURES POST-CALEDONIENNES

(Nord de la France, Sud de la Belgique)

soutenue le

devant la Commission d'Examens

composée de

. J J .)

- •

A. BEUGNIES

x, ...

. . . .

() } .

(

ι

 $\left(\right)$

[

(

/ : : :

ſ

r -

ς....

、 .

, ···

L.

ς.

e 11

 $\epsilon \sim$

r ----

~

t

RESUME.

Les structures affectant les terrains d'âge Paléozoïque à Cénozoïque, dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique, sont décrites et interprétées. L'étude de leurs relations mutuelles conduit à définir une succession chronologique d'ensembles de structures reliés à des raccourcissements alternativement N-S et E-W.

En ce qui concerne les assises paléozoïques, une attention plus particulière fut portée au Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais, où l'interprétation permet de mettre en évidence d'une part, de nouvelles unités tectoniques, d'autre part un schéma structural d'ensemble.

Pour les formations mésozoïques, un premier état de la fracturation de la craie (Crétacé) est présenté; divers indices convergents conduisent à envisager une tectonique active jusqu'au Présent.

La datation des ensembles de structures, replacée dans le cadre de l'Europe du Nord-Ouest, met l'accent sur deux épisodes tectoniques (l'un au Paléozoïque, l'autre au Cénozoïque) séparés par une période de calme relatif au Mésozoïque.

ABSTRACT

Structures concerning the paleozoic to coenozoic formations in the North of France and the South Belgium are described and readed; study of their relations is conductivise to define a chronologic sequence of groups of structures connected to shortenings alternately N-S and E-W.

1

1

٦

With regard to the paleozoic formations, the Paleozoic Massif of the "Bas-Boulonnais" have been particulary studied. The interpretations permit to display new concepts about structural unities, notably the allochtonous character of the whole Massif.

A first state of fracturation is presented for the chalk (cretaceous) and different converging signs allowed to propose an active tectonic up to now.

Groups of structures have been dated in the Noth-Western Europe limits and two tectonic episods are in evidence (the first one, in the paleozoic, the second cenozoic) with a relatively quiet period corresponding to the mesozoic. INTRODUCTION GENERALE.

ί.,

1.1

1.1

ſ

i

[

ſ

Г. Е К

x ≤ 1 x ≤

1.

L

¢

. .

•

• • • •

e - 5

. -

r ~

r -(.

r

ĸ

SOMMAIRE.

	<u>Pages</u>
A] OBJET ET METHODES	7
BJ NOMENCLATURE UTILISEE	8
I - LES FRACTURES. 1) APELLATIONS. 2) ELEMENTS CARACTERISTIQUES.	8
II - DESIGNATION DES AFFLEUREMENTS CITES DAN Le texte	1 S 10

ندر رو بر

• . . •

•

.

. .

`

`

•

)]

)

١

`*

•

.

A] OBJET ET METHODES.

i

۱

Réputés n'avoir connu qu'une seule phase de déformations principale hercynienne, le Nord de la France et le Sud de la Belgique récélent en fait les marques d'une tectonique polyphasée qui a contribué à en modeler la structure et le paysage.

La **première partie** du mémoire est consacrée à un historique général relatif, d'une part aux caractères stratigraphiques et tectoniques des formations paléozoïques et mésozoïques de cette région, d'autre part à un accident régional majeur, la Zone de Cisaillement Nord-Artois.

La **deuxième partie** est relative, d'abord, aux caractères régionaux des structures plicatives et cassantes affectant les assises paléozoïques, ensuite à une caractérisation de ces mêmes structures à l'échelle de l'observation, plus particulièrement dans les secteurs du Bas-Boulonnais, du Massif de la Tombe (environs de Charleroi, Belgique) et de l'Avesnois (Fig. 1).



Fig. 1.- Localisation des grands secteurs étudiés. 1, étendue d'un secteur.

L'interprétation mécanique des structures par la mise en œuvre de plusieurs méthodes d'approche, permet de controler les résultats.

1.1

٦.

. .

 $\sim \chi$

.

.

٦

n

)

. 1

1

Ņ

. ,

,

La confrontation des conclusions partielles acquises dans chacun des secteurs, à travers ces différentes analyses conduit à proposer une succession interprétée des structures affectant les assises paléozoïques.

La **troisième partie** est consacrée à l'analyse des structures affectant les terrains d'âge Jurassique, Crétacé et Quaternaire.

La quatrième partie est relative à une confrontation des successions de structures mises en évidence dans les deux chapitres précédents, puis à les intégrer aux données relatives à l'Europe du Nord-Ouest : ce qui permet, d'une part de replacer l'évolution structurale du Nord de la France et du Sud de la Belgique dans un cadre plus vaste, d'autre part d'en dater chacun des épisodes.

B] NOMENCLATURE UTILISEE.

I - LES FRACTURES.

1) APPELLATIONS.

Au cours de ces dernières décennies, le vocabulaire désignant les diverses surfaces de rupture mécanique, qui correspondent à autant de surfaces d'anisotropie, s'est grandement enrichi et les définitions des termes ont grandement évolué.

Aprés les essais de classifications descriptives (Daubrée, 188); Reid et <u>al</u>., 1913; Billings, 1946 et 1973; Hills, 1963; Price, 1966) qui introduisent des termes (leptoclases, paraclases ...) difficiles à utiliser lors des levers systématiques de terrain; on s'est orienté vers des différenciations basées sur l'échelle d'observation avec :

- d'une part des discontinuités non cartographiables, appelées diaclases, s'il n'y a pas eu de mouvement relatif des deux compartiments, ou joints (peu ou pas de mouvement relatif),

- d'autre part des discontinuités cartographiables, appelées failles (Kelley et Clinton, 1960), c'est cette classification que j'ai adopté dans toute mes travaux.

Ces dernières années (Foucault et Raoult, 1979; Bles et Feuga, 1981) un autre vocabulaire a pris forme :

- les termes de diaclases et de joints ont été rapportés à des discontinuités dont les lèvres sont jointives et qui ne présentent pas de traces de mouvement relatif des deux compartiments, l'attitude de ces discontinuités par rapport à la stratification ou à la schistosité permet de les différencier : les diaclases sont perpendiculaires à ces plans de référence, les joints leurs sont obliques;

- le terme de faille désigne une discontinuité dont les compartiments présentent des traces de mouvement relatif et celà quelque soit l'échelle d'observation;

- le terme de fente est rapporté à des fractures ouvertes en forme de boutonnière.

La confusion dans la signification du terme de joint est entretenue par :

i) l'utilisation de ce dernier dans des expressions telles "joint de stratification" ou "joint de schistosité" désignant des plans parallèles à ces deux systèmes de référence,

ii) la traduction usuelle du mot anglais "joint" par fracture,

l

ί

iii) l'identification délicate de ce type de discontinuités lorsque, plusieurs rejeux se traduisent par des mouvements suivant des joints initiaux (ou diaclases) : ils peuvent s'ouvrir et être tapissées de minéralisations par exemple.

En conclusion, pour désigner ce type de structure, j'utiliserai désormais les conventions suivantes :

- celles ouvertes en forme de boutonnière (refermées aux deux extrémités, Fig. 2) seront appelées fentes,

- celles d'origine mécanique ,à lèvres jointives, ouvertes, striées ou non et d'échelle décimétrique à hectométrique seront appelées <u>fractures</u>,

 celles à lèvres jointives, ouvertes, striées ou non et d'échelle kilométrique ou plus (donc cartographiables) seront appelées <u>failles</u>.



tente

fracture

50 cm,

Fig. 2.- Représentation schématique des différentes fractures observées.

2) ELEMENTS CARACTERISTIQUES.

Les fractures (et les structures) seront caractérisées de la manière suivante :

- 120°/NW 60° : fracture de direction N 120, à pendage vers le NW de 60°;

- 120°-130°/NW 60°-70° : ensemble de fractures de directions comprises entre N 120 et N130, à pendage vers le NW allant de 60° à 70°;

- N 120-130 : ensemble de fractures de directions comprises entre N 120 et N 130.

II - DESIGNATION DES AFFLEUREMENTS CITES DANS LE TEXTE.

Afin de simplifier la présentation des observations effectuées dans les différents secteurs de la région examinée, les affleurements (ou sites) sont : ,

`

• •

`

• •

. .

)

þ

,

,

•

•

- pour ceux relatifs aux terrains paléozoïques, désignés par des lettres majuscules suivies d'un chiffre romain et répertoriés avec leurs caractéristiques (coordonnées, nature de l'affleurement, nombre de mesures) dans l'annexe I.

Lorsque celà fut nécessaire, plusieurs zones structuralement ou stratigraphiquement homogènes ont étè distinguées à l'intérieur des sites, elles sont alors désignées par une lettre majuscule.

Exemple : site MT IVB = affleurement_du Massif de la Tombe nº IV, zone B.

- pour ceux relatifs aux terrains de la couverture post-paléozoïque, désignés par des lettres suivies d'un chiffre et inventoriés en annexe I.

Exemple : site Li 3 = affleurement n° 3 de la feuille de Lille à 1/50 000.

PREMIERE PARTIE

l.

ť

τ.,

i C

`

ſ

Ç.

• - -

~~

HISTORIQUE GENERAL.

SOMMAIRE.

Ρ	a	a	ē	S
---	---	---	---	---

. .

ς.

AJ HISTORIQUE RELATIF AUX TERRAINS PALEOZOIQUES13
I - LES GRANDES UNITES TECTONIQUES
II - LES EVENEMENTS PALEDZOIQUES
BJ HISTORIQUE RELATIF AUX TERRAINS MESOZOIQUES19
I - LES DONNEES PALEOGEOGRAPHIQUES ET STRATI- GRAPHIQUES
II - LES EVENEMENTS MESOZOIQUES
CJ UN TRAIT STRUCTURAL MAJEUR : LA ZONE DE CISAILLEMENT NORD-ARTOIS
I - CARACTERES
II - AGE DES JEUX
III - LES DONNEES EN PROFONDEUR

Dés les années 1920, grâce aux travaux de différents géologues cherchant avec obstination les terrains houillers (dont Barrois, Cornet, Dumont, Fourmarier, Gosselet et Pruvost), les grandes lignes de la géologie régionale sont connues. Ce n'est que vers les années 1970, et à l'instigation des géologues belges, que de nouvelles découvertes conduisent à une conception différente.

A] HISTORIQUE RELATIF AUX TERRAINS PALEOZOIQUES.

I - LES GRANDES UNITES TECTONIQUES.

La région étudiée, du Boulonnais à l'Ardenne, appartient à l'orogène hercynien (Fig. 3) et principalement à la zone rhéno-hercynienne qui chevauche la zone externe autochtone au N par l'intermédiaire du front varisque (Robaszynski et Dupuis, 1983). Ce front est représenté régionalement par un ensemble de failles chevauchantes à pendage Sud, la principale étant la Faille du Midi qui fait chevaucher le Synclinorium allochtone de Dinant sur celui de Namur plus septentrional (Du Souich, 1839; Du Fresnoy et De Beaumont, 1841; Gosselet, 1860; Dormoy, 1862; Cornet et Briart, 1863; Gosselet, 1874; Cornet et Briart, 1876).



Fig. 3.- Schéma structural d'une partie de la chaîne varisque européenne : 1. principaux chevauchements; 2. bassins dévono-carbonifères externes; 3. plateformes ou blocs avec peu ou pas de déformation varisque; 4. grands décrochements. Cette structuration reconnue très tôt a fortement marqué la géologie régionale, ceci s'est traduit dans les descriptions par une confusion entre les termes de bassin et de synclinorium.

Classiquement, le domaine hercynien de l'Ardenne est considéré comme affecté de plis principaux rattachés aux tectogenèse calédonienne et hercynienne, soit du Nord au Sud (Fig. 4) :

+ une zone anticlinale ou Anticlinal du Brabant constituée essentiellement de terrains du Paléozoïque inférieur (Cambro-Silurien);

+ une zone synclinoriale, le Synclinorium de Namur, avec des séries du Paléozoïque supérieur (Dévonien moyen à Westphalien D) discordantes sur celles plus anciennes d'âge Silurien;

+ une zone fortement perturbée, la Ride du Condroz, où est située la Faille du Midi accompagnée de chevauchements plus accessoires;

+ une zone dont la partie septentrionale au moins est considérée comme allochtone, l'Ardenne méridionale, avec des formations d'âge Dévonien inférieur discordantes sur le substratum Cambro-Silurien. On y distingue du Nord au Sud : - le Synclinorium de Dinant,

- une zone anticlinale dont le coeur est représenté par les massifs calédoniens de Rocroi, Serpont et Stavelot,

- le Synclinorium de l'Eifel,

、

`

'n

١

۱

. .

•

•

.

- une zone anticlinale avec le massif calèdonien de Givonne en son coeur.

II - LES EVENEMENTS PALEOZOIQUES.

Aprés le plissement des séries flyschoïdes (4000m) d'âge Cambro-Silurien lors de l'orogenése calédonienne, la mer revenait au Dévonien, en transgression à partir du Sud et les dépôts s'organisaient en une mégaséquence sédimentaire.

Dans le futur Synclinorium de Dinant, la transgression s'opère lentement, avec des tendances au retrait (sédiments détritiques) durant le Dévonien inférieur; le maximum de subsidence étant localisé dans ce qui deviendra le Synclinorium de l'Eifel.



)

]

Fig. 4.- Ecorché infra-Mésozoïque du Nord de la France et du Sud de la Belgique :

1, Permien; 2, Namurien-Westphalien; 3, Tournaisien-Viséen; 4, Dévonien moyen et supérieur; 5, Dévonien inférieur; 6, Silurien; 7, Cambrien; 8, Faille du Midi; 9, faille subverticale; 10, localité (documents consultés : carte géologique de la France à 1/320 000; CFP et al., 1965; carte tectonique de la France à 1/1 000 000; documents personnels et inédits; Legrand, 1968). Au Dévonien moyen, les dépôts devenaient progressivement carbonatés (Fig. 5) et ce jusqu'au Famennien, période au cours de laquelle la sédimentation reprenait un caractère détritique (Waterlot, 1974).

Puis en écho à la phase bretonne de l'orogenèse hercynienne, la mer se retirait de certains secteurs du futur Synclinorium de Namur.

Au Strunien, la transgression marine reprenait mais le centre de subsidence maximum se déplaçait vers le Nord à la latitude de Dinant, la sédimentation à caractère carbonaté devenait prépondérante.

Au Viséen supérieur, la phase sudète de l'orogenèse hercynienne se traduisait par des brèches intraformationnelles (Beugnies, 1976b; Hoyez, 1971), par des karsts à remplissage d'âge Namurien basal (Bouckaert, 1967) et par le passage d'une sédimentation carbonatée à une sédimentation détritique au Namurien (Bouroz, 1963b; Pirlet, 1972; Beugnies, in Fransolet et Pirlet, 1972).

Au Carbonifère supérieur, la zone de subsidence maximale occupait le futur Synclinorium de Namur. Bouroz (1950) module les interprétations en terme de bassin et constate que la subsidence y est d'ampleur inégale, ceci étant matérialisé par la différence d'épaisseur de la série houillère en différents points (avec pour argument supplémentaire le fait que, pour une assise donnée, le nombre de toits et de murs des veines de houille est plus grand pour un même intervalle de temps là où la série est plus épaisse); il suppose donc que la plateforme houillère pouvait s'enfoncer dans certaines régions alors qu'elle restait immobile au même moment dans d'autres.

.

`

)

.)

)

`

A la fin du Westphalien la phase asturienne, annoncée par l'abondance de niveaux conglomératiques, de grés grossiers et de tonsteins dans les formations d'âge Westphalien C (Dollé, 1962; Waterlot, 1974), atteint son paroxysme et se traduit par des plis synclinaux et anticlinaux disposés en bandes parallèles au sein des Synclinoriums de Dinant et Namur (plis longitudinaux des auteurs), les couches siluriennes de la bande du Condroz sont disloquées par la Faille du Midi.

La succession des événements tectoniques postérieurs est plus délicate à préciser :

- Graulich (1955) signale dans la région de Liège, le ploiement tardif de la Faille du Midi par des plis longitudinaux locaux;

- certains auteurs s'accordent à reconnaître, localement, la formation d'ondulations transverses postérieures aux structures longitudinales; mais les âges de ces dernières sont mal définis (Lohest, 1904; Kaisin, 1935; Beugnies et <u>al</u>., 1963; Beugnies, 1964);



Fig. 5.- Colonnes stratigraphiques des terrains paléozoïques pour chacune des régions étudiées ; 1, grés; 2, calcaire; 3, calcaire dolomitique et dolomies; 4, "pélites"; 5, alternance de calcaire et de "pélites".

17

ı

- des failles subverticales d'orientations diverses et à caractère normal sont datées du Permien inférieur (post-surface d'érosion) et rattachées (Bouroz, 1959) à la phase de distension tardive de l'orogenèse hercynienne (phase saalienne). Beugnies (1976b) intégre à cette même phase, la formation de failles subverticales transverses (N 30) à jeu vertical et tangentiel ainsi qu'une ultime translation vers le Nord du Massif du Midi.

CONCLUSION .

Les formations paléozoïques (Dévonien à Carbonifère) du Nord de la France et du Sud de la Belgique ont été affectées par une succession de déformations, qui leur ont donné l'essentiel de leurs structures au cours de l'orogenèse hercynienne, comme l'indiquait déjà Fourmarier (1925) : <<le massif de terrains paléozoïques de l'Ardenne recouvrant le grand charriage du Condroz (Faille du Midi) a évolué comme une seule unité tectonique, mais de façon complexe et il y a lieu de distinguer dans ces déformations plusieurs stades successifs marqués chacun par la production de fractures d'un type différent>>.

B] HISTORIQUE RELATIF AUX TERRAINS MESOZOIQUES.

Après l'orogenèse hercynienne et jusqu'au début du Jurassique, le Nord de la France et le Sud de la Belgique concervent un caractère continental. L'invasion marine liassique n'intéresse que le "golfe du Boulonnais" (Fig. 6); aprés la régression fini-Jurassique, il faut attendre le Crétacé supérieur pour que l'ensemble de la région soit recouvert par la mer (Fig. 7).



Fig. 6.- Paléogéographie au Jurassique :

 continent probable au Jurassique moyen; 2, limite d'extension septentrionale actuelle du Lias; 3, limite d'extension actuelle du Bathonien; 4, limite d'extension actuelle du Kimméridgien. (d'aprés Colbeaux et al., 1977).



Fig. 7.- Paléogéographie au Crétacé supérieur :

1, limite actuelle du Cénomanien et zones à subsidence marquée ("cuves"); 2, limite probable du continent au Cénomanien; 3, aire actuellement dépourvue de formations d'âge Crétacé; 4, continent probable au Campanien; 5, extension de la craie campanienne; 6, gisement de craie phosphatée d'âge Campanien; d'après Colbeaux et <u>al</u>. (1977).

I - LES DONNEES PALEOGEOGRAPHIQUES ET STRATIGRAPHIQUES.

La couverture mésozoïque comprend deux ensembles bien distincts : les assises d'âge Jurassique (310 m maximum) étudiées en Boulonnais et les assises d'âge Crétacé (200 m) réparties sur l'ensemble de la région Nord (Fig. 8). 2

Aprés la pénéplénation post-hercynienne, les premiers dépôts connus sont continentaux et d'âge Rhétien.

La mer transgressa ensuite au Lias, l'environnement sédimentaire était celui d'une zone littorale avec le dépôt de sédiments alternativement détritiques et carbonatés. Si la succession des faciés d'âge Jurassique est bien connue (Bonte, 1969) le contenu faunistique quant à lui a grand besoin d'être révisé, aussi les coupures retenues seront celles de la notice de la feuille géologique de Marquise à 1/50 000.

Dans le Boulonnais, les formations d'âge Lias à Kimméridgien inférieur sont de nature essentiellement argileuse, admettant quelques passées plus ou moins lenticulaires, gréseuses ou carbonatées, d'âge Bathonien et Oxfordien.

Les formations d'âge Kimméridgien supérieur et Portlandien, tout en conservant un caractère argileux prépondérant (Fig. 9), présentent des rythmes sédimentaires carbonatés et gréseux bien exprimés; elles sont parfaitement exposées sur la côte soit en falaise, soit sur l'estran.

L'instabilité des aires sédimentaires à la fin du Jurassique se traduit par le retrait graduel de la mer, le dépôt de faciés carbonatés et lagunaires rattachés au Purbeckien suivi des sédiments argilo-sableux à faciés Wealdien.

Suite au dépôt des formations marines détritiques d'âge Aptien-Albien suivi d'un premier retrait, la mer reviendra à nouveau en transgression en déposant un poudingue de base diachronique.

Puis les faciès seront de plus en plus carbonatés pour aboutir aux craies blanches d'âge Turonnien supérieur.

Le Crétacé terminal et le Montien sont marqués par leur caractère régressif qui se traduit par l'abondance des "hard-grounds", des niveaux phosphatés et le passage à une faune de plus en plus littorale (Robaszynski, 1979).



ì

1

Fig. 8.- Carte géologique schématique du Nord de la France et du Sud de la Belgique :

Les failles subverticales affectant la couverture ne sont pas représentées : 1, Quaternaire; 2, Tertiaire; 3, Crétacé; 4, Jurassique; 5, Trias; 6, Paléozoïque; 7, localité; 8, frontière; 9, côte (d'aprés : carte géologique de France à 1/1 000 000; carte géologique de Belgique à 1/500 000).

٤.

Les assises d'âge Crétacé ont de tout temps attiré l'attention des paléontologistes et géologues de terrain. La coupe du Cap-Blanc-Nez (Fig. 9) est la plus complète et sert de référence (Philips, 1819; d'Archiac, 1839, 1851; Chellonneix, 1872; Amédro et <u>al</u>., 1976).

,



Fig. 9.- Colonne stratigraphique schématique des formations d'âge Mésozoïque dans le Boulonnais.

II - LES EVENEMENTS MESOZOIQUES.

U

i ...

. .

ľ.

r

L

Ì.

i.

1

ί.

. .

ì.

1 .

i.

1 -

i.

7

ŝ

. .

~

r

r -

En ce qui concerne les traits structuraux, l'image est :

 - d'une part, celle d'une série d'ondulations longitudinales (E-W) et transverses (N-S), déduites soit dans les formations d'âge Jurassique (Fisher, 1961, bordure de l'Ardenne), soit dans les formations crétacées (Briquet, 1924),

- d'autre part, de failles subverticales d'orientations diverses découpant le tout.

Les relations entre les assises d'âge Jurassique et Crétacé étant essentiellement visibles en Boulonnais, c'est à cette région que restent attachés les principaux concepts tectoniques : d'aprés les auteurs deux phases tectoniques affecteraient les strates d'âge Mésozoïque (et donc Paléozoîque), l'une à la limite Jurassique-Crétacé, l'autre post-Crétacé :

+ une phase à la limite Jurassique-Crétacé.

Dés 1893, Parent suggèra l'existence de deux épisodes tectoniques : l'un d'âge anté-Wealdien - post-Portlandien aurait ployé et fracturé les couches d'âge Jurassique, l'autre anté-Aptien - post-Wealdien a repris les failles antérieures.

En 1925, Pruvost propose une phase boulonnaise ou "néocimmérienne" d'âge anté-Wealdien, responsable d'une tectonique cassante et de plis de faible amplitude à axes N 110.

Bonte (1969) conteste l'importance de cette phase et notamment l'existence d'un chevauchement au Cap-Gris-Nez que Pruvost (1925) interprétait comme né de contraintes tangentielles. Bonte pense qu'il m'y aurait eu qu'émersion du Boulonnais au cours d'une période allant du Portlandien à l'Aptien corrélativement à un gauchissement d'ensemble accompagné d'un relévement de l'arrière pays (Artois).

- Données cartographiques.

Sur les feuilles géologiques à 1/50 000 de Marquise et Guines, les strates d'âge Wealdien et Apto-Albien reposent sur l'une quelconque des formations antérieures allant du Purbeckien au Silurien.

- Données sédimentologiques.

Ager et Wallace (1966) suggèrent qu'une certaine activité tectonique peut être décelée par l'analyse des formations d'âge Portlandien qui :

 - d'une part, contiennent des niveaux de poudingues de plus en plus nombreux vers le sommet (galets de roches d'âge Jurassique et Paléozoïque),

 - d'autre part, renferment une faune dont la répartition cyclique indique une instabilité du rivage. Carter et Destombes (1972) ont observé à l'occasion de leurs travaux relatifs à la stratigraphie du Cénomanien entre Douvres et Sangatte, l'absence de zones à Foraminifères au droit d'anticlinaux côtiers (orientations axiales W-E) et à la base de l'étage, ils l'interprétent comme liée au caractère "vivant" de ces structures durant le Cénomanien inférieur. . . .

`

.

`

. .

. .

•

.

١

• •

`

. .

7.5

- Données marines.

A l'aide de profils de réflexion sismique controlés à l'aide de carottages, Auffret et Colbeaux (1977) ont mis en évidence une discordance angulaire (5° à 10°) des formations d'âge Crétacé supérieur sur celles à faciés Wealdien. En effet, les strates d'âge Wealdien à Jurassique sont :

- d'une part, ployées à l'approche des failles longitudinales (N 100-110), les plis sont interprétés de second ordre par rapport aux accidents à caractère décrochant dextre,

- d'autre part, recouvertes en discordance par les formations monoclinales d'âge Crétacé supérieur.

+ Une phase post-Crétacé.

Pour Gosselet (1908, 1910) certaines failles longitudinales (N 110) subverticales qui affectent l'Artois sont la traduction du rejeu de failles hercyniennes au cours d'une période post-Eocène.

Pruvost (1925) confirme cette opinion en la nuançant, soulignant que les rejets verticaux dans la série d'âge Jurassique sont généralement le double de ceux observés dans les terrains crétacés, ce qui le conduit à proposer un âge tardi-Jurassique à la phase principale de rejeu des failles hercyniennes.

Bouroz (1956), étudiant ces failles en Artois, relève que l'une d'entre elles (la Faille de Marqueffles) a une composante de déplacement horizontale dextre.

Pour Bonte (1969) c'est une phase "épicrétacée" (ou artésienne) qui est responsable du bombement Weald-Artois (anticlinal de l'Artois de Delattre, 1969) et les accidents longitudinaux ne seraient que le résultat de réajustements tectoniques. C'est à cette même phase que sont rattachés, d'une part la formation de l'anticlinal du Mélantois (région Sud de Lille, Waterlot, 1969b), d'autre part les plis décrits par Celet (1956, 1969) sur la feuille géologique de Cambrai à 1/50 000.

- Données cartographiques.

Les niveaux supérieurs de la craie sont d'âge Campanien et tant en Artois qu'en Boulonnais, il y a lacune du Paléocène inférieur.

Données sédimentologiques .

L'Artois a joué lors de la sédimentation tertiaire le rôle d'un seuil, d'abord faible à l'Yprésien inférieur (Feugueur, 1963), puis définitif au Lutétien moyen (Pomerol, 1971).

- Données structurales .

Bordé par des failles subverticales, l'Artois est globalement structuré en horst (Fig. 10). Ces failles sont le prolongement orientale de celles dont le jeu en décrochement fut évoqué dans le paragraphe précédent. - 25 -



Fig. 10.- Coupes transverses à l'Artois (d'aprés Auffret et Colbeaux, 1977).

Conclusion .

l

r

ί

,

L.

r

L

÷

~

.....

× .

Dans la mesure où ce sont les mêmes failles qui ont joué du Jurassique au Tertiaire, il est préférable de ne pas parler de phases tectoniques, mais plutôt de périodes d'instabilité tectonique : l'une anté ou post-Wealdien, l'autre Eocène.

C] UN TRAIT STRUCTURAL MAJEUR : LA ZONE DE CISAILLEMENT NORD-ARTOIS.

En 1974, Colbeaux proposait de regrouper dans la Zone de Cisaillement Nord-Artois (Fig. 11) les failles subverticales suivantes : la Faille de Lille-Dunge Ness (Auffret et Colbeaux, 1977), la Faille bordière du Massif du Brabant (Legrand, 1968), une série de failles subverticales en échelon du Bassin Houiller Nord -Pas-de-Calais. . .



Fig. 11.- Les principales failles subverticales composant la Zone de Cisaillement Nord-Artois.

I - CARACTERES.

Le caractère décrochant dextre de ces failles est attesté par : — le décalage horizontal de la cuvette d'Hazebrouck aux toits des formations d'âges Turonien moyen (6km; Caulier, 1974) et Landénien (5 à 6km; Colbeaux et <u>al</u>., 1978);

 le décalage horizontal de failles transverses
 (N 30) dans la région d'Hazebrouck (3 km; Colbeaux et al., 1978);

- les plis de deuxième ordre affectant les assises d'âge Jurassique en Boulonnais et en Manche orientale (Auffret et Colbeaux, 1977); les fractures de "Riedel" R et R' qui les accompagnent au Cap Gris-Nez et dans la région lilloise (Colbeaux, 1975b; Colbeaux et <u>al</u>., 1975);

- les stries de glissement inclinées de 30° au plus sur l'horizontale et relevées dans les formations d'âge Crétacé sur des fractures de même orientation;

- le décalage horizontal (5,6 km) des formations d'âge Dévonien moyen et supérieur au NE de Namur (Legrand, 1968);

- la disposition en échelon des failles affectant le Bassin Houiller.

II - AGE DES JEUX.

e 5

ί.

ι.,

i,

ſ

i

£

į.

ι

ſ

ι

(

ι

. .

λ.

 $r \rightarrow$

. .

. .

X ...

(⁻⁻⁻ --

17

Beugnies in Colbeaux et <u>al</u>. (1977) a démontré le jeu au Tournaisien inférieur de la Zone de Cisaillement Nord-Artois.

Puis aprés un nouveau jeu à la fin de l'Hercynien (post-Westphalien - anté-surface d'érosion posthercynienne), un rejeu postérieur à la pénéplénation tardi-hercynienne est mis en évidence par les rejets verticaux différenciés aux toits des formations d'âges Paléozoïque et Jurassique : respectivement 150m et 50m dans le Boulonnais par exemple (Pruvost, 1921).

La discordance angulaire de 5° à 10° relevée au contact Wealdien-Crétacé supérieur (Auffret et Colbeaux, 1977; Robaszynski et <u>al</u>., 1980) permet de dater la phase de coulissage accompagnée du ploiement des couches (plis de deuxième ordre) d'un âge fini à post-Jurassique - anté-Crétacé supérieur.

Enfin le toit de la craie (Crétacé) est partout affecté (Caulier, 1974). En Belgique la Faille bordière du Massif du Brabant présente plusieurs épisodes de rejeu (Legrand, 1968) : l'un post-Wealdien - anté-Yprésien, l'autre post-Yprésien terminal.

III - LES DONNEES EN PROFONDEUR.

La Zone de Cisaillement Nord-Artois est également décelable en profondeur comme en témoignent les documents géophysiques (carte gravimétrique au 1/320 000, carte magnétique au 1/1 000 000). Au Nord de Douai et Maubeuge, une zone arquée à fort gradient gravimétrique (variation de 30 mgal en un peu moins de 30 km) relie l'anomalie positive localisée en Belgique au droit du Massif du Brabant, à la vaste anomalie négative soulignant le Synclinorium de Dinant. Cette brusque variation n'est que partiellement expliquée par la présence du Bassin Houiller, une autre cause (faille de socle) doit être recherchée (Wéber, 1974, communication orale). On notera également que les courbes d'isoanomalies magnétiques soulignent la Zone de Cisaillement Nord-Artois.

En 1956, Jones proposait d'interpréter les anomalies de Bouguer en terme d'épaisseur de la croute jusqu'au Moho (60 km sous l'Ardenne, 20 km sous le Nord et l'Ouest de la Belgique), la zone à fort gradient mise en évidence par les anomalies gravimétriques est superposée à la zone de transition. Même si à la lumière des données du profil ECDRS (Bouckaert et <u>al</u>., 1988; Cazes et <u>al</u>., 1985; Raoult et Meilliez, 1986) l'interprétation de Jones doit être modulée, la Zone de Cisaillement Nord-Artois correspondrait à la limite de deux blocs de l'écorce d'épaisseurs différentes (Brabançon au Nord, Ardennais au Sud).

Les séismes à hypocentres peu profonds (10 à 15 km) sont disposés en arc de part et d'autre de la Zone de Cisaillement Nord-Artois (Ahorner, 1970; Fourmarier, 1926; Fourmarier et Legraye, 1926; Fourmarier et Somville, 1926; De Montessus de Ballore, 1926). Les solutions des mécanismes aux foyers des séismes indiquent dans la partie belge un jeu en décrochement de type dextre (Ahorner, 1970; Melchior ed., 1985). Il faut donc envisager des jeux actuels de la Zone de Cisaillement Nord-Artois; ils pourraient être la continuité de ceux mis en évidence sur la feuille d'Hazebrouck à 1/50 000 (Colbeaux et <u>al</u>., 1978) ; au moins anté-Eémien (3 km, dextre) et tardi-Glaciaire.

CONCLUSION.

La Zone de Cisaillement Nord-Artois se présente comme un trait rhegmatique ayant joué plusieurs fois :

- au Tournaisien inférieur (fin du Tnla);

- lors d'une période postérieure à la mise en place de la surface d'érosion tardi-hercynienne et antérieurement au Jurassique;

- post-Jurassique - anté-Crétacé supérieur avec un caractère décrochant dextre; κ.,

r I

L.

r

λ...

ſ

ĺ

[

(

r l

1

1.

r - - -

,- - -

λ,

1.

•

r .

....

·---

X = 1

r

- post-Yprésien - anté-Eémien;

- Actuel avec le même caractère.

Le déplacement dextre enregistré, d'une part en Belgique dans les formations d'âge Paléozoïque est de 5,6 km, d'autre part en France et au cours de la période post-yprésienne de 3 km. · . . · • ` ٦ ١ , - 1

. .

· •

DEUXIEME PARTIE

.

 $\tilde{k}_{1,2}$

,

κ.

1

 \sim

•

. .

. .

.

 $e^{i\alpha}$

у (т. т. 1

 LES STRUCTURES DES TERRAINS PALEOZOIQUES.

SOMMAIRE.

AJ A L'ECHELLE REGIONALE
I - DONNEES GENERALES
 II - LE BASSIN HOUILLER NORD - PAS-DE-CALAIS
BJ A L'ECHELLE DES SECTEURS D'ETUDE
 I - LE MASSIF PALEOZOIQUE DU BAS-BOULONNAIS61 1) DONNEES HISTORIQUES. a) Stratigraphie. b) Tectonique. 2) LES SITES D'OBSERVATION. 3) LES OBSERVATIONS MESOSTRUCTURALES. a) Les structures plissées. b) Les structures cassantes. c) Les relations entre les structures. 4) COHERENCE ENTRE LES DONNEES DE TERRAIN ET LES DONNEES HISTORIQUES. a) L'Unité du Haut-Banc. b) Le contact entre l'Unité d'Hydrequent et l'Unité du Haut-Banc à la carrière de Basse Normandie (secteur 8 VII). c) Coupes transverses au Massif paléozoique du Bas-Boulonnais : le problème de la Faille de Ferques. 5) PROPOSITIONS EN VUE DE L'ETABLISSEMENT D'UN NOUVEAU SCHEMA STRUCTURAL DU MASSIF PALEOZOIQUE DU BAS-BOULONNAIS. a) Coupe longitudinale du Massif, construite et équilibrée au 1/5000. b) Commentaires. c) Proposition de nouvelles unités structurales.

. . .

۰

Pages

- a) Stratigraphie.
- b) Tectonique.
- 2) LES SITES D'OBSERVATION.
- 3) LES OBSERVATIONS MESDSTRUCTURALES.
 - a) Les structures plissées.
 - b) Les structures cassantes.
 - c) Les relations entre les structures.
- 4) COHERENCE ENTRE LES DONNEES DE TERRAIN ET LES DONNEES HISTORIQUES.
 - a) Les failles subverticales.
 - b) Les failles chevauchantes.

- 1) DONNEES HISTORIQUES.
 - a) Stratigraphie.
 - b) Tectonique.

r .

į.

r

i.

τ

1.

1 -

÷.

~

- 2) LES SITES D'OBSERVATION.
- 3) LES OBSERVATIONS MESOSTRUCTURALES.
 - a) Les structures plissées.
 - b) Les structures cassantes.
 - c) Les relations entre les structures.
- 4) COHERENCE ENTRE LES DONNEES DE TERRAIN ET LES DONNEES HISTORIQUES.

- 1) ORIENTATION DU RACCOURCISSEMENT.
 - a) Rappels théoriques.
 - b) Essai d'application aux plis observés.
- 2) SIGNIFICATION DES STRIES RELEVEES SUR LES SURFACES DE BANCS.
- 3) LES CHEVAUCHEMENTS INTRA-BANCS ET LA LENTICULATION TECTONIQUE.

- 1) LES FRACTURES A FORT PENDAGE.
 - a) Les méthodes d'interprétation.
 - b) Quelques exemples d'application.
 - c) Conclusion.
- 2) LES FRACTURES A FAIBLE PENDAGE.
 - a) Caractères généraux.
 - b) Les problèmes rencontrés.
 - c) Les méthodes d'interprétation.
 - d) Quelques exemples d'application.

Les structures affectant les terrains paléozoïques (Dévonien à Carbonifère) seront abordées à différentes échelles : la région Nord de la France et du Sud de la Belgique, puis le Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais, puis enfin, les secteurs d'étude (Boulonnais, Massif de la Tombe, Avesnois).

Afin de simplifier la présentation, nous envisagerons successivement : les structures plissées, les structures cassantes (failles à l'échelle régionale, fractures à l'échelle des sites), les relations entre les structures.

A] A L'ECHELLE REGIONALE.

- I DONNEES GENERALES.
 - 1) LES STRUCTURES PLISSEES.

a) CARACTERES.

D'aprés les cartes géologiques, les plis ont des traces de plans axiaux orientées N 100-110 à l'Ouest de la région, E-W au centre, N 70-80 à l'Est (Fig. 12) : ce sont les plis longitudinaux des auteurs.

L'analyse structurale met en évidence qu'ils sont généralement arrondis à surface axiale subverticale, ou légérement dissymétriques avec alors une surface axiale fortement pentée vers le Sud; les plis deviennent franchement dissymétriques et couchés avec une surface axiale à pendage moyen à faible, dans la partie méridionale ou dans les écailles de chevauchement.

Dans la plupart des cas, du fait des pendages moyens à forts de leurs flancs, ils sont aisément visibles sur le terrain et identifiables dans les constructions stéréographiques.



Fig. 12. - Les plis longitudinaux principaux dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique : 1, synclinal; 2, anticlinal.

De nombreux auteurs (Fourmarier, 1934; Beugnies et al., 1963 par exemple) constatent régulièrement à la suite de levers cartographiques l'ennoyage et la surélévation des grands plis longitudinaux, ils ont alors proposé l'existence de plis transverses ayant une apparence en relais. Beugnies en 1976, dans son étude du Massif de la Tombe en figurait quelques uns, soit symétriques (Fig. 13), soit dissymétriques aux abords de failles chevauchantes transverses.



Fig. 13.- Allure de quelques plis transverses du Massif dela Tombe :

D'aprés Beugnies, 1976 b : A, localisation des secteurs B et C; 1, faille chevauchante; 2, faille subverticale; 3, limite de formation; 4, niveau repère dans le Frasnien moyen (Fr2b); 5, limite Frasnien moyen-Frasnien supérieur (Fr3); 6, secteurs B et C; 7, position de la coupe; Fa2, Famennien; V3b, Viséen; W, Westphalien.

b) ESSAI DE QUANTIFICATION DES RACCOURCISSEMENTS.

+ Les plis longitudinaux .

Les coupes de plis longitudinaux publiées par divers auteurs ont été collectées (Fig. 14), puis le calcul du raccourcissement lié au plissement fut effectué en déroulant les structures. Les coupes choisies sont, dans leur majorité, orthogonales aux plis et l'influence des failles fut annulée en ramenant les couches dans leur position initiale (postplissement, anté-fracturation). Dés lors, à l'aide d'épingles et d'un fil il fut possible de comparer les longueurs des couches avant et aprés plissement, puis de calculer les pourcentages de raccourcissements.



Fig. 14.- Localisation de coupes transverses aux structures longitudinales : 1, massifs calédoniens; 2, faille subverticale; 3, Faille du Midi; 4, emplacement des coupes; 5, numéro de la coupe; 6, valeur du raccourcissement en %; 7, localité.

<u>Trois ensembles homogènes</u> vis à vis de la déformation ployante peuvent être mis en évidence.

<u>– Un ensemble au Nord de la Faille du Midi</u> avec des raccourcissements de l'ordre de 2,5% à 7% (Fig. 15), caractérisé par des strates monoclinales ou affectées de plis arrondis à surfaces axiales subverticales.

<u>– Un ensemble à cheval sur</u> le tracé actuel de <u>la Faille du Midi</u> (10 km au Nord, au moins 5 km au Sud) intéresse les unités chevauchées et chevauchantes (écailles de poussée) qui ont subi des raccourcissements allant de 24% à l'Duest, pour atteindre 60% dans le Borinage (région de Mons), avant de revenir à des valeurs de 43% dans la région de Liège : les plis y sont dissymétriques et couchés, les flancs inverses peuvent être étirés jusqu'à la rupture (Fig. 15).

- Un ensemble au Sud de la Faille du Midi caractérisé par un raccourcissement moyen de 25% (Fig. 16), avec des plis légérement dissymétriques à plans axiaux subverticaux; une légère augmentation du taux de raccourcissement (40%) peut être constatée à mi-chemin du Massif de Rocroi, au Nord de la coupe de Maubeuge, où les plis ont des surfaces axiales à fort pendage vers le Sud (Fig. 17).

Enfin, l'exploitation de la coupe synthétique du Massif de Rocroi proposée par Beugnies en 1968, indique des raccourcissements de 28,5% pour les formations d'âge Dévonien affectées de plis dissymétriques à surfaces axiales pentées Sud et de 44% pour les formations calédoniennes en plis couchés (Fig. 18).
÷.

!

ŝ

,

r



Fig. 15.- Coupes transverses localisées aux abords de la Faille du Midi (FM) :

1, d'après la feuille de Marquise à 1/50 000; 2 à 6, Bouroz et al., 1963; 7, Delmer, 1977; 8, Delmer et Tricot, 1976; 9 et 10, Beugnies, 1976b; 11, Graulich, 1961; 12, Graulich, 1955. L'allure des couches est représentée en trait fort, les failles en trait fin, la valeur du raccourcissement en %.



Fig. 16.- Coupes transverses localisées au Sud de la Faille du Midi : 13. d'aprés la feuille de Le Quesnoy; 14. feuille de Maubeuge; 15. Chabot, 1973.



Fig. 17.- Coupes transverses localisées au Sud de la Faille du Nidi : 16. feuille d'Avesnes; 17. feuille de Givet; 18. Bouckaert et al., 1976.



Fig. 18.- Coupes transverses localisées dans et au Nord du Massif calédonien de Rocroi : 19. d'aprés Beugnies, 1968; 20 et 21. Asselberg, 1940.

Il faut préciser que les coupes n'ont pas toutes la même valeur : celles du bassin houiller résultant des travaux miniers (coupes 2 à 12, Fig. 15) sont d'une grande fidélité, il en est de même pour quelques coupes établies lors de travaux routiers (15 et 18, Fig. 16 et 17); les autres sections ont été interprétées par différents auteurs à partir de levers de terrain. Malgré tout, les valeurs de raccourcissement calculées sont homogènes.

+ Les plis transverses.

Les plis transverses (N 156-45) d'èchelle décamétrique à kilométrique sont généralement arrondis et impliquent des raccourcissements faibles de l'ordre de 5 % lorsqu'ils sont symétriques et de 19 % avec un caractère dissymétrique (vergence Est).

2) LES FAILLES.

Deux grands types de failles sont figurées sur les cartes géologiques (Fig. 19) : des failles subverticales et des failles chevauchantes.



Ļ

Fig. 19.- Les principales failles affectant les couches paléozofques dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique.

a) LES FAILLES SUBVERTICALES.

Certaines appartiennent à la Zone de Cisaillement Nord-Artois, décrite dans la première partie (Ch. C). D'autres ont ont des directions essentiellement N 20-40, N 60-70, N 90 et N 110-130.

b) LES FAILLES CHEVAUCHANTES.

Leurs lignes d'affleurement, tout au moins pour les plus importantes d'entre elles, soulignent la virgation autour du Massif du Brabant : ce sont les failles chevauchantes longitudinales des auteurs.

+ La Faille du Midi.

Deux cartes hypsométriques de la surface de la Faille (l'une à l'Ouest par Stiévenard, 1949; l'autre à l'Est par Delmer et Tricot, 1976), montrent un resserrement des isobathes à l'approche du toit des formations paléozoïques (Fig. 20) marquant ainsi le relévement de la Faille à l'approche de la surface, ce que traduisent quelques calculs de l'angle de pente moyenne sur des distances décroissantes par rapport à la trace de la Faille du Midi : Beuvrines, 5600 m, 10°; Hénin-Liétard, 4050 m, 14°; Blaugies, 3700 m, 15°; Béthune, 2000 m, 19°; Bruay, 1900 m, 23°.



Fig. 20.- Quelques extraits de cartes en isobathes de la Faille du Midi ; 1, tracé de la Faille; 2, courbe en isobathe avec indication de l'altitude; 3, courbe en isobathe probable.

Les roches localisées immédiatement au Sud de la trace actuelle de la Faille du Midi sont d'âge Gédinnien essentiellement, parfois Silurien. Les forages profonds effectués dans le Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais montrent que les formations d'âge Dévonien surmontent systématiquement une lame d'épaisseur voisine de 100 m de strates d'âge Silurien (Fig. 21). Il en est de même plus à l'Est en Belgique dans le forage de Focant, où entre les formations d'âge Famennien et Givétien qui ont été traversées jusqu'à une profondeur de 3256 m et la Faille du Midi repérée à 4500 m par prospection sismique, il est fort possible d'avoir la base du Dévonien et le sommet du Silurien.

La Faille du Midi semble donc correspondre à un vaste décollement localisé au sommet des formations d'âge Silurien.

+ Les autres failles chevauchantes.

Leur pente augmente également à l'approche du toit du Paléozoïque, les plus septentrionales d'entre-elles ont tendance en profondeur à devenir subparallèles aux states (Fig. 22).



Fig. 21.- Les formations au contact de la Faille du Midi :

), faille subverticale; 2, Faille du Midi; 3, formations d'âge Silurien (en blanc formations d'âge Gédinnien); 4, sondage; 5, épaisseur des formations d'âge Dévonien; 6, épaisseur des formations d'âge Silurien.



Fig. 22.- Variation de la pente des failles chevauchantes avec la profondeur.

A - Localisation des coupes.

B et C - D'après Bouroz et al., 1963.

- D D'aprés Delmer, 1977.
- 1, faille chevauchante; 2, allure des strates.

- 41 -

ς.

i.

١.

÷.

į

~

+ L'amplitude des déplacements.

En ce qui concerne la Faille du Midi, Fourmarier (1932), basant son raisonnement sur la répartition des faciés au voisinage de la "fenêtre" de Theux (SE de Liège), propose un déplacement Sud-Nord d'au moins 40 à 50 km.

Une coupe transverse au Bassin Houiller Nord -Pas-de-Calais, allant de Flines-les-Ráches à Monchecourt (Fig. 23), est particulièrement complète. Elle permet, en ramenant les unités chevauchantes en continuité géométrique, d'estimer à 29 km la somme des déplacements induits par les failles chevauchantes longitudinales. Cette valeur est bien supérieure au raccourcissement lié aux plis (4,1 km environ).

L'essentiel du raccourcissement s'est donc réalisé par l'intermédiaire des failles chevauchantes longitudinales .



Fig. 23.- Coupe transverse du Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais, de Monchecourt à Flines les Râches.

A - Localisation de la coupe B.

8 - G, Gédinnien; Fa, Famennien; Di, Dinantien; br, assise de Bruille, Namurien; f, assise de Flines, Namurien-Westphalien A; v, assise de Vicoigne, Westphalien A; a, assise d'Anzin, Westphalien B.

II - LE BASSIN HOUILLER NORD - PAS-DE-CALAIS.

Le bassin Houiller du Nord - Pas-de-Calais reconnu et exploité depuis plus d'un siècle, fut l'objet de nombreuses études paléontologiques. Par contre, les données structurales sont plus pauvres et intéressent essentiellement la géométrie des grands chevauchements hercyniens. Il est structuré en un vaste synclinorium dissymétrique (Synclinorium de Namur) avec un flanc Sud trés redressé à renversé et un flanc Nord à faible pendage, le Synclinorium de Dinant le chevauche au Sud par l'intermédiaire de la Faille du Midi (Fig. 24).



Fig. 24.- Carte géologique schématique du Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais ;

D'aprés Bouroz et al. (1963a) ; 1, Namurien; 2, Westphalien A et B; 3, Westphalien C et D; 4, formations paléozoïques plus anciennes; 5, Faille du Midi; 6, faille chevauchante; 7, faille verticale à subverticale.

1) DONNEES HISTORIQUES.

a) STRATIGRAPHIE.

ſ

Classiquement, la série houillère, pélitique et gréseuse, est divisée en assises (Fig. 25) elles-mêmes subdivisées en faisceaux (Bouroz, 1969) dont les caractères biostratigraphiques font essentiellement appel d'abord aux niveaux marins à brachiopodes et goniatites, puis aux macroflores et aux pollens (Loboziak et <u>al</u>., 1976).

b) QUELQUES DONNEES PALEOGEOGRAPHIQUES RELATIVES A LA SEDIMENTATION HOUILLERE.

Afin de cerner les premiers épisodes de déformations affectant le bassin paralique francobelge, les épaisseurs correspondant aux différentes coupures biostratigraphiques, telles qu'elles sont proposées, d'une part dans un document anonyme des Houillères du Nord - Pas-de-Calais (aimablement communiqué par J.P. Laveine , Université de Lille I), d'autre part dans un document de Delmer et Graulich (1954), ont été reportées sur une même figure.

	A 8 8 8 8 E	FAIBCEAU			
WESTPHALIEN		Edouard			
D		Dusculch			
WESTPHALLEN	d e BRUAY	Ernestine			
C		Şix Sillons			
WESTPHALIEN		Pouilleuse			
В	d' ANZIN	Meunlére			
WESTPHALIEN	d•	Chandeleur			
A	VICOIGNE	Modeste			
NAMURIEN	d• Flines	Olympe Marie			
	d•	s ^t Georges			
	BRUILLE	stérile			

Fig. 25.- Les assises et faisceaux dans le Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais : D'aprés Berg-Giraudon et al.1981a) .



Fig. 26.- Les régions charbonnières du Nord de la France et du Bénélux.

Ces régions et les secteurs d'étude sont représentées d'une part dans leur contexte géographique actuel , d'autre part dans leur position géographique (relative) au moment de la sédimentation houillère : 1, faille subverticale; 2, Faille du Midi; 3, faille chevauchante; 4, extension du "houiller"; 5, limite de secteur; 6, rappel des sondages utilisés; 7, position des sondages; 8, localité. Plusieurs difficultés ont été rencontrées : d'ordre structural, la position relative des différentes unités tectoniques fut prise en compte en reportant vers le Sud les unités charriées, mais les corrélations entre les failles chevauchantes des bassins français et belge posent encore des problèmes, aussi fut il choisi (Fig. 26) de privilégier l'importance relative des unités allochtones; de plus, dans le bassin belge, les failles chevauchantes portent des noms différents selon les secteurs d'exploitation;

: d'ordre stratigraphique, la notion de Westphalien D n'apparait que postérieurement aux documents utilisés : en 1969 dans le Nord - Pas-de-Calais (Bouroz, 1969), en 1971 en Belgique (Sommers, 1971; Bless et <u>al</u>., 1977).

Deux régions indépendantes ont été distinguées ; la région Pas-de-Calais - Borinage et la région Campine - Limbourg.

+ La région Pas-de-Calais - Borinage.

Huit secteurs y ont été retenus : Béthune-Lens, Valenciennes, Couchant de Mons, Centre, Charleroi, Basse-Sambre, Andenne-Huy et Liège. Les deux premiers sont argumentés par les coupes et sondages relevés dans le document des Houillères d'une part, les articles de Bouroz (1960, 1969) et Bouroz et <u>al</u>. (1961) d'autre part; les suivants grâce à la synthèse de Delmer et Graulich (1954).

Une première donnée générale est l'augmentation presque systématique des épaisseurs du Nord vers le Sud

 l'épaisseur des couches d'âge <u>Namurien</u>
est sensiblement constante dans l'ensemble des secteurs avec une diminution vers l'Ouest (Fig. 27A),

- les formations d'âge <u>Westphalien A</u> du secteur Andenne-Huy semblent moins épaisses que dans le reste de la région où ce sous-étage a une épaisseur constante (Fig. 27B),

- au <u>Westphalien B</u>, la dissymétrie Nord-Sud est bien marquée (épaisseurs plus importantes au Sud) et il y a absence de strates par suite d'un non dépôt ou d'une érosion postérieure dans le secteur Andenne-Huy ainsi que la partie méridionale des secteurs Liège, Basse-Sambre et le centre du secteur de Valenciennes (Fig. 27C),

- les couches d'âge <u>Westphalien C</u> sont absentes des secteurs Liège, Andenne-Huy, Basse-Sambre, la partie septentrionale et le centre du secteur de Valenciennes, la partie septentrionale des secteurs de Charleroi, Centre et Couchant de Mons (Fig. 27D),

- les formations d'âge <u>Westphalien D</u> quant à elles ne sont présentes que dans le secteur de Béthune-Lens (Fig. 27E).

ι.

ί.,

ι.

e - 5

κ.

(

l

. .

i.

. .

l

ι,

('

÷.

ſ

ĸ

i

5.0

L

1 .

ι.

.

ξ.,

ι.

.

-

χ.

i.

×.

5



- Fig. 27.- Puissance des formations d'âge Namurien et Westphalien dans le Nord de la France et le Bénélux . - A, Namurien;
 - B, Westphalien A;
 - C, Westphalien B;
 - D, Westphalien C ;
 - E, Westphalien D.

- Légende c.f. Fig. 26 et : 9, épaisseur de la formation (en A d'âge Namurien); 10, épaisseur de Namurien A; 11, épaisseur de Namurien B; 12, épaisseur de Westphalien A.

Certains secteurs du bassin paralique franco-belge semblent donc avoir, vis à vis de la sédimentation, un comportement de zones hautes alors que d'autres à comportement de zones basses peuvent basculer vers le Nord ou le Sud (Tabl. I).

W E S	PAS	DE Calais	NORD	COUCHANT DE MONS	CENTRE	CHARLEROI	BASSE SAMBRE	ANDEN	INEHUY	LIEGE	CAMPINE LIMBOURG	WESTPHALIE
WESTPHALIEN D	(100	(500	C	0	Û	0	0	e	0	0	(308 (769 (205	1386
WESTPHALIEN C	(25 665	<50 <685	0	0 <1083	0 (361	0 1 1 1 1 56	0	0	0	Û	121 308 590	805
WESTPHALIEN B	(280	4350 685	< 200 < 400	<250 861	<139 861	(139 778	1 (56) (0	0	(473	556 639 406	889 1
WESTPHALIEN A	145	(450 550	470 465	444	444 528	(389 527	528		<z 50<="" td=""><td>< 667 + 667</td><td>1045 917 823</td><td>1083</td></z>	< 667 + 667	1045 917 823	1083
NAMURIEN HANDRIEN N NAMURIEN A	50	• 225	4 00 (3 00	 ²²² 78 111 B3	300 6548 1250	t 278 56 i 1 f(245 83	1 222 (55) 1 1	306 30	(139	83 (RR3 275 88	278 408 (111 (111 444 328	1334 279

Tabl. I.- Epaisseur des formations d'âge Namurien et Westphalien dans le Nord de la France et le Bénélux.

L'image classique du bassin houiller en forme de cuvette allongée parallélement à la bordure méridionale du Massif du Brabant s'en trouve modifiée, soit de l'Ouest vers l'Est (Fig. 28) :



Fig. 28.- Reconstitution paléogéographique schématique du bassin houiller dans le Nord de la France et la Belgique :

1, front varisque; 2, cours d'eau; 3, zone haute au cours de la sédimentation houillère.

÷

i.

i.

ί

. .

1 -

~

- le <u>bassin du Boulonnais</u> où les seules couches reconnues d'âge Namurien A supérieur à Westphalien A inférieur (Helwani, 1983), reposent en concordance sur les calcaires d'âge Viséen et dont la particularité est de renfermer des niveaux de tonsteins de teinte blanchâtre (ils sont de teinte noire à l'Est du bassin paralique), · .

- la <u>zone transverse de St-Omer</u> (Becq-Giraudon et <u>al</u>, 1981a) au droit de laquelle les couches d'âge Carbonifère sont inconnues et qui actuellement correspond à une avancée du Massif du Brabant (renfermant des formations d'âge Silurien),

- le <u>Bassin Nord - Pas-de-Calais</u> (secteur de Béthune-Lens et extrémité occidentale du secteur de Valenciennes), dont la partie occidentale est marquée par une lacune de la base du Namurien et la diminution de l'épaisseur des couches d'âge Namurien à Westphalien. Ce bassin subsident au cours du Westphalien C, l'est encore au Westphalien D et c'est là son originalité,

- la <u>zone transverse de Marchiennes</u> (Becq-Giraudon et <u>al</u>., 1981a) correspond à la partie centrale du secteur de Valenciennes. Elle est caractérisée par l'absence (ou l'érosion) des strates d'âge Westphalien C et D. Elle a joué un rôle de zone haute au cours du Wesphalien A; en effet, l'Assise de Vicoigne exploitée prés de la frontière franco-belge présente 10 veines de houille alors qu'au droit de la structure cette même assise ne renferme plus que 3 couches de charbon terreux; dans la mesure où la formation des veines de houille est directement liée à la subsidence, le comportement particulier de la zone transverse de Marchiennes se trouve démontré,

- le <u>Bassin de Mons</u> (extrémité orientale du secteur de Valenciennes, secteurs du Couchant de Mons, du Centre, de Charleroi et de la Basse-Sambre), connaît, dans sa partie méridionale, une subsidence notable au Westphalien C, le Westphalien D y est inconnu,

- la <u>zone transverse d'Andenne-Huy</u> correspond au secteur du même nom et est caractérisée par l'absence (ou l'érosion) de sédiments à partir du Westphalien B,

- le <u>Bassin de Lièqe</u> est le siège d'une subsidence plus importante dans sa partie méridionale au cours du Namurien, dans sa partie septentrionale au Westphalien B. Les interprétations en terme de zone transverse avaient été envisagées par Bouroz (1969) au moins pour l'une d'entre elles (Marchiennes) que cet auteur appelait Anticlinal de Marchiennes, l'absence de formations d'âge Westphalien C et D au droit de la structure était interprétée comme le résultat d'une érosion importante.

L'existence de plusieurs zones semblables dans le bassin houiller, les arguments relatifs au Westphalien A, l'absence de formations d'âge Westphalien C et D dans les écailles de chevauchement au droit de la zone transverse de Marchiennes militent plus pour l'interprétation proposée que pour celle de Bouroz.

Ainsi donc, et en se souvenant que seul le secteur de Béthune-Lens renferme des séries attribuées au Westphalien D : <u>le pôle de subsidence</u> se serait déplacé au cours du Westphalien, d'abord localisé dans le secteur de Valenciennes au Wesphalien A et B, puis dans celui de Béthune-Lens.

Ceci impliquerait qu'au cours de la phase asturienne de l'orogenèse hercynienne :

(1) l'avancée vers le Nord-Duest du Massif du
Midi ait commencé vers la limite Westphalien B Westphalien C ,

(2) le Massif touchant et étant bloqué dans sa progression au niveau de la zone transverse de Marchiennes, la subsidence y est stoppée,

(3) le Massif poursuit ensuite sa progression à l'Ouest et à l'Est de la partie médiane du secteur de Valenciennes et c'est celui de Béthune-Lens qui reste le siège d'une subsidence durant les Westphalien C et D.

+ La région Campine-Limbourg.

La répartition des épaisseurs des différents sous-étages alternativement plus importantes au Nord-Duest et au Sud-Est peut s'interpréter de deux manières différentes :

- une série de basculements,

- une subsidence alternativement plus forte vers le Nord-Ouest ou le Sud-Est.

Les inversions d'épaisseurs correspondent aux limites stratigraphiques (limite Namurien A-Namurien B ...).

La dernière inversion, à la limite Westphalien C-Westphalien D (probable car la partie sommitale du Westphalien D est absente), est accompagnée par des phénoménes sédimentaires, avec :

- d'une part, l'abondance de grés conglomératiques d'âge Westphalien D au Sud-Est, l'un

ς.,

ί.,

 $\left(\begin{array}{c} \end{array} \right)$

L.

r --

.

1.5

ξ.

1

ί.

•

1.

.

ι

`

ι.,

 $\left(\begin{array}{c} \\ \\ \\ \\ \end{array} \right)$

1 -

.

de ces niveaux (Grés de Neeroten) contient des fragments de roches d'âge Paléozoïque inférieur à Westphalien inférieur provenant du recyclage de séries appartenant au bord Nord du Massif Ardenno-Rhénan en cours de plissement (Thorez et Bless, 1977),

- d'autre part, des assemblages de miospores allant de la base du Dévonien moyen au Westphalien inférieur resédimentés dans des couches d'âge Westphalien supérieur (Bless et Streel, 1976).

Conclusion.

L'étude détaillée de la répartition des épaisseurs de couches d'âge Carbonifère supérieur dans le Nord de la France et le Bénélux confirme l'hypothèse développée par Wills dés 1951 selon laquelle le fond du bassin de sédimentation situé au Nord-Ouest de la ceinture varisque est constitué d'une série de "blocs tectoniques". Les échos des différentes phases de l'orogenèse hercynienne ont été enregistrés sous la forme d'un jeu différentiel de ces "blocs" ;

(i) à la phase Sudète correspond une surrection générale avec des phénomènes de karstification,

(ii) à la phase Erzgebirge est lié le basculement vers le NW de la zone Campine-Limbourg. Dans le même temps, il y a non dépôt (ou érosion) des formations d'âge Westphalien A dans la partie méridionale des secteurs Basse-Sambre, Andenne-Huy et Liège,

(iii) la phase Asturienne est annoncée dés la fin du Westphalien C par un nouveau basculement vers le NW de la zone Campine-Limbourg. On notera également au cours de cette même période le non dépôt (ou l'érosion) des formations dans les secteurs Liège, Andenne-Huy, Basse-Sambre, Valenciennes, ainsi que la partie septentrionale des secteurs Charleroi, Centre et Couchant de Mons.

