

50376  
1990  
295

50376  
1990  
295

# SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

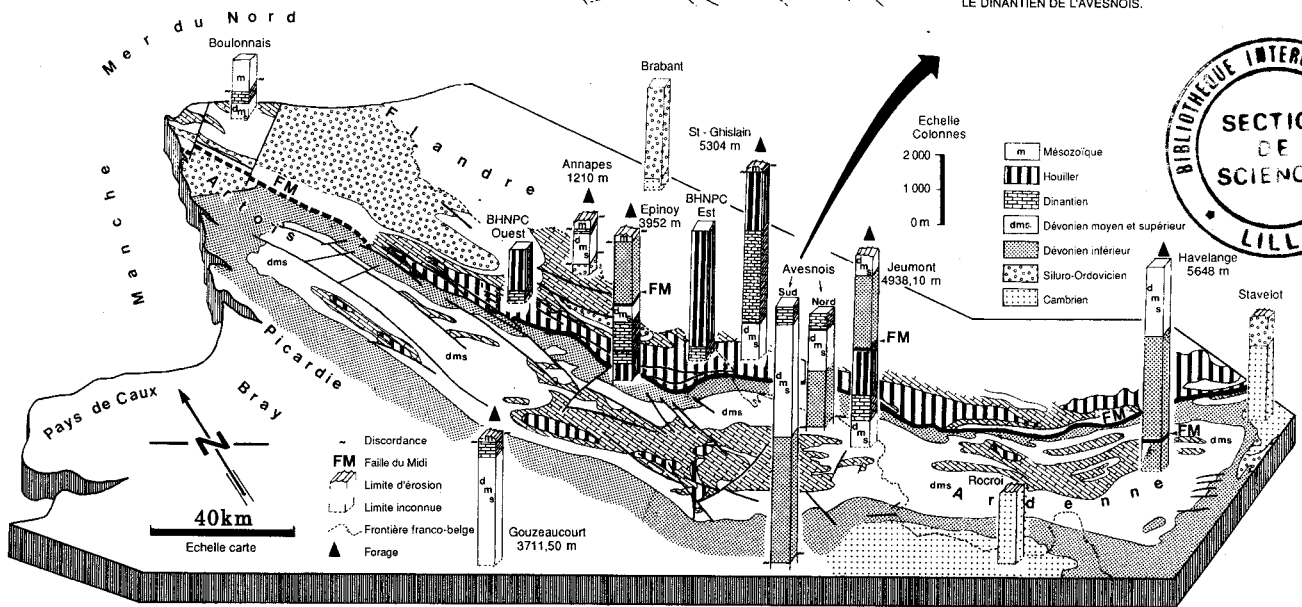
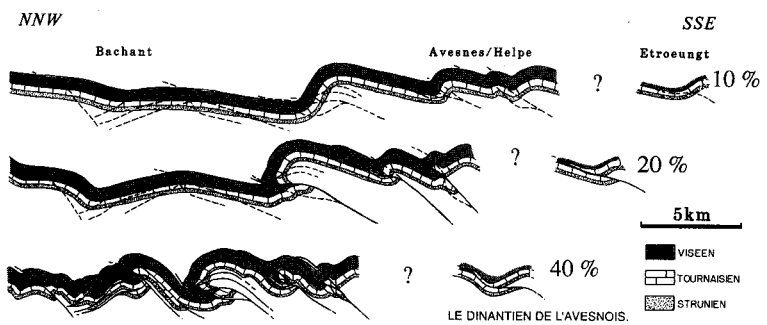
Publication n° 18

I.S.S.N. 0291 - 3062

N° d'ordre 507

Amar KHATIR

## Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)



TRAITS GÉOLOGIQUES FONDAMENTAUX ET GRANDS FORAGES DU NORD DE LA FRANCE ET DE LA BELGIQUE.



## *Préambule.*

*Arrivé à Lille en 1982, je ne me destinais pas à étudier la Géologie du Nord de la France. Les opportunités et les hasards en ont décidé autrement. Le désenchantement m'a gagné lors de ma première sortie en Avesnois, car j'étais plutôt habitué, en Algérie, aux étendues maigres en végétation et dépourvues de fils barbelés.*

*Ce manuscrit correspond à la Thèse de Doctorat de l'Université de Lille Flandres-Artois soutenue le 29 mars 1990 devant la commission d'examens composée de Messieurs : le Professeur J.L. Mansy (U.S.T. Lille Flandres-Artois, Directeur de thèse), F. Meilliez (U.S.T. Lille Flandres-Artois, Rapporteur), le Professeur J. Paquet (U.S.T. Lille Flandres-Artois, Président), le Professeur A. Piqué (Université de Bretagne Occidentale, Examineur), le Professeur P. Tricart (Université du Maine, Rapporteur) et D. Vachard (Chargé de Recherche C.N.R.S., U.S.T. Lille Flandres-Artois, Examineur).*

*Avant de présenter le résultat des années passées au sein du laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale, je tiens à rendre un hommage ému à Monsieur le Professeur J.F. Raoult qui m'a accueilli et n'a jamais hésité à me consacrer du temps malgré ses nombreuses obligations. Il nous manque beaucoup.*

*La direction du laboratoire est maintenant assurée par Monsieur le Professeur F. Thiébault que je remercie ici pour ses conseils, sa diplomatie et la relecture de ce mémoire pour publication à la Société Géologique du Nord.*

*Monsieur le Professeur J.L. Mansy a repris l'encadrement de la thèse. Il a su m'inciter à élargir mon champ d'investigations et provoquer de vives discussions profitables. Qu'il en soit remercié.*

*J'exprime ma gratitude à Monsieur F. Meilliez qui m'a fait partager son enthousiasme et sa grande expérience de l'Ardenne.*

*Monsieur le Professeur J. Paquet m'a fait l'honneur de bien vouloir faire partie du jury de thèse. Je tiens à l'en remercier.*

*Je suis reconnaissant envers Monsieur le Professeur A. Piqué pour m'avoir transmis son expérience et pour sa participation au jury.*

*Monsieur le Professeur P. Tricart m'a fait l'honneur d'examiner ce travail et d'être présent dans le jury. Je le remercie chaleureusement.*

*Les connaissances multiples de Monsieur le Professeur R. Conil (Université de Louvain-la-Neuve, Belgique) ont facilité le décryptage structural en apportant des compléments de datations. Sa gentillesse et son enthousiasme s'ajoutaient à sa personnalité attachante. La nouvelle de sa mort nous a tous beaucoup attristé.*

*Un grand merci à D. Vachard qui a accepté de lire ce manuscrit. Merci également à Mme P. Corsin, A. Blieck, J. Terry et J.M. Dégardin pour leur gentillesse et leur disponibilité.*

*Tout au long de ce cycle universitaire, F. Guillot, par son aide, a été un stimulant. Merci beaucoup.*

*Je ne saurais oublier le concours du personnel du bâtiment des Sciences de la Terre. Je citerai parmi-eux : Mme Hanton, Melle Mulier, Mme Bocquet, Mme Brebion, M. Ballenghien, M. Carpentier, M. Dorn et M. Cornil.*

*Mes remerciements s'adressent également à tous mes amis du S.N. 5 que je ne saurais tous énumérer ici. Je citerai parmi eux : P. Miconnet, A. Grzesczyk, M. Caridroit, O. Goffette, J.L. Potdevin, M. Roche...*

*Claire par ta disponibilité et ton soutien moral, tu as été d'une aide efficace. Ce travail revient en partie à toi, mais aussi au petit Benjamin qui, au bout de son premier mois, avait déjà goûté aux longues nuits du S.N. 5.*

*Malgré les longues années d'attente, tous les membres de ma famille ont su prendre patience et gardé confiance quant à l'aboutissement de mes études.*

*Je dédie ce mémoire à mes parents en témoignage de ma profonde affection.*



## **Structuration et déformation progressive au front de l'Allochton Ardennais (Nord de la France).**

### **Résumé.**

Le trait dominant de la zone externe septentrionale de l'orogène varisque est le chevauchement majeur qui va du Sud de l'Irlande jusqu'en Allemagne. Il est appelé dans le Nord de la France "Faille du Midi". De part et d'autre de ce grand accident les structures tectoniques issues du raccourcissement varisque sont influencées par les structures synsédimentaires, et dépendent donc de leur position paléogéographique. Sous l'effet de la contrainte régionale, l'empreinte tectonique s'illustre par plusieurs générations d'événements qui, à toutes les échelles, se succèdent dans le temps sans nécessiter le fractionnement de la déformation en phases tectoniques distinctes. La molasse silésienne du Parautochton Brabançon, étudiée en Artois, comme la couverture dévono-carbonifère de l'Allochton Ardennais, étudiée en Avesnois, montrent comment s'enchaînent les différents stades de la déformation. Des plis isopaques enroulent la schistosité autour du même axe que les plis isopaques synschisteux. Des failles passent latéralement à des décollements, qui sont repris ou cisailent ces plis. Ces exemples illustrent la notion de déformation continue et progressive. Il en résulte qu'à l'échelle régionale, la déformation est diachronique : plus ancienne au Sud qu'au Nord. Sur les domaines étudiés ici, comme sur la transversale de la Meuse étudiée par ailleurs, cette déformation est de type coaxial. En conséquence, il devient possible de proposer que le raccourcissement régional s'est effectué, dans la zone externe septentrionale de l'orogène varisque, du SSE vers le NNW.

## ***Structuration and progressive deformation at the front of the Ardenne Allochton, (Northern France).***

### ***Abstract.***

*The main feature of the northern external zone in the variscan orogen is the major thrust running from southern Ireland down to Germany and known as "Midi Thrust" in the North of France. On either side of it the tectonic structures resulting from the variscan shortening are influenced by synsedimentary structures and are thus controlled by their paleogeographic situation. The regional stress induces on different scales several successive generations of deformations that do not necessitate to be separated into distinct tectonic phases. The Silesian molasse of the Brabant Parautochthon examined in the Artois, as well as the Devonian-carboniferous cover of the Ardenne Allochthon examined in the Avesnois show how the different deformation stages are linked. Some parallel folds are developed by buckling the cleavage around the same axes as those with axial plane cleavage. Some faults grade laterally into décollements that may themselves be refolded or may run across the folds. Such examples illustrate the continuous and progressive character of the deformation which is diachronic on a regional scale, being older to the South than to the North. In the area presently studied as well as along the Meuse transect examined elsewhere deformations are homoaxial. It is thus possible to propose a regional shortening from SSE toward NNW in the northern external zone of the variscan orogen.*



PREMIERE PARTIE.

INTRODUCTION.





## **I. L'OROGENE HERCYNIEU FRANCAIS DANS SON CONTEXTE EUROPEEN.**

Depuis le Portugal jusqu'en Tchécouslovaquie, la chaîne varisque s'étend sur plus de 3 000 km de long et 700 km de large. L'arc ibéro-armoricain constitue une virgation majeure (a, fig. 1).

L'Europe occidentale est marquée par un certain nombre de traits liés à l'orogénèse alpine. Ainsi, on distingue une opposition entre deux types de massifs hercyniens qui ont un relief :

- soit marqué ; ils forment alors une auréole autour des fronts alpins (Meseta Ibérique, Massif Central, Vosges, Forêt Noire, Bohême et Harz) ;
- soit faible, ils se trouvent plus éloignés des massifs alpins (Sud de l'Irlande, Bretagne, Cornouailles Britanniques, Ardennes, Massif Schisteux Rhénan).

La chaîne hercynienne française est caractérisée par une partie centrale (Massif Armoricaïn, Massif Central) où affleurent essentiellement les terrains les plus anciens (Protérozoïque, Paléozoïque inférieur). De part et d'autre de cette zone et sur toute la longueur de la chaîne, se trouvent des bassins dévono-carbonifères peu métamorphiques (Matte, 1986). Cette symétrie (a, fig. 1) se traduit au niveau de la tectonique par une allure en éventail (b, fig. 1). Le déversement des plis et le déplacement des nappes se sont faits de manière centrifuge. La tectonique tangentielle est supposée beaucoup plus développée du côté sud.

## **II. RAPPELS SUR LA GEOLOGIE DE L'OROGENE HERCYNIEU EN FRANCE.**

En France, la cordillère de l'Europe occidentale est une chaîne à double déversement dessinant un arc à convexité tournée vers le Sud. Les directions axiales sont WNW-ESE à l'Ouest (direction armoricaine) et NE-SW à l'Est (direction varisque). Les traits structuraux dominants de la branche septentrionale de cette chaîne sont, du Sud au Nord :

- le chevauchement de la zone moldanubienne sur la zone saxothuringienne (Nord des Vosges, Massif Armoricaïn) ;
- le chevauchement vers le Nord de la zone saxothuringienne externe (Cap Lizard au Sud de l'Angleterre) (Le Gall, 1983 et 1984 ; Le Gall et Poncet, 1983) ;
- la formation de nombreuses nappes dans la zone rhéno-hercynienne ;
- enfin, le chevauchement de la zone rhéno-hercynienne externe sur l'avant-fosse subvarisque (bassin houiller franco-belge).

Les structures dans la branche méridionale sont déversées vers le Sud telles que celles observées dans les nappes moraves, les Cévennes ou encore les nappes de la Montagne Noire.

### **III. GENESE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE.**

L'orogénèse hercynienne fait suite à l'orogénèse calédonienne, cette dernière est essentiellement connue en Scandinavie, dans les Iles Britanniques et en Ardenne. Plusieurs modèles géodynamiques ont été proposés quant à la formation de la chaîne hercynienne (voir Laurent, 1972 ; Nicolas, 1972 ; Burett, 1972 ; Burett et Griffiths, 1977 ; Ziegler, 1984 ; Lorenz et Nicholls, 1984).

L'hypothèse la plus récente est celle proposée par Matte (1986) qui montre un autre modèle d'évolution. Il s'agirait d'un orogène par "obduction - collision" correspondant à la fermeture de deux océans : "Rhéique" au Nord et "Galice - Massif Central" au Sud. Les datations des roches océaniques varisques donnent un âge de 500 Ma. La migration symétrique, vers l'extérieur de la chaîne, de l'âge du métamorphisme et des granites, montre qu'après la collision s'est produite une subduction continentale vers le Sud (au niveau de la suture septentrionale), et vers le Nord (au niveau de la suture méridionale). Cette double subduction continentale serait responsable de l'allure en éventail de la chaîne (b, fig. 1). La disposition des grands décrochements et chevauchements de part et d'autre de l'arc ibéro-armoricaïn illustrerait un type de collision comparable à celui de la branche ouest de l'Himalaya.

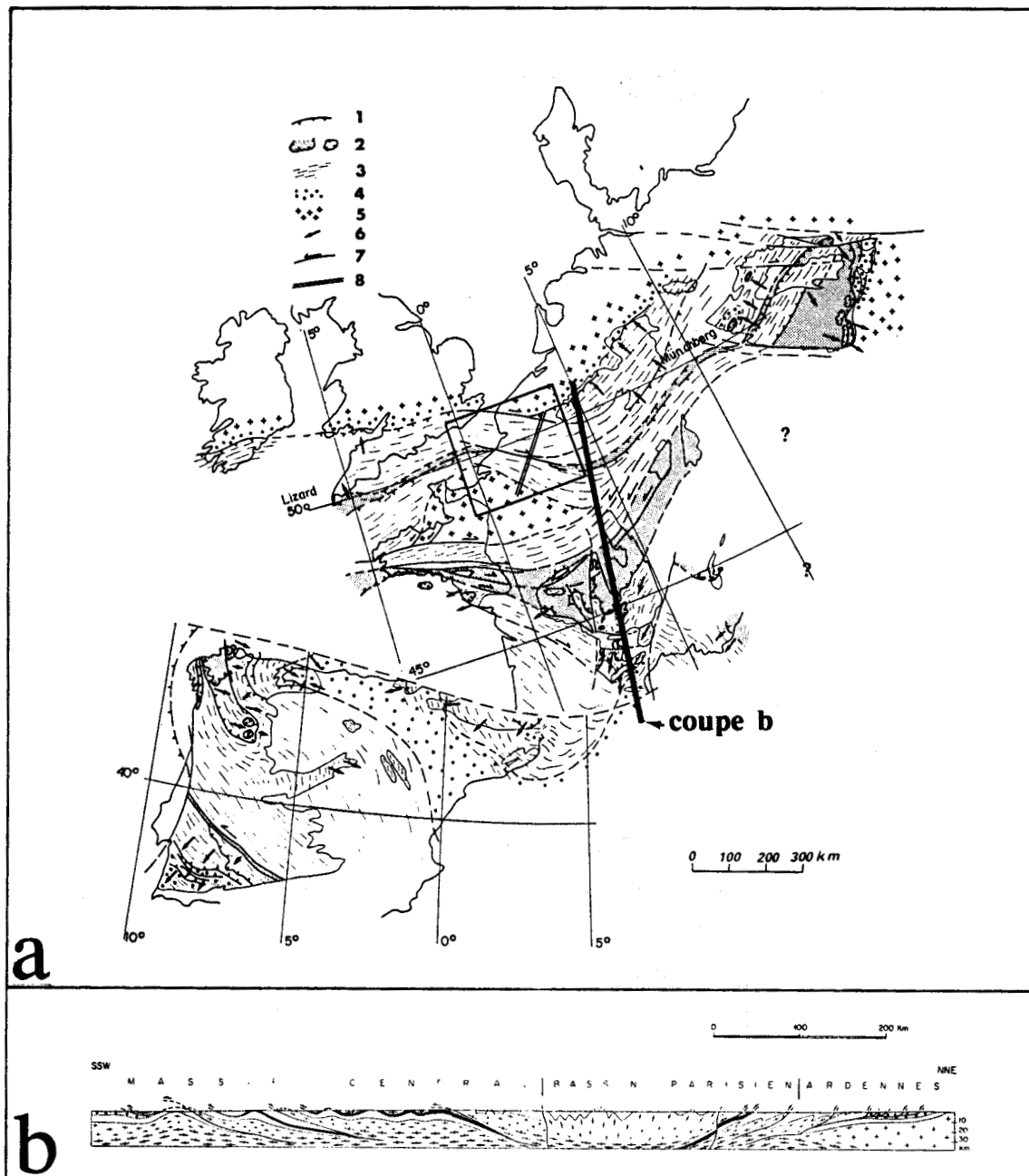


Fig. 1. Carte structurale et coupe de la chaîne varisque d'Europe occidentale (d'après Matte, 1986).

**a. carte.**

1 : principaux chevauchements ; 2 : nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques ; 3 : domaines à schistosité de flux ou foliation ; 4 : bassins dévono-carbonifères externes ; 5 : plates-formes ou blocs avec peu ou pas de déformation varisque ; 6 : sens de transport des nappes et déversement des grands plis couchés ; 7 : grands décrochements ductiles ; 8 : positionnement du profil ECORS (cf. fig. 3).

**b. coupe.**

blanc : Paléozoïque inférieur ; petits cercles : Dévono-Carbonifère ; croix : croûte continentale précambrienne sans déformation varisque ; croix allongées : croûte continentale précambrienne avec déformation varisque ; croix épaisses : croûte granulitique.

## IV. LE FRONT VARISQUE NORD.

Le domaine hercynien plissé se situe à la bordure d'un avant-pays (le continent nord-européen). Ce domaine est subdivisé en deux grandes unités structurales :

- au Nord, la zone subvarisque parautochtone à autochtone, au sein de laquelle le bassin houiller franco-belge et son prolongement allemand (Ruhr) constituent une partie de l'avant-fosse plissée ;
- au Sud, la zone rhéno-hercynienne allochtone correspond à l'Allochtone Ardennais, au Massif Schisteux Rhénan et au Harz.

### A. L'ACCIDENT MAJEUR.

La limite nord de la chaîne hercynienne est connue depuis le Sud de l'Irlande jusqu'en Allemagne. Elle suivrait le front varisque (a, fig. 1), qui est un ensemble de chevauchements dont la géométrie varie d'Ouest en Est. Ce contact majeur serait réduit au Sud de l'Irlande, d'après Walch (1968), à une simple faille verticale. Au Sud-Ouest et au Sud du Pays de Galles, le front varisque correspond à une succession de failles à fort pendage vers le Sud (Dunning, 1977) pour passer vers l'Est à un chevauchement plat (Brooks et Thompson, 1973). Dans le Nord de la France (fig. 2), depuis le Boulonnais (Bonte, 1969) jusqu'en Ardenne (Bouroz *et al.*, 1961 ; Khatir, 1983 ; Meilliez et Raoult, 1987 ; Raoult et Meilliez, 1987 et Raoult, 1986 et 1987), c'est la Faille du Midi, faille chevauchante plongeant de 10° à 25° au Sud. En Belgique, la Faille du Midi se prolonge vers l'Est par la Faille Eifélienne (*in* Klein, 1978). Dans la Ruhr (Allemagne), von Gaertner (1969) a montré que la zone rhéno-hercynienne est dessinée soit le long de la marge méridionale du bassin houiller de la Ruhr, soit à l'intérieur de ce même bassin, le long d'une ligne structurale dominante qui peut être l'équivalent de la Faille du Midi. C'est le chevauchement d'Aachen (Teichmüller M. et R., 1979 ; Meissner *et al.*, 1981 et Brix *et al.*, 1988).

### B. PROFILS SISMIQUES.

Au front de l'Allochtone Ardennais, Clément (1963), lors d'une campagne géophysique de reconnaissance dans l'Avesnois (transversale de Jeumont), met en évidence des réflecteurs continus. Parmi eux, le réflecteur noté F qui monte vers le Nord avec un



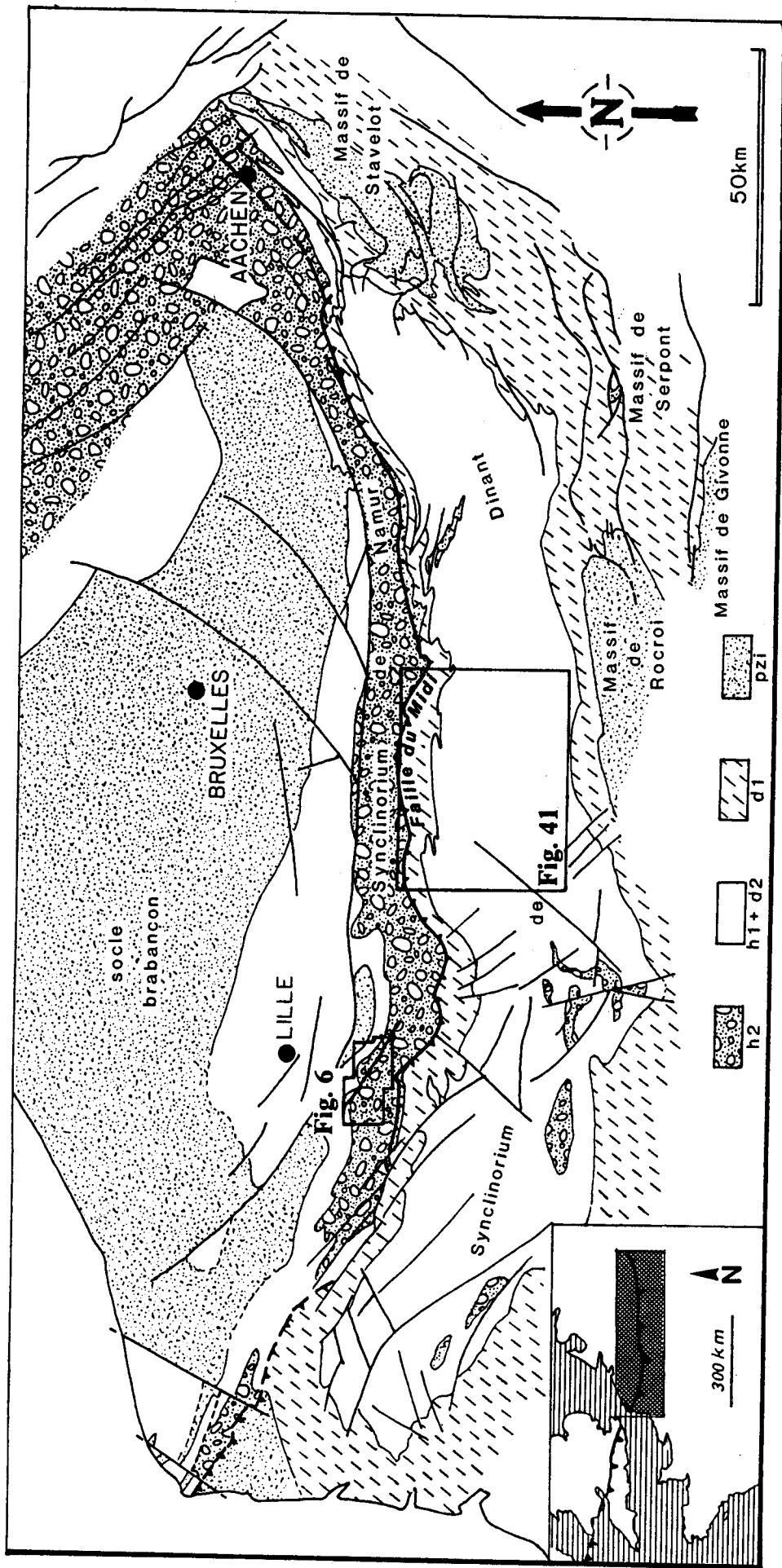


Fig. 2. Ecorché structural du Paléozoïque du Nord de la France et de la Belgique (modifié, d'après Meilliez, 1989).

h 2 : Houiller (Namurien et Westphalien) ; h 1 + d 2 : Dinantien, Dévonien moyen et supérieur ; d 1 : Dévonien inférieur ; pzi : Paléozoïque inférieur.

Le Dévonien inférieur est réputé absent au Nord de la Faille du Midi. La trace de cette dernière est parallèle à l'extension du bassin houiller (Synclinorium de Namur).

La partie encadrée ( fig. 6, Sud de Lille) correspond au secteur d'Oignies (bordure septentrionale du bassin houiller). L'autre partie encadrée, au Sud de la Faille du Midi (fig. 41) correspond à l'Avesnois.

pendage régulier d'environ 10°, est assimilé à une variation de la vitesse de propagation à l'endroit de la Faille du Midi ; un sondage a traversé celle-ci à 2 400 m de profondeur. D'autres profils sismiques ont été réalisés en Belgique afin de suivre le tracé de la Faille du Midi. Le profil sismique de Focant a révélé deux réflecteurs, l'un vers 5 000 m de profondeur qui serait la Faille du Midi, et un second vers 6 000 m, noté Y (Bless *et al.*, 1977 ; Bouckaert, 1984). Les profils d'Havelange (en fait treize profils) ont été réalisés dans la région entre Assesse, Beauraing, Marche et Bois-et-Borsu (Graulich, 1982), ont permis de différencier deux domaines séparés par une discontinuité majeure, qui se situe entre 4 150 m et 7 000 m de profondeur, attribuée à la Faille du Midi. Les résultats du sondage profond ont permis de placer la Faille du Midi à 5 000 m de profondeur.

Des travaux récents (programmes Géologie profonde de la France, programme ECORS) ont renouvelé l'étude de ces régions. Un profil sismique long de 228 km et orienté SW-NE (a, fig. 3), réalisé en 1983 et en 1984 dans le cadre du programme ECORS (Bois *et al.*, 1984 et 1986 ; Cazes *et al.*, 1985 et 1986) a traversé le Bassin de Paris et est arrivé jusqu'au front varisque. Il a permis de distinguer trois secteurs (b, fig. 3) :

- au Nord de la Faille de Bray un ensemble allochtone, la "Nappe de Dinant" (ou Allochtone Ardennais) délimitée par une surface majeure de cisaillement et/ou de décollement intra-paléozoïque correspondant à la Faille du Midi ;

- dans la partie centrale du profil, de part et d'autre de la Faille de Bray, apparaît une zone de chevauchements imbriqués à 130 km au Sud de la Faille du Midi dans laquelle s'enracinerait la Nappe Ardenne-Dinant ;

- dans la partie sud (au sud de la Faille de la Seine), se trouvent des structures plus hypothétiques dont la masse responsable de la grande anomalie magnétique du Bassin de Paris (Autran *et al.*, 1986).

---

**b. Parties nord du pointé du profil ECORS Nord de la France et de la coupe interprétative (Raoult, 1986 ; Raoult et Meilliez, 1985).**

**Sondages :** **Am** : Aux-Marais ; **Epy** : Epinoy ; **Gz** : Gouzeaucourt ; **Md** : Montdidier ; **Th** : Thieux ; **Tr** : Troussencourt ; **Vr** : Vermandovilliers.

**Failles (f ou F) :** **f. d.** : faille de Doullens ; **f. e.** : faille d'Eu ; **f. s.** : faille de la Somme.

**Couches géologiques :** **C/O** : Cambro-Ordovicien ; **d** : Dévonien ; **h** : Carbonifère ; **PC** : Précambrien ; **Pz** : Paléozoïque métamorphique indifférencié (pointillés : roches magnétiques).

On notera que sur le pointé du profil (1), l'échelle verticale est en secondes-temps double, la partie nord étant tirée des profils industriels, que sur la coupe géologique (2), calquée sur le pointé, l'échelle verticale approximative est plus petite que l'échelle horizontale. Sur la coupe, le deuxième réflecteur profond marquant le toit du socle brabançon est interprété comme un contact stratigraphique jusqu'à l'aplomb de Vermandovilliers au moins ; dans ce cas, l'essentiel du bassin houiller est allochtone et a subi un déplacement minimal de 70 à 80 km.