ļ

. . .

`

L'orogenèse hercynienne se traduit dans la région Campine-Limbourg par un jeu de basculements successifs du substratum, dans la région Pas-de-Calais - Nord -Borinage par un jeu répétitif de structures transverses à l'allongement du bassin, combiné à une surrection relative plus importante de la bordure Nord au Westphalien C.

c) TECTONIQUE.

÷.....

ς.

λ.,

1 .

κ.

· ·

1

t

.

ι.

L.

1000

1 -

÷ .

 \sim

Dés 1950, Bouroz reconnaît, sans les intégrer dans un mécanisme général, les structures suivantes :

 des plis et chevauchements longitudinaux, interprétés comme la conséquence de la phase paroxysmale de l'orogenèse hercynienne,

- des plis et chevauchements transverses témoins de poussées latérales postérieures,

- des failles subverticales tardi-hercyniennes : certaines ont rejoué postérieurement, elles sont dites "épi-crétacées".

2) LES DIFFERENTES STRUCTURES.

L'analyse détaillée de la carte des zones stratigraphiques à la côte -300m du Bassin (dressée par Bouroz et <u>al</u>., 1963a) permet de mettre en évidence des stuctures ployantes et cassantes puis d'en proposer une succession.

Dressée à l'échelle du 1/50 000 (feuilles de Lillers, Béthune, Carvin, Douai, St Amand-Crespin-Mons, Valenciennes et Le Quesnoy), la carte reprend les données des Houillères du Nord - Pas-de-Calais (sondages et galeries) et est un reflet fidèle de la struture du gisement.

Le <u>trait principal du bassin</u> (Fig. 29) est sa partition en <u>deux entités</u>: <u>une entité occidentale</u> dite de Béthune-Lens (Becq-Giraudon et <u>al</u>., 1981a) caractérisée par l'abondance des failles subverticales et décalée de 11 km vers le Nord par rapport à <u>une entité</u> <u>orientale</u> (de Valenciennes), où dominent les failles chevauchantes.

Du Sud au Nord les unités tectoniques suivantes ont été retenues :

- le Massif du Midi limité au Nord par la Faille du Midi,

- un massif complexe localisé entre la Faille du Midi et la Faille Pruvost et se divisant à l'Est en deux unités séparées par la Faille Barrois,

- un massif paraautochtone.

a) LES STRUCTURES PLISSEES .



Fig. 29.- Carte structurale schématique du Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais :

1, faille subverticale; 2, Faille du Midi; 3, faille chevauchante limitant les unités tectoniques définies dans le texte; 4, faille chevauchante majeure; 5, faille chevauchante mineure avec indication du pendage selon le sens de la flèche; 6, faille d'"expansion" avec indication des sens de déplacement du compartiment supérieur; 7, anticlinal; 8, synclinal. Interprétée d'après Bouroz et al., 1963a.

Le lever systématique de la trace cartographique des surfaces axiales (Fig. 29) conduit à distinguer des plis longitudinaux et transversaux (Fig. 30).



Fig. 30.- Histogramme des directions de la trace cartographique des surfaces axiales des plis dans le Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais.

Les directions ont été classées de 10° en 10° pour chacune des entités et par unité tectonique, lorsqu'une trace était sinueuse, chaque segment rectiligne fut mesuré.

+ Les plis longitudinaux

£.

De direction proche de E-W (N 70 à N 120), ils ont une grande étendue géographique.

On notera qu'au niveau des unités tectoniques c'est l'orientation N 80-90 qui est la mieux marquée au Nord de la Faille Pruvost; tandis qu'au Sud :

- d'une part, l'entité occidentale renferme des plis d'orientation N 100-110,

- d'autre part l'entité orientale est caractérisée par l'orientation N 50-70. Ils sont généralement droits ou avec un plan axial fortement incliné (vergence Nord) pour passer en continuité à des plis serrés et déversés à l'approche des grands chevauchements méridionaux.

Les <u>pourcentages de déformation</u> des couches (raccourcissement horizontal calculé en déroulant les plis et perpendiculairement à la trace cartographique des surfaces axiales) tout en marquant un gradient du Nord vers le Sud ont des valeurs faibles à moyennes à l'Ouest (Fig. 31), faibles à fortes à l'Est.



Fig. 31.- Quantification des déformations dans le Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais :

), faille subverticale; 2, Faille du Nidi; 3, faille chevauchante limitant une unité tectonique; 4, faille chevauchante majeure; 5, pourcentage de déformation dû au plissement; 6, amplitude du déplacement Sud-Nord lié aux failles chevauchantes.

+ Les plis transversaux.

D'orientation N 150-30, ils ont été cartographiés essentiellement dans la zone occidentale du bassin (Fig. 29). Ils ont une faible étendue géographique et un grand rayon de courbure, avec des surfaces axiales verticales.

b) LES STRUCTURES CASSANTES.

+ Les failles subverticales.

Elles ont des orientations N 110-130 principalement et N 60-70, N 150-160 (Fig. 32).



Fig. 32.- Histogramme des orientations des failles subverticales dans le Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais :

Les orientations ont été réparties par classes de 10° en tenant compte des unités tectoniques.

+ Les failles à faible pendage.

Elles ont été regroupées en deux ensembles d'aprés leurs longueurs relatives sur la carte à la côte -300m.

<u>– Un premier ensemble</u> correspond aux failles décakilométriques, ce sont les chevauchements longitudinaux classiques des auteurs (Fig. 33). Ils ont été interprétés comme des ruptures cisaillantes indépendantes des plis formés antérieurement (Bouroz, 1950), leur pendage moyen est d'autant plus faible et leur rejet horizontal d'autant plus important que l'on se dirige vers le Sud .

Les <u>déplacements</u> le long des failles chevauchantes sont relativement constants (ex. Faille Pruvost, environ 8 km) sauf aux extrémités orientales et occidentales (2 à 3 km) : les déplacements ont été estimés en reportant dans leur position initiale les unités chevauchantes.



Fig. 33.- Localisation des principaux accidents chevauchants :

÷

.

faille subverticale; 2, faille chevauchante; 3, faille chevauchante limitant une unité tectonique;
Faille du Midi; F.P., Faille Pruvost; F.B., Faille Barrois; F.M., Faille du Midi; f.a., Faille Amaury; f.l.,
Faille La Grange; f.v., Faille Vicoigne; f.b., Faille Bouroz; c.r., Cran du Retour.

<u>- Un deuxième ensemble</u> correspond à des failles hectométriques à plurikilométriques localisées essentiellement dans l'unité occidentale du Bassin Houiller.

On peut y distinguer <u>deux sous ensembles</u> directionnels :

. d'une part, des failles chevauchantes parallèles aux chevauchements longitudinaux décakilomé-triques, elles ont alors des pendages vers le Nord ou le Sud,

. d'autre part, des failles chevauchantes de directions subperpendiculaires aux précédentes et à pendage Est au Sud ou Ouest au Nord, elles n'affectent pas les chevauchements décakilométriques principaux, elles sont donc comprises dans les lames chevauchantes longitudinales.

c) LES RELATIONS ENTRE LES STRUCTURES.

L'analyse structurale détaillée de la carte des zones stratigraphiques à la côte - 300m de Bouroz et <u>al</u>. (1963a) permet de mettre en évidence plusieurs successions de structures dont les principales sont inventoriées ci-aprés.

+ Partie septentrionale du Bassin Houiller.

- Entité occidentale.

Des plis longitudinaux puis des chevauchements longitudinaux (Fig. 34A). Ces chevauchements sont ployés par un anticlinal transverse (Fig. 34B) lui même recoupé par une faille à fort pendage d'orientation N 125.



Fig. 34.- Quelques exemples de successions de structures dans le Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais : l, faille subverticale; 2, faille chevauchante (F.B., Faille Barrois; F.P., Faille Pruvost); 3, Faille du Midi (F.M.); 4, faille chevauchante mineure; 5, synclinal; 6, anticlinal; 7, limite stratigraphique; 8, A assise d'Anzin (Westphalien B), B assise de Bruille (Namurien), Br assise de Bruay (Westphalien C et D), F assise de Flines (Namurien et base du Westphalien A), V assise de Vicoigne (Westphalien A).

- Entité orientale.

Les relations entre les plis et chevauchements longitudinaux y est plus confuse. En effet (Fig. 34C), les plis sont soit antérieurs aux chevauchements (ce L,

<u>,</u> .

Ŀ.

ς.

ι.

ſ

ι.

1 .

.

1 .

~···~

λ.,

~ ·

<u>____</u>

sont les plus nombreux), soit postérieurs (ils reprennent alors les failles).

Deux hypothèses sont dès lors possible : d'une part, la carte ne rend pas compte avec exactitude des structures, ce qui semble improbable dans la mesure où elle fut élaborée à partir des levers des géomètres des Houillères, d'autre part, il y a deux générations de plis coaxiaux ou exagération tardive de certains plis longitudinaux.

+ Partie méridionale du Bassin.

- Entité occidentale.

Des chevauchements longitudinaux mineurs à pendage Nord sont ployés par un anticlinal transverse lui même recoupé par une faille subverticale d'orientation N 55 (Fig. 34D);

Des chevauchements transverses à pendage Est sont recoupés par une faille subverticale de direction N 145 (Fig. 34E).

- Entité orientale.

Les chevauchements longitudinaux (Faille Barrois et Faille du Midi) sont recoupés par des failles subverticales de directions N 60 et N 115 (Fig. 34F).

3) LA SUCCESSION DES STRUCTURES.

Les successions locales de structures telles celles exposées ci-dessus, peuvent être regroupées en la succession globale suivante :

+ l'ensemble de la région est d'abord plissé en de vastes structures longitudinales, puis des chevauchements longitudinaux majeurs prennent place. Lors de la progression des unités chevauchantes et au sein de celles-ci, des failles chevauchantes mineures (pendage Nord et Sud) se développent.

La surcharge due au Massif du Midi va placer les matériaux dans des conditions nouvelles : les plis longitudinaux des unités chevauchantes vont se coucher vers le Nord évoluant parfois en failles chevauchantes par étirement du flanc inverse. Dans l'unité orientale du Bassin, les failles chevauchantes longitudinales seront ployées par quelques plis longitudinaux locaux pouvant provenir du rajeunissement d'anciennes structures, et indiqueraient un blocage dans la progression (dans le sens Sud-Nord) des unités chevauchantes septentrionales. + Les plis et chevauchements transverses vont ensuite se développer. Localisés aux unités chevauchantes ils impliqueraient un jeu avec progression en cisaillement latéral (selon une direction proche de E-W) des grands chevauchements longitudinaux.

Dans cette hypothèse, les failles chevauchantes transverses seraient des fractures de type Riedel par rapport aux chevauchements longitudinaux majeurs qui jouent en décrochement.

Bien que les relations entre les plis et chevauchements transverses n'aient pu être établies, il faut envisager un blocage dans la progression latérale des unités chevauchantes avant la formation des plis transverses (qui affectent les contacts tectoniques).

+ Dans la mesure où la Faille du Midi n'est pas affectée par les structures transverses, il faut envisager un jeu tardif permettant une nouvelle avancée vers le Nord du Massif du Midi.

Ce rejeu est-il antérieur ou postérieur à la surface d'érosion post-hercynienne ? Les observations en carrière n'ont jamais permis d'observer la reprise de cette surface par les accidents chevauchants. Cependant, deux indices laissent penser qu'un rejeu est probable :

- le toit des formations d'âge Paléozoïques (C.F.P., COPESEP, R.A.P. et S.N.P.A., 1965) présente dans la partie orientale du Bassin Houiller, seule région non perturbée par des failles subverticales post-hercyniennes, des contours morphologiques (Fig. 35) se moulant sur le tracé de la Faille du Midi avec un compartiment Sud relativement plus haut que le compartiment Nord, or tous deux conservent des formations de dureté au moins comparable : calcaires d'âge Dinantien au Nord, grés et argilites d'âge Dévonien inférieur au Sud;



Fig. 35.- Morphologie du toit du socle Paléozoïque aux environs de Douai. D'aprés C.F.P. et <u>al</u>. (1965). - dans le sondage de Boulogne-sur-Mer Bonte (1974) signale la présence : d'une part dans les argilites d'âge Toarcien supérieur, de grains de charbons datés Westphalien B, d'autre part à la base des formations d'âge Bajocien de galets de roches d'âge Famennien (épaisseur quelques centimètres, diamètre centimétrique).

Pruvost (1922) reprenant l'étude du sondage de Framzelles (prés du Cap-Gris-Nez) indique, la présence sous des formations liassiques d'un poudingue (épaisseur 0,50 m, diamètre des galets 3 cm) à éléments d'âge Famennien qu'il rapporte à la suite de Breton (1899) au Trias par analogie avec des faciés identiques connus sous le bassin houiller de Douvres. Ces formations détritiques grossières inclues dans des strates à caractère essentiellement sablo-argileux marqueraient un rajeunissement de l'arrière pays (au Trias ?).

+ Enfin, les failles à fort pendage affectent l'ensemble des structures. Ces failles ont connu au moins deux périodes d'activité : en effet, elles décalent différemment les formations hercyniennes et leur toit (de même que les formations d'âge Crétacé sus-jacentes). Par exemple :

- la Faille de Marqueffles à l'Est de Noeux-les-Mines décale verticalement la Faille du Midi vers le Sud avec un rejet de 725 m, le toit des formations paléozoïques et les assises d'âge Crétacé de 113 m vers le Nord,

 - la Faille de Ruitz décale verticalement la Faille (chevauchante) Pruvost de 650 m vers le Sud et le toit des formations paléozoïques de 65 m vers le Nord.

ς. Σ

κ., 2

<u>(</u>_____

L.

· ·

: .

f i

i.

 $c \sim$

ι.

1 .

Ł.

1 .

i.

1.1

i.

. .

1 .

i.

5

. · 、 х., 2.х

B] A L'ECHELLE DES SECTEURS D'ETUDE.

ŝ.

i.

r

i

, .

e ...

, ···-

r---

ŧ.

1

Les secteurs étudiés (Fig. 36) sont localisés respectivement au Nord et au Sud de la trace à l'affleurement (au toit des terrains paléozoïques) de la Faille du Midi :

- soit au <u>Nord</u>, Boulonnais, Tournaisis, Massif de la Tombe ;

- soit au <u>Sud</u>, Thuin (au Sud du Massif de la Tombe), Maubeuge, Avesnes, Trélon, Givet et Hansur-Lesse.

Parmi ces différents secteurs, j'ai choisi de détailler, en trois chapitres, les éléments géologiques de six d'entre eux : le Boulonnais, le Massif de la Tombe et l'Avesnois (Thuin, Maubeuge, Avesnes et Trélon).



Fig. 36.- Localisation des secteurs où des observations ont été réalisées dans les terrains paléozoïques : 1, Faille chevauchante du Midi.

I - LE MASSIF PALEOZOIQUE DU BAS-BOULONNAIS.

Au sein de la boutonnière du Boulonnais, entouré par les terrains d'âges Jurassique et Crétacé, affleure le Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais (région de Marquise). D'une modeste étendue géographique, le Massif est d'une grande importance économique en raison des nombreuses carrières qui exploitent les dolomies (fondant de haut fourneau) et les calcaires (enrochements, granulats, calcaires polis ou "marbres").

1) DONNEES HISTORIQUES.

a) STRATIGRAPHIE.

La terrains dévono-carbonifères (Fig. 37) reposent en discordance sur des schistes fortement plissés à Monograptus colunus réputés d'âge Silurien moyen (Pellat, 1870; Colbeaux et <u>al</u>., 1985). 1

Les séries dévoniennes, essentiellement pélitiques et gréseuses, admettent des niveaux carbonatés d'âge Givétien et Frasnien. Les séries d'âge Tournaisien et Viséen quant à elles, sont d'abord dolomitiques, puis calcaires; par contre, celles du Namurien-Westphalien sont surtout pélitiques et gréseuses.

Variation	Fasia	1.115.010	Mambara	£		1.1.1.4.4.
relativedu	seu/	- 910	memores	Formations	Elages	Legence
I myeau marir	m				Ę,	
baisse +				houiller		
					ং	I
1	1200				5	
				Gres des Plaines	2	felem(+
	-	╞╬┰╬┲╬┛	1	(HEIY)	a l	1
1		ᡛ᠇ᡈᢧᠲ	1	JOINVILLE	5	4004
1 /	1100	000000		NAPOLEON		brithe
1 /	1					
/	-			LUNEL	5 -	6.00
1 /		X-X- X-				Ain beams
	1000 -	<u>~~~~</u>		Dol, a Lith.mart.	ີພີ່	
		\Box			8 8	
	-			HAUT-BANC	P 5	
1 /	000		2		8	Catcaire constinui
1 /	900	╷└─┤			≥	
11		12000			5	
11	-	1			0 5	calçaire à charts
	000			DU HURE	č č	
	000 ~	14		1.	F	FT-T1
1		123-3-1		S GODELEINE	< <	calcaire
$ \rangle$	1 .			<u> </u>	L LL	
1	700 -	12-21		HYDREQUENT		
		물로				calcul calculu delemiliane
$1 \times$		freed	M.Gris		1 1	
I ¥			M. de la Parisienne			
	600	5.5	M. du Bois	FERGUES	2	
	1		M. de Fiennes		່ພິ	CATC LANNALLY BEHLT
1 (.	돌릴			5	
		6 8	M. des Patures		5	
1	500 -			1	Ч.	charan
		= = = =		BEAULIEU		
	ļ.		M day Moone		L L	
1 1	ł	$\wedge \wedge \wedge$	m. Uss		1	araila
	400 -			1		•
	1		Mide Campreseque	1		
$ \rangle$.	70.0-7	M. Bastlen		1	السير الم
	1		- M.de Couderousse-	1	├ ───┤	barrises ar dies
1 7	300 -	TTT				<u> </u>
1 /					7	
1 /	· ·	HH-	1	RIACOURT	ើ	pa files
	1		M.du Griset		티는테	
/	200			1	ίω.	
1 1	1	12-7-			2	fris.
1 /	-	100		1	0	
11	1	┝╾╧╼╧┯┙		l.		000
1 /	100 -	<u></u>			- ~	
		1557	1	1		
$\{ \}$	} .	12.2)	CAFFIERS		VIIIII
1 '	1	00000	(1	1 8 8	
	0	1000	/	t		20112162
1	1	X/////X				

Fig. 37.- Colonne stratigraphique schématique des formations d'âge Paléozoïque du Boulonnais. D'aprés Robaszynski et <u>al</u>., 1982, fig. 14.

b) TECTONIQUE.

Ce sont les données de l'intense activité de recherche du charbon (depuis 1692) qui permirent à Diry (1904) de proposer une première synthèse du Boulonnais. Depuis, les extractions de calcaires d'âge Carbonifère ont apporté quelques observations complémentaires (Pruvost et Delépine, 1921; Bouroz, 1962; Danzé, 1968; Bonte, 1969 et 1971) mais la structure d'ensemble a peu évolué et la carte géologique proposée par Diry (Fig. 38) reste encore un document de référence.

Pour Olry, le fait structural majeur du Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais est sa partition en deux ensembles : un ensemble septentrional où les assises sont monoclinales et un ensemble méridional où les assises sont plissées et faillées. La ligne de partage est la Faille de Ferques définie comme ayant une forte pente vers le SSW, c'est une faille "en ciseau" avec à l'Ouest relévement du compartiment sud et à l'Est du compartiment nord, jalonnée de témoins de houiller. Pour Bonte (1969) ce n'est pas un simple accident mais une zone faillée large parfois de 200 m et à rejet vertical Sud d'environ 800 m.



Fig. 38.- Ecorchés infra-Mesozoïque du Bas-Boulonnais :

A - carte de Olry, 1904;

1

8 - d'aprés la carte géologique de Marquise à 1/50 000;

1, "Houiller"; 2, calcaires (Viséen); 3, Dolomie du Hure (Tournaisien, Viséen inférieur); 4 à 9, Dévonien : 4, Formation de Sainte-Godeleine, f.g.; 5, Formation d'Hydrequent, f.h.; 6, Formation de Ferques, f.f.; 7, Formation de Beaulieu, f.b.; 8, Formation de Blacourt, f.bl.; 9, Formation de Caffiers, f.c.; 10, localité. Le Massif est de plus constitué d'une superposition d'unités tectoniques hercyniennes situées au Nord de (et sous) la Faille du Midi, reconnue plus au Sud, grace aux forages, sous la couverture secondaire (Bouroz, 1962). On aurait (Fig. 39) :

(i) l'<u>Unité d'Hydrequent</u> constituée de formations pélitiques et gréseuses d'âges Frasnien et Famennien, limitée à la base par la Faille d'Hydrequent mise en évidence pour la première fois par Gosselet en 1903, elle chevauche

(ii) l'<u>Unité du Haut-Banc</u> qui comprend des formations d'âges Tournaisien moyen à Westphalien inférieur (dolomies et calcaires pour l'essentiel), elle chevauche par l'intermédiaire de la Faille du Haut-Banc

(iii) l'<u>Unité de Ferques</u> considérée comme autochtone.



- Fig. 39.- A , carte géologique du Massif Primaire du Bas-Boulonnais. D'aprés la feuille géologique de Marquise à 1/50 000;
 - B , localisation des affleurements ;
 - C , coupe générale du Massif.
 - D'aprés Bonte, 1969.

1, "Houiller"; 2, calcaires du Viséen; 3, Tournaisien, dolomie du Hure; 4 à 9, Dévonien; 4, Formation de Sainte Godeleine, f.g.; 5, Formation d'Hydrequent, f.h.; 6, Formation de Ferques, f.f.; 7, Formation de Beaulieu, f.b.; 8, Formation de Blacourt, f.bl.; 9, Formation de Caffiers, f.c.; 10, formations de couverture d'âge Jurassique et Crétacé; 11, faille chevauchante (F.H., Faille d'Hydrequent; F.H.B., Faille du Haut-Banc); 12, failles subverticales ou verticales (F.F., Faille de Ferques; F.L., Faille de Landrethun-le-Nord); 13, sites de mesure et grandes carrières; 14, localité; 15, voie ferrée Calais-Boulogne; 16, Nationale 1.

Dans le détail, les deux dernières unités seraient affectées de deux ondulations anticlinales longitudinales (N 100), dites d'Hardinghen et du Haut-Banc.

Les failles subverticales de directions N 100 (dites longitudinales) et N 30 (transversales) sont considérées comme d'âge tardi-Hercynien, avec des rejeux pour les uns au Jurassique, pour les autres au Crétacé (Bonte, 1969).

Parmi les failles transverses subverticales, deux sont fréquemment citées par les auteurs :

- la Faille de Locquinghen : décrochement senestre à rejet horizontal de 130 m et vertical de 65 m (compartiment Ouest abaissé),

- la Faille d'Elinghen : décrochement dextre, rejet horizontal de 200 m, vertical de 65 m (compartiment Est abaissé) : les rejets sont donnés pour les assises paléozoïques.

Les caractères de chacune des unités tectoniques seront passés en revue en mettant l'accent sur les observations de terrain, dont une partie fut effectuée en compagnie de J. Leplat (sites IB , VII et VIII).

+ L'unité d'Hydrequent.

Classiquement, le trait majeur de l'Unité d'Hydrequent est son allure linguoïde due à une cuvette synclinale d'orientation N 160 (Fig. 38 et 40).



Fig. 40.- Allure de la Faille d'Hydrequent :

1, sondage; 2, Faille d'Hydrequent; 3, limite stratigraphique; Fl et F2, fosses de Ferques; B, sondage de Blecquenecques; VH, sondage de la Vallée Heureuse; Fa, Famennien; dh, Dolomie du Hure, Tournaisien - Viséen inférieur; V, Viséen; h, houiller.

La Faille d'Hydrequent est visible **à** l'affleurement :

- <u>à la carrière de la Vallée Heureuse</u> (B VIII) où elle fut mise en évidence par Gosselet en 1903, la Faille présente des copeaux de poussée constitués

(i) de pélites assimilables à celles d'âges Frasnien et Famennien,

(ii) de dolomies (Dolomie du Hure, Tournaisien à Viséen inférieur),

(iii) d'une brèche de faille à éléments sigmoïdaux (en écailles tectoniques) dénommée par Pruvost et Delépine (1921) : "Calcshistes de la Vallée Heureuse". Ils n'ont depuis lors jamais été retrouvés ailleurs à l'affleurement. Réétudiés à la faveur de travaux d'aménagement dans la carrière de la Vallée Heureuse, ils sont datés par une faune d'ostracodes de la base du Tournaisien moyen (Lethiers, 1982);

- à la carrière de Basse Normandie (site B VII) où une écaille de poussée constituée de calcaires d'âge Viséen moyen intensément plissés et fracturés est située sous les pélites d'âge Famennien (Pruvost et Delépine, 1921; Colbeaux, 1975),

En sondage, la Faille fut rencontrée et décrite (Fig. 40) aux <u>fosses Glaneuse nº2 et Ferques nº1</u> "comme une simple cassure" faisant superposer les pélites d'âge Famennien sur le Calcaire Napoléon (Viséen supérieur).

A la <u>fosse de Ferques nº2</u> et contre la Faille, les pélites du Famennien renferment des fragments de schistes houillers et de houille (Gosselet, 1903); plus à l'Est, dans des résidus de tamisage Lethiers a retrouvé ces mêmes fragments à la carrière de la Vallée Heureuse (B VIII). Ce qui laisse penser que lors de sa progression l'Unité d'Hydrequent a raboté des formations houillères (en position méridionale).

+ L'unité du Haut-Banc.

- A l'Est de la Faille de Locquinghen. L'Unité du Haut-Banc(Fig. 39B) y est réduite à deux lambeaux de calcaires d'âge Viséen attribués à la Formation des Calcaires Napoléon par Gosselet en 1903. Les lambeaux ont été traversés par les exploitations houillères (années 1800 à 1901). Aussi, les observations, lorsqu' elles ont été archivées, ne sont que partielles et force est de faire confiance au savoir de Gosselet quant à l'attribution stratigraphique. d'Elinghen.

ι.

• •

ι.,

ι.

· ·

ι.

r n

λ.

(

κ.,

ς.

e ...

•

 $c \sim$

Ċ.

c -

`

. .

ι.

1.1

• •

` r `

i.

[[

- Entre les Failles de Locquinghen et

L'Unité du Haut-Banc y est constituée de calcaires viséens (Formation des Calcaires Napoléon) d'allure anticlinale.

Contre la Faille de Locquinghen, un lambeau de pélites d'âge Famennien atteste de l'avancée vers le Nord de l'unité sus-jacente d'Hydrequent.

- A l'Ouest de la Faille d'Elinghen .

C'est la partie de l'Unité du Haut-Banc qui est la mieux connue actuellement puisqu'on y exploite les formations carbonatées d'âge Viséen. D'aprés la carte de Olry, ce panneau occidental de l'Unité est affecté de deux synclinaux : l'un, dont la trace du plan axial a une orientation N 160 avec des calcaires à faciés Napoléon en son coeur, est souligné par l'allure linguoïde de la Faille (chevauchante) d'Hydrequent, l'autre a un allongement N 100 et des calcaires à faciés Joinville.

+ L'unité de Ferques.

- A l'affleurement et au Nord. Les formations d'âge Dévonien et Carbonifère de l'Unité de Ferques présentent des pendages variables vers le Sud avec une moyenne de 30° à 40° et une direction N 100-110.

Quelques variations importantes ont été relevées localement, notamment dans la tranchée de chemin de fer Caffiers-Ferques où les grés de la Formation de Caffiers ont un pendage de 80° vers le Nord. De telles observations avaient également été effectuées lors du percement de la voie ferrée Calais-Boulogne (documents inédits et anonymes datant d'avant 1900, aimablement communiqués par Leplat).

- A l'affleurement et sous l'Unité du Haut-Banc, à l'Est de la Faille d'Elinghen.

Les strates affleurant dans le panneau oriental sont des calcaires d'âge Vivéen (Joinville et Napoléon) et des terrains houillers plissés en un vaste anticlinal (Anticlinal d'Hardinghen) et un synclinal (Fig. 41) d'orientations N 100, ainsi qu'une série de plis transverses sensiblement N-S comme en témoigne l'allure des strates à l'Ouest et à l'Est du Bois d'Aulnes.



Fig. 41.- L'unité de Ferques à l'Est de la Faille d'Elinghen :

), fosses citées dans le texte (P, Providence; Ste B, Sainte Barbe; E, Espoir n°2; SP, Sans Pareille; FR, Fort Rouge; VG, Vielle Garde; F, Fiennes n°3); 2, les fosses d'exploitation non citées dans le texte; 3, allure des veines de houille; 4, limite des terrains houillers; 5, anticlinal; 6, synclinal; 7, faille chevauchante; 8 faille sub-verticale (d'aprés Olry, 1904).

2) LES SITES D'OBSERVATION.

Les 13 sites étudiés (Fig. 398) correspondent soit à des carrières en activité (sites B VIII à B XIII par exemple), soit à des talus de route et de voie ferrée ou à des carrières abandonnées (sites B II, B V et B VI). Ils ont été sélectionnés en fonction de l'importance des affleurements, du nombre de mesures effectué et de la netteté des structures.

Les sites sont répartis dans deux unités structurales : — l'Unité supérieure et allochtone du Haut-Banc (sites B VI à B XI), — l'Unité inférieure et autochtone de Ferques (B I à V, B XII et B XIII).

3) LES OBSERVATIONS MESOSTRUCTURALES.

a) LES STRUCTURES PLISSEES.

Les axes et charnières de plis (Fig. 42) se regroupent en deux ensembles de directions moyennes N 100-110 (plis longitudinaux des auteurs) et N 10-20 (plis transverses). ι.

1 3

τ.

۰. د

τ

1

r --



Fig. 42.- Eléments géométriques caractéristiques des plis en Boulonnais. 1, pôle de plan axial construit; 2, charnière mesurée sur le terrain; 3, axe de pli construit.

Des stries de glissement ont été relevées sur la surface des bancs (Fig. 43 et annexe II, fig. II.) et II.2). Elles sont subparallèles : soit à la direction, soit à la ligne de pendage des couches; dans le premier cas, elles indiquent un mouvement décrochant, dans le second, un mouvement à caractère inverse ou normal. Sur certaines surfaces de banc, les deux types de stries ont été relevés, celles qui sont subparallèles à la direction sont alors antérieures aux autres ; site B VIII, par exemple.



Fig. 43.- les surfaces de bancs striées dans le Boulonnais .

Pour les sites ayant permis un nombre suffisant de mesures (50 et plus), des stéréogrammes ont été construits; ils sont archivés dans l'annexe II (fig. II.3 et II.4).

+ Classement d'aprés les pendages.

Les fractures classées en familles à l'aide des constructions stéréographiques ont en général un fort pendage (supérieur à 70°). Néanmoins, dans le détail des mesures, des fractures à faible pendage (inférieur à 40°) existent, par exemple ;

- dans le site B X, sur 72 mesures de fractures, 33% ont un pendage faible (Fig. 44). Leurs directions fort dispersées expliquent pourquoi les constructions stéréographiques ne permettent pas de les mettre nettement en évidence;

- dans le site B II (zones A à F), les fractures à faible pendage, bien que peu nombreuses sont répétitives d'une zone à l'autre.

Les fractures présentent donc, deux groupes de pendages : les uns proches de la verticale (à fort pendage), les autres inférieures à 45° (à faible pendage).



Fig. 44.- Pendages des fractures relevées dans deux sites du Boulonnais (B X et B II). Histogrammes directionnels des fractures à pendage inférieur ou égal à 40°.

+ Classements géométriques.

- Les fractures à fort pendage.

Elles peuvent être regroupées en quatre familles directionnelles, homogènes quelque soit le site : N 10-30, N 50-70, N 110-130 et N 150-170 (Fig. 45). La dernière (150-170), bien exprimée dans l'Unité de Ferques, n'est présente que dans deux sites de

l'Unité du Haut-Banc (B VIII et IX).



•

L.

ι.

()

ĺ

r

i.

(

¢

Į.

1

í.

ς.

.

ι

Fig. 45.- Représentation schématique des fractures à fort pendage.

Les stries observables à leur surface indiquent des mouvements essentiellement horizontaux (Fig. 46 et annexe II, fig. II.5 et II.6).

Bien que toutes les fractures ne soient pas striées, en utilisant ces marqueurs, nous pouvons postuler que les quatre familles directionnelles précédemment définies sont :

- décrochante senestre, N 110-130 et N 10-30 (quelques fractures de cette dernière familles pouvant être dextre, site B XIII D par exemple);

\ - décrochante dextre, N 50-70 et N 150-170.



Fig. 46.- Les fractures à fort pendage striées dans le site B XIIB du Boulonnais : 1, grand cercle représentant une fracture; 2, strie; 3, strie à sens de déplacement connu; 4, strie à caractère décrochant.

- Les fractures à faible pendage.

Elles peuvent être regroupées en deux ensembles directionnels, l'un proche de E-W (longitudinal), l'autre proche de N-S (transversal) .

. Les fractures longitudinales à faible

pendage.

Elles ont un pendage dirigé vers le Nord ou le Sud dans l'Unité du Haut-Banc (Fig. 47); un pendage préférentiel vers le Nord dans l'Unité de Ferques (Annexe II, fig. II.7 et II.8).

Seules les fractures relevées dans l'unité du Haut-Banc sont striées. Les stries sont : soit subparallèles à la ligne de pendage, soit à la direction du plan de fracture (site B XIA de l'Unité du Haut-Banc par exemple); dans le premier cas, les fractures ont un caractère inverse, dans le second, un caractère décrochant.



Fig. 47.- Les fractures longitudinales à faible pendage de deux sites du Boulonnais :

), plan de fracture; 2, plan de fracture de direction proche; 3, strie; 4, strie à sens de déplacement commu.

. Les fractures transversales à faible

pendage.

Elles ont été relevées en plus grand nombre dans l'Unité du Haut-Banc que dans celle de Ferques.

Dans l'Unité du Haut-Banc, des stries de glissement ont été relevées, subparallèles soit à la ligne de pendage, soit à la direction du plan de fracture (Fig. 48 et annexe II, fig. II.9 et II.10).


Fig. 48.- Les fractures transversales à faible pendage dans deux sites du Boulonnais .

c) LES RELATIONS ENTRE LES STRUCTURES.

Les résultats obtenus dans le Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais sont cohérents, mais pour éviter une longue et fastidieuse présentation, seuls quelques exemples illustreront des successions partielles. Les données non exposées de façon détaillée sont placées en annexe II (Tabl. II.I).

+ Site B IX.

Cette ancienne carrière exploitait les calcaires d'âge Viséen, elle est actuellement ennoyée.

- Le <u>flanc méridional</u> de la carrière permet d'observer en plusieurs endroits (la figure 49 en donne un exemple) les successions de structures suivantes :

(a) une fracture longitudinale à faible pendage (90°/N 32°) est recoupée par une fracture à fort pendage (24°/E 68°) de la famille directionnelle N 10-30, elle-même antérieure à une fracture transversale à faible pendage (152°/SW 27°),

(b) les fractures à fort pendage de la famille directionnelle N 10-30 recoupent un pli anticlinal à vergence Nord, d'échelle plurimétrique, d'axe N 90 subhorizontal.

ι.,

ί

i.

ŝ.

.

e .

.

. .

ί.

· · ·

ι

r

i.



Fig. 49.- Exemple de succession de structures dans le site B IXA.

- Sur le <u>flanc occidental</u> (Fig. 50), des fractures à fort pendage de la famille directionnelle N 10-30 (ici 20°/E 85°) ont été observées comme antérieures à celles de la famille N 110-130 (ici 110°/N 86° à caractère décrochant senestre).



Fig. 50.- Exemple de succession de structures observée dans le site B IXA.

- Sur le <u>flanc septentrional</u>, un pli pluridécamétrique anticlinal transversal (pli droit, charnière mesurée de visée à direction N 40, axe construit sur le stéréogramme 25°/SW 10°), est recoupé par un réseau de fractures subverticales d'espacement métrique de la famille directionnelle N 110-130 (Fig. 51).

L'anticlinal est antérieur à la surface d'érosion post-hercynienne, qui est ici recouverte par des marnes d'âge Bajocien . Une zone en dépression, limitée par des fractures N 110-130, contient ces mêmes marnes. Le décapage des formations de subsurface ne permet pas d'observer si les fractures affectent également les calcaires sus jacents d'âge Bathonien.



Fig. 51.- La front septentrional du site B IXA.

+ Site B X .

Le long du chemin d'accés au chantier marbrier (calcaires d'âge Viséen) de la carrière Napoléon, les successions de structures suivantes peuvent être observées (Fig. 52),

<u>- d'une part au Sud</u>,

(i) une fracture longitudinale à faible pendage 60°/SE 13° et une autre à fort pendage de la famille directionnelle N 150-170 (160°/NE 67°)

(ii) sont recoupées par la fracture transversale à faible pendage (163°-169°/W 24°-32°),

(iii) elle même antérieure à la fracture 99°/N80°,

r

ί

ί.

ι.

,

ι.

i.

1

τ

i.

ι

.

1 ...

. .

.

~ · · ·

4

i.

- d'autre part au Nord,

(i) la fracture 157º/NE 87º (famille directionnelle N 150-170)

(ii) est antérieure à celle (63°/NW 72°) de la famille directionnelle N 50-70. Cette dernière ne porte aucune strie mais si l'on se réfère, tant aux observations sur la surface de décapage qu'au décalage d'une autre fracture, il semble probable qu'elle ait un caractère décrochant dextre.



Fig. 52.- Exemple de succession de structures dans le site 8 X.

En comparant les successions partielles de structures relevées à l'intérieur d'un même secteur puis à l'ensemble du Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais, la <u>succession générale</u> suivante peut être proposée, soit dans l'ordre chronologique et des plus anciennes vers les plus récentes :

(1) des plis longitudinaux droits ou déversés et de directions axiales N 83-127,

(2) des fractures longitudinales à faible pendage, à pied Nord ou Sud,

(3) des fractures à fort pendage N 10-30 et N 150-170,

(4) des plis transversaux droits de directions axiales N 167-38,

(5) des fractures transversales à faible pendage, à pied Ouest ou Est,

(6) des fractures à fort pendage N 50-70 et N 110-130. Cette succession est commune aux Unités du Haut-Banc et de Ferques (Tabl. II).



Tabl. II.- Comparaison des successions de structures partielles, relevées en chaque site, à la succession générale proposée pour l'ensemble du Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais.

Lorsqu'un élément de la succession générale a été rencontré dans un site, la case correspondante est hachurée; les sites décrits précédemment ont été ombrés.

4) COHERENCE ENTRE LES DONNEES DE TERRAIN ET LES DONNEES HISTORIQUES.

a) L'UNITE DU HAUT-BANC.

Avant d'aborder la comparaison entre les données de l'analyse mésostructurale et les données tectoniques classiques, il est nécessaire de les affiner. En effet, l'allure en dôme à grand rayon de courbure de l'Unité du Haut-Banc, telle qu'elle est classiquement admise (voir la coupe fig. 39C par exemple), est remise en question par les observations récentes réalisées à la faveur de l'extension septentrionale de la carrière de la Vallée Heureuse (secteur B VIII) et de la carrière des Moines (B XI).

+ Carrière de la Vallée Heureuse.

Ces dernières années, l'exploitant fut conduit à recouper le tracé présumé, d'aprés la carte géologique de Marquise à 1/50.000, de la Faille de Ferques (Fig. 53).

λ....

λ. -

ſ

ſ

í

Į.

()

ς.

10

.

i.

ì.

- 78 -



Fig. 53.- Carte structurale schématique du Massif Paléozoïque du Bas Boulonnais :

1, Unité de Ferques; 2, Unité du Haut-Banc; 3, Unité d'Hydrequent; 4, carrières (bs, Bois Sergent, secteur B XII; m, Moines, B XI; n, Napoléon, B X; vh, Vallée Heureuse, B VIII); 5, localité (F, Ferques; M, Marquise; R, Rinxent); 6, faille; 7, F.F., Faille de Ferques; F.H.B., Faille (chevauchante) du Haut-Banc; F.H., Faille (chevauchante) d'Hydrequent.

Le panorama du front Sud-Est de la carrière rend compte de l'inexistence de la Faille, par contre l'Unité du Haut-Banc est affectée au Sud-Ouest d'un pli anticlinal longitudinal à plan axial vertical, puis en allant vers le Nord-Est, les strates restent monoclinales jusqu'au passage supposé de la Faille de Ferques où elles décrivent un pli longitudinal en genou dont le flanc normal inférieur est affecté par une fracture longitudinale à faible pendage (Fig. 54).



Fig. 54.- Panorama du front Sud-Est de la carrière de la Vallée Heureuse.

+ Carrière des Moines (B XI).

Des levers de terrain effectués en compagnie de Hoyez (Université du Havre) et des datations relatives réalisées par Conil (Université de Louvain, Belgique) ont permis de mettre en évidence une série de states en position inverse (Massif des Moines, Colbeaux et <u>al</u>., 1978).

En conséquence, le site peut s'interpréter comme un pli en genou cisaillé en son flanc inverse par une faille chevauchante dont la remontée en carrière est soulignée par l'affeurement de formations houillères. la faille pourrait être celle du Haut-Banc.

Conclusion.

1

ſ

(

ſ

í `

 $\bar{\lambda}_{i} = 0$

10

ŝ,

A.

r

i

r

L'Unité du Haut-Banc n'a pas l'allure en dôme admise classiquement, les couches peuvent y être ployées énergiquement. La Faille de Ferques des auteurs voit son existence remise en question en tant qu'accident sub-vertical structurant le Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais.

b) LE CONTACT ENTRE L'UNITE D'HYDREQUENT ET L'UNITE DU HAUT-BANC A LA CARRIERE DE BASSE NORMANDIE (secteur B VII).

La carrière de Basse Normandie est, à ma connaissance, le seul site du Nord de la France et du Sud de la Belgique où il soit possible d'observer, dans son intégralité, une écaille de poussée. Le front NW de la carrière et la tranchée de chemin de fer de la ligne Calais-Boulogne présentent successivement du Sud-Duest vers le Nord-Est (Fig. 55E) :

- une zone dé broussailles correspondrait aux formations pélitiques faméniennes de l'Unité d'Hydrequent,

- une zone perturbée (plis et failles), elle correspond à une écaille de poussée composée de calcaires d'âge Viséen (sommet de la biozone à Productus cora d'Orb),

- une zone où les strates monoclinales se terminent à quelques mètres au-dessus d'un niveau repère du Viséen moyen à Siphonodendron martini : elle appartient à l'Unité du Haut-Banc.

+ Contre la Faille d'Hydrequent.

Les strates y sont intensément ployées, les plis d'échelle métrique à décamétrique sont isopaques avec des charnières de direction N 117-133 et à plongement inférieur à 30° vers le NW ou le SE, les surfaces axiales sont sensiblement parallèles et inclinées de 65° à 75° vers le SW.



Fig. 55.- La Faille d'Hydrequent à la carrière de Basse Normandie (secteur B VII).

A : Carte structurale schématique du Boulonnais.

B : Rappel de la coupe subméridienne de Bonte (1969).

Avec la localisation (lettre E) de la zone étudiée : Fa, Famennien; T, Tournaisien; V, Viséen; W, Namurien et Westphalien; F.H., Faille d'Hydrequent; F.H.B., Faille du Haut-Banc; F.S., Faille Satellite.

C : Variation de l'épaisseur de la semelle de l'écaille en fonction de l'éloignement à la Faille d'Hydrequent,

D : Schéma interprétatif d'un pli isopaque,

<u>a</u>, zone de cisaillement en échelon; <u>b</u> et <u>c</u>, joints stylolithiques à pics parallèles à So et fentes de tension associées; <u>d</u> et <u>e</u>, joints stylolithiques à pics perpendiculaires à So et fentes de tension associées; <u>f</u>, zone de déformation continue.

E : Panorama du flanc Nord-Duest de la carrière de Basse Normandie.

L'un des plis d'échelle métrique fut étudié dans le détail (Colbeaux, 1975), il est localisé au point D sur la figure 56E. Il s'agit d'un pli concentrique (PL I et II, Fig. 55D), dont le flanc Sud chevauche le flanc Nord. Sur le flanc méridional, les stries de glissement interbancs sont inclinées de 65° vers le SE, elles sont donc obliques par rapport à la charnière (Fig. 56), des recristallisations de calcite montrent un mouvement interbancs de type dextre. Des coupes sériées réalisées perpendiculairement à la charnière du pli ont permis de mettre en évidence la succession de déformations suivante :

- formation de joints stylolithiques à pics parallèles à So,

- ploiement des couches,

(

ì

- formation de joints stylolithiques à pics perpendiculaires à So sur le flanc méridional.



.Fig. 56.- Caractères géométriques du pli étudié à la carrière de Basse Normandie.

+ La géométrie de la base de l'écaille (Faille Satellite).

Elle fut caractérisée soit par des mesures directes (148°/SW 10°-12°, 153°/SW 08°), soit par son intersection avec trois flancs non parallèles dans l'angle Sud de la carrière (132°/S 14°).

+ Immédiatement au-dessus de la Faille Satellite et dans toute la moitié Nord-Est du front N-W

La base de l'écaille y est constituée par un "banc" non plissé, découpé par des fractures striées et ondulées à caractère chevauchant délimitant des lentilles sigmoïdales . Des mesures de l'épaisseur de ce "banc" effectuées tous les deux mètres et sur une distance de 60 m, le long du chemin d'accés à la carrière (Fig. 55C), montrent qu'en allant du SW vers le NE, en s'éloignant donc de la Faille d'Hydrequent, l'épaisseur diminue pour devenir égale à 1,1 m. Dans le même temps la densité des lentilles tectoniques décroit puis s'annule. Cooper et <u>al</u>. (1982) ont reconnu dans cette structure un "duplex" (Fig. 57).

L'intensité du raccourcissement dans le "duplex" a une valeur moyenne de 38,7% (Cooper et <u>al</u>., 1982) et passe de 70% au SW à 0% au NE, les states plissées supperposées au "duplex" ont quant à elles subi un raccourcissement de 24,5%.



Fig. 57.- Représentation schématique d'un "duplex" : Les termes employés sont ceux proposés par Dahlstrom (1970) et Graham et <u>al</u>. (1987).

Les relations entre les failles chevauchantes (Faille d'Hydrequent et Faille Satellite) et les plis ne sont pas clairement définies : sont-elles postérieures ou synchrones des plis ?

En tout état de cause, le contact entre les Unités d'Hydrequent et du Haut-Banc est marqué par une écaille de poussée dont la semelle est un "duplex" et la zone supérieure est caractérisée par des plis déversés d'échelle métrique à pluri-décamétrique.

c) COUPES TRANSVERSES AU MASSIF PALEOZOIQUE DU BAS-BOULONNAIS : LE PROBLEME DE LA FAILLE DE FERQUES.

Dans les chapitres précédents, nous avons souligné la difficulté à localiser la Faille de Ferques des auteurs dans la zone occidentale du Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais. Une série de coupes, soit reprises de Olry (1904), soit construites et équilibrées à l'échelle 1/5000 à partir des observations de terrain et des données des sondages, permettra, par une comparaison avec la carte de localisation (Fig. 58), de mettre ce problème en évidence. - 83 -



Fig. 58.- Localisation des coupes transverses au Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais.

1, coupe; 2, faille chevauchante; 3, faille subverticale; 4, sondage; 5, Unité de Ferques; 6, Unité du Haut-Banc; 7, Unité d'Hydrequent.

+ Les coupes de Olry (1904).

- Coupe A.

ί

ſ.

La coupe (Fig. 59) fut construite à partir des données des fosses et sondages de recherche ou d'exploitation du charbon, soit du Sud vers le Nord, sondage des Moines, Puit Gillet, sondage de Fiennes nº3 et sondage de Boeucres.

Du charbon interstratifié dans les calcaires d'âge Viséen fut découvert en 1860 au Puit Gillet, puis exploité à l'aide d'une multitude de fosses. Ce qui permet d'avancer que l'allure d'ensemble est ici celle d'un anticlinal.

Au sondage de Fiennes n°3, le houiller rencontré est par contre superposé aux calcaires d'âge Viséen.

L'interprétation proposée est donc celle d'une faille chevauchante (Faille d'Hydrequent) reposant sur le flanc sud de l'anticlinal d'Hardinghen, lui-même suivi au Nord d'un synclinal recoupé par une faille à fort pendage : la Faille de Ferques.

- Coupe B.

Elle passe par les Fosses de Noirbernes, des Plaines n°2 et de Glaneuse n°1.

On y reconnait à nouveau l'Anticlinal d'Hardinghen sur le flanc Nord duquel Olry a représenté une veine "en crochon", ce qui laisse supposer (si le tracé est exact et l'absence de documents originaux ne permet pas de le vérifier) une zone perturbée contre la Faille de Ferques, qui a ici une pente de 84° vers le Sud d'aprés les travaux miniers.

- Coupe C.

La coupe passe par les Fosses du Bois des Roches n° 6, 3, 4 et 5, la Fosse du Bois d'Aulnes n° 12, la Fosse du Rocher et la Fosse Sainte Barbe.

Les quatres fosses du Bois des Roches permettent de limiter avec précision l'Unité du Haut-Banc sur le flanc Nord de l'Anticlinal d'Hardinghen.

L'exploitation des veines de houille à partir de la Fosse du Rocher a rencontré plusieurs fois la Faille de Fergues qui a ici un pendage de 84° vers le Sud.

- Coupe D.

Elle passe par les Fosses du Souich, Renaissance n°l et Providence.

La veine de houille dénommée "inconnue", rencontrée à la Fosse du Souich correspond à la veine inférieure des deux autres fosses et permet d'accorder à l'Unité de Ferques son allure anticlinal (Anticlinal d'Hardinghen).

La Faille de Ferques a ici un pendage de 85° vers le Sud, d'aprés les travaux miniers.



Fig. 59.- Les coupes de Olry (1904).

FF, Faille de Ferques; FH, Faille d'Hydrequent; FHB, Faille du Haut-Banc; ffi, Dévonien; dh, dolomie du Hure, Tournaisien-Viséen; chb, calcaire du Haut-Banc, Viséen; cn, calcaire Napoléon, Viséen; cj, calcaire Joinville, Viséen; h, houiller, Namurien-Westphalien.

+ Coupes construites et équilibrées au

1/5000.

- Coupe E.

La coupe passe par la carrière de Basse Normandie, le sondage d'Elinghen et une série d'affleurements dans les formations d'âge Dévonien (Fig. 60).





k.

<u>Au Sud</u>, la carrière de Basse Normandie a déjà été décrite. En ce qui concerne la zone de la Faille d'Hydrequent, le contact avec la Formation de la Dolomie à Siphonodendron martini, sous-jacente, a quant à lui été construit grâce à un réseau d'horizontales tracé sur la base de levers topographiques.

Le sondage <u>d'Elinghen</u> donne la succession suivante, soit du haut vers le bas :

de +86m à +83m 🛛 🔅 arqile à silex, Quaternaire

de +33,5m à -37,5m : <u>Dolomie à Siphonodendron martini</u>, Viséen épaisseur verticale apparente : 71m pendage relevé : 20° épaisseur connue : 61 à 62m

- de -195,15m à -365,05m : houiller avec Grés des Plaines, Namurien-Westphalien

de -365,05m à -377,8m 🕴 <u>calcaire carbonifère</u>, Viséen.

<u>Commentaires</u> : - le Calcaire Lunel (Viséen) situé sous le recouvrement quaternaire est moins épais que ce qui est connu; ceci est normal puisqu'il fut érodé,

- la Dolomie à Siphonodendron martini (Viséen) aprés correction du pendage a sensiblement (68m) son épaisseur connue et est en continuité stratigraphique normale,

- le Calcaire du Haut-Banc (Viséen) quant à lui s'il est également en continuité stratigraphique, n'en a pas moins une épaisseur anormale ce qui appelle plusieurs remarques

(1) la Dolomie du Hure sous jacente, aisément reconnaissable en sondage, n'est pas décrite, il s'agit donc bien d'un ensemble calcaire,

(2) l'analyse détaillée de la description du sondage permet, entre -37,5m et -111,5m, de reconnaître la plupart des niveaux repères du Calcaire du Haut-Banc, notamment le niveau argileux rouge de la séquence 0, le marbre Henriette, le banc de 11 pieds et les petits bancs des séquences -14 à -17.

En conséquense la "petite brèche" devrait se trouver vers -121m, elle n'y est pas décrite.

De plus à partir de -111,5m , les variations de pendage, même si elles sont mineures (10° à 25°), n'en sont pas moins brusques et répétées; elles accompagnent des niveaux décrits comme " calcaire rose veiné de

.



Fig. 63.- Coupe (H) construite et équilibrée au 1/5000. 1. Silurien; 2. Dévonien; 3. Tournaisien-Viséen; 4. Namurien-Westphalien; 5. couverture postpaléozoique.

×

•

ς.

.

÷.

i.

.....

ί.

.

· -

blanc, passage de schistes rouges, calcaire noir veiné de blanc, schistes rouges et verts ..." qui ne ressemblent en rien à ce qui est connu à l'affleurement et font plutôt penser à des passages d'accidents notamment vers -114m, -149,5m , -168m, -187m.

Aussi ai-je opté pour une répétition des Calcaires du Haut-Banc, avec présence de rampes de chevauchement vers la base à proximité du chevauchement séparant, d'une part la série calcaire d'âge Viséen, d'autre part les niveaux de houille d'âge Namurien-Westphalien sous-jacents.

. L'allure antiforme des strates <u>au Sud</u> du sondage d'Elinghen est visible à la station de chemin de fer du Haut-Banc.

. <u>Au Nord du sondaqe</u>, les largeurs d'affleurement des formations d'âge Dévonien sont incompatibles avec, d'une part leur épaisseur réelle, d'autre part les valeurs de pendages relevées en affleurement; aussi faut-il envisager la présence de rampes se traduisant à l'affleurement, soit par des fractures chevauchantes, soit par des glissements inter-bancs ou inter formations lorsqu'elles sont de nature différente (comme ceux cités in Brice et <u>al</u>., 1976, au contact des formations calcaires d'âge Givétien d'une part et pélitiques d'âge Frasnien d'autre part).

Dans cette interprétation, les rampes se raccorderaient à l'accident chevauchant majeur traversé par le sondage d'Elinghen.

- Coupe F.

Publiée par Colbeaux et Lamouroux (1990) la coupe prend en compte les données des forages alignés de Basse Falise, de la Vallée Heureuse et d'Hydrequent (Fig. 61), ainsi que des Fosses Landrethun nº1 et 2. C'est celle qui est située à l'emplacement même de la coupe référence de la carte géologique de Marquise à 1/50 000 dont elle diffère notablement (c.f. Fig. 39C); en effet la coupe des auteurs faisait intervenir des forages non alignés selon la direction NNE-SSW et rabattus sur le trait.

Puis en 1982 (Robaszynski et <u>al</u>., Colbeaux et Leplat) une nouvelle interprétation est proposée prenant en compte des sondages strictement alignés, elle ne fait plus intervenir de faille subverticale (Faille de Ferques) et l'Unité de Ferques est dessinée en continuité depuis sa zone d'affleurement septentrionale, jusque son prolongement en profondeur sous la Faille du Haut-Banc, où elle se présente en un synclinal à coeur de houiller passant au Sud à un anticlinal (Anticlinal d'Hardinghen), qui affecte également la Faille du Haut-Banc.





Fig. 64.- Coupe longitudinale construite et équilibrée au 1/5000.

1, Silurien; 2, Dévonien; 3, Tournaisien-Viséen; 4, Namurien-Vestphalien; 5, couverture postpaléozoïque.

3





1 1____

.

٩,

¥.

ĸ

· · · · ·

ŝ.

Depuis, les observations accumulées, notamment dans la vallée du Crembreux (avec Lamouroux et Leplat) ainsi que les techniques d'équilibrage des coupes (Gratier et <u>al</u>., 1988) nous ont conduit à reprendre les interprétations; des constructions successives ont été testées, prenant en compte :

- le fait qu'à l'affleurement nous n'avions pas observé le ploiement des failles chevauchantes,

- les largeurs d'affleurement des strates d'âge Dévonien étaient incompatibles avec les épaisseurs connues, mais par contre, des fractures chevauchantes y avaient été observées ainsi que des glissements, soit banc sur banc, soit inter-formations induisant la présence ou l'absence de certaines des coupures lithologiques classiques,

- les "duplex de la carrière de Basse Normandie (c.f. Fig. 55) et de la vallée du Crembreux,

- les fractures chevauchantes pluridécamétriques mises à jour par l'approfondissement des carrières exploitant les calcaires d'âge Givétien.

- Coupe G.

La coupe est argumentée grâce au sondage de Blecquenecques nº2, les Fosses Frémicourt nº1 et 2, les carrières Napoléon et de Bois Sergent, ainsi que quelques affleurements (Fig. 62).

. <u>Le sondaqe de Blecquenecques nº2</u> : la coupe du sondage est la suivante :

de +68m à +52m Jurassique

de +52m à +35m pélites , Dévonien

de +35m à +17-18m Calcaire Napoléon , Viséen

de +17-18m à -47m Calcaire Lunel , Viséen

de -47m à -109m Dolomie à Siphonodendron martini , Viséen

de -109m à -193m Calcaire du Haut Banc , Viséen

de -193m à -385m Dolomie du Hure , Viséen - Tournaisien

de -385m à -417m Calcaire Joinville , Viséen (partie supérieure) .

Commentaires : - une faille à +35m met en contact des formations d'âge Dévonien sur des calcaires viséens.

- le Calcaire Lunel a une épaisseur apparente de 64-65m, son épaisseur connue est de 54-55m, il pourrait donc avoir un pendage de 33°,

 les Calcaires du Haut Banc, les niveaux repères Henriette et le banc de "11 pieds" sont situés à -124,25m et -144,75m (distance apparente de 20,5m, réelle de 17,5m), le pendage serait donc de 31°, ce qui confirme l'interprétation précédente,

- la Dolomie du Hure aurait dans ces conditions une épaisseur corrigée de 163m. L'épaisseur connue étant de 110m, il faut envisager une rampe tectonique,

- une faille à -385m fait se superposer la Dolomie du Hure d'âge Viséen-Tournaisien, au Calcaire Joinville (sommet du Viséen).

. <u>les Fosses de Frémicourt</u>, l'hypothèse développée in Colbeaux et <u>al</u>. (1978b), à savoir que les fosses permettent de délimiter la remontée d'une faille chevauchante, est reprise.

- Coupe H.

Trés proche de la précédente la coupe passe par le sondage de Blecquenecques n°l, les carrières des Moines et du Bois Sergent et confirme l'interprétation précédente (Fig. 63).

Conclusion .

ι.

κ.,

r i L

1

L

L.

Ι.

1

1 -

ί.

1.

Ì

. -

i

1

i.

1 3

١

1 -

ι

έ.

1 -

÷,

[]

l

La Faille de Ferques des auteurs (accident subvertical à rejet pluri-hectométrique) n'apparait pas dans les coupes proposées, par contre le Massif Paléozofque du Bas-Boulonnais est affecté d'accidents chevauchants pluri-kilométriques reliés par des rampes frontales. Dans cette hypothèse, les failles connues (d'Hydrequent et du Haut-Banc) ne conservent pas la même valeur, il faut donc vérifier la continuité latérale des failles chevauchantes principales avant de proposer un nouveau découpage en unités tectoniques.

5) PROPOSITIONS EN VUE DE L'ETABLISSEMENT D'UN NOUVEAU SCHEMA STRUCTURAL DU MASSIF PALEOZOIQUE DU BAS-BOULONNAIS.

a) COUPE LONGITUDINALE DU MASSIF, CONSTRUITE ET EQUILIBREE AU 1/5000.

La coupe passe par les sondages de Blecquenecques n° 1 et 2, les Fosses de Ferques n° 1 et 2, le sondage de la Vallée Heureuse et les environs de la carrière de Basse Normandie, plus un certain nombre de sondages d'exploitation qui sont couverts par la confidentialité (Fig. 64).



Outre la continuité latérale des failles, le tracé proposé conduit à admettre l'existence d'accidents chevauchants transversaux qui peuvent s'interpréter soit comme des rampes latérales, soit comme issuus du rejeu en décrochement des grands chevauchements. Un autre point intéressant résulte du passage d'un accident chevauchant (sondage de la Vallée Heureuse) à l'inter-banc argileux séparant les Formations de la Dolomie à Siphonodendron martini et du Calcaire du Haut-Banc (carrière de Basse Normandie); l'inter-banc peut être observé découpé en "écailles de poisson" ou lentilles tectoniques, à l'applomb de la bascule dans la partie basse de cette carrière.

b) COMMENTAIRES.

ι.,

. .

λ.

k.....

ſ

ι

1

i.

i,

×.

· ·

Les accidents chevauchants longitudinaux principaux nommés F3, F2 et F1 sur les coupes équilibrées (Fig. 60 à 63) voient leur continuité latérale confirmée par la coupe longitudinale. Quelle est leur importance structurale ?

Le montage en trois dimensions des coupes équilibrées (Fig. 65) et son interprétation cartographique schématique (Fig. 66) permettent de mettre en évidence :

+ Une faille subverticale longitudinale (N 100).

Tracée sur les coupes H et G, la faille a un rejet vertical qui s'estompe de l'Ouest vers l'Est. Aussi et à l'échelle de travail choisie, peut-on considérer qu'elle n'a que peu ou pas de rejet au passage des coupes E et F.

Est elle la prolongation occidentale de la Faille de Ferques décelée plus à l'Est (coupes A à D, Fig. 60) ?

 – à l'Est, c'est le compartiment Nord qui est remonté,

- si c'est une faille en "ciseau" l'annulation des rejets verticaux à l'aplomb des coupes E et F est logique, mais à l'Ouest, c'est le compartiment Sud qui devrait être remonté, or c'est l'inverse (coupes G et H).

Il faut donc envisager des accidents subverticaux en relais ou en échelon plutôt qu'un seul accident en continu.



Fig. 66.- Nouvelle interprétation cartographique (schématique) de la partie occidentale du Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais.

1, Silurien; 2, Dévonien; 3, Tournaisien-Viséen; 4, Namurien-Westphalien.

+ Des failles chevauchantes longitudinales principales F1, F2 et F3.

- Fl n'a été mise en évidence que sur la coupe F, son intersection avec le toît des formations paléozoïques devant être réalisée sous la couverture mésozoïque septentrionale.

- F2 a une direction sensiblement N 100.

- F3 pose un problème, en effet

(i) sur les coupes E et F elle limite une unité renfermant d'une part des formations détritiques d'âge Dévonien, d'autre part des "copeaux" de calcaires d'âge Viséen,

(ii) en carte, le contact chevauchant Dévonien/Viséen a une orientation N 100 alors que l'extrémité septentrionale de F3 est dirigée N 140-150. Cette dernière orientation correspond aux mesures réalisées à la carrière de Basse Normandie.

Deux hypothèses peuvent dés lors être

(1) existence de deux accidents de directions différentes N 100 et N140-150,

(2) la direction N 100 correspond à celle des accidents chevauchants longitudinaux, N 140-150 à une rampe latérale oblique.

+ Des failles chevauchantes transversales .

Mises en évidence sur la coupe longitudinale, les failles chevauchantes transversales à pente Ouest avaient été observées sur le terrain (c.f. le site BX). Leur extension méridionale est hypothétique, on constatera néanmoins qu'elles permettent d'expliquer le décalage cartographique de la faille F3. Enfin, elles s'intégrent parfaitement dans la succession des structures (Tabl. II) proposée à la suite de l'analyse mésotectonique.

c) PROPOSITION DE NOUVELLES UNITES STRUCTURALES

Les unités tectoniques et les failles chevauchantes classiques du Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais ne peuvent pas être reconnues dans les coupes équilibrées proposées :

F3,

posées :

ι.

ι,

L

l

1

i.

ί

i.

r .

ì.

ł

. .

ι.

1 .

i.

÷

r .

٢

.

ι

÷

i.

1

- la Faille d'Hydrequent n'est qu'une partie de

- la faille du Haut-Banc correspond à la moitié méridionale de F2,

- l'Unité de Ferques doit désormais être considérée comme allochtone.

Aussi, avec Lamouroux, nous avions proposé les unités et failles suivantes :

Unité de Rinxent ; unité la plus supérieure renfermant des couches dévoniennes et viséennes;

Faille de Rinxent (F3);

Unité de Blecquenecques : elle englobe les anciennes unités du Haut-Banc (allochtone) et de Ferques (autochtone);

Faille de Blecquenecques (F2) : sa remontée septentrionale a lieu vers Landrethun, au contact des formations dévoniennes et siluriennes et pour partie sous la couverture d'âge Crétacé;

Unité de Pihen, renfermant des couches d'âge Dévonien à Namurien-Westphalien (houiller);

Faille de Pihen : elle découle de l'interprétation des "Calchistes de la Vallée Heureuse" non plus en terme de Formation , mais comme une brèche de faille, au sondage de la Vallée Heureuse;

Unité de Peuplingues, renfermant des couches d'âge Silurien à Namurien-Westphalien.

CONCLUSION .

La Faille d'Hydrequent des auteurs de la carte géologique de Marquise à 1/50 000 voit son allure linguoïde (et synclinale) remise en question : ce tracé pouvant être obtenu non plus avec un même accident en continuité, mais par le jeu d'accidents chevauchants transverses (N 160-170) postérieurement à la mise en place d'accidents longitudinaux (N 100-120) chevauchants.

La carte de Olry (1904) relative à l'Est du Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais doit être réinterprétée (les plis représentés ont-ils une réalité ?). Les données actuellement en ma possession n'étant que partielles, elles doivent être étoffées .

En conclusion, les données mésostructurales, les coupes équilibrées à 1/5000 et la cartographie schématique proposée pour la partie occidentale du Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais sont cohérentes et impliquent l'allochtonie complète du Massif. Des études complémentaires sont nécessaires en vue d'affiner la cartographie, puis de l'étendre vers l'Est.

II - LE MASSIF DE LA TOMBE.

Ι.

ι.

ì

1

Ì

l

l

÷,

ĺ.

C'est au Sud de Charleroi (Belgique), à proximité de Landelies, qu'affleurent des terrains paléozoïques découpés par de nombreuses failles chevauchantes : il s'agit du Massif de la Tombe, considéré comme un lambeau de poussée au Nord de la Faille du Midi (Beugnies, 1976b).

1) DONNEES HISTORIQUES.

a) STRATIGRAPHIE.

Le Massif de la Tombe présente une série d'assises presque complète (Fig. 67) allant du Frasnien au Namurien. Les belles coupes localisées le long des rives de la Sambre servent de référence stratigraphique depuis des décennies (Groessens et <u>al</u>., 1973; Beugnies, 1976b, comportant une bibliographie complète).



Fig. 67.- Colonne stratigraphique schématique des séries d'âge Paléozoïque du Massif de la Tombe.

Le Dévonien supérieur est surtout constitué par des alternances de couches pélitiques à gréseuses et de niveaux plus carbonatés. Les séries d'âge Tournaisien et Viséen sont représentées presque exclusivement par des calcaires, par contre celles du Namurien sont essentiellement pélitiques et gréseuses.

b) TECTONIQUE.

L'orogenèse hercynienne s'est manifestée au cours du Carbonifère par trois phases importantes :

- dès le milieu du Viséen, les premiers mouvements tectoniques se sont manifestés par un bombement du fond du bassin de sédimentation ayant induit la formation de brèches sédimentaires d'âge Viséen moyen et supérieur.

- à la fin du Westphalien, la phase de compression hercynienne atteint son paroxysme. Elle se traduit en Ardenne par la Faille du Midi qui permet l'avancée d'une trentaine de kilomètres vers le Nord du Massif du Midi, sur le bord Sud du synclinorium de Namur (Fourmarier, 1932), dans sa progression, le Massif entraîne des écailles de poussée dont l'une constitue le Massif de la Tombe.

Cette écaille est d'abord structurée en un pli anticlinal qui, sous la poussée, va se coucher et son flanc inverse sera étiré puis rompu. C'est alors que prennent naissance les failles des Gaux et de la Tombe (Fig. 68), délimitant deux unités tectoniques : une unité supérieure ou Lambeau des Gaux et une unité inférieure ou Lambeau de la Tombe.

Au cours de sa progression vers le Nord, le Lambeau des Gaux brise le dôme anticlinal de l'unité inférieur en deux parties : le Lambeau de Fontaine l'Evêque au Nord et le Lambeau de Wespes au Sud.

 pour Beugnies (1976b), c'est à une même phase tardive d'âge Permien inférieur que se manifestent les quatres épisodes de structuration suivants (Fig. 69) ;

. un ensemble de fractures subverticales, NE-SW (transversales) à caractère décrochant (Failles de Landelies, de Montignies-le-Tilleul et de Mont sur Marchienne) découpe le Massif de la Tombe en trois panneaux (Fig. 69b) : occidental, médian et oriental;

. une translation du Massif du Midi vers le Nord-Est (Fig. 69d) entraine :

(i) d'une part, le glissement du panneau occidental de l'unité supérieur des Gaux sur la Faille des Gaux et le ploiement de la Faille de Landelies au Nord-Est de Landelies,



Fig. 68A.- Carte structurale schématique du Massif de la Tombe ;

1. Massif du Midi (on désigne ainsi l'allochtone situé au Sud de la Faille du Midi); 2. Lambeau de Fontaine l'Evêque; 3. 4. 5. Lambeau des Gaux (panneaux occidental, médian, oriental); 6. faille; 7. faille chevauchante et Faille du Midi; 8. anticlinal; 9. synclinal; 10. localité (FE, Fontaine l'Evêque; L. Landelies; N/M. Mont sur Marchiennes; MT, Montignies le Tilleul). Interprétée d'après Beugnies (1976b).



Fig. 688.- Coupe générale du Massif de la Tombe :

i.

1, Massif du Midi; 2, Frasnien; 3, Famennien; 4, Tournaisien; 5, Viséen; 6, Namurien inférieur (H]a); 7, Namurien supérieur (H]b); 8, Westphalien (H2); 9, sondage; 10, faille (FG, Faille des Gaux; FM, Faille du Midi; FT, Faille de la Tombe. D'après Beugnies (1976b, fig.8C), localisation du trait de coupe dans l'encart de la Fig.68A.



 (ii) d'autre part, la formation des anticlinaux de Wespes, du Vigna et du Trieu des Gaux;
. une fracturation du panneau oriental (Fig. 69e) avec le jeu de la Faille subverticale du Rocher-Lambot;

. une dernière phase de fracturation donnera naissance à des failles subverticales d'orientations diverses (Fig. 69f) : Failles des Couturelles, de l'Eau d'Heure, des Carrières, du Pré-Fleuri et de la Casse.



Fig. 69.- Evolution tectonique et unités structurales du Massif de la Tombe et de ses environs :

1, Lambeau de la Tombe; 2, Lambeau des Gaux; 3, Massif du Midi; 4, Massif de Bouffioulx; 5, faille chevauchante; 6, Faille du Midi; 7, faille subverticale; 8, localité; 9, sens des déplacements; 10, rivière; F.B., Faille de Bouffioulx; F.G., Faille des Gaux; F.M., Faille du Midi; F.T., Faille de la Tombe; fl, Faille de Landelies; fmm, Faille de Mont/Marchienne; fmt, Faille de Montignies le Tilleul; frl, Faille du Rocher Lambot. D'aprés Beugnies, 1976b, fig. 13. Pour la première fois, une tectonique polyphasée était mise en évidence dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique.

2) LES SITES D'OBSERVATION.

ł.

i.

Nous ne rapporterons ici que les données relatives à 24 sites sélectionnés en fonction du nombre de mesures et de la netteté des structures observées. Les sites sont répartis dans les différentes unités structurales (Fig. 70) :



Fig. 70.- Carte struturale et localisation des affleurements étudiés dans la région de Landelies (Massif de la Tombe) :

1, faille; 2, faille chevauchante et Faille du Nidi; 3, faille hypothétique; 4, carrière; 5, n° d'un site de mesure; 6, lettre désignant une zone d'un site. F.G., Faille des Gaux; F.T., Faille de la Tombe.

+ Unité supérieure ou Lambeau des Gaux;

<u>panneau occidental</u>, dont : la partie sud, essentiellement constituée de formations d'âge
Frasnien : c'est le flanc normal faillé et plissé de l'Anticlinal de Landelies, qui comprend les sites MT IV,
V, VI et VII;

. la partie nord quant à elle, correspond au flanc inverse de l'Anticlinal de Landelies qui se déverse de plus en plus vers le Nord, avant de se coucher prés de la Faille des Gaux (NT I et III); - <u>panneau médian</u>, dans lequel le flanc normal de l'Anticlinal de Landelies a presque complétement disparu et dont le flanc inverse présente successivement du Sud vers le Nord,

. des couches d'âge Frasnien et Famennien fortement déversées (MT_IX),

. une plateure d'assises d'âge Famennien (MT VII et X),

. des strates à nouveau fortement redressées avant de se coucher prés de la Faille des Gaux (MT II et XVI);

- <u>panneau oriental</u>, représentant le flanc inverse de l'Anticlinal de Landelies (MT XVIII, XXII, XXIII et XXIV).

+ Unité inférieure ou Lambeau de la Tombe, elle correspond au flanc inverse d'un anticlinal couché avec d'une part, au Nord, le Lambeau de Fontaine l'Evêque (MT XIII, XIV, XV et XVI), d'autre part, au Sud, le Lambeau de Wespes (MT XI et XII).

Le contact entre ces deux unités a été étudié à la faveur des sites MT XVIII, XIX, XX et XXI.

3) LES OBSERVATIONS MESOSTRUCTURALES.

a) LES STRUCTURES PLISSEES.

Dans le Massif de la Tombe (Fig. 71), les plis de direction moyenne N 110-120 prédominent : ce sont les plis longitudinaux des auteurs.

Ces plis peuvent se présenter de différentes manières : arrondis symétriques, dissymétriques, couchés à vergence Nord. Dans ce dernier cas une schistosité de fracture peut affecter la tête des plis anticlinaux (Fig. 72A); lorsque des niveaux incompétents sont intercalés entre des niveaux compétents on peut avoir fluage vers les charnières (niveaux charbonneux du Viséen supérieur, V3b, Fig. 72B,par exemple).



Fig. 71.- Caractéristiques géométriques des plis observés dans le Massif de la Tombe ; 1, pôle de plan axial construit; 2, charnière mesurée sur le terrain; 3,axe de pli construit.



Fig. 72.- Exemples de plis longitudinaux.

A - Site MT I, calcaires d'àge Viséen supérieur à niveaux de charbon intercalés.

B - Site MT XIV, calcaires d'áge Viséen moyen.

Les plis transverses observés sur le terrain sont arrondis avec des surfaces axiales subverticales, ils sont facilement identifiables lorsque l'allure générale des strates est en plateure (tabulaires ou faiblement monoclinales); par contre, lorsque le pendage devient plus important, ils sont difficiles à discerner. Leur mise en évidence par les constructions stéréographiques pose problème. En effet, non seulement ils sont masqués par les guirlandes de points relatives aux plis longitudinaux, mais de plus, le pendage de leurs flancs est faible, aussi l'écart relatif des pôles extrèmes est-il généralement à la limite du significatif (60° au maximum). Par exemple :

<u>- site MT V</u>, un anticlinal affecte les formations calcaires d'âge Frasnien (d'allure générale en plateure), le pli est légérement conique et le grand cercle moyen de la guirlande des pôles des plans de stratifications est aisée à tracer (Fig. 73A).

<u>- site MT VII</u>, un anticlinal transversal affecte les formations calcaires d'âge Frasnien, le pli est plus doux que précédemment (les flancs sont moins pentés) et la guirlande des pôles des plans de stratification est plus réduite (Fig. 73B).



Fig. 73.- Exemples de stéréogrammes relatifs à des plis transversaux : sites MT V (A) et MT VII (B).

Des stries de glissement ont, quelquefois, été relevées sur la surface des bancs (Fig. 74 et annexe II, fig. II.)) à II.)4). Dans certains sites, les stries présentent des orientations diverses (MT I, MT XV), dans d'autres, elles sont subparallèles, soit à la ligne de pendage des bancs (MT XVIA), soit à leur direction (MT XIIA).



Fig. 74.- Exemples de surfaces de bancs et de stratifications striées relevées dans le Massif de la Tombe. Sites MT I et MT IVIA. 1, grand cercle; 2, strie; 3, strie à sens de déplacement connu.

b) LES STRUCTURES CASSANTES.

i.

1

i.

ĸ

+ Classement d'aprés les pendages.

Les fractures présentent deux groupes de pendages : les uns proches de la verticale (à fort pendage), les autres inférieurs à 45° (à faible pendage). Dans le site MT VII, 28% des fractures ont un pendage inférieur à 40° (Fig. 75) et des directions proches de N-S ou de E-W, les autres fractures ont des pendages supérieurs à 60°.



Fig. 75.- Distribution du pendage des fractures : exemple du site MT VII (67 mesures). Classement directionnel des fractures à faible pendage sur l'histogramme.

+ Classements géométriques.

Pour les sites ayant permis un nombre suffisant de mesures (50 et plus), des stéréogrammes ont été construits : ils sont figurés dans l'annexe II (Fig. II.15 à II.18).

- Les fractures à fort pendage.

Elles peuvent être regroupées en quatre familles directionnelles homogènes quelque soit le site ou l'unité tectonique : N 10-40, N 50-70, N 110-130 et N 140-170 (Fig. 76);



Fig. 76.- Représentation schématique des fractures à fort pendage du Massif de la Tombe. Les stries observables sur leur surface indiquent des mouvements essentiellement horizontaux (Fig. 77 et annexe II, fig. II.19 à II.22).



Fig. 77.- Exemples de fractures striées à fort pendage relevées dans le Massif de la Tombe : Sites MIXVII (zones B , C , D , E) et MT XXD. 1, grand cercle représentant une fracture; 2, strie; 3, strie avec indication du sens de déplacement; 4, décrochement.

Bien que toutes les fractures ne soient pas striées , en utilisant ces marqueurs, nous pouvons postuler que les familles directionnelles précédemment définies sont soit :

- décrochantes senestres : fractures des familles N 10-40, et N 110-130;

- décrochantes dextres : fractures des familles N 50-70, et N 140-170; il existe cependant quelques fractures appartenant à ces familles qui, d'aprés les stries, auraient un jeu différent

- Les fractures à faible pendage.

Elles n'apparaissent que trop sporadiquement sur les stéréogrammes (ex. : site MT IIG) pour qu'une conclusion puisse être tirée à partir de la méthode stéréographique; elles ont donc été extraites des mesures et traitées séparément.

. les <u>fractures longitudinales à faible</u> pendage (Fig. 78) ont des pentes vers le Sud ou le Nord (annexe II, fig. II.23 à II.27). Les stries de glissement sont subparallèles, soit à leur ligne de pendage (MT X, MT XIX, MT XX), soit à leur direction (MT I, MT XIX) : dans le premier cas les fractures ont eu un jeu de type inverse, dans le second cas de type décrochant;



i.

1 .

١.

1

÷.

.

ŝ,

ŝ,

C

L.

Fig. 78.- Exemples de fractures longitudinales à faible pendage relevées dans le Massif de la Tombe : Sites MT I et MT XIX. 1, fracture; 2, strie à sens de déplacement inconnu; 3, strie avec indication du sens de déplacement.

. les <u>fractures transversales à faible</u> pendage (Fig. 79 et annexe II, fig. II.28 à II.32) ont des directions, soit proches de l'axe N-S (MT VII) et des pendages vers l'Est ou l'Ouest, soit proches de N 30-40 (MT XVIIA) et des pendages vers le Nord-Ouest ou le Sud-Est.

Les stries de glissement sont subparallèles, soit à leur ligne de pendage (MT XVIII), soit à leur direction (MT VII).



Fig. 79.- Exemples de fractures transversales à faible pendage relevées dans le Massif de la Tombe : Sites MT VII et MT XVIIA.

c) LES RELATIONS ENTRE LES STRUCTURES.

Les résultats obtenus dans le Massif de la Tombe sont cohérents, mais pour éviter une longue et fastidieuse présentation, j'ai choisi de ne proposer que quelques exemples. Les données non exposées de façon détaillée sont placées en annexe II (Tabl. II.2).

+ Sites MT IIB-C; IV et V; XIV; XVI.

Localisés dans le Lambeau des Gaux (Fig. 80) globalement structuré en un pli couché : le flanc normal affleurant au Sud est affecté de plis transverses serrés prés de la Faille du Midi, puis, il prend une allure en plateure; le flanc inverse est réguliérement monoclinal (à pendage Sud), sauf, au Nord, contre la Faille des Gaux.

Quelque soit le site considéré, les fractures (à fort pendage essentiellement) se groupent en familles homogènes (Fig. 80A). Ce qui ne permet pas d'envisager des regroupements identiques à ceux proposés dans le cas théorique, d'un pli formé aprés fracturation des couches, par Vialon et <u>al</u>. (1976, c.f. Fig. 80D) :

- les sites MT V et MT IV correspondent à des strates à faible pendage repérées c sur la figure 80D, auxquelles devraient correspondre les fractures appelées c';

- le site MT IIB-C pour lequel les strates sont redressées (a sur la figure) devrait présenter une répartition différente (a') de la fracturation, il n'en est rien.

Des stries ont été relevées sur les surfaces de bancs, le pli étudié est donc de type flexion-glissement et les fractures sont nées après la phase de plissement.

Fig. 80.- Distribution des fractures dans un pli longitudinal (direction axiale N 100) du Lambeau des Gaux du Massif de la Tombe.

A.- Stéréogramme des fractures par secteur de mesure :

1, 1) & 12 points par % de surface; 2, 9-10 %; 3, 7-8 %; 4, 5-6 %; 5, 3-4 %; 6, 1-2 %.

8.- Coupe transverse du Lambeau des Gaux :

7, Massif de la Tombe; 8, Frasnien; 9, Famennien inférieur; 10, Famennien supérieur; 11, Tournaisien inférieur; 12, Tournaisien supérieur; 13, Viséen inférieur; 14, Viséen moyen; 15, Viséen supérieur (V3a); 16, Viséen supérieur (V3b-c); 17, Namurien (d'aprés Beugnies, 1976, Fig. 4).

C.- Localisation de la coupe .

D.- Organisation théorique des fractures dans un pli :

D'aprés Vialon et al. (1976, Fig. 2.57).

- <u>a</u>, sur un stéréogramme simplifié, distribution des strates (C) et des fractures diagonales droites (Dd) et gauches (Dg) sur des petits cercles;

- b, distribution des strates (C) et des fractures longitudinales (L) sur un grand cercle, des fractures transversales (T) prés de la trace de l'axe du pli ou de la flexure;

- \underline{c} , distribution théorique des fractures L, Dd ou Dg en fontion des sites étudiés (MT II B-C, XIV, XVI et IV).
l

i.

Ĺ

k

ι



+ Site MT VII.

Dans l'angle sud-est de cette petite carrière localisée sur les bords de la Sambre, les strates d'âge Frasnien moyen Fr2b sont ployées par un anticlinal transverse symétrique (Fig. 81A). Les observations ont été réalisées sur le flanc oriental de cette structure plissée (Fig. 81B) et conduisent à la succession de structures suivante : soit dans l'ordre chronologique, ٦

(i) une fracture 106°/S 87°,

(ii) puis une fracture transversale à faible pendage 8°/E 25°,

(iii) puis une fracture longitudinale à faible pendage 92º/N 34º,

(iiii) enfin une fracture subverticale 112º/N 87º.



Fig. 81.- Le site MT VII.

A : pli transverse; 1, pôle de strate; 2, axe du pli.

B : les fractures observées sur le flanc oriental du pli transverse.

+ Site MT IIG.

C'est une ancienne carrière exploitant les strates fortement redressées d'âge Tournaisien inférieur et moyen, actuellement utilisée comme bac de décantation des eaux de lavage de granulats. Les surfaces de bancs de la face nord-est permettent d'observer une série de fractures (Fig. 82) dont la succession est la suivante : soit dans l'ordre chronologique.

(i) une fracture longitudinale à faible pendage 120°/NE 16°,

(ii) des fractures à fort pendage 33°-41° /NW 75°-82°,

(iii) puis enfin une fracture transversale à faible pendage 23º/NW 13º.



Fig. 82.- Le front nord-est du site MT IIG.

i.

+ Site MT I.

Cette carrière exploitait les calcaires d'âge Viséen supérieur : V3b ou "bleu belge" et V3c.

L'extraction actuellement arrétée laisse le seul front SW accessible. De nombreux plis longitudinaux (plis de second ordre en S du flanc inverse de l'Anticlinal des Gaux) sont soulignés, soit par l'allure des strates, soit par les niveaux charbonneux du V3b (Pl. III et Fig. 83); ils sont recoupés par des fractures décamétriques. La succession des structures est la suivante : soit dans l'ordre chronologique,

(i) les plis de directions axiales N 120-127,
 (ii) une fracture à fort pendage 20°/W 67°,
 (iii) des fractures 47°/NW 65° et 53°/SE 82°
 ainsi que des fractures d'échelle métrique (non représentées sur la figure) 40°/NW 60° et 122°/N 85°,
 (iii) puis enfin la fracture 25°/W 44°.



Fig. 83.- Panorama du front sud-ouest du site MT I.

De telles observations effectuées dans chaque zone puis confrontées au niveau de chaque site, puis enfin pour l'ensemble du Massif de la Tombe (Tabl. IV) permettent d'aboutir à la succession générale des structures suivante (chaque type de structure sera défini par une enveloppe de directions) : soit dans l'ordre chronologique et des plus anciennes vers les plus récentes,

 des <u>plis longitudinaux</u> de direction axiale moyenne N 96-117,

- des fractures longitudinales à faible pendage,

- des <u>fractures à fort pendage</u> de directions N 10-40 et N 140-170,

- des <u>plis transversaux</u> de directions axiales N 156-02 et à plan axial vertical,

- des <u>fractures transversales à faible pendage</u>,

- des <u>fractures longitudinales à faible pendage</u> vers le Nord,

- des <u>fractures à fort pendaqe</u> N 50-70 et N 110-130,

- enfin et en quelques sites seulement, des fractures de direction N 12-27 et à pendage moyen (environ 45°) vers l'Ouest ou fort.

	LAMBEAU DES GAUX									CONTACT							
	Panneau occidental Panneau médian			L'EVEQUE													
LES STRUCTURES	1	111	١v	v	VIL	II _A	пB	11E	fl _G	. X	XII B C	XIV	x٧	XVII	хіх	хх	XXI
Plis longitudinaux										-							
Fractures longitudinales à faible pendage																	
Fractures a fort pen- dage N 10-40 et ¹⁴⁰ - 170																	
Plis transverses																	
Fractures transverses																	
Fractures longitudi à faible pendage [N]																	
Fractures à fort 110 – pendage N50–70 et 130																	
Fractures à pendage moyen N 12-27																	

Tabl. III.- Comparaison des successions partielles de structures relevées en chacun des sites à la succession générale proposée pour l'ensemble du Massif de la Tombe ;

Lorsqu'un élément de la succession générale a été rencontré dans un site, la case correspondante est hachurée; les sites décrits précédemment ont été ombrés.

Cette succession générale est bien entendu schématique et représentative à l'échelle du Massif de la Tombe. A l'échelle d'une zone de mesure ou d'un site, parfois seuls quelques éléments de la succession ont été relevés. Il faut noter également que la position des plis transversaux est mal définie dans la succession générale. En effet, ils sont au plus antérieurs aux fractures transversales à faible pente. Leur place dans la succession générale n'est donc liée qu'à des critères d'orientation.

4) COHERENCE ENTRE LES DONNEES DE TERRAIN ET LES Donnees historiques.

Le chapitre précédent a mis en évidence l'homogénéité des déformations à l'échelle du Massif de la Tombe et leur indépendance vis à vis des unités tectoniques définies par Beugnies (1976b). Les failles seront précisées par l'analyse mésotectonique, puis la succession des structures sera comparée à l'évolution structurale du Massif.

L

ł

ι

i

r ·

ι.

i.

r .

¥.

ĺ

()

i.

ر ا

ί

[

a) LES FAILLES SUBVERTICALES.

Les principales failles mises en évidence par Beugnies (1976) ont été observées dans quelques sites (Fig. 71).

+ La <u>Faille de Montignies-le-Tilleul</u> provoque un soulévement relatif et un déplacement latéral vers le Nord du compartiment oriental. Les composantes verticale (100m) et horizontale (330m), de ce mouvement indiquent que cette Faille a une forte composante senestre.

Dans le <u>site MT XVII</u>, des mesures directes lui accordent des orientations 147°/NE 74° et 158°/SW 74° au contact des calcaires d'âge Viséen avec les schistes d'âge Namurien, et à son voisinage une schistosité de fracture 143°/ 90° s'est développée dans les formations schisteuses (Namurien).

+ La <u>Faille de Landelies</u> a un rejet vertical (relévement du compartiment oriental) et un caractère décrochant dextre (rejet horizontal, 200 à 300m dans le Massif de la Tombe, 800m dans le Lambeau des Gaux).

Au <u>site MT IIG</u>, une mesure directe lui accorde une orientation 125*/SW 87* et les fractures sont regroupées dans la famille 119*-122*/ 90*, sur la carte géologique nous sommes sur l'une des nombreuses virgations de la Faille (passage d'une direction N 152 à N 92).

+ La <u>Faille du Rocher Lambot</u> a provoqué un enfoncement du compartiment occidental; son allure localement couchée a été observée dans le <u>site MT XXII</u> où les couches d'âge Tournaisien moyen sont découpées en lentilles tectoniques d'allongement N 163-22.

+ La <u>Faille des Couturelles</u> d'orientation générale N 70 a relevé le compartiment septentrional de 50m.

Elle a été observée au <u>site MT XX</u> avec une géométrie 60°/E 87° et les fractures sont regroupées dans la famille 65°-76°/ 90°.

4.9

.

+ La <u>Faille de l'Eau d'Heure</u> a une direction N 65 et décroche vers le Nord le compartiment oriental (senestre, rejet horizontal de 100m). 66 mesures effectuées sur la rive gauche de l'Eau d'Heure se regroupent en la famille 50*-68*/NW 64*-90*.

+ La <u>Faille des Carrières</u> orientée N 115 a provoqué un enfoncement du compartiment septentrional de l'ordre de 40m.

On a pu observer son allure (153° /NE 73°) dans le <u>site MT XVII</u>, encore affecté par deux accidents de moindre importance : la Faille Médiane, 150°/SW 78°, et la Faille Méridionale à caractère décrochant (115°/N 85°). Les fractures y soulignent une orientation 150°-156°/NE 72°-82°.

+ La Faille du Pré Fleuri est visible dans deux sites :

- <u>XV</u> avec une orientation N 140, où les fractures sont regroupées dans la famille 46°-52°/NW 78°-86°, une grande fracture 120°/NE 83° se rapproche de l'orientation de la faille,

- <u>XIV</u> avec une orientation N 60 d'après la carte géologique et où les familles de fractures d'orientations proches sont : 34°-39°/NV 86°-90° et 48°-56°/ 90° (de grandes fractures sont rattachées à cette dernière famille).

+ La <u>Faille de la Casse</u> provoque un décrochement vers le Nord du compartiment oriental de 150m environ et a une direction N 45, dans le <u>site MT I</u> elle est soulignée par une famille de fractures d'orientations 55°-73°/E 66°-90°. En vue d'établir les relations possibles entre les failles et la fracturation, l'orientation de chaque segment linéaire de faille fut comparé (Tabl. IV) aux familles directionnelles de fractures, définies précédemment. Elles ont été regroupées en deux ensembles correspondant à ceux mis en évidence dans la succession générale des structures : avec d'une part, N 10-40 et N140-170; d'autre part, N 50-70 et N 110-130.

On constate que chaque segment, représenté par un point sur le tableau, se rattache tantôt à l'un, tantôt à l'autre de ces ensembles.

Fractures	N 50-70 et N 110-130	O 🗕 DEXTRE SENESTRE			
N 10-40 et 140-170 o SENESTRE 90					
L AMBEAU DE FONTAINE L'EVEQUE	F. defla Casse		$\Pi \Pi i^{*}$		
	F.du Pré Fleuri		111		
	F. des Carrières		////		
	F. de l'Eau d'Heure				
	F. des Couturelles				
LAMBEAU	F. du Rocher Lambot	• 1///	•///.		
	F. de Landelies				
DES GAUX	F. de Montignies le Tilleul	·//• •••	///////////////////////////////////////		
	F. de Mont-sur- Marchienne		7/1/,		

Tabl. IV. - Comparaison entre les familles directionnelles de fractures et les failles du Massif de la Tombe.

÷

ŝ.

ŧ.

i.

Les tracés sinueux, adoptés par Beugnies, dans la représentation cartographique des failles subverticales du Massif de la Tombe, ne serait donc que l'enveloppe moyenne, ou la combinaison de failles nées au cours de deux épisodes distincts de fracturation (Fig. 84).

b) LES FAILLES CHEVAUCHANTES.

Les failles chevauchantes cartographiées ont une direction générale N 100-110 et seuls quelques sites ont permis de les observer.

+ La Faille du Midi, 115°/S 28°, observée dans le <u>site XII</u> où les bancs calcaires d'âge Viséen situés immédiatement en dessous sont parcourus de nombreux filonnets de calcite, les strates gréseuses d'âge Gédinnien du compartiment supérieur semblent peu tectonisées et l'accident lui-même est souligné par un fin liseré argileux. + La Faille des Gaux traverse les <u>sites XX et</u> XXI (74°-94°/S 29°-36°). Le compartiment inférieur, sur une épaisseur de quelques mètres, présente des joints stylolithiques à pics verticaux bien développés; l'accident est souligné par une zone de calcaires finement broyés et recristallisés, de teinte rose; alors que les recristallisations de calcite sont bien développées dans le compartiment supérieur, sur une épaisseur de dix mètres environ.

Conclusion

L'analyse de terrain confirme le caractère polyphasé des structures affectant le Massif de la Tombe. Les tracés des failles proposés par Beugnies (1976b), à allure sinueuse, sont douteux et correspondent à l'enveloppe des déplacements enregistrés sur des réseaux indépendants de fractures d'échelle hectométrique à kilométrique.



Fig. 84.- Evolution structurale schématique du Massif de la Tombe, soit dans l'ordre chronologique : A, failles chevauchantes; B, failles subverticales liées à des contraintes o l de direction N-S; C, failles subverticales relatives à o l E-W; D, proposition d'une nouvelle carte structurale.

1, Massif du Midi; 2, Lambeau de Fontaine l'Evêque; 3, 4, 5, Lambeau des Gaux (panneaux occidental, médian, oriental); 6, Faille chevauchante du Midi; 7, faille chevauchante; 8, faille subverticale.

ι...

1.0

ί.

i,

í.

l

ł

l

i,

r

٢

à

١.

Ì.

ſ

III - L'AVESNOIS.

1) DONNEES HISTORIQUES.

a) STRATIGRAPHIE.

Pays de bocage, l'Avesnois dont le substratum paléozoïque rattaché à une partie du Synclinorium de Dinant, est en position méridionale par rapport à la Faille du Midi.

Les épaisses séries d'âge Dévonien (Fig. 85) ont une composition essentiellement pélitiques à gréseuses et recèlent de nombreuses variations latérales (Gosselet, 1880; Carpentier, 1913; Waterlot, 1969a). Les terrains carbonifères, quant à eux, sont de nature carbonatée.



Fig. 85.- Colonnes stratigraphiques schématiques du Paléozoïque de l'Avesnois :

 dolomie; 2, calcaire dolomitique; 3, bioherme; 4, calcaire construit; 5, calcaire à cherts; 6, pélites; 7, grés; 8, alternance de pélites et grés; 9, poudingue; 10, calcaire bréchiforme; 11, nodules carbonatés ou gréseux; 12, calcschistes.

b) TECTONIQUE.

Cartographiquement, les séries soulignent des plis longitudinaux, symétriques, ou plus rarement déversés vers le Nord; ils ont un allongement maximum d'une dizaine de kilomètres et la trace des surfaces axiales est arquée, à concavité tournée vers le Sud : N 60-72 à l'Ouest, E-W, puis N 96-110 à l'Est.

Des plis tranverses ont été cartographiés dans le coin SE de la feuille de Maubeuge (Fig. 86) avec une direction N 40. D'aprés Beugnies et <u>al</u>. (1963) et Waterlot et <u>al</u>. (1967) d'autres plis transverses sont suggérés par l'ennoyage régulier des plis longitudinaux.

Les failles (subverticales) ont des directions : - N 00-10 et N 33 (décrochantes dextres) sur la feuille à 1/50 000 d'Avesnes,

- N 150 et N 164-168 (décrochantes dextres en général) sur la feuille de Trélon,

- N 152 et N 130-132 sur la feuille de Maubeuge. Ces dernières ont une grande extension géographique et un tracé sinueux, les principales sont : <u>la Faille de Aibes-Recquiqnies</u>,

décrochante dextre et avec des segments de directions moyennes N 90, N 132 et N 147;

. <u>la Faille de Barbancon-Erquelinnes</u>, avec des segments N 30 (dextre), N 97, N 127 (senestre) et N 163 (dextre ou senestre), elle recoupe les plis longitudinaux et transversaux et leur est donc postérieure (Beugnies, 1965).

2) LES SITES D'OBSERVATION.

Les sites étudiés sont pour la plupart de mauvaise qualité : talus de route ou de voie ferrée, anciennes carrières partiellement ennoyées et seuls 21 d'entre eux sont rapportés (nombre de mesures suffisant, netteté des structures observées). Ils ont été regroupés de la manière suivante : région de Thuin (désignés par les lettres), SMT; feui $\overline{1}$ le à 1/50 000 de Maubeuge, M; feuille de Trélon, T; feuille d'Avesnes, A.



Fig. 86.- Carte structurale et localisation des sites de mesure de l'Avesnois ; 1. faille subverticale (F.A.R., Faille de Aibes-Recquignies; F.B.E., Faille de Barbancon-Erquelinnes); 2. anticlinal; 3. synclinal; 4. site de mesure; 5. localité.

3) LES OBSERVATIONS MESOSTRUCTURALES.

a) LES STRUCTURES PLISSEES.

Dans l'Avesnois et sa prolongation orientale dans les secteurs de Givet et Han-sur-Lesse (Fig. 87), les axes et charnières de plis se regroupent en deux larges ensembles de directions moyennes N 90-100 (plis longitudinaux des auteurs) et N 00-10 (plis transverses).



Fig. 87.- Caractères géométriques des plis relevés en Avesnois (plus les secteurs de Givet et Han-sur-Lesse) :

), côle de plan axial construit; 2, charnière mesurée sur le terrain; 3, axe construit.

Les plis transverses sont parfois difficiles à caractériser par les méthodes stéréographiques : par exemple le <u>site A IV</u>, localisé au coeur d'un synclinal longitudinal d'orientation axiale WSW-ENE, affectant des formations calcaires d'âge Viséen.

Sur le flanc Nord du synclinal d'échelle plurikilométrique, une série d'ondulations transverses (métriques à décamétriques) a été observée; la guirlande des pôles des plans de stratification de l'une d'entre elles (anticlinale) se détache difficilement de la guirlande correspondant au pli principal (Fig. 88). Ainsi, pour ce site, sur plusieurs ondulations transverses repérées sur le terrain, seules deux peuvent être mise en évidence par les constructions stéréographiques.

Comme nous l'avions repéré dans les régions de Landelies et du Boulonnais, les stries relevées sur la surface des bancs peuvent prendre toutes les attitudes vis à vis de la direction des couches (Fig. 89; Annexe II, Fig. II.33 à II.36). Ĺ.

f

l.

(

[

1

ί

1

į

i

ŝ,

÷

i,

1

ŝ

.

1

1



Fig. 88.- Exemples de plis transverses dans le site A IV :

1, pôle de plan de stratification; 2, axe de pli construit sur la figure; 3, axe de pli local; 4, charnière de pli mesurée sur le terrain; 5, grand cercle moyen d'une guirlande de pôles de plans de stratifications.



Fig. 89.-Exemple de surfaces de bancs striées en Avesnois.

Dans les assises d'âge Dévonien, les niveaux pélitiques sont fréquemment débités en lentilles tectoniques sigmoïdales alors que les niveaux gréseux ne semblent pas affectés (Fig. 90A). Le grand axe des lentilles est systématiquement parallèle (ou presque) au plan axial des plis (Fig. 90B).



Fig. 90A.- Panorama du front oriental du site SMT VIA.



Fig. 90B.- Relations géométriques entre les plis et les lentilles tectoniques affectant les niveaux pélitiques (site SMT VIA).

+ Classement d'aprés les pendages.

Comme dans les secteurs précédents, les fractures présentent deux groupes de pendages : les uns proches de la verticale (à fort pendage), les autres à faible pendage.

+ Classement géométrique.

i.

Seuls quelques sites ont permis un nombre suffisant de mesures pour la réalisation des stéréogrammes de comptage (Annexe II , Fig. II.37 à II.39).

- Les fractures à fort pendage.

La famille directionnelle commune à la plupart des sites a une direction principale moyenne N 150-160 (Fig. 91). D'autres familles directionnelles sont également notables : N 20-30, N 50-70 et N 110-130.



Fig. 91.- Représentation schématique des fractures à fort pendage relevées en Avesnois.

Les stries observables sur leur surface indiquent,en général, des mouvements à caractère décrochant; mais le sens de déplacement des compartiments n'a été défini que pour une faible proportion d'entre elles (Fig. 92; Annexe II, Fig. II.40 à II.42). - 126 -



Fig. 92.- Exemple de fractures striées à fort pendage en Avesnois.

Les familles directionnelles de fractures, définies précédemment, peuvent être caractérisées de la manière suivante :

- décrochante senestre, N 20-40 et N 110-130,
- décrochante dextre, N 50-70 et N 150-160.

D'autres fractures de direction E-W ont un caractère décrochant dextre.

Un autre trait caractéristique en Avesnois est la relative grande souplesse des couches au voisinage des fractures subverticales d'échelle décamétrique à hectométrique, tant dans les assises d'âge Dévonien que Carbonifère. Dans les deux cas illustrés (Fig. 93), les plis sont obliques par rapport au plan de fracture et sont interprétés comme de deuxième ordre, traduisant un caractère décrochant dextre.



Fig. 93.- Croquis détaillés (d'aprés photographies) du front septentrional du secteur M IIC et de la zone C du secteur A IV.

- Les fractures à faible pendage.

Tout comme dans les secteurs du Massif de la Tombe et du Boulonnais, les fractures à faible pendage ont été classées en longitudinales (E-W) et transversales (N-S).

Les fractures longitudinales à faible

pendage.

Élles sont pentées vers le Sud ou vers le Nord (Fig. 94 et annexe II, Fig. II.43 à II.46) et seul un petit nombre d'entre elles porte des stries de glissement. Les stries sont alors selon la ligne de pendage, sauf dans le secteur A IV où une fracture pentée Nord présente des stries légérement obliques sur la direction du plan.



Fig. 94.- Exemple de fractures longitudinales à faible pendage en Avesnois.

Les fractures transversales à faible

pendage.

÷.

Élles ont des directions d'une part franchement N-S et des pendages vers l'Est ou l'Ouest, d'autre part proches de N 30-40 et des pendages vers le NW ou le SE (Fig. 95). Leur plan est rarement strié : dans ce cas les stries sont, soit dirigées selon la ligne de pendage, soit obliques sur la direction du plan (Annexe II, Fig. II.47 à II.50).





Fig. 95.- Exemple de fractures transversales à faible pendage en Avesnois.

c) LES RELATIONS ENTRE LES STRUCTURES.

Les successions de structures déduites de l'analyse mésostructurale (Annexe II, Tabl. II.III), sont très proches de celles mises en évidence dans les deux secteurs précédents. Aussi, seules les conclusions de l'analyse seront données ci aprés (chaque type de structure sera défini par une enveloppe de directions); dans l'ordre chronologique et des plus anciennes vers les plus récentes, on aurait :

- des plis longitudinaux (N 62-108) à surface axiale verticale,

- des fractures longitudinales à faible pendage (N 72-110), à pied Nord ou Sud,

- des fractures à fort pendage, familles directionnelles N 20-40 et N 150-160,

- des plis transverses (N 162-45) à plan axial vertical,

- des fractures de direction N 43-67 et à faible pendage vers le Nord-Ouest ou le Sud-Est,

- des fractures à fort pendage, N 50-70 et N 110-130,

- des fractures à fort pendage vers l'Est ou l'Duest et de direction N 160-02. 4) COHERENCE ENTRE LES DONNEES DE TERRAIN ET LES DONNEES HISTORIQUES.

L'allure arquée des plis longitudinau× est confirmée par l'analyse mésotectonique (N 65-83 à l'Ouest, N 118-133 à l'Est).

Les plis transverses, suggérés par l'ennoyage régulier des plis longitudinaux, ont des directions axiales, déduites des constructions stéréographiques, N 162-45 (moyenne N 11) et ils leurs sont postérieurs.

Une similitude d'orientation entre les failles et la fracturation peut être mise en évidence sur les feuilles de Trélon et Maubeuge à 1/50 000 :

sur la feuille de Trélon, les failles ont des orientations N 150, N 164-168 et la fracturation N
 163-05 avec de forts pendages vers l'Est ou l'Ouest,
 sur la feuille de Maubeuge, les failles sont

globalement orientées N 152 et N 130-132, tandis que la fracturation à fort pendage, associée, a des directions N 150-160 et N 110-130.

Si l'on s'intéresse aux failles N 130-132 d'allure sinueuse, elles sont formées de segments homologues des fractures de directions moyennes N 20-40, N 110-130 et N 150-160. Il semble donc que le tracé cartographique des failles soit le résultat de la composition de fractures d'orientations diverses.

En ce qui concerne la Faille de Barbancon-Erquelinnes, Beugnies (1965), à partir d'arguments de terrain a montré qu'elle modifie la direction des plis longitudinaux et transversaux. Ce caractère peut être mis en évidence dans la vallée de la Thure (Feuille de Maubeuge, sites IA, IB, IC et IIA à IIE) où la Faille a une direction N 100 (Fig. 82) et les plis longitudinaux une orientation générale N 96-103.

Si l'on considère les plis mesurés sur le terrain, on constate une rotation des axes au voisinage de la Faille, soit de l'Ouest vers l'Est :

- Synclinal du Bois de Wiherzies, 108°/W 24° et 11°/S 40°,

- Faille de Barbançon-Erquelinnes,

- Anticlinal de Montignies St Christophe, contre la faille (86°/W 06° et 162°/N 28°), puis à l'Est (94°/E 05° et 166°/N 26°).

- 129 -

ι.,

τ.,

r: L:

1 .

l

ι

i

ſ

i.

ι

1 -

(

Conclusion

La succession des déformations proposée par Beugnies en 1965 (plis longitudinaux, plis transverses, failles subverticales) s'intégre dans la succession déduite de l'analyse mésotectonique. J.

٦

,

.

•

. .

.

Les failles subverticales à tracé sinueux correspondent à l'enveloppe de fractures indépendantes d'échelle hectométrique à kilométrique. **C] PREMIERE INTERPRETATION DES STRUCTURES.**

I - LES STRUCTURES PLISSEES.

ì.

Ì.

ſ

1) ORIENTATION DU RACCOURCISSEMENT.

a) RAPPELS THEORIQUES.

Les expériences en laboratoire, ont montré que des plis droits pouvaient être obtenus en comprimant une éprouvette parallélépipédique si sa base peut glisser librement sur son support (Hudleston, 1973), dans ce cas, le raccourcissement est perpendiculaire à la surface axiale du pli (Dieterich, 1970; Treagus, 1973; Cobbold, 1975).

De ce fait dans le cas d'un pli droit (Fig. 96), il est admis que la contrainte de compression maximale locale σ) est horizontale et perpendiculaire à la surface axiale du pli, σ 3 est verticale, σ 2 parallèle à l'axe (Smythe, 1971).

Dans le cas de plis à surfaces axiales inclinées, les données de calcul sur des cas théoriques conduisent à admettre des efforts de cisaillement supplémentaires (Ghosh, 1966; Smythe, 1971), mais œl reste horizontale et parallèle à la direction du plan perpendiculaire à la surface axiale du pli.

Pour ma part, dans la mesure où le tenseur de contraintes est localement réorienté, je parlerai de raccourcissement et non de contrainte o l.



Fig. 96.- Les différents types de plis et leur mode de formation :

<u>a</u>, plissement initial;

- b, superposition d'un léger couple cisaillant;

- <u>c</u>, superposition d'un fort couple cisaillant; A, conditions aux limites (σ l > σ 2 > σ 3); B, les contraintes de compression équivalentes(d'aprés Smythe, 1971).

Des considérations théoriques et expérimentales développées par les auteurs, il est tentant de tirer une hypothèse, qui serait : le raccourcissement responsable de la formation d'un pli est, parallèle à la direction du plan vertical perpendiculaire à la surface axiale (Fig. 97A); les hypothèses de départ étant : couches initialement horizontales, axe du pli horizontal. Est-il possible d'appliquer cette loi aux plis observés ?



Fig. 97.- A, représentation schématique des contraintes de compression dans le cas d'un pli à plan axial vertical et à axe horizontal.

B, représentation schématique des contraintes de compression (réelles et équivalentes) dans le cas d'un pli à plan axial incliné et à axe horizontal.

,

C, constructions stéréographiques théoriques pour des plis à plan axial incliné de 80° à 90° et à axe de pente 20° à 0°.

D, constructions stéréographiques théoriques pour des plis à plan axial incliné de 10° à 40° vers le Sud et à axe de pente 20° à 0° .

b) ESSAI D'APPLICATION AUX PLIS OBSERVES.

Les caractères géométriques (charnière mesurée sur le site, axe et surface axiale construits sur stéréogramme) des plis étudiés (Fig. 41, 72 et 86) dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique permettent, schématiquement, de les classer en deux grandes catégories :

+ des plis à surfacess axiales verticales à subverticales (pendage 80° à 90°), ce sont d'une part des plis longitudinaux : 90% des cas dans le Boulonnais et l'Avesnois, 50% des cas dans le Massif de la Tombe; d'autre part des plis transverses.

Le plongement de l'axe des <u>plis</u>
 longitudinaux est inférieur à 20° pour 80 à 90% d'entre
 eux. Une construction stéréographique théorique
 appliquée à un pli de direction axiale N 110 (Fig. 97C)
 montre que la direction de raccourcissement peut subir
 une légère variation (4°) selon que l'on trace :
 un plan vertical perpendiculaire à la surface

axiale – un plan (non vertical) perpendiculaire à la fois à la surface axiale et à l'axe du pli.

- Les <u>plis transverses</u> à surfaces axiales verticales ne posent aucun problème en ce qui concerne la direction de raccourcissement, par contre, le plan (o 1,o 3) aura un pendage variable avec celui de la pente axiale (de ces plis transversaux).

+ des plis à surfaces axiales peu pentées, ce sont une partie des plis longitudinaux du Massif de la Tombe (30% à pendage compris entre 10° et 40°) et quelques plis du Boulonnais. Deux cas se présentent :

- d'une part des <u>plis à axes horizontaux</u> (Fig. 97D) pour lesquels le plan vertical perpendiculaire à la surface axiale est confondu au plan perpendiculaire, à la fois à la surface axiale et à l'axe du pli, le raccourcissement a alors une direction identique à celle déduite des plis droits étudiés précédemment;

- d'autre part , des <u>plis à axes inclinés</u>
de 0° à 20° pour lesquels la simple construction du
plan vertical perpendiculaire à la surface axiale
introduit des erreurs directionnelles importantes (Fig.
97D). Pour ces plis, il est donc nécessaire de
construire le plan perpendiculaire à la fois à la
surface axiale et à l'axe du pli.

ίJ

ί.

l

l

i

i

L

i.

i

CONCLUSION : moyennant l'hypothèse que le passage d'un pli à surface axiale verticale, à un pli à surface axiale inclinée est lié à l'application d'un effort cisaillant supplémentaire, la règle suivante sera retenue :

- pour, d'une part des plis à surfaces axiales verticales, d'autre part peu pentée mais à axes ou charnières horizontales : la direction de raccourcissement est horizontal et parallèle à la direction du plan vertical perpendiculaire à un autre plan vertical contenant l'axe du pli;

- pour des plis à surface axiale peu pentée et à axes ou charnières non horizontaux : le raccourcissement est parallèle à la direction du plan perpendiculaire à la fois à la surface axiale et à l'axe du pli.

2) SIGNIFICATION DES STRIES RELEVEES SUR LES SURFACES DE BANCS.

Selon les études théoriques (paragraphe précédent), le mouvement principal se faisant dans le plan (σ 1, σ 3), les stries peuvent être assimilées à la trace de ce plan sur les strates (Fig. 98). Les stries sont donc contenues dans un plan perpendiculaire au plan (σ 2, σ 3)

Soit une surface unité de la strate : la strie peut y être considérée comme une droite. Je me propose de tracer pour chaque strie le plan perpendiculaire à la strate et contenant la strie : de tels plans construits pour des fractures par Arthaud en 1969 avaient été nommés "plan de mouvement" : d'une part la direction du plan de mouvement est parallèle à σ l, d'autre part l'axe du pli lui est perpendiculaire (au plan).



Fig. 98.- Les relations entre les contraintes responsables du plissement et les stries de glissement banc sur banc. A l'aide d'<u>exemples de complexité graduée</u>, nous analyserons des stries relevées à la surface de bancs plissés et nous essaierons de les interpréter du point de vue mécanique.

+ <u>Anticlinal</u> d'échelle décamétrique dans la <u>région de Thuin</u> affectant des formations pélitiques et gréseuses d'âge Emsien inférieur (Avesnois, site SMT VIA, axe 115°/ W 05°, surface axiale verticale, localisation c.f. Fig. 86).

Mis à part les mesures 6 à 8, les stries relevées à la surface des bancs du flanc Sud de l'anticlinal sont telles que :

- elles sont en majorité parallèles au pendage des strates (Fig. 99), .

- les pôles des plans de mouvement sont confondus ou presque à l'axe du pli. Les directions de ces plans sont comprises dans la fourchette de dispersion N 16-46 alors que la direction de raccourcissement est ici N 25.

Il apparait donc que la majorité des stries peut être considérée comme issue des frottements bancs sur bancs intervenus lors de la formation du pli.



Fig. 99.- Etude des relations entre la géométrie d'un anticlinal de l'Avesnois (secteur SMT VIA) et les stries de glissement portées par les plans de stratification :

l, pôle de la strate; 2, strie; 3, axe du pli; 4, pôle du plan de mouvement relatif à chaque strie; 5, grand cercle moyen des pôles de strates.

+ <u>Anticlinal d'Hastière, région de Givet</u>,

site G II, localisation en Annexe I. D'échelle pluridécamétrique il affecte des formations d'âge Famennien supérieur, son axe a une orientation 87° /E 38° et la surface axiale est verticale (Fig. 100A).

Les stries de glissement n'ont été observées que sur le flanc Sud de la structure, elles se groupent en deux ensembles :

- le premier comprend la majorité des mesures,

- le second est beaucoup plus oblique (points 25, 29b, 30b).

Le premier ensemble est identique au cas étudié précédemment : les stries de glissement se sont donc formées dans le plan (σ 1, σ 3) lors du ploiement des couches; les sens de glissement correspondent au ripage des bancs tel qu'il est indiqué dans un cas similaire par Ramsay (1967, Fig. 7-55).



Fig. 100.- Etude des relations entre la géométrie de l'anticlinal d'Hastière et des stries portées par les plans de stratification :

A - Observations de terrain :

1, pôle des plans de stratification; 2, strie avec indication du sens de déplacement du compartiment supérieur s'il est connu; 3, axe du pli; 4, pôle du plan de mouvement relatif à chaque strie; 5, grand cercle moyen des pôles de strates; 6, plan axial.

B - Construction théorique sur ce même pli :

7, pôle de strate; 8, strie et pôle du plan de mouvement pour un glissement selon le plan (σ 1, σ 3); 9, strie et pôle du plan de mouvement pour un glissement selon la pente des couches; 10, axe du pli.

C - Représentation schématique du pli.

Afin de comprendre la signification du second ensemble de stries, j'ai représenté (Fig. 100B) pour le flanc Sud d'un pli identique à celui étudié ici, les stries théoriques d'une part dans le cas d'un glissement selon le plan (σ 1, σ 3) et d'autre part dans le cas d'un glissement selon le pendage des couches :

- dans le premier cas, les stries sont alignées sur une droite et les pôles des plans de mouvement se groupent prés de l'axe du pli. En tenant compte du fait que le pli étudié n'est pas parfaitement cylindrique, ce premier cas correspond au premier ensemble de stries;

- dans le deuxième cas (glissement selon le pendage des couches), les stries "balaient" un large secteur du stéréogramme et les pôles des plans de mouvement sont localisés sur le cercle équatorial, avec des directions :

. soit proches de celle de l'axe du pli pour des strates à pendage supérieur à 45° (points A à D),

(`

i,

.

i.

soit s'en éloignant rapidement pour des pendages plus faibles. Le point 25 par exemple correspond au point théorique G.

Il reste deux stries (29b et 30b) non expliquées, le point 29 trop éloigné du grand cercle moyen des pôles des strates sera éliminé.

Au point 30 où deux stries (a et b) ont été relevées, l'une (a) trouve sa signification dans un glissement parallèle au plan (σ), σ 3), la seconde 30b localisée entre les stries théoriques (glissement selon le pendage) G et H ne peut leur correspondre pour deux raisons :

- d'une part au point 30 le pendage est supérieur à celui des points théoriques G et H,
- d'autre part le pôle du plan de mouvement 30b n'est pas dans le même secteur que celui des points théoriques, il faut donc trouver une autre interprétation à la strie.

Le plan de mouvement de la strie 30b a une direction N 122 et un pendage de 70° vers le NE, la strie est la conséquence d'un glissement selon la direction de ce plan, soit consécutivement au jeu d'une fracture d'orientation identique mais je n'en ai pas relevé dans ce secteur, soit par une autre cause qui ne peut être argumentée dans ce cas précis.

+ <u>Synclinal de la région de Watissart,</u> Avesnois, feuille de Maubeuge, site M II (zones A à D, localisation c.f. Fig. 86). Le synclinal dont la trace de la surface axiale a une direction N 100 d'aprés la carte géologique, affecte des formations gréseuses et pélitiques d'âge Famennien. Cinq zones ont été étudiées : A et B sur le flanc Nord, C sur le flanc Sud, D et E prés de la fermeture périclinale. Les pôles des plans de stratification (Fig. 101A) sont distribués selon deux grands cercles : l'un correspond à un pli longitudinal d'axe 108°/W 24° (zones B, C, D, E), l'autre à un pli transverse d'orientation 11°/S 40° (avec un écart de 60° entre les pôles extrêmes).

On peut se poser le problème de l'existence de ce pli transverse, en effet les zones A et B sont distantes de 3 km, mais elles sont en continuité stratigraphique et les pôles des strates de la zone B suggèrent seules le grand cercle (du pli transverse).

L'allure du pli longitudinal et la forte dispersion des pôles des strates laissent penser que ce pli n'est pas cylindrique; le sens de déplacement n'est connu que pour une seule strie (12), il est conforme au ripage banc sur banc du synclinal.

Les pôles des plans de mouvement (Fig. 101B) se groupent en majorité autour de chacun des axes de plis (longitudinal et transversal), les stries sont donc dans leur majorité consécutives des plissements :

- les unes, 17a et 12 par exemple, sont rattachées à la formation du pli longitudinal,

- les autres, 17b, 28 et 32, sont rattachées au pli transverse. Une strie (9) qui montre un déplacement vers le NW ne peut être expliquée, les fractures à fort pendage ayant dans ce secteur M II des orientations préférentielles E-W ou SW-NE.



Fig. 101.- Etude des relations entre la géométrie d'un pli synclinal de l'Avesnois (Maubeuge , secteur M II) et les stries portées par les strates :

1, pôle de strate de la zone M IIA; 2, pôle M IIB; 3, pôle M IIC; 4, pôle M IID; 5, pôle M IIE; 6, strie avec (lorsqu'il est connu) indication du sens de déplacement; 7, axe de pli; 8, grand cercle moyen des pôles de strates; 9, plan axial; 10, pôle du plan de mouvement relatif aux stries. CONCLUSION : la comparaison systématique des directions de raccourcissement responsables de la formation des plis, avec les directions des plans de mouvement relatifs aux stries de glissement portées par les strates, permettra de conclure que la plupart des stries sont consécutives de glissement bancs sur bancs. Pour les autres stries de nouvelles hypothèses devront être recherchées : nouveaux glissements induits par des contraintes d'orientation favorable, fractures décrochantes, strates à fort pendage ayant même orientation que des failles postérieures...

Prenons l'exemple d'un site du Massif de la Tombe (MT XXB) pour lequel des strates portent des stries subparallèles à leur direction (Fig. 102), une comparaison avec les fractures à fort pendage striées du même secteur montre que ces dernières ont pu entrainer des glissements banc sur banc selon des directions parallèles.



Fig. 102. - Comparaison entre les stries portées par les strates et les fractures à forte pente striées du secteur MT XXB du Massif de la Tombe.

3) LES CHEVAUCHEMENTS INTRA-BANCS ET LA LENTICULATION TECTONIQUE.

En de nombreux sites, les glissements banc sur banc ont entrainé la création de discontinuités de type Riedel (R), obliques sur la stratification. Ce sont d'une part des discontinuités isolées affectant les strates carbonatées ou gréseuses appelées "chevauchements intra-bancs", d'autre part des discontinuités systématiques affectant les strates pélitiques et conduisant à la formation de lentilles de cisaillement.

ί

i

ι

Ĺ

i.

ì.

f L

á

1

L'exemple choisi est un site situé prés de Thuin (Avesnois, site SMT IB) dans une ancienne carrière ouverte dans les grés de Wépion (Emsien inférieur); sur le flanc sud d'un vaste anticlinal (échelle hectométrique à kilométrique) à surface axiale verticale d'orientation E-W d'aprés la feuille de Maubeuge (axe du pli, 112°/W 03° d'aprés construction stéréographique).

Dans le détail, les strates sont affectées d'une série de plis métriques à décamétriques dont les axes et charnières se groupent en deux ensembles : d'une part avec des directions N 114-135 et un plongement faible vers l'Est ou l'Ouest, d'autre part avec des directions N 04-50 et des plongements moyens (20°-40°) vers le Sud.

Dans leur majorité, les stries indiquent des plans de mouvements de directions N 13-30. Les pôles de ces plans sont regroupés autour de l'axe du pli anticlinal longitudinal (Fig. 103A) : les stries sont donc liées aux frottements bancs sur bancs lors du ploiement des couches .

+ Un <u>chevauchement intra-banc</u> (110°/S 52°, stries de direction N 10) oblique sur la stratification (105°/S 30°) a été observé et deux méthodes d'interprétation sont proposées (Fig. 103B) ;

- d'une part le plan de mouvement de la strie portée par le chevauchement : en effet, si ce dernier est lié à la formation du pli principal, il doit être parallèle au plan de raccourcissement,

- d'autre part le plan normal à l'intersection du chevauchement et de la surface du banc : le chevauchement étant alors considéré comme une fracture de Riedel.

Ces deux plans subverticaux de directions respectives N 15 et N 25 sont parallèles, ou presque, au plan de raccourcissement de direction N 22 (perpendiculaire au plan axial du pli principal).

+ Des <u>lentilles tectoniques</u> indiquant un cisaillement dextre découpent les niveaux pélitiques intercalés entre des bancs gréseux. Les arêtes de ces lentilles sont équivalentes aux droites d'intersection des plans de stratification et des discontinuités de type Riedel, les plans normaux à ces arêtes (Fig. 103C) ont des directions comprises entre N 02 et N 41 (moyenne N 19) et sont donc proches du plan de raccourcissement (auquel est lié le pli principal).



Fig. 103.- Exemple de pli longitudinal de l'Avesnois (secteur SMT IB), dont les flancs sont affectés de chevauchements intrabancs ou de lenticulations tectoniques.

A - Représentation stéréographique du pli :

l, grand cercle moyen des pôles des strates; 2, axe du pli; 3, plan axial; 4, point représentatif d'une strie portée par la strate; 5, pôle du plan de mouvement de chaque strie.

B - Représentation stéréographique d'un chevauchement intra-banc avec rappel des directions de σ } et des plans de mouvement relatifs aux stries portées par les strates.

C - Représentation stéréographique de lenticulations tectoniques avec rappel des directions de σ l et des plans de mouvement relatifs aux stries portées par les strates.

Conclusion.

i

۱

Les constructions suivantes ont été systématiquement réalisées : - d'une part, les plans de raccourcissement perpendiculaires aux surfaces axiales et aux axes, ou par défaut aux plans verticaux contenant les axes et charnières de plis, d'autre part, des plans dont les directions sont, soit confondues, soit voisines de celles des plans de raccourcissement, dans le cas où les éléments analysés procédent de la formation des plis, à savoir ; . les plans de mouvement des stries portées par les bancs,
. les plans normaux aux droites d'intersection des chevauchements intra-banc et des strates,

les plans normaux aux arêtes des lentilles tectoniques

La comparaison de ces différentes interprétations pour des sites fournissant un maximum de renseignements conduit à se faire localement une idée sur le degré d'homogénéité de la déformation ployante, puis les comparaisons à l'échelle du secteur permettent d'intégrer dans un cadre général les sites ne fournissant que quelques renseignements.