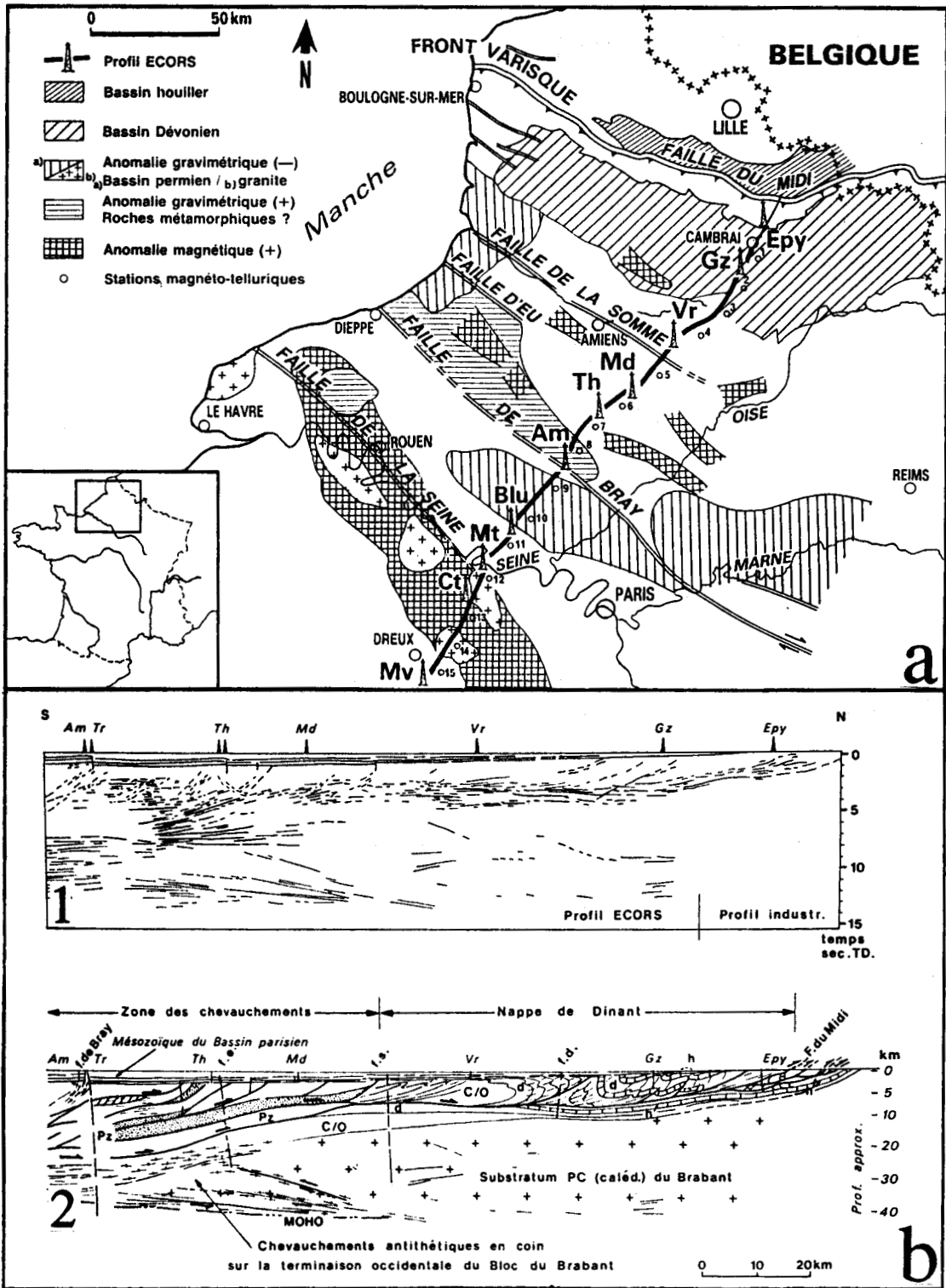


Fig. 3. Localisation et interprétation de la structure profonde du Nord de la France dans le cadre du programme ECORS (Cazes et al., 1985).

**a. Position du profil ECORS Nord.**

Positionnement du profil sismique, des stations magnéto-telluriques, des linéaments et des principales données minières, gravimétriques, magnétiques et forages : Epy 1 : Epinoy 1 ; Gz 101 : Gouzeaucourt 101 ; Vr 101 : Vermandovilliers 101 ; Md 101 : Montdidier 101 ; Th 101 : Thieux 101 ; Am 101 : Aux Marais 101 ; Blu 1 : Banthelu 1 ; Mt 101 : Mantes 101 ; Ct 1 : Courgent 1 ; Mv 1 : Marville 1.

← Suite de la légende.

## V. CADRE STRUCTURAL .

### A. INTRODUCTION.

Nous appellerons partie nord de la France, toute la région au Nord du grand accident reliant, à l'Ouest la Faille de Bray et à l'Est les Failles de Vittel et de Lubine (Matte *et al.*, 1986 ; Autran *et al.*, 1976 et Lefort et Weber, 1977), et désigné sous le nom de "Bloc" ardennais (Héritier et Villemin, 1971). Il est limité par la zone de cisaillement nord Artois (Colbeaux, 1974, Colbeaux *et al.*, 1977), le graben du Rhin et l'accident structural suggéré par l'anomalie magnétique du Bassin de Paris (Weber, 1973). Les subdivisions proposées par Perrier (1982), montrent que d'un auteur à l'autre, les limites des grandes unités ou celles des "blocs" sont assez variables. Cela s'explique essentiellement par les inconnues qui subsistent du fait de la couverture mésozoïque du Bassin de Paris qui masque les structures hercyniennes.

Si les forages effectués par les compagnies pétrolières, les puits profonds du Service Géologique de Belgique (Delmer, 1977b ; Graulich, 1961a, 1961b, 1980a, 1980b, 1982 et 1984 et Dejonghe *et al.*, 1973) et enfin les exploitations minières (Bouroz *et al.*, 1961 ; CFP *et al.*, 1965 et Becq-Giraudon, 1983 et 1985) ont permis d'esquisser un écorché anté-triasique (fig. 2 et 4), les structures infra-mésozoïques réelles restent encore mal connues.

### B. TRAITS STRUCTURAUX DU NORD DE LA FRANCE ET DE LA BELGIQUE.

#### 1. Cycle calédonien.

L'ensemble Ardenne-Brabant comme le Massif Schisteux Rhénan, a subi les tectogenèses calédoniennes et hercyniennes. L'orogénèse calédonienne s'exprime par une discordance entre la couverture dévono-carbonifère et le substratum paléozoïque inférieur plissé (Fourmarier 1931, 1954 ; Waterlot, 1945).

L'onde de déformation calédonienne, assimilée à des phases orogéniques (ardennaise, condrusienne et brabançonne), se serait propagée du Sud au Nord, induisant tour à tour la naissance de plis de premier ordre que sont (fig. 2) : l'anticlinal de Givonne à coeur revinien (Asselberghs, 1921 ; Beugnies, 1960 et Macar, 1936), le synclinorium de Charleville-Eifel (Asselberghs, 1946), la zone anticlinale de l'Ardenne, soulignée par

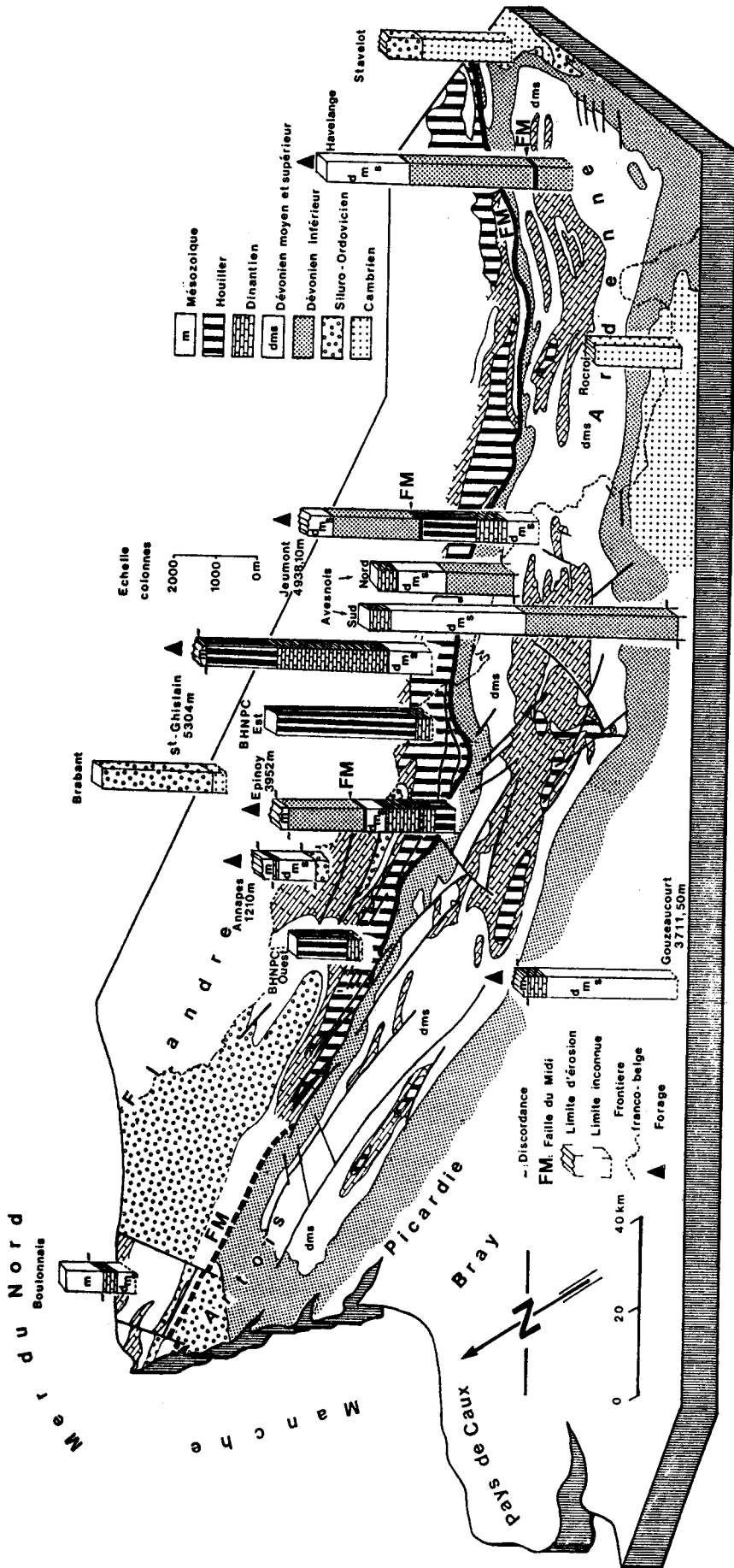


Fig. 4. Traits géologiques fondamentaux et grands forages du Nord de la France et de la Belgique.

Documents consultés :

- Guides géologiques régionaux de Belgique, Ardenne - Luxembourg, du Nord de la France (Avesnois, bassin houiller du Nord et Pas-de-Calais (H. B. N. P. C. ), Boulonnais, Brabant).
- Travaux de A. Beugnies in Ann. Soc. géol. Nord, t. 96, 1976 (Rocroi - Stavelot).
- Forages du Nord de la France : documents B. R. G. M.
- Programme "ECORS" 1982.
- Forages profonds belges (St-Ghislain, Havelange).

les trois massifs cambriens de Rocroi, Serpont et Stavelot (Beugnies, 1960a, 1960b ; Beugnies *et al.*, 1976 ; Beugnies, 1963, 1964, 1983 et 1984 ; Waterlot, 1937), la "ride anticlinale" du Condroz, reste une notion discutable et discutée (Michot, 1980) et qui est constituée de sédiments allant du Trémadocien (Graulich, 1961a et 1961b) jusqu'au Ludlowien supérieur (Mailleux, 1930), ce Siluro-Ordovicien est découpé par de nombreuses failles dont la principale est la Faille du Midi ; enfin l'anticlinal du Brabant, constitué de couches siluro-ordoviciennes (Fourmarier, 1907, 1919a, 1920 et Mortelmans, 1955).

## 2. Cycle hercynien.

Ce cycle fait suite à l'événement calédonien. Il correspond à la déformation de la couverture dévono-carbonifère, qui subsiste dans les aires d'ennoyages des plis du Paléozoïque inférieur. Le cycle hercynien est également polyphasé et correspond à une onde de déformation qui va se déplacer dans le temps, dans le sens de la poussée tangentielle sud-nord. L'événement majeur de ce cycle est la phase asturienne, qui va induire les plissements et les charriages.

La fin de cycle marque l'emersion totale des structures calédonno-hercyniennes. La chaîne sera recouverte après pénéplanation par les sédiments mésozoïques (bord septentrional du Bassin Parisien).

## 3. Conclusion.

Le trait dominant de la zone externe septentrionale de l'orogène hercynien est le chevauchement appelé la **Faille du Midi** (fig. 2, 3, 4 et 5). Ce grand accident fait reposer une unité allochtone appelée Nappe de Dinant ou Allochtone Ardennais sur le Parautochtone Brabançon dont l'avant-fosse molassique correspond au bassin houiller franco-belge. La Nappe de Dinant est une unité schistosée. Elle comporte une puissante série dévono-carbonifère discordante sur un substratum cambro-ordovicien affleurant au niveau des massifs de Rocroi, Givonne, Serpont et Stavelot. Le Parautochtone Brabançon comporte une série non schistosée allant du Dévonien moyen au Westphalien D, discordante sur le substratum silurien brabançon schistosé (Raoult *et al.*, 1984, 1985 ; Raoult et Meilliez, 1985, 1987 et Raoult, 1986 et 1987). La translation tangentielle Sud-Nord atteint une trentaine de kilomètres selon Fourmarier (1922 et 1932) ; ce déplacement estimé à partir de la coupe Jeumont - Saint-Ghislain (fig. 5) serait de l'ordre de la centaine de kilomètres selon Raoult et Meilliez (1987), la valeur maximale pouvant atteindre 100 à 120 km (Cazes *et al.*, 1985).

La Faille du Midi apparaît à l'affleurement ou en carte séparant la série de Dinant de la série de Namur (Raoult, 1986). Or, dans certains sondages (Havelange), La Nappe de Dinant surmonte le Dévonien inférieur attribué à la série de Dinant.

Ainsi, au front, La Faille du Midi séparerait deux unités hétéropiques selon Raoult (1986) ; au Sud et en profondeur ce contact devient le premier réflecteur qui serait à la base de la série de Dinant.

## VI. BUTS POURSUIVIS.

Une étude a déjà été entreprise dans le cadre d'un DEA (Khatir, 1983), à partir des cartes géologiques de l'Avesnois publiées par Waterlot et ses collaborateurs, pour estimer le niveau de décollement théorique des plis. Une surface de décollement, inclinée vers le Sud, a été dessinée. Celle-ci montre des crans comme le réflecteur sismique, .

Le but de la thèse est l'examen en carrière de la géométrie des plis et des microstructures associées dans les niveaux compétents de la série allochtone. Cette analyse est couplée avec l'étude théorique des plis à partir des cartes des H.B.N.P.C. (houillères du Nord et du Pas-de-Calais), qui couvrent une partie du bassin houiller (parautochtone).

### A. BASSIN HOULLER.

Dans le bassin houiller, l'étude a été effectuée à partir de quatre cartes à 1/10 000, qui couvrent le secteur d'Oignies (partie septentrionale du bassin houiller). J'ai utilisé également la carte des zones stratigraphiques à la cote -300 m du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais de Bouroz *et al.* (1963). Cette étude théorique a été menée pour élucider le style des plis et des failles qui affectent les veines de charbon et par ce biais proposer une chronologie relative des événements.

### B. AVESNOIS.

Les observations de terrain ont été menées pour permettre d'affiner l'analyse de la déformation au sein des plis de la Nappe de Dinant. Les lames minces ont facilité

**Fig. 5. Structure du Paléozoïque de la Manche au Rhin.**

**a. Ecorché infra-mésozoïque du Nord de la France avec la localisation des coupes.**

**b. Coupes sériées le long du front varisque nord (Nord de la France et Belgique).**

**1. Coupe géologique du Boulonnais d'après Raoult (non publiée) ; pour d'autres interprétations : Bonte (1969) , Colbeaux et Leplat (1982 et 1985) , Bouroz (1985 et 1987).**

**h<sub>3</sub> : Namurien ; h<sub>2</sub> : Viséen ; h<sub>1</sub> : Tournaisien ; d<sub>6b</sub> : Famennien supérieur ; d<sub>6a</sub> : Famennien inférieur ; d<sub>4</sub> : Givétien ; s : Siluro-Ordovicien.**

**2. Coupe schématique de Gouzeaucourt-Epinoy (Raoult, 1986 ; Raoult et Meilliez, 1985).**

**h<sub>2</sub> : Westphalien B et A (blanc), Namurien (petits ronds) ; h<sub>1</sub> : Dinantien ; d<sub>2</sub> : Dévonien moyen à supérieur (Couvinien à Famennien) ; d<sub>1</sub> : Dévonien inférieur (Gedinnien à Emsien) présent uniquement dans la nappe de Dinant ; P<sub>1</sub> : Paléozoïque inférieur (Siluro-Ordovicien schistosé du Brabant dont la structure n'est pas figurée faute de données). 1 : Faille du Midi d'Ancon ; 2 : Cran de Retour ; 3 : Faille Stiévenard ; 4 : Recoutelage de Flines ; 5 : Faille Bouroz ; 6 : Faille Pruvost ; 7 : Faille d'Evin.**

**3. Coupe schématique interprétative sur la transversale de Jeumont (Raoult, 1986).**

**R : Zone radicale d'où pourrait provenir la série de Boussu, celle-ci appartenant au domaine de Namur, est à corrélérer avec le flanc inverse de la coupe d'Epinoy (2) ; h<sub>2WB</sub> : Westphalien B ; h<sub>2WA</sub> : Westphalien A ; h<sub>2N</sub> : Namurien ; h<sub>1</sub> : Dinantien (vv : anhydrite) ; d<sub>2b</sub> : Dévonien supérieur ; d<sub>2a</sub> : Dévonien moyen ; d<sub>1</sub> : Dévonien inférieur ; s : Silurien (ou Siluro-Ordovicien).**

**4. Coupe schématique dans le Massif de la Tombe (Raoult, 1986).**

**h<sub>2W</sub> : Westphalien ; h<sub>2N</sub> : Namurien ; h<sub>1</sub> : Dinantien ; d<sub>2b</sub> : Famennien ; d<sub>2a</sub> : Frasnien (et Givétien supérieur dans le petit coeur anticlinal tronqué, sous le front de la nappe ; d<sub>1</sub> : Dévonien inférieur ; F. G. : Faille des Gaux ; F. T. : Faille de la Tombe.**

**Ces structures peuvent dériver d'un vaste flanc renversé affecté de cisaillements multiples avec poussée relative des écaillés vers le Nord.**

**5. Coupe schématique de l'Ardenne selon la vallée de la Meuse (Raoult et Meilliez, 1985, 1987).**

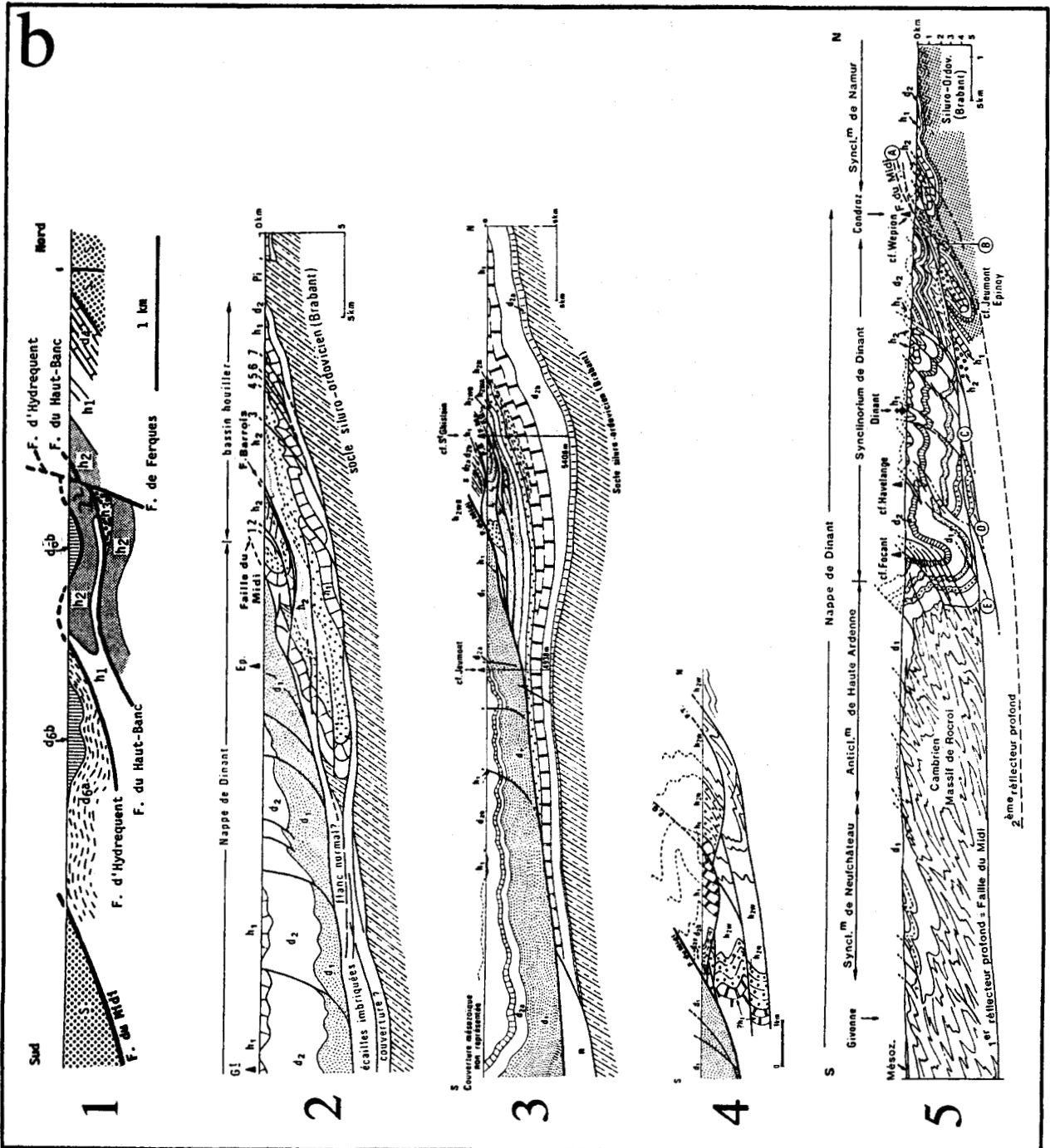
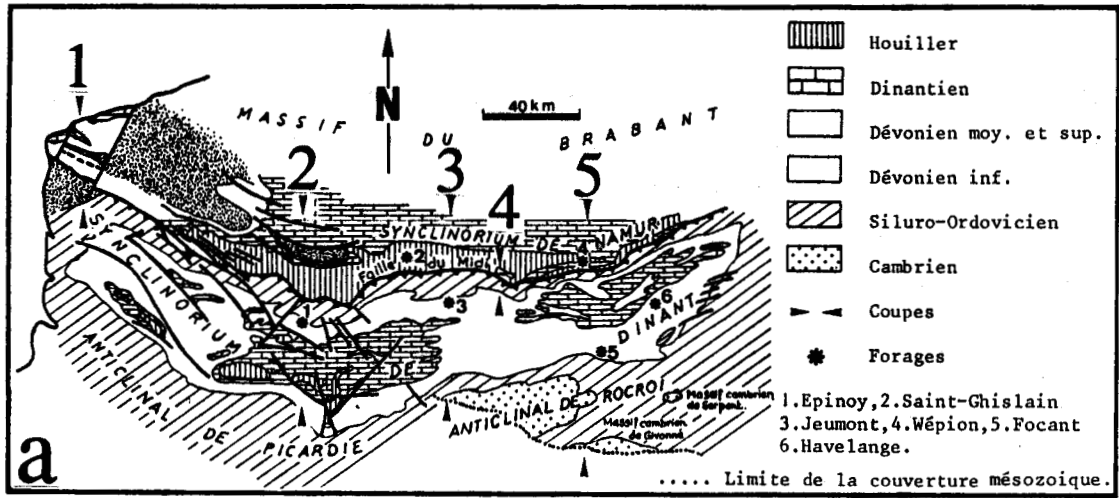
**h<sub>2</sub> : Silésien ; h<sub>1</sub> : Dinantien (calcaires) ; d<sub>2</sub> : Dévonien supérieur et moyen (calcaires givétiens en barré serré) ; d<sub>1</sub> : Dévonien inférieur (Grès de Vireux emsiens en pointillé fin ; Grès d'Anor siegédiens en pointillé fort).**

**Sur cette coupe, sont projetés les positions de divers sondages situés plus au moins de la coupe (d'où les notations cf. Focant...). La structure du Cambrien de Haute Ardenne est esquissée ; celle du socle brabançon n'est indiquée que partiellement.**

**Compte tenu des cartes géologiques, des sondages et des données sismiques sur les principaux réflecteurs, cette coupe est sensiblement équilibrée quant aux longueurs des couches compétentes au Nord du massif cambrien de Rocroi.**

**A, B, ..., E : écaillés hypothétiques résultant des troncatures basales et/ou sommitales des plis. Les réflecteurs majeurs sont positionnés par comparaison avec le profil ECORS ; les plis couchés de la série de Namur sous la Faille du Midi sont théoriques et dessinés par extrapolation (voir coupes B et C).**





- Figure 5 -

Légende en page 20.

l'établissement d'une chronologie des déformations et ont corroboré les observations faites dans les carrières à l'échelle métrique, décamétrique, voire kilométrique.

Les deux niveaux compétents choisis sont les calcaires givétiens et dinantiens. Ils appartiennent à la série dévono-carbonifère qui constitue les derniers affleurements paléozoïques du Massif Ardennais visibles à l'Ouest de la Sambre.

## **1. Le Givétien.**

L'étage affleure au Nord de Bavay aux environs de Bettrechies. Il correspond à des calcaires argileux et biostromaux. Cet affleurement, situé à 6 km au Sud de celui de la Faille du Midi, de par sa position, présente un intérêt certain dans l'étude du style de déformation au front de la Nappe de Dinant.

## **2. le Dinantien.**

Les calcaires dinantiens sont nombreux autour d'Avesnes-sur-Helpe. Deux sites ont été choisis : les carrières Bocahut à Avesnes sur Helpe et les carrières C.B.S. et Vanbroutte à Limont-Fontaine aux alentours de Maubeuge. Les problèmes structuraux rencontrés à Avesnes m'ont incité à élargir le champ d'investigation et à établir une cartographie, durant deux étés, de tous les affleurements dinantiens de l'Avesnois.

## **C. CONCLUSION.**

Plusieurs méthodes ont été utilisées, notamment le stéréo-zoom pour visualiser la géométrie des plis qui affectent les veines de charbon perpendiculairement à leurs axes, la cathodoluminescence pour mieux visualiser les mécanismes de la dissolution et de la recristallisation dans certains organismes coralliens enfin les photos aériennes pour la cartographie du Dinantien.

En définitif, il restera à tenter une synthèse structurale et cinématique des diverses observations et hypothèses, afin de proposer une transversale englobant tous les secteurs étudiés, qui permettra de s'interroger sur ; les structures profondes ; la mise en place de la Nappe de Dinant ; enfin l'importance de la Faille du Midi dans la structuration hercynienne.

# DEUXIEME PARTIE.

## BASSIN HOUILLER DU NORD ET DU PAS-DE-CALAIS.

Secteur d'Oignies.





## I. INTRODUCTION.

### A. BUT.

Le secteur étudié se trouve dans la partie septentrionale du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais (fig. 6). Il montre deux directions principales de plis. La première Est-Ouest est parallèle aux grandes failles chevauchantes ; la seconde Nord-Sud par sa présence, uniquement dans ce secteur, relance l'importance structurale de cette étude.

Bien que l'analyse de données obtenues par observation directe soit beaucoup plus attrayante, il était nécessaire de procéder à essai de mise au point d'une méthode d'exploitation des données d'archives émanant de Bouroz et de Becq-Giraudon, mais aussi des nouvelles connaissances du sous-sol acquises aux cours des programmes "ECORS" et "Géologie profonde de la France". Monsieur Raoult m'a permis de participer à ces grandes synthèses (Raoult *et al.*, 1984 ; Raoult *et al.*, 1985).

### B. HISTORIQUE.

L'exploitation du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais a débuté en 1720, à l'occasion de la découverte des premiers charbons à Fresnes-sur-Escaut (près de la frontière belge). Rapidement, l'extraction a connu une grande expansion. Le bassin fut alors divisé en plusieurs concessions.

La connaissance géologique du bassin houiller connut un progrès important en 1860 quand Gosselet définit sa limite sud. Il s'agit d'un grand accident - appelé alors Grande Faille du Midi et que nous nommerons ici Faille du Midi - le long duquel l'ampleur de la translation tangentielle a été mise en évidence par Fourmarier (1913, 1922). Cette remarque constitue un second progrès décisif dans la connaissance du bassin, qui fut suivi de nombreuses recherches, notamment en biostratigraphie ; et ceci, jusqu'à la fin des années soixante qui virent le déclin de l'extraction.

### C. STRATIGRAPHIE.

Sous le terme de Silésien, on regroupe les trois étages du Carbonifère supérieur : le Namurien, le Westphalien et le Stéphanien. Dans le bassin houiller du Nord et du Pas-de-

Calais, le Stéphanien n'étant pas connu (Bouroz, 1969), le Silésien se réduit donc au Namurien et au Westphalien (Becq-Giraudon, 1983). Ce Silésien ou Houiller est scindé en différents étages au sein desquels on distingue plusieurs assises, à leur tour subdivisées en faisceaux (fig. 7).

La sédimentation houillère dans le Nord et le Pas-de-Calais témoigne d'une régression marine qui a débuté au Namurien pour s'achever au Westphalien. Cependant ces dépôts conservent un caractère paralique marqué par la présence d'horizons d'origine marine et par la superposition de séquences deltaïques.

Le bassin houiller contient également des formations rouges, encore attribuées au Carbonifère bien que considérées comme plus tardives, peut-être syntectoniques. Parmi elles, au Sud-Est de Douai et sous la Faille du Midi, a été reconnue une série détritique, surmontant le houiller productif, nommée conglomérat de Roucourt. Ce dépôt se serait fait sur un piedmont en avant d'un relief préfigurant la Faille du Midi (Barrois *et al.*, 1930 ; Bouroz *et al.*, 1961). D'autres formations rouges ont été reconnues à l'Ouest du bassin houiller (dans le Groupe d'Auchel-Bruay : Gosselet, 1908 ; Mériaux, 1961) ; elles remanient du matériel d'âge silésien, dinantien et dévonien.

## D. STRUCTURES MAJEURES DU BASSIN HOUILLER.

### 1. Le bassin houiller dans son contexte varisque.

Le bassin houiller du Nord de la France est considéré comme un segment de l'avant-fosse plissée qui est la partie septentrionale de la zone affectée par l'orogène hercynien (fig. 1). Cette avant-fosse plissée se poursuit à l'Est en Belgique puis en Allemagne dans la Ruhr. On la désigne sous le nom de "zone subvarisque".