II - LES STRUCTURES CASSANTES.

Lors de l'étude des déformations à l'échelle des secteurs (Boulonnais, Massif de la Tombe, Avesnois), nous avions relevé plusieurs faits :

 les comptages sur stéréogrammes font apparaître essentiellement des familles de fractures à fort pendage,

 les fractures à fort pendage ont en majorité un caractère décrochant,

- les familles de fractures à fort pendage se groupent deux à deux dans les successions de structures,

 les fractures à faible pendage se répartissent en deux ensembles directionnels, l'un proche de N-S (transversal), l'autre de E-W (longitudinal).

1) LES FRACTURES A FORT PENDAGE.

a) LES METHODES D'INTERPRETATION.

Attendu leurs caractères ci dessus rappelés, il est tentant de considérer les deux groupes de familles de fractures à fort pendage comme deux réseaux de fractures conjuguées. Dans ce cas les familles de fractures devraient satisfaire aux conditions suivantes (Angelier (1979, p. 56) : - les plans de fractures se distribuent en deux familles,

- toutes les stries sont perpendiculaires à l'intersection de ces deux familles de plans (Fig. 104),

 les sens de jeu sont tels que tous les axes élémentaires de raccourcissement, sont contenus dans un angle aigu de même bissectrice que le dièdre aigu des deux familles de plans,

 l'angle aigu des deux familles de plans de fractures est fonction des propriétés mécaniques du matériau.

Ces propriétés étant vérifiées, plusieurs méthodes d'interprétation sont utilisables. Les méthodes mises au point par les auteurs font appel à l'ellipsoïde des contraintes des solides élastiques défini par trois contraintes (compression) principales perpendiculaires entre elles : σ l, contrainte maximale; σ 2, contrainte moyenne; σ 3, contrainte minimale.

Ce repère de référence n'est valable qu'à l'initiation de la fracture, en effet dés que des discontinuités affectent la roche, elles induisent des anisotropies planaires qui perturbent la répartition des contraintes. De ce fait Arthaud (1969) préfère utiliser un repère de référence en termes de déformation : X, axe d'allongement ; Y, axe intermédiaire et Z, axe de raccourcissement, auxquels correspondent respectivement σ 3, σ 2, σ 1 si la déformation est homogène et non rotationnelle.

Trois types de méthodes permettent de construire les axes du système de référence : la première est relative à la géométrie des plans de fractures, la deuxième prend en compte les stries de glissement, la troisième s'intéresse en plus aux sens des déplacements.

+ La méthode géométrique.

Dans le cas théorique de fractures conjuguées, $\sigma = 2$ est confondue à leur droite d'intersection, o l'est bissectrice de l'angle aigu délimité par les plans de fractures et $\sigma = 3$ est bissectrice de l'angle obtu (Fig. 104).

ί.

ί.

ι.

(i

ι.

ſ

L

[

[____

1

ſ.

Ĺ.

 \int

ſ

ι.

[

÷.

1

۱.

l

10

ι.

1-

l

l

 σ_3 σ_1 σ_2 σ_2 σ_2 σ_2 σ_3 σ_2 σ_2 σ_3 σ_2 σ_3 σ_4 σ_5 σ_5 σ_6 σ_7 σ_7 σ_8 σ_1 σ_1 σ_2 σ_1 σ_2 σ_1 σ_2 σ_1 σ_2 σ_3 σ_1 σ_2 σ_2 σ_2 σ_1 σ_2 σ_1 σ_2 σ_2 σ_2 σ_1 σ_2 σ_2 σ_2 σ_1 σ_2 σ_2 σ_2 σ_3 σ_3

Fig. 104.- Position des axes de contraintes principales (σ) σ 2 > σ 3) dans le cas de fractures conjuguées, représentation en volume et sur stéréogramme.

+ Les méthodes prenant en compte les stries.

- Arthaud (1969) propose que les stries représentent les projections orthogonales sur des plans de fractures préexistants et d'orientation aléatoire, d'une direction de mouvement correspondant à une direction de déformation. Aussi associe-t'il à chaque fracture (Fig. 105) un plan orthogonal à celle-ci et contenant la strie (plan de mouvement). Ce plan dit "plan M" contient par définition au moins une des directions principales de déformation.

Si les principes de base sont vérifiés, les plans M liés à une population de fractures réparties au hasard, mais ayant joué au cours d'un même épisode tectonique, ont une distribution géométrique simple.

Tous les plans M qui contiennent une direction principale donnée ont une intersection commune qui correspond à cette direction principale.

Comme le modèle possède trois directions principales, les plans M se recoupent suivant trois directions orthogonales, correspondant aux trois directions principales de déformation. Une fois fixées ces dernières, on recherche celles qui sont compatibles avec le sens de mouvement indiqué pour chaque strie. Il reste à attribuer aux trois axes déterminés, la signification X, Y, Z.



Fig. 105.- Représentation géométrique du plan de mouvement associé à une fracture striée : F, plan de fracture; H, plan horizontal; M, plan de mouvement; S, strie; N, normale au plan de mouvement.
- Cruden (1971) propose, sans la citer, une variante de la méthode Arthaud : il n'utilise que les pôles des plans M, qui, s'ils se répartissent sur un grand cercle du stéréogramme indiquent que o l est confondu au pôle de ce dernier. C'est cette méthode qu'à l'instigation de H.A.K. Charlesworth (Université d'Edmonton, Canada) j'utilise depuis 1973 pour les fractures à fort pendage et à caractère décrochant.

- Enfin, en 1976, Mercier démontre que la méthode Arthaud n'est utilisable que dans le cas où l'ellipsoïde des contraintes est de révolution ou presque (pôles des plans de mouvement alignés sur un grand cercle dont le pôle est l'axe principal de révolution, ou répartis au voisinage d'un grand cercle sous forme d'une guirlande).

Dans l'utilisation restrictive de cette méthode, telle que je l'ai appliquée aux failles décrochantes, c'est l'axe o l que j'ai donc construit.

+ Les méthodes prenant en compte les stries et les sens de déplacement.

La méthode des dièdres droits.

Angelier (1979) a critiqué la méthode Arthaud, ses principaux arguments sont les suivants. Pour un épisode tectonique et un volume rocheux donnés, toutes les fractures jouent indépendamment, chacune suivant la contrainte tangentielle qu'appliquera sur son plan un état de contrainte moyen commun. Aussi, pour une fracture, deux éventualités se présentent :

- ou il existait déjà un plan de fracture antérieur à l'apparition des contraintes responsables du jeu étudié et seul le sens de glissement sur ce plan imposé dépend de l'état de contrainte que l'on recherche, l'orientation du dit plan étant à priori indépendante;

- ou bien le même état de contrainte est responsable de l'apparition du plan de fracture et de son jeu, auquel cas, l'orientation du plan est significative.

Cet auteur propose donc d'appliquer pour un épisode tectonique donné (fractures ayant joué en même temps), la méthode des dièdres droits (Fig. 106) : à chaque plan de fracture on associe un plan auxilliaire dont le pôle est la strie, les quatres régions ainsi délimitées sont identifiées en compression ou en extension d'aprés les sens de déplacements. La superposition des différentes zones pour une population de fractures permet de retenir les zones en compression et en extension communes.

L.

í ì

Ł.,

L.

L.

i

1

l

(

ŝ.

r ·

۲.

ſ

ί.

<u>ر</u> ،

i.

<u>(</u>)

ι.

r n L

ſ

i,



Fig. 106.- Exemple d'application de la méthode des dièdres droits sur le cas théorique de deux fractures conjuguées ;

A et B diagramme relatif à chacune des fractures; C, superposition.

- La méthode de calcul du tenseur des contraintes.

Mise au point par Angelier (1979, 1983, 1989), la méthode permet de calculer un état de contrainte moyen relatif à des discontinuités (fractures, plans de stratification) porteuses de stries à sens de jeu synchrone connu.

b) QUELQUES EXEMPLES D'APPLICATION.

Lors de l'étude à l'échelle des secteurs (Boulonnais, Massif de la Tombe, Avesnois), j'avais souligné la pauvreté des observations concernant les sens de déplacements observés à la surface des fractures à fort pendage striées, aussi les quatre méthodes exposées précédemment n'ont pu être appliquées simultanément que sur deux sites, qui seront développés ci-dessous. Par contre, les méthodes prenant en compte soit la géométrie des fractures, soit celle des stries ont pu être mises en oeuvre dans un bon nombre de sites.

.

+ Massif de la Tombe, site MT XX.

Localisé dans le Massif de la Tombe (c.f. Fig. 71), le site correspond à une carrière exploitant les formations calcaires d'âge Viséen, 31 fractures à fort pendage et à caractère décrochant y ont été relevées (Fig. 107A).

Dans le Massif de la Tombe, quatre familles directionnelles de fractures à fort pendage interviennent par paires dans la succession de structures, elles sont rappelées sur la figure :

- d'une part, les familles directionnelles N 10-40 (décrochante senestre) et N 140-170 (décrochante dextre);

- d'autre part les familles directionnelles N 50-70 (décrochante dextre) et N 110-130 (décrochante senestre).

L'intersection moyenne des deux premières familles (N 10-40 et N 140-170) désignée σ 2g sur la figure 107B est normale ou presque aux stries portées par les fractures de ces familles, il en est de même pour les deux autres familles (intersection désignée par σ ' 2g), comme les sens de jeu sont compatibles, il est logique de penser que ces deux paires de familles forment deux réseaux conjugués.

La méthode géométrique permet de construire (Fig. 107B) les axes :

- σ lg, σ 2g, σ 3g relatifs au réseau conjugué (N 10-40, N 140-170),

- σ' lg, σ' 2g, σ' 3g du réseau conjugué (Ν 50-70, Ν 110-130).

La méthode de Cruden appliquée aux fractures décrochantes permet de tracer deux grands cercles moyens des guirlandes de pôles des plans de mouvement, indiquant deux contraintes de compression maximales σ' le et σ' le.

La méthode graphique des dièdres droits de Angelier appliquée aux fractures à sens de déplacement connu et appartenant à chacun des deux réseaux conjugués permet de tracer des plages en compression (secteurs quadrillés) ou en extension (secteurs lignés).

La méthode du calcul du tenseur des contraintes, indique pour chacun des réseaux, les o l suivants : 179º/00º et 91º/E 16.

ι.,

ί.,

L.

L

i.

t

l

1

ί.

1 .

ί.

÷.

r -

. .

.

1 .

x .

f ``

S'il y a bonne correspondance entre la méthode graphique, la méthode des dièdres droits et la méthode de calcul du tenseur des contraintes (les axes σ lg et σ ' lg sont dans les aires en compression correspondantes), la méthode de Cruden quant à elle indique les axes σ lc et σ ' lc en dehors des aires en compression. Ceci provient du fait qu'il n'est pas aisé de choisir le cercle moyen des guirlandes de pôles de plan de mouvement.

On retiendra que dans le site (MT XX) du Massif de la Tombe, les fractures striées à fort pendage peuvent être regroupées en deux réseaux conjugués : le premier (N 10-40 X N 140-170) est lié à un axe de compression maximale σ l sensiblement N-S, le second (N 50-70 X N 110-130) à un axe sensiblement E-W.

+ Boulonnais, site B VII

Localisé dans des formations calcaires d'âge Viséen (Fig. 38), le site a fourni 22 fractures à fort pendage et à caractère décrochant (Fig. 108A).

Dans le Massif Paléozoïque du Boulonnais, les familles de fractures à fort pendage se groupent par paires dans la succession des structures, ce sont : - d'une part, les familles directionnelles N 10-30 (à laquelle correspondent des fractures à caractère décrochant senestre) et N 150-170 (décrochant dextre):

- d'autre part, les familles directionnelles N 50-70 (décrochant dextre) et N 110-130 (décrochant senestre).

L'intersection moyenne des plans des familles directionnelles N 10-30 et N 150-170 est désignée σ 2g sur la figure 108B, celle des familles N 50-70 et N 110-130 σ ' 2g; comme de plus les sens de jeu sont compatibles, il est logique de penser que ces paires de familles directionnelles forment deux réseaux de fractures conjuguées.

La méthode graphique permet de construire les axes σ lg, σ 2g, σ 3g relatifs au réseau conjugué (N 10-30 X N 150-170) et les axes σ' lg, σ' 2g, σ' 3g du réseau conjugué (N 50-70 X N 110-130).

La méthode de Cruden appliquée aux fractures à caractère décrochant permet de tracer deux grands cercles moyens des pôles de plans de mouvement avec les axes correspondants σ lc et σ' lc.





Fig. 107.- Interprétation de réseaux de fractures conjuguées dans le Massif de la Tombe, secteur MT XX.

A - Les fractures et leurs stries :

), plan de fracture; 2, strie (sens non connu); 3, sens de déplacement connu (décrochement dextre sur celui figuré).

B - Les interprétations

κ.,

ŧ.

ĺ.

l

l

i.

i.

<u>: méthode de Cruden ;</u>

- 4, pôle du plan de mouvement; 5, grand cercle moyen; 6, position de l'axe de contrainte maximale σ'l; <u>; méthode géométrique ;</u>
- 7, position des axes de contraintes;
 - <u>: méthode graphique des dièdres droits ;</u>
- 8, secteurs en extension; 9, secteurs en compression.

: tenseur des contraintes.







A - Les fractures et leurs stries :

l, plan de fracture; 2, strie (sens non connu); 3, sens de déplacement connu (décrochement dextre sur celui figuré).

B - Les interprétations

: méthode de Cruden ;

- 7, position des axes de contraintes;
- <u>: méthode graphique des dièdres droits ;</u>
- 8, secteurs en extension; 9, secteurs en compression.

<u>tenseur des contraintes.</u>

La méthode graphique des dièdres droits d'Angelier appliquée aux fractures dont les sens de déplacement sont connus permet de retenir deux plages en compression (secteurs quadrillés) et en extension (secteurs lignés).

Le calcul des tenseurs des contraintes indique les c´l suivants : 164º/E 16º et 84º/E 03º. Il y a une bonne correspondance entre les résultats donnés par ces différentes méthodes.

1

Afin de tester l'homogénéité des interprétations dans les différents secteurs étudiés, j'ai reporté sur la figure 109 les axes de contraintes de compression maximum o l construits dans chaque site : les différentes méthodes ont été illustrées avec des figurés différents et en indiquant le site d'étude.

Il y a une grande dispersion des solutions apportées par la méthode de Cruden ainsi que le laissait envisager l'étude détaillée du site MT XX. Néanmoins les fractures à fort pendage des formations hercyniennes du Nord de la France et du Sud de la Belgique se groupent en deux réseaux conjugués par rapport aux directions N-S et E-W et les contraintes de compression maximales of 1 ont, en majorité des plongements compris entre 0° et 20°.



Fig. 109.- Les orientations de la contrainte de compression principale maximale o 1 déduites de l'interprétation des réseaux de fractures conjuguées, dans le Nord de le France et le Sud de la Belgique.

A - Sites du Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais. B - Sites du Massif de la Tombe. C - Sites de l'Avesnois. D - Sites de la région de Tournai.

(A, Avesnes; H/L, Han-sur-Lesse; M, Maubeuge; SMT, Thuin). 1, méthode géométrique; 2, méthode de Cruden; 3, méthode des dièdres droits, limite des secteurs en compression; 4, pics stylolithiques parallèles à So et à σ1 ramenés à l'horizontale. L'une des caractéristiques des réseaaux de fractures conjuguées n'a pas encore été vérifiée : l'angle aigu des deux familles de plans est fonction des propriétés mécaniques des roches.

Un exemple pris dans le Massif de la Tombe permettra d'aborder ce problème : l'angle aigu (20) compris entre les familles de fractures conjuguées et à fort pendage a pu être calculé pour 8 sites de position tectonique différente et intéressant deux faciés seulement :

- d'une part, les calcaires et dolomies d'âge Tournaisien supérieur et Viséen inférieur (sites IIG, XVIII et XXII),

 - d'autre part, les calcaires d'âge Viséen moyen et supérieur (sites I, IIA, IIB-C, XIIIB-C-D et XX).

- lambeau de Fontaine l'Evêque, sites XIIIB-C-D, XVIII et XX,

- lambeau des Gaux : panneau occidental, site I

🔆 panneau médian , sites IIA, IIB-C et IIG,

: panneau oriental, secteur XXI.

Dans chaque site et pour plusieurs couples de fractures conjuguées, les valeurs de 20 s'inscrivent dans une "fourchette" (l'angle minimum et l'angle maximum pouvant diffèrer de 20° à 30°), la figure 110 reprend les "fourchettes" sous forme graphique et distingue les valeurs de 20 relatives aux contraintes de compression maximales σ 1 : d'une part N-S (en trait interrompu), d'autre part E-W (en trait continu).

Afin de mieux fixer les idées, les valeurs moyennes de 20 ont été représentées dans la partie droite de la figure (pour σ | N-S la valeur moyenne est représentée par une étoile; pour σ | E-W, par un point). Les valeurs moyennes de 20 correspondant à σ | N-S sont trés dispersées, celles liées à σ | E-W sont homogènes et comprises entre 52° et 56°.



Fig. 110.- Variation de l'angle aigu compris entre les fractures conjuguées (angle 20) dans le Massif de la Tombe.

a - Sites localisés dans des formations calcaires d'âge Viséen moyen et supérieur.

b - Sites localisés dans des formations calcaires et dolomitiques d'âge Tournaisien supérieur et Viséen inférieur.

l, "fourchette" relative à σ l de direction E-W; 2, "fourchette relative à σ l N-S; 3, valeur moyenne de 20 pour σ l E-W; 4, valeur moyenne de 20 pour σ l N-S.

Dans le cas des angles de cisaillement (20) en rapport avec σ' l N-S, les plus fortes valeurs moyennes (76° et 89°) sont relatives à des sites proches d'une faille chevauchante : la Faille des Gaux; les autres valeurs moyennes, plus faibles, 34° à 40° correspondent à des sites éloignés d'une telle faille.

Dans la théorie de Mohr, l'angle de cisaillement est relié à l'angle de frottement interne o du matériau par la relation : $\Theta = TT/4 - \emptyset/2$. La différence entre les valeurs d'angle de cisaillement constatées cidessus peut donc s'interpréter comme la conséquence d'une variation de l'angle de frottement interne du matériau.

Divers facteurs peuvent être évoqués : la température, la vitesse de déformation, la pression de confinement, la valeur de la contrainte minimum de compression o 3, la non homogénéité mécanique du matériau. Il n'est pas possible de discuter des trois premiers facteurs, par contre, les deux derniers peuvent être envisagés :

- si σ 3 augmente, 20 croit également (Bles et Feuga, 1981), on peut penser que l'augmentation de σ 3 soit liée à la mise en place de l'unité chevauchante des Gaux, mais les variations ont été constatées à la fois pour des secteurs situés sous et au dessus de la Faille des Gaux (chevauchante),

- la non homogénéité mécanique du matériau peut être envisagée, en effet dans la succession des déformations du Massif de la Tombe, les chevauchements tels la Faille des Gaux se sont mis en place avant les fractures conjuguées; dans les zones faillées, les propriétés mécaniques sont donc perturbées.

c) CONCLUSION.

Dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique, les fractures à fort pendage se groupent (dans leur majorité) en deux réseaux conjugués dont les bissecteurs ont des directions sensiblement N-S et E-W. Les interprétations ont été réalisées ;

- soit à l'aide de méthodes géométriques (o 2 confondue à l'intersection des fractures formant le réseau, o l est bissecteur de l'angle aigu du réseau),

 soit à l'aide d'une méthode prenant en compte les plans de fractures à caractère décrochant (méthode Cruden),

- soit dans deux cas favorables seulement à l'aide des méthodes mises au point par Angelier (dièdres droits et calcul du tenseur des contraintes), qui prennent en compte les sens de déplacements sur les fractures.

Dans tous les cas , la contrainte de compression o l est presque horizontale (0º à 20º).

1 3

L.

L.

r ·

ί.

[

L

ſ

i.

ί

ì

ľ.

l

<u>(</u> ~ ~

κ.,

 $r \rightarrow$

١.

1 .

x

ς.

1.

x.

1 1

÷.

1 -

1

[`

l

2) LES FRACTURES A FAIBLE PENDAGE.

Lors de l'étude des secteurs (première partie), nous avons vu qu'elles se groupaient en deux ensembles directionnels : l'un sensiblement E-W appelé longitudinal, l'autre sensiblement N-S (transversal).

a) CARACTERES GENERAUX.

+ Les fractures longitudinales à faible pendage.

L'analyse de terrain permet de dégager la distribution générale des fractures à faible pendage suivante :

- fréquence moyenne dans le Massif du Midi (Avesnois, secteurs de Givet et Han-sur-Lesse, 20 à 45% des sites étudiés),

- fréquentes dans les écailles de charriage au front de la Faille du Midi (Massif de la Tombe et Boulonnais, 60% des sites étudiés),

- fréquence faible dans l'autochtone septentrional (région de Tournai, moins de 20%).

A l'échelle des sites d'observation, elles ont été observées sous différents aspects :

- une série de fissures en échelon, non anastomosées,

- un plan de fracture porteur de stries, dont le caractère cisaillant est confirmé par des fractures de deuxième ordre affectant les épontes,

- un plan de fracture souligné par un fin liseré argileux, telle la Faille du Midi dans le Massif de la Tombe avec une unité chevauchante peu déformée et une unité chevauchée carbonatée abondamment fracturée et parcourue de filonnets de calcite sur plus de 10 m d'épaisseur,

- un contact franc sans grand bouleversement de l'unité chevauchée, l'unité chevauchante quant à elle, est découpée à la base par une série de fractures sigmoïdales conduisant à la formation d'un duplex,

- une zone broyée d'épaisseur décimétrique dans laquelle la calcite a recristallisé, avec une unité chevauchée parcourue sur quelques mètres d'épaisseur par de nombreux joints stylolitiques à pics verticaux interprétés comme la conséquence de la surcharge de la lame chevauchante (exemples : Massif de la Tombe, Faille des Gaux; Boulonnais, Faille du Haut-Banc).

+ Les fractures transversales à faible pendage.

Sur le terrain, elles s'expriment sous la forme de ruptures en échelon, de lentilles tectoniques affectant les niveaux pélitiques, d'une fracture principale accompagnée de ruptures de deuxième ordre; aucune fracture à faible pente transversale n'a été relevée dans l'autochtone septentrional (secteur de Tournai).

Lors de l'étude du Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais et du Boulonnais, il a été souligné :

 - d'une part que les failles chevauchantes transverses ont une faible étendue géographique (quelques kilométres au maximum),

 - d'autre part que ces failles sont limitées par les chevauchements longitudinaux principaux (donc inclues dans les lames chevauchantes).

b) LES PROBLEMES RENCONTRES.

Lors des études de secteurs, il avait été souligné le faible nombre de fractures portant des stries, une étude statistique systématique (Tabl. V) permet de préciser cette première impression en distinguant : - d'une part les fractures à faible pendage

- d'une part les fractures à faible pendage portant des stries perpendiculaires ou presque à leur direction (dans le plan de la fracture) et à caractère normal, inverse ou inconnu,

- d'autre part celles portant des stries
 obliques à leur direction (dans le plan de la fracture)
 et à caractère décrochant dextre, senestre ou inconnu.

Seul un quart environ des fractures à faible pendage sont striées, parmi ces dernières on distinguera :

 les fractures longitudinales (E-W) à faible pendage (55 à 88% des cas) dont les stries sont :

 d'une part perpendiculaires à la direction
 (dans le plan de la fracture) et dont le caractère préférentiellement normal ou inverse ne peut être déterminé,

. d'autre part obliques à la direction (12 à 50% des cas) et dont le caractère dextre n'est bien individualisé que dans le Massif de la Tombe;

ί.,

(·

ι.,

ſ

ì

1

i.

ſ

i.

۲

ŝ,

÷

r

i.

1 -

i.

۱

Ľ

ί

- les fractures transversales (N-S) à faible pendage dont les stries sont :

. d'une part perpendiculaires à la direction (8 à 25%) et à caractère préférentiel normal ou inverse non déterminé,

. d'autre part obliques (75 à 92%) et à caractère senestre essentiellement.

			ont x% à caract		ére			
		% de fractures				décrochant		
		striées	normal	inverse	sens inconnu	senestre	dextre	sens incornu
tina - age	schéma		\bigtriangledown	\checkmark	\bigtriangledown	F	₹	$ \mathbf{\nabla} $
ongituc penda	Massif de la Tombe	19	10	10	30	10	30	10
ve eg Boulonnais		19	0	6	59	6	0	29
Fracti les à	Avesnois	29	6	6	76	0	0	ο
Fractures transverses à faible pendage	schema		•-	$\overline{\mathbf{A}}$	$ \rightarrow $	Ţ	I	1
	Massif de la Tombe	21	0	0	2 1	2 1	7	50
	Boulonnais	27	0	0	8	15	8	69
	Avesnois	16	0	0	2 5	0	0	75

Tabl. V.- Caractères des fractures à faible pendage dans les secteurs étudiés.

Il faut donc faire appel à des critères autres que les stries pour déterminer le caractère inverse ou normal des fractures à faible pendage. Lors de l'étude régionale du Boulonnais deux exemples avaient été illustrés :

 l'un (Fig. 52) concerne une fracture transverse à faible pendage (152°/SW 27°) dont le caractère inverse est démontré par le décalage d'une fracture antérieure (24°/E 68°);

 - l'autre porte sur la structure en duplex décrite lors de l'étude de la Faille satellite de la Faille d'Hydrequent (Fig. 56), lui accordant un caractère inverse.

Il en est de même pour de nombreux autres exemples, aussi fut il choisi de traiter les fractures à faible pendage, striées (et à stries perpendiculaires à la direction du plan), comme ayant un caractère inverse.

c) LES METHODES D'INTERPRETATION.

Dans le cas d'un réseau conjugué de fractures à faibles pendages, le système de contraintes qui leur a donné naissance est le suivant (Jaeger et Cook, 1971) : σ 3 est verticale (Fig. 111), σ 1 est horizontale et bissectrice de l'angle aigu, les stries de glissement sont normales à l'intersection des plans de fractures (confondue avec σ 2).

Angelier (1979, p. 79) note également que dans le cas d'une faille inverse pure, c'est à dire sans composante décrochante, sa direction est probablement perpendiculaire à la compression maximale σ l présumée horizontale (σ 3 présumée verticale).

Je pense que dans ce cas on peut également admettre qu'au cours d'un même épisode tectonique, les stries de glissement seront elles aussi normales à la direction du plan de fracture; de ce fait, le plan de mouvement verra sa direction parallèle à l'axe σ).

i

l

Dés lors, il était possible de comparer systématiquement la direction des plans normaux à de telles fractures (confondue à σ l) à celle des plans de mouvement déduits des stries.



Fig. 11).- Position des axes de contraintes dans le cas de fractures chevauchantes, représentation en volume et sur cannevas, avec indication du sens de déplacement du compartiment supérieur.

d) QUELQUES EXEMPLES D'APPLICATION.

+ Boulonnais, site B II.

C'est une petite carrière abandonnée d'une centaine de mètres carrés où étaient extraits des calcaires d'âge Frasnien (Fig. 38).

Des fractures à faible pendage, longitudinales et transversales, y ont été relevées (Fig. 112A) et une fracture striée longitudinale fut suivie sur environ 50 m (9 mesures de ce plan sont répertoriées Fig. 112B).



Fig. 112.- Etude de fractures à faible pendage en Boulonnais (secteur B IIA).

A - Les fractures d'échelle métrique à plurimétrique.

B - Les différentes mesures (numérotées de 1 à 9) d'un même plan de fracture d'échelle pluridécamétrique :

l, plan de fracture; 2 , strie avec indication du sens de déplacement du compartiment supérieur, s'il est connu; 3, pôle de plan de stratification.

- Les fractures à faible pendage d'échelle métrique à pluri-métrique peuvent s'interpréter en terme de contrainte de compression maximum o 1 qui a des directions : N 10, N 20-40 et N 82-98.

- La fracture d'échelle pluri-décamétrique montre des variations directionnelles et la direction de o 1 est comprise entre N 150 et N 24 (moyenne N 167); les stries mesurées (9 points d'observation) se répartissent en deux ensembles :

l'un comprend des stries subperpendiculaires ou presque à la direction du plan de fracture (dans ce plan) auxquelles correspondent des plans de mouvement de direction N 176-30 (moyenne N 13); sur l'un des points le sens de déplacement indique le caractère inverse de la fracture, ce qui est confirmé par des fractures de 2ème ordre (joints R de Riedel),

l'autre, comprend des stries obliques à la direction du plan de fracture mesurées aux points 1 et 9, il leur correspond des plans de mouvement de directions N 114-126.

- Discussion. Les variations directionnelles de la fracture à faible pendage pluri-décamétrique peuvent s'interpréter de deux manières : d'une part ces variations sont aléatoires et caractérisent un plan de fracture naturel,

: d'autre part dans le Boulonnais, on sait que des plis transverses reprennent ce type de fracture.

La seconde proposition ne tient pas devant l'homogénéité de la géométrie des strates dans ce site (Fig. 112B, où les pôles des strates sont regroupés); c'est donc la première proposition qui est retenue. Il faut dés lors, et ce fut constaté dans de nombreux sites du Nord de la France et du Sud de la Belgique, s'attendre à des variations directionnelles importantes lors des interprétations en terme de contraintes de compression maximum σ l.

Dans cette hypothèse, les interprétations dans le secteur B IIA sont les suivantes :

fracture à faible pendage	échelle	direction de c l	direction du plan de mouvement
longitudinale	métrique	N 10 N 20-40	
	décamétrique'	N 150-24	N 176-30 N 114-126
transversale	∎étrique	N 82-98	

ŝ

l

Tabl. VI.- Comparaison des interprétations réalisées dans le site BIIA, pour des fractures à faible pendage.

Si les stries auxquelles correspondent des plans de mouvement N 176-30, peuvent être considérées comme nées dans le même épisode de déformation que celui qui a donné naissance aux fractures longitudinales qui les portent (σ 1, N 150-24), par contre, les stries auxquelles correspondent les plans de mouvement N 114-126 doivent être rattachées à un autre épisode de déformation.

Dans ce site, des fractures à fort pendage, décrochantes senestres (115°-125°/NE 80-90), postérieures aux fractures longitudinales à faible pendage ont été relevées; les stries obliques (1 et 9) qui leurs sont presque parallèles ont pu naître de mouvements de blocs consécutifs à ces fractures décrochantes. C'est une hypothèse, une autre consiste en un mouvement décrochant des fractures longitudinales (à faible pendage) antérieur aux fractures subverticales, aucun argument probant ne permet ici de choisir l'une ou l'autre des hypothèses. + Cas de fractures transverses à faible pendage : Massif de la Tombe, site MT VII (localisation c.f. Fig. 71).

Située en bordure de la Sambre cette petite carrière (20 m2 environ) entame des formations calcaires d'âge Frasnien moyen.

Sur la face Nord, des fractures transversales à faible pendage miment un réseau conjugué, σ 2 est donc confondue à leur ligne d'intersection moyenne, σ 1 est dans le plan bissecteur des plans conjugués (88°/W 03°, perpendiculairement à σ 2), σ 3 subverticale (Fig. 113A).

Les plans perpendiculaires aux directions des plans de fractures ont des orientations N 70-100 compatibles avec celle de σ l.



Fig. 113.- Etude de fractures à faible pendage transverses dans le massif de la Tombe (site MT VII).

A - Représentation stéréographique des fractures.

B - Observation du coin Sud de la carrière.

Une strie relevée sur l'une de ces fractures lui accorde un caractère décrochant. Une observation (Fig. 113B) réalisée dans l'extrémité méridionale de la carrière apporte une explication plausible à ce caractère : une fracture transversale à faible pente (8°/E 25° et 16°/E 25°, désignés b et c sur le stéréogramme, caractère décrochant senestre) est décalée par une fracture longitudinale à faible pendage (92°/N 34°), à caractère inverse, Les interprétations sont les suivantes :

- la direction du plan perpendiculaire à la fracture inverse est N 02,

- les directions des plans de mouvement des fractures transverses décrochantes sont respectivement N 177 et N 10,

L'étude du Massif de la Tombe, avait permis notamment de dégager la succession des structures suivante :

(1) des fractures transverses à faible pendage,(2) des fractures longitudinales à faible

pendage vers le Nord,

f

Ì

(

ι.

r

ι.

L

í

L

L.

l

(3) des fractures subverticales.

Dans l'exemple étudié ici, il est donc logique de relier les glissements à caractère décrochant senestre relevés sur les fractures transversales à la mise en place de la fracture longitudinale inverse (les directions de c'l et des plans de mouvement sont les mêmes).

CONCLUSION.

La comparaison systématique des directions de c'l, des plans perpendiculaires à la direction des fractures à faible pendage, des plans de mouvement relatifs aux stries, permet d'émettre des hypothèses quant au rejeu possible de certaines de ces fractures. Ce rejeu peut être soit lié à une contrainte c'l de même direction que le plan de mouvement, soit à une contrainte régionale de tout autre orientation à laquelle sont rattachées des fractures subverticales entrainant des réorientations de contraintes.

Les fractures longitudinales (E-W) et transversales (N-S), à faible pendage, peuvent être reliées à des contraintes de compression maximales de directions respectives proches de N-S et de E-W.

III] SUCCESSION INTERPRETEE DES STRUCTURES AFFECTANT LES ASSISES PALEOZOIQUES DU NORD DE LA FRANCE ET DU SUD DE LA BELGIQUE.

Les synthèses relatives aux successions de structures mises en évidence d'une part à l'échelle de l'affleurement (décimétrique à hectométrique), puis ramenées de proche en proche à l'échelle de la région, puis enfin comparées aux données structurales régionales (échelle kilométrique à plurikilométrique : Massif de la Tombe, Boulonnais et Avesnois), d'autre part lors de l'analyse structurale du Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais (échelle kilométrique à décakilométrique) sont répertoriées dans le tableau VII où les structures ont été reportées dans leur ordre chronologique et des plus anciennes en haut vers les plus récentes en bas.

ANALY	ANALYSE STRUCTURALE			
	Massif de la Tombe	Boulonnais	Avesnois	Bassin houiller Nord – Pas-de-Calais
		Stylolithes		
	N 96-117	N 83-127	N 62 108	
Plis longitudinaux	plan axíal vertical ou à vergence Nord	plan axial vertical ou à vergence Nord	plan axial vertical ou sub.	Plis longitudinaux
Fractures longiittudi	N 74- 122	N 60-120	N 72-110	Failles chevauchantes
nalesa faible pendage	pente Nou S	pente Nou S	pente Nou S	longitudinales
Fractures a fort pendage	N 10-40 se N 140-170 <u>de</u> ,se	N 10-30 <u>se</u> ,de N 150-170 <u>de</u> ,se	N 20-40 <u>se</u> ,de N 150 160 de	
Plis transversaux	N 156-02 plan axial vertical ou sub. [vergence Est	N 167-38 ptan axial vertical	N 162-45 plan axial vertical	rejeu en décrochement des failles chevauchan- -tes longitudinales
Fractures transver sales à faible pendage	N 165-16 pente E ou W N 30-40 p.SE	N 156 05 pente EouW	N 152-37 p.E ou W N 43-67p.NW.ou SE	conduisant à la formation de plis et de failles che- vauchantes transverses
Fractures à fort	N 50-70 de	N 50 70 de	N-50-70 de	rejeu S —≻N de la Faille du Midi
pendage	N110-130 se	N 110 130 se	N110-130 se	Failles verticales ou
Fractures	N 12-27 pente moyenne versl'w ou forte		N 160-02 forte pente	sub verticales

Tabl. VII.- Les successions de structures enregistrées par les formations paléozoïques dans quatre secteurs du Nord de la France et du Sud de la Belgique ;

les plus anciennes sont localisées en haut du tableau, les plus récentes en bas; pour les fractures à fort pendage, le caractère principal, dextre <u>de</u> ou senestre <u>se</u> a été indiqué.

•

. .

. .

La correspondance entre les successions déduites des deux types d'approche (mésotectonique et structurale) est évidente et caractériserait donc la tectonique enregistrée par les formations paléozoïques du Nord de la France et du Sud de la Belgique

Les orientations des contraintes de compression maximale of 1 et des raccourcissements, déduites de l'application des différentes méthodes exposées précédemment ont été rassemblées par secteur dans le tableau VII et comparées aux résultats de l'analyse structurale du Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais. Outre les secteurs de Landelies (Massif de la Tombe), du Boulonnais et de l'Avesnois, deux autres viennent s'ajouter : Tournai et Givet.

Bien entendu, les fourchettes directionnelles de c l présentent de larges variations, néanmoins cinq ensembles de structures peuvent être retenus, soit dans l'ordre chronologique et des plus anciennes vers les plus récentes :

+ un premier ensemble P1 (P pour Paléozoïque) dont les structures peuvent être reliées à des raccourcissements d'orientation N-S et comprenant, toujours dans l'ordre chronologique, les structures suivantes :

- Pla : des joints stylolithiques et des fractures perpendiculaires aux bancs, d'échelle décimétrique, observés en quelques sites,

- Plb : des plis d'orientations axiales comprises dans la fourchette N 62-127, ce sont les plis longitudinaux des auteurs, d'échelle métrique à kilométrique ils peuvent être droits ou déversés,

- Plc : des fractures à faible pendage vers le Nord ou le Sud et de direction N 60-125, d'échelle métrique à kilométrique,

- Pld : des fractures conjuguées subverticales groupées en deux ensembles directionnels N 04-59 et N 140-180, d'échelle décimétrique à kilométrique;

+ un deuxième ensemble P2 dont les structures sont reliées à des raccourcissements d'orientation E-W comprend ;

- P2a : un rejeu en décrochement des fractures à faible pente P1c,

ι.

í

ł

,

i,

ſ

١.

l

ĺ.

L

- P2b : des plis d'orientations axiales N 156-45, appelés plis transverses, d'échelle métrique à hectométrique le plus souvent,

- P2c : des fractures à faible pente vers l'Ouest ou l'Est et de directions N 152-37, d'échelle métrique à hectométrique;

+ un troisième ensemble de structures P3 correspond essentiellement au rejeu des fractures à faible pente P1c et P2c, sous l'influence de nouveaux raccourcissements N-S (non observé dans l'autochtone : région de Tournai). Dans quelques affleurements du Massif de la Tombe et de l'Avesnois, des fractures longitudinales à faible pente vers Nord ont été rattachées à cet ensemble;

+ un quatrième ensemble de structures P4 est relatif à des fractures subverticales conjuguées de directions N 50-86 et N 107-138, elles ont une échelle décimétrique à kilométrique et sont liées à des raccourcissements E-W;

+ un cinquième ensemble de structures P5 concerne des fractures subverticales (pente moyenne dans le Massif de la Tombe) d'échelle décamétrique à hectométrique et de directions N 13 et N 162-02. Ces fractures n'ont été observées que dans un petit nombre de secteurs et n'ont pu être interprétées.

. .

h

. .

A	NALYSE	MES	OTECI		E		ANALYSE STRUCTURALE
Les structures	directions de O1 locale à partir de	Massif de la Tombe	Boulonnais	Avesnois	Tournai	Givet	Bassin houiller Nord- Pas-de-Calais
Plis longitudinaux	plan perpendi- culaire (L) à l'axe	N 06-27	N 173-37	N 152-18		N 154-02	Plis longitudinaux
Fractures longitudi-	plan 1	N 164-32	N 150-30	N 162-20	N 157-35	N 177-23	Failles chevauchantes
nales à faible pendage	Plan de Mouve- ment	N 174-34	N 03-29			N 174-40	longitudinales
Fractures à fort	plan bissecteur	N 164-19	N 172-04		N 0 5 - 10		
conjuguées	méthode Arthaud - Cruden	20	N 158-14	N 4 4			
rejeu en décroche- ment des Flongi.	P.M.	N 64-92	N 79 -120				rejeu en décrochement des failles chevauchaotes
Plis transversaux	plan ⊥àl`axe	N 68-92	N 77-128	N 72-135	N 90-113	N 71-114	longitudinales conduisant
Fractures transversa-	plan 1	N 75-106	N 66-95	N 62-127		N 85-110	et de Failles chevau- — - chantes transverse
les à faible pendage	P.M.			N 93-130		N 60-89	
rejeu en décroche – ment des	P. M.	N 177-28[E]	N 4 5 - 48 [E] [W]	N 152-09(W)		N 18 [W]	reieu S—►N de la
Fractures longitudinales	plan <u>i</u>	N 02-48		N 163-07			Faille du Midi
à faible pendage vers le Nord	Р.М.	N 24-31		N 161-03			
Fractures à fort pendage	plan bissecteur	N 79-104	N 89-90		N 94-96		Failles verticales
conjuguées	methode Arthaud -Cruden	N 72- 90	N 102 - 116	N 118			ou
Fractures							sub verticales

Tabl. VIII.- La succession interprétée des structures affectant les formations paléozoïques du Nord de la France et du Sud de la Belgique ;

les directions sont indiquées sous la forme d'une fourchette moyenne; = perpendiculaire; P.M. = plan de mouvement; [E], fractures à pendage Est ayant rejoué.

• ` TROISIEME PARTIE

L.

1

ŧ

i

r L

į.

i,

* . .

1

,

1

l

LES STRUCTURES DES TERRAINS

MESOZOIQUES ET QUATERNAIRES.

SOMMAIRE.

<u>Pages</u>

,

AJ LES STRUCTURES DES TERRAINS MESOZOIQUES
I - LES STRUCTURES PLISSEES
 II - LES STRUCTURES CASSANTES
BJ LES STRUCTURES DES TERRAINS QUATERNAIRES
 2) LE RELIEF DE LA COTE AU CAP BLANC-NEZ. 3) LES RELATIONS ENTRE LA FRACTURATION DE LA CRAIE (Crétacé) ET LA MORPHOLOGIE SUR LA FEUILLE DE DESVRES À 1/50 000. 4) L'ADAPTATION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE AU RESEAU DE FAILLES SUR LE TERRICTOIRE DE LA FEUILLE D'HAZEBROUCK A 1/50 000. a) Les données de surface : géomorphologie. b) Les données de sub-surface : le Quaternaire. c) Les données profondes : le toit des formations d'âge Landénien. d) Comparaison entre les différentes données cartographiques.
II - LA FRACTURATION DU GISEMENT PALEOLITHIQUE DE BIACHE-SAINT-VAAST. 198
III - L'OUVERTURE DU PAS-DE-CALAIS

×.

A] LES STRUCTURES DES TERRAINS MESOZOIQUES.

Les observations réalisées dans les terrains d'âge Jurassique ont été réalisées essentiellement sur la zone littorale (estran et falaise) des feuilles à 1/50 000 de Marquise et Boulogne-sur-Mer.

Les formations d'âge Crétacé supérieur sont exploitées soit en de vastes carrières en vue de la fabrication de ciments mais l'exploitation effectuée à l'aide d'engins mécaniques puissants détruit toute possibilité d'observation des fronts de taille, soit dans de petites carrières (20 à 500 m2) à l'activité épisodique en vue d'apport de chaux dans les champs : ces exploitations artisanales ont fourni bon nombre d'observations. Enfin, les sites côtiers (falaise et estran) ont par leur continuité constitué une précieuse source de renseignements.

Les informations ont été collectées dans la zone côtière du Boulonnais à la région de Dieppe, et à l'intérieur sur 15 feuilles géologiques à 1/50 000 (Fig. 114). Le terrictoire étudié est vaste, il n'y a pas eu volonté délibérée de "couvrir de la surface", plusieurs motivations justifient ce choix :

 la faible densité des points d'affleurement et leur pauvreté relative;

 - la nécessité dans un matériau homogène, tel la craie, d'avoir un vaste champ d'observation;

 l'importance des données tectoniques en géologie appliquée et en hydrogéologie (Colbeaux et Mania, 1976).



Fig. 114.- Localisation des feuilles à 1/50 000 sur lesquelles des levers ont été effectués dans les formations d'âge Crétacé supérieur.

I - LES STRUCTURES PLISSEES.

Mis à part un anticlinal décrit par Leroux (1959) au Cap- Gris-Nez et l'anticlinal de la Crèche (Pl. IV) situé au Nord de Boulogne, qui sont des structures d'échelle hectométrique à kilométrique affectant les formations d'âge Jurassique supérieur, les quelques plis relevés sur le terrain ont une faible amplitude, lm environ, et une demi longueur d'onde de 5 à 10 m (dans les formations d'âge Jurassique et Crétacé), leur plan axial est vertical et leurs charnières orientées sensiblement N-S et E-W.

Les conditions médiocres d'affleurement et le peu d'observations réalisées n'incitent pas à interpréter ces structures en terme de raccourcissement.

II - LES STRUCTURES CASSANTES.

1) OBSERVATIONS.

Mis à part quelques sites dans les assises crétacées, que ce soit dans les strates calcaires et gréseuses d'âge Jurassique ou la craie crétacée, les fractures sont bien souvent subverticales.

Dés lors, il m'a semblé que la construction stéréographique posait un problème, en effet les comptages et contourages de telles figures introduisait artificiellement des familles de fractures à pente différente de la verticale.

Aussi fut-il choisi de rechercher les familles de fractures avec l'aide de rosaces (Fig. 1)5) ; les mesures ont d'abord été réparties en familles directionnelles de 10° (O° à 9,99999...°, 10° à 19,99...°) puis les rosaces furent construites en tenant compte des pourcentages relatifs à chaque secteur de 10°. Cette méthode est moins précise que la construction des stéréogrammes, les limites des familles étant indiquées à quelques degrés prés, mais elle a l'avantage d'être rapide et de permettre aprés un report sur carte une visualisation planaire des directions des familles de fractures.

On trouvera en annexe III les principales constructions relatives à chaque feuille à 1/50 000, exprimées sous forme graphique (Fig. III.1 à III.13). L.



Fig. 115.- Classement des mesures de fractures en familles directionnelles :

soit à partir de comptages sur stéréogrammes (sites de Marquise 1-3, Marquise - Guines 70); soit par la construction de rosaces (sites Abbeville 1 et Desvres 35).

Seul un petit nombre de fractures striées à pu être relevé dans les formations d'âge Crétacé (2% de l'ensemble des mesures), elles sont figurées en annexe III (Fig. III.14 à III.16). Il est vraisemblable que le faible nombre de fractures relevé ne corresponde pas à la réalité ; en effet dans ce type de matériau, les stries sont difficilement identifiées, sauf lorsqu'elles sont soulignées par des esquilles de silex ou des cannelures prononcées.

2) LES PROBLEMES RENCONTRES.

a) DANS LES FORMATIONS D'AGE JURASSIQUE.

Des fentes particulières (Fig. 116) à remplissage de calcite que Roering (1968) a dénommé "feather fractures" ont été observées à la surface des bancs carbonatés et gréseux d'âge Jurassique supérieur.



Fig. 116.- Les fentes à allure de plume :

section longitudinale et interprétation.

A - Fentes à allure de plume et fentes en échelon associées (Roering , 1968).

B et C - Fentes relevées sur des bancs horizontaux d'âge Kimméridgien supérieur dans le Boulonnais (site 22, coordonnées en annexe I).

Ces fentes doivent leur allure de plume au fait qu'elles présentent en section longitudinale un corps principal (axe) et des diverticulations (barbes), elles résultent de l'intersection de fentes de tension (T, parallèles à la contrainte de compression maximale or l) et de fractures conjuguées diagonales.

Il fut constaté, d'une part que le plan de ces fractures était vertical (strates subhorizontales), d'autre part que la calcite se présente sous la forme de cristaux allongés perpendiculairement aux épontes (structure "beef" de Bonte, 1952).

Ramsay (1980) a montré comment cette structure fibreuse pouvait provenir de la cristallisation d'une phase fluide, dérivant de la matrice rocheuse par un phénomène de mise en solution sous pression, dans des fissures croissant par à-coups. Les fibres sont parallèles à l'axe principal d'allongement X, et par approximation à σ 3. Une série de sections effectuées parallèlement au plan de stratification So ont permis de constater que les "barbes" étaient également verticales, comme elles sont assimilées à des fractures conjuguées diagonales, σ 2 serait vertical.

Il est donc possible d'interpréter ces fentes à allure de plume en considérant σ' l comme horizontal et bissecteur des "barbes".

Des fractures d'échelle décimétrique à métrique mimant un réseau conjugué ont également été relevées : voir par exemple en bas et à gauche de la figure 116B. Lorsqu'elles sont de grande taille, elles recoupent les fentes à allure de plume.

Le tableau IX qui prend en compte les relevés effectués en 8 zones du site 22, sur une dizaines de mètres carrés, montre combien les orientations sont homogènes tant au niveau de la zone que du site.

	Fentes	à allu	ire de p	lume	Fractu	res min	nant un	reseau Onjugué
Zone	F1	F2	28	σl	۴'1	F'2	20'	°'1
1	50	123	73	94	68 53	128	60	98
2	57 73	129 132	72 59	93 93				-
3	68	121 132	53 64	94 100	61 68	120 125	52 57	94 97
4	47 60 60 70 71	126 118 139	66 58	99 89				
5					54 44 42	112 118	58 74 76	83 82 81
6					63	111	48	87
7	74	117	49	95		118		
8	67 43	129	86	96	67	121	54	94
9	43 74	117 139			42 68	111		

Tabl. IX.- Comparaison entre les fentes à allure de plume et les fractures mimant un réseau conjugué dans le site 22 (Jurassique, Boulonnais).

Pour les fentes à allure de plume, sont indiqués :

- F1 et F2, direction des "barbes" par rapport au Nord,
- 2 8, angle aigu compris entre F1 et F2,

σ), direction de la bissectrice de l'angle aigu.

- Pour les fractures mimant un réseau conjugué :
 - F') et F'2, directions des fractures homologues respectivement à F) et F2,
 - 2 0, angle aigu compris entre F'l et F'2,
 - σ'), direction de la bissectrice de l'angle aigu.

ĺ.

L

l

Ĺ

1

l

ſ

i

r

i

Â

Les directions moyennes sont les suivantes : - les fentes à allure de plume ont des "barbes" orientées N 62 et N 127, l'angle aigu 2 8 entre ces "barbes" est de 65° et elles sont liées à une contrainte de compression σ'l N 94,

- les fractures mimant un réseau conjugué ont des directions N 58 et N 119, l'angle aigu 2 θ est de 61° et la contrainte or 1 a une direction N 90.

Du fait de l'homogénéité directionnelle, j'ai considéré ces deux types de structures comme liés à une même contrainte de compression σ' l.

b) DANS LES ASSISES D'AGE CRETACE SUPERIEUR.

Si les interprétations en termes de successions de structures et de contraintes de compression maximum d'1 ne posaient guère de problèmes dans les assises paléozoïques (répétitives et concordantes d'une zone d'un site à une autre et d'un site à l'autre), il n'en va pas de même dans les assises d'âge Crétacé. A l'aide de quelques exemples, les limites du raisonnement seront envisagées.

+ Site Marquise-Guines nº 70.

C'est un talus de voie de chemin de fer situé à l'entrée de la gare de Caffiers où les strates crayeuses sont monoclinales (Fig. 117A).

Les 110 mesures de fractures se regroupent, aprés construction stéréographiques, en quatre familles directionnelles (Fig. 117B) :

١

Ŋ

· .

.

. .

03°- 07° / 90°, 5 % 22°- 31° / 90°, 5 % 73°- 80° / S 58° - 64°, 7% 143°- 150° / NE 78° - 86°, 4 % / SW 72° - 86°, 4 %

Les successions de structures sont difficiles à apréhender. En effet, s'il est aisé sur le terrain de constater que telle fracture Fl s'arrête sur telle autre F2, il est rare de pouvoir observer la partie décalée de la première Fl. Dés lors deux hypothèses sont permises :

- la première est que Fl s'est arrétée sur F2 qui lui est alors antérieure,

- la seconde est que F2 est postérieure à F1 et la décale.

Or, à chaque fois qu'il fût possible de pousser plus avant l'observation (blocs éboulés dégageant la zone à observer), le prolongement de Fl décalé par rapport à F2 fut toujours retrouvé, il ne fût jamais constaté l'arrét brutale d'une fracture contre une autre, c'est donc la seconde hypothèse qui est à retenir.



Fig. 117.- Site de Marquise-Guines nº70.

A - póles de So.

- B complage stéréographique des fractures.
- C interprétation des fractures striées par la méthode Arthaud-Cruden.
- D interprétation géométrique.
- E interprétation déométrique.
- F comparaison des solutions.

i.

l

i.

Les relations entre les fractures ont été systématiquement relevées et les successions sont les suivantes pour le site étudié :

(a)	(1) 177°/E 70°	(b) (1) 42°/NV 68°
	(2) 92*/N 83*	(2) 103*/ 90*
		123°/S₩ 77°
(c)	(1) 27*/ 90*	(d) ()) 43°/NV 72°
	(2) 147°/SW 78°	(2) 132°/S₩ 52°
(e)	(1) 68°/N 87°	(f) (]) 148º/NE 76º
	(2) 140°/SW 83°	(2) 62°/NW 78° stries 8° Sud dextre

Parmi ces successions, les deux dernières (e) et (f) ont retenu l'attention, elles concernent en effet des fractures de directions proches et ont été relevées à une dizaine de mètres d'intervalle : ces fractures se recoupent l'une l'autre mimant un réseau conjugué, ceci est renforcé par le caractère décrochant dextre de l'une d'elle.

On posera donc comme <u>première hypothèse</u> que les fractures 62°/NW 78°, 68°/N 87° d'une part et 140°/SW 83°, 148°/NE 76° d'autre part sont conjuguées. Leur interprétation par la méthode géométrique exposée dans la deuxième partie (Ch. II) fournit deux solutions (σ '' l et σ ''' l) pour la contrainte de compression maximale (Fig. 117D). La strie étant presque perpendiculaire à σ ''' 2, l'hypothèse semble valide.

Peut-on étendre ce caractère conjugué aux familles directionnelles d'orientations proches ? - 73°- 80°/S 58°-64° - 143°-150°/NE 78°-86° /SW 72°-86°

Les constructions géométriques (Fig. 117E) conduisent aux contraintes σ' l et σ' l voisines de celles trouvées précédemment.

L'interprétation de l'ensemble des fractures striées par la méthode Arthaud-Cruden permet de construire deux grands cercles (Fig. 117C) et indique donc deux orientations de c´l, 20°/E 15° et 105°/ 00°, la seconde est proche des solutions géométriques. ,

· 1

`

. .

Il y a donc une forte probabilité pour que les familles de fractures (73º-80º et 143º-150º) soient conjuguées et liées à une contrainte de compression maximale σ 1 à direction voisine de E-W (N 100-110).

Allons plus avant dans l'interprétation : une fracture de la famille directionnelle 22°-31°/90° a été observée comme antérieure à une fracture de la famille 143°-150°/SW 72°-86° (succession (c)), une <u>seconde</u> hypothèse peut être posée : les fractures de la famille directionnelle 22°-31°/90° sont antérieures au réseau conjugué précédemment postulé. Deux types d'observations y ont été réalisées : les unes en falaise (3 dimensions), les autres sur l'estran (2 dimensions essentiellement).

- en falaise et sur une distance de deux kilomètres, un lever systématique des fractures fut effectué chaque mesure étant repérée sur un support photographique (213 mesures).

Les fractures se regroupent en quatre familles directionnelles :

174°-02° /W 58°-64°, 8% 178°-08° /E 52°-60°, 7% 87°-92° /S 64°-72°, 6% 81°-91° /N 70°-80°, 5% 119°-126°/SW 59°-66°, 7% 126°-131°/NE 62°-68°, 9% 150°-158°/W 56°-68°, 6% 150°-162°/E 54°-68°, 5%

ç

L

ι.

τ

i.

[

i

ſ

ί

10

i.

l

i.

l

٩

,

.

l

ĺ,

Plusieurs successions ont également été relevées :

- (a) (1) 03⁴/W 59⁴
 (b) (1) 155⁴/W 55⁶ stries 90⁶
 (2) 25⁴/SE 73⁴
 (2) 133⁴/NE 58⁴ décrochant senestre 137⁴/NE 60⁶ décrochant senestre
- (c) (1) 93*/N 58° (d) (1) 163*/¥ 66° (2) 125*/SW 68° (2) 180*/E 60°
- (e) (1) 125*/NE 58* (f) (1) 02*/ E 70* (2) 105*/ S 68* (2) 140*/SW 50*

Enfin, l'interprétation des fractures striées par la méthode Arthaud-Cruden fournit trois orientations de o l (Fig. 118) : 148°/SE 04°, 69°/W 10° et 45°/SW 16°?

- **Sur l'estran** et pour une distance de l km environ.

Les nombreuses successions de structures relevées peuvent se résumer de la manière suivante :

- d'autre part (b)	
1	(1) $40^{\circ}/NW 83^{\circ}$ (2) $166^{\circ}-168^{\circ}/W 60^{\circ}-85^{\circ}$ (3) $60^{\circ}-78^{\circ}/N 80^{\circ}-90^{\circ}$

Les fractures du dernier ensemble b(3) se recoupent de place en place et miment un réseau conjugué dont l'interprétation par la méthode géométrique indique une orientation 93°/W 03° pour o l. Le caractère décrochant senestre des fractures d'orientations proches, relevées en falaise (c.f. b2), renforce cette interprétation. Par contre, il est difficile de rapprocher les orientations de o l interprétées d'une part à l'aide de la méthode Arthaud-Cruden et d'autre part de la méthode géométrique.

+ Comparaison des résultats obtenus dans les sites Marquise-Guines nº 70 et Marquise nº 1-3 (distants de 11,5 km).

Si les comparaisons entre les familles de fractures (Tabl. X) n'apportent aucun élément, par contre les successions de structures et les interprétations conduisent à renforcer les hypothèses en terme de réseaux conjugués de fractures, il y a donc une forte probabilité en faveur de leur existence : les réseaux auraient été induits par des contraintes σ) de même direction générale proche de E-W.

Marquise-Guines 70	Marquise 2-3
Les familles	
03°-07°/90°	174°-02°/W 58°-64° 176°-08°/E 52°-60°
22°-31°/90°	
73°-80°/\$ 58°-64°	
	87°-92°/S 64°/72° 81°-91°/N 70°-80°
	119°-126°/SW 59°-66° 126°-131°/NE 62°-68°
143°-150°/NE 78°-86° SW 72°-86°	
	150°-158°/W 56°-68° 150°-162°/E 54°-68°
Les successions d	e structures
(1) 22°-31°/90° (2) 73°-80°/S 58°-64° et 143°-150°/NE 78°-86° SW 72°-86° sont conjuguées	<pre>(1) 40°-NW 83° (2) 166°-168°/W 60°-85° (3) 60°-78°/N 80°-90° et 110°-120°/N 73°-90° sont conjyguées (4) 176°/E 62°</pre>
Les interp	prétations
Méthode Arthaud-Cruden	Méthode Arthaud-Cruden
20°/E 15° 105°/00°	45°/SW 16° ? 69°/W 10° 148°/SE 04°
Méthode géométrique	Méthode géométrique
110°/W 15° 105°/W 30°	93°/W 03° interprétations pour deux sites du Roulonnais

c) CONCLUSION.

Les arguments permettant d'aboutir à des successions de déformations puis à des interprétations en terme de contrainte de compression o'l sont moins probants que ceux utilisés lors de l'étude des assises d'âge Paléozoïque. En ce qui concerne les interprétations, les fentes à allure de plume dans les assises jurassiques et les fractures mimant des réseaux conjugués dans les assises jurassiques et crétacées restent les seuls éléments utilisables, l'application de la méthode Arthaud-Cruden aux quelques rares secteurs où ont été observés des fractures striées en nombre suffisant se révélant trés décevante (Fig. 118).



Fig. 118.- Application de la méthode Arthaud-Cruden aux fractures striées de secteurs des feuilles de Marquise, Marquise-Guines, Lille, St Omer et Montreuil-sur-Mer.

3) PREMIERE INTERPRETATION DES STRUCTURES.

a) DANS LES FORMATIONS D'AGE JURASSIQUE.

Des fentes à allure de plume et des fractures mimant un réseau conjugué ont été relevées pour 14 des 24 sites étudiés, leur interprétation conduit à distinguer deux directions principales de c'l (Fig. 119) :

l'une sensiblement E-W dans 67% des cas, soit
 N 90 (moyenne) pour les fentes, soit N 93 pour les fractures,

- l'autre N 71 dans 19% des cas (fentes).

Les fentes dirigées N 71 n'ont pu être placées dans la succession des structures car aucun argument ne permet de le faire avec certitude : elles ont été observées comme antérieures aux fractures conjuguées J2b que dans un seul site.



Fig. 119.- Les orientations de o 1 dans les assises d'âge Jurassique.

b) DANS LES FORMATIONS D'AGE CRETACE.

Les fractures mimant un réseau conjugué et les fractures striées ont été relevées dans 9 des 105 sites étudiés, leur interprétation par les méthodes géométriques ou d'Arthaud-Cruden (Fig. 120) conduit à distinguer trois directions principales de σ 1 : sensiblement N-S (moyenne N 01) pour 28% des cas, N 65 (17%) et N 99 (44%).




Fig. 120.- Les orientations de o 1 dans les formations d'âge Crétacé.

i.

III - SUCCESSION INTERPRETEE DES STRUCTURES.

a) Les successions générales de structures.

Pour chaque site, il fut procédé de la même manière que pour les sites du Boulonnais étudiés précédemment ce qui permit d'obtenir dans le meilleur des cas une seule succession de structures résumant les observations, puis pour chaque carte à 1/50 000, les successions furent comparées afin d'aboutir à une seule succession générale (Tal. XI).

FEUILLE	DE	MARQUISE ET GUINES	DESVRES	LILLE-HALLUIN	FRUGES	BETHUNE	
S	¢1	(1) 02-40/90 (2) 143-174/90	(1) 25-45/SE 87-90 (2) 145-178/90	(1) 97 109/90 175/W 62 (2) 08 47/E80-90	(1) 29 30/90		
ESSION	¢2	(3) 60-83 x 110 150 /90 /90	(3) 72 - 80 / 90 122 - 123 / NE 62 90 90 - 92 / 90	(3) 60 86/90 124 133/NE 61 90 97/90 (1) 110 133/90 (2) 52 58/S87 8		50 78 X 142 148 /90 /90	
suco	¢3	(4) 176 / E 62	(4) 150/w75	(4) 154 162/90			
MONS		S ^t VALERY/SOMME	ABBEVILLE	DOULLENS	DIEPPE OUEST	DIEPPE EST	
(1) 45/SE 60 140/SW 80 (2) 62/SE 62 110/NE 85		(1) 03 38 X 14 8 168 /90 /90 (2) 60-75 X 110 130 /N85-90 /N80-90 / S 87	(1) 15/W57 158/NE 73 50-60/NW 65-90 (2) 120 136/NE76 90 80 83 S/60 90 (3) 147 162/NE75 90 23-26/W80 90	(1) 80/5 83 (2) 147/90	 (1) 07 43/NW 88 90 (2) 155 164/90 115 135/NE 75 90 (3) 70 80/90 40 50/90 	(1) 35/90 175 W 65 (2) 113 125/NE 65 70	

Tabl. XI.- Les successions de déformations relevées dans les formations d'âge Crétacé, par feuille à 1/50 000.

On peut alors classer les déformations affectant les assises d'âge Crétacé en trois ensembles C1, C2, C3 (C pour Crétacé). La même opération fut réalisée pour les assises jurassiques, elle conduit également à trois ensembles de structures J1, J2, J3 (J pour Jurassique).

+ La succession générale des structures affectant les assises d'âge Jurassique.

Elle fut établie à partir de 11 des 24 sites visités sur la zone maritime des feuilles de Marquise et Boulogne-sur-Mer, elle comprend trois ensembles (Tabl. XII) :

<u>– un premier ensemble J1</u> correspond à des fractures à fort pendage de directions N 00-38 (45% des 1) sites cités plus haut) et N 166-178 (27%). Il est antérieur dans 20% des cas à des fentes à allure de plume (J2a) et dans 36% des cas à des fractures mimant un réseau conjugué (J2b),

<u>- un deuxième ensemble J2</u>, pour lequel deux sous-ensembles ont été distingués :

<u>J2b</u>, fractures à fort pendage, N 57-79 (73%) et N 118-142 (73%) mimant un réseau conjugué dans 45% des sites. Ce sous ensemble a été observé comme antérieur à un troisième J3 dans 27% des cas,

<u>– un troisième ensemble J3</u> comprend des fractures à fort pendage de directions N 07-11 (20%) et N 154-177 (20%).

+ La succession générale des structures affectant les assises d'âge Crétacé

Elle a été établie à partir de 34 des 105 sites étudiés et situés sur les feuilles d'Abbeville, Béthune, Desvres, Dieppe-Est, Dieppe-Ouest, Doullens, Fruges, Lille-Halluin, Marquise, Marquise-Guines, Mons et St-Valéry-sur-Somme, elle comprend trois ensembles de structures :

<u>– un premier ensemble C1</u> correspond à des fractures à fort pendage de directions N 02-45 (70% des 34 sites) et N 140-178 (59%). Elles miment un réseau conjugué sur la seule feuille de St-Valéry-sur-Somme (soit 6% des sites). Cet ensemble C1 est antérieur à un second C2 dans 88% des sites étudiés,

<u>– un deuxième ensemble C2</u> comprend des fractures à fort pendage de directions N 52-86 (68%) et N 11-148 (76%) mimant un réseau conjugué dans 12% des sites. Il est antérieur à un troisième C3 dans 15% des cas,

<u>– un troisième ensemble C3</u> correspond à des fractures à fort pendage de directions N 23-36 (6%) et N 147-176 (15%).

Fo	r m	atic	ns		Formations					
		jur	pisse	ues	crétacées					
		NOC)-38	45 X		N 02-45	70%			
J	J1				C 1	conjugués	6 %			
			6 – 178	21%		N140-178	59%			
				20%						
	J 2a	362	P N 90-10	036%			881			
	}		21 %							
Je		N 5	1-79	13 %		N 52-86	68 %			
	5P 1	con	conjugués		C2	conju gués	12%			
		N 1 18	3-142	132		N 111-148	76%			
				275	· · · · ·		15%			
J	ъГ		7-11	20%	Ca	N 23-26	6 1			
3		N 18	54-177	20%	3	N 147-176	15%			

Tabl. III.- Comparaison des successions de structures affectant les formations mésozoïques en Boulonnais :

P, fente à allure de plume; N 00-38, fractures à fort pendage de directions comprises entre 0° et 38°.

ι.

Ĺ.

Ĺ.

ſ

L

1 '

l

l

l

L

1

l

ſ

i

1 -

ł

ί,

1

ι.

. .

1 -

ι

Ĺ

Les correspondances entre les successions de structures relevées dans les formations d'âge, d'une part Jurassique, d'autre part Crétacé ont été soulignées par la présentation du tableau XII et seules les fentes à allure de plume sont propres aux assises jurassiques. .

. .

,

. .

. .

. .

. .

Que représentent ces résultats ?

Rappelons une fois encore que les successions de structures ont été établies pour une petite moitié des sites à formations d'âge Jurassique et un tiers des sites à assises d'âge Crétacé, les interprétations en terme de contraintes de compression maximum σ l pour un peu plus de la moitié des sites jurassiques et un peu moins d'un dixième des sites crétacés.

Deux hypothèses peuvent être proposées :

- ou les successions et surtout les interprétations n'ont aucune relation entre elles et les convergences constatées ne sont que le fait de hasards locaux,

- ou elles traduisent un phénomène général.

Pour ma part, si je pense que les successions de structures (qui ont besoin d'être confortées par d'autres observations) sont trop homogènes pour être le fait du hasard, par contre et mis à part le Boulonnais (feuilles de Marquise, Boulogne, Guines) qui constitue un point de référence, il faut rester très prudent au niveau des interprétations et constater simplement des convergences troublantes, par exemple : la méthode géométrique appliquée à des fractures mimant un réseau conjugué sur la feuille de St-Valéry permet de construire des axes o l sensiblement N-S très proches de ceux indiqués par la méthode Arthaud-Cruden pour les fractures striées relevées sur les feuilles de Lille et Marquise-Guines.

On peut donc conclure en disant que les formations mésozoïques révélent l'existence de trois successions de structuress (J1-C1, J2-C2, J3-C3), les deux premières peuvent être reliées à des contraintes de compression of 1 N-S pour J1-C1 (hypothétique), E-W pour J2-C2 (presque certain).

B] LES STRUCTURES DES TERRAINS QUATERNAIRES.

ι.

ι.,

 \int

Ł.

1

l

l

ſ

ĺ

1111

i,

κ.

1 .

κ.

1 .

•

r ...

L.

r -

r :

ξ.

1.

i.

[[Dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique, les formations d'âge Tertiaire de nature sableuse et argileuse sont peu exploitées, ce manque d'affleurement m'a conduit à négliger leur étude mésotectonique.

Les formations d'âge Quaternaire par contre sont bien connues stratigraphiquement (Sommé, 1975) et rencontrées fréquemment lors des travaux de génie civil. Divers indices qui seront exposés dans le prochain paragraphe laissent penser qu'une activité tectonique récente est envisageable; l'étude d'un gisement paléolithique confirme localement cette hypothèse.

I - LES INDICES D'UNE TECTONIQUE RECENTE.

1) UNE FRACTURE A ANNAPPES (prés de Lille).

Le creusement de la voie rapide reliant Lille à Gand a permis une observation précieuse au point de coordonnées X = 656,9; Y = 324,7 (site 3 de la feuille de Lille, voir annexe III). Le talus y entaille des formations loessiques d'âge Quaternaire reposant sur la surface d'érosion horizontale de la craie (Crétacé).

Sur une distance de 5 m environ, 38 mesures de fractures subverticales ont été réalisées, direction principale N 120-130 (Fig. 121). L'une d'elles, décale le toit de la craie et semble se poursuivre dans les loess supérieurs (Fig. 122 et Pl. V); les contacts sont nets et il est exclu que le ressaut du toit de la craie soit antérieur au dépot des formations superficielles : la fracture a donc eu au moins un épisode de jeu postérieur aux loess. L'absence de stries et d'arguments indirects ne permet pas de la caractériser plus avant (décrochante ?, normale ?). Enfin aucune perturbation morphologique, vallon ou versant, n'est présente dans les environs immédiats ce qui exclue tout phénomène de décompression ou d'appel au vide.

Une fracture parmi d'autres ayant affecté la craie (Crétacé) antérieurement au dépôt des loess (Quaternaire) d'une part, et de la surface d'érosion de la craie d'autre part, a rejoué sous l'influence d'une incitation tectonique qui ne peut être que récente.



Fig. 121.- Stéréogramme des fractures affectant la craie du secteur Lille 3.



Fig. 122.- Observation détaillée dans le secteur Lille 3.

2) LE RELIEF DE LA COTE AU CAP BLANC-NEZ.

La côte boulonnaise (Fig. 123) est caractérisée par une série de caps (points topographiques élevés) et de rentrants ou "crans" (points bas).

. .

Un lever détaillé des falaises crayeuses du Cap Blanc-Nez réalisé en compagnie de Robaszynski a permis :

 - d'associer à chaque fracture d'échelle décamétrique à pluri-décamétrique, une valeur de rejet vertical apparent, estimée à partir du décalage de repères stratigraphiques;

- de constater que les couches, horizontales ou faiblement monoclinales, sont décalées "en marches d'escalier" par les fractures (Fig. 124).



Fig. 123.- La côte boulonnaise :

i

٢

1

i.

l

A, localisation des principaux caps et "crans"; B, topographie de la côte aux environs du Cap Blanc- Nez



Fig. 124 Croquis d'aprés photographie d'une portion de falaise au Cap Blanc-Nez.

Afin de visualiser cette impression sur l'ensemble du site, les rejets des fractures ont été associés sur un même graphe (Fig. 125), en distinguant : - soit les rejets globaux sans aucune considération directionnelle des fractures, - soit les rejets des fractures de direction proche de E-W,

soit les rejets des fractures proches de N-S,
le profil topographique.



Fig. 125.- Les relations entre le profil topographique et les rejets verticaux des fractures au Cap Blanc-Nez (Marquise, sites 1, 3, 47).

A - Rejets des fractures, chaque point correspond à une observation : 1, rejets globaux; 2, rejets des fractures de directions N 86-91, N 119-126, N 134-143; 3, rejets des fractures N 150-162 et N 174-08; 4, le segment représente un rejet de 1 m.

B - 1, profil topographique; 2, le segment représente 7,5 m.

Malgré quelques variations de détail, les "marches d'escalier" montent vers le point topographique haut qu'est le Cap Blanc-Nez et redescendent vers le point bas de la ferme St-Pô. Il y a donc convergence entre la topographie et le jeu complexe des fractures affectant la craie (Crétacé). La démonstration n'est pas complète en l'absence d'informations relatives au secteur compris entre le Cap Blanc-Nez et le Sud du Cran d'Escalles.

Nous avons donc l'indice d'une liaison entre la structure et la morphologie.

3) LES RELATIONS ENTRE LA FRACTURATION DE LA CRAIE (Crétacé) ET LA MORPHOLOGIE SUR LA FEUILLE DE DESVRES A 1/50 000. La feuille de Desvres (Fig. 126) présente l'intérêt de se situer à la terminaison orientale de la boutonnière morphologique du Boulonnais.



Fig. 126.- Carte structurale schématique de la feuille de Desvres à 1/50 000 ;

ŧ,

i.

1, localité; 2, faille subverticale; 3, cours d'eau; 4, limite occidentale d'extension de la craie (Crétaré).

Lors de l'établissement de la feuille géologique de Desvres (Leplat et <u>al</u>., 1979) nous avions noté en quelques secteurs un parallélisme et une quasi superposition des failles cartographiées et de la bordure de la boutonnière (versants, axes de talwegs) laissant penser à nouveau à une relation entre la fracturation du substrat et la morphologie.

Aussi, c'est tout naturellement que Colbeaux et Sommé (1981) ont recherché ces mêmes relations dans la moitié orientale de la feuille, à substrat crayeux, où il n'est guère possible de mettre les failles en évidence par les méthodes classiques de terrain. Nous pavions à l'époque comparé les directions des traits morphologiques (versants et axes de talwegs) avec celles des fractures mesurées sur le terrain, les comparaisons se sont alors révélées décevantes (Fig. 127).



Fig. 127.- Comparaison entre les orientations des fractures et des traits morphologiques.

- A Feuille de Desvres à 1/50 000.
- 8 Feuille de Desvres à 1/25 000, nº 3-4.
- C Feuille de Desvres à 1/25 000, nº 7-8.

), les fractures; 2, les traits morphologiques (versants et axes de talwegs); en abcisse, directions par classe de 10°; en ordonnée, nombre de mesures (d'aprés Colbeaux et Sommé, 1981).

Il est proposé ici de reprendre ces observations en les traitant de manière différente : à savoir la comparaison entre les pourcentages de fractures par classe directionnelle de 10° et les pourcentages de longueurs de traits morphologiques cumulées dans les mêmes classes de 10°. Ceci a pour avantage de comparer non plus un nombre de mesures dans chacune des classes, mais la proportion relative à l'ensemble.

S'il n'y a pas ou peu de corrélations évidentes à l'intérieur d'une classe directionnelle entre les traits morphologiques et les fractures, par contre, des ensembles de classes donnent des informations convergentes :

,

•

•

. .

pour la feuille de Desvres nº 3-4 à 1/25 000
 (Fig. 128), les classes situées dans les intervalles N
 30-70 et N 120-170 voient leurs pourcentages respectifs
 (traits et fractures) évoluer de manière comparable,

- pour la feuille de Desvres nº 7-8 à 1/25 000 (Fig. 129), il en est de même dans les intervalles directionnels N 20-50 et N 100-150.

Par contre certains pics de traits morphologiques (N 60-70 , Fig. 129; N 90-110, Fig. 128) n'ont pas leur équivalent dans les fractures.





En abcisse, directions par classe de 10°; en ordonnée, %

i



Fig. 129.- Comparaison entre les traits morphologiques et les fractures de la feuille de Desvres à 1/25 000, n° 7-8.

En abcisse, orientations par classe de 10°; en ordonnée, %.

Plusieurs hypothèses sont alors offertes :

- ou les convergences constatées ne sont que le fait du hasard et il n'y a aucune relation entre la fracturation et la morphologie,

- ou l'absence de fracturation correspondant à des pics de traits morphologiques est lié à la mauvaise répartition des sites de mesure (les problèmes relatifs à la prospection en pays crayeux ont déjà été soulignés, il n'est donc pas possible d'y remédier).

Afin de choisir l'une de ces hypothèses, avec Sommé nous nous sommes attachés à <u>quelques secteurs</u> caractéristiques.

Par exemple, le secteur de Journy (Desvres 3, localisation c.f. Fig. 126) situé sur la bordure SE du Pays de Licques est caractérisé par un escarpement d'orientation générale N 20-30 comparable à la cuesta boulonnaise : il se développe dans les formations d'âge Turonien-Cénomanien et surmonte le glacis modelé dans l'argile d'âge Albien.

Dans le détail de son festonnement, ce talus (Fig. 130) est composé d'une série d'indentations à pente variable dont les orientations correspondent soit à la direction des pics majeurs de la rosace de fracturation (N 30-40, N 60-70, N 120-140), soit à celle des pics mineurs (N 10-20, N 150-160).



Fig. 130. - Fracturation et géomorphologie dans la région de Journy (Desvres 3) :

2, escarpements de cuesta (craie affleurante), pentes, 1 (35%), 2 (25 à 35%); 3, 4, versant à craie subaffleurante, pentes, 3 (20 à 25%), 4 (10 à 20%); 5, 6, axe de talweg; 7, altitude; 8, un secteur de 10° de la rosace de fracturation; 9, direction selon laquelle des zones hachées (fractures trés resserrées) ont été relevées; 10, direction selon laquelle des fractures décamétriques à pluri-décamétriques ont été relevées; 11, zone de mesure (zone Sud, 32 mesures; zone Nord, 47); d'aprés Colbeaux et Sommé, 1981.

On peut objecter que ces corrélations sont le fruit de phénomènes de décompression et d'appel au vide en bordure de vallée se traduisant par la formation d'artéfacts. Mais d'une part, les deux sites de mesure sont localisées sur des festons d'orientation N 150-160 et la rosace des fractures n'en est pas affectée, d'autre part, les vallons localisés sur le plateau oriental présentent des tracés géométriques aux orientations similaires, l'objection tombe donc d'elle même.

La même démonstration fut faite dans les <u>régions</u> de <u>Fauquemberques</u> (Desvres 8) <u>et du Val d'Acquin</u> (Desvres 4), il y a donc une bonne corrélation entre les orientations, d'une part des fractures affectant la craie, d'autre part des traits géomorphologiques.

4) L'ADAPTATION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE AU RESEAU DE FAILLES SUR LE TERRICTOIRE DE LA FEUILLE D'HAZEBROUCK A 1/50 000.

La majeure partie de la feuille d'Hazebrouck à 1/50 000 (Fig. 131) est occupée par la Plaine de la Lys, les affleurements du substratum (Yprésien) y sont rares et localisés d'une part le long du talus limitant la Plaine au Nord, d'autre part dans l'angle Sud-Est.



Fig. 131.- La Plaine de la Lys dans le relief régional : courbes de niveau en mètres (d'aprés Colbeaux et al., 1978).

Plusieurs théories furent proposées afin d'expliquer l'existence de la Plaine :

- les unes privilégient l'action fluviatile (Gosselet, 1894, 1920; Dubois, 1925; Tavernier et de Moor, 1974),

- les autres mettent l'accent sur l'influence tectonique (Paepe, 1963, 1964, 1965; Sommé, 1967, 1975).

a) LES DONNEES DE SURFACE ; GEOMORPHOLOGIE.

La Plaine de la Lys parait être une unité morphologique insolite, en effet, la vallée proprement dite de la Lys s'interrompt à la limite orientale de l'Artois (région d'Aire, Fig. 131) et ne s'individualise à nouveau qu'à la frontière francobelge. Dans l'intervalle, recoupant à l'emporte-pièces le relief environnant, s'étend une vaste dépression (40 km sur 26 km, altitude + 20 m à + 16 m) en forme de quadrilatère.

Le cours canalisé de la Lys qui est à moins de + 15 m dés Merville, occupe à peu prés l'axe d'un drainage naturel qui n'est qu'un héritage tardif acquis au Tardi-Glaciaire (Paepe, 1963).

b) LES DONNEES DE SUB-SURFACE : LE QUATERNAIRE.

`

. .

. .

.

`

La morphologie fossile de la Plaine est caractérisée par des panneaux au contours presque rectilignes séparés par des vallées colmatées, profondes de 30 m au maximum ("Lys fossile" et "Lawe fossile", Fig. 132).

La lithostratigraphie du colmatage peut être simplifiée de la manière suivante (de bas en haut) : - d'une part un complexe de limons et sables fluviatiles ou lacustres dont la base admet des couches organiques ou tourbeuse attribuées à l' Eémien,

- d'autre part une couverture limono-sableuse épaisse de 2 à 7 m rattachée au Weichsélien, seule présente en dehors des vallées et dépressions fossiles (Paepe, 1964; Paepe et Vanhoorne, 1967; Sommé, 1975; notice de la feuille géologique d'Hazebrouck à 1/50 000). - 195 -



Fig. 132.- Carte de la base des formations d'âge Quaternaire sur la feuille d'Hazebrouck à 1/50 000 :

Courbes de niveaux en mètres: A, Armentières: B, Bailleul: E, Estaires; F, Fleurbaix; H, Hazebrouck; L, Laventie: M, Merville: M-B, La Motte au Bois: St V, St Venant (d'aprés Colbeaux et al., 1978).

c) LES DONNEES PROFONDES : LE TOIT DES FORMATIONS D'AGE LANDENIEN.

L'image (Fig. 133) que l'on peut retenir est celle d'une mosalque de panneaux plus ou moins basculés et décalés.

Les décalages respectifs d'accidents permettent d'en proposer une chronologie relative, soit des plus anciens vers les plus récents :

(1) des failles N 120-130 (au Sud de Laventie par exemple),

(2) des failles N 40-50 (celle qui passe à Armentières par exemple),

(3) des failles de direction WNW-ESE à caractère décrochant dextre (pour la Faille de Lille-Dunge-Ness le rejet vertical est de 4 à 11 m, le rejet horizontal est de 3 km).

- 196 -



Fig. 133.- Carte du toit des formations d'âge Landénien sur la feuille d'Hazebrouck à 1/50 000 : 1, sondage; 2, faille; 3, faille prolongée; 4, faille supposée; 5, courbe de niveau du toit; 6, courbe de niveau supposée; 7, localité (A, Armentières; B, Bailleul; E, Estaires; F, Fleurbaix; H, Hazebrouck; L, Laventie; M, Merville; M-B, La Motte au Bois; St V, St Venant).

d) COMPARAISON ENTRE LES DIFFERENTES DONNEES CARTOGRAPHIQUES.

Force est de constater (Fig. 134) l'homologie entre les contours des panneaux morphologiques relevés lors de l'étude de la base des formations d'âge Quaternaire et les tracés des failles proposés au toit des assises landéniennes; les vallées fossiles de la Lys ou de la Lawe sont superposées aux failles (la Lys entre Bailleul et Armentières par exemple), ou localisées aux abords (la Lys de La Motte au Bois à Bailleul, la Lawe de Laventie au Nord de Fleurbaix). Les correspondances sont moins bonnes dans le coin Nord-Ouest de la feuille où la pauvreté des sondages ne permet pas d'affiner les tracés.

On notera également que les zones de surcreusement de la "Lawe fossile" (prés de Laventie et de Fleurbaix) sont d'une part localisées de chaque côté de la Faille de Lille-Dunge-Ness, d'autre part décalées (dextre) par cette même Faille, le décalage étant lui même souligné par l'allure sinueuse du talweg au passage de la Faille. La figure 134B donne d'une part le tracé des cours d'eau replacés dans leurs drains naturels, d'autre part le tracé des cours d'eau fossiles (en pointillé). On peut constater que mis à part les secteurs méridionaux de la Clarence et de la Lawe ou septentrionaux de la Méteren Becque et de la Capelle Becque, ces tracés (actuels et fossiles) sont indépendants.

La figure 134C reprend les tracés précédents et les compare aux tracés des failles au toit des assises landéniennes. Si les relations entre les cours actuels et les failles semblent s'estomper (relativement aux relations plus étroites de ces dernières avec les cours fossiles), voir notamment la Lys avec un tracé globalement oblique, on ne peut que constater, que ce cours de la Lys est tout de même fortement convergent avec la Faille Lille-Dunge-Ness entre Merville et Estaires.



Fig. 134. - Comparaison des données de surface et de profondeur sur la feuille d'Hazebrouck à 1/50 000.

- A entre les courbes de niveau de la base des formations d'âge Quaternaire et les failles déduites au toit des assise landéniennes.
- 8 entre les tracés des cours d'eau actuels et fossiles.
- C entre les tracés des cours d'eau et les failles déduites au toit des assise d'âge Landénien.

CONCLUSION.

L'ensemble des convergences entre la morphologie, les cours d'eau, les failles ne peuvent s'expliquer uniquement par une adaptation de l'érosion à la structure envisagée sous son aspect tectostatique; en effet, dans une région à substrat argileux homogène, l'hypothèse de l'érosion différentielle exploitant les contrastes lithologiques ne peut être retenue. S'il est évident que la fracturation du substrat antéquaternaire a guidé la mise en place des vallées fossiles, les changements des cours et les anomalies d'épaisseurs des formations de remplissage d'âge Quaternaire incitent à admettre une réactivation tectonique.

Le jeu des acccidents N 100 et N40-50 se situerait dans une période qui ne remonte pas au delà de la partie récente du Pléistocène moyen. Si la modification du drainage de la Lys, acquise au tardi-glaciaire, est en partie liée au colmatage des formations nivéoéoliennes de couverture (Weichsélien), son importance que traduit la forme nouvelle de bassin presque fermé, ne peut être due qu'à la permanence d'une action tectonique au niveau de la Faille Lille-Dunge-Ness (WNW-ESE).

II - LA FRACTURATION DU GISEMENT PALEOLITHIQUE DE BIACHE - SAINT-VAAST.

Découvert en 1976 (Tuffreau et <u>al</u>., 1977) le gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast est localisé (Fig. 135) entre Arras et Douai dans les formations d'une basse terrasse de la vallée de la Scarpe, dont le cours originel se poursuivait par l'intermédiaire de la vallée non drainée d'Hamblainles-Prés (le cours actuel détourné est un phénomène historique : Ladrière, 1888).

Situé dans l'aire d'expansion de bâtiments industriels, le gisement comprend de bas en haut : surmontant la craie (Crétacé) à une altitude de + 43 m, repose un complexe fluviatile d'âge Pléistocène moyen (avec deux niveaux repères : le sol archéologique II et la couche archéologique Do; Tuffreau et <u>al</u>., 1982; Tuffreau et Sommé Coord., 1988), lui même recouvert par des formations limoneuses datées du Pléistocène moyen à la base et du Pléistocène récent au sommet (couche archéologique D à la base). - 199 -



Fig. 135.- Carte géomorphologique de la région de Biache-Saint-Vaast :

1, courbe de niveau (en mètres); 2, escarpement de la Faille (subverticale) de Marqueffles; 3 à 5, versant structural, 3 = pente supérieure à 10%, 4 = pente comprise entre 10 et 6%, 5= pente inférieure à 6%; 6, rivières et canaux; 7, axe de vallon; 8, ancien cours de la Scarpe; 9 à 11, substrat des formations quaternaires, 9 = craie (Crétacé), 10 = sables (Landénien), 11 = argiles (Yprésien); 12, localisation du gisement paléolitique. D'aprés Colbeaux et <u>al</u>., 1981.

La carte géomorphologique générale révèle une disposition régulière des axes de vallons selon deux orientations principales : WNW-ESE et SW-NE.

Ce sont ces mêmes orientations qui apparaissent à plus grande échelle, que ce soit dans la morphologie du substrat crayeux (Fig. 136A) ou dans la morphologie des formations d'âge Quaternaire (Fig. 136B et C).





Fig. 136.- Morphologies fossiles au niveau du site de Biache-Saint-Vaast.

- A surface de la craie dans l'ensemble du gisement : 1, courbe de niveau en mêtres; a, chantier 1976; b, chantier Nord; c, chantier Sud.
- 8 chantier 1976 : courbes de niveau du sommet des formations fluviatiles; 2, extension du sol archéologique II; 3, axe de la cuvette.
- C chantier Sud : courbes de niveau du sommet des formations fluviatiles; 4, extension de la couche archéologique Do; 5, extension de la couche archéologique D. D'aprés Colbeaux et al., 1981.

Le gisement est affecté par un réseau dense de fractures à faible rejet vertical délimitant une série de panneaux régulièrement basculés (Fig. 137).

Le tracé des fractures fut relevé à l'aide de dessin et photographies de détail, d'une part au fur et à mesure du décapage des sols d'habitats, d'autre part sur les parois des fouilles. Ces diverses observations ont permis, aprés construction stéréographique, de restituer la géométrie des fractures, elles se groupent en deux ensembles directionnels :

- N 20-40 avec des pendages de 62°-79°, vers le SE, et à caractère décrochant dextre,

- N 120-140 avec des pendages de 72°-78° vers le SW, ou 65°-84° vers le NE, et à caractère décrochant dextre ou senestre.



Fig. 137. - Aspect en plan de la fracturation dans la partie Sud-Est du chantier Sud de Biache-Saint-Vaast :

zone abaissée; 2, fracture; 3, fracture décrochante et ruptures de deuxième ordre (R) de Riedel;
 4, "minigraben".

Le caractère décrochant des fractures est attesté par leurs décalages réciproques (en plan), par la présence de ruptures de deuxième ordre (joints R de Riedel, ex. c.f. Fig. 137), par leur disposition locale en échelon et enfin par les décalages d'ossements (Fig. 138).



Fig. 138.- Exemple d'ossement fracturé dans le gisement de Biache-Saint-Vaast.

Croquis d'aprés photographie (Colbeaux et <u>al</u>., 1981), montrant une mâchoire du sol d'habitat de la couche archéologique D, déplacée par une fracture de direction moyenne N 130 à rejet horizontal dextre et sans rejet vertical.

CONCLUSION.

i.

÷

÷.

i

Bien que modeste par son étendue, le site de Biache-Saint-Vaast permet de dater un épisode de fracturation (fractures à fort pendage et de directions N 20-40 et N 120-140) de la fin du Pléistocène moyen au Pléistocène récent.

III - L'OUVERTURE DU PAS-DE-CALAIS.

L'évolution des littoraux de l'Europe du NW au cours du Pléistocène conduit à envisager la mise en communication de la Manche et de la Mer du Nord dés cette époque.

En effet, si au Pliocène et au Pléistocène inférieur (jusqu'au Waalien) les rivages sont cantonnés (Fig. 139) : d'une part au Nord de la région d'Anvers et à la Campine selon une orientation NW-SE se prolongeant jusqu'en East-Anglia (Paepe et Sommé, 1975; Zagwijn, 1974; Zagwijn et Doppert ,1978), d'autre part au Sud, et avec la même orientation en Normandie; au Pléistocène moyen par contre, la localisation des sédiments littoraux interglaciaires montrent que le domaine marin a acquis une configuration géographique proche de l'actuelle, ce qui implique l'existence du Pas-de-Calais (Agache et <u>al</u>., 1963; Bonte et <u>al</u>., 1966; Bourdier, 1974; de Heinzelin, 1964; Sommé, 1975, 1979; Sommé et al., 1978).

Un tel changement paléogéographique radical aboutissant à la formation du bassin méridional de la Mer du Nord et à l'ouverture du Pas de Calais ne peut être lié qu'à une incitation tectonique (Sommé in Colbeaux et <u>al</u>., 1980).



Fig. 139.- Les littoraux d'âge Pléistocène de la Mer du Nord et de la Manche :

), zone continentale; 2, littoral actuel; 3, littoral au Pléistocène supérieur; 4, littoral au Pléistocène inférieur (Tiglien); 5, littoral au Pléistocène moyen (Holtsteinien) (d'aprés Colbeaux et <u>al</u>., 1980).

Il faut dés lors poser le problème de l'existence d'une zone faillée au droit du Pas-de-Calais. Dés 1972, Shephard-Thorn et <u>al</u>. suggéraient un accident de direction N-S responsable du décalage (10 km) vers le Nord d'une part du Bassin Houiller anglais par rapport à son homologue français, d'autre part d'une zone à fort gradient gravimétrique (Fig. 140).

Cette orientation méridienne bien que soulignée par la morphologie de la côte picarde (voir la carte géologique à 1/1 000 000 par exemple) ne paraît pas satisfaisante pour les raisons suivantes :

- dans le Boulonnais, le bassin houiller d'Hardinghen est décalé vers le Nord par une faille d'orientation N 30 (Becq- Giraudon et <u>al</u>., 1981a), la présence de failles transverses (N 30) a été démontrée dans les séries à faciés contrastés d'âge Dévonien (Bonte et <u>al</u>., 1974) ou Jurassique (Bonte et <u>al</u>., 1971). En Manche orientale, c'est le décalage des accidents N 110 qui permet de les localiser (Auffret et Colbeaux, 1977).

- l'analyse morphostructurale de l'Artois apporte également des arguments (Sommé in Colbeaux et <u>al</u>., 1980). En effet, l'originalité de l'Artois et du Boulonnais est d'être entaillés par une série de "boutonnières" qui trahissent le dispositif tectonique (Colbeaux et Sommé, 1981) et correspondent à une mosaïque de petits compartiments où les accidents transverses (N 30) prennent de l'importance. Ceci était déjà pressenti par Briquet dés 1922.



Fig. 140.- Données gravimétriques relatives au Nord de la France , le Sud de la Belgique et l'Ouest de l'Angleterre.

D'aprés la carte gravimétrique de France et Shephard-Thorn et <u>al</u>., 1972); courbes isogones en mgal.; la zone à fort gradient gravimétrique est hachurée prés de la côte.

La formation du détroit du Pas-de-Calais à partir de la fin du Pléistocène inférieur (vers - 800 000 -900 000 ans) n'étant pas liée à un phénomène purement climatique, l'érosion seule ne pouvant expliquer une entaille de 32 km de large; l'hypothèse la plus vraisemblable est qu'une Zone Faillée du Pas-de-Calais aurait induit dans la couverture une structure en graben (Fig. 141), puis le dégagement des "boutonnières" aurait pris le relais jusqu'au milieu du Pléistocène moyen, enfin, la géographie actuelle des côtes aurait été modelée au cours de la deuxième moitié du Pléistocène moyen.

1

í

í.

ί

ς.

١

Artois Manche Orientale Somme Somme Manche Centrale Picardie Caux Bray

0 Q

4

Brabant

Z.C.N.A

Fig. 141.- Bloc diagramme hypothétique (sans échelle) représentatif de la structure de la Manche orientale et du Pas-de-Calais ;

2.C.N.A., Zone de Cisaillement Nord-Artois; Z.F.P.C., Zone Faillée du Pas-de-Calais; F.W.B.C., Faille Wight-Bray-Vittel (d'après Colbeaux et <u>al.</u>, 1980).

CONCLUSION.

Les arguments développés dans les paragraphes précédents sont, d'une part de nature trés différente (échelle de travail, étendue géographique, observations directes ou hypothèses), d'autre part situés dans des zones géographiques dispersées (Fig. 142), mais tous convergent vers l'existence probable d'événements tectoniques au cours du Quaternaire :



Fig. 142.- Localisation des secteurs étudiés.

Varne

+ influence de la fracturation du substrat crayeux sur la morphologie (la côte du Cap-Blanc-Nez, la feuille de Desvres à 1/50 000),

+ influence du jeu de failles sur la disposition des vallées (feuille d'Hazebrouck à 1/50 000),

- des vallées à colmatage d'âge anté-Eemien bordent des failles transverses (N 30); ces dernières affectent des formations d'âge Eocène, elles sont donc datées post-Eocène - anté-Pléistocène supérieur,

- ces failles transverses et les vallées qui les accompagnent furent recoupées et décalées par des accidents longitudinaux (N 100) soit au cours du colmatage des vallées, soit postérieurement : donc au Pléistocène supérieur,

- enfin, les accidents longitudinaux auraient rejoué au Tardi-Glaciaire (Weichelien supérieur : donc au Pléistocène terminal),

+ ouverture du Pas-de-Calais par le jeu d'une zone faillée transverse à la fin du Pléistocène infèrieur, à laquelle, j'ai tendance à rapprocher les failles transverses de la feuille d'Hazebrouck (avec pour seul argument l'homologie directionnelle),

+ fracturation du gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast à une période postérieure à la fin du Pléistocène moyen.

ί.

.

(`

i

Ł

i i

į.

l.

1

1-

į

λ.,

i.

 $f \rightarrow$

i

· ·

INTERPRETATIONS.

QUATRIEME PARTIE

1

 $\left(\right)$

ί.

l.

l

ſ

l.

 \int

ĺ.

1 .

ί.

1

• . • .

•

L .

ι.

i L

SOMMAIRE.

. .

. .

.

, .

ADE S AQU) (5 T F 7 A 1	COI RU(TEI	RRE CTU RNA	LAT RES IRE	FIO S A E D	NS FFE Ans	EN ECTA	TRE ANT E N	LES LES ORD	6 D1 6 TE DE	ERRA LA	REN INS FRA	TS D' NCE	ENS Age E et	SEMI Pr Li	BLE RIM E S	S AIRE UD	I
DE L	.Α	81	ELG	IQU	νE .	· · ·	• •								· -		• • • •	.209
83		ES	SAI	DE	E D	ATA	AT I (אכ	DES	STR	NUCT	URE	s					.211
r i		ະບ	ם נח	. .	าง	STR	200	rup		ווס	NOR	ם חי	FI		RA	NCE	БŢ	
DUS	υ	5 8	DE	LA	BE	LGI	QŬE	E D	ANS	LE	CAD	RE	DE	L'E	UR	JPE	ου	
NORD)-(ועכ	EST	• •	QU	EL(QUES	з н	YPOT	THES	SES.							.212
	т					001	- ,		0701		-		. .	• 	- ~ ~ ~			
		1	HLJ AU (DUATER	L FK I Naire	UDE	- (0201	QUE		FIN	1-0	REI	ACI	Ξ,	••••	. 214
			a)	Les d	onnée	sål	'échel	le de	la dér	ive de	s conti	nents.						
			b)	Les d	onnée	5 å l	'échel	le de	l'Éuro	pe du	Nord-Du	Jest.						
			(۲	Le No	rd de	ja E	rance	et le	Sud de	la Be	lgique.							
		2) AV I	NEOGEN	E													
			8) E S	Les d	onnée	5 á l	'echel	le de	la dér	1Ve de	5 (ONL) N	nents.						
			8) - \	Les Q	onnee 	5 d i 1. r	.ecnei	10 GE	1'EUPO בניגרים	pe ou :	NOTG-UL 1-1-UL	1851.						
		3	() 1 () ()	LE 140 DAI ENG	ru ue EMC	id [rdiite	et te	aua ae	14 08	rgrque.							
		С	י אחי (ב	les d	unnée	c à l	'érhel	le de	la dér	ive de	s ranti	nents						
			b)	Les d	onnée	5 à 1	'èchei	le de	l'Euro	ne du	Nord-Au	iest.						
			ζ)	Le No	rd de	la F	rance	et le	Sud de	la Be	lqique.							
	I	1	- 1	DU	CRE	ETA	CE	SUF	PERI	EUR	AU	JUF	RAS	SIQ	VE.			224
		1	! LA } - `	'EKIUD Loc d	E LXE 	1868	1 A - 6 - 1	la de	1- 44-	i da	+:							
			d / E \	LES U	unnee oortoo	5 d 1 - 4 1	PCHE1	le de lo do	la der	ive de no du i	S CONCI Nand_Or	INENGS. Vaci						
		20	ι Ι Δ Ι (res o FRIAD	F JUR	≤ ¤ 1 01224	ethei UF	15 05	1 1010	pe uu :	NOI 0-00	255.						
		÷.	а) а	Les d	onnée	sål	'échel	le de	la dér	ive de	s conti	nents.						
			b)	Les d	onnée	5 2 1	'échel	le de	l'Euro	pe du	Nord-Ou	iest.						
			()	Le No	rd de	la F	rance	et le	Sud de	la Be	lgique.							
	_			· ·-	-													
--- 1	Ĩ	II		LA	. PE	ERI	ODE	DE		ANS	ITI	DN F	ΑŪ	JUR	ASS	IQU	ΡE	000
EIL	. A	P1		UDE	: H c nc	TOANC	2 Y N 1 17168		NE Bacetau	 c	· · ·	• • •		• • •	• •			. 228
		1.	/ LH / =)	loc d	c vc onnáe	ілнию с 3 1	ilium 'árhal	HU JU la da	nHəəlqu "Ah el	C. ivo do:	s ronti	nonte						
			а) b)	Les d	onn ce onnée	- a . 5 2 1	'échel	le de	1'Euro	.ve de: De du	Nord-Qu	ienva. Iest						
			τ)	Le No	rd de	laF	rance	et le	Sud de	la Be	lqique.							
		20) LA I	PERIOD	E HER	CYNIE	NNE .				- 1							
			a)	Les d	onnée	s à l	'échel	le de	la dér	ive de	s conti	nents.						
			b)	Carac	téris	tique	s géné	rales	de l'o	rogène	variso	que.						
			()	Le No	rd de	la F	rance	et le	Sud de	la Be	lgique.							

AJ CORRELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS ENSEMBLES DE STRUCTURES AFFECTANT LES TERRAINS D'AGE PRIMAIRE A QUATERNAIRE DANS LE NORD DE LA FRANCE ET LE SUD DE LA BELGIQUE.

Lors de l'analyse mésostructurale des assises paléozoïques, cinq ensembles de structures (P1 à P5) avaient été mis en évidence : les quatre premiers (P1 à P4) avaient été reliés à des raccourcissements alternativement N-S et E-W, le dernier, P5 n'avait pu être interprété et correspond à des fractures discrètes. Leurs principales caractéristiques sont les suivantes :

- P1, raccourcissement N-S,

L ..

ί.

ſ

ł

l

ſ

i.

,

Pla : ruptures et joints stylolithiques perpendiculaires aux bancs, échelle décimétrique,

. Plb : plis longitudinaux de directions axiales N 62-127, échelle métrique à kilométrique,

. Plc : fractures à faible pendage vers le Nord ou le Sud et de direction N 60-125, échelle métrique à kilométrique ,

. Pld : fractures conjuguées et à fort pendage , échelle décimétrique à kilométrique, N 04-59 et N 140-180.

- P2, raccourcissement E-W,

. P2a : rejeu en décrochement des fractures à faible pendage P1c,

. P2b : plis transverses de directions axiales N 156-45, échelle métrique à hectométrique,

. P2c : fractures à faible pendage vers l'Ouest ou l'Est et de directions N 152-37, échelle métrique à hectométrique.

- P3, raccourcissement N-S,

. rejeu des fractures à faible pendage Plc et P2c.

- P4, raccourcissement E-W,

. fractures conjuguées et à fort pendage d'échelle décimétrique à kilométrique, N 50-86 et N 107-138.

- P5

. fractures discrètes d'échelle décamétrique, 13°/ 90°, 160°-02°/ 90°.

Dans les terrains mésozoïques, trois ensembles de structures communs aux assises d'âge Jurassique et Crétacé ont été dégagés : M1 et M2 correspondent à des raccourcissements d'orientations N-S et E-W, M3 intéresse des fractures discrètes. .

· •

. .

``

. .

- M1, raccourcissement N-S,

il correspond aux ensembles J) et C) des formations d'âge Jurassique et Crétacé; fractures à fort pendage conjuguées et d'échelle centimétrique à décamétrique,

> J1 : N 00-38 X N 166-178 C1 : N 02-45 X N 140-178

- M2, raccourcissement E-W, J2c et C2,

fractures à fort pendage conjuguées, échelle centimétrique à kilométrique, J2c : N 51-79 X N 118-142 C2 : N 52-86 X N 111-148

- M3, J3 et C3, fractures discrètes et à fort pendage d'échelle decamétrique, J3 : N 07-11 et N 154-177 C3 : N 23-26 et N 147-176.

Dans les assises d'âge Quaternaire et pour un seul affleurement, un ensemble de structures fut mis en évidence,

> - Q), fractures synchrones et à fort pendage, N 20-40 et N 120-140.

Du fait de l'homogénéité directionnelle des familles de fractures et des raccourcissements, il est tentant de regrouper les ensembles de fractures conjuguées P4 et M2 (J2c et C2).

Comme il n'a pas été observé de failles d'orientations analogues affectant à la fois les assises paléozoïques et mésozoïques, je ne puis argumenter que sur ces seules données géométriques. Il en est de même pour les fractures discrètes P5 et M3 (J3 et C3).

BJ ESSAI DE DATATION DES STRUCTURES.

i

i.

ì

Ì

l

1

i

l

l

l

l

/ `` : .

1

١

(~ | |

l

En prenant pour base du raisonnement les hypothèses et les arguments de datation développés dans les chapitres précédents, les divers ensembles de déformation peuvent être classés chronologiquement de la manière suivante, soit des plus anciennes vers les plus récentes :

Pl Pla Plb Plc	Westphalie	en C - Westphalien D
Pld	anté-surfa	ce d'érosion (anté-Rhétien)
P2	anté-surfa	ce d'érosion (anté-Rhétien)
P3	post-surfa	ce d'érosion , anté-Aptien : Permo-Trias ?
Ml (Jl et	C1)	post-Crétacé
P4, M2 (J	2c et C2)	post-Crétacé
P5, M3 (J	3 et C3)	post-Crétacé et peut-étre contemporain de Ql
Q 1	fin Plé	istocène moyen à pléistocène récent.

C] EVOLUTION STRUCTURALE DU NORD DE LA FRANCE ET DU SUD DE LA BELGIQUE DANS LE CADRE DE L'EUROPE DU NORD-DUEST ; QUELQUES HYPOTHESES.

Que ce soit dans les assises paléozoïques ou mésozoïques, les différents ensembles de structures peuvent être rattachés à des contraintes de compression σ l d'orientation N-S ou E-W.

Deux questions doivent être posées : - est-il logique que ces contraintes aient des directions sensiblement constantes (pour un même ensemble de structures) sur une telle aire géographique (Nord de la France - Sud de la Belgique, - quelle est l'origine des contraintes ?

Aux Etats-Unis, Sbar et Sykes (1973) ont montré que les contraintes o 1, soit déduites des mécanismes aux foyers des séismes, soit mesurées in situ, sont horizontales et de direction sensiblement ENE-WSW sur toute l'étendue du terrictoire (Fig. 143), exeption faite des bordures continentales. A la suite de Voigt (1969), ils pensent que cette répartition homogène n'est pas due simplement au poids de la lithosphère : les courants de convection associés à l'ouverture de la ride médio-Atlantique auraient induits des contraintes de compression dans la plaque nord-américaine (à la condition que cette dernière se déplace plus lentement que le manteau), les différences d'épaisseurs de la lithosphère expliquant les variations d'intensité des contraintes selon les régions.



Fig. 143. - Les orientations de orl en Amérique du Nord :

l, d'aprés les mécanismes au foyer des séismes; 2, d'aprés les mesures in situ par le procédé de relaxation; 3, d'aprés des mesures in situ par fracturation hydraulique (d'aprés Sbar et Sykes, 1973).

De toute manière, quel que soit le mécanisme induisant les contraintes à l'échelle d'un continent, il paraît probable (Bott et Dean, 1973) que les contraintes de cisaillement issues des frottements de l'asthénosphère sur la base de la lithosphère en soient le facteur de diffusion : les directions de déplacement des plaques seraient alors colinéaires avec les contraintes σ l qui les affectent.

Ces mêmes auteurs démontrent à l'aide de calculs théoriques, en prenant pour hypothèse que les plaques sont mues par des pressions horizontales appliquées prés ou sur les rides océaniques, que de courtes périodes cycliques de variation des pressions ne pénètrent pas à l'intérieur des plaques, par contre des changements persistants des pressions durant des périodes de l'ordre du million d'années peuvent diffuser.

On notera enfin, que localement, ces contraintes générales peuvent être réorientées, c'est le cas notamment dans les zones d'affrontement de deux plaques de taille ou de forme différente où des phénomènes de poinconnement interviennent (Molnar et Taponnier, 1979; Piper et Gibson, 1972; Taponnier, 1977), ainsi qu'au voisinage des failles décrochantes (Syme-Gash, 1971).

Dans notre étude, le problème de l'origine des contraintes de compression maximales o l peut se traduire sous la forme suivante : les orientations des contraintes mises en évidence lors des études mésotectoniques traduisent-elles

- les variations de l'état de contrainte de la plaque supportant le Nord de la France et le Sud de la Belgique à différentes époques géologiques et donc des variations dans la direction de déplacement de la plaque ?

- de simples réorientations locales ?

Pour tenter de répondre à cette alternative, il faut considérer un domaine plus vaste que celui envisagé jusqu'alors (c'est celui de l'Europe du NW qui est choisi) et prendre en compte les données de la dérive des continents. Ces données seront confrontées à celles relatives au Nord de la France et au Sud de la Belgique pour trois périodes géologiques (Cénozoïquefini-Crétacé, Crétacé supérieur à Jurassique et Hercynien), correspondant aux datations partielles envisagées précédemment pour les successions de structures déduites de l'analyse mésotectonique.

•

I - LA PERIODE CENOZOIQUE - FINI-CRETACE.

1) AU QUATERNAIRE.

a) LES DONNEES A L'ECHELLE DE LA DERIVE DES CONTINENTS.

Depuis la période actuelle jusqu'au Jurassique, c'est le rift médio- Atlantique qui est le moteur du déplacement des plaques selon une direction NW-SE.

b) LES DONNEES A L'ECHELLE DE L'EUROPE DU Nord-ovest.

Si le mécanisme de formation du graben du Haut-Rhin n'est pas encore élucidé (Wéber, 1980), il est certain que l'on y note une activité tectonique récente se traduisant par :

- un gradient géothermique anormal (Illies, 1967),

- des failles bordières descendant jusqu'au Moho (30,6 km) et fonctionnant actuellement en décrochement senestre à la vitesse de 0,05 mm par an (Ahorner, 1975),

- des mouvements de bascule, en panneaux, se traduisant globalement par un déficit d'altitude du Nord vers le Sud de 15 cm en 40 ans et sur une distance de 200 km (Sittler, 1969).

Le graben du Bas-Rhin est actuellement en approfondissement constant à la vitesse de 0,23 mm par an (Ahorner, 1975).

Dans le Bassin de Paris et en Allemagne, les orientations des contraintes actuelles sont homogènes (Fig. 144) et ont été déterminées :

- soit par l'interprétation des mécanismes aux foyers des séismes (Ahorner, 1975) : σ 1 N 142 + ou - 20°, σ 3 N 52, avec des plans de cisaillement maximum d'orientations N 07 et N 97,

- soit par sur-forage.

Plusieurs secteurs homogènes peuvent être retenus :

- le pourtour des Alpes, où les contraintes de compression maximum σ l sont perpendiculaires aux isobases du soulèvement d'âge Holocène et décroissent d'intensité vers le Jura (Illies et Greiner, 1978).

- la région Auvergne où σ) a une orientation moyenne N 150 (Illies et Breiner, 1978; Paquin et <u>al</u>., 1978).

- la région ardennaise avec une orientation de σ) N 127, sauf en Boulonnais où elle est orientée N 170,

2

•

- la région armoricaine, o 1 N 107,

- la région vendéo-limousine, σ 1 N 130.

Les contraintes de compression maximales σ l ont donc une orientation régionale N 130-140. Dans ce contexte dynamique, le graben du Haut-Rhin qui comprend trois secteurs d'orientations différentes (Nord et Sud, N 10; central, N 30) n'a pas un comportement homogène :

- au Sud, il est en décrochement senestre et en extension;

- au centre, où il prend une orientation perpendiculaire à la compression, un grand nombre de failles normales de l'éponte orientale sont recoupées par des failles inverses (Illies et Greiner, 1978);

- au Nord, le décrochement s'arrête au niveau du Massif Rhénan et l'intensité de la contrainte augmente fortement.



Fig. 144.- Les contraintes de compression o 1 actuelles.

A - solutions des mécanismes aux foyers des séismes (Ahorner, 1975).

 β - orientations et valeurs de σ) mesurées in situ (Illies et Greiner, 1978; Paquin et <u>al.</u>, 1978)

Le graben du Bas-Rhin actuellement en expansion est parallèle aux compressions (Bevan et Hancock, 1986; Demoulin, 1989)

Dans le Bassin de Paris, plusieurs indices militent en faveur d'une intense épirogenèse d'âge Quaternaire

 - l'existence en Haute-Normandie de couches fossilifères d'âge Redonnien recouvertes par des sables rouges fluvio-marins d'âge fini-Pliocène à l'altitude de + 130 s,

- la présence dans la vallée de la Seine de deux systèmes de terrasses, l'un à pente nette qui s'intègre dans les systèmes Weichsélien et Saalien, l'autre subhorizontal impliquerait un soulèvement néotectonique du Pays de Caux, de l'ordre de 40 m vers la fin du Pléistocène inférieur,

- dans la Somme et les vallées picardes, les graviers les plus anciens ont des altitudes proches de celles du plateau, par contre les systèmes de terrasses étagées en pente forte commence à la fin du Pléistocène inférieur. L'encaissement du réseau hydrographique jusqu'au Pléistocène supérieur enregistre un enfoncement relatif de l'ordre de l mm par an (Sommé in Colbeaux et al., 1980),

- par l'analyse de profils topographiques successifs, Fourniquet (1980) montre que les auréoles orientales du Bassin de Paris présentent une élévation importante par rapport aux Vosges. Des anomalies ponctuelles sont relevées le long des profils au passage d'accidents tectoniques connus; la structure du Bray est marquée par une flexuration dans laquelle le compartiment Nord s'éléve par rapport au compartiment Sud.

c) LE NORD DE LA FRANCE ET LE SUD DE LA BELGIQUE.

Les principaux points acquis lors de l'étude des structures rapportées au Quaternaire sont les suivants :

- sur la feuille d'Hazebrouck à 1/50 000 des vallées à colmatage anté-Eemien bordent des failles d'orientation N 30. Ces failles affectant des formations d'âge Eocène, seraient donc post-Eocène anté-Eemien;

- ouverture du Pas-de-Calais en graben à la fin du Pléistocène inférieur;

 jeu de failles de direction N 100
 (longitudinales), sur la feuille d'Hazebrouck, à la fin du Pléistocène moyen;

- fracturation du gisement paléolithique de Biache- Saint-Vaast à une période postérieure à la fin du Pléistocène moyen ; ensemble de déformations Ql (fractures à forte pente N 20-40 et N 120-140);

- rejeu des failles longitudinales au Pléistocène terminal (Tardiglaciaire);

- influence de la fracturation du substrat sur la morphologie au Cap-Blanc-Nez, sur la feuille de Desvres : Holocène ?

Il est également acquis que les contraintes de compression maxima o l'actuelles ont une direction N 130-140 et que le graben du Bas-Rhin qui leur est parallèle, est subsident depuis le Miocène; comme l'on sait par ailleurs que cette subsidence devient réellement importante à partir du Quaternaire (8 fois plus qu'au Néogène), on peut en conclure que les contraintes o l'ont acquis leur orientation actuelle à la fin du Néogène.

Dans ce contexte, les accidents N 30 et N 100 joueraient dans le sens d'un décrochement senestre pour les premiers, dextre pour les seconds, c'est ce qui est constaté actuellement pour les accidents N 100 (activité sismique). Par contre, l'ouverture du Pasde-Calais en un graben d'orientation N 30 reste inexpliquée dans un tel environnement.

١

2) AU NEOGENE.

a) LES DONNEES A L'ECHELLE DE LA DERIVE DES CONTINENTS.

Après l'Eocène, les plaques Ibérie et Europe sont soudées et le rôle prépondérant du rift médio-Atlantique reprend, la somme géométrique des vecteurs déplacements est orientée NV-SE et le graben du Bas-Rhin qui lui est parallèle s'ouvre au cours de l'Oligocène (Villemin et <u>al</u>., 1983). Enfin, au cours du Miocène, la collision au niveau des Alpes entraînerait une réorientation des contraintes de compression σ ⁻¹ (Fig. 144 et 145).


Fig. 145.- Dérive des continents du Jurassique à l'Actuel ;

A, Jurassique inférieur (180 M); B, Jurassique moyen (160 M); C, Jurassique supérieur (140 M); D, base du Cénomanien (100 M); E, Santonien (80 M); F, Paléocène (60 M); G, Eocène terminal (40 M); H, base du Miocène (20 M); I, Miocène terminal (10 M); J, Actuel (d'aprés Smith et Briden, 1979; projection Mercator).

Ь) LES DONNEES A L'ECHELLE DE L'EUROPE DU Nord-ovest.

+ Au Pliocène.

ì

Dans le Bas-Rhin les sédiments d'âge Pliocène inférieur sont rares et de faible épaisseur, ils caractériseraient un arrêt de la subsidence et une reprise de l'érosion fluviatile (Illies, 1972). Au cours du Pliocène supérieur des dépôts grossiers localisés au Nord du graben marquent une reprise de l'activité tectonique (Sittler, 1969) et l'ensemble de la région évolue en un décrochement senestre qui est encore actif aujourd'hui (Illies, 1977).

Dans le Bassin de Paris, les interprétations en terme de contraintes varient considérablement selon les auteurs :

- compressions de directions N 170 d'âge post-Miocène à Actuel (Debrand-Passard et Gros, 1980), ou SE-NW et d'âge tardi-Pontien à Villafranchien (Rat, 1978), Miocène-Pliocène (Bergerat, 1977),

- distensions de direction SW-NE au Plio-Quaternaire (Bergerat, 1977),

- relaxation au Pliocène supérieur (Rat, 1978).

+ Au Miocène.

La direction de convergence des plaques italo-dinariques et du craton européen passe d'une direction N-S à E-W au Miocène, ce qui se traduit essentiellement par l'inversion des bassins mésozoïques de la Manche Occidentale, de la Mer Celtic, du Pas-de-Calais et par la surélévation du Pays de Bray (Ziegler, 1980 ; Zwart et Dornsiepen, 1978).

En Mer du Nord le dépôt de sables lenticulaires ne montre pas l'évidence d'un contrôle tectonique (Kent, 1975). Le segment reliant le graben central à la Hollande ainsi que le Sud-Est du graben du Bas-Rhin commence à s'individualiser au Niocène inférieur (Gliese et Hager, 1978) Illies, 1977).

Dans le graben du Haut-Rhin, le centre de subsidence maximum se déplace vers le Nord et un important épisode volcanique affecte la région du Kaiserstuhl (Illies, 1972; Sittler, 1969). A la fin de l'Aquitanien, la subsidence diminue fortement alors que les Vosges et la Forêt Noire remontent lentement.

Plus à l'Ouest, en Manche Occidentale, la faible discordance des formations d'âges Miocène/Eocène est la conséquence de la fracturation post-Paléogène (Boillot et <u>al</u>., 1972; Bouysse et al., 1974). Au cours du Miocène, des plis à grand rayon de courbure affectent les strates mésozoïques et cénozoïques dans le SE de l'Angleterre (Anderson et Owen, 1968; Kent, 1975).

Dans le Bassin de Paris, la Bourgogne est ployée en voûte anticlinale sous l'action d'une compression NV-SE d'âge tardi-Pontien (Rat, 1978). Alors que pour Debrand-Passart et Gros (1980), les compressions sont orientées WNV-ESE.

+ A l'Oligocène.

Dans le Haut-Rhin, le centre de subsidence maximum va se déplacer du Sud vers le Nord au cours de l'Oligocène :

 - à l'Oligocène inférieur, l'effondrement du graben provoque une remontée isostatique de ses bordures (Sittler, 1969; Debergue, 1965) et 1600m de sédiments vont se déposer;

- à l'Oligocène supérieur, le centre de subsidence maximum est situé au milieu du graben (1000m de sédiments);

- à la fin de l'Oligocène, avec l'accélération de la subsidence dans la partie septentrionale du graben commencent les premières manifestations volcaniques du Kaisertuhl (Illies, 1972), tandis que dans le Sud les cuvettes sédimentaires ne suivent pas le mouvement et sont même partiellement érodées.

Dans le Bas-Rhin, quelques failles sont localement réactivées.

En Manche où l'immersion est presque complète (Larsonneur, 1972), l'activité tectonique est soulignée dans la zone occidentale par :

- le rejeu des failles longitudinales au large du Cotentin (Larsonneur et <u>al</u>., 1974),

- une discordance angulaire entre les formations d'âge Paléogène et Néogène (Andrieff et <u>al</u>., 1972).

En Manche centrale apparait un vaste synclinal d'âge post-Eocène et probablement post-Dligocène inférieur (Donovan, 1972).

Dans le Bassin de Paris, l'activité tectonique est reliée à des mécanismes en :

ŗ

Ĺ.

i.

 $\left[\right]$

l

ſ

÷.

i.

ć

l

i

,

τ

- compression (Bergerat, 1977, σ1 N-S, plis N 100-110; Lorenz, 1979, σ1 N 20; Rat, 1978, σ1 N-S jusque l'Oligocène inférieur),

- distension (Debrand-Passard et Gros, 1980; Rat, 1978, à partir du Chatien).

c) LA REGION NORD DE LA FRANCE SUD DE LA BELGIQUE.

Trois ensembles de structures (M3, M2, M1) affectent les assises mésozoïques : - M3 : fractures N 07-26 et N 147-177, - M2 : fractures conjuguées et à fort pendage , of 1 sensiblement E-W), - M1 : fractures conjuguées et à fort pendage, of 1 sensiblement N-S.

Le mouvement général de la plaque supportant la région est orienté NW-SE au Néogène, nous devons donc nous attendre à des contraintes σ' l de même orientation; le seul évènement tectonique majeur fut la formation des Alpes qui, selon les auteurs, aurait conduit à une réorientation des contraintes vers la direction E-W, je suis donc conduit et avec de faibles arguments, à dâter <u>M2</u> du Miocène.

3) AU PALEOGENE.

a) LES DONNEES A L'ECHELLE DE LA DERIVE DES CONTINENTS.

A partir du Sénonien (-83 M) le mouvement relatif Afrique-Europe devient franchement compressif à l'Est de la longitude de Gibraltar, il correspond :

- d'une part à un changement majeur dans la direction d'ouverture de l'Atlantique central et du Golfe de Gascogne,

- d'autre part au début de l'ouverture de l'Atlantique Nord à un taux voisin de celui de l'Atlantique central.

Dés lors, l'Europe, l'Espagne et l'Afrique s'éloignent de l'Amérique du Nord à des vitesses très voisines (1,) cm/an au 45° N; Patriat et <u>al</u>., 1982). Le rapprochement Afrique-Europe entraîne une progression de l'Espagne vers le Nord, ce qui se manifeste par des mouvements tectoniques dés l'Eocène inférieur dans la zone axiale centrale des Pyrénées et à l'Eocène supérieur dans l'ensemble de la chaîne pyrénéenne (Choukroune et <u>al</u>., 1973; Le Pichon et al., 1971; Le Pichon et Sibuet, 1971).

Aprés l'Eccène, les mouvements de l'Afrique n'auront plus d'incidence puisque les plaques lbérie et Europe sont alors soudées.

Au Crétacé terminal (-76 M) débute en Atlantique Nord une phase d'expansion, elle se traduit par un accroissement du taux d'expansion dans la région du 45° N (de 1,1 à 2,5 cm/an), selon un axe NV-SE.

Puis à partir de -60 M , la formation de la Mer du Labrador conduit (i) à la séparation du Groenland et de l'Amérique du Nord (Olivet et <u>al.</u>, 1974; Roberts, 1974), (ii) à la mise en place d'un point triple au Sud du Groenland, (iii) à la réorientation de l'axe d'expansion (taux 1 cm/an) dans une direction N-S et à la naissance de fractures d'orientation E-W.

Vers l'Eocène moyen (-47 M), l'ouverture de la Mer du Labrador cesse et le point triple ne fonctionne plus. L'axe d'expansion se réoriente selon une direction NE-SW avec un taux de 0,6 à 0,8 cm/an au niveau du 45° N.

Durant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur, la zone d'expansion progresse jusque l'Islande (Roberts, 1974; Scheimann, 1964) qui apparaîtra vers -16 M, enfin deux phases ont encore été reconnues : l'une à -10 M entre l'Islande et l'Ile Jan Magen, l'autre mineure à -3 M.

Ь) LES DONNEES A L'ECHELLE DE L'EUROPE DU NORD-OVEST.

+ A l'Eocène.

En Mer du Nord, les strates d'âge Eocène à Tertiaire terminal forment une série argileuse monotone admettant quelques niveaux carbonatés et dolomitiques à l'Eocène et à l'Oligocène.