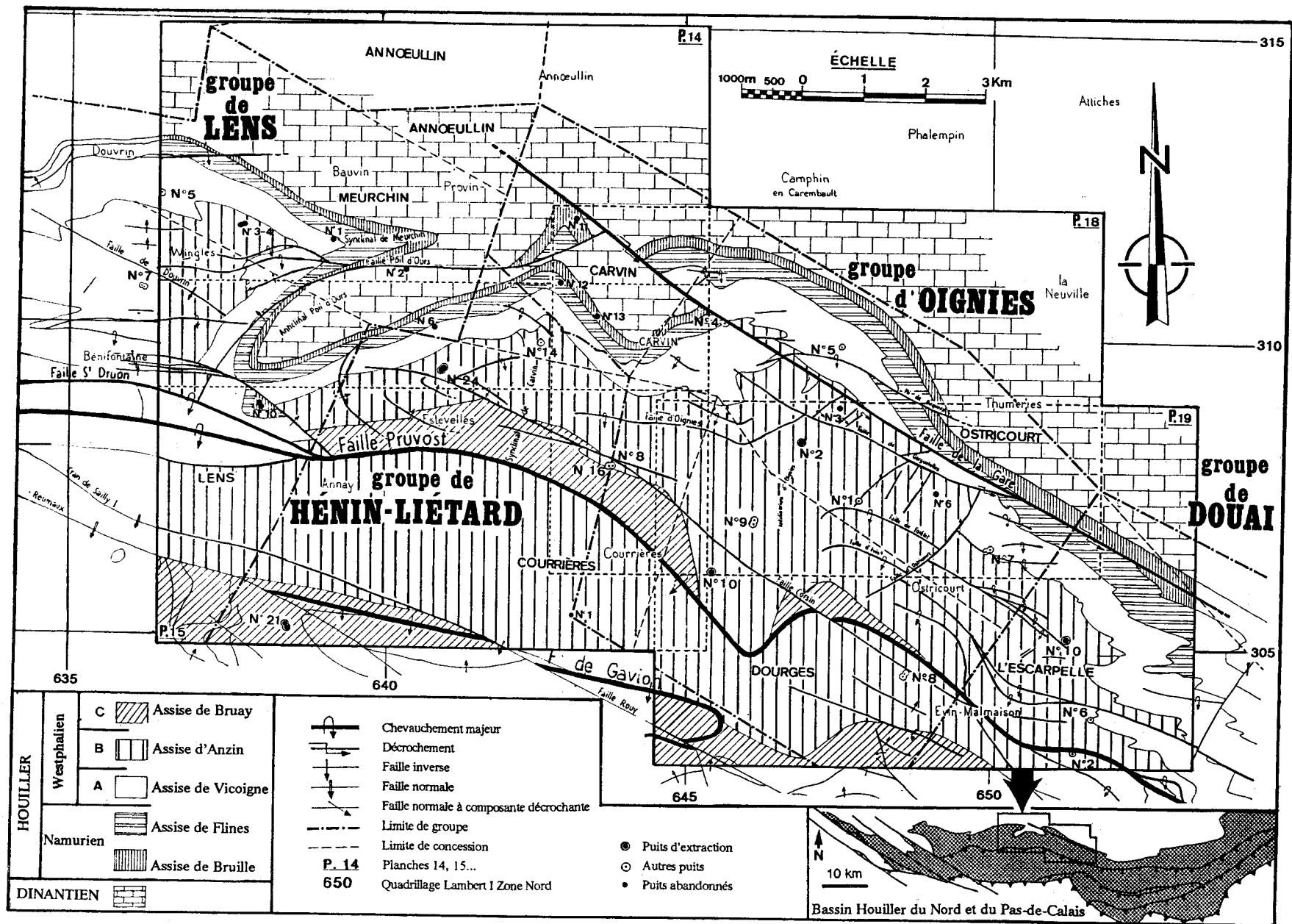
Cette zone plissée de l'avant-fosse est limitée au Sud par le chevauchement des unités frontales de la chaîne hercynienne, regroupées sous le terme de "zone rhéno-hercynienne". Dépourvue de Houiller, donc moins explorée que l'avant-fosse, et souvent masquée par la couverture mésozoïque au droit du bassin houiller, la zone rhéno-hercynienne affleure largement plus à l'Est, dans l'Avesnois en France, puis en Ardenne belge (sa partie

---

Fig. 6. Situation du secteur d'Oignies sur la carte de Bouroz *et al.* (1963).

Réunies les planches 14, 15, 18 et 19, montrent la limite septentrionale du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. Cette zone est caractérisée par la remontée régulière des formations de plus en plus anciennes.

Le trait majeur dans le secteur d'Oignies est la Faille Pruvost qui appartient à la grande famille de failles chevauchantes du bassin houiller. Notez le parallélisme entre cet accident et les contacts stratigraphiques.



- Figure 6 -  
Légende en page 26.

STRATIGRAPHIE					
DU TERRAIN HOULLIER DU NORD DE LA FRANCE					
CHRONO-STRATIGRAPHIE	DESIGNATIONS LOCALES		Principaux repères pétrographiques ou faunistiques	Notation littérale de R. Zaiiler (1888)	
WESTPHALIEN	WESTPHALIEN D	Faisceau d'Edouard (130 à 260 m)	Tonstein Valence Poudingue d'Edouard Tonstein Ulric	C <sub>2</sub>	
		Tonstein Ulric			
		Faisceau de Du Souich (200 à 250 m)			
	WESTPHALIEN C	ASSISE DE BRUAY	Tonstein Talence	Tonstein Talence	C <sub>1</sub>
			Faisceau d'Ernestine (220 à 360 m)	Tonstein Prudence	
		Tonstein Patrice	Tonstein Patrice	B <sub>3</sub>	
		Faisceau de Six-Sillons (200 à 620 m)	Tonstein Hasence Maurice Luce Laurence		
	WESTPHALIEN B	ASSISE D'ANZIN	Niveau marin de Rimbert	" " Viterbe	B <sub>2</sub>
			Faisceau de Pouilleuse (100 à 350 m)		
		Niveau marin de Wingles	Grès d'Elisa	B <sub>1</sub>	
Faisceau de Neunière (130 à 370 m)		Tonstein Malherbe Tonstein Faidherbe Tonstein Danube			
WESTPHALIEN A	ASSISE DE VICOIGNE	Niveau marin de Poissonnière	Tonstein Colombe Grès de Poissonnière	A <sub>2</sub>	
		Faisceau de Chandeleur (90 à 240 m)	Tonstein Julia		
		Tonstein Graziella Faisceau de Mofeste (30 à 180 m)	Tonstein Graziella Tonstein Fabiola		
NAMURIEN	NAM. N B C	Position présumée du niveau à <i>Agastrioceras subcretatum</i>	ZONES DE CONIATIES C <sub>1</sub> R <sub>2</sub> R <sub>1</sub> H <sub>2</sub> H <sub>1</sub> E	A <sub>1</sub>	
		Faisceau de Marie (45 à 340 m)			
	NAM. A	ASSISE DE BRUILLE			Base du niveau marin à <i>Hudsonoceras proteum</i> Faisceau de St Georges (12 à 220 m)
		Base du niveau marin à <i>Homoceras beyrichianum</i> Faisceau stérile (8 à 140 m)			
DINANTIEN	Calcaire carbonifère				

Fig. 7. Les subdivisions stratigraphiques du terrain houiller du Nord de la France d'après Laveine (1987).



frontale étant connue sous le nom de synclinorium de Dinant : voir la troisième partie de ce mémoire).

Avec son bord sud renversé, le bassin houiller a à l'échelle régionale la forme d'une cuvette dissymétrique, disloquée par des failles inverses à la faveur desquelles différentes écaillés se chevauchent les unes les autres (Waterlot *et al.*, 1973). La Grande Faille du Midi constitue le principal accident qui limite au Sud le bassin houiller. Ce chevauchement est supposé continu, du Boulonnais jusqu'à Aix-la-Chapelle (Aachen, en Allemagne).

Les structures observées dans le Nord de la France sont le résultat des différentes phases de l'orogénèse hercynienne. Elle débute avec la phase sudète vers la fin du Viséen. Mais l'épisode responsable de la déformation majeure est la phase asturienne qui se traduit par des plissements d'axe général Est-Ouest ainsi que par des grandes failles chevauchantes affectant le bassin houiller. L'ensemble a une vergence nord.

## 2. Les grandes unités du bassin houiller.

Le document utilisé dans une première analyse - la "carte des zones stratigraphiques à la côte -300 m", à 1/50 000, de Bouroz *et al.* (1963) - est une reconstitution basée sur les cartes des Houillères (plans d'exploitation... : cf. II.B ci-après). Dans un premier temps, la validité de cette reconstitution ne sera pas remise en question.

Le bassin houiller présente un allongement d'orientation Est-Ouest ; il en est même pour le tracé cartographique des grandes failles chevauchantes. Cependant une concavité tournée vers le Nord est à remarquer au droit du méridien de Marchiennes (a, fig. 8). Les grandes failles chevauchantes directionnelles pentées Sud sont, du Sud au Nord (fig. 8) :

- la Faille du Midi, qui limite le bassin au Sud.
- la faille dite "Cran de Retour" ;
- la Faille Barrois ;
- la Faille Pruvost (ou Faille Chalard, à l'Est).

Certaines de ces grandes failles ont été choisies par Bouroz *et al.* (1961) pour délimiter trois unités tectoniques dénommées, du Sud au Nord (dans la terminologie de ces auteurs, "Massif" désigne une écaille tectonique) :

- le Massif siluro-ordovicien du Midi, limité vers le Nord par la Faille du Midi ;
- le Massif des charbons gras et demi-gras, situé sous la Faille du Midi, puis limité au Nord et en profondeur par la Faille Barrois (ce massif est subdivisé à son tour par la Faille du Cran de Retour et la Faille du Midi d'Abscon en trois Massifs secondaires) ;

- le Massif des charbons gras, demi-gras et maigres, situé au Nord de la Faille Barrois ; il est subdivisé par la faille Pruvost-Chalard en deux Massifs secondaires.

Cette nomenclature usitée par les industriels sera ici remplacée par celle de Becq-Giraudon (1983) qui a subdivisé le bassin (a, fig. 8) en trois grandes unités tectoniques limitées par de grandes failles chevauchantes. Du Sud vers le Nord, il les a baptisées :

- **Massif de Dorignies-Denain**, en partie surmonté par la Faille du Midi, et limité au Nord par la Faille Barrois (Est du Bassin), celle-ci se poursuivant vers l'Ouest sous le Nom de Faille Limite ;

- **Massif de Bruay-Lens-Barrois-Cuvinot**, limité au Nord par la Faille Pruvost, accident qui a pour équivalent supposé vers l'Est, la Faille Chalard ;

- **Massif de Douvrin-Oignies-Vieux-Condé**, au Nord de la Faille Pruvost-Chalard. Ces structures ne sont pas parfaitement cylindriques, à l'échelle du bassin. Par exemple, au centre du bassin houiller, au Sud-Est de Douai, le conglomérat de Roucourt (a, fig. 8, et voir ci-dessus, §B) forme une unité à part. De même vers l'Est, le Massif de la Masse se développe en territoire belge entre la Faille Barrois et le Massif de Bruay-Lens-Barrois-Cuvinot.

---

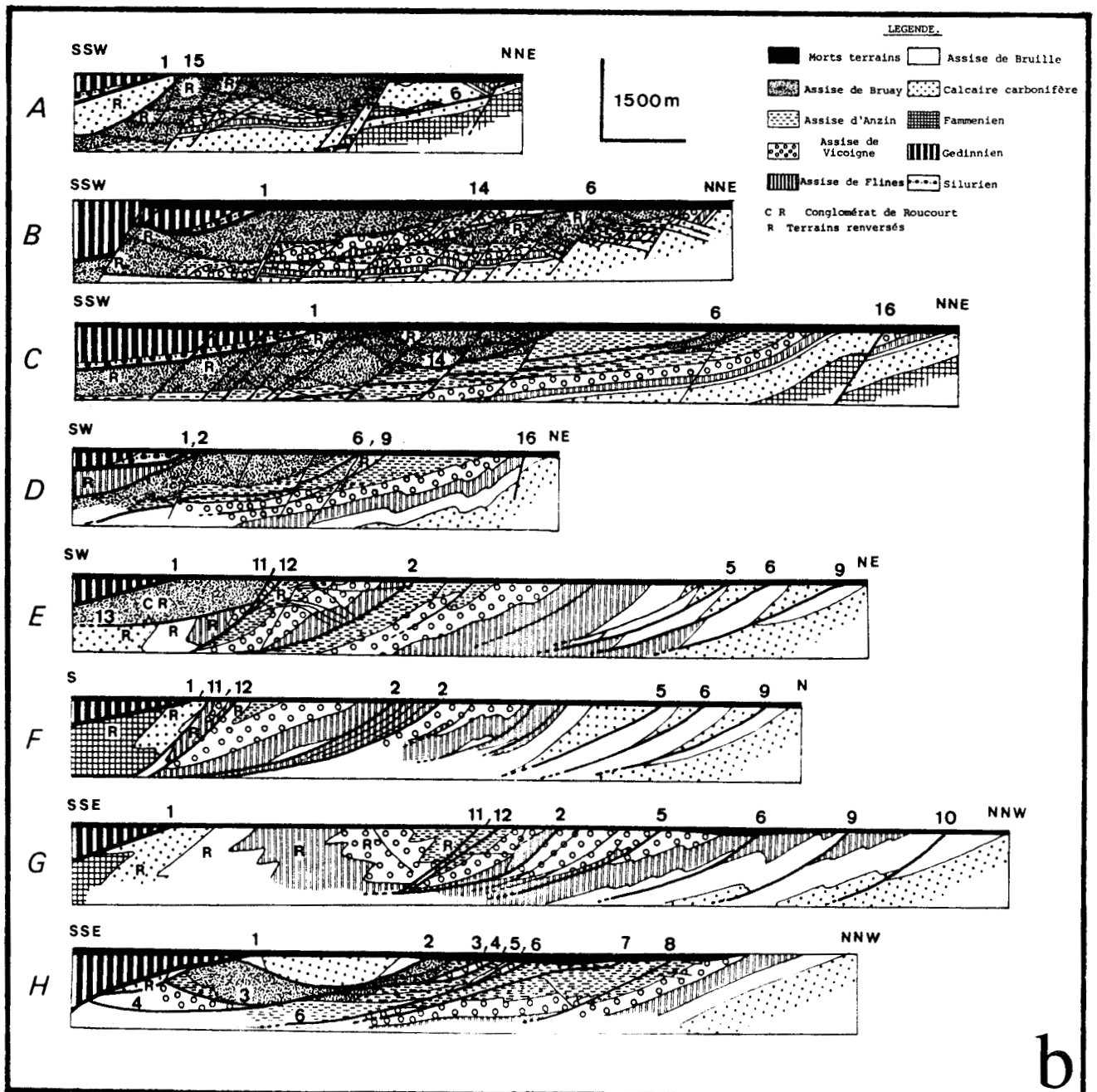
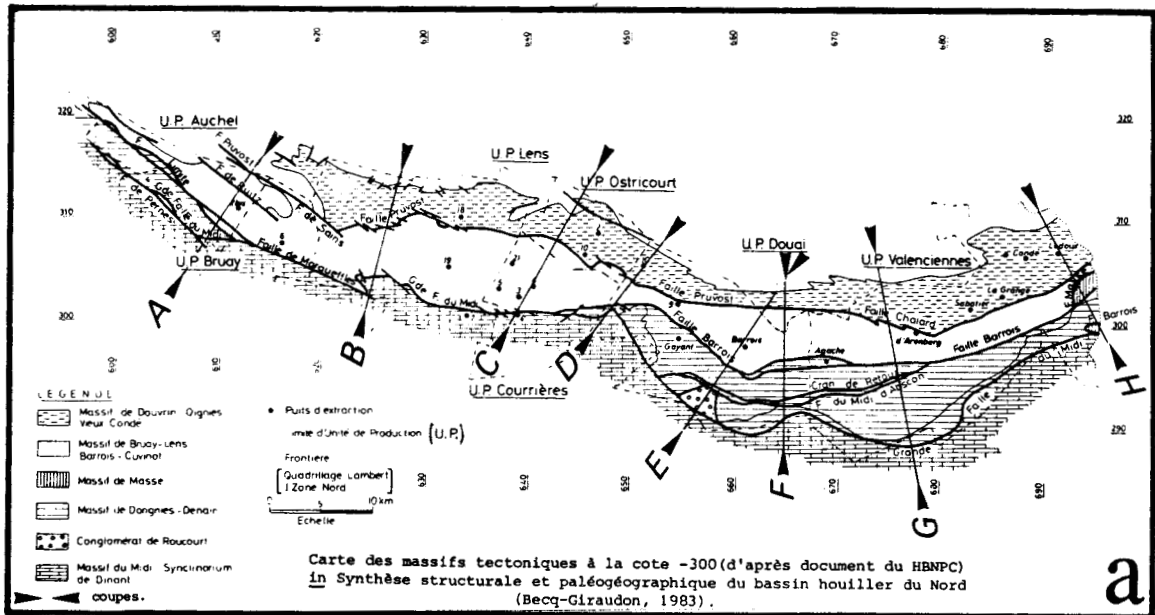
**Fig. 8. Carte et coupes au travers du bassin houiller du Nord - Pas-de-Calais.**

**a.** Carte représentant les unités tectoniques du bassin houiller d'après Becq-Giraudon (1983) sur laquelle sont localisées les coupes représentées en b.

**b.** Coupes établies par Bouroz et al. (1961 et 1963).

1 : Faille du Midi ; 2 : Faille Barrois ; 3 : Faille de Baisieux ; 4 : Faille Masse ; 5 : Faille Bouroz ; 6 : Faille Pruvost-Chalard ; 7 : Faille de Sault ; 8 : Faille d'Amaury ; 9 : Faille de Vicoigne-Evin ; 10 : Faille de la Grange ; 11 : Faille du Midi d'Abscon ; 12 : Faille Cran de Retour ; 13 : Faille de Roucourt ; 14 : Faille de Gavion ; 15 : Faille Limite ; 16 : Faille de la Gare.

L'ensemble des accidents chevauchants a une vergence nord. Ceux-ci semblent prendre naissance à partir de la Faille du Midi qui constitue l'accident majeur et déterminent une structure en écailles imbriquées.



- Figure 8 -  
Légende en page 30.

## E. ETUDES ANTERIEURES.

### 1. Synthèse structurale réalisée par les ingénieurs des houillères.

L'étude structurale que je propose est basée sur un document établi par Bouroz *et al.* (1963) : la "Carte des zones stratigraphiques à la cote -300 m", à 1/50 000, couvrant tout le bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. Les auteurs en étaient des ingénieurs-géologues et des chefs géomètres des houillères. Ce document, accompagné de coupes, était destiné à illustrer une note de synthèse sur la structure du bassin (Bouroz *et al.*, 1961). Je ne peux citer, ici, tous les résultats importants ainsi établis mais dois néanmoins rappeler les principales conceptions tectoniques qui concluent la note de 1961 (op.cit., p. 217 et 218).

Selon les auteurs, le soulèvement du bord septentrional du Synclinorium de Dinant constitue la déformation prédominante ; les déversements et les chevauchements n'en seraient que des conséquences secondaires et tardives (notons toutefois qu'en 1969, Bouroz commençait à parler de "pays de nappes"). C'est ce mouvement majeur de surrection au Sud de la Faille du Midi qui aurait causé successivement "des plissements, des renversements et des ruptures dans le bassin houiller". Ainsi les "ruptures cisailantes", telles que la Faille Barrois et la Faille Pruvost, "semblent prendre leur origine à la Grande Faille du Midi" et "recourent indifféremment têtes des anticlinaux ou fonds de synclinaux". Ces accidents chevauchants ont pu être plissés à leur tour.

Les coupes reproduites à partir de Bouroz *et al.* (1963) en b, figure 8, illustrent ces conceptions antérieures. Depuis, l'analyse des structures s'est modifiée et on accorde maintenant plus d'importance aux mouvements tangentiels (voir travaux du programme "ECORS", évoqués dans la première partie de ce mémoire) : je rappelle par exemple que les sondages d'Epinoi et de Jeumont, implantés à une dizaine de kilomètres au Sud de la trace cartographique de la Faille du Midi, ont traversé du Houiller (coupes B et C en figure 5).

On observe aussi dans les coupes en b, figure 8, des dédoublements et également un plissement des grandes surfaces cisailantes, phénomène justement signalé par Bouroz *et al.* (1961). Pour vérifier ces similitudes, il a paru intéressant à Monsieur Raoult de refaire une partie de la démarche qu'avaient suivie les géologues miniers. A partir de documents inédits des houillères, dont des cartes à grande échelle (cf. II ci-après), j'ai pu tout en confirmant les tracés proposés par mes prédécesseurs, reconsidérer à la lumière de

théories nouvelles la genèse des structures, et ce dans un secteur de quelques kilomètres carrés autour d'Oignies.

## 2. Travaux de Becq-Giraudon (1983).

La synthèse de Becq-Giraudon (1983) constitue le travail le plus récent concernant le bassin houiller du Nord. A partir d'une étude faite dans le puits n° 24 d'Estevelles (X = 641, Y = 309,50, fig. 6), il a proposé une chronologie des déformations, dans la concession de Courrières (groupe d'Hénin -Liétard).

Becq-Giraudon (1983) met en évidence sept phases. La phase initiale qu'il ne numérote pas est considérée comme résultant de phénomènes synsédimentaires ; les suivantes sont des étapes de déformation. Leur âge n'est pas toujours bien précis. Pour ma part, j'ai été amené à interpréter différemment la déformation hercynienne, correspondant aux phases 1 à 3 de Becq-Giraudon. Ainsi, je ne dissocierais pas les phases 1 et 3. Quant aux "hauts-fonds" ou "crêtes" de la paléogéographie (Becq-Giraudon *et al.*, 1981) interprétée par Becq-Giraudon (1983) comme anté-asturienne ("phase initiale"), je les considérerai comme étant essentiellement des structures asturiennes.

## F. PROBLEMES ABORDES.

Dans l'histoire tectonique hercynienne du bassin houiller, il me paraît difficile de séparer plusieurs phases (phase 1 à 3 de Becq-Giraudon ; 1983) et notamment d'attribuer à des phases distinctes le plissement majeur à axes E-W et les apparents raccourcissements E-W. L'échelle de travail, imposée par les documents à 1/10 000 dont je disposais, a permis de défendre l'idée que les principales déformations observées résultent d'un processus compressif continu (concept de la "déformation progressive"). Plutôt que de distinguer plusieurs phases, on fractionnera le mouvement en étapes appartenant probablement toutes à la phase asturienne. Ces étapes de la déformation s'enchaîneraient et seraient issues d'une sollicitation mécanique régionale unique, à peu près constante et continue.

Le Houiller n'affleurant pas et n'ayant pas eu l'occasion de descendre dans les mines, je n'ai pas fait d'observations directes à la différence de mes prédécesseurs. Je propose donc une étude sur documents que sont quelques planches inédites réalisées par les services des houillères. Les cartes et les tableaux étaient conçus pour faciliter l'exploitation, il a fallu donc d'abord les interpréter et réunir les informations qu'ils contiennent sous une forme accessible aux géologues. Tous ces problèmes de lecture, d'interprétation et de mise en forme font l'objet du chapitre II qui suit.

## G. LE SECTEUR D'OIGNIES : SITUATION, INTERET.

On trouvera en figure 6, les données concernant le puits n° 10 d'Oignies dans la partie septentrionale du bassin houiller (c'est une des dernières zones en exploitation, en 1990 dans le Nord et le Pas-de-Calais). Le principal accident, la Faille Pruvost sépare le Massif de Douvrin-Oignies-Vieux-Condé situé au Nord, du Massif de Bruay-Lens-Barrois-Cuvinot au Sud. La limite nord du bassin houiller est caractérisée par la remontée régulière des formations : elles sont de plus en plus anciennes en se déplaçant vers le Nord (successivement : Westphalien, Namurien et Dinantien). Le tout est recouvert par les "morts terrains" que sont les sédiments méso-cénozoïques, débutant par un conglomérat de base, le Tourtia, d'âge cénoomanien.

En figure 6, j'ai reproduit le découpage structural de Becq-Giraudon (1983). Le secteur étudié aurait été situé à la croisée de rides paléogéographiques ayant influencé, selon ce même auteur, la sédimentation houillère puis la tectonique asturienne. Deux de ces rides sont nommées "crêtes" du Poil d'Ours et d'Oignies (fig. 6).

L'étude des cartes à 1/10 000 sert ici à reconsidérer cette hypothèse, à la lumière de données géométriques plus précises permettant de mieux définir le style tectonique. De telles cartes n'avaient pas encore été exploitées dans cette optique. Ainsi on montrera dans le secteur d'Oignies l'existence d'une zone en transpression soulignée par des fractures et des plis en échelon.

## II. METHODES D'ETUDE.

### A. LES CARTES A 1/10 000 DES H.B.N.P.C. (Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais).

#### 1. Mode de réalisation des planches à 1/10 000.

Ces planches, à 1/10 000, inédites et dessinées par les services des H.B.N.P.C., m'ont été communiquées par J. Leplat (B.R.G.M., Service Géologique Régional de Lille). J'en ai étudié quatre (planches 14, 15, 18, 19), qui réunies, couvrent une partie de la bordure septentrionale du bassin houiller (fig. 6).

La cartographie a été réalisée par superposition de plans d'étages (les étages se succèdent verticalement tous les trente ou quarante mètres), ainsi qu'à partir de courts relevés entre les étages. Les auteurs avaient auparavant compilé des plans d'exploitation à 1/1000 des coupes des bowettes (galeries) et travers-bancs à 1/100, et des traçages en veine (déhouillement) à 1/100.

## **2. Caractéristiques des planches à 1/10 000.**

A part les accidents, les niveaux marins, et quelques rares tonsteins, ces documents représentent essentiellement des veines de Charbon (fig. 9 ; l'original en couleurs, une par veine, ne peut être reproduit ici).

Chaque veine porte soit un nom (Sainte-Barbe), soit un numéro (n° 2). Ces lits charbonneux sont recoupés à différents niveaux ou étages qui correspondent à une profondeur donnée en mètres (ét. 280, ét. 300). L'intersection d'une veine de charbon avec le mur du Tourtia (conglomérat crétacé) est marquée par un figuré de conglomérat (de même couleur que la veine en question, sur l'original).

Les accidents (décrochements, failles normales, failles chevauchantes...) et les niveaux marins (passées de Laure, Poissonnière, Rimbart) sont également recoupés à différents étages et signalés par des symboles spécifiques (fig. 9).

## **3. Subdivisions minières du secteur étudié.**

Dans ces planches, est aussi visible la délimitation entre les divers groupes d'exploitation. Ce fait est important, car le nom d'une veine varie d'un groupe à l'autre. Le terrain considéré est partagé entre quatre groupes, eux-mêmes subdivisés en concessions. On a d'Ouest en Est (fig. 6) :

- **le groupe de Lens** regroupant les concessions d'Annoeulin, de Meurchin et de Lens ;
- **le groupe de Hénin-Liétard** comprenant les concessions de Courrières et de Carvin (du moins la partie sud, avec le puits n° 14) ;
- **le groupe d'Oignies** intégrant la majeure partie de la concession de Carvin (puits n° 11, 12 et 13), la concession d'Ostricourt et la concession de Dourges ;
- **le groupe de Douai** correspondant à la concession de l'Escarpelle.

## B. LES PRINCIPALES STRUCTURES D'APRES LA CARTE A 1 / 50 000.

L'étude structurale proposée émane de la "Carte des zones stratigraphiques à la cote -300 m", concernant le bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais et établie par Bouroz *et al.* (1963). Les principales structures observées dans cette carte sont (fig. 6) :

### 1. Les plis.

#### a. Les plis à axe E-W à ENE-WSW.

A l'Ouest du méridien 643, dans le secteur de Lens, se trouvent, le synclinal de Meurchin à axe Est-Ouest (X = 633 à 643, Y = 311), qui accuse une virgation à l'Ouest (X

---

**Fig. 9. Extrait de la planche n° 19 des H.B.N.P.C.**

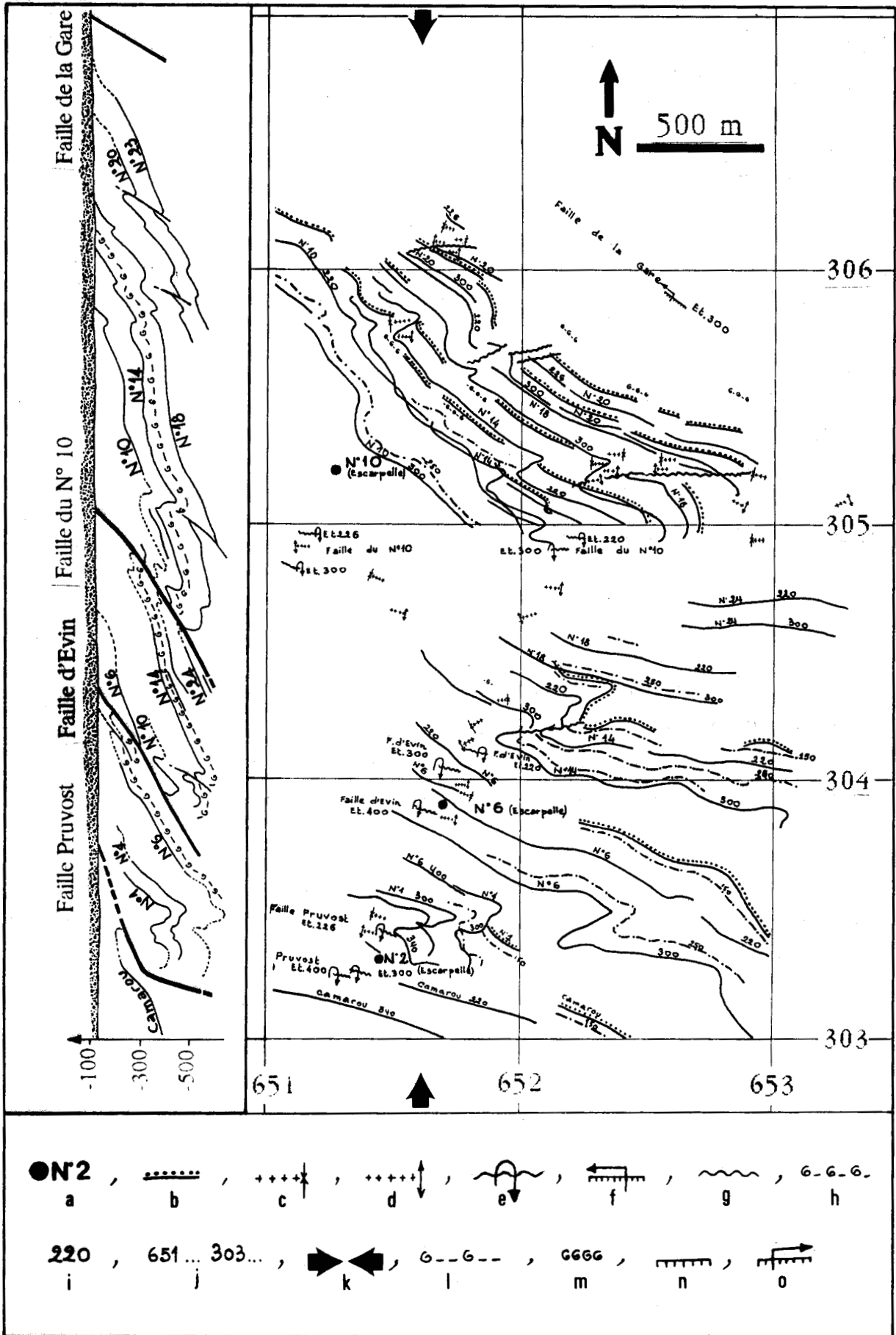
**a** : puits d'extraction ; **b** : intersection de la veine de charbon avec le conglomérat créacé (Tourtia) ; **c** : axe synclinal ; **d** : axe anticlinal ; **e** : faille chevauchante ; **f** : décrochement senestre ; **g** : faille en général ; **h** : niveau marin Poissonnière ; **i** : plan d'étage des veines ; **j** : carroyage kilométrique Lambert I, Zone Nord ; **k** : trait de coupe.