Dans le Haut-Rhin, la subsidence est amorcée au Lutétien et des sédiments lacustres s'accumulent en discordance sur la surface d'érosion pré-Tertiaire (Illies, 1969, 1975; Sittler, 1969). A l'Eocène supérieur, le graben du Rhin a acquis ses contours et la subsidence s'accélérant, la mer venant de la région alpine envahit la dépression et y laisse des dépôts lagunaires : marnes argileuses ou sableuses, évaporites (Illies, 1972). Ce sont les failles bordières orientales qui ont d'abord joué à l'Eocène, puis les failles occidentales à l'Oligocène (Doebl, 1967, 1969). Notant que des stylolithes à pics horizontaux affectent les formations mésozoïques situées de part et d'autre du graben, alors que les couches localisées à l'intérieur de la structure n'en présentent pas, Illies (1977) suggère que la formation du graben soit lié à l'existence de contraintes régionales d'orientation N 15 (Fig. 146).



Fig. 146.- Direction des pics stylolithiques d'âge Eocène (d'aprés Illies, 1977).

Dans le Bas-Rhin, la subsidence ne reprend qu'à la fin de l'Eocène (Ziegler, 1980).

En Manche occidentale, les formations d'âge Crétacé supérieur et Paléocène (Dano-Montien) sont partiellement recouvertes par des sédiments d'âge Eocène, transgressifs et légérement discordants (Bouysse et <u>al.</u>, 1974; Smith et Curry, 1975). Au cours de l'Eocène, l'instabilité des aires sédimentaires est soulignée par le rejeu d'anciens accidents (d'âge Lutétien, Robert, 1972) et par une légère discordance des formations d'âge Bartonien sur celles de l'Auversien et du Lutétien inférieur (Auffret et <u>al</u>., 1975; Boillot et <u>al</u>., 1972).

En Angleterre, le début de l'Eocène est marqué par le soulévement du Weald et par l'existence de plusieurs phases cycliques de transgression-régression. Puis vers le milieu du Paléogène, intervient une phase de plissement et de failles suivie d'une période d'érosion intense, la transgression Oligocène sera discordante sur ces structures (Georges, 1974).

Dans le Bassin de Paris, de nombreuses données microtectoniques confortent les hypothèses de Illies (1977)

- Bergerat (1977), Jura , la direction générale de σ l est soulignée par des stylolithes de direction N 10-20 et les décrochements majeurs associés sont orientés N 35-40 (senestre) et N 140-150 (dextre); âge, fin Eocène et début Miocène ;

- Debrand-Passard et Gros (1980), Champagne berrichonne, pics stylolithiques N 160-20, décrochements majeurs conjugués de directions N 160-170 (dextre) et N 30 (senestre); âge, Crétacé supérieur à Eocène;

- Lorenz (1980), Berry, décrochements orientés N 110-120 (senestre) et subméridiens (dextre); âge, Eocène supérieur ?

- Rat (1978), Bresse, of 1 S-N; age Eocène;

i.

ï

ί

ί

i.

i,

l

i

1

ĸ

e ...

i

ì

e -

۰.

r ~

ĸ

l

;

- Wyns (1980), Bray, pics stylolitiques de direction moyenne N 15, décrochements N 17-52 (moyenne N 27, senestre) et N 105-135 (125, dextre); âge indéterminé, Crétacé supérieur ?

+ Au Paléocène.

En Mer du Nord, après la période d'intense activité tectonique d'âge fini-Crétacé - Paléocène inférieur. des sédiments à faciés sableux se déposent dans un bassin unique et non faillé (Kent, 1975).

Dans le Bassin de Paris, dés le Dano-Montien les anticlinaux de Vigny, Montainville, Beynes et Bray rejouent. Au Thanécien, la mer vient du Nord et submerge le Bassin; elle atteint l'Artois au Sparnacien sans le déborder, attestant ainsi du rajeunissement de ce relief à la fin du Thanécien.

+ A la fin du Crétacé supérieur.

La fin du Crétacé supérieur (Fig. 147 et 148) correspond à une reprise de l'activité tectonique (Blair, 1975) qui se marque :

- en Mer du Nord septentrionale et à partir du Sénonien par des disconformités régionales et localement dans la région du champ pétrolier de Piper par des mouvements différentiel de blocs au Campanien. Dans le Graben central une pulsion tectonique importante d'âge Maestrichtien à Paléocène inférieur se traduit notamment dans la zone d'Ekofisk par une subsidence importante accompagnée de glissements synsédimentaires d'âge Danien (Kent, 1975),

Faeroe Légende 1 Scandinavije 2 A OCT ON -- 3 ^A0 4 200 km Mora Mid North Sea polonnais Sev S ancon Bristo henan Weater ATT 616 Ardennais Vanch centrate Bohêm bloc Armoricain

Fig. 147.- Principaux traits physiographiques de l'Europe du Nord-Ouest :

limite de côte; 2, failles; 3, limite d'un trait paléogéographique permien; 4, champs pétroliers
(A, Auk; I, Indefatiguable; E, Ekofisk; F, Forties; P, Piper). Adapté d'aprés Ziegler, 1980.



Fig. 148.- Paléogéographie de l'Europe du Nord-Duest au Crétacé terminal :

l, limite de la côte actuelle; 2, faille; 3, limite de trait paléogéographique permien; 4, aire continentale; 5, graben; 6, volcanisme; en blanc, aire avec sédimentation (adapté d'aprés Ziegler, 1980).

- en Mer du Nord méridionale par une inversion des bassins marginaux qui aura lieu en deux périodes : l'un mineur d'âge intra-Sénonien, l'autre majeur correspond à la phase Laramide (Ziegler, 1980). Dans la région de Solepit, la marge Sud est faillée et accompagnée d'un fossé compensatoire, au Nord l'inversion disparaît rapidement; deux épisodes tectoniques y ont été relevés : l'un d'âge Turonien à Sénonien, l'autre Maestrichtien (Hancok et Scholle, 1975). Dans la partie hollandaise du graben central les marges sont également faillées et compensées; quelques indices de mouvements tectoniques ont été relevés au Turonien, au Santonien et une phase importante prend place du Maestrichtien au Paléocène inférieur.

Les inversions d'âge fini-Crétacé - Paléocène sont surtout démonstratives dans le Sud de la Mer du Nord, ce qui permet d'avancer (Ziegler, 1974) qu'elles ne sont pas en liaison avec l'isostasie (elles seraient alors généralisées à l'ensemble de la région), elles seraient des "épines" de cisaillement nées sous l'influence lointaine des poussées orogéniques alpines.

Dans le secteur occidental du Bas-Rhin, une interruption sédimentaire générale d'âge Barrémien est observée, puis la mer revient en transgression à l'Apto-Albien en submergeant l'ensemble de la région (Heybroek, 1974, 1975). Enfin, le Crétacé supérieur peut être considéré comme une période de calme avant les inversions d'âge fini-Crétacé qui seront particulièrement ressenties à l'Ouest où l'érosion descendra parfois jusqu'aux formations carbonifères. Les failles bordières de la dépression de Hesse rejouent au Crétacé supérieur, c'est l'un des bassins marginaux.

Dans le Haut-Rhin, l'activité volcanique d'âge fini-Crétacé à Tertiaire inférieur (Illies, 1972, 1977) est reliée par Ziegler (1980) aux décrochements qui conduisent à la formation des bassins marginaux.

En Manche comme dans le Sud de l'Angleterre, des mouvements d'âge Apto-Albien, intra-Cénomanien et post-Sénonien sont mis en évidence (Andrief et <u>al</u>., 1969; Bouysse et Horn, 1972; Carter et Destombes, 1972; Kent. 1975; Larsonneur, 1972; Robert, 1975).

Dans le Bassin de Paris, après un hiatus régional à la base du Crétacé inférieur, la mer revient en transgression à partir du Cénomanien moyen. Le Bassin présente une subsidence rapide au cours de la transgression puis, la vitesse d'enfoncement sera plus faible que celle enregistrée au cours du Jurassique (Brunet et Le Pichon, 1980). Au cours du Cénomanien, les rides d'orientation NW-SE du Bray, de Lillebonne et de Rouen sont soulignées par une sédimentation condensée (Defaud et <u>al</u>., 1980).

c) LE NORD DE LA FRANCE ET LE SUD DE LA BELGIQUE.

I

<u>r</u> .

ì

[1

ſ

ł

ì.

Ł

١.

t

Dans le contexte structural décrit précédemment, une première synthèse peut être formulée : l'ouverture du rift médio-Atlantique est accompagnée d'une progression de la plaque européenne vers l'Ouest, cette avancée n'est pas uniforme et des mouvements différentiels de sous-plaques permettent d'expliquer les décrochements le long de la Zone de Cisaillement Nord-Artois au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

Puis la collision Ibérie-Europe entraînera une compression N-S qui se répercutera dans le Bassin de Paris :

- par la formation d'une part de stylolithes dans l'Est du Bassin, d'autre part de fractures conjuguées (dont l'<u>ensemble Ml</u> du Nord de la France et du Sud de la Belgique), - par la surrection de horsts au niveau des zones de décrochement (inversion des bassins marginaux de la Mer du Nord, horst de l'Artois-Weald).

II - DU CRETACE SUPERIEUR AU JURASSIQUE.

1) LA PERIODE CRETACEE.

a) LES DONNEES A L'ECHELLE DE LA DERIVE DES CONTINENTS.

Entre le Crétacé inférieur (-110 M) et le Crétacé supérieur (-83 M) le mouvement de translation de l'Afrique par rapport à l'Europe va se modifier : même s'il est toujours décrochant vers l'Ouest, il devient oblique et tompressif à l'Est (SW-NE au niveau de l'Arabie).

Au cours de cette même période : 👘

 - l'Afrique entraîne avec elle l'Ibérie sur environ 500 km et le décrochement principal de cette dernière par rapport à l'Europe passe par la frontière pyrénéenne, ce qui conduit à l'ouverture du Golfe de Gascogne (Patriat et <u>al</u>., 1982),

- le long de la Faille Nord Pyrénéenne, le taux de subsidence croit au Crétacé inférieur dans quelques bassins limniques, alors qu'au Crétacé moyen et supérieur, la subsidence est plus importante à l'Ouest qu'à l'Est (Choukroune et <u>al</u>., 1973),

 - en Atlantique et au Nord du Golfe de Gascogne, cette période correspond à l'ouverture initiale du rift médio-Atlantique.

Le passage d'un contrôle taphrogénétique encore sensible au Crétacé inférieur à une période de calme au Crétacé supérieur est souligné par la relative stabilisation du continent Européen (Fig. 145 D et E).

b) LES DONNEES A L'ECHELLE DE L'EUROPE DU NORD-OVEST.

Durant le Crétacé inférieur (Fig. 149), l'expansion océanique localisée dans les régions de Rockall et du Golfe de Gascoone est accompagnée :

• •

٦

,

. .

. .

- d'une part, de distensions crustales (Mer du Nord : graben Vicking, graben Central ?; Mer Celtic; Manche occidentale)

- d'autre part, de l'accentuation des bassins marginaux, permettant ainsi le dépôt d'épaisses séries à faciés Wealdien (Ziegler, 1980).

En Mer du Nord méridionale, des mouvements d'âge Néocomien ont été mis en évidence; les assises d'âge Crétacé inférieur sont transgressives en Mer du Nord septentrionale, les couches d'âge Apto-Albien tronquent les strates inférieures et cachettent les failles majeures (champs pétroliers de Piper et Auk; Kent, 1975).

Dans le Bas-Rhin, la sédimentation a un caractère marin et les aires sédimentaires restent celles du Jurassique (Heybroek, 1974, 1975). En Manche, des mouvements anté-Albien, qui peuvent être la prolongation de ceux qui ont débuté au Jurassique moyen, ont induit un léger ploiement des couches (discordance de l° entre les assises d'âges Jurassique supérieur et Albien; Donovan, 1972; Larsonneur et al., 1974).



Fig. 149. - Paléogéographie de l'Europe du Nord-Duest au Crétacé inférieur :

 limite de la côte actuelle; 2, faille; 3, limite de trait paléogéographique permien; 4, aire continentale; 5, graben; 6, volcanisme; en blanc, aire avec sédimentation (adapté de Ziegler, 1980).

Au Crétacé inférieur au cours duquel, le contrôle taphrogénétique est encore sensible, va succéder, en Mer du Nord, à partir du Cénomanien une période durant laquelle les variations d'épaisseurs seront moins importantes et relatives à des subsidences différentielles non accompagnées d'une déformation majeure (Kent, 1975).

2) LA PERIODE JURASSIQUE.

a) LES DONNEES A L'ECHELLE DE LA DERIVE DES CONTINENTS.

A partir du milieu du Jurassique (Fig. 149) le déplacement des plaques passera d'une composante globalement N-S à E-W avec le début de l'ouverture de l'Atlantique.

Après la phase de distension intra-continentale qui va de la fin du Permien à la fin du Lias, l'Afrique se sépare de l'Amérique du Nord (Fig. 150) vers -180 M d'années (Laughton, 1975; Pitman et Talwani, 1972). Les premiers mouvements subsidents aux abords de la Faille Nord-Pyrénéenne ont lieu du Trias à l'Infra-Lias.

l

ì

ŝ.

Puis de -180 M à -110 M (fin du Lias à fin du Crétacé inférieur), l'Afrique coulisse d'environ 1200 km par rapport à l'Europe et à l'Ibérie selon une direction sensiblement parallèle à l'actuelle marge Nord africaine (Dewey et <u>al</u>., 1973; Patriat et <u>al</u>., 1982; Le Pichon et <u>al</u>., 1971). Au cours du Jurassique, la subsidence s'accélère le long de la Faille Nord - Pyrénéenne (Choukroune et <u>al</u>., 1973) et la structuration tectonique va conduire les paléogéographies successives (Floquet et Rat, 1975). Durant cette même période, en Atlantique Nord et en Europe du Nord-Duest le trait majeur est la fragmentation de la lithosphère (Le Pichon et <u>al</u>., 1971); Roberts, 1974).

b) LES DONNEES A L'ECHELLE DE L'EUROPE DU NORD-OVEST.

Après le Jurassique inférieur au cours duquel les traits paléogéographiques majeurs restent ceux du Trias, avec le Jurassique moyen débute une période d'instabilité tectonique marquée en Mer du Nord par un volcanisme important, par le rajeunissement au Bajocien supérieur du Graben Central, des secteurs hauts Mid North Sea et Rinkobing et par l'arrêt des grabens Horn et Glukstadt (Ziegler, 1980).

Comme il fut montré dans le champ pétrolier de Pipper (Kent, 1975), des failles prennent maissance à une période post-Bathonien - anté-Oxfordien supérieur et ont une influence sur la sédimentation. Il en est de même dans le Bassin de Paris ,au droit de la Faille de Sennely par exemple.

En Angleterre, c'est au Jurassique moyen que distensions crustales affectant le rift Nord Atlantique sont prises en relais par un système décrochant dextre qui interviendrait au Bathonien dans le Bristol Channel et la Manche Occidentale, ainsi qu'en témoigne le volcanisme relevé dans les Fuller's Earth.

Le graben du Haut-Rhin devient subsident au Jurassique (Illies 1972, 1977) alors que dans le Bas-Rhin les formations d'âge Jurassique sont d'abord régressives, puis affectées d'une surrection générale d'âge post-Oxfordien et livrées alors à l'érosion (Illies, 1974, 1975).

Au Jurassique supérieur (Fig. 150) les extensions crustales au niveau du rift Atlantique sont accompagnées d'un mouvement vers l'Ouest de la micro-plaque anglo brabançonne - massif Rhénan - Bohème relativement à : - une micro-plaque méridionale comprenant le Massif Armoricain et le Massif Central ,

- une micro-plaque septentrionale scandinave (Ziegler, 1980).

En Ner du Nord, des mouvements mineurs sont enregistrés au Kimméridgien inférieur (Kent, 1975).

Dans le Bas-Rhin les traits structuraux sont réactivés en sens opposé (les bassins deviennent des zones hautes et inversement) à partir du Kimméridgien et les aires sédimentaires vont se réduire pour ne plus exister qu'à l'état de bassins isolés au Valanginien. Ces inversions persistent jusqu'au Crétacé et se traduisent par un arrêt de la sédimentation depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Crétacé inférieur (Heybroek, 1975), il en résulte la disposition en "fenêtre des formations d'âge Jurassique moyen au sein de celles d'âge Crétacé. Au Sud du Bas-Rhin, les sédiments d'âge Jurassique supérieur ont un caractère paralique et reposent en inconformité sur les couches d'âge Jurassique moyen, Lias ou Trias (Heybroek, 1975).

Dans la région du Haut-Rhin, un début de subsidence est enregistré, suivi très vite d'une régression, la région restera exondée de la fin du Jurassique au début de l'Eocène (Illies, 1972).

L'effondrement à polarité Ouest-Est de la Manche Occidentale qui a débuté au Jurassique moyen (Bouysse et 'Horn, 1972; Donovan, 1972) est marqué par le caractère transgressif des strates d'âge Jurassique. Puis, à la fin du Jurassique et avant le Crétacé inférieur, la région est disloquée par des failles longitudinales et les assise d'âge Jurassique sont partiellement érodées, ces mouvements fini-jurassiques seraient en relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne (Boillot et al., 1972; Larsonneur et al., 1974; Robert, 1972).

`

En Angleterre, la période Jurassique est marquée de l'Hettangien à l'Oxfordien par une transgression, suivie d'une régression au début du Bathonien (Hallam, 1969). Puis au cours du Kimméridgien inférieur, l'activité tectonique se traduirait par des modifications de la configuration des bassins sédimentaires (Anderson et Owen, 1968; Broockfield, 1973); à partir de l'étude des zones d'Ammonites Hallam et Selwood (1976) mettent en évidence une série de zones hautes et basses qui peuvent être reliées soit à des dômes de sel, soit à des horts et grabens, c'est cette seconde hypothèse d'un controle tectonique des aires sédimentaires qu'ils retiennent, rejoignant en celà des idées semblables émises par Hallam (1972), Hall et Smyth (1973), Broockfield (1973) et Whitman et al. (1975).

Dans le Bassin de Paris, Delfaud et <u>al</u>. (1980) soulignent que la séquence terminale du Jurassique supérieur débute par le dépôt transgressif de marnes, il peut refléter soit une variation climatique, soit des mouvements tectoniques. Enfin, à l'Est du Bassin, Leroux (1980) suggère des relations évidentes entre la structure du socle et les zones de subsidence d'âge Jurassique.



Fig. 150.- Paléogéographie de l'Europe du Nord-Duest au Jurassique supérieur :

1, limite de la côte actuelle; 2, faille avec indication des sens de déplacements; 3, limite d'un trait paléogéographique d'âge Permien; 4. zone de décrochement majeure; 5, sens de déplacement des "microplaques"; 6, aire continentale; 7, graben; 8, volcanisme; en blanc, aire avec sédimentation (adapté d'aprés Ziegler, 1980).

c) LE NORD DE LA FRANCE ET LE SUD DE LA BELGIQUE.

Nous venons de voir qu'en Europe du Nord-Duest, la période Jurassique est caractérisée à partir du Kimméridgien par le déplacement relatif de microplaques. Le socle se structure en une série de horsts et grabens qui vont controler la distribution des aires sédimentaires soit le long de la faille de décrochement septentrionale (bassins marginaux), soit dans les deux micro-plaques méridionales. En Boulonnais (Deconinck et al., 1982), la période Jurassique supérieur est marquée par une ((instabilité structurale chronique)) du milieu de sédimentation qui se traduit par l'arrivée de sédiments grossiers (poudingues et grés) et par l'alternance régulière de minéraux argileux trahissant d'une part, des périodes d'aplanissements morphologiques (smectites pédologiques), d'autre part des périodes de rajeunissement tectonique de l'arrière pays (illites, chlorites et kaolinites arrachées aux roches plus anciennes et aux altérations amonts).

Cette instabilité tectonique du Boulonnais est reliée aux prémices d'un nouveau jeu en décrochement dextre de la Zone de Cisaillement Nord-Artois.

III - LA PERIODE DE TRANSITION AU JURASSIQUE ET LA PERIODE HERCYNIENNE.

1) LA PERIODE DE TRANSITION AU JURASSIQUE.

a) LES DONNEES A L'ECHELLE DE LA DERIVE DES CONTINENTS.

Au cours du Permo-Trias (Fig. 151) le Gondwana progresse vers le Nord et l'Afrique entre en collision avec l'Espagne . Dans un premier temps, va se développer en Europe entre l'Afrique (Gondwana) et la Laurussia une vaste zone de décrochement (Arthaud et Matte, 1975, 1978; Kornprobst et <u>al</u>., 1980; Ziegler, 1980). Dans un deuxième temps, le serrage se poursuivant et aidé en cela par la collision septentrionale entre les plaques Siberia, Kazhstania et Laurussia (Scotese et al., 1979) les grabens d'orientation méridienne vont s'ouvrir en Mer du Nord (Ziegler, 1978).



Fig. 151.- Dérive des continents au début du Mésozoïque :

D'aprés Smith et Briden, 1979; projection Mercator : A, Trias inférieur (220 M.); B, Trias supérieur (200 M.); C, Jurassique inférieur (180 M.).

b) LES DONNEES A L'ECHELLE DE L'EUROPE DU NORD-OVEST. + Au Trias.

La poursuite de la subsidence de bassins permiens de la Mer du Nord au cours du Trias est liée d'aprés Ziegler (1975, 1978) à l'intensification du "rifting" dans la partie septentrionale de l'Atlantique Nord. La dépression polonaise et le bassin Nord - Danois (Fig. 152) sont le siège d'une subsidence rapide , alors que le graben Viking recoupe le bassin septentrional de la Mer du Nord (Hanckok et Scholle, 1975), dont les sédiments d'âge Trias seront érodés ultérieurement. Dans le bassin méridional (Brennand, 1975) se déposent d'abord des argiles rouges et des grés, puis avec une légère inconformité (Blair, 1975; Kent, 1975) la sédimentation (Trias moyen) toujours continentale prend un caractère cyclique (marnes rouges, carbonates, dolomites ou anhydrites).

Au Sud, la Manche occidentale se comporte en graben (Bouysse et Horn, 1972; Donovan, 1972; Larsonneur, 1972).



Fig. 152.- Paléogéographie de l'Europe du Nord-Buest au Trias :

1, limite de la côte; 2, faille; 3, limite d'un trait paléogéographique permien; 4, domaine continental; 5, graben; 6, volcanisme; en blanc, domaine avec sédimentation. Adapté de Ziegler, 1980.

+ Au Permien.

Le trait principal de la Mer du Nord (Fig. 153) est sa partition en deux bassins longitudinaux (E-W) de part et d'autre de la zone haute Mid North Sea - Ringkobing - Fyn (Blair, 1975). Au Permien moyen et supérieur, des traits méridiens apparaissent, ce sont :

Fig. 153.- Paléogéographie de l'Europe du Nord-Ouest au Permien (Saxonien) :

1, limite de la côte; 2, faille; 3, limite de trait paléogéographique; 4, domaine continental; 5, domaine avec sédimentation; 6, volcanisme. Adapté d'aprés Ziegler, 1980.

- le graben d'Oslo qui est le siège d'une activité volcanique puis intrusive au Saxonien, concommitante à un début d'affaissement (Bederke, 1965);

- Le graben Viking dont l'individualisation est supposée d'âge Permien supérieur.

Dans le secteur du Rhin, la zone hollandaise (Bas-Rhin) est une zone haute, sauf vers le Sud-Est où s'individualise un bassin subsident à partir du Rotliegend (Heybroek, 1975); la dépression transverse du Hesse naît au Permien supérieur (Illies, 1977).

En Manche occidentale, un rift avec émission de laves à caractère basique s'installe au Permien inférieur (Smith et Curry, 1975). les grabens longitudinaux du Sud de l'Angleterre (Bristol Channel, bassin Severn, Weald) ne prennent place qu'au Permien supérieur.

Un mécanisme relatif à ces secteurs méridionaux de l'Europe du Nord-Ouest est proposé en 1978 par Arthaud et Matte sous la forme d'une vaste zone de cisaillement dextre au contact des plaques Eurasie et Afrique (Fig. 154) : la formation des décrochements dextres sous l'influence de contraintes orientées NW-SE à WNW-ESE, serait d'âge Stéphanien (Matte et <u>al.</u>, 1986). Elle est suivie d'une taphrogenèse d'âge Permien, caractérisée par des mouvements de blocs entraînant la formation de bassins subsidents, assymétriques, dont l'une des bordures est stable. - 231 -



Fig. 154.- La zone de décrochement tardi-varisque :

l, continent; 2, failles principales; 3, orientation des contraintes de compression o 1; 4, limite de la zone (d'aprés Arthaud et Natte, 1978).

c) LE NORD DE LA FRANCE ET LE SUD DE LA BELGIQUE.

Il me paraît logique de placer l'un des jeux de la Zone de Cisaillement Nord-Artois (tardi-hercynien anté-Rhétien) dans le cadre de la zone de cisaillement dextre localisée au contact des plaques Eurasie et Afrique; comme ailleurs en Europe du Nord-Duest, se développent des grabens (Malmédy; Geukens, 1956, 1957; Renier, 1902), des horsts et un volcanisme intra continental (Doullens : Bébien et <u>al</u>., 1980; Bouroz, 1959; Morre, 1964; Morre-Biot et Roche, 1970).

Il faut encore situer les <u>ensembles de structures</u> <u>P2</u> (o 1 E-W) et <u>P3</u> (o 1 N-S) dans cette période de transition au Jurassique. Nous avions relevé que P3 semblait être tardif, il correspond à un rejeu selon une direction sensiblement N-S des accidents chevauchants antérieurs (des ensembles P1 et P2), la période triasique qui voit un accroissement du serrage entre les plaques pourrait le dâter et dans cette hypothèse, l'ensemble de structures P3 serait la conséquence de contraintes générales affectant le socle.

Dans ce contexte où globalement les plaques se déplacent du Sud vers le Nord, nous n'avons aucun argument permettant d'expliquer l'ensemble de structures P2 (σ) E-W, plis et chevauchements transverses), il faut donc rechercher une cause régionale. Lors de l'étude structurale du Bassin houiller du Nord - Pas-de-Calais et du Boulonnais, nous avions relevé que les chevauchements longitudinaux principaux (de l'ensemble Pl) ne semblaient pas affectés par les failles chevauchantes transverses (ensemble P2) alors que la succession des structures était globalement identique à celles déduites des analyses mésotectoniques (Massif de la Tombe, Bas-Boulonnais, Avesnois).

Le seul événement tectonique important dans la région, à cette époque, est un jeu de la Zone de Cisaillement Nord-Artois, aussi et intuitivement, je pose l'hypothèse suivante : le jeu en décrochement de la Z.C.N.A. a induit le rejeu latéral des différentes écailles de charriage, les frottements nés du glissement de l'autochtone (mobilisé par la Z.C.N.A.) par rapport à l'allochtone auraient conduit au développement des plis et chevauchements transverses.

Dans cette hypothèse, l'ensemble de structures P2 est lié à des contraintes σ l d'importance régionale et aurait un âge Stéphanien (Permien).

2) LA PERIODE HERCYNIENNE.

a) LES DONNEES A L'ECHELLE DE LA DERIVE DES CONTINENTS.

Le début de la période hercynienne est caractérisé par une distribution bipolarisée des masses continentales (Scotese et al., 1979), avec :

- d'une part un groupe méridional ou Gondwana (Fig. 155A) comprenant l'Afrique et l'Amérique du Sud et dans une position avancée un micro-continent Sud-Européen (France, Ibérie, Bénélux et Allemagne),

- d'autre part un groupe septentrional plus morcelé incluant la Laurentia, la Baltica, le Kazakfstania et la Sibéria.

De l'Ordovicien au Dévonien basal, le continent Baltica migre des hautes latitudes Sud vers le Nord avant d'entrer en collision avec la Laurentia pour former la Laurussia ou Continent des Vieux Grés Rouges. Cet épisode correspond à la fermeture d'une mer à croute océanique ou Tapetus (Proto-Atlantique) qui s'était ouverte entre l'Europe et le Groenland de la fin du Précambrien à l'Ordovicien (Johnson, 1976; Zwart et Dornsiepen, 1978). Une chaîne de montagne, ou orogène calédonien, s'étendant de la côte Est des Etats-Unis en passant par le Nord de l'Ecosse, la Norvège, le Groenland, au Spitzbergue marquera la suture collisionnelle.

Le Gondwana quand à lui migre à travers le pôle Sud en remontant vers le Nord du Cambrien au Carbonifère et pousse devant lui le micro-continent Sud-Européen. La collision de ce micro-continent et de l'ancienne Baltica conduit à l'édification de la chaîne hercynienne. Puis, le Gondwana poursuit sa remontée et entraine vers le Nord le "couple" ancienne Baltica - micro-continent Sud-Européen relativement à l'ancienne Laurentia (Fig. 152 C et D). - 233 -



Fig. 155.- Dérive des continents au Paléozoïque.

(d'aprés Scotese et <u>al</u>., 1979, projection Molloweide) ;

- A Dévonien inférieur, Emsien.
- 8 Carbonifère inférieur, Viséen.
- C Carbonifère supérieur, Westphalien C D.
- D Permien supérieur, Kazanien.

LES PROBLEMES EN SUSPENS.

+ Dù se situe exactement la limite des ensembles Gondwana et Laurussia dans le schéma structural de la chaîne varisque européenne ? On ne peut effectivement, d'après les données de Scotese et <u>al</u>. (1979) déterminer si le Boulonnais et l'Ardenne appartiennent à l'un ou l'autre de ces ensembles.

+ Quelle est la nature de la croûte sous les zones séparant le micro-continent Sud européen du Gondwana d'une part, de la Laurussia d'autre part ? Plusieurs hypothèses ont fleuri ces dernières années postulant la présence de une ou deux zones de subduction.

- Un "océan" (au sens géologique) soit entre les zones rhéno-hercyniennes et saxo-thuringienne, soit sous la zone saxo-thuringienne. Dans cette hypothèse, l'orogenèse varisque serait liée à la fermeture de cet "océan" suivie d'une collision continentale (Anderson, 1975; Johnson, 1976; Laurent, 1972; Diszak et <u>al</u>., 1977; Zwart et Dornsiepen, 1978). Les roches de la Pointe Lizard dans le Sud-Duest de l'Angleterre représenteraient alors des fragments de la croûte océanique obductés sous la croûte continentale des Cornouailles (Bard et <u>al</u>., 1980).

- Un "océan" d'âge Ordovicien-Silurien sur le bord Sud de la zone moldanubienne aurait été fermé à la fin du Dévonien, puis l'activité tectonique d'âge Carbonifère serait liée à l'effet d'une pression continue ou à sa réactivation (Van der Voo et <u>al.</u>, 1980) Zwart Dornsepien, 1978). Une autre variante consisterait d'abord en une collision Laurussia - micro-continent Sud européen, puis une collision de l'Afrique (Ridding, 1974).

- Un "océan" entre le micro-continent Sud européen et l'Afrique (proto-Téthys), la suture étant actuellement localisée dans les Alpes, l'orogenèse varisque étant alors de type andin (Nicolas, 1972; Wurster, 1988).

- Deux zones de subduction de part et d'autre du micro-continent Sud européen (Burret, 1972).

- Deux zones de subduction au Dévonien moyen : l'une dans le Sud Devon, l'autre sous le Nord des Cornouailles et de type andin; suivies d'une zone de subduction d'âge Westphalien, localisée au Sud des Cornouailles (Burne, 1973).

La présence de vastes zones "océanisées" disparues par subduction paraît, pour certains auteurs, peu probable : en effet, il n'existe pas de ceinture ophiolitique ni de métamorphisme H.T., de plus le volcanisme est de type intracontinental (Krebs et Wachendorf, 1973, 1976).

Aussi et avec l'appui d'arguments paléontologiques (Babin et <u>al</u>., 1980) s'oriente t'on vers des domaines de plate-formes marines à croûte continentale unique entre le Gondwana, le micro-continent Sud européen et la Laurussia (Autran et Dercourt, 1980; Matte, 1986).

Dans ce contexte, on comprend mieux le rôle déterminant de blocs crustaux sur la sédimentation paléozoïque (Colbeaux et <u>al</u>., 1977, 1980) et l'absence de faciés de talus au Sud des Ardennes. Les jeux successifs des blocs crustaux peuvent être comparés à celui d'un ensemble de dominos coincés entre les deux masses plus rigides que constituent la Laurussia à caractère passif et le Gondwana à caractère dynamique.

b) LES DONNEES A L'ECHELLE DE L'EUROPE DU NORD-OUEST.

L'orogène varisque s'organise symétriquement par rapport à la cordillère de l'Europe moyenne (zone interne) où les premiers épisodes tectoniques sont datés d'âge Dévonien, les déformations débordent ensuite tout au long du Carbonifère dans les deux domaines externes déversés vers leur avant pays (seul le domaine externe septentrional sera abordé ici). Pour la commodité de l'exposé, je garderai la notion de phase tectonique, tout en gardant en mémoire que les déformations qui sont en fait un phénomène continu dans le temps présentent des périodes majeures.

Dans le Sud-Duest de l'Angleterre, à la suite de Kent (1975), Matthews et <u>al</u>. (1980) montrent que le Devon et les Cornouailles) ont présenté au cours de l'Hercynien la physiographie d'un bassin dans lequel la répartition des sédiments fut controlée dés le Dévonien inférieur par le jeu répétitif de failles d'orientation E-W.

En Bretagne plusieurs phases de déformations sont argumentées de la manière suivante :

 - la phase bretonne, d'âge milieu du Dévonien au Tournaisien, conduit les formations carbonifères à reposer en discordance sur les formations antérieures;

 - la phase sudéte, d'âge Viséen est mise en évidence par l'absence locale des formations d'âge Viséen inférieur et moyen, par des sédiments grossiers d'âge Frasnien terminal - Dinantien, et par une activité volcanique;

- la phase herzegebirge correspond à des plis affectant les strates d'âge anté-Westphalien basal inclu;

١.

. .

- la phase asturienne n'intéresse que la partie occidentale de la Bretagne où les strates d'âge
Westphalien et Stéphanien sont déformées.

En Allemagne où le style structural est caractérisé par des plis et failles chevauchantes à vergence Sud-Est (Behr et <u>al</u>., 1980), deux types de failles chevauchantes ont été mises en évidence : d'une part celles qui se sont formées en même temps que les plis, d'autre part celles qui recoupent les plis. Des nappes de chevauchements sont supposées dans le Súd du Harz, le Sud-Est des Rheinisches Schiefergebirge et le Massif Stavelot-Venn, mais l'amplitude des déplacements est inconnue.

Le métamorphisme de type basse pression, haute température (320° à 450° C) est associé aux plissements et daté 330 M d'années au Sud à 305 M d'années au Nord : l'onde de plissement aurait donc d'aprés ces auteurs migrée de 0,5 cm par an du Sud vers le Nord et l'amplitude des raccourcissements est de l'ordre de 32%.

c) LE NORD DE LA FRANCE ET LE SUD DE LA BELGIQUE.

Localisée dans la zone rhéno-hercynienne, la région Nord de la France - Sud de la Belgique présente les traits principaux suivants.

Au Dévonien, un cycle sédimentaire d'abord transgressif puis régressif fut mis en évidence par Lethiers (1982). L'influence de la phase bretonne se traduirait :

- par le passage d'une sédimentation carbonatée (de type lagon, Kaisig, 1980) à arénacée au Dévonien supérieur,

- par le caractère transgressif des assises tournaisiennes en Boulonnais notamment,

- par des karsts affectant les formations d'âge Frasnien et à remplissage d'âge Tournaisien supérieur dans la région de Visé (Poty, 1980),

- par le jeu en décrochement de la Zone de Cisaillement Nord-Artois.

Au Dinantien, le milieu de sédimentation est celui d'une vaste plateforme carbonatée comme le sont les Bahamas actuellement, le caractère rythmé de la sédimentation n'est acquis qu'à partir du Viséen moyen (Hance et Hennebert, 1980); quelques brèches synsédimentaires d'âge Viséen supérieur seraient la conséquence lointaine des prémices de la phase sudéte.

Au début du Namurien et sous l'influence de la phase sudéte, l'Ardenne est soustraite à l'influence marine et un épisode de karstification, avec une polarité Sud-Nord, affecte certains secteurs.

Au cours du Westphalien, la sédimentation est controlée par le jeu en damier du fond du bassin .

La phase asturienne de l'orogenèse hercynienne conduit dans un premier temps à la mise en place du charriage de la Faille du Midi au Westphalien, les données acquises lors de l'étude du Bassin houiller franco-belge indiquent que le coulissage serait à polarité Sud-Sud Est - Nord-Nord Duest, le Massif

ί.

i

i.

ſ

1.

i.

1

charrié du Midi étant poinconné par la zone haute de Marchiennes un intense écaillage se produit au droit de cette dernière, des failles d'étirement bordières permettent au reste du Massif de poursuivre sa progression. L'amplitude du raccourcissement calculé à partir des structures plicatives est de l'ordre de 25% dans le Massif du Midi, de 25 à 60% dans les écailles, de 2,5 à 7% dans l'autochtone septentrional. Ce n'est qu'un ordre de grandeur en effet, j'ai montré (deuxième partie) dans le secteur écaillé notamment que le raccourcissement imputable aux plis est environ le septième de celui lié aux chevauchements.

Dans un deuxième temps, des fractures conjuguées à fort pendage prennent naissance, ce qui implique donc une réorientation des axes de déformation ou de contraintes : σ l est toujours horizontal et orienté sensiblement N=S, σ 2 passe du plan horizontal dans le plan vertical, σ 3 effectue le trajet inverse. Cette réorientation peut s'interpréter par le fait que la charge verticale augmente avec la progression de la lame chevauchante jusqu'à ce que σ 3 (vertical) devienne supérieur à σ 2 (horizontal).

A la phase asturienne de l'orogenèse hercynienne est donc rattaché l'<u>ensemble de structures Pl</u> défini lors de l'étude mésotectonique. L'orientation N-S de la contrainte or l'auquel il est lié est homologue de la direction de déplacement des plaques (Sud-Nord) au cours de l'Hercynien, il est donc logique de conclure que ces contraintes mises en évidence dans des secteurs locaux, ont bien une valeur générale et traduisent l'état de contrainte de la plaque supportant la région Nord de la France-Sud de la Belgique.

CONCLUSION GENERALE .

ί

ſ

.

i.

ţ

i,

i.

1 1

i.

ί

i.

L'analyse mésotectonique d'affleurements localisés dans des formations paléozoïques permit de mettre en évidence des ensembles successifs de structures, soit dans l'ordre chronologique Pl, P2, P3, P4 et P5. Dans un deuxième temps, par comparaison aux données structurales, les accidents régionaux furent ordonnés en fonction des ensembles de structures, ce qui eut pour conséquence la proposition d'une nouvelle architecture du Boulonnais.

L'analyse mésotectonique des formations mésozoïques et quaternaires permit de définir de nouveaux ensembles de structures : M1, M2 et M3 dans les formations mésozoïques; Q1 dans les formations quaternaires.

En vue de proposer une signification (locale ou régionale) aux contraintes de compression maximum d'l, dont sont issues les structures analysées, les informations furent comparées aux données à plus petite échelle, celle de l'Europe du Nord-Duest. Dés lors quelques hypothèses relatives à l'histoire structurale du Nord de la France et du Sud de la Belgique furent proposées, soit dans l'ordre chronologique (Fig. 156) :

- à la fin du Dévonien, et à la suite d'un cycle sédimentaire d'abord transgressif puis régressif, se place un premier jeu en décrochement de la Zone de Cisaillement Nord-Artois (accident régional majeur);

- au cours du Carbonifère, des secousses tectoniques induisent la formation de niveaux bréchiques (Viséen), puis durant le Westphalien prend place une phase de déformation importante à laquelle est rattachée l'ensemble Pl (σ l , N-S);

des plis de directions axiales N 60-127, dits "longitudinaux", généralement cylindriques et isopaques, mais pouvant devenir coniques et anisopaques au voisinage des plans de chevauchement,

des fractures à faible pendage vers le Sud ou le Nord, d'orientations N 60-125, dont la Faille chevauchante du Midi qui permet l'avancée avec une polarité SSE-NNW de l'Unité du Midi qui va venir s'écraser sur d'anciens secteurs hauts du bassin de sédimentation (Marchienne par exemple), conduisant à un intense écaillage au droit de ces derniers,



Fig. 156.- Age probable des structures ayant affecté le Nord de la France et le Sud de la Belgique depuis le Dévonien :

échelle des hauteurs en million d'années; ZCNA, Zone de Cisaillement Nord-Artois.

Į

λ. .

ξ.,

 $r \sim$

L.

1

l

 $\left(\right)$

[

£.

1

ĺ

l

ſ

l

i.

ļ

ί.,

1 .

l

f î L

1 .

ί.

۶. ۲

ι

.

ſ

ſ

i.

des fractures subverticales, conjuguées, N 04-59 et N 140-180, ce sont par exemple les failles transverses du Boulonnais (N 20-40);

- à la fin du Carbonifère (Stéphanien) et au Permien, la région qui est localisée dans une vaste zone de cisaillement développée entre les plaques Eurasie et Afrique, voit le jeu en décrochement de la Zone de Cisaillement Nord-Artois : ce jeu serait le moteur d'un rejeu en décrochement de failles chevauchantes de l'ensemble P1, ce qui induira au sein des écailles l'ensemble de structures P2, à savoir :

. des plis d'orientations axiales N 156-45 dits "transverses", concentriques et cylindriques pour la plupart,

. des fractures à faible pendage vers l'Est ou l'Ouest et d'orientations N 152-37;

- au cours d'une période postérieure à la précédente, mais antérieure au Jurassique, il faut envisager un nouveau jeu des accidents chevauchants des ensembles P1 et P2 sous l'influence de raccourcissements N-S : ensemble de structures P3;

- mis à part un nouveau jeu en décrochement dextre de la Zone de décrochement Nord-Artois au cours d'une période allant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (ce rejeu entraîne la formation de plis de deuxième ordre dans les formations d'âge Jurassique et à faciés Wealdien), l'intervalle Jurassique - Crétacé apparaît comme une période de stabilité remarquable;

- au cours de l'Eocène et sous l'influence de poussées Sud-Nord induites par la collision Ibérie-Europe, un nouveau jeu de la Zone de Cisaillement Nord-Artois entraînera la formation du Horst de l'Artois; dans ce même environnement global, naîtra l'ensemble de structures M1 : fractures conjuguées (?) à fort pendage (N 00-45 et N 140-178), dont l'âge pourrait être Dligocène;

- au cours du Miocène, mais sans que cette datation ait un caractère assuré, prennent naissance des fractures conjuguées et à fort pendage (ơ 1, E-W) relevées tant dans les formations paléozoïques (P4, N 50-86 et N 107-128) que mésozoïques (M2, N 51-86 et N 117-148); . l'ouverture du Pas-de-Calais, avec une structure en graben, à la limite Pléistocène inférieur - Pléistocène moyen,

. des rejeux de la Zone de Cisaillement Nord-Artois au Pléistocène supérieur et à l'Holocène (o) , NW-SE),

. une fracturation des assises d'âge Quaternaire, ensemble de structures Q1 (N 20-40 , N120-140) au cours du Pléistocène supérieur,

. une incitation tectonique sur la morphologie à l'Holocène.

Ainsi donc, la région Nord de la France - Sud de la Belgique classiquement reconnue comme ayant subit une tectonique importante essentiellement au Paléozoïque, a vue deux épisodes tectoniques (l'un au Paléozoïque, l'autre au Cénozoïque) séparés par une période de calme relatif au Mésozoïque.

BIBLIOGRAPHIE.

AGACHE R., BOURDIER F. et PETIT R. (1963) .- Le Quaternaire de la Basse-Somme : tentative de synthèse. <u>Bull.</u> Soc. géol. <u>Fr.</u>, <u>7</u>, 5, p. 422-442.

١

ί.

1.

i.

i

AGER D.V. et WALLACE P. (1966) .- The environnemental history of the Boulonnais, France. <u>Proc. Geol. Assoc.</u>, 77, p. 385-417, 9 fig., 2 tabl.

AHORNER L. (1970) .- Seismo-tectonic relations between the graben zones of the Upper and Lower Rhine valley. <u>In</u> "International Upper Mantle Project" , Scientific Report, <u>27</u>, p. 155-166 et p. 297-316, 5 fig.

AHORNER L. (1975) .- Present-day stress field and seismotectonic block movements along major faults zones in Central Europe. <u>Tectonophysics</u>, <u>29</u>, p. 233-249, 9 fig., 3 tabl.

AMEDRD F., DEJONGHE L., DUPUIS Ch. et ROBASZYNSKI F. (1976) .- Les falaises crayeuses du Boulonnais : lithostratigraphie et repères biostratigraphiques de l'Aptien au Sénonien. <u>C. R. Som. Soc. géol. Fr.</u>, p. 91-94, 2 fig.

AMEDRO F., MANIVIT H. et ROBASZYNSKI F. (1976) .- Echelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les craies du Boulonnais (Macro-Nicro-Nannofossiles). <u>Ann. Soc. géo</u>l. <u>Nord</u>, 98, p. 287-305, 7 Fig., 2 pl.

ANDERSON J.G.C. et OWEN T.R. (1968) .- The structure of the British Iles. 1 vol. broché, 162 p., 54 fig., 3 pl. Pergamon Press, New-York.

ANDERSON T.H. .- Carboniferous subduction complex in the Harz mountains, Germany. <u>Geol. Soc. of America Bull.</u>, <u>86</u>, p. 77-82.

ANDRIEFF P., BOILLOT G., BUGE E. et GENESSAUX M. (1969) .- La couverture sédimentaire à l'Ouest et au Sud-Ouest du Massif Armoricain. <u>Bull. B.R.G.M.</u>, (2^{eme} série), section IV, nº4, p. 23-37, 4 fig., 2 pl. photo hors texte.

ANDRIEFF P., BDUYSSE Ph., HORN R. et MONCIARDINI C. (1972) .- Contribution & l'étude géologique des approches occidentales de la Manche. <u>Mém. B.R.G.M.</u>, <u>79</u>, p. 31-48, 5 fig., 3 pl. hors texte, 1 annexe.

ANGELIER J. (1979) - Néotectonique de l'Arc Egéen. <u>Soc. géol. Nord</u>, publi. nº 3, 417 p., 267 fig., 25 tabl., 29 pl. hors texte.

ANGELIER J. (1989) .- From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. <u>lour.</u> Struc. Geol., <u>11</u>, 1/2, p. 37-50, 9 fig., 3 tabl.

ARCHIAC A. d' (1839) .- Observations sur le groupe moyen de la formation crétacée. Mém. Soc. géol. Fr., 5, 3.

ARCHIAC A. d' (1851) .- Histoire des progrés de la géologie de 1834 à 1850, t.4, 1*** partie, 600 p., 2 pl.

ARTHAVD F. (1969) .- Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement , d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. <u>Bull. Soc. géol. Fr.</u>, <u>7</u>, 11, p. 729-737.

ARTHAUD F. et MATTE Ph. (1975) .- Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Duest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. <u>Tectonophysics</u>, <u>25</u>, p. 139-171, 8 fig.

ARTHAUD F. et MATTE P. (1978) .- Late paléozoic stike-slip faulting in southern Europe and nothern Africa ; result of a right-lateral shear zone beteewn the Appalachians and the Urals. <u>Geol. Soc. of America Bull.</u>, <u>88</u>, p. 1305-1320, 10 fig.

ASSELBERGHS E. (1940) .- Découverte de traits tectoniques dans la région anticlinale de l'Ardenne. <u>Mém. de</u> l'Inst. géol. de L<u>ouvai</u>n, t. XIII, fasc. 1, 41 p., 3 fig., 2 pl. hors-texte.

AVFFRET J.P., BIGNOT G. et BLONDEAU A. (1975) .- Géologie du bassin tertiaire de la Manche orientale au large du Pays de Caux. <u>Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.</u>, <u>A. 279</u>, p. 169-176, 7 fig.

AVFFRET J.P. et COLBEAVX J.P. (1977) .- Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche Drientale. Bull. Soc. géol. Fr., <u>7</u>, 19, p. 1045-1053, 3 fig.,) tabl.

AVTRAN A. et DERCOURT J. (1980) .- L'évolution structurale de la France <u>Mém. B.R.G.M.</u>, <u>107</u>, p. 7-23, 13 fig.

AVTRAN A. et CDGNE J. (1980) .- La zone interne de l'orogène varisque dans l'Duest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. <u>Ann. Soc. géol. Nord, 99</u>, p. 191-202, 3 fig.

BABIN C., COCKS L.R.M. et WALLISER H. (1980) .- Faciés, faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe. <u>Ann. Soc. géol. Nord, 99</u>, p. 191-202, 3 fig.

BARD J.P., BURG J.P., MATTE Ph. et RIBEIRD A. (1980 .- La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. <u>Ann. Soc. géol. Nord, 99</u>, p. 233-246, 4 fig.

BARROIS Ch. (1912) .- Etude des strates marines du terrain houiller du Nord. Etude des gites minéraux de la France. <u>Mém. Topogr. Souterr.</u>, 120 p., 19 fig., 1 carte hors texte.

BEBIEN J. et GAGNY Cl. (1980) .- Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. <u>Mém. B.R.G.M.</u>, <u>107</u>, p. 99-135, 8 fig., 3 tabl.

BEBIEN J., GAGNY Cl. et ROCCI G. (1980) - La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>99</u>, p. 213-225, 5 fig.

BECQ-GIRAUDON J.F., COLBEAUX J.P. et LEPLAT J. (1981a) .- Structures anciennes dans le Bassin Houiller du Nord - Pas-de-Calais. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>101</u>, p. 117-121, 3 fig., 1 tabl.

BECQ-GIRAUDON J.F., COLBEAVX J.P. et LEPLAT J. (1981b) .- Une coupe dans le Jurassique et le houiller à la carrière de Leulinghen (Boulonnais). <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>101</u>, p. 207-211, 2 fig.

BECQ-GIRAUDON J.F., BEUGNIES A., BRICE D., CHAMLEY H., COLBEAUX J.P., LAVEINE J.P., LEPLAT J., LETHIERS F. et SOULIEZ G. (1982) .- Tectonique hercynienne profonde du Nord de la France : existence d'une faille de charriage sous la Faille du Midi. <u>Colloque national, Programme géologie</u> profonde de <u>la France</u>, p. 3-7, 2 fig.

١

. .

. .

~ **n**

BEDERKE E. (1965) - The development of the european rifts. In <u>Geological Survey of Canada</u>, <u>Paper 66-14</u>, p. 213-219, 4 fig.

BEHR H.J., WALLISER D.H. et WEBER K. (1980) .- The development of the Rheno-hercynian and Saxo-thuringian zones of the mid-European Variscides. Ann. Soc. <u>geol. Nord</u>, 99, p. 77-89, 3 fig.

BERGERAT F. (1977a) .- Le rôle des décrochements dans les liaisons tectoniques entre le fossé de la Saône et le fossé Rhénan. <u>C. Som. Soc. géol. Fr.</u>, p. 195-199, 2 fig.

BERGERAT F. (1977b) -- La fracturation de l'avant pays jurassien entre les fossés de la Saône et du Rhin : analyse et essai d'interprétation dynamique. <u>Rev. 6éo. Phys. et 6éol. Dyn.</u>, <u>2</u>, 19, p. 325-338, 6 fig. BERTRAND P. (1937) .- Tableau des flores successives du Westphalien supérieur et du Stéphanien. <u>C. R. 2ème</u> Congrés <u>pour l'Avancement des Etudes de Stratigraphie et de Géologie</u> <u>du Carbonifère</u>, Heerlen, 1935, t. 1, p. 67-69.

BEUGNIES A. (1963) .- Essai d'interprétation géodynamique du magmatisme de l'Ardenne. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>83</u>, p. 171-193, 7 fig., 1 pl.

BEUGNIES A., CHARLET J.M. et TOUREAU G. (1963) .- Le Frasnien de l'entre Sambre et Meuse occidental. <u>Ann. Soc.</u> géol. Nord, <u>82</u>, p. 203-234, 8 fig., 1 pl.

BEUGNIES A. (1964) .- Essai de synthèse du géodynamisme paléozoïque de l'Ardenne. <u>Rev. Géo. Phys. et Géol.</u> Dyn., 3, 6, p. 269-277, 4 fig.

BEVGNIES A. (1965) .- Le décrochement de Barbançon-Erquelines. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>85</u>, p. 265-272, 2 fig., 1 tabl., 1 carte hors texte.

BEUGNIES A. (1960a) .- La géolgie des environs de Naux. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>88</u>, p. 57-6 , 4 fig.

BEUGNIES A. (1963b) .- Livret guide des excursions dans le Massif Cambrien de Rocroi, de Fépin à Bogny suivant la vallée de la Meuse. <u>Soc. belge de Géol., Pal. et Hydro.</u>, 38 p., 16 fig.

BEVGNIES A. (1973) .- Contribution à l'étude du Famennien du bord Sud du synclinorium de Namur. <u>Ann. Soc. géol.</u> Nord, <u>93</u>, p. 147-155, l fig.

BEUGNIES A. (1976a) - Stratigraphie et structure des calcaires givétiens de la carrière de la Thure à Bersillies l'Abbaye. <u>Ann. Scient. Dép. Mines-Géol.</u>, Faculté Polytechnique, Mons-Belgique, <u>2</u>, p. 31-37, 3 fig.

BEVGNIES A. (1976b) .- Le lambeau de poussée de la Tombe (Ardenne Belge). <u>Ann. Soc. géol. Nord, 96, p. 27-68,</u> 12 fig.,) carte.

BEVGNIES A. et COLBEAUX J.P. (1977) .- Confirmation de la tectonique polyphasée du Massif de la Tombe. <u>Bull.</u> Soc. Belge Géol., <u>86</u>, 1, p. 57-65, 3 fig., 3 tabl.

BEUGNIES A. (1981) .- Méditations ardennaises. Ann. Soc. géol. de Belgique, 104, p. 217-222.

ì.

1 .

ì

i.

1

BEVGNIES A. et CHAVEPEYER 6. (1981) .- Sur le métamorphisme de la partie méridionale du Massif Cambrien de Rocroi. La zone à magnétite. <u>Mém. Inst. géol., Univ. Louvain</u>, <u>31</u>, p. 135-149, 4 fig., 7 tabl.

BEVAN T.G. et HANCOCK P.L. (1986) .- A late Cenozoic regional system in southern England and nothern France. Jour. <u>Geol. Soc. London</u>, <u>143</u>, p. 355-362, 4 fig., 2 tabl.

BILLINGS M.P. (1946) .- Structural geology, 1 vol., 459 p., 336 fig., 19 pl., New York, Prentice Hall. Inc. (2ème édition, 1969).

BLAIR D.G. (1975) .- Structural styles in North sea oil and gas fields. In <u>Wooland</u>, <u>1975</u>, p. 327-335, 5 fig.

BLES J.L. et FEUGA B. (1981) .- La fracturation des roches. <u>B.R.G.M. manuels et méthodes</u>, <u>1</u>, 124 p., 89 fig.

BLES J.L., BONIJOLY D. et GROS Y. (1982) .- Apport de l'analyse structurale à la connaissance des gîtes filoniens. Méthodes d'études et applications dans le Sud-Duest du Massif Central. <u>Bull. B.R.G.M.</u>, <u>2</u>, 4, p. 427-436, 6 fig.

BLESS M.J.M. et STREEL M. (1976) .- The occurence of reworked miospores in a Westphalian C microflora from South-Limburg (the Netherlands) and its bearing on paleogeography. <u>Med. Rijks. Geol. Dienst.</u>, <u>27</u>, 1 p. 1-39.

BIESS M.J.M., BOUCKAERT J., BOUZET P.H., CONIL R., CORNET P., FAIRON-DEMARET M., GROESSENS E., LONGERSTAEY P.J., MEESSEN J.P.M.Th., PAPROTH E., PIRLET H., STREEL M., VANAMERON H.W.J. et WOLF M. (1976) .- Dinatian rocks in the subsurface North of the Brabant and Ardenno-Rhenish massifs in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. Meded. Ryjks Geol. Dienst., 27, 3, p. 82-155, 41 fig., 20 pl. hors texte, 1 carte.

BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., CALVER M.A., DEJONGUE L., GRAULICH J.M., HORN M., KIMPE V.F.M., KULLMANN J., MESSEN J.P.M.Th., NAYLOR D., OLIVEIRA J.T., PAPROTH E., PARIS F., PERDIGAO J.C., RIBEIRO A., ROBARDET M., SANCHEZ DE POSADA L. et TRUYOLS (1977a) - Y-a-t'il des hydrocarbures dans le pré-Permien de l'Europe occidentale ? <u>Service géologique de Belgique</u>, Professional Paper, <u>148</u>, 54 p., 54 fig.

BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., CALVER M.A., GRAULICH J.M. et PAPROTH E. (1977b) .- Paleogeography of Upper Westphalian deposits in NW Europe width references to the Westphalian C, north of the mobile Variscan belt. <u>Neded. Rijks. Geol. Dienst.</u>, 28, 5, p. 101-127, 11 fig., 1 pl. hors texte .

BLESS M.J.M., BOUCKAERT J. et PAPROTH E. (1980) .- Pre-permian around the Brabant Massif in Belgium, the Netherlands and Germany. Meded. Rijks. Geol. Dienst., 32, 1, p. 1-13, 19 fig.

BOILOT G., HORN R. et LEFORT J.P. (1972) .- Evolution structurale de la Manche Occidentale au Secondaire et au Tertiaire. <u>Mém. B.R.G.M.</u>, <u>79</u>, p. 79-86, 3 fig.

BONHOMMET N. et PERROUD H. (1986) .- Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'orogenèse hercynienne en Europe occidentale. Bull. Soc. géol. France, 2, 1, p. 35-42, 3 fig.

BONIJOLY D. et CASTAING Ch. (1984) .- Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif Central français en régime compressif. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>103</u>, p. 187-199, **4** fig.

BONTE A. (1952) .- Réflexions sur le "beef" à propos d'une note de Monsieur L. David. <u>Bull. Soc. géol. France</u>, <u>6</u>, 2, p. 111-112.

BONTE A. (1957) .- Obsevations sur le Dôme du Mélantois. Ann. Soc. géol. Nord, 77, p. 154-163, 1 fig.

BONTE A. (1969) .- Le Boulonnais. Ann. Soc. géol. Nord, 89, p. 23-46, 2 fig., 1 annexe.

BONTE A. et al. (1971) .- Carte géologique à 1/50 000, feuille de Marquise. B.R.G.M.

BDNTE A. (1974) - Lias et Bajocien dans le Boulonnais. Le sondage de Boulogne-sur-Mer (Pas-de-Calais). <u>Ann.</u> Soc. géol. Nord, <u>94</u>, p. 11-18.

BONTE A., COLBEAUX J.P., HOYEZ B. et LETHIERS F. (1974) - Les "schistes" d'Hydrequent (Dévonien supérieur du Bas-Boulonnais) : nouvelles observations. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>94</u>, p. 117-121, 2 fig.

BOTT M.H.P. et DEAN D.S. (1973) .- Stress diffusion from plate boundaries. <u>Nature</u>, <u>243</u>, 5406, p. 339-341, 5 fig.

BOUCKAERT J. (1967) .- Namurian transgression in Belgium. Ann. Soc. géol. de Pologne, 37, 1, p. 145-150, 3 fig.

BOUCKAERT J., DEJONGUE L. et DUSAR M. (1976) .- Levé géologique des couches de transition du Frasmien au Famennien sur la route de Marche-en-Famenne - Liège dans la traversée de Baillonville. <u>Service géologique de</u> Belgique, professional paper, <u>9</u>, 13 p., 4 fig. BDUCKAERT J., MICHDT J. et STREEL M. edit. (1988) .- Deep seismic and drillings. <u>Ann. Soc. géol. Belgique</u>, <u>111</u>, p. 201-321, 76 fig., 3 tabl.

BOURDIER F. (1974) .- Essai sur le creusement de la vallée de la Somme au Quaternaire, <u>in</u> L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord Méridionale. Liège, p. 233-240 .

BOUROZ A. (1950) .- Sur quelques aspects du mécanisme de la déformation tectonique dans le Bassin Houiller du Nord de la France. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>70</u>, p. 1-23, 14 fig., 12 pl. hors texte.

BOUROZ A. (1956) .- Contribution à l'étude des failles épicrétacées de l'Artois. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>76</u>, p. 51-62, 4 fig., 4 pl. hors texte.

BOURDZ A. (1959) .- Découverte de roches volcaniques dans le socle paléozoïque du Nord de la France. <u>C. R.</u> Acad. Sc., <u>248</u>, p. 2611-2613.

BOUROZ A. (1960) .- Contribution à l'étude tectonique du Massif de Denain-Crespin-Boussu. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>79</u>, p. 129-159, 8 fig., 2 pl. hors texte.

BOURDZ A., CHALARD J., DALINVAL A et STIEVENARD M. (1961) .- La structure du Bassin Houiller du Nord de la région de Douai à la frontière belge. Ann. Soc. géol. Nord, 81, p. 173-220, 32 fig., 1 pl. hors texte.

BOUROZ A. (1962) .- Contribution à l'étude de la structure du bassin houiller du Boulonnais. <u>Ann. Soc. géol.</u> Nord, 82, p. 27-37, 4 fig.

BOURDZ A. (1963a) .- Carte des zones stratigraphiques à la côte -300 au 1/50 000. <u>Houillères du Bassin du Nord</u> et du Pas-de-Calais. Dressée par le Service des Ressources et des Etudes Géologiques.

BOUROZ A. (1963b) .- Manifestation de la phase sudète de l'orogenèse hercynienne dans le bassin houiller du Nord de la France. C. R. Acad. Sc., 256, p. 4249-425).

BOURDZ A. (1969) .- Le Carbonifère du Nord de la France. <u>Ann. Soc. qéol. Nord</u>, <u>89</u>, p. 47-65, 8 fig.

BOUYSSE P. et HORN R. (1972) - La géolgie du plateau continental autour du Massif Armoricain. <u>Bull. B.R.G.M.</u>, section IV, <u>2</u>, p. 3-17, 2 fig.

BOUYSSE P., HORN R., LEFORT J.P. et LE LANN F.(1974) .- Tectonique et structures post-paléozoïques en Manche occidentale. <u>Bull. B.R.G.M.</u>, section IV, <u>2</u>, p. 67-71, 1 fig. hors texte, 2 tabl., 7 pl. hors texte, 5 dépliants hors texte.

BREDDIN H. (1973) .- Tiefentektonik und Deckenbav in Massiv von Stavelot Venn (Ardennen und Rheinisches Schiefergebirge). <u>Geol. Mitt.</u>, <u>12</u>, p. 81-130.

BRENNAND T.P. (1975) .- The triassic of North sea. In Voodland, 1975, p. 295-310, 8 fig.

BRETON L. (1899) .- Le sondage de Framzelle. Ann. Soc. géol. Nord, 27, p. 47-53.

BRICE D., BULTYNCK P., COLBEAUX J.P., LETHIERS F., MISTIAN B., ROHART J.C. et BIGEY F. (1976) .- Une nouvelle coupe dans le Dévonien de Ferques (Boulonnais, France). <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>96</u>, p. 135-1555, 1 fig., 8 tabl.

BRICE D., COLBEAUX J.P., MISTIAN B. et ROHART J.C. (1978a) .- Les formations dévoniennes de Ferques (Bas-Boulonnais, France). <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>98</u>, p. 307-324, 3 fig., 1 tabl.

BRICE D., BULTYNCK P., DEUNFF J., LOBOZIAK S. et STREEL M. (1978b) .- Données biostratigraphiques nouvelles sur le Givétien et le Frasnien de Ferques (Boulonnais, France). <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>98</u>, p. 325-344, 4 tabl., 3 pl. hors texte. BRIQUET A. (1922) .- Carte tectonique de l'Artois et des régions voisines. <u>C. R. XIIIème Congr. Géol. Intern.</u>, Bruxelles.

BRIQUET A. (1924) .- Carte tectonique de l'Artois et des régions voisines. <u>C. R. XIIIème Congr. Géol. Int.</u>, 1922, Bruxelles, Belgique, 1 er fasc., p. 387-422, 6 fig., 1 pl.

BRODCKFIELD M. (1973) .- Paleogeography of the upper Oxfordian and lower Kimmeridgian in Britain (Jurassic). Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology, 14, p. 137-167, 9 fig., 3 tabl.

BRUNET M.F. et LE PICHON X. (1980) .- Effet des variations eustatiques sur la subsidence dans le Bassin de Paris. Bull. Soc. géol. Fr., 7, 22, 4, p. 631-637, 6 fig.

BURNE R.V. (1973) -- Paleogeography of South West England and Hercynian continental collision. <u>Nature</u>, <u>241</u>, 1417, p. 129-131, 2 fig.

BURRET C.F. (1972) .- Plate tectonics and the hercynian orogeny. Nature, 239, 5368, p. 155-157, 3 fig.

C.F.P. (M), COPESEP, R.A.P., S.N.P.A. (1965) .- Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. Ann. Soc. géol. Nord, 85, p. 273-281, 3 pl. hors texte.

CARPENTIER A. (1913) .- Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France. Mém. Soc. géol. Nord, 7, 2.

CARTER D.J. et DESTOMBES J.P. (1972) .- Stratigraphie du Cénomanien du détroit du Pas-de-Calais. <u>Mém. B.R.G.M.</u>, <u>79</u>, p. 117-121, 1 fig.

CAVLIER P. (1974) .- Etude des faciés de la craie et de leurs caractéristiques hydrauliques, dans la région du Nord . <u>Thèse de 3ème cycle</u>, Lille.

CAZES M., TORREILLES G., BOIS Ch., DAMOTTE B., GALDEAND A., HIRN A., MASCLE A., MATTE Ph., VAN NGOC P. et RAOULT J.F. (1985) .- Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France, premiers résultats du profil ECORS. <u>Bull. Soc. géol. France</u>, <u>8</u>, 6, p. 925-941, 9 fig.

CELET P. (1956) .- La surface des marnes grises à Terebratulina rigida (Turonien moyen) sur la feuille de Cambrai au 1/80 000. <u>Ann. Soc. géol. Nord, 76</u>, p. 14-24, 1 fig.

CELET P. (1969) .- Géologie du cambraisis et des régions environnantes. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>89</u>, p. 91-102, 5 fig.

h

•

. .

.

,

. .

CHABOT A.G. (1973) .- Stratigraphie du Tournaisien aux environs de Ciney. <u>Bull. Soc. Belge Géol.</u>, <u>82</u>, 1, p. 181-200, 2 fig., 2 pl.

CHELLONEIX E. (1872) - Note sur le dilivium de Sangatte et les assises crétacées du Cap Blanc-Nez. <u>Mém. Soc.</u> Sci. Agric. Arts Lille, 3, 10, p. 193-219, 1 fig. et <u>Bull. Soc. géol. Fr., 3</u>, 3, p. 431-439, 1 fig.

CHERKIS N.Z., FLEMING H.S. et MASSINGILL J.V. (1973) .- Is the Gibbs Fracture Zone a Westward projection of the Hercynian Front into North-America. Nature, 245, 147, p. 113-115, 8 fig.

CHIRON J.C., AUTRAN A., BRETON J.P., CHANTRAINE J., CABY R., COLBEAUX J.P., GIGOT P., HACCARD D., ROGER Ph., LAVILLE P., LE POCHAT G., LESCOP J.P., MEGNIEN P., MENILLET F. et DGIER N. (1980) .- Carte tectonique de la France. <u>In Mém. B.R.G.M.</u>, <u>110</u>. CHOUKROUNE P. et SEGURET M. (1968) .- Un exemple de relations entre joints de cisaillement, fentes de tension, plis et schistosité (autochtone de la nappe de Gavarnie - Pyrénées centrales). <u>Rev. Géo. Phys. et Géol. Dyn.</u>, <u>2</u>, 10, p. 239-246, 5 fig., } pl.

CHOUKROUNE P. (1969) .- Un exemple d'analyse microtectonique d'une série calcaire affectée de plis isopaques (concentriques). Tectonophysics, 7, 1, p. 57-70, 12 fig., 1 pl.

CHOUKROUNE P., LE PICHON X., SEGURET M. et SIBUET J.C. (1973) .- Bay of Biscay and Pyrenees. <u>Earth and</u> Planetary Science Letters, <u>18</u>, p. 109-118, 3 fig.

CHOUKROUNE P. et DELAIR J. (1976) .- Un modèle cinématique de la fracturation liée au plissement concentrique : l'exemple des petites Pyrénées. <u>Bull. Soc. géol. Fr., 7</u>, 18, p. 1591-1597, 6 fig.

COBBOLD P.R. (1975) .- Fold propagation in single embedded layers. Tectonophysics, 27, p. 333-351, 13 fig.

COGNE J. et WRIGHT (1980) .- L'orogène cadomien. Ann. Soc. qéol. Nord, <u>99</u>, p. 29-55, 8 fig., 2 tabl.

COLBEAUX J.P. (1974) .- Mise en évidence d'une zone de cisaillement nord-artois. <u>C. R. Acad. Sc.</u>, <u>278</u>, p. 1159-1161, 1 fig.

COLBEAUX J.P., DEBRABANT P., LEPLAT J. et ROBASZYNSKI F. (1975) .- Les craies de Sainghin-en-Mélantois (Nord) : faunes du passage Turono-Coniacien, tectonique cisaillante, physico-chimie. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>95</u>, p. 17-35, 5 fig., 1 pl. photo, 2tabl., 2 annexes hors texte.

COLBEAUX J.P. (1975a) .- Etude d'une zone de chevauchement : la Faille d'Hydrequent (Bas-Boulonnais , France). <u>Ann. Soc. géol. Nord, 95</u>, p. 10)-107, 7 fig., 2 pl.

COLBEAVX J.P. (1975b) .- Géométrie et cinématique de la fracturation en Boulonnais. Extension vers l'Est. <u>Thèse</u> de 3ème cycle, Lille.

COLBEAUX J.P. et MANIA J. (1976) .- Relations entre la fracturation et l'écoulement des eaux superficielles et souterraines en pays crayeux au Cran d'Escalles - Application à l'Artois. Deuxième colloque d'Hydrogéologie en pays calcaire. <u>Ann. Sci. Univ. Besancon</u>, 3ème série, 25, p. 179–194, 3 fig. , 3 tabl.

COLBEAUX J.P., BEUGNIES A., DUPUIS Ch., ROBASZYNSKI F. et SOMME J. (1976) .- Tectonique de blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>97</u>, p. 191-222, 27 fig., 1 tabl.

COLBEAVX J.P. (1977) .- Géométrie et cinématique de la fracturation dans le Nord de la France. <u>Bull. B.R.G.M.</u>, section IV, <u>4</u>, p. 339-355, 10 fig., 4 tabl.

COLBEAVX J.P. (1978) .- Cinématique de la déformation au front de la Faille du Midi : les carrières du Pont à Nôle (Charleroi, Ardenne), carrière Napoléon (Marquise, Boulonnais). <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>98</u>, p. 167-177, 5 fig., 10 tabl.

COLBEAUX J.P., LEPLAT J., PAEPE R. et SOMME J. (1978) .- Tectonique récente dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique : Exemple de la pline de la Lys (feuille d'Hazebrouck à 1/50 000). <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>38</u>, p. 179-188, 5 fig.

COLBEAUX J.P., CONIL R. et HOYEZ B. (1978) .- Phénomènes tectoniques au voisinage de la Faille de Ferques (Massif primaire du Bas-Boulonnais, France). <u>Ann. Soc. qéol. Nord</u>, <u>98</u>, p. 345-358, 8 fig., 2 tabl.

COLBEAUX J.P., DUPUIS Ch., ROBASZYNSKI F., AUFFRET J.P., HAESAERTS P. et SOMME J. (1980) .- Le détroit du Pasde-Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe occidentale. <u>Bull. info. géol. Bassin de Paris</u>, <u>17</u>, p. 41-54, 9 fig. COLBEAUX J.P. et SOMME J. (1981) .- Fracturation du substrat crayeux et géomorphologie dans le Nord de la France : exemple de la feuille de Desvres à 1/50 000. <u>Bull. A.F.E.Q.</u>, <u>3</u>, 4, p. 33-39, 7 fig.

COLBEAUX J.P., SOMME J. et TUFFREAU A. (1981) .- Tectonique quaternaire dans le Nord de la France : l'apport du gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast. <u>Bull. A.F.E.Q., 3</u>, 4, p. 183-192, 9 fig., 1 tabl.

COLBEAUX J.P. (1982) .- Interprétation tectonique du Bassin Houiller du Nord de la France d'après la carte des zones stratigraphiques à la côte -300. Ann. Soc. géol. Nord, 102, p. 61-63, 1 fig.

COLBEAUX J.P. et LEPLAT J. (1982) .- Apports de l'exploitation du charbon et des matériaux de construction à la connaissance de la structure du Massif Primaire du Boulonnais. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>102</u>, p. 103-110, 3 fig.

COLBEAUX J.P. Coord., AMEDRO F., BONTE A., BRICE D., CHAMLEY H., CONIL R., COQUEL R., LEPLAT J., LETHIERS F., ROBASZYNSKI F., SOMME J., THIERRY J., TUFFREAU A. et VALLIN L. (1985) .- Géologie du Parc Naturel Régional du Boulonnais. Publication Association Espace Naturel Régional, Science et Nature, <u>3</u>, 176 p., 38 fig., 13 pl.

COLBEAUX J.P. et LANOUROUX Ch. (1990) .- Interprétation allochtoniste du Patéozoïque du Bas-Boulonnais. <u>C. R.</u> Acad. Sc., sous presse.

CONIL R. (1973) .- Intérêt de certaines coupes de l'Avesnois dans la séquence classique du Dinantien. <u>Ann. Soc.</u> géol. Nord, 93, p. 169-175, 6 fig.

COOPER M.A., GARTON M.R. et HOSSACK J.R. (1982) .- Strain variation in the Hénaux Basse-Normandie duplex, Nothern France. <u>Tectonophysics</u>, <u>88</u>, p. 321-323, 1 fig. CORNET F. et BRIART A. (1863) .- Procés verbaux des scéances mensuelles de la Soc. des Anc. El. de l'école sp. de Com. d'Ind. et des Mines du Hainaut, 11ème Bull., p. 9-13.

CORNET F. et BRIART A. (1876) .- Notice sur l'accident qui affecte l'allure des terrains houillers entre Boussu et Ornaing. <u>Ann. Soc. qéol. Nord, 3</u>, p. 138-144.

CORSIN P. (1933) .- La flore dévonienne de Caffiers (Bas-Boulonnais). C.R. Acad. Sc., 197, p. 600-601.

CORSIN P., CORSIN P. et DANZE J. (1950) .- Sédiments rhétiens dans le Boulonnais. <u>C.R. Acad. Sc.</u>, <u>231</u>, p. 709-711.

CORSIN P. (1950) - Découverte de sédiments rhétiens dans le Boulonnais ; étude préliminaire de leur flore et leur faune. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>70</u>, p. 243-272, 8 fig., 3 pl. hors texte.

CRUDEN D.M. (1971) .- Traces of lineation on random planes. <u>Geol. Soc. of America Bull.</u>, <u>82</u>, p. 2303-2306, 3 fig., 1 tabl.

DAHLSTROM C.D.A. (1970) .- Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky mountains. <u>Bull. Can.</u> Petrol. Geol., 18, p. 332-406.

`

,

•

. .

- -

DANZE J. et RENAULT Ph. (1950) .- Phénomènes karstiques dans le calcaire carbonifère du Boulonnais. <u>Ann. Soc.</u> géol. Nord, <u>70</u>, p. 228-242, 5 fig., 3 pl. hors texte.

DANZE J. (1968) .- La faille d'Hydrequent et ses failles satellites (massif primaire du Bas-Boulonnais). <u>Ann.</u> Soc. géol. Nord, <u>98</u>, p. 179-184, 2 fig.

DARBOUX J.R., GRAVELLE M., PELHATE A. et ROLET J. (1977) .- L'évolution tectonique de la terminaison occidentale du domaine centre-armoricain au Dévonien et au Carbonifère. <u>C.R. Acad. Sc.</u>, <u>284</u>, p. 1151-1154. DAVBREE M. (1881) .- Essai de classification des cassures de divers ordres que présente l'écorce terrestre. Bull. Soc. géol. Fr., 3, 10, p. 136-142.

DEBELMAS J. (1974) .- Géologie de la France : volume I, Vieux massifs et grands bassins sédimentaires. 296 p., 138 fig.. Doin Edit., Paris.

DEBRAND-PASSARD S. et GROS Y. (1980) .- Fracturation de la Champagne berrichone. <u>Bull. Soc. géol. Fr.</u>, <u>7</u>, 22, p. 647-653, 3 fig.

DECONNINCK J.F., CHAMLEY H., DEBRABANT P. et COLBEAUX J.P. (1982) .- Le Boulonnais au Jurassique supérieur : données de la minéralogie des argiles et de la géochimie. <u>Ann.</u> Soc. <u>géol. Nord</u>, 102, p. 145-152, 5 fig.

DELATTRE Ch. (1969) .- Les grands traits géologiques de l'Artois. Ann. Soc. géol. Nord, 89, p. 79-90, 4 fig.

DELEPINE 6. (1920) .- Sur la position stratigraphique de la Dolomie du Hure (Boulonnais). <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>45</u>, p. 142-145.

DELFAUD A., POMEROL C., POMEROL B., JUIGNET P., LORENZ J., PURSER B., RENARD M. et BEAUDOIN B. (1980) .- Les grands bassins sédimentaires mésozoïques et coenozoïques. <u>Mém. B.R.6.M.</u>, <u>107</u>, p. 257-291, 27 fig.

DELMER A. et GRAULICH J.M. (1954) .- Echelles stratigraphiques des gisements houillers de Belgique et des régions voisines. Service Géologique de Belgique ; annexe to : P. Fourmarier : Prodrome d'une description géologique de la Belgique, <u>Soc. géol. Belg.</u>, 825 p.

DELMER A. et TRICOT J. (1976) .- Le sondage de Buvrinnes au lieu dit : Le Luce. <u>Service Géologique de Belgique</u>, Professional paper, <u>10</u>, 24 p., 3 pl.

DELMER A. (1977) .- Le Bassin du Hainaut et le sondage de St-Ghislain. <u>Service Géologique de Belgique</u>, Professional paper, <u>143</u>, 12 p., 16 fig.

DELMER A. (1980) .- Tectonique tangentielle et recherches d'hydrocarbures. Conférence à l'Université de Louvain-la-Neuve (28 Octobre 1980).

DELMER A. (1986) .- Relations tectoniques entre le gisement houiller du Nord français et du Borinage. <u>Ann. Soc.</u> géol. Nord, <u>105</u>, p. 11-114, 2 fig., 1 tabl.

DE MONTESSUS de BALLORE (1906) .- La science séismologique. Les tremblements de terre. <u>A. Colin Edit.</u>, 579 p., 22 fig. et cartes.

DEMOULIN A. (1989) .- Quaternary tectonics in the northern Ardennes, Belgium. <u>Tectonophysics</u>, <u>163</u>, p. 315-321, 3 fig.

DERVILLE H. (1931) .- Les marbres du Calcaire carbonifère en Bas-Boulonnais. <u>Thèse d'état</u>, Strasbourg, 322 p., 222 fig. et cartes.

DESTOMBES J.P. et SHEPHARD-THORN E.R. (1972) .- Résultats géologiques des recherches pour l'implantation d'un tunnel sous la Manche (1964-1965). <u>Mém. B.R.G.M.</u>, <u>79</u>, p. 101-115, 3 fig., 3 tabl., 1 pl.

DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F. et BONNIN J. (1973) .- Plate tectonics and the evolution of the alpine system. <u>Geol. Soc. of America Bull.</u>, <u>84</u>, p. 3137-3180.

DIETERICH J.H. (1970) .- Computer experiments on the mecanics of finite amplitude folds. <u>Canad. Jour. Earth</u> Sc., <u>7</u>, p. 467-476, 1) fig. DDEBL Fr. (1967) .- The tertiary and Pleistocene sediments of the nothern and central part of the Upper Rhinegraben. In J.P. Rothé et K. Saver : The Rhinegraben progress report 1967. <u>Int. Upper Mantle Proj. Scient.</u> Rep., <u>13</u>, p. 48-54.

DOLLE P. (1962) .- Hypothèse sur les relations entre le tonstein et les micropoudingues du Westphalien C du Bassin Nord - Pas-de-Calais. <u>Ann. Soc. géol. Nord, 82</u>, p. 95-102, l fig., l pl. hors texte.

D'OMALIUS-D'ALLOY J. (1853) .- Géologie de la Belgique. Bruxelles 1853.

DDNOVAN D. (1972) .- Geology of the central english channel. <u>Mém. B.R.G.M.</u>, <u>79</u>, p. 215-220, 2 fig.

DORMOY E. (1862) .- Note concernant l'allure générale du Bassin Houiller du Nord de la France. <u>Bull. Soc. géol.</u> Fr., <u>2</u>, 19, p. 22-29, l fig.

DUFRESNOY et de BEAUMONT E. (1841) .- Explication de la carte géologique de France, t. I.

DUBDIS G. (1925) .- Note sur la Plaine de la Lys aux environs d'Armentières et observations sur la nature et l'âge de cette plaine. Ann. Soc. géol. Nord, 50, p. 97-107.

DU SOUICH M.A. (1839) .- Essai sur les recherches de houille dans le Nord de la France.

DVTERTRE A.P. (1923) - L'inconnu du Huré ; contact entre le Famennien et le Tournaisien du Bas-Boulonnais. C.R. Som. Soc. géol. Fr., 4, 23, p. 109-111.

EDEL J.B. et COULON M. (1986) .- Mise en évidence de rotations tardihercyniennes à partir d'un profil paléomagnétique à travers l'Ardenne et le Brabant. <u>Ann. Soc. géol. Nord, 105</u>, p. 139-144, 3 fig.

FEUGUEUR L. (1963) -- L'Yprésien du Bassin de Paris. Essai de monographie stratigraphique . <u>Mém. pour servir à</u> l'explic, de la carte géol, détaillée de la France. 568 p., 8 pl. ph., 9 pl. hors texte.

FIELDING-REID H., DAVIS W.M., LAWSON A.C. et RANSOME F.L. (1913) .- Report of he committee on the nomenclature of faults. <u>Bull. Soc. geol. America</u>, <u>24</u>, 2, p. 163-186, 18 fig.

FISCHER J.C. (1961) - Sur le système des ondulations jurassiques au SW du massif ardennais. <u>Ann. Soc. géol.</u> Nord, <u>81</u>, p. 35-45, 1 fig., 2 pl.

FLDQUET M. et RAT P. (1975) .- Un exemple d'interrelation entre socle, paléogéographie et structure dans l'arc pyrénéen basque : la Sierra d'Aralar. <u>Rev. Géo. Phys. et Géol. Dyn., 2</u>, 17, p. 495-512, 7 fig., 1 pl. hors texte.

٦

,

,

.

.

FOUCAULT A. et RADULT J.F. (1980) .- Dictionnaire de géologie, 331 p., <u>Masson Edit.</u>, Paris.

FOURMARIER P. (1925) - Quelques observations sur la tectonique de l'Ardenne. <u>Assoc. Franç. P. Avanç. des</u> Sciences, Grenoble 1925, p. 322-325, 1 fig.

FOURMARIER P. et LEGRAYE M. (1926) .- Le tremblement de terre du 23 Février 1925 dans le Limbourg et la province de Liège. <u>Ann. Soc. géol. Belq.</u>, <u>48</u>, mémoires, p. M 19-M 47, 2 fig., 2 pl. hors texte.

FOURMARIER P. et SOMVILLE D. (1926) .- Le tremblement de terre du 19 Mai 1921 dans l'Ouest de la Belgique. <u>Ann.</u> Soc. géol. Belg., <u>49</u>, p. B 259-B 266, 1 fig.

FOURMARIER P. (1926) - Le tremblement de terre du 5 Janvier 1926 dans l'Est de la Belgique. <u>Ann. Soc. géol.</u> Belg., <u>49</u>, p. B 180-B 185, 1 fig. FOURMARIER P. (1932) Observations sur l'estimation de l'importance du transport suivant le charriage du Condroz. <u>Ann. Soc. géol. Belg., 56</u>, p. 249.

FOURMARIER P. (1934) .- Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique. <u>Ann. Soc. géol. Belg.</u>, Mém. in 4°, 200 p., 50 fig., 5 pl. hors texte.

FOURNIGUET J. (1980) - Mouvements verticaux actuels en Bassin de Paris révélés par les comparaisons de nivellements. <u>Bull. Soc. géol. Fr.,7</u>,22, p. 685-693, 7 fig.

FRANSOLET A.M. et PIRLET H. (1972) .- Compte rendu de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie , de Paléontologie et d'Hydrogéologie, tenue dans le synclinorium de Dinant et à Landelies. <u>Ann. Soc. géol.</u> Belg., <u>95</u>, p. 135-163, 1 photo.

GEORGE T.N. (1974) . Prologue to a geomorphology of Britain. <u>The Institute of British Geographers</u>, <u>7</u>, p. 113-125, 3 fig.

6EUKENS F. (1956) .- Le graben de Malmédy. <u>C.R. Acad. Sc.</u>, <u>243</u>, p. 1644-1646, 1 fig.

GEUKENS F. (1957) -- Les failles bordières du graben de Malmédy : <u>Bull. Soc. Belge de Géol., de Pal. ,</u> d'Hydro., <u>66</u>, p. 71-8), l fig., l pl. hors texte.

GHOSH S.K. (1966) .- Experimental tests of buckling folds in relation to strain ellipsoid in simple shear deformations. <u>Tectonophysics</u>, <u>3</u>, p. 169–185, 14 fig.

GLIESE J. et HAGER H. (1978) .- On brown resources in the lower Rhine embayment (West Germany). <u>Geol. en</u> Mijnbouw, <u>57</u>, 4, p. 517-525, 15 fig.

GOSSELET J. (1860) .- Observations sur les terrains primaires de la Belgique et du Nord de la France. <u>Bull.</u> Soc. géol Fr., <u>2</u>, 18, p. 18-33, 6 fig.

GDSSELET J. (1873) .- Etudes relatives au Bassin Houiller du Nord de la France. <u>Bull. Soc. géol. Fr.</u>, <u>3</u>, 1 p. 409-417, 6 fig.

GOSSELET J. (1874) - Etudes sur le gisement de houille dans le Nord de la France. Bull. Soc. Ind. Nord Fr., 6.

GOSSELET J. (1890) .- Description géologique du canton de Berlaimont. Ann. Soc. géol. Nord, 7, p. 270-302.

GDSSELET J. (1888) .- L'Ardenne. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. 881 p.

60SSELET J. (1894) .- Cours de géographie physique : la plaine de la Lys, pays de Weppes, pays de Ferrain, pays de Courtrai. <u>Ann. Soc. géol. Nord, 22</u>, p. 38-53.

GDSSELET J. (1903) .- La Faille d'Hydrequent. Ann. Soc. géol. Nord, 32, p. 131-135.

GDSSELET J. (1905) - Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. Fasc. 2 : Région de Lille. <u>Etude des 61tes Minéraux de la France</u>, 98 p.

GOSSELET J. (1908) .- Notes sur quelques failles communes aux terrains crétacique et houiller. <u>Ann. Soc. géol.</u> Nord, <u>37</u>, p. 80-109, 1 pl.

GOSSELET J. (1910) .- Note additionnelle et rectificative concernant les failles épicrétacées de l'Artois. <u>Ann.</u> Soc. géol. Nord, <u>39</u>, p. 36-38. GDSSELET J. (1920) -- La Plaine de la Lys. Ann. Soc. géol. Nord, 45, p. 146-166.

GDSSELET J. (1921) .- La Lys et ses compagnes. Ann. Soc. géol. Mord, 46, p. 193-211, 1 pl. hors texte.

GRAHAM R. , HOSSACK J. , DERAMOND J. et SOULA J.C. (1987) .- Géométrie des surfaces de chevauchement. <u>Bull.</u> Soc. géol. Fr., <u>3</u>, 1, p. 169-18), 16 fig.

GRATIER J.P. Coord. (1988) .- L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. <u>Mém. et</u> Doc. du Centre Armoricain d'Etude structurale des socles, 20, 158 p.

GRAVLICH J.M. (1955) - La faille Eifélienne et le massif de la Herve. Ses relations avec le Bassin Houiller de Liège. <u>Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belq., l</u>, 36 p., 15 fig., 4 pl. hors texte.

GRAULICH J.N. (1961) .- Le sondage de Vépion. Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belg., 2, 102 p., 5 fig., 9 pl.

GROESSENS E., CONIL R. et LEES A. (1973) .- Problèmes relatifs à la limite du Tournaisien et du Viséen en Belgique. <u>Bull. Soc. Belge Geol.</u>, <u>82</u>, p. 17-50, 12 fig., 5 pl.

GROLIER J. et LETOURNEUR J. (1968) .- Evolution tectonique du grand sillon houiller du Massif Central français. <u>XXIII International Geological Congres, 1</u>, p. 107-116, 3 fig.

GUSSOW W.C. (1972) .- The rate of Mountain building. In Cong. Geol. Int. Montreal, p. 355-362, 2 fig.

HALL J. et SMITHE D.K. (1973) .- Discussion of the relation of Palaeogene ridge and basin structures of Britain to the North-Atlantic. <u>Earth and Planetary Science Letters</u>, <u>19</u>, p. 54-60, 2 fig., 1 tabl.

HALLAM A. (1969) .- Tectonism and eustasy in the jurassic. Ea<u>rth Sc. Rev.</u>, 5, 1, p. 45-68, 9 fig.

HALLAM A. (1972) .- Relation of paleogene ridge and basin structures and vulcanicity in the Hebrides and Irish sea regions of the British Iles to the opening of the North-Atlantic. <u>Earth and Planetary Science Letters</u>, <u>16</u>, p. 171-177, 4 fig.

HALLAM A. et SELLWOOD B.W. (1976) .- Middle mesozoic sedimentation in relation to tectonics in the British area. Jour. Geol., 84, p. 301-321, 10 fig.

HAMAN J.P. (1961) .- Manual of stereographic projection for a geometric and kinematic analysis of folds and faults. <u>West Canadian Research publications</u>, <u>1</u>, <u>1</u>, <u>67</u> p., <u>43</u> fig.

HANCE L. et HENNEBERT M. (1980) .- On some lower and middle Visean carbonate deposits of the Namur basin, Belgium. <u>Med.</u> Rilks. Geol. Dienst., <u>32</u>, p. 66-68, 1 fig., 8 pl.

HANCOCK J.M. et SCHOLLE P.A. (1975) .- Chalk of the North Sea. In Woodland, 1975, p. 413-425, 4 fig.

HARVORTH R. (1977) .- The continental crust north east of Newfound land and its ancestral relationship to the Charlie Fracture Zone. Nature, 266, p. 246-249, 3 fig.

HEBERT H. (1865) .- Note sur le terrain jurassique du Boulonnais. <u>Bull. Soc. géol. Fr.</u>, <u>2</u>, 22, p. 216-246, 4 fig.

HEINZELIN J. de (1964) .- Cailloutis de Wissant , capture de Marquise et percée de Warcove. <u>Bull. Soc. Belge</u> Géol., <u>73</u>, p. 146-16), 7 fig., 1 tabl., 1 pl.

an an an an an Arthur an A

.

,

,

•

.

•

۰.
HELWANI E. (1983) .- Etude palynologique du Carbonifère du Boulonnais. D.E.A. Lille, 42 p., 4 fig., 6 tabl., 3 pl. HEYBROEK P. (1974) .- Explanation to tectonic maps of the Netherlands. Geol. en Mijnbouw, 53, p. 43-50, 3 fig., 2 pl. hors texte. HEYBROEK P. (1975) .- On the structure of the Dutch part of the Central North Sea Graben. In Woodland, 1975, p. 339-349, 10 fig. HILLS E.S. (1963) .- Elements of structural geology, 1 vol. relié, 483 p., 418 fig., Methuen et Co L.T.D., Londres, 2ème édition, 1972. HORSFIELD W.T. (1977) .- An experimental approach to basement controlled faulting. Geol. en Mijnbouw, 56, p 363-349, 10 fig. HOYEZ B. (1971) .- Le Viséen du Boulonnais : analyse et corrélation séquentielles. Ann. Soc. géol. Nord, 91, p. 113-128, 4 fig. HUDLESTON J.P. (1973) :- An analysis of "single-layer" folds developped experimentally in viscous media. Tectonophysics, 16, p. 189-214, 12 fig. ILLIES J.H. (1967) .- An attempt to model the Rhine-graben tectonics. Abhand Lungen des Geologischen Landesantes in Baden-Württemberg (Publ. Service de la carte géologique d'Alsace-Lorraine), 6, p. 10-12, 7 fig ILLIES J.H. (1969) .- An intercontinental belt of world rift system .<u>Tectonophysics</u>, <u>8</u>,), p. 5-29, 12 fig. ILLIES J.H. (1972) .- The Rhine graben rift system plate tectonics and transform faulting. Geophysical Surveys. 1, p. 27-60, 21 fig. ILLIES J.H. (1974) .- Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben : Oberrhein. Geol. Abh., 23, p 1-24. ILLIES J.H. (1975) .- Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system Geol. Rundschau, 64, 3, p. 677-699, 10 fig. ILLIES J.H. (1977) .- Ancient and recent rifting in the Rhinegraben. Geol. en Mijnbouw, 56, 4, p. 329-350, 18 fiq. ILLIES J.H. et GREINER 6. (1978) .- Rhine graben and the Alpine system. Geol. Soc. of America Bull., 89, p. 770-782, 12 fig., 1 tabl. JAE6ER J.C. et CDDK N.G.W. (1969) .- Fundamentals of rock mechanics. Methuen and Co L.T.D., London. JOHNSON G.L. (1976) .- Paleozoïc accretion of Vestern Europe. Ann. Soc. géol. Nord, 96, p. 347-352, 1 fig. JONES L. (1956) .- Pesanteur. <u>In</u> Atlas de la Belgique, Comité National de Géographie, 16 p., pl. V. KAISIN F. (1935) .- Structure de la bordure Sud du Bassin Houiller de la Basse Sambre entre Frasnière et la Samson. Mém. de l'Inst. géol. de l'Univ. de Louvain, 8, 3, p. 163-219, 12 fig., 12 pl. hors texte. KASIG W. (1980) .- Cyclic sedimentation in a middle-upper Devonian shelf environment in the Aachen region, F.R.G., Med. Rijks Geol. Dienst., 32, p. 26-29, 3 fig., 3 pl.

- 253 -

KELLEY V.C. et CLINTON N.J. (1960) .- Fracture systems and tectonic elements of the Colorado Plateau. <u>Univ. N.</u> Nex. Pubs in Geology, <u>6</u>, 104 p.

KENT P.E. (1975) .- The tectonic developpement of Great Britain and the surrounding seas. <u>In</u> Woodland, 1975, p. 3-38, 16 fig.

KLEIN C. (1980) .- L'intérêt tectogénétique de la discordance post-calédonienne en Ardenne. <u>Bull. Soc. Belge</u> Géol., 89, p. 1-54.

KORNPROBST J., BARD P., BRIAND B., CANTAGREL J.M., GUITARD G., KIENAST J.R., LASNIERS B., LE CORRE C. et SANTAILLIER D. (1980) -- Le métamorphisme en France. Mém. B.R.G.M., 107, p. 161–189, 14 fig.

KREBS W. et WACHENDORF H. (1973) .- Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe. <u>Geol. Soc. of America Bull., 84</u>, p. 2611–2630, 4 fig.

KREBS W. et WACHENDORF H. (1976) .- Carboniferous subduction complex in the Harz mountains, Germany : discussion and reply. Geol. Soc. of America Bull., 87, p. 830-832, 2 fig.

LACHENBRUCH A.H. et THOMPSON G.A. (1972) .- Oceanic ridges and transform faults : their intersection angles and resistance to plte motion. Earth and planetary Science Letters, 15, p. 116-122, 3 fig.

LADRIERE J. .- L'ancien lit de la Scarpe. Ann. Soc. géol. Nord, 15, p. 217-238.

LARSONNEUR C. (1972) - Données sur l'évolution paléogéographique post-hercynienne de la Manche. <u>Mém. B.R.G.M.</u>, <u>79</u>, p. 203-214, 8 fig.

LARSONNEUR J. , HORN R. et AUFFRET J.P. (1974) .- Géologie de la partie méridionale de la Manche centrale. <u>Bull. B.R.G.M.</u>, section IV, <u>2</u>, p. 99-105, 3 fig.

LAUGHTON A.S. (1975) .- Tectonic evolution of the Northeast Atlantic Ocean : a review. <u>Norges geol. Unders.</u>, 316, p. 169-193, 8 fig., 2 pl. hors texte.

LAURENT R. (1972) .- The Hercynides of South Europe, a model. <u>24 th Int. Geol. Congr.</u>, sect. 3, p. 363-371, 2 fig., 1 tabl.

LE PICHON X. et SIBUET J.C. (1971) .- Western extension of boundary between european and iberian plates during the Pyrenean orogeny. <u>Earth and Planetary Sciences Letters</u>, <u>12</u>, p. 83-88, 3 fig.

LE PICHDN X., BONNIN J., FRANCHETEAU J. et SIBUET J.C. (1971a) .- Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. In Histoire structurale du Golfe de Gascogne (Symposium Rueil Malmaison , 1970). <u>Edit. Technip</u>, <u>2</u>, p. VI.II.)-VI.II.44, 14 fig., 1 tabl.

LE PICHON X., EITREIM S. et EWING J. (1971b) .- A sedimentary channel along Gibbs Fracture Zone. <u>Jour. of</u> Geophys. Res., <u>76</u>, 12, p. 2891-2896, 3 fig.

LE PICHON X., PAUTOT G., AUZENDE J.M. et OLIVET J.L. (1971c) .- La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène : schéma d'évolution. <u>Earth and Planetary Science Letters</u>, <u>13</u>, p. 145-152, 4 fig. •

•

LEFORT J.P. (1973) .- La "zonale" Biscaye-Labrador : mise en évidence de cisaillements dextres antérieurs à l'ouverture de l'Atlantique Nord. <u>Marine geology</u>, <u>14</u>, p. M.33-M.38, 1 fig.

LEGRAND R. (1968) .- Le Massif du Brabant. Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belg., 9, 148 p., 9 fig.

LEPLAT J., BONTE A., BROQUET P., DESTOMBES J.P., MANIA J. et SOMME J. (1979) .- Feuille géologique de Desvres à 1/50 000. <u>B.R.G.M.</u> LEPLAT J. et COLBEAUX J.P. (1979) .- Carrière Bocahut à Haut-Lieu (Nord) : Etude géologique du gisement. B.R.G.M. - S.G.R. Nord - Pas-de-Calais, rapport nº 79 SGN 040 NPC, 15 p., 7 ann.

LEROUX B. (1959) .- Une hypothèse sur la structure du Cap Gris-Nez. D.E.S. Lille, 51p., 24 pl.

LE ROUX J. (1980) .- La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. <u>Bull. Soc. géol. Fr., 7</u>, 22, p. 655-662, 7 fig.

LETHIERS F. (1982) .- Les Ostracodes du Dévonien supérieur (Nord de la France, Belgique , Duest du Canada). <u>Thèse d'état</u>, 489 p., 94 fig., 5 pl. photo, 24 tabl.,) tabl. hors texte.

LOBOZIAK S. (1972) .- Une microflore d'age Namurien ou Westphalien inférieur à la carrière Napoléon (Ferques, Pas-de-Calais, France). Review of <u>Pale</u>obotany and <u>Paly</u>nology, p. 125-146, 3 pl.

LOBOZIAK S., COQUEL R. et JACHOWICH A. (1976) .- Stratigraphie du Westphalien d'Europe occidentale et de Pologne à la lumière des études palynologiques (microspores). <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>96</u>, p. 157-172, 1 tabl., 2 pl. hors texte.

LOHEST M. (1904) .- Les grandes lignes de la géologie des terrains primaires de la Belgique. <u>Ann. Soc. géol. de</u> Belgique, <u>31</u>, p. 219-232, 2 fig., 1 pl. hors texte.

LDRENZ C. (1980) .- Interprétation rhegmatique de deux structures du Sud du Bassin de Paris : l'anticlinal de Saint-Amand-Montrond (Cher) et le bassin de Lys-Saint-Georges (Indre). <u>Bull. Soc. géol. Fr.</u>, <u>7</u>, 22, 4, p. 653-667, 3 fig.

MAMET B.L. (1969) .- Micro faciés du Boulonnais (Nord , France). <u>Revue de Micropaléontologie, 16</u> , 2, p. 101-124, 9 pl. hors texte.

MATTAVER M. (1986) .- Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie : leurs relations avec les décrochements. <u>Bull. Soc. géol. Fr., 2</u>, 1, p. 143-147, 9 fig.

NATTE Ph. (1986) .- La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques périatlantique, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. <u>Bull. Soc. géol. Fr.</u>, <u>2</u>, 1, p. 9-24, 9 fig.

MATTE Ph., RESPAUT J.P., MALUSKI H., LANCELDT J.R. et BRUNEL M. (1986) .- La faille NW-SE du Pays de Bray, un décrochement ductile dextre hercynien : déformation à 330 Ma d'un granite à 570 Ma dans le sondage de Bray 201. <u>Bull. Soc. qéol. Fr.</u>, <u>2</u>, 1, p. 69-77, 7 fig., 2 tabl.

MATTHEWS S.C. , CHAVVEL J.J. et ROBARDET M. (1980) .- Variscan geology of Northwestern Europe. <u>Ann. Soc. géol.</u> Nord, <u>99</u>, p. 69-76, 4 fig.

MERCIER J. (1976) .- La néotectonique de l'Arc Egéen (Méditerranée orientale). <u>Rev. Géo. Phys. et Géol. Dγπ.,</u> 2, 18, p. 323-346, 27 fig., 2 tabl.

MEGNIEN Cl. (sous la direction de) (1980) .- Synthèse géologique du Bassin de Paris. <u>Mém. B.R.G.M., 101, 102</u>, <u>103</u>.

MOLNAR P. et TAPONNIER P. (1979) .- Le choc de l'Inde et de l'Eurasie. <u>Pour la Science</u> : La dérive des continents, p. 158-171, 10 fig.

MORRE N. (1964) - Principaux caractères pétrologiques des laves permo-carbonifères du Nord de la France. <u>C.R.</u> Acad. Sc., 258, p. 4100-4101.

MORRE-BIOT N. et ROCHE A. (1970) .- Sur un essai de détermination de l'âge des formations volcaniques des sondages de Sarton et d'Orville (Pas-de-Calais) par les méthodes paléomagnétiques. <u>Bull. Soc. géol. Fr.</u>, <u>7</u>, 12, p. 180-184, 1 fig., 1 tabl.

MOURLON M. (1880) .- Géologie de la Belgique. Bruxelles.

NICOLAS A. (1972) .- Was the Hercynian orogenic belt of Europe of Andean type ? Nature, 236, p. 221-223.

OLRY A. (1904)..- Topographie souterraine du bassin houiller d'Hardinghen. <u>Etudes des Gites Minéraux de la</u> France, 240 p., 44 fig., 3 pl..

DLSZAK G. et THIERBACH H. (1977) .- Palaotektonische strukturen in Mitteleuropa im übergangsbereich von Kontinent zu ocean. <u>Hall. Jb. F. Geowiss.</u>, <u>2</u>, p. 1-8, 5 fig.

PAEPE R. (1963) .- Bouw en corsprong van de vlakte van de Leie. Thèse d'Etat, Gent, 225 p.

PAEPE R. (1964) -- Les dépots quaternaires de la Plaine de la Lys. <u>Bull. Soc. Belge Géol.</u>, <u>73</u>, p. 327-365, 14 fig., 4 tabl.

PAEPE R. (1965) .- Evolution morphologique de la Plaine de la Lys et des Monts de Flandre. <u>Bull. Soc. Belge</u> Géol., <u>74</u>, p. 1-18, 8 fig.

PAEPE R. et VANHOORNE R. (1967) .- The stratigraphy and paleobotany of the Late Pleistocene in Belgium. <u>Mém.</u> Expl. Cartes Géol. Min. Belg., <u>8</u>, 36 p., 14 pl.

PAEPE R. et SOMME J. (1975) .- Marine Pleistocene transgressions along the Flemish coast (Belgium and France). Quaternary Glaciations in the Nothern hemisphere. <u>I.G.C.P.</u>, Prj. 73/1/24, report nº 2, 1974, Prague, p. 108-116, 3 fig.

PAQUIN Ch., FRDIDEVAUX C. et SDURIAU M. (1978) .- Mesures directes de contraintes tectoniques en France septentrionale. <u>Bull. Soc. géol. Fr., 20</u>, S, p. 727-731, 4 fig., 1 tabl.

PARENT H. (1893) .- Le Vealdien du Bas-Boulonnais . <u>Ann. Soc. géol. Nord</u> , <u>21</u> , p. 50-91 , 6 fig.

PARENT H. (1894) .- Les poudinques portlandiens du Bas-Boulonnais. Ann. Soc. géol. Nord, 22, p. 106-110.

PATRIAT Ph., SEGOUFIN J., SCHLICH R., GOSLIN J., AUZENDE J.M., BEUZART P., BONNIN J. et DLIVET J.L. (1982) .-Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie . <u>Bull. Soc. géol. Fr.</u>, <u>7</u>, 24, p. 363-373, 4 fig., 1 tabl.

PELLAT E. (1870) .- Graptolites du Boulonnais. <u>Bull. Soc. géol. Fr.</u>, <u>2</u>, 27, p. 681-682.

PELLAT E. (1876) .- Emersion du Sud et de l'Est du bassin parisien à la fin de la période jurassique, et extension de la limite inférieure de l'étage portlandien du Boulonnais. <u>Bull. Soc. géol. Fr.</u>, <u>3</u>, 4, p. 364-369, } tabl.

PHILLIPS W. (1819) .- Remarks on the Chalk Cliffs in the neighbourhood of Dover and on the Blue Marle covering the Green Sand, near Folkstone. <u>Trans. Roy. Geol. Soc. Lond.</u>, <u>1</u>, 5, p. 17-51, <u>3</u> pl.

,

×.

. .

Ξ,

.

PIPER J.D.A. et GIBSON 1.L. (1972) .- Stress control of processes at extensional plate margins. <u>Nature</u>, <u>238</u>, 84, p. 83-86, 5 fig.

PIRLET H. (1972) .- La "Grande Brèche" viséenne est un olisthostrome. Son rôle dans la constitution du géosynclinal varisque en Belgique. <u>Ann. Soc. géol. de Belgique</u>, <u>95</u>, 1, p. 53-134, 17 fig., 3 fig. hors texte, 1 pl. photo.

PITMAN W.C. et TALWANI M. (1972) .- Sea floor spreading in the North Atlantic. <u>Géol. Soc. of America Bull.</u>, <u>83,</u> p. 945-958.

POMEROL (h. (1971) .- Contribution sédimentologique et géomorphologique à la connaissance de la tectogenèse cénozolque du Bassin de Paris. <u>Bull. B.R.G.M., 2</u>, 1, 2, p. 67-74.

PDTY E. (1980) .- Evolution and drowning of of paleokarst in Frasnian carbonates at Vise, Belgium. <u>Med. Rijks.</u> Geol. Dienst., <u>32</u>, p. 53-55, 2 fig., 2 pl. hors texte.

PDZARYSKI W. et BROCHWICZ-LEVINSKI W. (1978) .- On the polish through. <u>Géol. en Mijnbouw</u>, <u>57</u>, 4, p. 545-557, 11 fig.

PRICE R.A. (1966) .- Fault and joint development in brittle and semi-brittle rocks. Vol. relié, 176 p., 58 fig., 3 pl. Pergamon Press - New York.

PRUVDST P. (1921) .- Observations sur la tectonique du Bas-Boulonnais : la Faille de Landrethum et son prolongement au Cap Gris Nez. Ann. Soc. <u>géol. Nord</u>, <u>46</u>, p. 55-67, 5 fig.

PRUVOST P. et DELEPINE 6. (1921) - observations sur la faille d'Hydrequent et sur les couches de base du Carbonifère dans le Bas-Boulonnais. <u>Bull. Soc. 6éol. Fr.</u>, 4, 21, p. 189-206, 5 fig., 1 tabl., 1 pl. hors texte.

PRUVOST P. (1922) .- Sur l'existence du Lias en profondeur dans le Boulonnais. <u>Ann. Soc. géol. Nord</u>, <u>47</u>, p. 32-49, l fig.

PRUVDST P. (1925) .- Observations sur la structure du Cap Gris-Nez. <u>Bull. Serv. Carte géol. de la France</u>, <u>28</u>, 155, 72 p., 18 fig., 4 pl.

PRUVOST P. (1934) -- Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. <u>Etudes des Gites Minéraux de la France</u>, p. 1-175.

RAGAN D.M. (1968) .- Structural geology, an introduction to geometrical techniques. Vol. broché, 165 p., 194 fig., John Wiley Sons - New York.

RAMSAY J.D. (1967) .- Folding and Fracturing of rocks. Mc Graw-Hill Book Company N.Y., 568 p., 500 fig.

RADULT J.F., COLBEAUX J.P., KHATIR A., LEDRU P., MEILLIEZ F., PIQUE A. et SOMME J. (1984) .- Structures liées à la Faille du Midi et aux chevauchements nord-varisques. <u>Bull. B.R.G.M.</u>, <u>81</u>, 1, p. 33-56, 10 fig.

RADULT J.F., COLBEAUX J.P., KHATIR A., MEILLIEZ F., PIQUE A., SEVRIN G. et SOMME J. (1985) .- Structures et fabriques tectoniques dans l'Avesnois et l'Ardenne, liées à la Faille du Midi (chevauchements nord-varisques). Doc. B.R.G.M., 95, p. 33-54, 14 fig.

RADULT J.F. et MEILLIEZ F. (1986) .- Commentaires sur une coupe structurale de l'Ardenne selon le méridien de Dinant. Ann. Soc. géol. Nord, 105, p. 97-109, 3 fig.

RAT P. (1978) .- Les phases tectoniques au Tertiaire dans le Nord du Fossé bressan et ses marges bourguignonnes en regard des systèmes d'érosion et de sédimentation. <u>C.R. Som. Soc. géol. Fr.</u>, <u>5</u>, p. 231-234, 3 fig.

REID H.F., DAVIS W.M., LAWSON A.C. et RANSON E.F.L. (1913) .- Report of the Comittee on the nomenclature of faults. <u>Geol. Soc. America Bull.</u>, <u>24</u>, p. 163-186, 18 fig.

RENIER A. (1902) .- Le poudingue de Malmédy. Essai géologique. <u>Ann. Soc. géol. de Belgique, 29</u>, p. 145-223,) pl. hors texte.

RIDDER N.A. De et LENSEN G.J. (1960) .- Indirect evidence for transcurrent faulting and some exemples from New Zealand and the Netherlands. <u>Technical Bulletins of the Institute for Land and Water management research.</u>, <u>15</u>, 13 p., 16 fig.

RIDING R. (1974) .- Model of hercynian fold belt. Earth and Planet<u>ary S</u>cience Letters, 24, p. 125-135, 4 fig.

ROBASZYNSKI F. (1976) .- Approche biostratigraphique du Cénomanien-Turonien dans le Hainaut Franco-belge et le Nord de la France. Ann. Mus<u>éum d'Histoire Naturelle de Nice</u>, IV, p. 1 à 7, 8 fig., 5 pl. photo.

ROBASZYNSKI F. (1979) .- Cretaceous/Tertiary boundary events in the Mons basin with remarks on the Danian and the Montian of this area. In Cretaceous-Tertiary boundary events, p. 143-150. Edit. Christensen V.K. et Birkelund T. University of Copenhagen.

ROBASZYNSKI F., AMEDRO F., FOUCHER J-C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. et SORNAY J. (1980) .-Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : Foraminifères, Nannonplancton, Dinoflagellés et macrofaunes. <u>Revue de Micropaléontologie</u>, <u>22</u>, 4, p. 195-321, 28 fig., 19 pl.

ROBASZYWSKI F., DUPUIS Ch. et COLBEAUX J.P. (1982) - Excursion de l'A.G.B.P. du 9 au 11 octobre 1981. De la Picardie au Boulonnais. Aspects de la couverture céno et mésozoïque. Front varisque et soubassement paléozoïque. Bull. info. géol. Bassin de Paris, 19, 1, p. 9-62, 36 fig.

ROBASZYNSKI F. et DUPUIS Ch. (1983) - Belgique. Guides Géologiques régionaux, 204 p., 154 fig., 8 pl.. Masson Edit.

ROBERT J.P. (1972) .- Point des connaissances géologiques sur la Manche centrale et orientale à la suite des travaux effectués sous l'égide du CNEXO. <u>In Mém. B.R.G.M.</u>, <u>79</u>, p. 17-30, 17 fig.

ROBERTS D.G. (1974) .- Structural development of the British Iles continental margins and the Rockhall plateau. In C.A. Burk et C.L. Drake (Eds), Geology of Continental Margins. Springer - Verlag, p. 343-359, 10 fig.

RUERING C. (1968) - The geometrical significance of en-echelon crack-arrays. <u>Tectonophysics</u>, <u>5</u>, 2, p. 107-123, 14 fig., 1 tabl.

SBAR M.L. et SYKES L.R. (1973) .- Contempory compressive stress and Seismicity in Eastern North America : an exemple of Intra-Plate tectonics. <u>Geol. Soc. of America Bull.</u>, <u>84</u>, p. 1861-1882, 8 fig.

SCHEINMANN Y.M. (1964) .- Duration of earth-crust transformation on the basis of data for the Nothern Atlantic. Tect<u>onophysics</u>, 1, 5, p. 377-383, 4 fig.

SCHREYER W. (1975) .- New Petrologic evidence for Hercynian metamorphism in the Venn-Stravelot Massif , Belgium. <u>Geol. Rundschau</u>, <u>64</u>, 3, p. 819-830, 6 fig., 2 tabl.

SCOTESE C.R., BAMBACH R.K., BARTON C., VAN DER VOD R. et ZIEGLER A.M. (1979) .- Paleozoic base maps. <u>Jour.</u> Geol., <u>87</u>, 3 , p. 217-277, 43 fig.

'n

.

-

•

SHEPHARD-THORN E.R., LAKE R.D. et ATITULLAH E.A. (1972) .- Basement control of structures in the Mesozoic rocks in the Strait of Dover region, and its reflexion in certain features of the present land and submarine topography. <u>Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.</u>, <u>272</u>, p. 99-113.

SIBUET J.C. (1973) .- South armorican shear zone and continental fit before the opening of the Bay of Biscay. Earth and planetary Science Letters, 18, p. 153-157, 4 fig.

SITTLER C. (1969) .- Le fossé rhénan en Alsace aspect structural et histoire géologique. <u>Rev. Géo. Phys. et</u> Géol. Dyn., <u>2</u>, 11, p. 465-494, 20 fig., 2 tabl.

SMITH A.J. et CURRY D. (1975) .- The structure and geological evolution of the English Channel. <u>Phil. Trans.</u> Roy. Soc. Lond., <u>A. 279</u>, p. 3-20, 8 fig. SMITH A.G. et BRIDEN J.C. (1979) .- Mesozoic et Cenozoic paleocontinental maps. 63 p., 52 fig., <u>Cambridge</u> University Press.

SMYTHE D.K. (1971) .- Viscous viscosity of angular folding by flexural flow. <u>Tectonophysics</u>, <u>12</u>, p. 415-430, 8 fig.

SOMERS Y. (1971) .- Etude palynologique du Westphalien du Bassin de Campine et révision du genre Lycospora. Thèse Doct. Sci. Bot., Univ. Liège, 214 p.

SOMME J. (1967) .- Tectonique récente dans la région de Lille : Pays de Weppes et Mélantois Occidental. <u>Rev. de</u> Géomorphologie Dynamique, p. 56-65, 4 fig.

SOMME J. (1971) .- Stratigraphie des limons Weischseliens dans la région du Nord de la France. <u>In Etudes sur le</u> Quaternaire dans le monde, VIII® congr. INQUA, Paris 1969, vol. 1, p. 549-556, 3 fig.

SDMME J. (1975) .- Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique. <u>Thèse d'Etat</u>, Paris, 730 p., 185 fig. hors texte.

SOMME J., PAEPE R., BAETEMAN C., BEYENS L., CUGNAT N., GEERAEPTS R., HARDY A.F., HUS J., JUINE E., MATHIEU L., THOREZ J. et VAN-HOORNE R. (1978) - La formation d'Herzeele : un nouveau stratotype du Pleistocène moyen marin de la Mer du Nord. <u>Bull. Ass. Fr. Et. Quat.</u>, p. 81-149

SOMME J. (1979) .- Quaternary coasthires in Northern France. In The Quaternary History of the North Sea, <u>Acta</u> Univ. Upsal., 2, p. 147-158.

STIEVENARD M. (1949) .- Précisions sur la grande faille d'Ourton à Douai. Ann. Soc. géol. Nord, t. LXIX .

SYKES L.R. et SBAR M.L. (1973) .- Intraplate earth quakes , lithospheric stresses and the driving mechanism of plate tectonics. <u>Nature</u>, <u>245</u>, 5424, p. 298-302, 5 fig.

SYME GASH P.J. (1971) .- A study of surface features related to brittle and semi-brittle fracture. <u>Techtonophysics</u>, <u>12</u>, p. 349-391, 38 fig., 1 tabl.

ŧ.

Tableau stratigraphique du Bassin houiller Nord-Pas-de-Calais. Sans auteur, communiqué par J.P. LAVEINE.

TAPONNIER P. (1977) .- Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinconnement et écrasement rigide-plastique. <u>Bull. Soc. géol. Fr., 7</u>, 19, p. 437-460, 5 fig.

TAVERNIER R. et DE MODR G. (1974). - L'évolution du Bassin de l'Escaut. <u>In L'évolution quaternaire des bassins</u> fluviaux de la Mer du Nord méridionale, Liège, p. 160-231, 7 fig.

TERS M. , PINDT J.P. et al. (1969) .- Livret guide de l'excursion AlO : littoral Atlantique, <u>VIII® Congr. 1NQUA</u> Paris, 111 p., 42 fig.

THOREZ J. et BLESS J.M. (1977) .- On the possible origin of the lower Westphalian D Neeroeteren sandstone (Campine , Belgium). <u>Med. Rijks . Geol. Dienst.</u>, <u>28</u>, 5, p. 128-132, 1 fig.

TREAGUS S.H. (1973) .- Buckling stability of a viscous single-layer system, oblique to the principal compression. <u>Tectonophysics</u>, <u>19</u>, 3, p. 271-289, 7 fig.

TUFFREAU A., CHALINE J., MUNAUT A.V., PININGRE J.F., POPLIN F., PUISSEGUR J.J., SOMME J. et VANDERMEERSCH B. (1977) .- Der altpalåolithische fundplatz Biache-St-Vaast (Nord Frankreich). <u>Archåologisches</u> korrespondanzblatt, <u>7</u>, p. 1-7, 5 fig. TUFFREAU A., CHALINE J., MUNAUT A.V., PININGRE J.F., POPLIN F., PUISSEGUR J.J., SOMME J. et VANDERMEERSCH B. (1978) .- Premiers résultats de l'étude du gisement paléolithique de Biache-St-Vaast (Pas-de-Calais). <u>C.R.</u> Acad. Sc., <u>286</u>, p. 457-459.

TUFFREAU A. (1978) .- les fouilles du gisement paléolithique de Biache-St-Vaast (Pas-de-Calais) : années 1976 et 1977. Premiers résultats. Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 1, 3, p. 46-55, 8 fig.

TUFFREAU A. (1979) . - La campagne de fouilles 1979 du gisement paléolithique de Biache-St-Vaast (Pas-de-Calais). <u>Rev. Nord</u>, <u>61</u>, p. 946-949, l fig.

TUFFREAU A., MUNAUT A.V., PUISSEGUR J.J. et SDMME J. (1982) .- Stratigraphie et environnement de la séquence archéologique de Biache-St-Vaast (Pas-de-Calais). Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 2-3, p. 57-61,) fig.

TUFFREAU A. et SOMME J. Coord. (1988) .- Le gisement paléolithique de Biache-St-Vaast. <u>Mém. Soc. Pr. Fr., 21</u>, 338 p.

VAN DER VDD R., BRIDEN J.C. et DUFF B.A. (1980) .- Late Precambrian and Paleozoic paleomagnetism of the Atlantic-bordering continents. Ann. Soc. <u>6601</u>. Nord, <u>99</u>, p. 203-212, 4 fig., 4 tabl.

VAN LECKWIJCK W.P. (1964) - Le Namurien en Belgique et dans les régions limitrophes. <u>Ac. r. Belg. Cl. Sc.</u>, Mém. <u>16</u>, 2.

VERGELY P., SASSI W. et CAREY-GAILHARDIS E. (1987) .- Analyse graphique des Failles à l'aide des focalisations de stries. <u>Bull. Soc. géol. France</u>, <u>8</u>, 3, p. 395-402, 7 fig.

VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER R. (1976) . - Eléments de tectonique analytique. Masson et Cie Edit.

VILLEMIN Th., ANGELIER J. et BERGERAT F. (1983) . - Tectoniques en extension et subsidence dans le Nord-est de la France. Ann. Soc. <u>géol. Nord</u>, <u>103</u>, p. 221-229, 4 fig.

VILLEMIN T. et BERGERAT F. (1987) . - L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du Cénozoïque : un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. <u>Bull. Soc. géol. France</u>, <u>8</u>, 3, p. 245-255, 5 fig.

VOIGHT B. (1969) . - Evolution of North Atlantic Ocean ; relevance of rock-pressure measurements. In North Atlantic-geology and continental drift. <u>Am. Assoc. Petrol. geologists Mem., 12</u>, p. 955-962.

WATERLOT 6. (1954). - Sur l'importance de la masse de craie solifluée dans la vallée de la Sensée. <u>Ann. Soc.</u> géol. Nord, <u>74</u>, p. 160-161.

WATERLOT G. (1957). - Le toit des sables landéniens en Flandre , dans la région comprise entre Saint-Omer et Lille . Remarques sur la nature des sables et leur hydrologie. Ann. Soc. géol. Nord, 77, p. 74-82, 1 fig.

WATERLOT G., WATERLOT B., DELATTRE Ch. et POLVECHE J. (1967) . - Aperçu de la structure des terrains carbonifères de l'Avesnois. Ann. Soc. <u>géol. Nord</u>, <u>87</u>, p. 203-209, 3 fig.

WATERLOT 6. (1969a). - Le Paléozoïque en Ardenne française. Ann. Soc. géol. Nord, 89, p. 5-22, 5 fig.

WATERLOT 6. (1969b) . - Aperçu géologique de la région de Lille. Ann. Soc. géol. Nord, 89, p. 67-77, 4 fig.

VATERLOT G. , BEUGNIES A. et BINTZ J. (1973) . - Guides géologiques régionaux Ardenne, Luxembourg. <u>Masson et</u> Cie Edit., 206 p., 103 fig., 9 pl. ,

`

WATERLOT G. (1974) . - Le Paléozoïque du Nord de la france et de la Belgique (Ardenne et Boulonnais). <u>In</u> Debelmas 1974, 21 p., 14 fig.

WEBER C. (1980) . - Image géophysique de la france. Mém. B.R.G.M., 107, p. 25-50, 12 fig.

WHITEMAN A., NAYLOR D., PEGRUM R. et REES G. (1975) . - North-sea thoughs and plate tectonics. <u>Tectonophysics</u>, <u>26</u>, p. 39-54, 3 fig., 1 tabl.

WHITTAKER A. (1975) . - A postulated post-hercynian rift valley system in southern Britain. <u>Geol. Mag.</u>, <u>112</u>, 2, p. 137-149, 2 fig.

WHITTAKER A., CHADWICK R.A. et PENN I.E. (1986) . - Deep crustal traverse across Britain from seismic reflection profiles. Bull. Soc. géol. France, 2, 1, p. 55-68, 1) fig.

WILLS L.J. (1951) . - A palaeogeographical atlas of the British Isles and adjacent parts of Europe. <u>Blackie et</u> Son, London, 64 p.

WODDLAND A.W. (1975) . - Petroleum and the continental shelf of North West Europe. Vol. I, 501 p., <u>Applied</u> Science Publishers L.T.D.

WURSTER P. (1988) .- Block-diagram of the Variscan Cordillera in Central Europe. <u>Scweiz, Mineral. Petrogr.</u> Nitt., <u>68</u>, p. 335-338, 1 fig.

WYNS R. (1980) . - Apports de la microtectonique à l'étude de l'anticlinal du Pays de Bray : proposition d'un mécanisme de pli en compression avec décrochements associés. <u>Bull. Soc. géol. Fr.</u>, <u>7</u>, 22, p. 681-684, 4 fig.

ZAGWIJN W.H. (1974) . - The palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary. <u>Geol. Mijnb.</u>, 53, 6, p. 369-385.

ZAGWIJN W.H. et DOPPERT J.W. (1978) . - Upper Cenozoïc of the Southern north sea basin : paleoclimatic and paleogeographic evolution . <u>Geol. Mijnb.</u>, <u>57</u>, 4, p. 577-588.