Autres symboles non figurés dans cet exemple : **l** : niveau marin de Rimbart ; **m** : niveau marin de Passée de Laure ; **n** : faille normale ; **o** : décrochement dextre.

**La carte** correspond à la superposition de plusieurs plans d'étage. Elle montre les veines de charbon des puits n° 2, 6 et 10 de la concession de l'Escarpelle (groupe de Douai). Celles-ci sont recoupées en trois ou quatre étages. La profondeur (en mètre) de l'étage correspondant est indiquée sur le tracé de la veine (400, 300, 200 etc.)

La géométrie des plis d'une veine de charbon, **en coupe**, doit tenir compte de sa géométrie sur carte, or celle-ci est oblique. Pour restituer la forme réelle perpendiculaire à l'axe des plis, on fait appel à la méthode décrite en annexes. Notons que le rapport entre les longueurs des flancs longs et courts sont différents de ceux de la carte. Les pointillés représentent les parties interprétées des contacts. Rappelons enfin qu'une coupe construite de cette façon n'est pas nécessairement orientée dans le plan de mouvement.





- Figure 9 -  
Légende en page 36.

= 635, Y = 310) et l'anticlinal du Poil d'Ours (X = 637 à 643, Y = 309 à 311) à axe de direction ENE-WSW. Ces deux axes de pli ont une grande extension géographique.

#### b. Les plis à axe N-S.

Ces plis d'extension plurikilométrique sont localisés au centre du secteur étudié, entre les méridiens 640 et 650. Il s'agit respectivement : du synclinal de Carvin (X = 643, Y = 307 à 313), de l'anticlinal de Carvin (X = 644, Y = 309 à 313) qui semble s'arrêter au voisinage de la Faille d'Oignies et de l'anticlinal d'Oignies (de X = 646 à 647, Y = 300 à 308). Ce dernier, au Sud de la Faille Pruvost, passe d'une direction N-S à une direction NNW-SSE. Son axe se dichotomise vers le Nord à partir de la Faille Corsin et semble s'arrêter au contact de la Faille de Garguetelles.

D'autres plis à axe N-S, se localisent au Sud (X = 647 à 650, Y = 301 à 308) et au Nord (X = 646, Y = 311) de la Faille de la Gare.

#### c. Les plis asymétriques.

A l'Est du méridien 650, dans la concession de l'Escarpelle, se trouve une série de plis asymétriques dont l'axe varie entre les directions E-W et ENE-WSW. Leur flanc court est localisé au Sud. Ces plis s'échelonnent sur une direction NW-SE. Il existe quelques plis asymétriques, plus rares, au Nord de la Faille de la Gare (X = 647, Y = 309), dans la concession d'Ostricourt.

De même, on note la présence de ce type de plis dans le synclinal de Meurchin, au Nord de la Faille de Douvrin (X < 640, Y > 310). Ces plis d'axe NW-SE s'échelonnent sur une direction NE-SW.

## 2. Les failles.

Il existe une multitude de failles avec des rejeux et des styles variables, dont la plus importante est la Faille Pruvost décrite ci-dessous.

#### a. La Faille Pruvost.

Elle fut découverte d'abord dans les concessions de Noeux et de Grenay (Bouroz, 1947). Suivant les lieux où elle a été recoupée, la Faille Pruvost a été dénommée de di

verses façons. Dans la concession de Lens, elle est équivalente de la Faille d'Hulluch (Bouroz, 1947) et dans les concessions de Dourges et de l'Escarpelle, elle correspond à la Faille Leforest (DalINVAL *et al.*, 1952). Son extension le long du bassin houiller a été ensuite mise en évidence par Bouroz et Stievenard (1958).

La limite entre, au Nord, le Massif de Douvrin-Oignies-Vieux-Condé, fortement plissé, et au Sud, le Massif de Bruay-Lens-Barrois-Cuvinot apparemment moins plissé (ceci, pour le secteur d'Oignies), est matérialisée par la Faille Pruvost à vergence nord.

Cette dernière appartient à la grande famille de failles directionnelles de charriage du bassin houiller. Il s'agit d'une faille chevauchante, qui dans le secteur d'Oignies se double vers l'Ouest ( $X = 639$ ,  $Y = 309$ ) en donnant une branche nord, qui correspond à la Faille Saint Druon, et une branche sud gardant le nom de Faille Pruvost. La direction générale de la Faille Pruvost est à peu près NW-SE.

#### b. Autres failles chevauchantes.

Au sein du synclinal de Meurchin, existe une multitude de petites failles chevauchantes parallèles à l'axe du synclinal, c'est-à-dire E-W ( $X = 637$ ,  $Y = 311$ ). D'autres failles de ce type, telles que la Faille d'Oignies ( $X = 645$ ,  $Y = 308$ ), la Faille de Courrières ( $X = 648$ ,  $Y = 307$ ) et la Faille de Buqueux ( $X = 647$ ,  $Y = 309$ ), se trouvent au centre du secteur étudié.

Plus à l'Est, dans la concession de l'Escarpelle, on trouve la Faille du Forêtêt appelée aussi la Faille du n° 10 ( $X = 651$ ,  $Y = 305$ ) et la Faille d'Evin ( $X = 650$ ,  $Y = 304$ ).

#### c. Les failles normales.

Ces failles ont une grande extension géographique. Elles présentent une direction N 120 E. Nous citerons parmi elles du Sud au Nord : la Faille de Douvrin ( $X = 635$ ,  $Y = 312$ ), la Faille Corsin - anciennement la Faille d'Estvelles, d'Harponlieu (Bouroz, 1950) ou encore Faille Cornuault (DalINVAL *et al.*, 1952) ( $X = 646$ ,  $Y = 306$ ) -, le Cran de Saily qui correspond vers l'Est à la Faille de Rouy ( $X = 638$ ,  $Y = 306$ ), et enfin la Faille Reumaux ( $X = 643$ ,  $Y = 303$ ).

#### d. Les failles inverses à fort pendage.

Les plus importantes sont la Faille de Poil d'Ours ( $X = 640$ ,  $Y = 311$ ) et la Faille de Gavion ( $X = 644$ ,  $Y = 304$ ).

#### e. Les failles décrochantes.

Ce dernier type est assez rare. Il est représenté par : la Faille de la Gare (N 120 E, X = 650, Y = 307) et la Faille de Garguetelles moins importante (N 105 E, X = 648, Y = 308), toutes les deux sont senestres.

Il existe d'autres failles encore moins importantes et à rejet dextre. Elles ont une direction N 035 E, tel que cela s'observe avec la Faille d'Ostricourt (X = 648, Y = 307).

### C. STRATIGRAPHIE : EQUIVALENCES DES VEINES ENTRE GROUPES ET CONCESSIONS.

Des tableaux provisoires de concordance entre les veines des différents groupes (documents des H.B.N.P.C. qui m'ont été aimablement communiqués par J.P. Laveine, Professeur à l'Université de Lille) ont permis de réaliser en grande partie la figure 11.

On notera qu'il subsiste quelques incertitudes à propos de la position de certaines veines, telles que celles de St-Victorien à Mathilde du puits n° 11 de Carvin (X = 643, Y = 312). En tenant compte des données structurales, je les ai finalement attribuées à l'Assise de Vicoigne (voir l'alinéa raccords). D'autre part, deux veines distinctes paraissent se confondre latéralement : la "Grande Veine" du groupe de Hénin-Liétard correspondrait au couple "Dure-Veine, Petite Veine" dans les puits 4 et 5 de la concession d'Ostricourt. La fusion apparente des deux veines témoigne peut-être d'une lacune de dépôt, ou d'une érosion locale, du terme stérile intermédiaire.

Mis à part le Stéphanien, dont l'absence est générale, toutes les assises du Houiller sont présentes ici. L'épaisseur de ces formations augmente d'Ouest en Est et du Nord au Sud.

---

**Fig. 10. Tableau de concordance des veines de charbon entre les différentes fosses du secteur d'Oignies.**

#### **Documents utilisés:**

- Groupe d'exploitation de Douai (1964). Tableau provisoire de concordance des veines.
- Groupe de Hénin-Liétard (1947). Tableau de correspondance des veines.
- Groupe de Hénin-Liétard (1955). Homogénéisation des appellations de veines. Notations symboliques.
- Groupe de Lens (1945). Tableau provisoire de concordance des veines.
- Groupe de Lens-Liévin (1978). Coupe stratigraphique moyenne à 1/5 000. Région sud, Faille Reumaux.
- Mines de Courrières (1944). Tableau provisoire de concordance des veines.
- Mines d'Ostricourt (1944). Tableau provisoire de concordance des veines.
- Tableau stratigraphique à 1/5 000 (1970). Concordances du Nord et du Pas-de-Calais.

BRUAY-LENS-ANZIN-CRESPIN				Chrono- stratigraphie	DOUVRI N - OIGNIES - VIEUX-CONDÉ															
HENIN-LIETARD		OIGNIES	DOUAI		LENS			HENIN-LIETARD				OIGNIES						DOUAI		
Courrières		Dourges	Escarpelle		Lens	Meurchin		Carvin	Courrières		Ostricourt						Dourges	Escarpelle		
1	21,22	8,8bis	2		10 10bis	1M,3M 4M,5M	6M	11M	12,13,14	24,25	16	8	1,2,6	7,7bis	4,5	3,5	4	9,9bis	10	6,2
	Marthe	Julie														Nord F. de la Gare	Sud F. de la Gare			
	Mathilde															NW F. Buqueux	SE F. Buqueux			
	Léonard																			
	Adélaïde																			
	Nicolas																			
	St-Lazare																			
	St-Berthe																			
	Ste Geneviève		Ste-Geneviève															Louise		
	St-Etienne		St-Etienne																	
	Nelle Veine		Nelle Veine																	
	Espérance																			
	Noisiez																			
<b>NIVEAU</b>				Westphalien C et D	<b>MARIN DE RIMBERT</b>															
				Westphalien B	<b>MARIN DE RIMBERT</b>															
				Assise de Bruay	<b>MARIN DE RIMBERT</b>															
				Assise d'Anzin	<b>MARIN DE RIMBERT</b>															
				Assise de Vicoigne	<b>MARIN DE POISSONNIERE</b>															
				Assise de Fines	<b>MARIN DE LA PASSEE DE LAURE</b>															

- Figure 10 -  
Légende en page 40.

## **1. Au Nord de la Faille Pruvost.**

Cette partie (à droite de la figure 10), correspond aux trois quarts du secteur étudié. Il s'agit du Massif de Douvrin-Oignies-Vieux-Condé, où la majorité des veines de charbon ont été observées. Elles appartiennent essentiellement aux Assises de Vicoigne et d'Anzin, respectivement du Westphalien A et du Westphalien B (fig. 7).

Les variations d'épaisseur signalées par Bouroz (1949) et Chalard (1960a et b), pourraient traduire une subsidence d'importance croissante d'Ouest en Est :

- L'Assise d'Anzin fait de 250 m à Lens, 350 m à Hénin Liétard, enfin 375 m à Oignies et Douai.
- L'Assise de Vicoigne fait 150 m à Lens, 170 m à Hénin-Liétard, 185 m à Oignies, et 260 m à Douai.
- Les Assises de Flines et de Bruille font 75 m à Lens, 125 m à Hénin-Liétard, 175 m à Oignies, et plus de 200 m à Douai.

Notons que les assises supérieures sont les plus puissantes. L'Assise de Bruay, qu'on trouve ordinairement au-dessus, est faiblement représentée dans ce Massif.

## **2. Au Sud de la Faille Pruvost.**

Au Sud de la Faille Pruvost (partie gauche de la figure 10), se trouve le quart du domaine considéré, qui appartient au Massif de Bruay-Lens- Barrois-Cuvinot, limité au Sud par la Faille Barrois (accident non visible sur la figure 6). Les veines représentées appartiennent essentiellement à l'Assise de Bruay. L'épaisseur de celle-ci augmente d'Ouest en Est. En effet à Lens elle avoisinerait 1 000 m, à Hénin-Liétard et Oignies elle atteindrait 1 400 m, et à Douai 1 500 m (calculs personnels, faits d'après les documents des H.B.N.P.C.).

## **D. CARTOGRAPHIE INFRA - CRETACEE**

Je propose une nouvelle carte du substratum infra-Crétacé (fig. 12) dressée d'après les planches à 1 / 10 000 des H.B.N.P.C., sur lesquelles figurent les points d'intersection des veines de charbon avec le Tourtia (conglomérat de base du Crétacé).

## 1. Synthèse de la carte.

Pour établir cette carte, il suffit de choisir une cote donnée (ex : -300 m pour Bouroz *et al.*, 1963), et de joindre les veines équivalentes d'une concession à une autre. Pour y parvenir, j'ai choisi l'intersection des veines avec le Tourtia crétacé. A l'aide du tableau de concordance (fig. 10), j'ai réalisé une carte infra-mésozoïque (fig. 11). Cependant, entre la carte à la cote -300 m de Bouroz *et al.* (1963) et les cartes à 1/10 000 des H.B.N.P.C., il apparaît une différence nomenclaturale et aussi une absence de certaines failles qui sont importantes à signaler.

### a. Différences de nomenclature.

Elles concernent essentiellement les failles, de la façon suivante :

- La Faille Corsin à 1/50 000 correspond dans la carte à 1/10 000 à la Faille d'Harponlieu (puits n° 9 de Dourges) et à la Faille Cornuault (puits n° 8 de Dourges) ;
- la Faille de la Haute-Deûle à 1/50 000 est équivalente à la Faille de Grand-Amédée dans la carte à 1/10 000 (puits n° 8 de Dourges) ;
- la Faille de Forêtet à 1/50 000 est la Faille n° 10 au puits n° 10 de la concession de l'Escarpelle ;
- la Faille d'Oignies à 1/50 000 désigne à 1/10 000 la Faille de Courrières (puits n° 2 d'Ostricourt).

### b. Structures non signalées sur la carte à 1/50 000.

Ces structures correspondent à des accidents représentés sur la carte à 1/10 000 mais absents sur celle à 1/50 000. Ce sont :

- La Faille du Canal (puits n° 8 de Dourges, X = 649, Y = 305)
- La Faille de Sainte-Michelle et la Faille Sainte-Anne (Puits n°9 de Dourges, X = 643, Y = 304).

De nombreuses fractures n'ont pas été dénommées. La Faille Gavion est un accident représenté au 1/50 000, mais absent au 1/10 000.

### c. Lacune d'observation.

L'absence d'exploitation dans certaines régions (ex : au Sud du synclinal de Meurchin et de Carvin, ainsi que le Sud de la concession de Dourges) entrave la connaissance du

sous-sol et peut aboutir à des interprétations géologiques diverses. C'est au Nord de la Faille Pruvost, dans la concession de l'Escarpelle et aux alentours de la Faille de la Gare, que les exploitations ont été les plus poussées.

## 2. Description de la carte infra - mésozoïque.

La carte que je propose (fig. 11) restitue les principales structures reconnues par Bouroz *et al.* (1963) sur le document à 1/50 000, à la cote - 300 m. J'ai été amené à modifier quelques détails. C'est ainsi qu'à l'Ouest du méridien 645, près de l'anticlinal de Poil d'Ours, j'ai noté une orientation différente des structures. En effet au puits n°10, au Sud de la Faille du Rivage (X = 637, Y = 308), la terminaison périanticlinale est sensiblement N-S.

---

### Suite de la légende de la figure 11.

#### Abréviations des veines de charbon utilisées en figures 11 et 13.

##### - Assise de Bruay.

ad : Adélaïde ; g : Sainte-Geneviève ; l : Louise ; leo : Léonard ; no : Noisiez ; nv : Nouvelle veine ; se : Saint-Etienne.

##### - Assise d'Anzin.

a : Alphonse ; c : Camarou ; d : Delsol 3 ; d<sub>1</sub> : Delsol 1 ; e : Eugénie ; el : Elisa ; gv : Georges Verley ; ju : Julien ; n : Narcisse ; s : Sainte-Simone ; sa : Sainte-Anne ; sal : Saint-Alexandre ; sc : Sainte-Christiane ; sg : Saint-Guy ; sm : Sainte-Michelle ; sy : Saint-Yvon ; t : Terreuse ; v : Veine de 0,60 ; v<sub>1</sub> : Veine n°1 ; v<sub>2</sub> : Veine n°2 ; v<sub>9</sub> : Veine n°9 ; v<sub>10</sub> : Veine n°10 ; 1v : Première Veine.

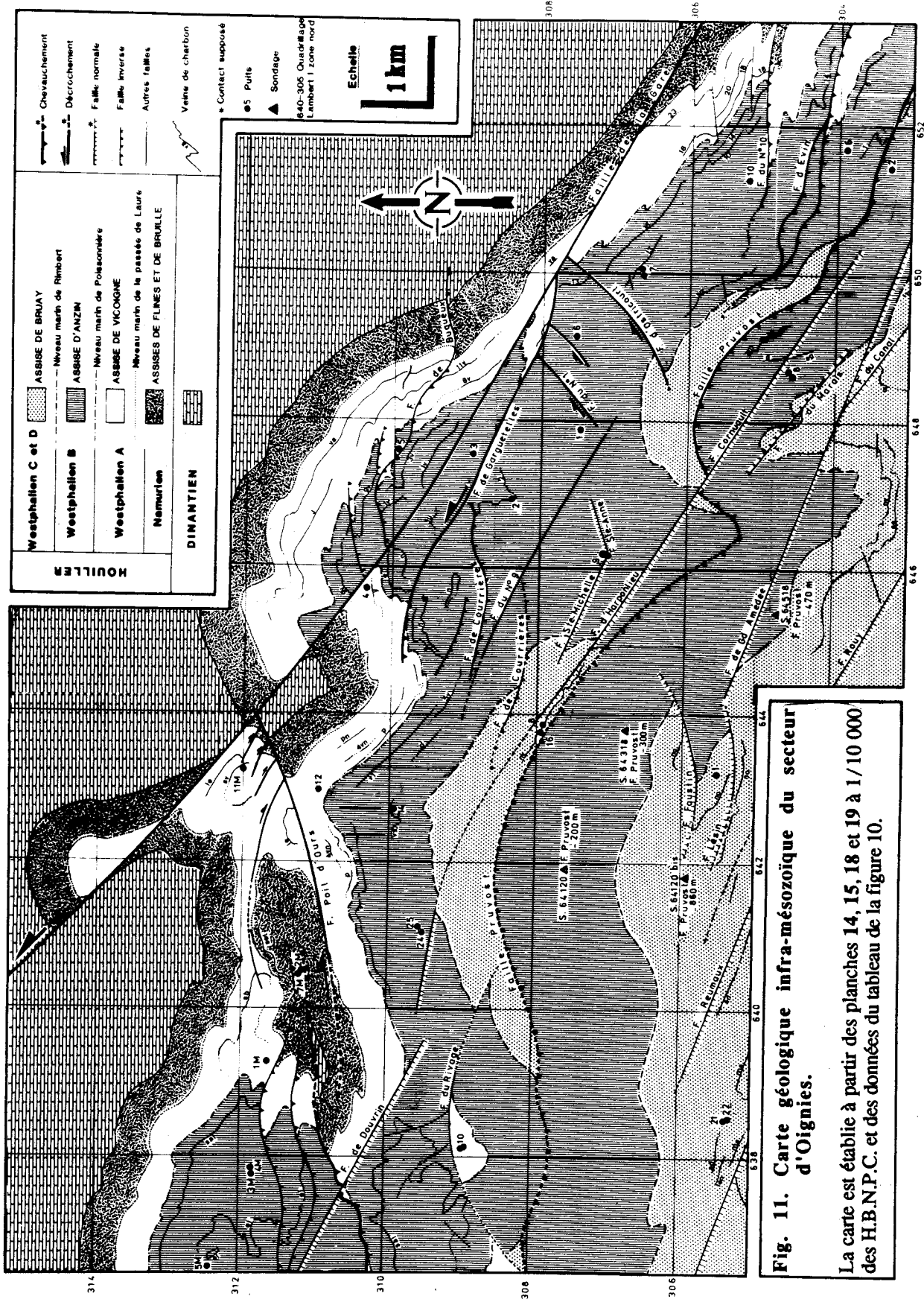
##### - Assise de Vicoigne.

ag : Auguste ; b : Bèlle ; j : Jeanne ; le : Letombe ; p : Pérus ; pa : Paul ; pn : Petite Veine du Nord ; sb : Sainte-Barbe ; sem : Saint-Emile ; sj : Saint-Julien ; sv : Saint-Victorien ; va : Valentine ; 4vn : Quatrième veine du Nord ; 7v : Septième Veine ; 8v : Huitième Veine ; 11v : Onzième Veine ; y : Yvonne.

##### - Assise de Flines.

m : Mathilde ; set : N° 3 Saint-Etienne.





Au Nord de la Faille de Poil d'Ours, la Faille de la Gare rebrousse fortement les couches, ce qui aboutit à la formation d'un anticlinal d'orientation NW-SE.

La Faille Poil d'Ours, par sa direction et son pendage, s'apparente à la Faille d'Ostricourt ; elle serait donc décrochante. Cette hypothèse est confortée par un argument cartographique ; en effet on relève la même valeur de décalage des séries au Nord et au Sud.

Dans la carte à la cote -300 m à 1/50 000, on distingue au centre du secteur d'Oignies deux failles chevauchantes : au Nord la Faille d'Oignies et au Sud la Faille de Courrières. Selon les cartes à 1/10 000, au Nord, il s'agit de la Faille de Courrières traversée à la cote -354 m ( X = 646, Y = 309) tandis qu'au SW ( X = 644, Y = 307) elle est coupée à la cote -240 m . Par conséquent, entre les deux existe une faille représentée par un signe peu visible (ceci serait dû au manque d'exploitation dans cette partie à la suite de la catastrophe de Courrières en 1910). Cette faille, appelée Faille n° 9, serait un décrochement senestre, auquel cas l'anticlinal d'Oignies correspondrait à l'anticlinal de Carvin.

Dans ce qui suit, l'exploitation des données ainsi rassemblées, est précédée d'un examen des synthèses antérieures (carte à 1/50 000 de Bouroz *et al.*, 1963 ; travaux de Becq-Giraudon, 1983). Il convient en effet de confronter ces conceptions aux miennes.

## E. TECHNIQUES UTILISEES POUR L'ETUDE DES CARTES A 1/10 000.

### 1. Méthode d'estimation des pendages à partir des intersections d'une veine avec deux plans horizontaux.

Les veines de charbon recoupées en profondeur, à plusieurs niveaux ou étages, sont projetées sur un même plan horizontal, ce qui facilite le calcul des pendages (fig. 12).

Prenons comme exemple la veine n° 14 dans le puits n°10 de la concession de l'Escarpelle (groupe de Douai). Elle a été suivie sur plusieurs étages, et nous retiendrons dans cet exemple deux niveaux : -220 m et -300 m. On suppose qu'à l'échelle des observations, de nombreuses portions de la veine peuvent être assimilées à des plans. Sur une portion de ce type, on prend au minimum trois droites sécantes reliant les deux étages, on aboutit à deux données:

- la dénivellation (I) ; dans l'exemple considéré est de 80 m.

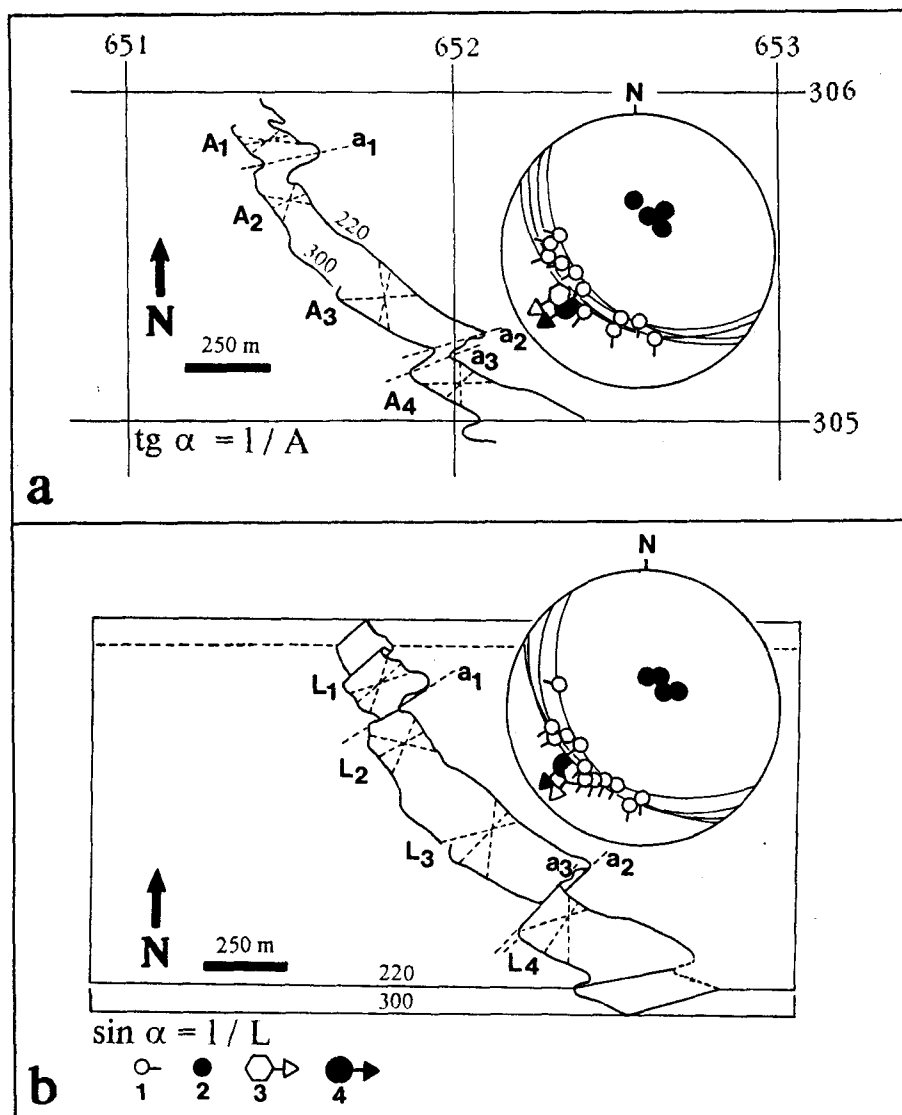


Fig. 12. Méthode de calcul des pendages d'une veine de charbon à partir de deux plans d'étage.

1 : linéation L ou A ; 2 : pôle de So ; 3 : axe construit ; 4 : axe calculé.

Les deux méthodes de calcul sont appliquées sur la veine n° 14 du puits N° 10 de la concession de l'Escarpelle (groupe de Douai).

l : dénivellation entre les deux plans d'étage (80 m) : A et L : droites quelconques reliant les tracés dans les deux plans d'étage de la veine de charbon.

**a.** calcul en deux dimensions ( $\text{tg } \alpha = l/A$ ) ; les linéations des droites sont  $A_1$  : 220/36 ;  $A_2$  : 230/35 ;  $A_3$  : 215/30 et  $A_4$  : 210/30. Les linéations des axes des plis sont  $a_1$  : 215/30 ;  $a_2$  : 250/27 et  $a_3$  : 260/24. la valeur moyenne des axes est 250/27 et l'axe construit sur canevas 245/25.

**b.** calcul en trois dimensions ( $\text{sin } \alpha = l/L$ ) ; les linéations des droites sont  $L_1$  : 210/40 ;  $L_2$  = 235/32 ;  $L_3$  = 230/25 et  $L_4$  = 210/26. Les linéations des axes sont  $a_1$  : 225/24 ;  $a_2$  : 225/25 et  $a_3$  = 235/24. La valeur moyenne des axes est 230/25, et l'axe construit sur canevas 225/25.

On remarque que les valeurs obtenues suivant les deux méthodes sont légèrement différentes. La méthode décrite en a est plus aisée d'utilisation car elle se fait directement sur carte. Les valeurs des axes des plis mineurs obtenues, soit par construction sur canevas, soit par calcul direct à partir de la carte, sont similaires. Pour les plis majeurs, les valeurs sont obtenues par construction (voir fig. 14).

- la distance entre les deux intersections mesurées dans le plan de projection cartographique ( L ou A).

Le pendage apparent est obtenu par deux méthodes:

- soit on raisonne "à plat" (deux dimensions), dans ce cas l'inclinaison des droites est obtenue par  $\text{tg } \alpha = l / A$  ;
- soit on raisonne "dans l'espace" (trois dimensions), dans ce cas le pendage est obtenu par  $\text{sin } \alpha = l / L$  .

Le pendage obtenu, il reste à déterminer l'azimut de ces droites par mesure directe sur carte. Un minimum de trois mesures permet, par report sur un canevas de Wulff ( où il y a conservation des angles), d'estimer l'orientation du plan de stratification So.

Le calcul des axes de plis est obtenu :

- soit par construction sur canevas ;
- soit par mesure directe dans les deux cas de figures cités précédemment, en reliant simplement les charnières des plis des deux étages.

## **2. Réalisation des coupes.**

Pour réaliser une coupe (fig. 9), il suffit de reporter les différents étages d'une veine de charbon donnée. La topographie infra - crétacée est donnée par l'intersection des veines de charbon avec le conglomérat crétacé (Tourtia).

Il est difficile de restituer l'image d'un pli en projetant simplement sur papier millimétré les cotes des différents plans d'étage d'une même veine de charbon, le tracé obtenue est celui d'une droite. En effet sur la coupe l'allure des plis d'une veine de charbon doit tenir compte de sa géométrie à plat, c'est-à-dire sur carte, or celle-ci est oblique d'où la nécessité de trouver une méthode pour restituer facilement la forme réelle du tracé de la veine de charbon, vue perpendiculairement à son axe.