ZIEGLER P. (1974) . - The geological framework of the north sea in the tectonic framework of north west Europe. Proc. Conf. Pet. Geol. North sea and Northeast Atlantic, Bergen univ. 1973.

ZIEGLER P.A. (1975a) . - The geological evolution of the north sea area in the tectonic framework of northwestern Europe. Norges geol. Unders., 316, p. 1-27, 18 fig.

ZIEGLER P.A. (1975b) . - North sea basin history in the tectonic framework of North-Western Europe. <u>In Wooland</u>, 1975, p. 131-148, 19 fig.

ZIEGLER P.A. (1978) . - North-Western Europe : tectonics and basin development. <u>Geol. en Mijnbouw</u>, <u>57</u>, 4, p. 589-626, 18 fig., 3 pl. hors texte.

ZIEGLER P.A. (1980) . - North-Western Europe : Subsidence patterns of Post-Variscan basins. <u>Ann. Soc. géol.</u> Nord, <u>99</u>, p. 249-280, 10 fig.

ZIEGLER W.H. (1975) . - Outline of the geological history of the north sea. <u>In Woodland</u>. 1975, p. 165-187, 17 fig.

ZWART H.J. et DORNSIEPEN V.F. (1978) . - The tectonic framework of Central and Western Europe. <u>Géol. en</u> Mijnbouw, <u>57</u>, 4, p. 627-654, 16 fig.

1

ŗ , • . .

ANNEXES.

Annexe	I	:	Localisation d	es s	ites	étudiés.
Annexe	II	:	Données relati paléozoïques.	ves	aux	formations
Annexe	III	:	Données relati mésozoïques.	ves	aux	formations

i

ì

Ŧ

٩

1

• ۱ • • . ANNEXE I

LOCALISATION DES SITES ETUDIES

Les localisations des sites sont classées soit par secteur soit par feuille géologique à 1/50 000.

]		;	identification du site.
2		;	identification d'une zone d'un site.
З,	4	;	coordonnées X et Y.
5		r r	nature de l'affleurement, Ch, bordure ou
			fond de chemin; C, carrière; E, estran;
			F, falaise; M, marnière; T, talus.
6		:	nombre de mesures.
7		:	indication stratigraphique.

ſ

i.

ł.

í.

Ĺ

ľ

[

-

í

1

1

i.

1

, ,

Ĺ

i

1	2	3	4	5	6
1		567,6	276,2	Т	84
2		561,9	271,85	С	67

ABBEVILLE CRETACE SUPERIEUR

AVESNOIS FEUILLE D'AVESNES PALEOZOIQUE

1	2	3	4	5	6	7
	A	707,25	272,3	Т	2	Famennie¶ supérie¢r
I	B	707,2	271,5	Т	2	Strunien
	С	707,95	271,1	С	1	Tournai– sien
	D	710,3	271,4	С	5	Viséen moyen
II	Ą	712,9	271,6	Т	36	Strunien
	В	713	271,5	Т	283	Famennien supérieur
III		711,6	270,45	Т	51	Strunien
	А	712,25	269,8	C	128	Viséen
IV	В	711,9	269,56	С	172	Viséen Tournai- sien

						and the second
1	2	3	4	5	6	7
	A	729,45	289,1	С	97	Givé- tien
	В	731,5	288,75	Т	33	Frasn- ien moyen
	С	731,5	288,65	Т	12	Fras- nien moyen
	A	725,4	289	С	11	Famen- ien infér- ieur
	В	729,25	288,2	C	37	Famen- nien infér- ieur
II	С	729,15	287,8	Т	34	Famen- nien supér- ieur
	D	729,35	287,8	С	23	Famen- nien inf.
	E	729,45	288,1	С	8	Famen- nien inf.
III		729,2	287	T	17	Frasn- ien moyen
	A	729,1	285,55	Т	2	Famen- nien inf.
	В	729,1	285,45	С	1	Famen- nien inf.

AVESNOIS FEUILLE DE MAUBEUGE PALEOZOIQUE

l

ſ

i

÷.

r

٩

i

[

	С	729,1	285,35	Т	8	Fame- nnien sup.
	D	729	285,25	Т	5	Fame- nnien sup.
	E	728,95	284,9	Т	44	Fame- nnien inf.
V		729,2	283,1	Т	22	Fame- nnien sup.
VI		729,2	281,7	Т	17	Fame- nnien inf.
	А	718,8	283	С	51	Viséen
VII	В	718,2	282,8	С	40	Viséen
	С	718,6	282,9	С	61	Viséen

AVESNOIS

1	2	3	4	5	6	7			
Carte belge à 1/10.000 ème, feuille 46/7									
	Α	148,72	118,24	Т					
I	В	148,97	118,2	Т	57	Gédin- nien			
	С	149,06	118,16	Т					
II		148,3	118,24	Т	29	Gédin- nien			
Carte belge à 1/25.000 ème, feuille 52/3-4									
III		147,7	118,05	Т	55	Emsien			
IV		147,5	117,8	Т	16	Emsien			
	А	147,67	117,2						
V	В	147,7	117,25	Т	16	Emsien			
	С	147,75	117,3						
Feuille de Maubeuge									
	А	739,3	296,3	С	83	Emsien			
VI	В	739,2	296,25	С	101	Emsien			
	С	739	296,15	С	33	Emsien			

SUD DU MASSIF DE LA TOMBE

| .

()

ι.

() | | |

r

| .

i.

[

ĺ

r --

i.

۲) د .

() ()

 $e^{-\epsilon}$

x

1 -

ι.

ί.

Ĺ

AVESNOIS									
FEUILLE	DE	TRELON	PALEOZOIQUE						

j

r

• •

- -

•

	and the second se		the second se	the second s		
1	2	3	4	5	6	7
	А	729,4	281,4	Т	15	Famen- nien sup.
I	В	729,65	279,9	Т	4	Famen-
						inf.
	С	726,1	280,3	Т	2	Famen- nien- inf.
	A	721	280,1	Т	7	Famen- nien- sup.
II	В	723,2	279,8	T	18	Famen- nien- sup.
III		720,3	277,5	Т	2	Famen- nien- sup.
	A	732,8	264,7	Т	3	Fras- nien- moyen
IV	В	732,8	264,65	С	13	Frasn- ien- moyen
	C	732,2	264,5	Т	7	Frasn- ien- moyen
	D	731,8	264	С	30	Frasn- ien inf.
	Е	727,9	264,5	C	4	Frasn- ien moyen

BETHUNE CRETACE SUPERIEUR

1	2	3	4	5	6
		629,2		Т	79

ι.

ſ

i

ì

BOULOGNE JURASSIQUE

1	2	3	4	5	6	7
26		547,9	339,7	E,F	97	Portla <u>-</u> ndien- moyen
28		.547,8	339,4	T	130	Portla - ndien- moyen
	56	547,9	339,2	T		Portla- ndien- sup.
56	57	547,8	339,2	Т	100	Portla. ndien- sup.
59	58	547,8	339,2	T		Portla ndien- sup.
	59	547,6	339,3	Т		Portla. ndien- sup.
157		547,9	339,7	E,F	0 calques	Portla ndien- moyen

BOULOGNE CRETACE SUPERIEUR

1	2	3	4	5	6
1		552,2	324,2	М	11
3		556,6	324,15	М	23
10		559,65	325,1	М	11
11		559,5	332,75	М	36

1	2	3	4	5	6
	1	583	336,8	М	26
1	2	583,05	336,8	Т	27
	3	584,5	337,2	Т	21
	4	582,3	337,7	Т	1
5	5	582,4	337,6	Т	1
	6	582,5	337,5	С	14
12		572,8	339,25	М	22
	16	585,3	322,1	М	21
16	17	585,4	322,2	Т	4
	18	585,4	322,1	М	4
	20	586	322	Т	20
20	21	585,95	321,9	Т	2
28		566,3	324,1	Т	3
29		565,8	339	М	21
31		579,5	334	М	5
32		580,2	335,3	М	18
35	35	576,1	338,05	Т	47
	8	576	337,5	М	32
37		583,3	322	Т	23

`

•

.

.

DESVRES CRETACE SUPERIEUR

DIEPPE OUEST CRETACE SUPERIEUR

1	2	3	4	5	6
1		486,5	242,5	E,F	77
2		503	246,9	E,F	36
3		505,2	246,9	E,F	61

| • -

ι.

 \int

ι.

!

ί

1 · ·

ſ

l

ſ

 $r \sim$

٢

r ~~

κ.,

ſ

r -. .

DIEPPE EST CRETACE SUPERIEUR

1	2	3	4	5	6
1		521,5	258	E,F	97
3		524,5	255	E,F	43

DOULLENS CRETACE SUPERIEUR

1	2	3	4	5	6
2		611,9	265,2	С	51
3		612,3	263,7	С	52
4		603,6	265,8	С	54
5	5	593,3	265	М	18
	6	592,9	265,2	М	25
8		593,1	267,2	С	50
9		593	273,1	С	50

۰,

,

`

 $\sim \infty$

ς.

.

FRUGES CRETACE SUPERIEUR

1	2	3	4 5		6
	1	571 , 1	305,8	Т	16
1	2	571,2	305,7	Т	10
	3	571,4	305,6	Т	6
5		572,4	308,7	М	15
6		573,9	310,3	Т	19
	7	586,2	318,9	Т	2
7	8	587,7	318,7	Т	7
222	223	562,4	313,9	М	30
223	224	562,7	314,4	М	25
	225	586,7	304,4	М	30
225	226	586,4	304,2 M		12
220	227	586,5	304,3 T		13
	228	585,9	304,7	М	12
229		581,4	307,8	Т	16
230		581,2	305,2	М	25
231	231	577,3	304	М	33
201	232	577,4	303,8	М	8
233		576,4	302,6	М	12
234		575,6	305,2	Т	7
_	235	575,4	308,2	М	19
235	236	576,3	308	Т	2
237	237	577,9	309,3	Т	8
	238	577 , 8	309,2	М	2
239		578,7	312,8	М	13

240		576,1	315,8	Т	24
242		579,7	317,2	Т	25
244		571,3	300,3	M	17
245		574	301,8	Т	29
246	246	573,5	301,6	T	26
240	247	576,6	301,5	Т	3
248		570,4	303,2	Т	31
0.40	249	570,3	305,4	М	20
249	250	570,2	305,5	Т	7

					the second s	
1	2	3	4	5	6	7
I		782,5	283	С	33	Tourna isien
II		777,5	282,3	Т	44	Famen- nien- sup.
	А	790	270,9	Ch	13	Givét- ien- moyen
	В	774,2	273,5	Ch	3	Frasn- ien- inf.
	С	775,1	273,35	Ch	2	Frasn- ien inf.
III	D	774,9	273,3	Ch	4	Frasn- ien- inf.
	E	774,8	273,2	Ch	7	Frasn- ien- inf.
	F	775,35	273	Ch	1	Frasn- ien- inf.
	G	775,2	272,9	Ch	1	Frasn- ien- inf.
	А	775,3	271,7	Т	11	Givét- ien- inf.
	В	775,2	271,7	Ch	2	Givét- ien- inf.

GIVET PALEOZOIQUE

l

i

ţ

l

.

۰,

	С	774,9	271,7	Ch	5	Givét- ien- inf.
	D	774,8	271,7	Ch	3	Givét- ien- inf.
IV	E	775,3	271,65	Т	11	Givét- ien- inf.
	Ŧ	775,25	271,7	Ch	1	Givét- ien- inf.
	G	775	271,55	С	52	Givét- ien- inf.
	Н	774,8	271,55	Т	20	Givét- ien- inf.
	I	774,75	271,8	Т	13	Givét- ien- inf.
	А	775,8	272	Т	8	Couvi- nien
V	В	775,7	271,45	Т	37	Couvi- nien
	С	775,4	271,35	Т	8	Couvi- nien
	D	775,35	271,3	Т	10	Couvi- nien
VI		776	272,5	С	54	Givét- ien- inf.
	A	777,5	273,1	T	2	Givét- ien- moyen
	В	777,8	272,8	С	34	Givét- ien- inf.

- 279 -

L

l

l

l

l

l

l

ſ

l

ļ

į

1

1

i.

r

i,

ſ

l

ŗ

l

[

С 778,3 273 Т 41 Givétienmoyen VII D 778,25 273,5 Т 14 Givétiensup. Ε 272,8 778,75 Т 2 Givétiensup. F 779,5 272,75 Т 53 Givétiensup. А 778,45 271,4 Ch 5 Givétieninf. В 778,45 271,35 Ch 5 Givétieninf. С 778,7 271 Ch 3 Givétieninf. D 779 271 Ch 1 Givétieninf. VIII Е 779,45 271 Ch 1 Givétieninf. F 778,85 271,3 Ch 1 Givétieninf. G 778,9 271,45 Ch 1 Givétienmoyen Η 779,1 271,9 Ch 2 Givétienmoyen 1 779,2 272 Ch 2 Givétiensup.

	A	780	271,75	Т	9	Givét- ien- moyen
тх	В	780,3	271,7	Т	27	Givét- ien- sup.
	С	779,9	271,8	Т	36	Givét- ien- moyen
	σ	780,4	272	Т	3	Givét- ien- sup.
	А	779,9	270,8	Т	12	Emsien sup.
x	В	779,8	270,7	Т	26	Emsien sup.
~	С	779,7	270,6	Т	4	Emsien sup.
	D	779,6	270,4	Т	2	Emsien moyen
	». ڭ	779,1	269,4	Т	9	Siegé- nien- sup.
XI	A	776,95	269,4	С	18	Emsien inf.
	В	777,05	268,75	Т	5	Siegé- nien- sup.
	С	777,15	268,75	Т	6	Siegé- nien- sup.
XII		783,5	272,5	С	13	Givét- ien- sup.
	A	786,8	270,4	T	2	Couvi- nien-
	В	788,4	269,5	T	16	Emsien sup.

XIII	С	788,7	270,2	Т	2	Couvi- nien
	D	788,9	270,25	T	8	Couvi- nien
	E	789,1	270,3	Т	12	Couvi- nien
	F	790	270,9	Т	13	Givét- ien- moyen.

à

LILLE-	-HALLUIN
CRETACE	SUPERIEUR

1	2	3	4	5	6
1		655,9	326 , 55	Т	115
3		656,9	324,7	Т	38
4		655	324,75	Т	galeries
5		655,5	324,85	Т	7
6	,	647,2	322,9	С	8
7		654,8	320,5	Т	109
8	-	655,85	320,6	Т	129
9		657,35	320,3	Т	106
10		657,2	321	Т	192

LILLERS CRETACE SUPERIEUR

1	2	3	4	5	6
180		612,5	302,1	М	16
184		607,8	316	С	42
185		605,8	315,5	Т	54
187	187	598,7	301,8	М	14
	188	598,1	303,2	М	4
	189	598,5	304,15	М	26
190		589,2	318,4	Т	25

MARQUISE JURASSIQUE

1	2	3	4	5	6	7
11		546,9	350,35	E,F	41	Kimmé- ridgi- en inf
12		547,3	347,5	E,F	142	Portl- andien- inf.
13		547,3	347,7	E,F	119	Kimmér- idgien- sup.
14		547,3	347,9	E,F	41	Kimmér- idgien- sup.
15		547,3	348,1	E,F	152	Kimmér- idgien- sup.
18		547,3	348,2	E,F	230	Portla- ndien- inf.
22		546,9	349,8	E,F	48	Kimmér- idgien- inf.
30		547,1	349,3	E,F	31	Kimmér- idgien- inf.
31		547,1	349,1	E,F	43	Kimmér- idgien- inf.
32		547,8	346,3	E,F	58	Kimmér- idgien- sup.
33		547,7	346,8	E,F	91	Kimmér- idgien- sup.
37		547,9	346,1	E,F	70	Kimmér- idgien- sup.

i

Â

ſ

38		546,9	350,2	E,F	57	Kimmér- idgien- inf.
40		546,9	349,9	E,F	60	Kimmér- idgien- inf.
41	41	574,4	352,8	E,F	20	Kimmér- idgien- sup.
43	43	547,3	352,8	E,F	12	Kimmér- idgien- sup.
44	44	547,2	352,8	E,F	30	Portla- ndien- inf.
45	45	547,1	352,8	E,F	18	Portla- ndien- inf.
89–93	89	548,3	343,25	E,F	52	Portla- ndien- sup.
	90	548,3	343,3	E,F	42	Portla- ndien- sup.
	91	548,3	343,4	E,F	5	Portla- ndien- sup.
	92	548,3	343,25	E,F	29	Portla- ndien- sup.
	93	548,35	343,35	E,F	48	Portla- ndien- sup.
102	102	548,4	342,5	E,F	50	Portla- ndien- moyen
103	103	548,35	342,7	E,F	32	Portla- ndien- moyen
104		548,1	345,5	E,F	101	Portl- andien- inf.

MARQUISE ET GUINES

CRETACE SUPERIEUR

1	2	3	4	5	6
1		555,7	358,6	E,F	51
3	2	555,2	357,9	E,F	104
J	3	554 , 6	357,7	E,F	65
	47	557,2	360,1	E,F	20
47	48	556,1	359,1	E,F	140
	49	556,6	359,5	E,F	33
I	46	560 , 7	359,4	С	70
50	50	560,5	359,3	С	62
	51	560,5	359,2	С	123
	52	556,5	358,6	Т	18
53	53	556,5	358,5	Т	9
60		555,7	351,5	М	75
61	61	558,2	350,9	М	4
	62	558,3	350,9	М	52
69		557,7	353,2	М	69
70		562,5	350,4	Т	118

ί.

i .

ĺ

[

(

1

.

r i

1

i.

1 .

i

/ | |

ĺ

1

1

ι.

Γ

MARQUISE PALEOZOIQUE

1	2	3	4	5	6	7
	А	561,6	348,5	С	249	Givétien
I	В	561,8	348,4	С	277	Givétien
	A	558,1	349,4	С	99	Frasnien
	В	559,3	348,8	С		Frasnien
	С	560,6	348,4	С		Frasnien
	D	560,8	348,4	С		Frasnien
II	Е	561	348,2	• C		Frasnien
	F	561,4	347,8	С		Frasnien
111		558,5	344,1	С	78	Frasnien
IV		560,5	348,1	Т	136	Famennien
	А	561,1	347,5	С	56	Tournaisien
V	В	561	347,4	Т	16	Viséen
	С	561	347	С	161	Viséen
	A	560,4	346,7	С	202	Viséen
VI	В	560,4	346,6	Т	123	Viséen
	С	560,4	346,35	С	125	Viséen
VII		559 ,9	346,2	С	780	Viséen
VIII		559	347	С	538	Viséen
TY	A	558,9	347	С	226	Viséen
	В	559	347,25	Т	11	Viséen
Х		558,2	347,6	С	284	Viséen
XI		558	347,8	С	442	Viséen
XII		558,3	348,3	С	695	Viséen
XIII		557	358,6	С	703	Viséen

MONTREUIL SUR MER CRETACE SUPERIEUR

1	2	3	4	5	6
15		549,5	318,5	М	57

L.

 $\left(\right)$ L

l

÷.

l

Ĺ

ĺ

! ι,

, i

ſ Ì

1

l

.

ST OMER CRETACE SUPERIEUR

		CRE	FACE SUPERIEUF	{	
	·				
1	2.	3	4	5	6
13		593,8	334	С	56
28		597,7	327,8	М	50
29		591,7	323,9	М	24
30	30	590,7	334,1	M	24
	31	590,7	331,9	М	10
32		594,3	327,6	М	10
34		599	323,2	С	50
	35	600,5	322,4	М	25
36	36	601,2	321,7	С	25
	37	588,2	322,5	Т	25
37	38	588,3	322,1	T	17
	39	589,1	321,4	Т	7
	40	590	322,5	М	25
41		590	325,4	М	20
42		583,3	329	М	30

ST VALERY SUR SOMME

CRETACE SUPERIEUR

1	2	3	4	5	6
	2	558 , 4	272,4	С	73
2					
	22	558,2	272,2	F	6
5		554,2	270,4	М	39
8		549,8	273,7	М	86
9		536	267	E,F	174
10		536,4	267,5	E,F	79
14		553,8	264,3	М	67
	17	560,1	262,2	М	35
17	18	559 , 9	262,25	М	1
	19	559 , 9	262,4	М	3
	20	556,4	267,5	М	39
20			007.0		
	21	556,5	207,0	1	/
24		557,8	273	Т	36
28		554,9	271,4	М	38
	30	544,2	267,8	М	14
30					
, i	31	544,25	268	М	18
	32	544,15	267,5	С	3
. 33		540,6	266,1	М	48
- \ \{	34	536,9	261,5	Т	3
34	35	537,4	261 , 5	М	28
	- 36	537,6	261,3	М	10

• •

۰,

,

ļ

•

•
(suite)

-	289	-
---	-----	---

37		540	261,8	С	62
	38	544,8	264,2	М	38
38	39	545	264,5	М	26
	42	553,2	266,4	Т	2
43	43	553,1	266,1	М	64
44		558,4	268,3	М	26
45		559,2	267,3	М	63
47		556,2	264,9	М	21
	48	550 , 5	274,6	Т	14
50	49	550,8	274,8	Т	10
	50	550,9	275	С	47

TOURNAI

1	2	З	Λ	5	6	7
1 ¹	<u> </u>	5	7	5	Ŭ	/

Feuille de Leers-Tournai

				Contraction of the second s	
I	680,85	321,55	С	108	
II	680,05	322	С	81	
III	678,9	321,65	С	59	
IV	678,2	321,1	С	94	Tour- nais- ien
V	678,35	320,65	С	80	1011
VI	677,3	320,15	С	70	
х	675,65	321,65	С	59	

Feuille de St Amand.

VII	677	320,15	С	103	Tour-
VIII	678	319,15	С	107	nais- ien

•

•

. .

MASSIF DE LA TOMBE CARTE BELGE A 1 : 10.000 FEUILLE 46/7 COORDONNEES LAMBERT

1	2	3	4	5	6	7
I		147,4	121,9	С	191	Viséen
	А	149,15	120,5	С	192	Viséen
	B,C	149,45	120,35	С	57	Viséen
II	D	149,45	120,25	С	10	Viséen
	E	149,37	120,2	С	31 .	Tourn- aisien
	F	149,25	120,1	С	10	Tourn– aisien
	G	149,13	120	С	43	Tourn- aisien
	А	149,07	119,99	Т	21	Tourn- aisien
	В	149,05	119,95	T	7	Tourn- aisien
III .	С	149	119,85	T	14	Famen- nien- sup.
	D	148,87	119,6	Т	14	Famen- nien- sup.
	E	148,84	119,47	Т	7	Famen- nien- sup.
IV		148,82	119,2	Т	60	Frasn- ien- moyen
V		148,35	119,15	C	95	Frasn- ien- moyen

L

٢

.

l

ĺ

{ | |

(

L.

1

1

i.

r 1. 1

/ 1 1

n s s s

> r L

> > r

Į

l

(suite)

.

VI		148,45	119	Т	6	Frasn- ien- moyen
VII		149,25	118,75	C	79	Frans- nien- moyen
	A	149,29	118,67	T		Famen- nien- sup.
VIII	В	149,31	118,57	T		Famen- nien- sup.
	С	149,33	118,52	Т		Famen- nien- sup.
IX		149,31	118,48	T	46	Famen- nien- sup.
Х		149,24	118,42	T	37	Famen- nien- sup.
XI		149,1	118,3	Т	10	Viséen
XII		149,05	118,25	Т	1	Gédin- nién- Viséen
		150,48	120,78	Т	49	Namur- ien
VTT		150,51	120,74	T	55	Namur- ien
VIII		150,59	120,68	Т	20	Namur- ien
		150,54	120,66	Т	59	Viséen
XIV		150,57	120,31	С	104	Viséen
XV		150,5	120	С	157	Viséen

- 292 -

(suite)

		r	1	1	γ·····-	
	А	150,29	119,86	Т	152	Viséen
XVI	В	150,36	119,78	C	6	Viséen
	С	150,43	119,71	Т	1	Viséen
	А	151	120	Т	68	Namur- ien
XVII						
	BàF	. 150,7	119,7	C	178	Viséen
XVIII		151,61	119,48	C	80	Viséen
XIX		151,49	119,27	С		Viséen
XX		151,53	119,07	С	260	Viséen
XXI		151,64	118,94	С		Viséen Tourn- aisien
XXII		151,54	118,68	Т	21	Viséen
XXIII		151,63	118,47	С	34	Viséen
XXIV		152,22	118,38	T	3	Famen- nien- sup.

¢,

` • . - - -.

`

ANNEXE II

i.

i,

1

r

ĸ,

ſ

i.

i

DONNES RELATIVES

AUX

FORMATIONS PALEOZOIQUES.

Légende commune aux figures II.1 à II.50

B VII : site de mesure.

Plan de stratification et fractures à faible pendage :

strie à sens de jeu inconnu;
strie à jeu normal ou inverse;
(1) cas de stries portées par un même plan et dont
(2) l'antériorité de l'une (1) à pu être déterminée par rapport à l'autre (2).

Stéréogrammes de fractures :

····	l à 2 points p	par pourcentage	de surface,
$\langle \mathbf{x} \rangle \langle \mathbf{x} \rangle$	3-4		
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	5-6		
	7-8		
	9-10		
	11-12		
••••	13-14		
	plus de 14		

.

~

Fractures à fort pendage :

strie à sens inconnu,
✓ décrochante,
→ normale ou inverse.

Données relatives

au Massif

Paléozoique du Bas-Boulonnais.

L

ĺ

l



Fig. II.1.- Les surfaces de bancs striées de l'Unité allochtone du Haut-Banc.



Fig. II.2.- Les surfaces de bancs striées de l'Unité autochtone de Ferques.



t.

¢

r

ì

ſ



Fig.II.3.- Les fractures de l'Unité allochtone du Haut-Banc.

i

4

i.

÷

i

r i



Fig.II.4.- Les fractures de l'Unité autochtone de Ferques.



Fig. II.5.- Les fractures à fort pendage striées de l'Unité allochtone du Haut-Banc.

ι.

l

ί

1

ſ

i

ſ

÷,

ſ

ι.,

ſ

l



Fig. II.6.- Les fractures à fort pendage striées de l'Unité autochtone de Ferques.



Fig. 11.7.- Les fractures longitudinales à faible pendage de l'Unité allochtone du Haut-Banc.

S

-**s**-

ĺ.

1 .

(

L

ſ

ί

Ĺ

i.

1 : : : : :

r i

[]

,

i

L.

1

l



Fig. II.8.- Les fractures longitudinales à faible pendage de l'Unité autochtone de Ferques.



Fig. II.9.-Les fractures transversales à faible pendage de l'Unité allochtone du Haut-Banc.

`

,

ε.

l

i

L

l

Į

i

l

i

ŗ

i

į.

ί

f : i

L



Fig. 11.10.- Les fractures transversales à faible pendage de l'Unité autochtone de Ferques.

• -- • Données relatives

au

Massif de la Tombe.

i.

ſ

i

i

1

i

٢

1 .

ι

r -

٩



Fig. II.1).- Les surfaces de bancs striées dans le panneau occidental du Lambeau des Gaux.

'n

,

•

`

÷

ί

ł

(

í.

i

r



Fig. 11.12.- Les surfaces de bancs striées dans le panneau médian du Lambeau des Gaux.



Fig. II.13.- Les surfaces de bancs striées dans le lambeau de la Tombe.

,

.



Fig. II.14.- Les surfaces de bancs striées dans la zone de contact des Lambeaux des Gaux et de la Tombe.

L

į

i

l

4

١

ſ

i

1

[[

f

٢



Fig. II.15.- Les fractures dans le panneau occidental du Lambeau des Gaux.

ŝ,

1

ł

i

ł

ĺ

 $\left(\right)$

ì

ſ

ί

i,

r l



Fig. II.16.- Les fractures dans le panneau médian du Lambeau des Gaux.



. . .

Fig. II.17.- Les fractures dans le Lambeau de la Tombe.



٤

i

ł.

1

1

[

Fig. II.18.- Les fractures dans la zone de contact entre les Lambeaux des Gaux et de la Tombe.



Fig. II.19.- Les fractures à fort pendage striées dans le panneau occidental du lambeau des Gaux.



Fig. 11.20.- Les fractures à fort pendage striées dans le panneau médian du Lambeau des Gaux.

.

.



Fig. II.21.- Les fractures à fort pendage striées dans le Lambeau de la Tombe.

ŝ,

l

į

1

1

ſ

\$

f

.

ι

ĺ.

ĺ,

1

ſ

ſ



мт _____хіх

.

. .



Fig. II.22.- Les fractures à fort pendage striées dans la zone de contact entre les Lambeaux des Gaux et de la Tombe.



Fig. II.23.- Les fractures longitudinales à faible pendage dans le panneau occidental du Lambeau des Gaux.

L.

ĸ.

1

ſ

ſ

ſ

1

ĺ

1 : (

,

ł,

ì.

l



Fig. II.24.- Les fractures longitudinales à faible pendage dans le panneau médian du Lambeau des Gaux.

,

. .

. .



Fig. II.25.- Les fractures longitudinales à faible pendage dans le panneau oriental du Lambeau des Gaux.



Fig. II.26.~ Les fractures longitudinales à faible pendage dans le Lambeau de la Tombe.



Fig. II.27.- Les fractures longitudinales à faible pendage dans la zone de contact entre les Lambeaux des Gaux et de la Tombe.

i

i.

l

ſ

(

٢

i

r

l

Ļ

ι

ר ו ו

i.



Fig. II.28.- Les fractures transversales à faible pendage dans le panneau occidental du Lambeau des Gaux.

,

,


Fig. II.29.- Les fractures transversales à faible pendage dans le panneau médian du Lambeau des Gaux.

ŗ,

1

l

l

ł.

1

i.

i

ן : ו

i.

1

.



Fig. II.30.- Les fractures transversales à faible pendage dans le panneau oriental du Lambeau des Gaux.



Fig. II.31.- Les fractures transversales à faible pendage dans le Lambeau de la Tombe.



Fig. II.32.- Les fractures transversales à faible pendage dans la zone de contact entre les Lambeaux des Gaux et de la Tombe.

ί.

ſ

ί.

ĺ.

l

l

ł

Ì

ſ

i

ŗ

Г . .

ŝ

l

• • • . ~ **`** . · •

Données relatives

a

l'Avesnois.

τ.

¢

ί.

ſ

i

÷.

1

ί

r T

() | |

1

[

r ·

i.

f I X

L



Fig. II.33.- Les surfaces de bancs striées dans les environs de Thuin.

,



i

l

i.

i

į

l

i.

ſ

Fig. II.34.- Les surfaces de bancs striées sur le territoire de la feuille de Maubeuge à 1/50 000.



Fig. II.35.- Les surfaces de bancs striées sur le territoire de la feuille de Trélon à 1/50 000.



Fig. II.36.- Les surfaces de bancs striées sur le territoire de la feuille d'Avesnes à 1/50 000.

i.

i

i

ĺ



Fig. II.37.- Les fractures dans les environs de Thuin.



Fig. II.38.- Les fractures sur le territoire de la feuille de Maubeuge à 1/50 000.



Fig. 11.39.- Les fractures sur le territoire de la feuille d'Avesnes à 1/50 000.



Fig. 11.40.- Les fractures à fort pendage striées dans les environs de Thuin.

٩.

i

í

ł

i

i

í.

1

i

ŝ,

ſ

l



Fig. II.4).- Les fractures à fort pendage striées sur le territoire de la feuille de Maubeuge à 1/50 000.



Fig. II.42.- Les fractures à fort pendage striées sur le territoire de la feuille d'Avesnes à 1/50 000.



ί.,

i

ŧ

÷

4



Fig. II.44.- Les fractures longitudinales à faible pendage sur le territoire de la feuille de Maubeuge à 1/50 000.



Fig. II.45.- Les fractures longitudinales à faible pendage sur le territoire de la feuille de Trélon à 1/50 000.

l

ì

1

1

i

i

l

i

į,

ſ

ſ l

i



Fig. II.46.- Les fractures longitudinales à faible pendage sur le territoire de la feuille d'Avesnes à 1/50 000.



Fig. II.47.- Les fractures transversales à faible pendage dans les environs de Thuin.

ĺ.

I

[

٢

ĺ

i

ſ

1

l

r



Fig. II.48.- Les fractures transversales à faible pendage sur le territoire de la feuille de Naubeuge à 1/50 000.

•



Fig. II.49.- Les fractures transversales à faible pendage sur le territoire de la feuille de Trélon à 1/50 000.



Fig. II.50.- Les fractures transversales à faible pendage sur le territoire de la feuille d'Avesnes à 1/50 000.

ί

L

ί

1

ŗ

ì

ſ

1

í

l

r

1

i.

¢, · • - 、

.

ANNEXE III.

l.

L

ſ

ι

r - -1 1

1

ι.

ι.,

DONNEES RELATIVES

AUX

FORMATIONS MESOZOIQUES.



Fig. III.).- Distribution géographique des fractures à fort pendage affectant les formations d'âge Crétacé sur la feuille d'Abbeville à 1/50 000 ;

1, site de mesure; 2, localité (F, Franqueville; H, Hiermont); 3, cours d'eau; 4, faille subverticale; 5, un secteur de 10° de la rosace de fracturation, 2% en abcisse. - 346 -

FEUILLE

₽

1/50

000

D'ABBEVILLE



Fig. III.2.- Distribution géographique des fractures à fort pendage affectant les formations d'âge Crétacé sur la feuille de Boulogne-sur-Mer à 1/50 000 ;

), site de mesure; 2, localité (C, Conteville; D, Dannes; Q, Questrecques); 3, cours d'eau; 4, limite de la côte; 5, faille subverticale; 6, cuesta; 7, un secteur de 10° (le nombre de mesures étant trop faible, seules les directions privilégiées sont indiquées).

DE

BOULOGNE-SUR-MER

FEUILLE

 \mathbf{D}

1/50

000



Fig. III.3.- Distribution géographique des fractures à fort pendage affectant les formations d'âge Crétacé sur la feuille de Desvres à 1/50~000;

1, site de mesure; 2, localité (B, Bainghen; F, Fauquembergues; Q, Quelmes); 3, cours d'eau; 4, faille subverticale; 5, un secteur de 10° de la rosace de fracturation, 2% en abcisse - 348 -

FEUILLE

 \mathbf{D}

/50

000

Dm

DESVRES



Fig. III.4.- Distribution géographique des fractures à fort pendage affectant les formations d'âge Crétacé sur la feuille de Dieppe-Est à 1/50 000 :

), site de mesure; 2, localité (B, Belleville-sur-Mer; C, Criel-Plage); 3, cours d'eau; 4, limite de la côte; 5, un secteur de 10° de la rosace de fracturation, 2% en abcisse. FEUILLE

⊅

1/50 000

Dm

DIEPPE-EST



Fig. III.5.- Distribution géographique des fractures à fort pendage affectant les formations d'âge Crétacé sur la feuille de Dieppe-Duest à 1/50 000 :

1, localité (Q, Quiberville-Plage; St-V, St-Valéry-en-Caux); 2, site de mesure; 3, cours d'eau; 4, un secteur de 10° de la rosace de fracturation, 2% en abcisse. - 350

I.

FEUILLE

⊅

1/50

000

DE

DIEPPE-OUEST



Fig. III.6.- Distribution géographique des fractures à fort pendage affectant les formations d'âge Crétacé sur la feuille de Doullens à 1/50 000 ;

1, site de mesure; 2, localité (B, Barly; H, Heuzecourt; H.L.P., Halloy-les-Pernes); 3, cours d'eau; 4, un secteur de 10º de la rosace de fracturation, 2% en abcisse.

Dm

Т



Fig. III.7.- Distribution géographique des fractures à fort pendage affectant les formations d'âge Crétacé sur la feuille de Fruges à 1/50 000 ;

1, site de mesure; 2, localité (B, Beaurainville; H, Hucqueliers; V, Verchocq; W, Wamin); 3, cours d'eau; 4, faille subverticale; 5, un secteur de 10° de la rosace de fracturation, 2% en abcisse. FEUILLE

⊅

----1

/50

000

FRUGES



Fig. III.8.- Distribution géographique des fractures à fort pendage affectant les formations d'âge Crétacé sur la feuille de Lille-Halluin à 1/50 000 ;

FEUILLE

A |

/50

000

DE

LILLE-HALLUIN



Fig. III.9.- Distribution géographique des fractures à fort pendage affectant les formations d'âge Crétacé sur la feuille de Lillers à 1/50 000 :

), site de mesure; 2, localité (D, Diéval; F, Fleury; H, Heuchin; M, Matringhen); 3, cours d'eau; 4, faille subverticale; 5, un secteur de 10º de la rosace de fracturation, 2% en abcisse.

.

.

FEUILLE

⊅

150

000

D m

r

ILLERS



Fig. III.10.- Distribution géographique des fractures à fort pendage affectant les formations d'âge Crétacé sur les feuilles de Narquise et de Guines à 1/50 000 :

site de mesure; 2, localité (A, Ambleteuse; B, Bonningues-les-Calais; W, Wissant); 3, cours d'eau;
limite de la côte; 5, faille subverticale; 6, cuesta; 7, un secteur de l0^o de la rosace de fracturation, 2% en abcisse.

- 355

1



FEUILLE MONTREUIL-SUR-MER

⊅

/50

000

DE

Fig. III.11.- Distribution géographique des fractures à fort pendage affectant les formations d'âge Crétacé sur les feuilles de Nontreuil-sur-Mer à 1/50 000 ;

l, site de mesure; 2, localité (B, Berck; T, le Touquet-Paris-Plage); 3, cours d'eau; 4, faille subverticale (d'aprés Caulier, 1971); 5, un secteur de 10° de la rosace de fracturation, 2% en abcisse; 6, anticlinal; 7, limite de la côte.



Fig. III.12.- Distribution géographique des fractures à fort pendage affectant les formations d'âge Crétacé sur la feuille de St-Omer à 1/50 000 :

d'eau, 4. faille subverticale (d'après la carte géologique); 5. faille subverticale (d'après Caulier. 1971); 5. un secteur de 10° de la rosace de fracturation. 2% en abcisse. 1, site de mesure; 2, localité (A, Aire-sur-la-Lys; N.F., Norrent-Fontes; T, Thérouanne); 3, cours

FEVILLE A 1/50 000 DE ST-DMER

ί

1

l

ĺ

1

l

ĺ

{

l.

1 | |

1

l

1

ί

ĺ



Fig. III.13.- Distribution géographique des fractures à fort pendage affectant les formations d'âge Crétacé sur la feuille de St-Valéry-sur-Somme à 1/50 000 ;

1, site de mesure; 2, localité (A, Ault; C, Cayeux-sur-Mer; M, Moyenneville; N, Nouvion); 3, cours d'eau; 4, limite de la côte; 5, un secteur de 10° de la rosace de fracturation, 2% en abcisse.

DE FEUILLE ST-VALERY-SUR-SOMME ័ទ០ 000

 \mathbf{D}

1



i

i

Fig. III.14.- Les fractures striées relevées sur les feuilles à 1/50 000 de Marquise, Guines, Desvres et St-Dmer.



Fig. III.15.- Les fractures striées relevées sur les feuilles à 1/50 000 de Lille et Montreuil.


Fig. III.16.- Les fractures striées relevées sur les feuilles à 1/50 000 de Fruges, Lillers et Doullens.

λ,

i.

i

ł

ł

i.

ſ

l

2) · · ·

LISTE DES FIGURES.

- Fig. 1.- Localisation des grands secteurs étudiés.
- Fig. 2.- Représentation schématique des différentes fractures observées.
- Fig. 3.- Schéma structural d'une partie de la chaîne varisque européenne.
- Fig. 4.- Ecorché infra-Mésozoïque du Nord de la France et du Sud de la Belgique.
- Fig. 5.- Colonnes stratigraphiques des terrains paléozoïques pour chacune des régions étudiées.
- Fig. 6.- Paléogéographie au Jurassique.
- Fig. 7.- Paléogéographie au Crétacé supérieur.
- Fig. 8.- Carte géologique schématique du Nord de la France et du Sud de la Belgique.
- Fig. 9.- Colonne stratigraphique schématique des formations d'âge Mésozoïque dans le Boulonnais.
- Fig. 10.- Coupes transverses à l'Artois.
- Fig. 11.- Les principales failles subverticales composant la Zone de Cisaillement Nord-Artois.
- Fig. 12.- Les plis longitudinaux principaux dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique.
- Fig. 13.- Allure de quelques plis transverses du Massif dela Tombe.
- Fig. 14.- Localisation de coupes transverses aux structures longitudinales.
- Fig. 15.- Coupes transverses localisées aux abords de la Faille du Midi.
- Fig. 16.~ Coupes transverses localisées au Sud de la Faille du Midi.
- Fig. 17.- Coupes transverses localisées au Sud de la Faille du Midi.
- Fig. 18.- Coupes transverses localisées dans et au Nord du Massif calédonien de Rocroi.

Fig. 19.- Les principales failles affectant les couches paléozofques dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique.

- Fig. 20.- Quelques extraits de cartes en isobathes de la Faille du Midi.
- Fig. 21.- Les formations au contact de la Faille du Midi.

i.

- Fig. 22.- Variation de la pente des failles chevauchantes avec la profondeur.
- Fig. 23.- Coupe transverse du Bassin Houiller Nord Pas-de-Calais, de Monchecourt à Flines les Râches.

Fig. 24.- Carte géologique schématique du Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais.

Fig. 25.- Les assises et faisceaux dans le Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais.

Fig. 26.- Les régions charbonnières du Nord de la France et du Bénélux.

Fig. 27.- Puissance des formations d'âge Namurien et Westphalien dans le Nord de la France et le Bénélux.

Fig. 28.- Reconstitution paléogéographique schématique du bassin houiller dans le Nord de la France et la Belgique.

Fig. 29.- Carte structurale schématique du Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais.

Fig. 30.- Histogramme des directions de la trace cartographique des surfaces axiales des plis dans le Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais.

Fig. 3).- Quantification des déformations dans le Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais.

Fig. 32.- Histogramme des orientations des failles subverticales dans le Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais.

Fig. 33.- Localisation des principaux accidents chevauchants.

Fig. 34.- Quelques exemples de successions de structures dans le Bassin Houiller Nord - Pas-de-Calais.

Fig. 35.- Morphologie du toit du socle Paléozoïque aux environs de Douai.

Fig. 36.- Localisation des secteurs où des observations ont été réalisées dans les terrains paléozoïques.

Fig. 37.- Colonne stratigraphique schématique des formations d'âge Paléozoïque du Boulonnais.

Fig. 38.- Ecorchés infra-Mesozoïque du Bas-Boulonnais : A, carte de Olry, 1904; B, d'aprés la carte géologique de Marquise à 1/50 000.

Fig. 39.- Carte géologique et coupe du Massif Primaire du Bas-Boulonnais, localisation des sites étudiés

Fig. 40. - Allure de la Faille d'Hydrequent.

Fig. 41.- L'unité de Ferques à l'Est de la Faille d'Elinghen.

Fig. 42.- Eléments géométriques caractéristiques des plis en Boulonnais.

Fig. 43.- Les surfaces de bancs striées dans deux sites du Boulonnais.

Fig. 44.- Pendages des fractures relevées dans deux sites du Boulonnais (B X et B II). Histogrammes directionnels des fractures à pendage inférieur ou égal à 40°.

Fig. 45. - Représentation schématique des fractures à fort pendage.

Fig. 46.- Les fractures striées à fort pendage dans le site B XIIB du Boulonnais.

Fig. 47.- Les fractures longitudinales à faible pendage de deux sites du Boulonnais.

Fig. 48.- Les fractures transversales à faible pendage dans deux sites du Boulonnais.

- Fig. 49.- Exemple de succession de structures dans le site B IXA.
- Fig. 50.- Exemple de succession de structures observée dans le site B IXA.
- Fig. 51.- La front septentrional du site B IXA.
- Fig. 52.- Exemple de succession de structures dans le site B X.

Fig. 53.- Carte structurale schématique du Massif Paléozoïque du Bas Boulonnais.

Fig. 54.- Panorama du front Sud-Est de la carrière de la Vallée Heureuse.

Fig. 55.- La Faille d'Hydrequent à la carrière de Basse Normandie (secteur B VII).

Fig. 56.- Caractères géométriques du pli étudié à la carrière de Basse Normandie.

Fig. 57.- Représentation schématique d'un "duplex".

Fig. 58.- Localisation des coupes transverses au Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais.

Fig. 59.- Les coupes de Olry (1904).

Fig. 60.- Coupe (E) construite et équilibrée au 1/5000.

Fig. 61.- Coupe (F) construite et équilibrée au 1/5000.

Fig. 62.- Coupe (G) construite et équilibrée au 1/5000.

Fig. 63.- Coupe (H) construite et équilibrée au 1/5000.

Fig. 64.- Coupe longitudinale construite et équilibrée au 1/5000.

Fig. 65.- Montage des coupes transversales (E à H) et de la coupe longitudinale.

Fig. 66.- Nouvelle interprétation cartographique (schématique) de la partie occidentale du Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais.

Fig. 67.- Colonne stratigraphique schématique des séries d'âge Paléozoique du Massif de la Tombe.

Fig. 68A.- Carte structurale schématique du Massif de la Tombe. B.- Coupe générale du Massif de la Tombe.

Fig. 69.- Evolution tectonique et unités structurales du Massif de la Tombe et de ses environs.

Fig. 70.- Carte struturale et localisation des affleurements étudiés dans la région de Landelies (Massif de la Tombe).

Fig. 71.- Caractéristiques géométriques des plis observés dans le Massif de la Tombe.

Fig. 72.- Exemples de plis longitudinaux. A, site MT I; B, site MT XIV.

Fig. 73.- Exemples de stéréogrammes relatifs à des plis transversaux : sites MT V (A) et MT VII (B).

Fig. 74.- Exemples de surfaces de bancs et de stratifications striées relevées dans le Massif de la Tombe. Sites MT I et MT XVIA.

Fig. 75.- Distribution du pendage des fractures : exemple du site MT VII (67 mesures). Classement directionnel des fractures à faible pendage sur l'histogramme.

Fig. 76.- Représentation schématique des fractures à fort pendage du Massif de la Tombe.

Fig. 77.- Exemples de fractures striées à fort pendage relevées dans le Massif de la Tombe. Sites MTXVII (zones 8, C, D, E) et MT XXD.

Fig. 78.- Exemples de fractures longitudinales à faible pendage relevées dans le Massif de la Tombe. Sites MT 1 et MT XIX.

Fig. 79.- Exemples de fractures transversales à faible pendage relevées dans le Massif de la Tombe. Sites MT VII et MT XVIIA.

Fig. 80.- Distribution des fractures dans un pli longitudinal (direction axiale N 100) du Lambeau des Gaux du Massif de la Tombe.

A.- Stéréogramme des fractures par site de mesure.

B.- Coupe transverse du Lambeau des Gaux.

C.- Localisation de la coupe.

D.- Organisation théorique des fractures dans un pli.

Fig. 81.- Le site MT VII.

Fig. 82.- Le front nord-est du site MT IIG.

Fig. 83.- Panorama du front sud-ouest du site MT I.

Fig. 84.- Evolution structurale du Massif de la Tombe : mise en place des failles subverticales.

Fig. 85.- Colonnes stratigraphiques schématiques du Paléozoïque de l'Avesnois.

Fig. 86.- Carte structurale et localisation des sites de mesure de l'Avesnois.

Fig. 87.- Caractères géométriques des plis relevés en Avesnois (plus les secteurs de Givet et Han-sur-Lesse).

Fig. 88.- Exemples de plis transverses dans le site A IV.

Fig. 89.-Exemple de surfaces de bancs striées en Avesnois.

Fig. 90A.- Panorama du front oriental du site SMT VIA.

B : relations géométriques entre les plis et les lentilles tectoniques affectant les niveaux pélitiques.

٦

.

Fig. 91.- Représentation schématique des fractures à fort pendage relevées en Avesnois.

Fig. 92.- Exemple de fractures striées à fort pendage en Avesnois.

Fig. 93.- Croquis détaillés du front septentrional du site M IIC et de la zone C du site A IV.

Fig. 94.- Exemple de fractures longitudinales à faible pendage en Avesnois.

Fig. 95.- Exemple de fractures transversales à faible pendage en Avesnois.

Fig. 96.- Les différents types de plis et leur mode de formation.

Fig. 97.- A, représentation schématique des contraintes de compression dans le cas d'un pli à plan axial vertical et à axe horizontal.

B, représentation schématique des contraintes de compression (réelles et équivalentes) dans le cas d'un pli à plan axial incliné et à axe horizontal.

. C, constructions stéréographiques théoriques pour des plis à plan axial incliné de 80° à 90° et à axe de pente 20° à 0°.

D, constructions stéréographiques théoriques pour des plis à plan axial incliné de 10° à 40° vers le Sud et à axe de pente 20° à 0° .

Fig. 98.- Les relations entre les contraintes responsables du plissement et les stries de glissement banc sur banc.

Fig. 99. - Etude des relations entre la géométrie d'un anticlinal de l'Avesnois (site SMT VIA) et les stries de glissement portées par les plans de stratification.

Fig. 100.- Etude des relations entre la géométrie de l'anticlinal d'Hastière et des stries portées par les plans de stratification.

Fig. 101.- Etude des relations entre la géomètrie d'un pli synclinal de l'Avesnois (Maubeuge, site M II) et les stries portées par les strates.

Fig. 102.- Comparaison entre les stries portées par les strates et les fractures à forte pente striées du site MT XXB du Massif de la Tombe.

Fig. 103.- Exemple de pli longitudinal de l'Avesnois (site SMT IB), dont les flancs sont affectés de chevauchements intrabancs ou de lenticulations tectoniques.

Fig. 104.- Position des axes de contraintes principales (o 1) o 2) o 3) dans le cas de fractures conjuguées, représentation en volume et sur stéréogramme.

Fig. 105.- Représentation géométrique du plan de mouvement associé à une fracture striée.

Fig. 106. - Exemple d'application de la méthode des dièdres droits sur le cas théorique de deux fractures conjuguées.

Fig. 107.- Interprétation de réseaux de fractures conjuguées dans le Massif de la Tombe, site MT XX.

Fig. 108.- Interprétation des réseaux de fractures conjuguées dans le site B VIIIA du Boulonnais.

Fig. 109.- Les orientations de la contrainte de compression principale maximale o 1 déduites de l'interprétation des réseaux de fractures conjuguées, dans le Nord de le France et le Sud de la Belgique. A -Sites du Massif Paléozolque du Bas-Boulonnais. B - Sites du Massif de la Tombe. C - Sites de l'Avesnois. D -Sites de la région de Tournai.

Fig. 110.- Variation de l'angle aigu compris entre les fractures conjuguées (angle 20) dans le Massif de la Tombe.

Fig. 111.- Position des axes de contraintes dans le cas de fractures chevauchantes, représentation en volume et sur cannevas, avec indication du sens de déplacement du compartiment supérieur.

Fig. 112.- Etude de fractures à faible pendage en Boulonnais (site B IIA).

Fig. 113.- Etude de fractures à faible pendage transverses dans le massif de la Tombe (site MT VII).

Fig. 114.- Localisation des feuilles à 1/50 000 sur lesquelles des levers ont été effectués dans les formations d'âge Crétacé supérieur.

Fig. 115.- Classement des mesures de fractures en familles directionnelles.

Fig. 116.- Les fentes à allure de plume.

Fig. 117.- Site de Marquise-Guines nº70.

Fig. 118.- Application de la méthode Arthaud-Cruden aux fractures striées de sites des feuilles de Marquise, Marquise-Guines, Lille, St Omer et Montreuil-sur-Mer.

Fig. 119.- Les orientations de o 1 dans les assises d'âge Jurassique.

Fig. 120.- Les orientations de o 1 dans les formations d'âge Crétacé.

Fig. 121.- Stéréogramme des fractures affectant la craie du site Lille 3.

Fig. 122.- Observation détaillée dans le site Lille 3.

Fig. 123.- La côte boulonnaise.

Fig. 124 Croquis d'aprés photographie d'une portion de falaise au Cap Blanc-Nez.

Fig. 125.- Les relations entre le profil topographique et les rejets verticaux des fractures au Cap. Blanc-Nez (Marquise, sites 1, 3, 47).

Fig. 126.- Carte structurale schématique de la feuille de Desvres à 1/50 000.

Fig. 127.- Comparaison entre les orientations des fractures et des traits morphologiques. A - Feuille de Desvres à 1/50 000. B - Feuille de Desvres à 1/25 000, n° 3-4. C - Feuille de Desvres à 1/25 000, n° 7-8.

Fig. 128.- Comparaison entre les traits morphologiques et les fractures de la feuille de Desvres à 1/25. 000, nº 3-4.

Fig. 129.- Comparaison entre les traits morphologiques et les fractures de la feuille de Desvres à 1/25 000, n° 7-8. •

. .

. .

.

. .

- .

Fig. 130.- Fracturation et géomorphologie dans la région de Journy (Desvres 3).

Fig. 131.- La Plaine de la Lys dans le relief régional : courbes de niveau en mètres.

Fig. 132.- Carte de la base des formations d'âge Quaternaire sur la feuille d'Hazebrouck à 1/50 000.

Fig. 133. - Carte du toit des formations d'âge Landénien sur la feuille d'Hazebrouck à 1/50 000.

Fig. 134.- Comparaison des données de surface et de profondeur sur la feuille d'Hazebrouck à 1/50 000.

Fig. 135.- Carte géomorphologique de la région de Biache-Saint-Vaast.

Fig. 136.- Morphologies fossiles au niveau du site de Biache-Saint-Vaast.

Fig. 137.- Aspect en plan de la fracturation dans la partie Sud-Est du chantier Sud de Biache-Saint-Vaast.

Fig. 138.- Exemple d'ossement fracturé dans le gisement de Biache-Saint-Vaast.

Fig. 139.- Les littoraux d'âge Pléistocène de la Mer du Nord et de la Manche.

Fig. 140.- Données gravimétriques relatives au Nord de la France, le Sud de la Belgique et l'Ouest de l'Angleterre.

Fig. 141.- Bloc diagramme hypothétique (sans échelle) représentatif de la structure de la Manche orientale et du Pas-de-Calais.

Fig. 142.- Localisation des secteurs étudiés.

L

Fig. 143.- Les orientations de o 1 en Amérique du Nord.

Fig. 144.- Les contraintes de compression o 1 actuelles. A - solutions des mécanismes aux foyers des séismes. B - directions et valeurs de o 1 mesurées in situ.

Fig. 145.- Dérive des continents du Jurassique à l'Actuel.

Fig. 146. - Orientation des pics stylolithiques d'âge Eocène.

Fig. 147. - Principaux traits physiographiques de l'Europe du Nord-Duest.

Fig. 148.- Paléogéographie de l'Europe du Nord-Ouest au Crétacé terminal.

Fig. 149.- Paléogéographie de l'Europe du Nord-Duest au Crétacé inférieur.

Fig. 150.- Paléogéographie de l'Europe du Nord-Ouest au Jurassique supérieur.

Fig. 15).- Dérive des continents au début du Mésozoïque.

Fig. 152.- Paléogéographie de l'Europe du Nord-Ouest au Trias.

Fig. 153. - Paléogéographie de l'Europe du Nord-Duest au Permien (Saxonien).

Fig. 154.- La zone de décrochement tardi-varisque.

Fig. 155 - Dérive des continents au Paléozoïque.

Fig. 156.- Age probable des déformations ayant affecté le Nord de la France et le Sud de la Belgique depuis le Dévonien.

. . • • • ۰, • • · Ŋ • • . • • - , • - 1 .

• •

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. I.- Epaisseur des formations d'âge Namurien et Westphalien dans le Nord de la France et le Bénélux.

Tabl. II.- Comparaison des successions de structures partielles relevées en chaque site (figuré en hachures) à la succession générale proposée pour l'ensemble du Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais.

Tabl. III.- Comparaison des successions partielles de structures relevées en chacun des sites à la succession générale proposée pour l'ensemble du Massif de la Tombe.

Tabl. IV.- Comparaison entre les familles directionnelles de fractures et les failles du Massif de la Tombe.

Tabl. V.- Caractères des fractures à faible pendage dans les secteurs étudiés.

Tabl. VI.- Comparaison des interprétations réalisées dans le site BIIA, pour des fractures à faible pendage.

Tabl. VII.- Les successions de structures enregistrées par les formations paléozoïques dans quatre secteurs du Nord de la France et du Sud de la Belgique.

Tabl. VIII.- La succession interprétée des structures affectant les formations paléozoïques du Nord de la France et du Sud de la Belgique.

Tabl. IX.- Comparaison entre les fentes à allure de plume et les fractures mimant un réseau conjugué dans le site 22 (Jurassique, Boulonnais).

Tabl. X.- Comparaison des observations et interprétations pour deux sites du Boulonnais.

Tabl. XI.- Les successions de déformations relevées dans les formations d'âge Crétacé, par feuille à 1/50 000.

Tabl. XII. - Comparaison des successions de structures affectant les formations mésozoiques en Boulonnais.

, · · • • • • • • - 1

~ `



Â.

1 .

1

1

ł.

ŝ,

PLANCHE I

Carrière de Basse-Normandie (Bas-Boulonnais) Site B VII; X, 559,9; Y, 346,2; Viséen moyen.

1 - Panorama du front NW de la carrière.

2 - Un pli pluri-décimètrique.

- 3 Joints stylolithiques à pics perpendiculaires à So et fentes de tension associées.
- 4 et 5 Des joints stylolithiques à pics perpendiculaires à So entament les fentes de tension associées à ceux dont les pics sont parallèles (à So).
- 6 Une zone de cisaillement intra-banc, noter la non correspondance des joints stylolithiques situés de part et d'autre.

د. ب

× . . /

、 7

'n

•

. .

•

.

•

· •



ł

L

-

i

PLANCHE II

Carrière de Basse-Normandie (Bas-Boulonnais) Site B VII; X, 559,9; Y, 346,2; Viséen moyen. Le duplex visible le long du chemin d'accés à la carrière. ,

•

•

· •

`.

•

•

Planche II



i

Planche III



Carrière Stenwick (Massif de la tombe). Site MT I; X, 147,4; Y, 121,9; Viséen supérieur.

Panorama du front SW de la carrière : plis de deuxième ordre en S sur le flanc inverse de l'Anticlinal des Gaux.

Planche IV



L'Anticlinal de la Crèche.

Au Nord de Boulogne-sur-Mer, l'anticlinal affecte des terrains d'âge Kimméridgien et Portlandien.

i.

i

PLANCHE V

Voie rapide Lille-Gand (Feuille de Lille à 1/50 000). Site Lille 3; X, 656,9; Y, 324,7.

Fracturation de la craie crétacée et des loess quaternaires : l'une des fractures affectant la craie , décale son toit (marqué par des flèches) et se poursuit dans les loess de couverture. **د**__

L ...

1

. .

• •

•

•

`

÷ .

Planche V



ĺ.

l

l

ĺ

ì

i

s. 7 ٩ • • , • - 1 • .

- -

L.

Pages

INTRODUCTION GENERALE
AJ OBJET ET METHODES7
BJ NOMENCLATURE UTILISEE8
PREMIERE PARTIE : HISTORIQUE GENERAL
AJ HISTORIQUE RELATIF AUX TERRAINS PALEOZOIQUES13
I - LES GRANDES UNITES TECTONIQUES
II - LES EVENEMENTS PALEOZOIQUES
BJ HISTORIQUE RELATIF AUX TERRAINS MESOZOIQUES19
I - LES DONNEES PALEOGEOGRAPHIQUES ET STRATIGRA- PHIQUES
II - LES EVENEMENTS MESOZDIQUES
CJ UN TRAIT STRUCTURAL MAJEUR : LA ZONE DE CISAILLEMENT NORD-ARTOIS
I - CARACTERES
II - AGE DES JEUX
III - LES DONNEES EN PROFONDEUR
DEUXIEME PARTIE : LES STRUCTURES DES TERRAINS PALEDZDIQUES
AJ A L'ECHELLE REGIONALE

- II LE BASSIN HOUILLER NORD PAS-DE-CALAIS....42
- B] A L'ECHELLE DES SECTEURS D'ETUDE......61
 - I LE MASSIF PALEOZOIQUE DU BAS-BOULONNAIS....61

· . .

s. ..

- -

•

. .

.

· · ·

•

- •

•

II - LE MASSIF DE LA TOMBE
III - L'AVESNOIS
C] PREMIERE INTERPRETATION DES STRUCTURES
I - LES STRUCTURES PLISSEES
II - LES STRUCTURES CASSANTES
III - SUCCESSION INTERPRETEE DES STRUCTURES AFFECTANT LES TERRAINS PALEOZOIQUES DU NORD DE LA FRANCE ET DU SUD DE LA BELGIQUE
TROISIEME PARTIE : LES STRUCTURES DES TERRAINS MESOZOIQUES ET QUATERNAIRES
A) LES STRUCTURES DES TERRAINS MESOZOIQUES169
I - LES STRUCTURES PLISSEES
II - LES STRUCTURES CASSANTES
III - SUCCESSION INTERPRETEE DES STRUCTURES181
BJ LES STRUCTURES DES TERRAINS QUATERNAIRES
I - LES INDICES D'UNE TECTONIQUE RECENTE
II - LA FRACTURATION DU GISEMENT PALEOLITIQUE DE BIACHE-SAINT-VAAST
III - L'OUVERTURE DU PAS-DE-CALAIS
QUATRIEME PARTIE : INTERPRETATION
AJ CORRELATIONS ENTRE LES DIFFERENTS ENSEMBLES DE STRUCTURES AFFECTANT LES TERRAINS D'AGE QUATRNAIRE A PRIMAIRE DANS LE NORD DE LA FRANCE ET LE SUD DE
LA BELGIQUE
BJ ESSAI DE DATATION DES STRUCTURES
C] EVOLUTION STRUCTURALE DU NORD DE LA FRANCE ET DU SUD DE LA BELGIQUE DANS LE CADRE DE L'EUROPE DU NORD- DUEST : QUELQUES HYPOTHESES
I - LA PERIODE CENOZOIQUE - FINI-CRETACE214
II - DU CRETACE SUPERIEUR AU JURASSIQUE

III - LA PERIODE DE TRANSITION AU JURASSIQUE ET LA PERIODE HERCYNIENNE
CONCLUSION GENERALE
BIBLIOGRAPHIE241
ANNEXES
Annexe I : Localisation des sites étudiés265
Annexe II : Données relatives aux formations paléozoïques
Annexe III : Données relatives aux formations mésozoïques
LISTE DES FIGURES
LISTE DES TABLEAUX
PLANCHES



ł

ł

ł

l

ĺ

1