## **3. Forme réelle des plis.**

La forme des plis observée à plat à 1/10 000 est généralement issue d'une coupe oblique par rapport aux axes. Par conséquent, elle n'est pas la section principale. En coupe il est facile de reporter les différents étages qui recoupent les veines, mais il est difficile de restituer la forme réelle du pli, d'où l'avantage de cette méthode facile et rapide (pour les

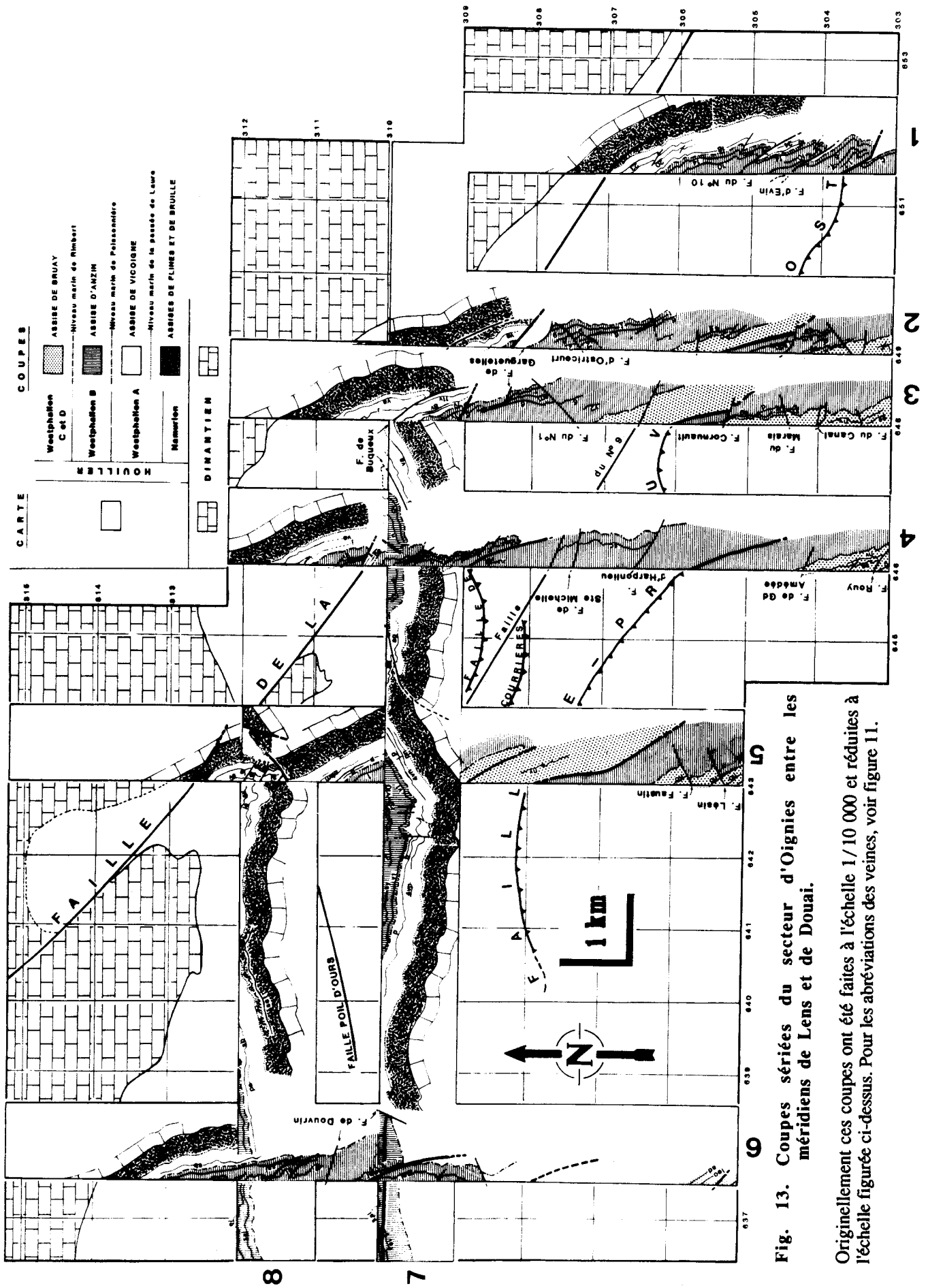


Fig. 13. Coupes séries du secteur d'Oignies entre les méridiens de Lens et de Douai.

Originellement ces coupes ont été faites à l'échelle 1/10 000 et réduites à l'échelle figurée ci-dessus. Pour les abréviations des veines, voir figure 11.

calculs et applications, voir annexe n° 1). A partir de la forme réelle du pli, on restitue également le raccourcissement réel. En effet, celui-ci est inférieur à celui obtenu sur des coupes obliques par rapport aux axes des plis.

### III. SYNTHÈSE GÉNÉRALE DES DONNÉES.

#### A. TAUX DE RACCOURCISSEMENT.

Les mesures effectuées sur les différentes veines montrent que :

- en général, le taux de raccourcissement N-S est plus élevé que le raccourcissement E-W qui dans l'ensemble du secteur d'Oignies avoisine 11 % ;

- dans l'unité chevauchée, plus on s'éloigne, vers le Nord, de la Faille Pruvost plus le raccourcissement diminue. Au contact immédiat des failles chevauchantes, le taux de raccourcissement augmente. Celui-ci est plus élevé dans la concession de l'Escarpelle, à l'Est du méridien 650 où il avoisine 35 %.

- le taux de raccourcissement moyen au Sud de la Faille Pruvost, dans l'unité chevauchante, est de 10 % environ. Le taux moyen au Nord de la Faille Pruvost dans l'unité chevauchée est de 17 %.

Ces valeurs nous donnent une estimation minimale de l'intensité de la déformation du Sud au Nord et d'Est en Ouest.

#### B. CORRESPONDANCE ENTRE LES VEINES.

D'un groupe à un autre, d'une concession à une autre, voire d'un puits à un autre dans une même concession, les veines de charbon changent de nom. La concordance de toutes les veines du secteur d'Oignies est donnée par le tableau de la figure 10, complété à l'aide des données structurales issues des coupes de la figure 13.

A l'aide des niveaux marins on distingue un groupement de veines appartenant à une même assise, sa position dans la succession sédimentaire et structurale par rapport aux autres assises. Ces raccords permettent de mettre en évidence la variation des épaisseurs entre les veines de charbon. Ainsi la coupe n° 1 (X = 651,5) montre que l'épaisseur augmente légèrement du Nord vers le Sud entre les veines n° 10 et n° 14, par contre elle diminue entre les veines n° 14 et n° 18. De part et d'autre de la Faille d'Ostricourt (coupe n° 2 ;

X = 649), on note une subite variation d'épaisseur, celle-ci diminue vers le Nord et vers le Sud. Le même phénomène est visible aux alentours de la Faille du n° 1 (coupe n° 3 ; X = 648). Ces épaissements pourraient correspondre à une paléodépression ayant une direction à peu près NNW-SSE.

Les raccords entre les veines permettent également d'évaluer le rejet horizontal ou vertical de certaines failles, et parfois la flèche d'un chevauchement, ou encore le dédoublement des veines et des assises (voir failles).

## C. LES PLIS.

### 1. Les plis à axe E-W.

Il s'agit de l'anticlinal Poil d'Ours faillé et écaillé (en carte) et du synclinal de Meurchin. Celui-ci présente une importante dysharmonie entre les veines Elisa et Saint-Alexandre (coupe n°6). En carte, son axe se poursuit au moins jusqu'à l'intersection entre la Faille de la Gare et la Faille Poil d'Ours.

### 2. Les plis à axe N-S.

Ce sont des plis très amples de longueur d'onde plurikilométrique (fig. 7) parmi lesquels le synclinal de Carvin montre également une dysharmonie entre les veines supérieures et inférieures de l'Assise d'Anzin.

### 3. Les plis asymétriques hectométriques à kilométriques.

Leur axe est généralement E-W. Le rapport entre le flanc long et le flanc court est de 1/10. Celui-ci diminue au contact des failles chevauchantes (coupe n° 1).

### 4. Relations géométriques entre les différents types de plis.

Les coupes n° 7 et n° 8 (fig. 13) montrent que les plis à axes E-W sont affectés par les plis à axes N-S. Ceci est visible également sur carte de la figure 14. Les axes des plis asymétriques situés au Sud et au Nord de la Faille de la Gare, dessinent des ondulations à axes N-S comparables à celles des chevauchantes (voir infra). Les plis à axes N-S seraient apparemment tardifs par rapport aux plis à axe E-W.

## D. LES FAILLES.

### 1. Les failles décrochantes.

L'accident majeur est la Faille de la Gare de direction N 140 E. D'Ouest en Est, sur les coupes n° 5, 4, 3 et 2, son pendage sud est constant et proche de 80°. Dans la coupe n° 1, ce pendage diminue et la Faille de la Gare s'aplatit en s'ennoyant au sein des assises de Flines et de Bruille.

Sur carte (fig. 11), la Faille de la Gare correspond à une faille décrochante senestre à rejet d'environ 2 000 m (calcul fait sur la veine Valentine). D'autres failles de second ordre lui sont associées, telles que :

La Faille de Garguetelles : son rejet, senestre, varie de 500 m à l'Ouest (veine n° 6) à 20 m à l'Est (veine Eugénie). Cette faille est recoupée sur plusieurs étages. Projetés, ceux-ci lui infèrent une image en "rampe" (coupes n° 3 et n° 4, fig. 13). Vers le bas, le segment à pendage fort cisaille les veines, par contre vers le haut, celui à pendage modéré se parallélise par rapport à ces mêmes veines de charbon .

---

Fig. 14. Rapports géométriques entre les plis à axe N-S et le reste des structures.

#### Profondeur de la Faille Pruvost en sondages :

1 : S 64120 (X = 642, Y = 307,5) - 200m ; 2 : S 64318 (X = 644, Y = 307) - 300m ; 3 : S 64120 bis (X = 642, Y = 306) - 860m ; 4 : S 64518 (X = 645,5, Y = 305) - 473m.

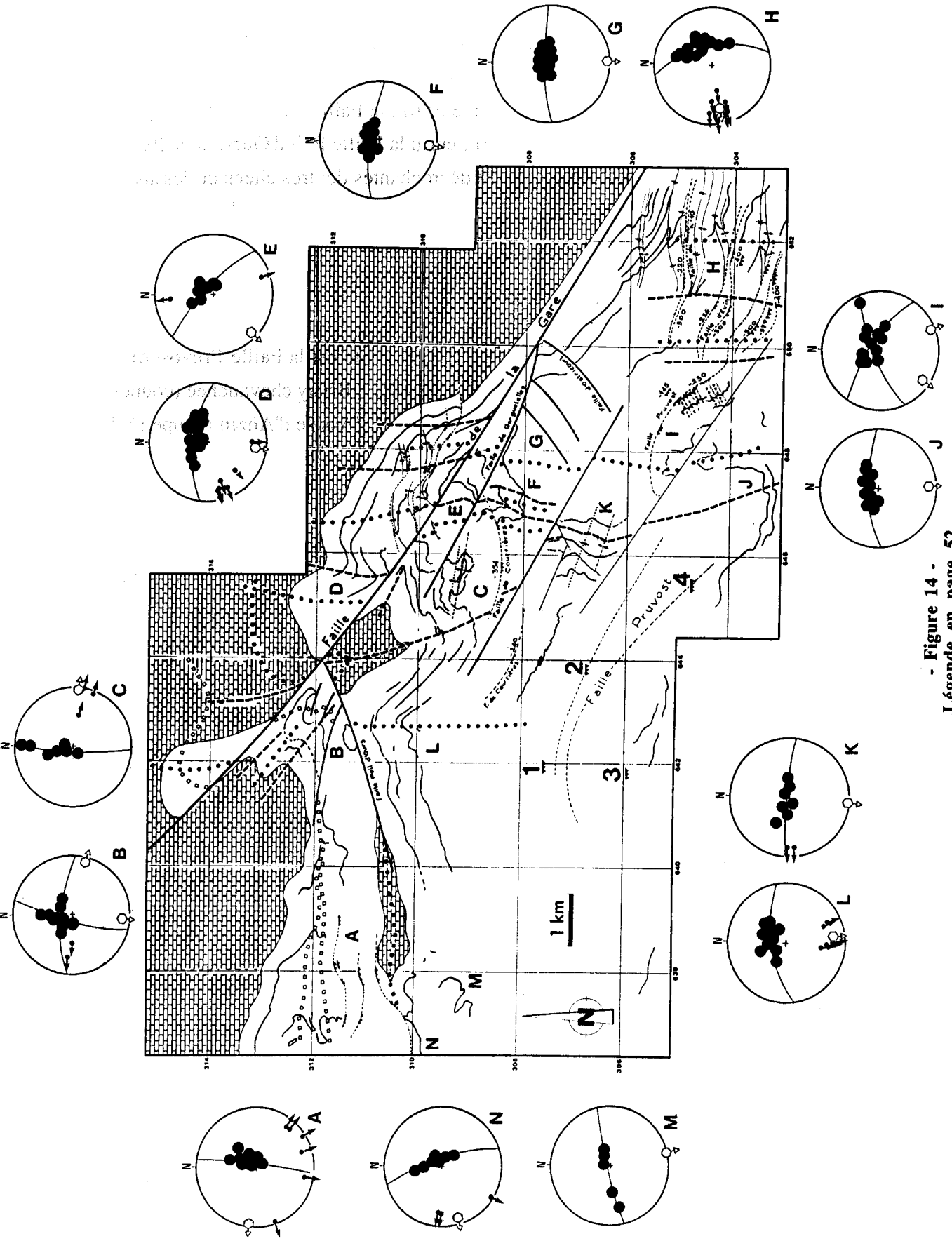
#### Mesures des axes principaux:

A : synclinal de Meurchin 276/06 ; B : Fosse N°11 de Carvin au Nord de la Faille Poil d'Ours 184/20 et 104/10 ; C : au Nord de la Faille de Courrières 095/06 ; D : au Nord de la Faille de la Gare 185/20 ; E : entre la Faille de la Gare et la Faille Garguetelles 225/10 ; F : puits N° 2 d'Ostricourt 190/10 ; G : puits N° 1 et N° 6 d'Ostricourt 175/10 ; H : puits N° 2, N° 6 et N° 10 de l'Escarpelle 260/30 ; I : puits N° 8 et N° 8bis de Dourges 155/10 et 215/15 ; J : Sud de la Faille de la Gare (l'anticlinal d'Oignies) 175/15 ; K : puits N° 9 et N° 9bis de Dourges 185/05 ; L : synclinal de Carvin 170/20 ; M : puits N° 10 et N° 10 bis de Lens 165/05 ; N : au Nord du puits N° 10 de Lens 250/10.

Le calcul des valeurs des stratifications est obtenu par la méthode des droites décrites en II. Deux orientations axiales préférentielles se dessinent Est-Ouest et Nord-Sud. Parfois il y a superposition des deux directions (stéréogramme A, D et K).

Notez les rapprochements et les écartements des étages, recoupant les différentes failles chevauchantes, au droit des axes des plis N-S.





- Figure 14 -  
Légende en page 52.

- les failles décrochantes dextres, parmi les plus importantes ; la Faille du n° 9, qui serait senestre, avec un rejet qui avoisinerait le kilomètre ; la Faille Malbois, située à l'Est hors du secteur étudié ; la Faille d'Ostricourt, dont le pendage ouest est de 70°, celui-ci diminue vers le bas, son rejet est de 500 m (veine n° 6) ; la Faille du n° 1, à pendage ouest de 60°, son rejet est de 300 m (veine Terreuse) ; enfin la Faille Poil d'Ours, laquelle par le pendage et la direction, s'apparente aux failles décrochantes dextres citées ci-dessus ; son rejet serait de 500 m (fig. 11).

## 2. Les failles chevauchantes.

Elles sont toutes à vergence nord. La plus importante est la Faille Pruvost qui, en général, sépare l'Assise d'Anzin chevauchante de l'Assise de Bruay chevauchée (coupes n° 2, 3 et 5 ; fig. 15). Parfois, elle se trouve au sein même de l'Assise d'Anzin (coupe n° 1 et 4).

### a. Géométrie en carte.

Dans la partie délimitée par X = 648 (à l'Ouest) et Y = 306 (au Nord), on constate que les trois failles chevauchantes, la Faille n° 10, la Faille d'Evin et la Faille Pruvost, sont recoupées respectivement à -200 m et -300 m, à -220 m et -300 m, enfin à -300 m et -400 m. En carte (fig. 14), ces étages soit divergent, soit se rapprochent indiquant respectivement un pendage faible ou fort. Ces variations d'écartement témoigneraient de la présence d'amples ondulations à axes N-S.

Dans le secteur limité par X = 640 à 646 et Y = 308, la Faille Pruvost a été recoupée dans quatre sondages (fig. 14). En maintenant la direction générale de la Faille Pruvost N 120 E, nous remarquons que le long du méridien 646 les étages s'écartent, au droit de l'axe de l'anticlinal d'Oignies ; par contre le long du méridien 642 ces mêmes étages se resserent au droit du synclinal de Carvin. On retrouve ainsi les mêmes ondulations que celles des failles citées précédemment.

Ces ondulations affectent également les failles chevauchantes qui se trouvent dans le synclinal de Meurchin, ainsi que la faille chevauchante du pli de Buqueux et la Faille de Courrières, respectivement au Nord et au Sud de la Faille de la Gare.

Ainsi toutes les failles chevauchantes présentent des ondulations comparables aux plis à axes N-S. C'est le cas de la Faille Pruvost dont le contour est similaire à celui des contacts stratigraphiques des terrains chevauchants et chevauchés.

## b. Géométrie en coupe.

Deux étages éloignés en carte, indique un pendage faible. Par contre lorsqu'ils sont proches, le pendage est fort. Dans la coupe n° 1, la Faille Pruvost dessine ainsi une géométrie en escalier. Vers le bas, là où le pendage est fort, elle cisaille et rebrousse fortement les veines de charbon. Vers le haut, le pendage de la faille diminue et devient équivalent à celui de ces mêmes veines. Dans la coupe n° 5, la limite stratigraphique entre les Assises de Bruay et d'Anzin est parallèle au segment de la Faille Pruvost à fort pendage. Par contre dans les coupes n° 2, 3 et 4, elle est parallèle au segment à faible pendage. Ce parallélisme entre la "rampe" et le contact stratigraphique suggère la formation d'un pli passif lors du mouvement du chevauchement.

Dans les trois étages où elles sont recoupées (-220 m, -300 m et -400 m), la Faille d'Evin et la Faille du n° 10, montrent qu'elles se verticalisent vers le haut de la série houillère.

Au Sud de la Faille de Douvrin (coupe n° 6, fig. 13), il existe une faille chevauchante, sans nomenclature, qui pourrait être la Faille Saint-Druon, sous laquelle se trouve une série de failles normales à pendage nord. Elles correspondent aux "failles de poussée" décrites par Bouroz (1950).

## E. STYLE STRUCTURAL DU SECTEUR D'OIGNIES.

Quelle que soit la position structurale des assises, de l'unité chevauchée ou de l'unité chevauchante, leurs rapports géométriques et donc la chronologie des événements sont toujours les mêmes. Au contact de la Faille Pruvost, les assises sont fortement rebroussées mais elles ne présentent jamais de déversement notable. Il y a simplement doublement des assises par l'intermédiaire des failles chevauchantes. Les coupes d'orientation Nord-Sud (fig. 13) montrent une structure de "type écailleuse" avec un système de failles imbriquées (imbricate fans ; Boyer et Elliott, 1983).

La Faille Pruvost constitue l'élément majeur de la tectonique locale. Elle dessine une "rampe" dont la rupture de pente s'opère sous la limite stratigraphique entre les assises de Bruay et d'Anzin de l'unité allochtone. Contrairement à ce qui est représenté sur les coupes de Bouroz *et al.* (1963), la Faille Pruvost s'enracinerait très vite.

## F. HYPOTHESE D'UNE DEFORMATION PROGRESSIVE.

Toutes les déformations observées seraient la manifestation d'une déformation continue. On divisera donc le mouvement en étapes se succédant dans le temps mais issues d'une même sollicitation mécanique régionale ; elles appartiendraient à la phase asturienne.

### 1. Première étape.

Elle correspond à la genèse des plis plurikilométriques à axe E-W parmi lesquels, on trouve le synclinal de Meurchin et l'anticlinal Poil d'Ours.

### 2. Deuxième étape.

Les plis asymétriques se localisent principalement à l'Est du méridien  $X = 645$  au Nord et au Sud de la Faille de la Gare, respectivement dans le Pli de Buqueux et aux alentours du puits n° 10 de l'Escarpelle. La direction à peu près E-W des axes de ces plis montre que le déplacement de l'unité sus-jacente serait sensiblement S-N. Le plus souvent ces plis se forment dans les flancs à pendage sud normal.

Selon Ramberg (1963c), les plis asymétriques sont issus d'un cisaillement parallèle aux stratifications. Pour Ghosh (1966), ils sont dus à un cisaillement simple. Les plis de la première étape sont associés aux grandes failles chevauchantes à vergence nord de même direction, dont la plus importante dans le secteur considéré est la Faille Pruvost. La rupture le long de cette faille serait la principale cause de la formation des plis asymétriques de la deuxième étape.

### 3. Troisième étape.

Celle-ci correspond à l'action de la Faille de la Gare et des structures qui lui sont associées.

#### a. Fractures.

Un réseau de fractures accompagne la Faille de la Gare. C'est le cas de la Faille de Garguetelle senestre (N 105 E,  $X = 648$ ,  $Y = 308$ ), la Faille d'Ostricourt dextre (N 035 E,  $X = 649$ ,  $Y = 307$ ), la Faille du n° 1 dextre (N 035 E,  $X = 648,5$ ,  $Y = 307,5$ ), la Faille de

Poil d'Ours dextre (N 035 E, X = 642, Y = 311) et de la Faille de Malboix dextre (à l'Est du secteur étudié ; N 035 E, X = 654, Y = 304). D'autres fractures citées par Becq-Giraudon (1983) au puits n° 24 d'Estevelles s'apparentent à celles précitées.

Toutes ces fractures, classées en fonction de leur direction, formeraient ainsi un réseau de Riedel lié à la Faille de la Gare (Vialon *et al.*, 1976). Les fractures de direction N 105 E correspondraient à des R, celles de direction N 035 E seraient des R', et enfin celles de direction N 070 E citées par Becq-Giraudon (1983) seraient de type T. Ce système de failles traduirait une compression E-W. Cette conjugaison de fractures n'existe que dans le cas de forts déplacements et/ou de failles de dimensions cartographiques (Gamond et Giraud, 1982).

#### b. Les plis à axe N-S.

Un cisaillement entraîne la formation de plis en échelon dont les rapports géométriques avec la zone de rupture sont caractéristiques (Henry, 1983). Ces plis naissent perpendiculairement à la direction de raccourcissement local (Harding, 1974).

La compression locale E-W déduite des fractures est compatible avec les axes de plis N-S du secteur d'Oignies. Ces modèles associant des fractures et des plis rappellent les observations faites le long de failles décrochantes tels qu'El Pilar au Vénézuéla (Salvador et Stainforth, 1968), le décrochement de la Mer Morte (Aharoni, 1966), la Faille Alpine en Nouvelle-Zélande (Bishop, 1968) ou encore la faille San Andreas aux Etats-Unis (Dibblee, 1977 ; Thomas et Dibblee, 1977). Ces zones décrochantes sont associées à des plis en échelon, qui rappellent les relations géométriques observées entre la Faille Pruvost et les plis à axes N-S.

Les plis N-S dont la fréquence est particulièrement élevée dans le secteur d'Oignies, par rapport au reste du bassin houiller, seraient des plis en échelon liés à la Faille décrochante de la Gare. Ainsi le changement d'orientation de l'axe de l'anticlinal de Poil d'Ours (NE-SW) serait lié à la formation du synclinal de Carvin à axe N-S.

### G. DISCUSSION.

La limite du contact originel stratigraphique entre le Houiller et le Dinantien, à l'Ouest du méridien 646 (par abus de langage, mais surtout par commodité, nous appelons méridien 646, 648... la ligne en fait subméridienne X = 646, 648... du quadrillage Lambert), serait E-W. Elle changerait d'orientation à l'Est de ce même méridien, pour devenir NW-SE. Les plis majeurs longitudinaux sont accompagnés d'accidents chevauchants

de même direction à vergence nord, telle que la Faille Pruvost. Celle-ci présente à peu près la même direction que les contacts stratigraphiques des couches affectées. Globalement, le raccourcissement est N-S. Les plis asymétriques qui accompagnent les chevauchements présentent plusieurs caractéristiques :

- ils se développent souvent dans les flancs à pendage normal des couches chevauchées ;

- leurs axes de direction N 085 E environ présentent un plongement de 20 ° à 80°, ce qui indique qu'ils seraient développés sur des flancs déjà pentés ;

- ces plis se cantonnent essentiellement à l'Est du méridien 646, c'est-à-dire là où le contact stratigraphique a une direction NW-SE, et s'échelonnent le long d'une direction NNW-SSE.

- au-dessus, dans la partie charriée, un autre ensemble de plis en échelon (X = 648 à 650, Y = 304 à 306 ; fig. 15) présente la même direction que les plis asymétriques de l'unité chevauchée. Nous pouvons donc supposer que la rupture le long de la Faille Pruvost s'est faite vers le NNW.

La Faille de la Gare, décrochement senestre, et toutes les structures associées sont issues d'une même contrainte E-W.

L'anticlinal d'Oignies, pli à axe N-S, est affecté par de plis mineurs à axe sensiblement E-W (X = 646 à 648, Y = 306 à 308 ; fig. 14). Ces microplis sont semblables à ceux observés au Nord de la Faille de Courrières (X = 644 à 646, Y = 308 à 310). Ces constatations nous amènent à supposer la coexistence des raccourcissements de directions N-S et E-W. Ils seraient le fait d'une même phase, donc issus d'une même sollicitation mécanique. Pour corroborer ces faits, il est nécessaire d'étendre les observations à l'ensemble du bassin houiller, du moins entre les méridiens 630 et 660.

## **IV OBSERVATION DU BASSIN HOULLER ENTRE LES COORDONNEES X = 630 ET X = 660.**

### **A. LES FAITS.**

L'intersection de deux plans étant une droite, on peut conclure que la Faille du Midi, qui dessine à la cote -300 m une droite sinueuse, est une surface gauchie. Aux coordonnées X = 300, Y = 645 à 650, la Faille du Midi présente la même virgation que la Faille Pruvost.

La Faille Barrois située entre les deux précédentes ne présente pas ces ondulations ; elle serait donc tardive ou son tracé serait faux. Cette seconde hypothèse semble être la plus probable. Pour mettre en évidence cette erreur, il convient de consulter les travaux antérieurs.

## B. LES TRAVAUX PRECEDENTS.

Dans les travaux successifs de Bouroz (1948, 1949) ; Bouroz et Stiévenard (1958) ; Bouroz *et al.* (1951 et 1961) et de Dalinval *et al.* (1952), le tracé de la faille Pruvost a souvent changé de géométrie. Le dernier document de référence est la carte à la cote -300 m de Bouroz *et al.* (1963). Le raccord entre certaines grandes failles chevauchantes y est différent, comme c'est le cas à l'Est du méridien de Denain, pour la Faille Barrois, le Cran de Retour, la Faille de Vicoigne, la Faille d'Agache, etc. (Bouroz *et al.*, 1951). Mais tous ces auteurs s'accordent sur le tracé de la Faille du Midi le long du bassin houiller, et sur celui de la Faille Barrois à l'Ouest du méridien de Douai (Bouroz, 1948). On note également l'apparition de nouvelles failles telles que la Faille Gavion, la Faille de Bouroz, la Faille de Stievenard, etc. (Bouroz *et al.*, 1961). La carte de Bouroz *et al.* (1963), à la cote - 300 m, a fixé la géométrie de tous ces accidents qui n'ont pas changé depuis. Pour ma part, je propose une autre interprétation du tracé de la Faille Barrois.

## C. INTERPRETATION.

La Faille Barrois, entre les coordonnées  $X = 645$  à  $653$  (fig. 15), présente une direction E-W similaire à celle de la Faille Bouroz. Nous pourrions faire le lien entre elles et la Faille Plateurs à l'Ouest ( $X = 635$  à  $643$ ). Tous les terrains renversés se trouvent ainsi limités au Nord par le même tracé E-W entre les coordonnées  $X = 635$  à  $653$ .

A partir du point  $X = 653$ ,  $Y = 301$ , nous pourrions rattacher la Faille Barrois à la Faille Cran du Nord, la Faille Gavion-Rangonnieux et la Faille Limite. Ce faisant il y a parallélisme entre cette faille, la Faille du Midi et la Faille Pruvost. De ce fait la Faille Bouroz apparaît comme une faille tardive. Elle sépare deux grandes unités :

- la première au Sud où la Faille Barrois et la Faille du Midi accusent une importante virgation. Ce secteur est caractérisé par une nette épaisseur des formations houillères ;

- la seconde au Nord où la Faille d'Evin-Vicoigne et la Faille Pruvost-Chalard ont une direction similaire à celle de la Faille Bouroz ( $X = 655$  à  $670$ ) ; au-delà vers l'Ouest et

vers l'Est les deux précédentes sont plissées. L'épaisseur des formations houillères y est plus faible que précédemment.

## D. EVOLUTION DU BASSIN HOULLER.

La paléogéographie et la tectonique constituent des données intrinsèques à la structuration du bassin houiller.

### 1. Paléogéographie.

L'analyse des formations houillères montre, qu'au droit du parallèle 648 passant par le puits n° 5 d'Ostricourt (X = 648, Y = 310), s'opère une importante variation d'épaisseur (Bouroz, 1949 ; Chalard, 1960a et 1960b). La puissance du Namurien passe de 60 m à l'Ouest à 720 m à l'Est. Tandis que le Westphalien varie de 1150 m à l'Ouest à 2800 m à l'Est. Pour l'ensemble du Houiller, l'épaisseur passe de 1200 m environ à l'Ouest à 3500 m à l'Est (Bouroz, 1969 ; Becq-Giraudon, 1983). Il faut donc faire intervenir une ou plusieurs grandes failles d'effondrement (normales) affectant le substratum, et ayant sensiblement une direction NNE-SSW. Cette distension permet d'expliquer la présence du conglomérat de Roucourt à cet endroit du bassin houiller, ainsi que la présence de galets contenant des flores d'âges westphalien B et C (Barrois *et al.*, 1930).

### 2. Tectonique.

Lors des phases hercyniennes, la présence d'un môle résistant, correspondant à l'anticlinal de Marchiennes, serait, d'après certains auteurs tel que Becq-Giraudon (1983), à l'origine des concavités qu'accusent les grandes failles chevauchantes. Ceci correspondrait donc à un poinçonnement, dans ce cas il y aurait formation de failles décrochantes (Tapponnier, 1977). Or les failles sont partout chevauchantes, d'où les approches proposées ci-dessous :

- la variation d'épaisseur serait la cause d'un chevauchement différentiel (Coward, 1984). La concavité de la Faille du Midi serait due en partie au prisme sédimentaire important à ce niveau ;

- la phase asturienne aurait réactivé les failles normales précédemment citées en décrochements dextres induisant des structures liées au raccourcissement E-W (failles décrochantes, plis en échelon) (Coward et Kim, 1981). Selon Coward (1984) ce type de



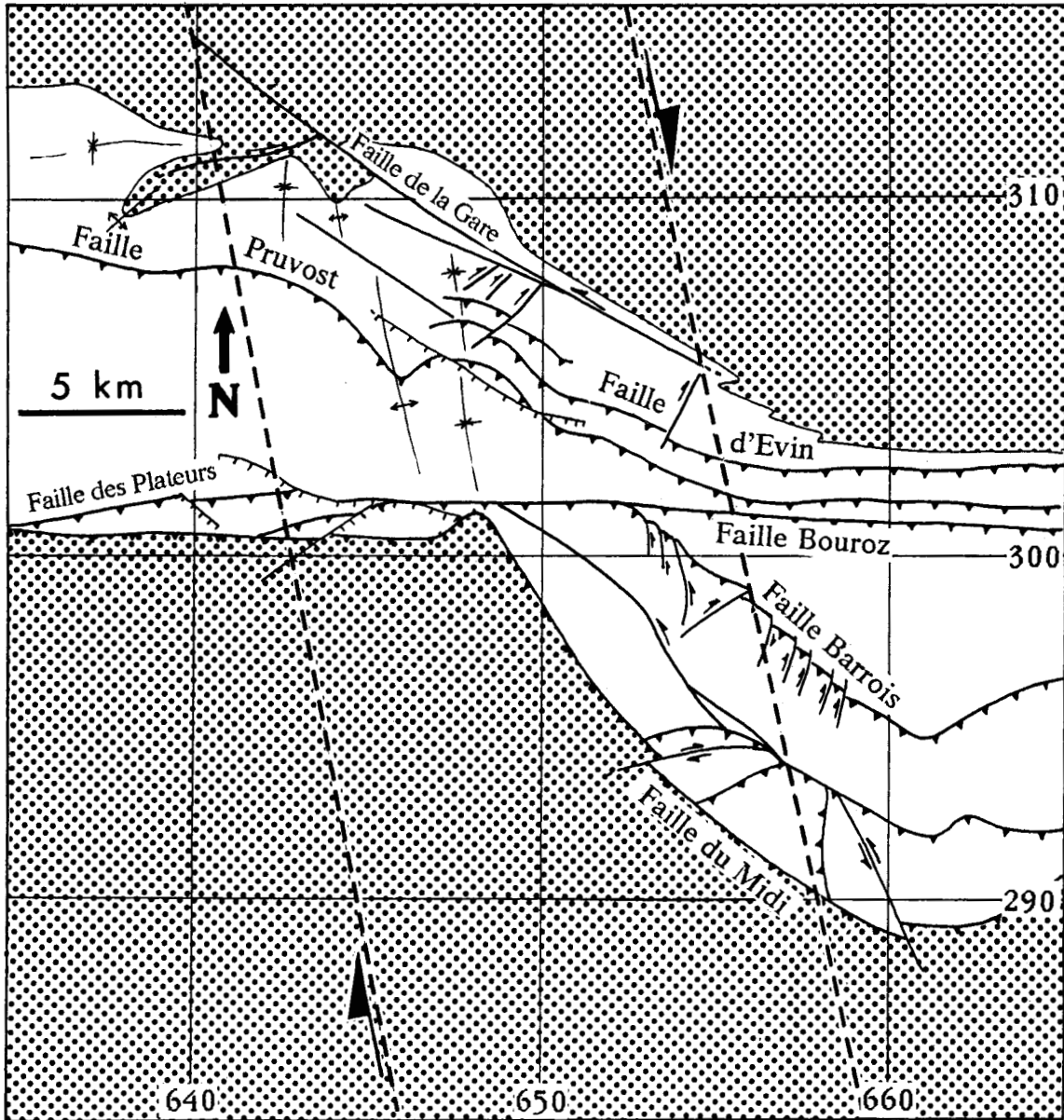


Fig. 15. Nouvelle interprétation du tracé de certaines failles chevauchantes et développement des axes de plis subparallèlement à la direction du charriage.

La figure correspond à une partie de la carte à la cote - 300 m de Bouroz *et al.* (1963). En rejoignant la Faille Barrois à la Faille Gavion, on maintient le parallélisme entre les grandes failles chevauchantes, excepté dans le cas de la Faille Bouroz qui a un tracé rectiligne et serait donc tardive, postérieure aux plis à axes N-S.

L'augmentation importante des épaisseurs des formations houillères aux alentours du méridien 650 indiquerait l'existence d'une ou plusieurs failles normales dans le substratum. La présence de plis à axes N-S et de failles décrochantes à cet endroit du bassin houiller, suggérerait que ces failles d'effondrement auraient été réactivées en décrochements dextres au cours de la phase asturienne.

cisaillement provoque un mouvement de rotation du sens de chevauchement. Dans le cas de la Faille du Midi, cette rotation serait dextre. On pourrait expliquer ainsi la formation des nombreux plis asymétriques qui affectent les failles chevauchantes dans la partie Est du bassin houiller (Chalard, 1940-1945).

Un cisaillement provoque l'apparition de plusieurs fractures satellites telles que les fractures R, R', P symétriques de R et les fractures X symétriques de R' (Bartlett *et al.*, 1981). Dans l'écorché infra-mésozoïque à 1/320 000 et au droit de la concavité de la Faille du Midi, il existe une zone encadrée par deux grandes fractures senestres de direction N 030 E. Elles délimitent une bande allongée SW-NE et comprennent les parties incurvées des grandes structures : le Synclinorium de Dinant, la Faille du Midi et le Synclinorium de Namur. Le parallélisme entre les contacts stratigraphiques, les axes des plis des unités chevauchée et chevauchante et le tracé de la Faille du Midi met en évidence le fait que la déformation n'est pas uniquement contrôlée par le "butoir", mais également par les fractures.

Ce secteur correspondrait à une zone de cisaillement senestre où s'échelonnent du Sud au Nord des axes de plis, rarement rectilignes, qui présentent généralement une géométrie arquée caractéristique. En général, le cisaillement se concentre soit aux extrémités, soit au centre. Dans le deuxième cas (Henry, 1983), les extrémités des axes des plis conservent leur orientation initiale, tandis que la partie centrale se parallélise avec la direction du cisaillement. A l'aide de ce modèle, on peut expliquer la virgation qu'accuse la Faille du Midi ainsi que les unités sus-jacentes et sous-jacentes.

# TROISIEME PARTIE.

STRUCTURATION ET  
DEFORMATION DANS LA  
COUVERTURE  
DEVONO-CARBONIFERE  
DE LA NAPPE DE DINANT  
(AVESNOIS).





Déformation dans  
les calcaires givétiens  
de Bettrechies.





## **I. INTRODUCTION.**

### **A. CADRE GEOGRAPHIQUE ET BUT.**

La carrière de Bettrechies, connue aussi sous le nom de la "carrière de la gare de Bettrechies", est située dans la partie septentrionale de l'Avesnois, au NW de Bavay, entre les localités de Bellignies à l'Est et de Bettrechies à l'Ouest.

Cette carrière a été abandonnée durant plusieurs années avant la reprise de l'exploitation en 1970 par la Société S.E.C.A.B. Le matériau extrait de la carrière est essentiellement destiné aux entreprises de travaux publics. En 1986, après plus de quinze années d'exploitation, la carrière offre des fronts verticaux permettant une excellente observation structurale. Ils autorisent deux coupes parallèles, orientées Nord-Sud, perpendiculaires aux structures majeures.

La carrière est une large tranchée Nord-Sud qui se trouve sur le versant Est de la vallée du ruisseau de Bavay. La paroi occidentale est tronquée d'au moins un étage d'exploitation par rapport à la paroi orientale. Sa longueur est supérieure à 800 m ; sa largeur est d'environ 50 m au Sud et 200 m au Nord. Avec le nouvel étage exploité en 1985, sa profondeur atteint environ 80 m (fig. 16).

Cette excavation a été choisie car elle exploite un niveau compétent, qui se trouve à 6 km au Sud de l'affleurement de la Faille du Midi : de là vient son intérêt pour l'étude de la structuration de la partie nord de l'Avesnois.

### **B. CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL**

#### **1. Le Paléozoïque.**

L'examen de la carte géologique Le Quesnoy à 1/50 000 montre des terrains paléozoïques plissés, surmontés en discordance par des sédiments peu épais d'âge mésozoïque et cénozoïque. En territoire français, les meilleurs affleurements du Paléozoïque se trouvent le long des vallées de l'Hogneau, de la Grande Honnelle et du ruisseau du Mou-

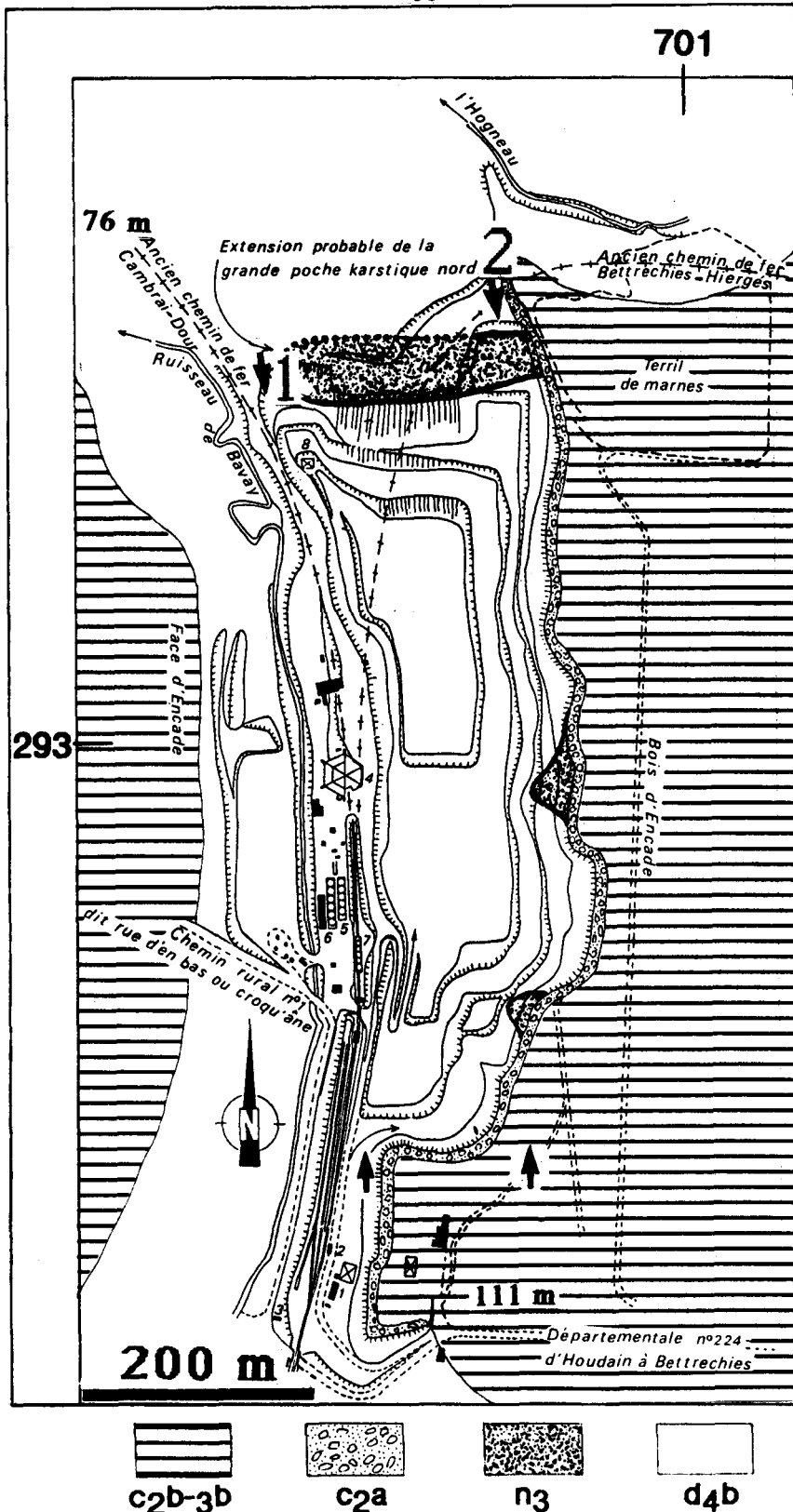


Fig. 16. Plan de la carrière de Bettrechies.

**c<sub>2b-3b</sub>** : marnes cénomano-turoniennes ; **c<sub>2a</sub>** : cailloutis cénomanien inférieur "Sarrazin de Bettrechies" ; **n<sub>3</sub>** : poches wealdiennes ; **d<sub>4b</sub>** : Givétien moyen et supérieur (calcaires bleus et calcschistes) ; 1 et 2 : coupes de la figure 18.

Le Givétien (**d<sub>4b</sub>**) affleure sous les marnes cénomano-turoniennes (**c<sub>2b-3b</sub>**) à la faveur du ruisseau de Bavay et de l'excavation de la carrière. Les poches wealdiennes (**n<sub>3</sub>**) occupent les karsts creusés dans les zones de faiblesse. Ainsi, la grande poche située au Nord est localisée sur la charnière d'un anticlinal.



lin de Bavay. Des coupes mieux exposées, au sein du Paléozoïque, existent toutefois en territoire belge.

La série dévonienne débute en Belgique (B. Waterlot, 1970) avec le Gedinnien supérieur qui est représenté par les Psammites de Cauderlot. Les Grès de Wihéries et les Couches d'Acoz constituent le Siegénien. L'Emsien débute par les Grès de Wépion et se poursuit par l'Assise des Roches Rouges de Burnot. La fin de l'Emsien est marquée par le conglomérat du "Caillou-qui-Bique". Le Couvinien est représenté par la Grauwacke d'Angre, épaisse de 50m, et l'Assise des Calcschistes à *Calceola sandalina* (60m). Le Givétien affleure dans les vallées de l'Hogneau et du ruisseau de Bavay, sous forme de calcaires bleu-noir connus anciennement sous le nom de "marbre de Sainte Anne" ; son épaisseur avoisine 335 m. Le Frasnien est formé de calcaires récifaux dits Assise de Frasnies (120 m). Le Famennien affleure aux environs de Bavay à l'état de psammites (300m).

Le Dévonien est structuré en synclinaux et anticlinaux de longueur d'onde kilométrique et de direction axiale Est-Ouest. Du Sud au Nord on distingue (fig. 17) : l'anticlinal Pissotjau à coeur frasnien ; le synclinal de Rametz avec du Famennien ; l'anticlinal de Taisnières-sur-Hon à coeur emsien (Roches Rouges de Burnot) et le synclinal du Bois d'Hugies à coeur frasnien. Ces structures appartiennent à la partie la plus septentrionale du flanc nord du Synclinorium de Dinant. Elles sont situées à quelques kilomètres au Sud du tracé de la Faille du Midi qui émerge aux environs de Dour en Belgique (non visible sur la figure 17).

## 2. Le Méso-Cénozoïque.

Il débute par des faciès groupés sous le nom de Wealdien. Le Wealdien est constitué d'argilites collantes, fétides et noires qui sont fréquentes dans des "poches" d'âge paléozoïque et particulièrement dans les calcaires givétiens. Elles y emplissent des karsts profonds de un à plusieurs mètres, ayant souvent une forme de cône dont la pointe est dirigée vers le bas. Le Wealdien et le Paléozoïque sont recouverts par les assises sub-horizontales du Crétacé supérieur et du Turonien (Robaszynski et Livin, 1976).

## C. STRATIGRAPHIE DE LA CARRIERE DE BETTRECHIES.

La carrière exploite essentiellement l'Assise de Fromelennes d'âge givétien supérieur. Ce sont des calcaires bleu-noir biochimiques et biodétritiques (biohermes), avec très peu de niveaux argileux. L'épaisseur des bancs varie de 1 à 3 m ; ils sont séparés par de minces lits plus argileux noirâtres. Les bancs sont constitués de calcaire fin homogène avec de nombreuses intercalations biostromales à Coralliaires. La faune y est abondante : Polypiers, Céphalopodes (Orthocères), Brachiopodes, Gastéropodes, etc.

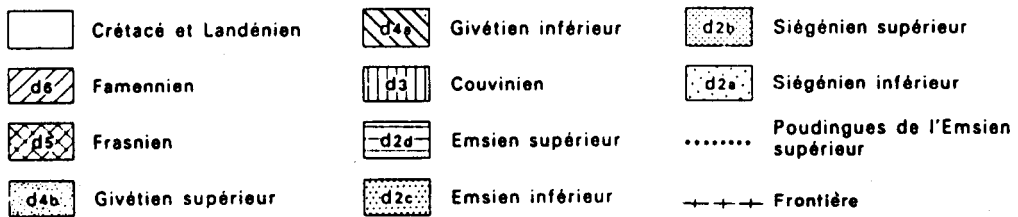
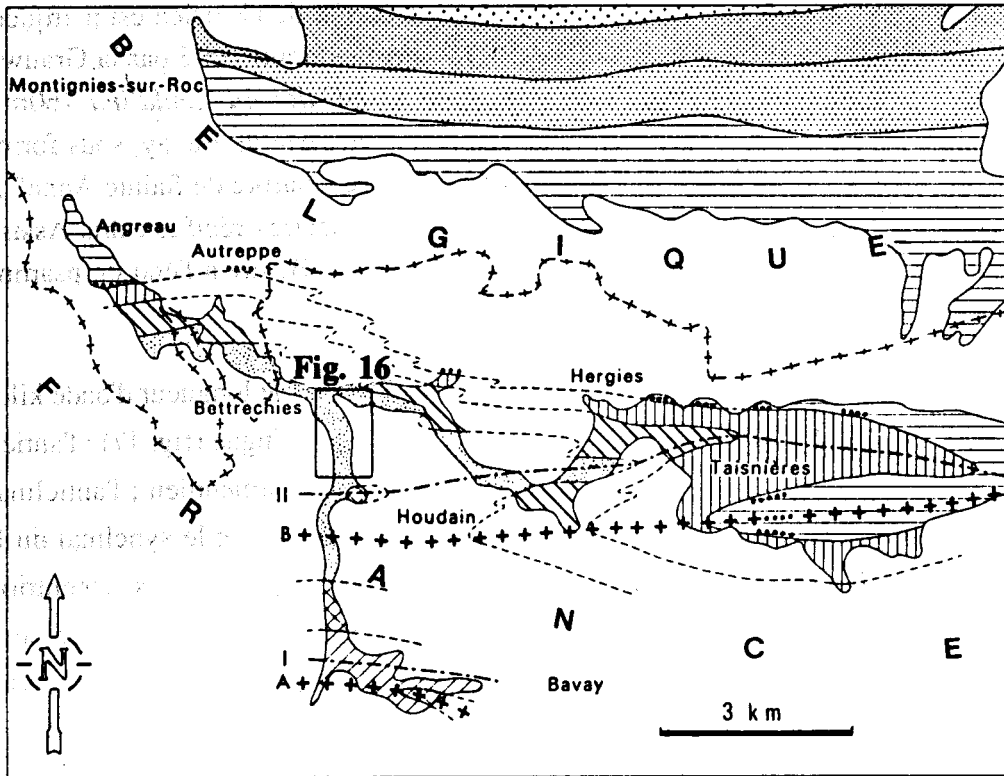


Fig. 17. Structure du Dévonien des environs de Bavay, d'après B. Waterlot (1970).

A : anticlinal du Pissotiau ; I : synclinal de Rametz ; B : anticlinal de Taisnières-sur-Hon ; II : synclinal du Bois d'Hugies.

Le flanc nord du synclinal du Bois d'Hugies (II) est affecté de plis asymétriques kilométriques dont le synclinal de Bettechies est le résultat. Ces plis asymétriques existent uniquement entre les localités d'Hergies au Sud et d'Autreppe au Nord.

#### D. SITUATION STRUCTURALE ET DESCRIPTION DES FRONTS DE TAILLE.

Les calcaires givétiens sont plissés en un pli synclinal asymétrique kilométrique, appartenant au flanc nord du synclinal du Bois d'Hugies (fig. 17). Le synclinal de Bettechies fait partie d'une série de plis asymétriques qui affectent le Dévonien entre Hergies (France) et Autreppe (Belgique).

Les deux fronts de taille (fig. 18 ; localisés sur fig. 16), montrent un vaste synclinal asymétrique à flanc long situé au Nord et flanc court au Sud, affecté de plis mineurs.

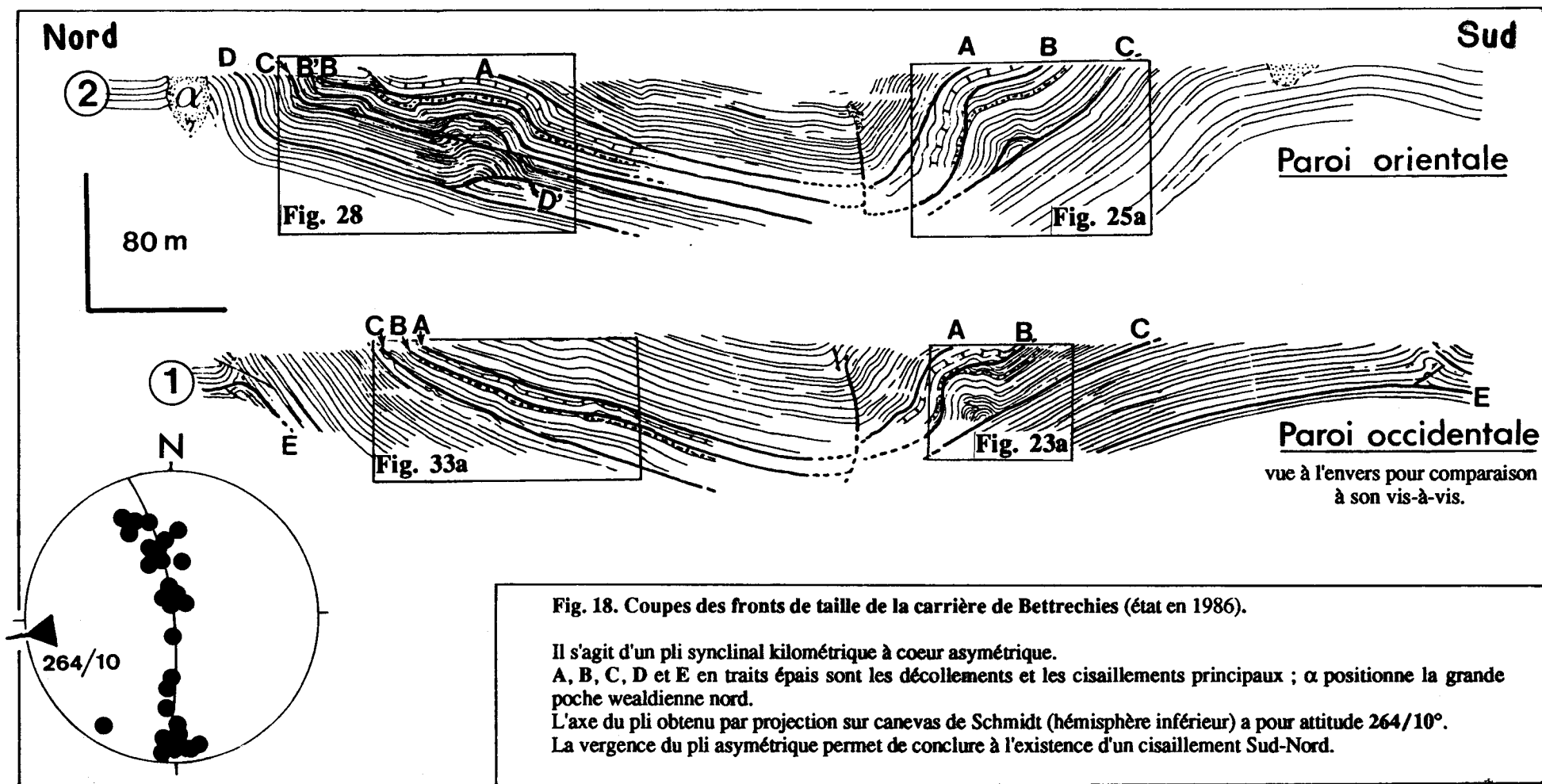
Les pôles des plans de stratification ont une dispersion telle qu'il est difficile de les aligner correctement sur une trace cyclographique. Le grand pli synclinal synschisteux n'est donc ni tout à fait cylindrique ni parfaitement conique. L'axe construit nous donne les valeurs  $264/10^\circ$ .

Au Sud, dans le flanc court du pli asymétrique, on retrouve les mêmes plis mineurs dans les deux parois. Au Nord, dans le flanc long, nombre de plis mineurs qui existent dans la paroi Est n'ont pas été observés dans la paroi Ouest (fig. 18).

Plusieurs surfaces de glissement ont été mises en évidence dans la carrière. Généralement confondues avec le litage stratigraphique, elles sont difficiles à repérer, sauf lorsqu'elles recoupent les bancs : c'est sur elles que porte cette étude.

A l'échelle de la carrière, la structure est un synclinal asymétrique de longueur d'onde kilométrique. Ses flancs sont ornés de plis plus petits qui enroulent, ou qui sont tronqués par des surfaces de glissement (A, B, C) reprises par le synclinal majeur. Un premier problème consiste alors à établir une chronologie relative entre les diverses structures élémentaires (plis, failles). Une schistosité  $S_1$ , ou du moins un débit réglé qu'on peut interpréter ainsi, existe dans la carrière. La série givétienne étant à prédominance calcaire, cette schistosité  $S_1$  s'exprime surtout dans les interbancs marneux. C'est sur les rapports géométriques de cette schistosité avec les plis que je fonde mon interprétation chronologique. La relation géométrique particulière de chacune de ces structures avec la schistosité a été utilisée comme critère de chronologie relative, en admettant que la formation de la schistosité soit un phénomène unique à l'échelle de la carrière. Un second problème consiste ensuite à discuter l'évolution cinématique permettant de passer d'une stampe finement litée non plissée à la structure représentée ici (fig. 18).

Le rapport des longueurs flanc court / flanc long du pli asymétrique est d'environ 1/5. Dans un pli synclinal, un pli asymétrique se forme par glissement du flanc court vers le flanc long (Vialon *et al.*, 1976). L'architecture du synclinal de Bettechies montre ainsi



un sens de cisaillement du Sud vers le Nord car le plan axial du pli a un léger déversement vers le Nord.

## II. LA SCHISTOSITE

L'étude de la déformation finie de certains échantillons permet d'apprécier les différentes étapes de la déformation progressive. Parmi les nombreux échantillons récoltés, j'en ai sélectionné quatre.

### A. LA SCHISTOSITE DANS LES BANCS PELITIQUES.

Sous le contact C, un banc de 30 cm d'épaisseur, composé de marnes noires très riches en bioclastes, montre deux surfaces de glissement : l'une parallèle à la stratification générale de la carrière, la seconde présentant un angle d'environ  $25^\circ$  avec la précédente (fig. 19). L'association des deux surfaces donne une structure en amande. Deux hypothèses peuvent être émises quant à leur formation :

- on peut imaginer que les dépôts des débris bioclastiques (b, fig. 19) auraient été parallèles à la stratification générale (Sog). Lors du glissement, ces débris auraient agi comme des noyaux durs, induisant une deuxième surface qui correspondrait à la schistosité  $S_1$ . On aurait donc transposition de  $S_0$  dans  $S_1$  et rotation des bioclastes.

- dans la seconde hypothèse (c, fig. 19), les débris bioclastiques se seraient déposés obliquement par rapport à la stratification générale. La schistosité  $S_1$  correspondrait alors à la Sog.

La géométrie des cristallisations dans les ombres de pression autour des pyrites montrent que ces dernières ont subi une rotation dextre (vue d'Ouest) conforme au jeu inverse du glissement banc sur banc. Les mesures donnent une rotation de  $22$  à  $36^\circ$ , avec une moyenne de  $30^\circ$  (voir Choukroune, 1971). L'inclinaison des débris bioclastiques par rapport à Sog, de  $25$  à  $35^\circ$ , est comparable à l'angle de rotation des pyrites. Cette observation nous permet de favoriser l'hypothèse selon laquelle les bioclastes se seraient déposés parallèlement à la stratification générale (b, fig. 19). Il s'agirait d'une schistosité de crénulation.

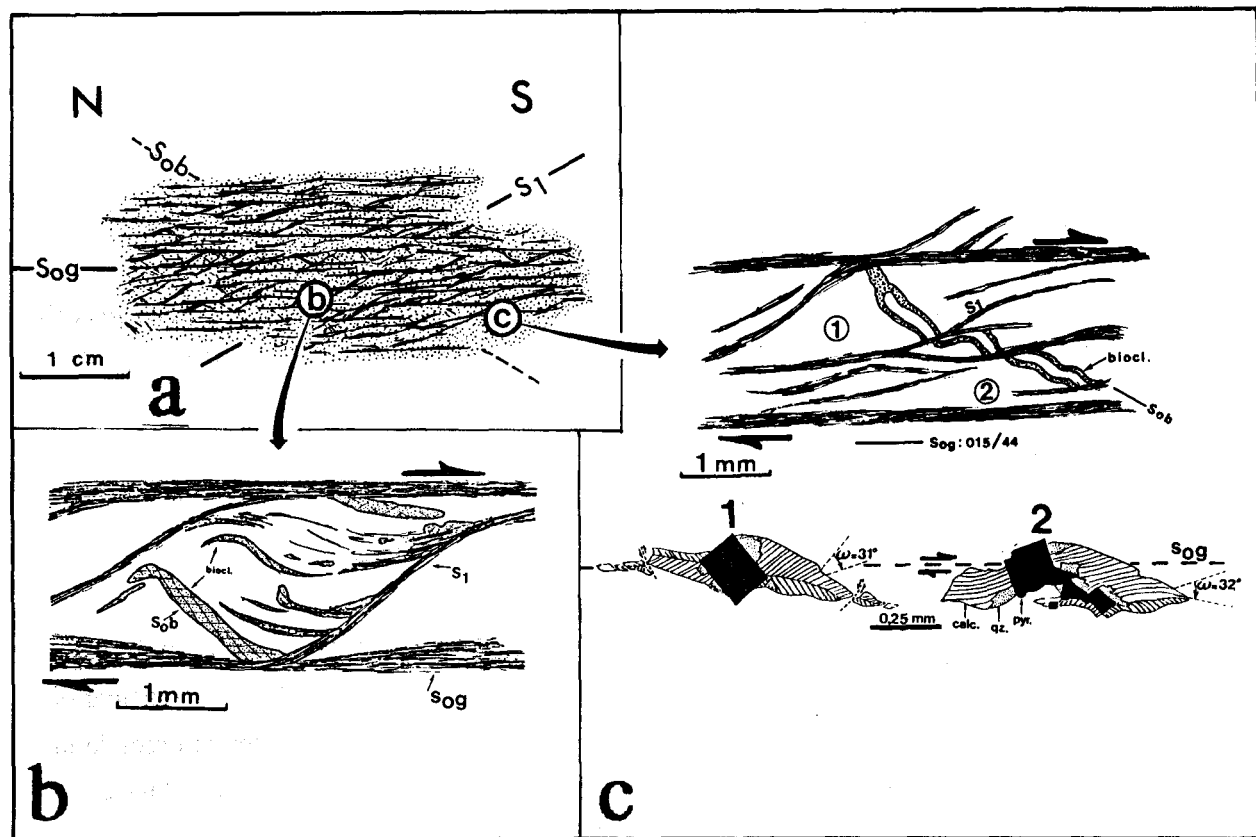


Fig. 19. Schistosité dans les bancs pélitiques (flanc court, paroi orientale).

a. Relations entre Sob (stratification oblique),  $S_1$  (schistosité), et Sog (surface de glissement).

b. Le plan de cisaillement Sog est parallèle à So. Dépôt des bioclastes (biocl.) parallèlement à So et rotation de ces derniers lors de la genèse du pli.

c. Stratification oblique (Sob) soulignée par les bioclastes (biocl.). La schistosité  $S_1$  se présente sous forme réticulée : elle moule les noyaux résistants. 1 et 2 montrent les positions de cristaux de pyrite, qui donnent le sens de cisaillement le long de Sog.

**Interprétation :**  $S_1$  correspondrait à un clivage de crénulation tronqué par des cisaillements parallèles au plan anisotropique So. La rotation des pyrites permet d'estimer l'ampleur de la rotation pendant la formation de  $S_1$ . Ensuite, le glissement sur So n'a plus de marqueur.

Connaissant l'ampleur de la rotation des pyrites, on peut calculer la déformation cisailante (Nicolas, 1984).  $\omega = 31^\circ$  ;  $\gamma = \omega/2$  ;  $\gamma = 0,20$  rd.

## B. LA SCHISTOSITE DANS LES BANCS CALCAREO - MARNEUX.

Un échantillon pris au niveau du contact C (fig. 20) montre un placage de calcite, d'une épaisseur de 1 cm environ. Ce joint calcitique est affecté d'une flexure dont l'asymétrie est dans le sens opposé à celui du glissement banc sur banc, comme l'attestent les stries du plan de stratification. On peut expliquer la naissance de ce type de pli par une microfracturation et une rotation de microblocs (B, fig. 20). En lame mince (A, fig. 20) l'échantillon contient des éléments détritiques : il s'agit de quartz (Aa, fig. 20) et de micas à pléochroïsme roux (biotite ; Ab, fig. 20). Deux débits coexistent. Le premier, très local, est orienté selon la schistosité  $S_1$ . Il s'agit de larges couloirs de dissolution correspondant à une microfracture au droit de laquelle s'est développé le micropli et où l'on peut trouver des quartz dissous avec des barbes de micas néoformées ("Goatee texture" ; Stauffer, 1970), ainsi que des micas réorientés parallèlement à ces directions de dissolution (Aa et Ab, fig. 20). Le long de ces couloirs, des cristaux de pyrite montrent une rotation senestre (vu d'Ouest) conforme au jeu normal de la microfracture (Ad, fig. 20). Le second débit, localisé près de l'interface matrice rocheuse-joint calcitique, est associé à une foliation parallèle au contact du joint. Cette foliation serait due à une importante dissolution perpendiculaire à  $S_0$  se traduisant par des intercalations de niveaux clairs formés de calcite et en majorité de dolomites rhomboédriques néoformées, avec également des micas et des quartz détritiques, en faible proportion, et des niveaux sombres constitués de minéraux opaques. Au sein de ce deuxième débit, les pyrites ont une rotation dextre (vu d'Ouest ; Ac, fig. 20).

Le pli asymétrique affectant le joint calcitique s'atténue vers le haut. Il résulterait des actions concomitantes du cisaillement général inverse, du jeu normal de la microfracture et de la croissance de la calcite qui se fait parallèlement à la stratification.

Les cristaux calcitiques au contact de la matrice rocheuse, sont kinkés. L'orientation des kinks indique un raccourcissement perpendiculaire à la direction du micropli.

## C. LA SCHISTOSITE DANS LES BANCS CALCAIRES.

A un mètre au-dessus du contact A (fig. 26), un banc calcaire massif grisâtre montre à sa base une forte proportion de bioclastes. L'ensemble est sillonné de stylolithes stratiformes (fig. 21).

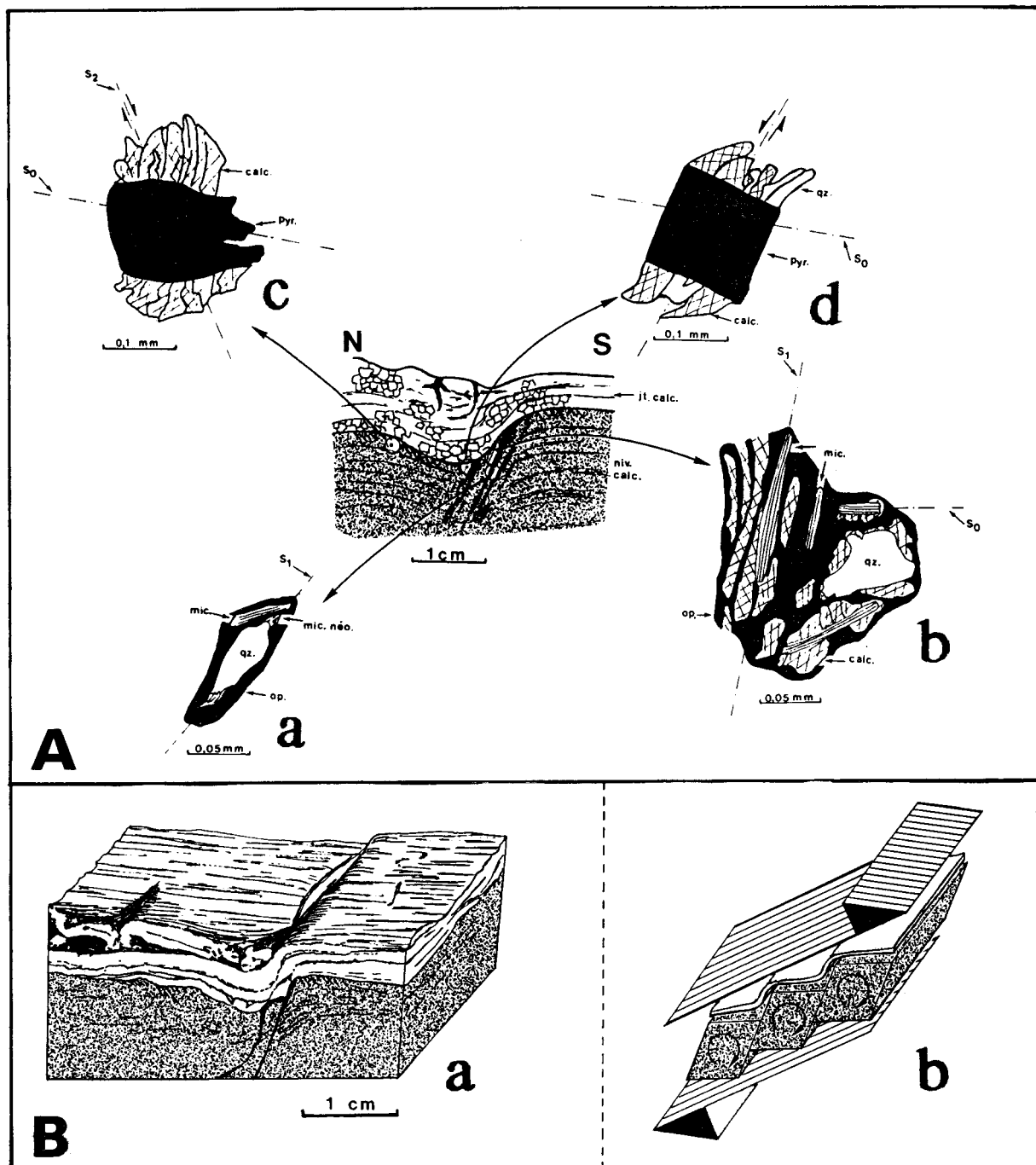


Fig. 20. Développement de la schistosité dans un banc calcaréo-marneux et mécanisme de rotation des microlithons (flanc court, paroi orientale).

**A. Microscopie.**

a. Le long des couloirs de dissolution, il y a présence de quartz (qz.) dissous avec des pointes de silice néoformée, qui se prolongent par des barbes de mica néoformé (mic. néo.) selon la  $S_1$ .

b. Micas détritiques (mic.) réorientés dans la  $S_1$  au niveau des couloirs de dissolution. A l'extérieur de ces couloirs, les micas restent parallèles à  $S_0$ . Ailleurs, on ne trouve pas de stade intermédiaire.

c. Pyrite (pyr.) montrant une rotation dextre. Son halo est uniquement constitué de calcite (calc.).

d. Pyrite montrant une rotation senestre. Le halo est constitué de calcite (calc.) et de quartz (qz.).

**B. Mésoscopie.**

a. Bloc diagramme montrant l'allure du pli asymétrique affectant le joint calcitique stratiforme, et son contact avec la matrice rocheuse. Le sens du glissement du compartiment supérieur se fait du Nord vers le Sud, c'est-à-dire de gauche à droite sur le dessin. On remarque ainsi que le pli a une asymétrie contraire au sens de glissement.

b. Le mécanisme de rotation des microlithons est lié à la formation de fractures X symétriques des fractures R'.



Le joint épais est encadré par deux autres joints qui présentent la même orientation et la même torsion des fibres calcitiques. Un remplissage centripète est également visible au sein de ces joints ; mais la croissance des fibres s'y fait selon la schistosité  $S_1$  à l'inverse du joint précédent. On peut donc affirmer que ces deux joints calcitiques sont synschisteux (d et e, fig. 22). Le glissement qui se fait dans le même sens de part et d'autre de la trace axiale du pli est commun à l'ensemble des joints. La cristallisation de la calcite en fibres témoigne d'une ouverture lente par fractures successives (Gratier, 1984).

En examinant l'allure des joints et leurs rapports avec les couloirs de dissolution, on remarque que d'un côté du pli ces joints présentent un décalage normal et de l'autre côté un décalage inverse. Cette géométrie ne peut être obtenue que si le pli est légèrement antérieur aux couloirs de dissolution, entre autre légèrement antérieur à la schistosité  $S_1$ .

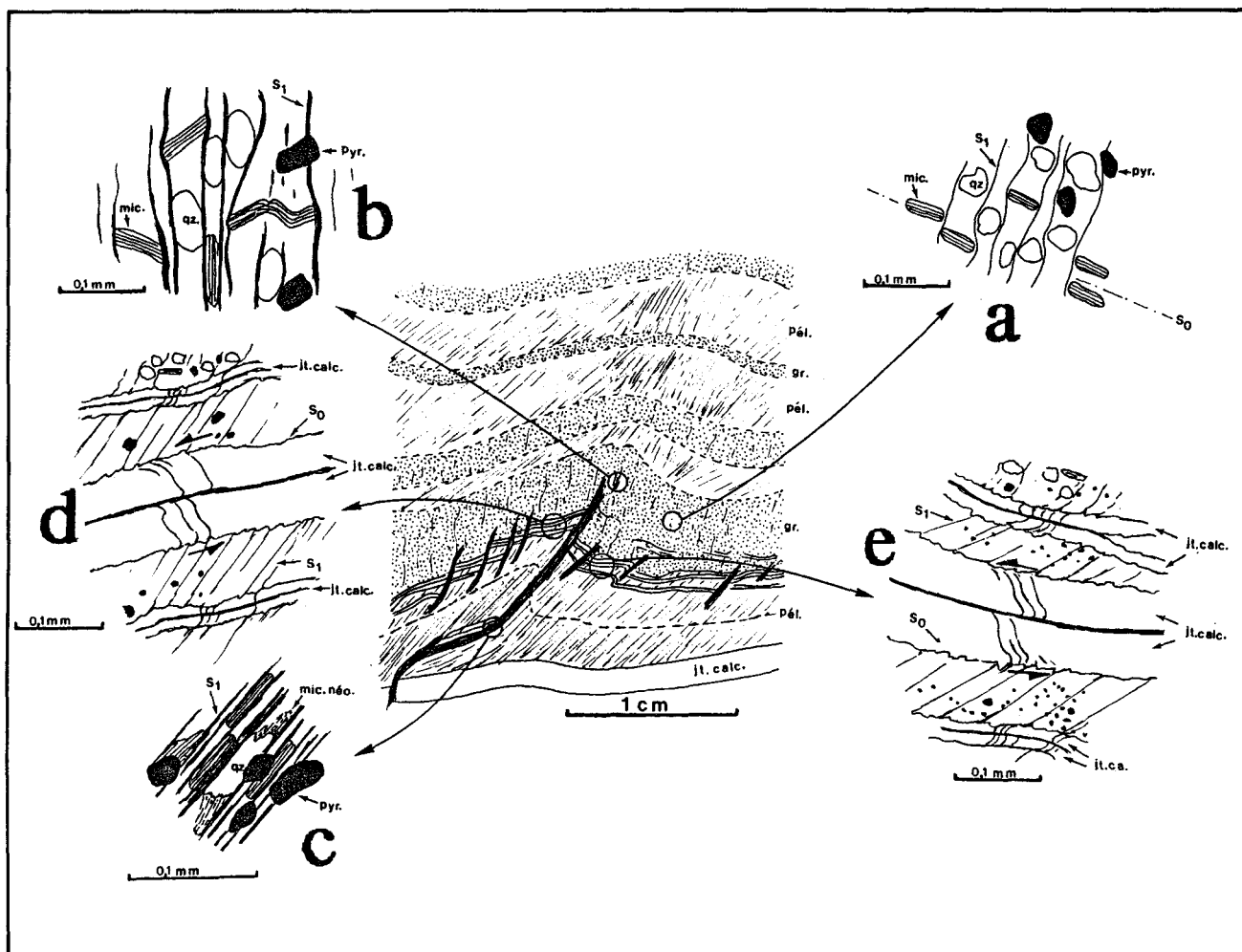


Fig. 22. Développement de la schistosité dans les bancs grés-marneux (flanc court, paroi orientale).

Attitudes moyennes de  $S_0 = 010-58$ , de  $S_1 = 015-80$ . Banc calcaireux avec alternance de lits calcaréo-silteux (calc. silt.) et calcaréo-pélique (calc. pél.) plus ductiles. La schistosité  $S_1$  du pli centimétrique est clairement de plan axial. De haut en bas, on passe d'un pli ouvert à un pli affecté de bandes de cisaillement.

Les filonnets de calcite palissadique de deux générations sont parallèles à  $S_0$  et situés préférentiellement selon les joints lithologiques ; la croissance des cristaux est centripète ; la torsion des faces cristallines indique les mêmes cisaillements sur les deux flancs du pli (d et e). La schistosité, associée à des phénomènes de dissolution et de recristallisation, est accompagnée de la rotation des micas détritiques (à forte biréfringence) (évolution : stades a, b et c) et de néoformations de pointes de quartz et de phyllites à biréfringence faible (c, mic. néo.) dans les ombres de pression ("barbe de mica" ou "Goatee texture" in Stauffer, 1970).

### III. LES PLIS DANS LE FLANC SUD DU SYNCLINAL (FLANC COURT).

#### A. GEOMETRIE DE PLIS ET DES DECOLLEMENTS DE LA PAROI OCCIDENTALE.

La structure a une allure de pli coffré pluridécamétrique (a, fig. 23), cisailé vers le bas par le contact C, sous lequel les couches sont monoclinales. Ce contact cisailant basal se fait suivant un horizon de pélites noires de 10 cm d'épaisseur et contenant des joints calcitiques blancs parallèles au contact C. Au sommet, le pli est enveloppé par deux autres contacts, notés A (non visible en a, figure 23) et B. Le décollement B se développe préférentiellement au contact d'un banc à *Crurithyris*.

On constate que la schistosité  $S_1$  s'organise différemment suivant la nature des plis. Elle est disposée en éventail de part et d'autre des charnières des plis Pa avec divergence vers le coeur. Par contre, la schistosité est enroulée autour des charnières des

---

Fig. 23. Géométrie des plis dans le flanc court de la paroi occidentale.

a. Les bancs repères : 1 : banc calcaire massif riche en tests de Gastéropodes, l'épaisseur est de 2, 50 m ; 2 : alternance de minces bancs calcaires gris foncé (30 cm), riches en Brachiopodes millimétriques (*Crurithyris*) et d'interlits schisteux (5 cm), l'épaisseur totale avoisine 2 m.; 3 : banc pélitique noirâtre de 30 cm.

Pa : trace des plans axiaux des plis à schistosité de plan axial ; Pb : trace des plans axiaux des plis à schistosité enroulée.

Le contact C est rectiligne, il cisaille les plis Pa et Pb. Le contact B cisaille les plis Pa, mais il est enroulé par Pb.

#### Sens du glissement sous le contact C.

- banc calcaire montrant sur sa surface de stratification des stries indiquant un glissement banc sur banc inverse. La surface perpendiculaire à  $S_0$  montre des fentes sigmoïdes dont la rupture est conforme au glissement sur  $S_0$ .

- banc pélitique affecté par une schistosité, conforme avec un sens de cisaillement inverse.

b. Détail du coeur du pli. Mis à part le contact C et quelques autres fractures à vergence sud, les failles qui s'enroulent au niveau du contact C indiquent une vergence nord. Le coeur du pli montre des dédoublements.

#### c. Mésostructures de la partie centrale du pli.

Les fractures à vergence sud, témoignent d'un écaillage intense. L'association de ces dernières avec celles à vergence nord forment apparemment un réseau conjugué. Les plis Pa et Pb ont des axes de même direction mais de plongements opposés (canevas).

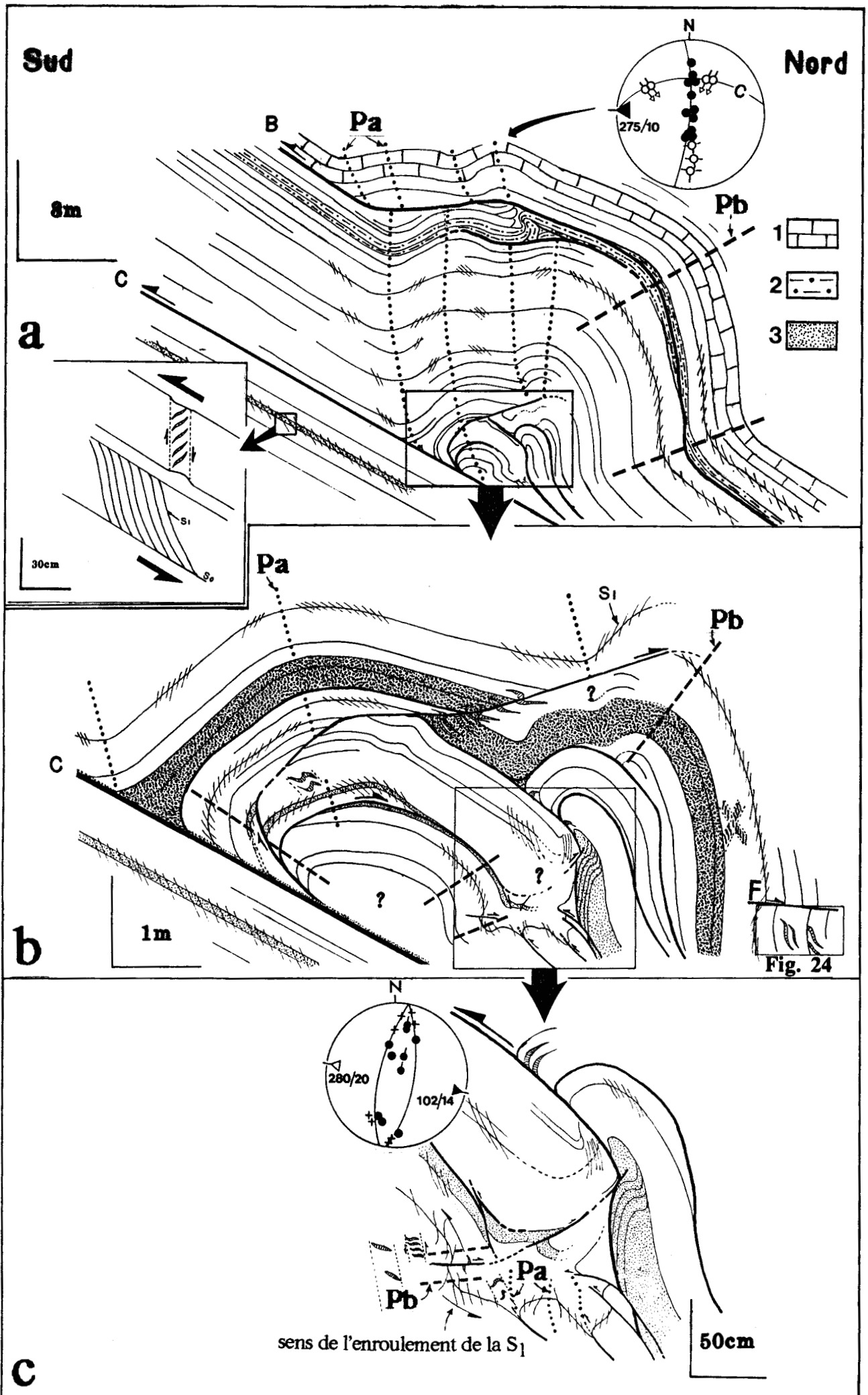


Figure 23, légende en page 80.

plis **Pb**. La surface de glissement **C** semble tardive par rapport aux plis **Pa** et **Pb** car elle les tronque. En l'absence de marqueur, il est difficile d'estimer sa flèche. La surface de glissement **B** cisaille les plis **Pa** mais semble enroulée dans les plis **Pb**. Son déplacement peut être estimé selon deux critères (a, fig. 23) :

- les surfaces axiales des plis **Pa** montrent un déplacement de 2 m environ.
- la stampe de couche cisailée par le contact **B** montre que le déplacement avoisinerait 25 m.

L'essentiel du déplacement selon **B** serait anté **Pa**.

## 1. Détail du coeur du pli.

Ce pli se développe uniquement au-dessus du contact **C**. Sa partie centrale (b, fig. 23) montre des structures plicatives relativement prononcées. A l'aide de certains bancs-repères, j'ai pu dessiner la géométrie de ces structures qui présentent des dédoublements. L'ensemble indiquerait un déplacement du Nord vers le Sud. Certaines fractures présentent un mouvement d'ensemble du Sud vers le Nord.

Le pli majeur montre une série de plis décamétriques à schistosité de plan axial (notés **Pa**). Vers le coeur (b, fig. 23), la structure devient complexe, les traces axiales des plis s'incurvent près du contact **C**. Certaines traces axiales sont difficiles à suivre du fait des dédoublements des couches.

Dans d'autres plis, la schistosité s'enroule autour des charnières (notées **Pb** ; cet enroulement implique un plissement séquentiel et non une seconde phase tardive. Par commodité de langage, on les qualifiera de plis à schistosité enroulée (**Pb**). Certains correspondent à des crochons, comme par exemple le long du contact **C**, ou à un enroulement des bancs et de la schistosité indépendamment de ce même contact (b, fig. 23).

## 2. Eléments mésostructuraux.

Vus de l'Est, les plis à schistosité enroulée **Pb** (a, fig. 23) ont une géométrie en Z ; l'incidence de la schistosité **S1** est constante sur la stratification. Un détail du coeur (c, fig. 23) montre que la schistosité a une allure sigmoïde conforme au sens d'enroulement des structures.

L'observation des mésostructures caractérisant la cinématique d'ensemble est gênée du fait du broyage du coeur du pli. Les microfractures recensées montrent, en général, un transport de la partie surincombante du Nord vers le Sud (c, fig. 23). Par contre, le redressement du flanc vertical du pli **Pb** et son cisaillement par des microfractures à vergence nord illustrent un déplacement du Sud vers le Nord.

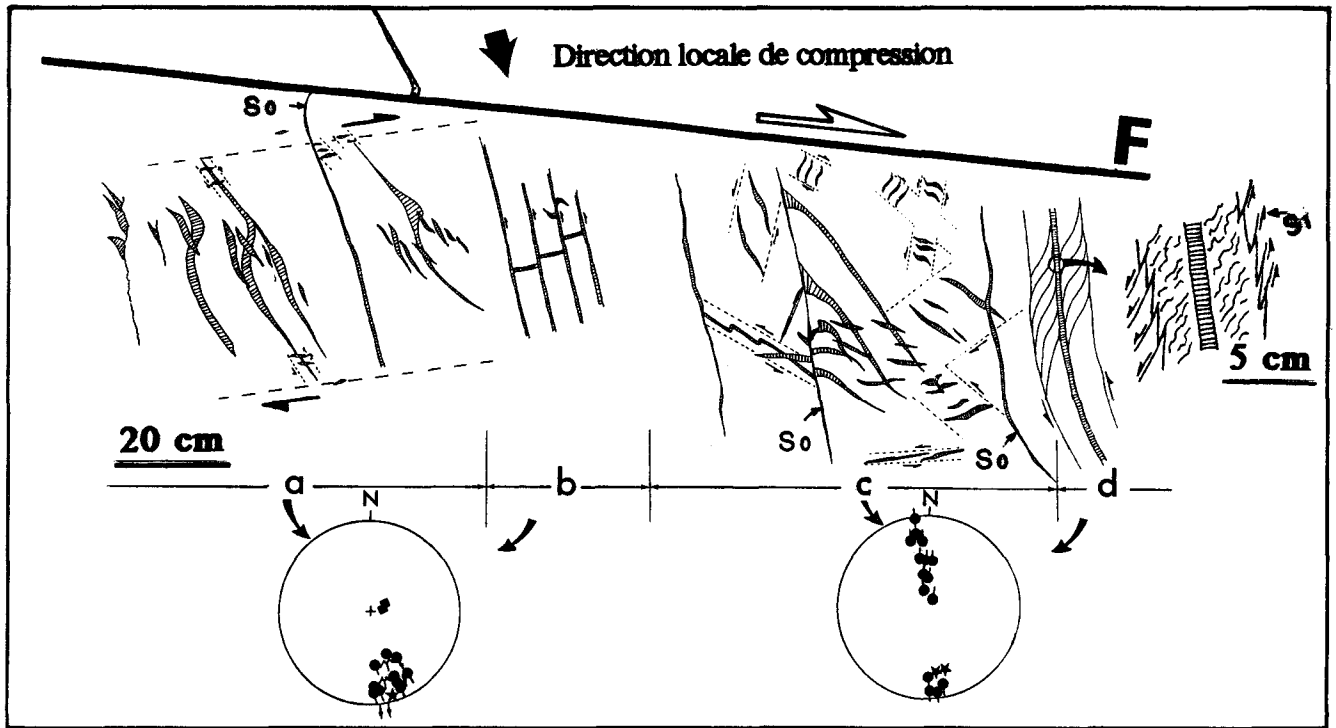


Fig. 24. Cinématique des fentes de tension du flanc vertical (flanc court, paroi occidentale).

a. Les quatre générations de fentes sigmoïdes se distinguent essentiellement par leur taille. Elles illustrent un jeu inverse qui correspond à un cisaillement de Riedel de type P. L'orientation et le jeu de la plus petite génération de fentes correspond à un cisaillement de type R'. Le joint stylolithique stratiforme affecte les fentes sigmoïdes, il est donc d'origine tectonique.

b. Les glissements le long des joints calcitiques parallèles à  $S_0$  sont inverses et peuvent être assimilés à des fractures de type R'.

c. Deux systèmes conjugués de fentes de tension sont présents simultanément, indiquant une orientation différente de raccourcissement. Une ancienne fente calcitique oblique montre des plis asymétriques conformes au glissement banc sur banc.

d. La schistosité  $S_1$  est enroulée par le glissement banc sur banc. Le détail agrandi montre que le bord du joint calcitique présente des indentations. Seule la partie centrale du joint présente des fibres de croissance non "chahutées" et perpendiculaires à  $S_0$ .

Les mésostructures, décrites en a, b, c et d, sont dues à un système cisailant Sud-Nord, donc associées à la fracture F.

### Preuves du déplacement Sud-Nord.

Aux abords de la fracture **F** (b, fig. 23 ; fig. 24), plusieurs types de fentes sigmoïdes ont été observés. Elles se distinguent les unes des autres par leur taille (a, fig. 24). L'étendue d'une fente sigmoïde est synonyme de son ancienneté (Durney et Ramsay, 1973). Les plus importantes ont une longueur de 70 cm et une épaisseur de 5 cm. Quant aux plus petites, leurs dimensions n'excèdent pas 5 cm de longueur pour 1 cm d'épaisseur. Toutes ces fentes sont nées dans une même zone cisailante (shear-zone) dont la géométrie indique un déplacement du Sud vers le Nord.

Ces fentes sigmoïdes s'organisent parfois en réseaux conjugués (c, fig. 24) qui peuvent indiquer la position relative de la direction de raccourcissement **Z**. Ce dernier change d'orientation dans l'espace : il est d'abord horizontal et bascule ensuite jusqu'à la position verticale, parallèlement à la stratification. Ceci apporte la preuve que le flanc court du synclinal asymétrique majeur a subi un redressement du Sud vers le Nord.

Sous le contact **C**, un banc marneux montre une schistosité fruste (b, fig. 23) qui paraît liée au mouvement inverse N-S des bancs calcaires encadrant. Ce mouvement est corroboré par l'allure des fentes sigmoïdes avoisinantes (a, fig. 23).

## **B. GEOMETRIE DES PLIS ET DES DECOLLEMENTS DE LA PAROI ORIENTALE.**

### **1. Plis.**

La figure 25 (a) permet de visualiser le prolongement vers l'Est du pli décarné. Il présente la même géométrie d'ensemble. Cependant la déformation s'exprime différemment puisque toutes les structures présentes dans le pli de la paroi ouest ne s'observent plus dans la paroi est (fig. 23 et 25).

Les contacts **B** et **C** sont reconnaissables et présentent approximativement les mêmes relations géométriques avec les plis. Mais de part et d'autre du contact **B**, la déformation diffère entre les parois est et ouest, comme l'observation de la géométrie des plis dans le banc calcaire à *Crurithyris* (fig. 23 et 25) le suggère.

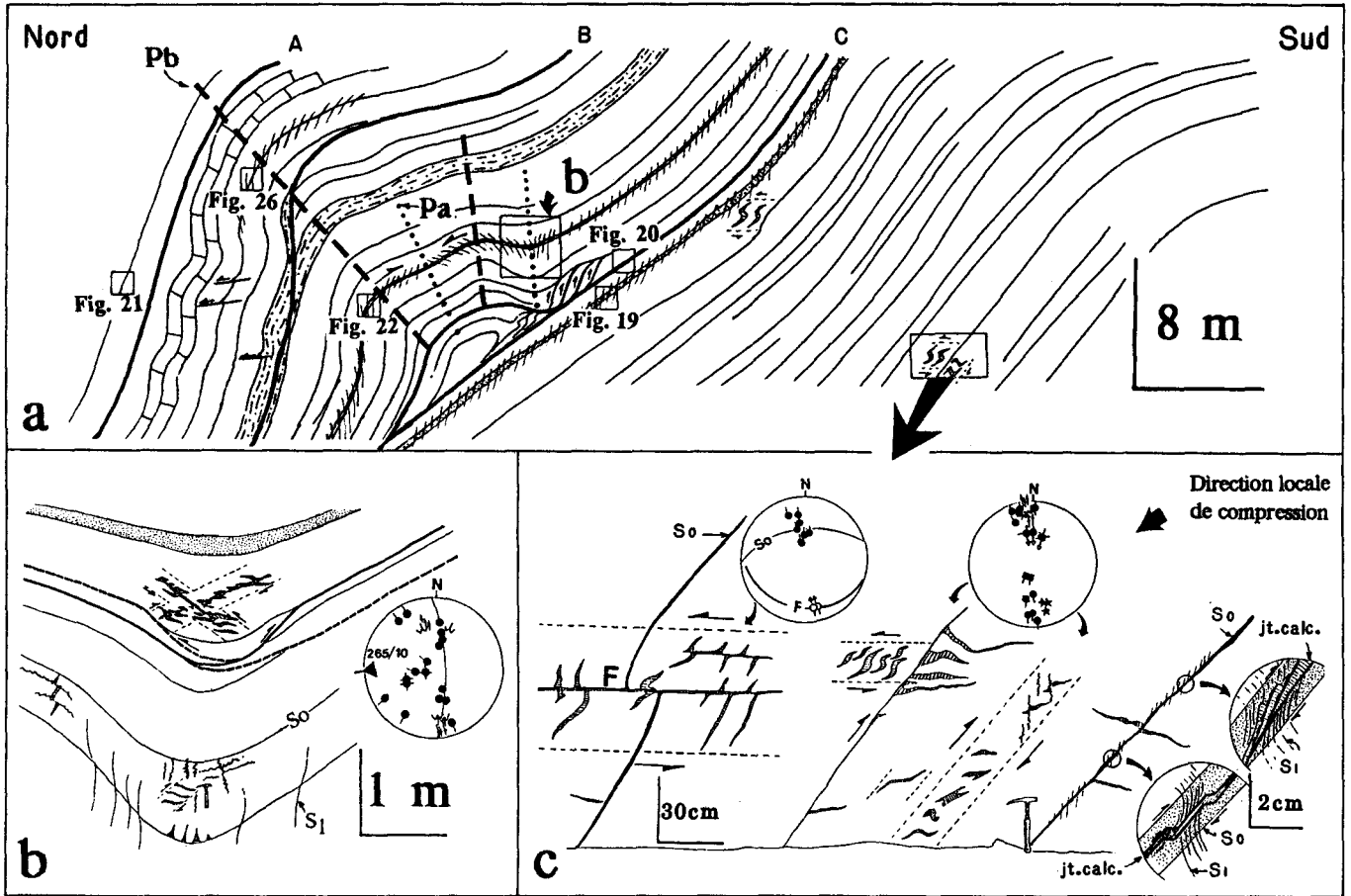


Fig. 25. Plis du flanc court de la paroi orientale.

a. Ce pli est l'équivalent de celui de la figure 23 (a). Notez que la fréquence des plis Pa à schistosité de plan axial est inférieure à celle visible dans la paroi occidentale (2 plis Pa ici, alors qu'il en existe 4 dans la paroi occidentale), et qu'il y a alternance des plis Pa et Pb. Il y a également absence de dédoublement dans le coeur. Dans la paroi orientale la déformation se manifeste différemment, avec par exemple des lenticulations complexes près du contact C, ainsi que des plis asymétriques entre les contacts A et B.

Les contacts A et B sont enroulés dans les plis Pb. Le contact C cisaille les plis Pa et Pb ; latéralement, il correspond à du glissement banc sur banc.

b. Pli synclinal Pa à schistosité de plan axial. L'atténuation du pli se fait dans les niveaux durs par l'intermédiaire de fractures et dans les niveaux tendres, marneux, par un léger bourrage (en grisé). Un réseau de fentes sigmoïdes conjuguées montre une direction de raccourcissement S-N.

La direction de l'axe construit sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieur ; 265/10) est perpendiculaire à la direction de raccourcissement.

c. Répartition des fentes de tension sous le contact C.

Il y a coexistence de deux réseaux de fentes sigmoïdes. Le premier réseau est dû à un cisaillement parallèle à la stratification, et est associé à des stylolithes en échelon. Le second résulte d'un cisaillement oblique, à subperpendiculaire sur la stratification. Ces deux réseaux de fentes sigmoïdes sont apparemment conjugués.

Au sein des lits marneux, il y a des joints stratiformes de calcite (détails agrandis) où l'on peut observer des écaillages et des ouvertures en escalier.

L'enroulement de la schistosité témoigne de la présence de glissements banc sur banc opposés (a, fig. 25). Ceci permet de dessiner du Sud vers le Nord : un pli synclinal **Pa**, un pli anticlinal **Pb** suivi d'un autre pli anticlinal **Pb**. A l'origine, il faut imaginer deux plis **Pa** ouverts et asymétriques, ensuite la genèse des plis **Pb** aboutit à l'atténuation et à la disparition d'un pli anticlinal **Pa** intercalaire. Ce dernier présente actuellement une légère allure synforme.

## 2. Eléments mésostructuraux.

Entre les contacts **C** et **B**, le coeur du pli synclinal à schistosité de plan axial **Pa** (b, fig. 25) montre deux réseaux conjugués de fentes sigmoïdes indiquant la même direction de raccourcissement N-S. L'atténuation de ce pli vers le haut se fait par l'intermédiaire de fractures dans les bancs calcaires et par un léger bourrage dans les bancs tendres marneux.

Au Nord du contact **C**, les mésostructures illustrent deux mouvements importants (c, fig. 25) : l'un N-S (inverse) parallèle à la stratification, c'est-à-dire de même sens que le glissement inter-banc ; le second S-N, horizontal et donc franchement oblique par rapport

---

**a.** Au sein d'un banc calcaire argileux noirâtre, on observe deux joints calcitiques : l'un parfaitement parallèle à la stratification, l'autre plissé. **H** indique le haut de la série.

**b.** Les coupes sériées montrent que les joints plissés sont en fait constitués de plusieurs joints millimétriques, séparés par de fins liserés argileux. Le joint calcitique plissé montre deux types de plis asymétriques. Le premier avec un axe numéroté 1, montre un sens inverse du glissement banc sur banc, l'orientation de l'axe plonge de 35°W.

Par contre, l'asymétrie du second pli à axe numéroté 2 montre un glissement "normal", l'orientation est sensiblement horizontale et légèrement courbée.

**c.** Essai de reconstitution dans l'espace de la géométrie des microplis.

Vers le haut de la figure en **A**, le pli n°1 se développe bien avec un écoulement vers la "droite" ; par contre le pli n° 2 a tendance à s'atténuer et à disparaître. Vers le bas en **B**, c'est le pli n° 2 qui s'amplifie avec un écoulement vers la "gauche" ; par opposition le pli n° 1 s'atténue et tend à disparaître. L'analyse de microfailles affectant les coeurs des plis 1 et 2 montre que ces dernières s'atténuent également avec les plis. L'ensemble de ces observations traduirait une rotation dans le glissement banc sur banc.



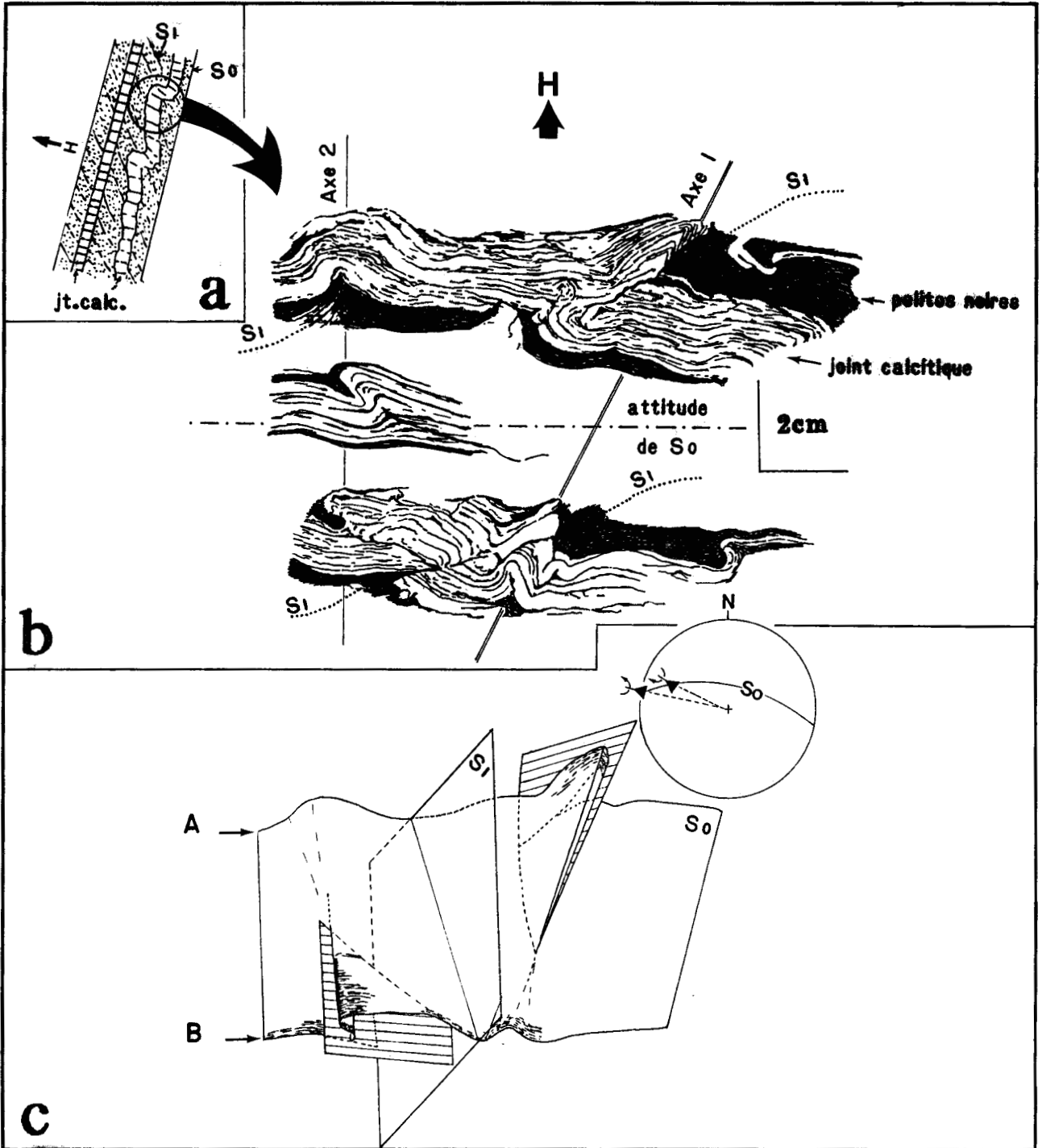


Fig. 26. Allure des joints calcitiques parallèles à la stratification dans le flanc vertical (flanc court, paroi orientale). Localisation en a, fig. 25.

Suite de la légende en page 86.

à la stratification. Les fentes sigmoïdes associées aux deux mouvements s'organisent ainsi en réseau conjugué. La direction du raccourcissement général est à peu près N-S.

Entre les contacts **B** et **A**, au sein d'un lit marneux de 15 cm d'épaisseur, on trouve deux joints calcitiques parallèles à la stratification ; l'un est strictement parallèle à **So**, l'autre étant plissé. Des coupes sériées effectuées au sein du joint plissé, montrent deux plis asymétriques à écoulement opposé dont les axes présentent des orientations différentes (fig. 26). Ces plis se développent l'un au détriment de l'autre, c'est-à-dire que lorsque l'un prend de l'ampleur, le second tend à s'atténuer et à disparaître (fig. 26). Dans le cas de plis conjugués, le cisaillement serait parallèle aux directions de linéations des axes (Berthe et Brun, 1980). Or, ici, le glissement s'est fait subperpendiculairement aux axes. Ces plis ne seraient donc pas conjugués. Leur genèse a pu se faire par un mouvement rotationnel dans le plan de la stratification lors du glissement des bancs.

L'échantillon (fig. 26), positionné en figure 25, se trouve au niveau du flanc vertical. La formation des plis d'entraînement pourrait résulter du raccourcissement parallèle à la stratification.

### C. CORRELATION ENTRE LES DEUX SITES.

Les deux plis sont le résultat de deux mouvements distincts (fig. 27). Le premier, qui est aussi le plus important, est de direction Sud-Nord. Il consiste en une rotation anti-horaire qui a permis le redressement des bancs. Le second, qui est la conséquence du premier, s'est fait du Nord vers le Sud, résultant de l'expulsion du coeur de la synforme majeure de la carrière. Sur une largeur de moins de 50 mètres, la déformation dans le même pli n'est pas strictement cylindrique. Mis à part la géométrie des surfaces de glissement **B** et **C**, et leurs relations avec les plis **Pa** et **Pb**, la réponse à la déformation s'exprime différemment. Ainsi par exemple, les bancs redressés vont être raccourcis d'un côté (à l'Ouest) par des paraclases conjuguées et de l'autre (à l'Est) par des plis d'entraînement asymétriques. La partie centrale des deux plis de même que la fréquence des plis **Pa** et **Pb** diffèrent d'une paroi à l'autre.

L'ensemble des stades constitue une seule phase de plissement, ce qui se traduit par une complémentarité des plis **Pb** à schistosité enroulée avec des plis **Pa** à schistosité de plan axial. En dépliant les plis **Pb**, le pli coffré (fig. 23 et 25) s'atténue et les bancs deviennent parallèles à ceux qui sont localisés en-dessous du contact **C**. Une disposition symétrique aurait donc précédé le stade asymétrique.

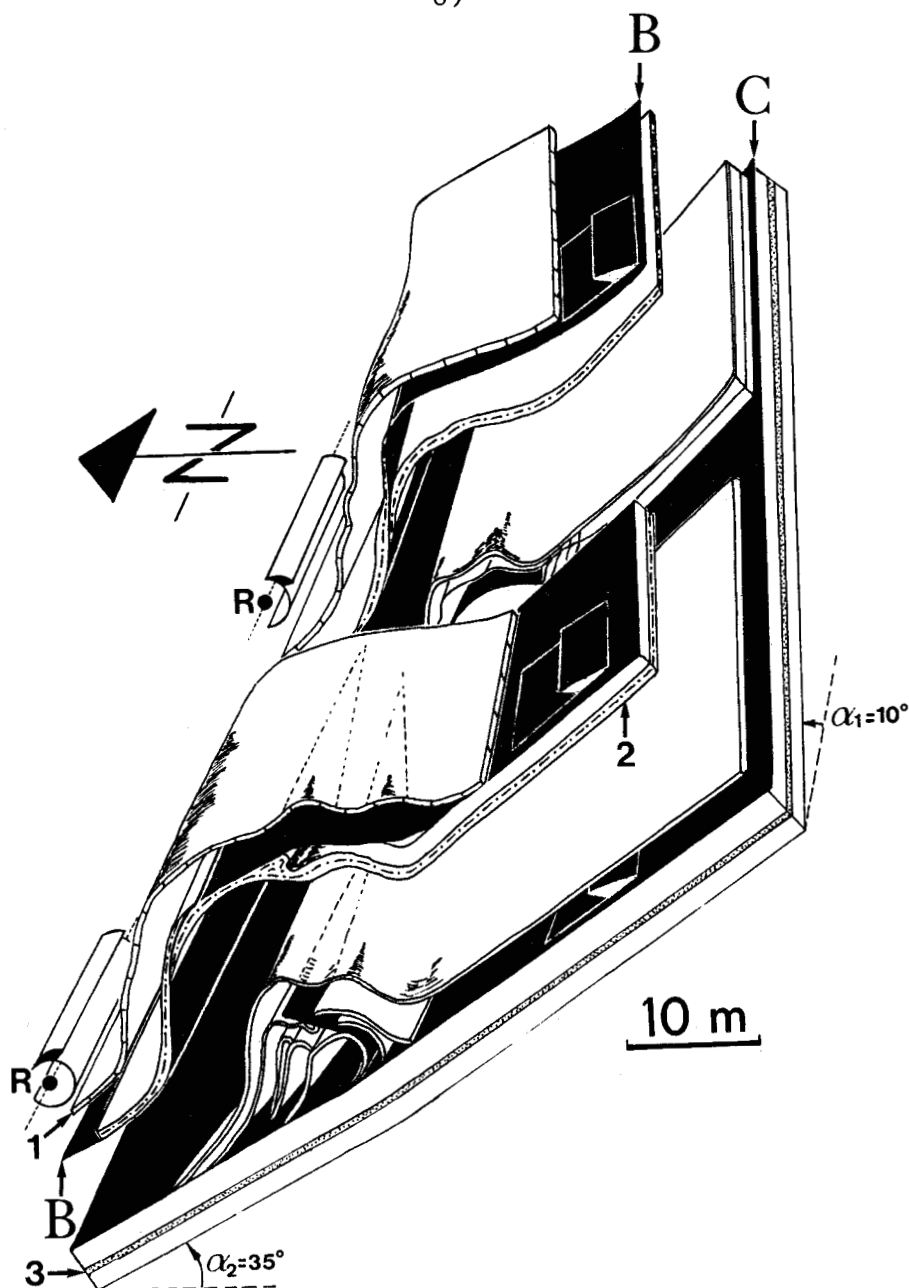


Fig. 27. Le pli décamétrique du flanc court : bloc-diagramme reconstitutif.

Ce schéma est réalisé en reliant deux plans d'observation : la paroi ouest de la carrière au premier plan, et la paroi est au second. Cette reconstitution est approximative quant aux échelles, avec notamment une exagération du rapport hauteur / profondeur.

**En blanc** : surfaces stratigraphiques.

**Bancs repères** : 1 : banc calcaire à Gastéropodes ; 2 : banc calcaire à *Crurithyris* ; 3 : banc pélitique.

**En noir** : plans de décollement ; avec par ordre d'apparition supposé :

- contact B : décollement plissé.

- contact C : surface de décollement limitant à la base le pli décamétrique.

**R** : sens de rotation des bancs et des décollements. La taille des flèches montre l'ampleur de la rotation.

$\alpha$  : angle de plongement de l'axe du pli ( $10^\circ$  vers l'Ouest).

Le cylindrisme des structures n'est pas parfait. La géométrie de détail diffère d'une paroi à l'autre. L'ensemble aurait subi une rotation antihoraire (vue de l'Ouest) qui serait plus importante au premier plan qu'au second. Le plissement, qui est, en partie, postérieur à la schistosité, est dû à un cisaillement à vergence nord. Voir d'autres modalités de mouvement cisailant avec cette polarité dans la carrière Bocahut.

## IV. LES PLIS DANS LE FLANC NORD DU SYNCLINAL (FLANC LONG).

L'analyse débutera par la description de la paroi orientale afin de décrypter les différentes structures et leur géométrie. On s'attachera ensuite à expliquer l'absence de la majorité d'entre elles dans la paroi ouest (fig. 18).

### A. GEOMETRIE DES PLIS ET DES DECOLLEMENTS DE LA PAROI ORIENTALE.

La schistosité exprimée dans les bancs pélitiques (fig. 19) permet de distinguer aussi deux générations de plis : les plis à schistosité enroulée **Pb** et les plis à schistosité de plan axial **Pa** caractérisés également par des déversements opposés (fig. 28). Certains de ces plis sont tronqués basalement par les mêmes surfaces de cisaillement identifiées dans le flanc sud et qui, latéralement, passent à du glissement banc sur banc. Les contacts **B** et **B'** correspondent apparemment à des décollements affectant les plis à schistosité de plan axial. En prenant les traces des plans axiaux **Pa** comme repères, on remarque (fig. 28) que les contacts **B** et **B'** résultent d'un jeu inverse, par contre le contact **C** montre un jeu ou un rejeu apparent normal.

La disposition de ces contacts par rapport aux plis **Pb** permet de les différencier (fig. 28). Ainsi les contacts **B** et **B'** sont enroulés dans les plis **Pb**, par contre le contact **C** tronque ces mêmes plis. Plus au Nord, là où ils affleurent, les trois contacts présentent la même géométrie, ils sont repris dans un pli **Pc** à schistosité enroulée.

#### 1. Déformation au voisinage des contacts **A** et **B**.

La description des plis **Pa** (fig. 28, fig. 29), **Pb** (fig. 28, fig. 30) et des structures associées permettra d'établir une chronologie des différents événements, et d'identifier le ou les mouvements ayant conduit à la genèse de ces plis.

##### a. Plis à schistosité de plan axial.

Représenté en a, figure 29, le pli situé au-dessus du contact **B** affiche une asymétrie nette avec un flanc court à regard nord. Globalement, le pli présente une allure isopaque,

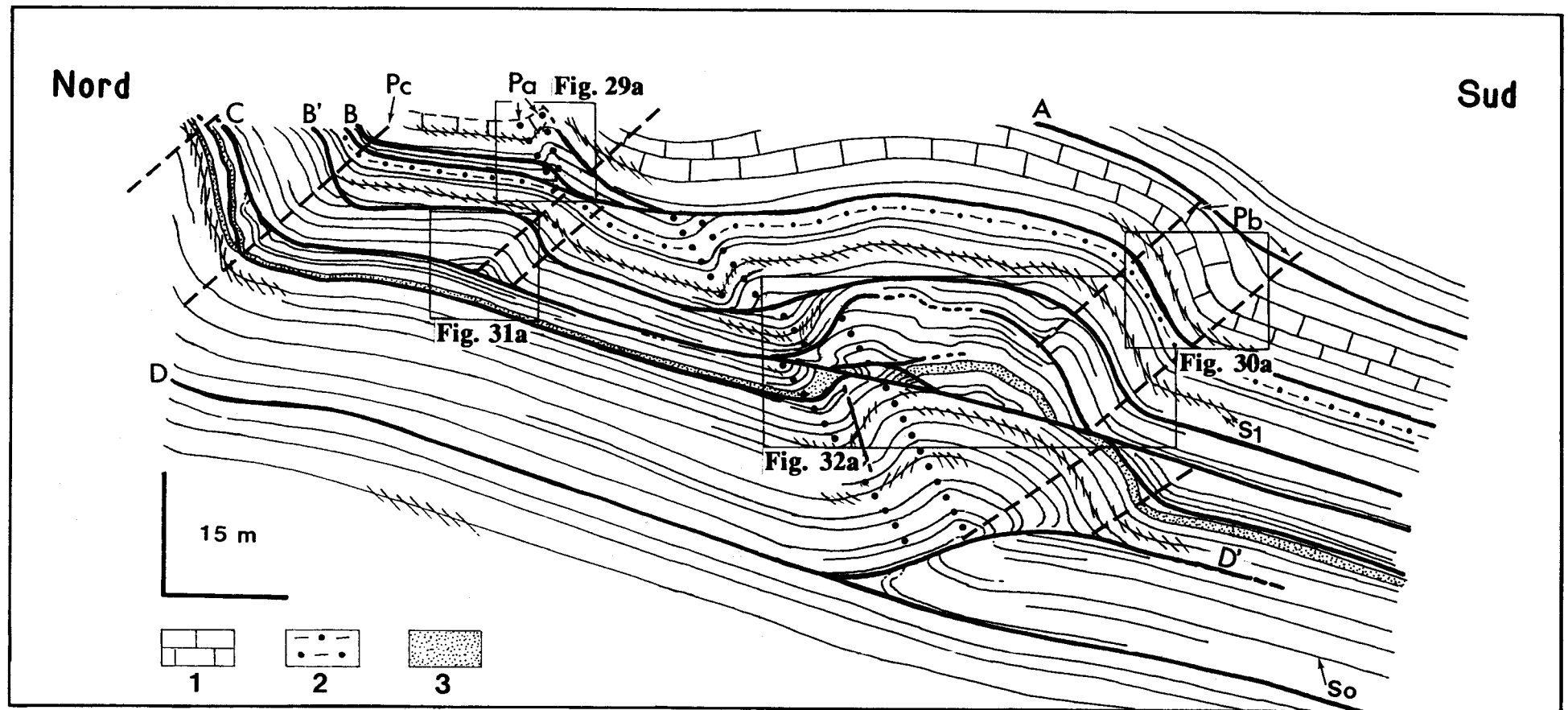


Fig. 28. Détail du flanc long du synclinal dans la paroi orientale.

Bancs-repères : 1 : calcaire gris massif, riche en Gastéropodes, 3 m d'épaisseur ; 2 : banc formé d'intercalations de bancs calcaires riches en Brachiopodes (*Crurithyris* sp.), et de minces interlits pélitiques (au total, 2 m d'épaisseur) ; 3 : banc pélitique noir de 40 cm d'épaisseur.

Pa : traces axiales des plis à schistosité de plan axial (en pointillés) ; Pb et Pc : traces axiales des plis à schistosité enroulée autour des charnières (en tirets) ; A, B, B', C, D et D' : contacts cisillants.

L'orientation de la schistosité, mieux exprimée dans les bancs pélitiques, permet de distinguer en premier lieu deux sortes de plis (Pa, et Pb-Pc). Les plis Pb et Pc se différencient ensuite en observant le contact C, qui cisaille les plis Pb mais est affecté par les plis Pc.

**Fig. 29. Relation entre le pli Pa à schistosité de plan axial et le contact B.**

a. L'équivalent du pli sous le contact B se trouve 15 m plus au Sud (voir fig. 28). L'axe construit sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieur ; 095/10) plonge légèrement vers le Sud. Ceci pourrait s'expliquer par des ondulations Nord-Sud qui affecteraient l'axe du pli. Le contact B suit préférentiellement le sommet du banc calcaire à *Crurithyris*, où des couloirs de dissolution sont visibles et assimilables à la schistosité. Cette dernière présente, dans les parties inclinées du banc des ondulations liées probablement au jeu de mouvements cisailants inverses.

b. L'interprétation illustre la genèse des ondulations.

1. Début du raccourcissement avec naissance de couloirs de dissolution perpendiculaires à la stratification (schistosité en "queue de cheval").

2. Redressement de la stratification.

3. Glissement inverse banc sur banc et le long du contact B.

Les stades 2 et 3 ne peuvent être dissociés.

N.B. Les mesures de  $S_0$  prises en-dessous et au-dessus du contact B, s'alignent préférentiellement sur un diagramme basculé de  $10^\circ$ .

c. Détails sur l'allure de la schistosité  $S_1$  sous le contact B.

Macroscopiquement, la schistosité  $S_1$  est ondulée. Elle aurait subi une rotation dans le sens anti-horaire vue de l'Ouest. Elle apparaît comme un marqueur passif des glissements banc sur banc le long de  $S_0$  en général et le long du contact B en particulier.

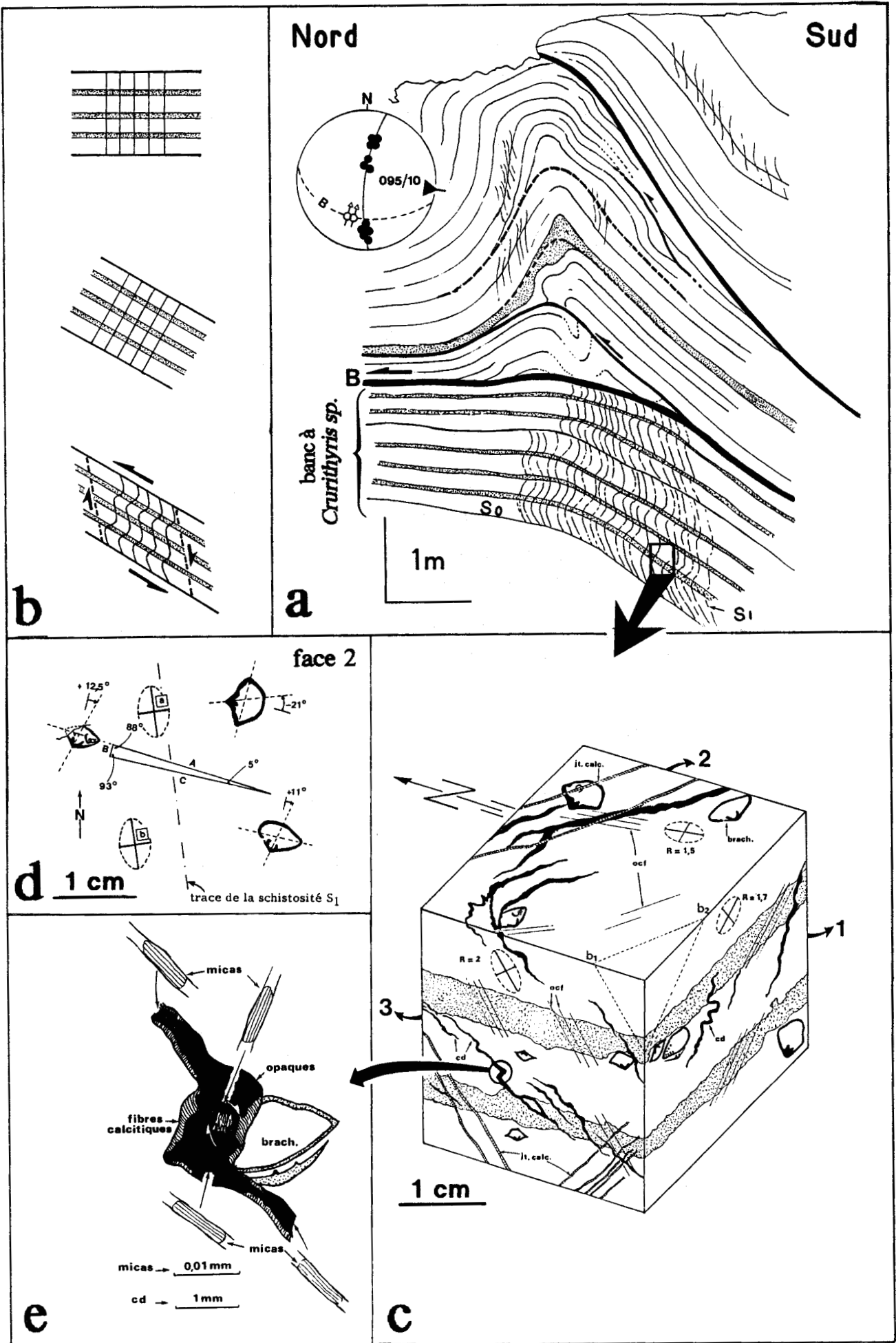
Détail du banc calcaire montrant une alternance centimétrique calcaréo-pélimitique et lumachellique à Spirifers (*Crurithyris* sp.). Trois plaques minces sectionnées orthogonalement ont permis de construire ce bloc diagramme, avec  $S_0$  en face 2. La schistosité  $S_1$  est marquée dans les bancs calcaréo-pélimitiques (pointillés) par une cristallisation de la calcite fibreuse. Elle se traduit par des couloirs de dissolution (cd) dans la partie lumachellique. Sur la face 2 parallèle à  $S_0$ , la trace de  $S_1$  montre une orientation variable indiquant que cette surface est gauchie (si elle était plane, sa trace serait parallèle à  $b_1b_2$ , ce qui n'est réalisé que ponctuellement). Sur les trois faces, les différentes ellipses de déformation obtenues par les méthodes décrites en d ont été reportées.

d. Calcul de l'ellipse de déformation finie.

L'analyse de la déformation selon deux méthodes conduit au même résultat ( $R = 1,49$  et  $R = 1,5$ ),  $R$  étant le rapport des axes de l'ellipse (voir Ramsay, 1967 (méthodes a et b) ; Ramsay et Huber, 1983 ; Nicolas, 1984).

Cette analyse a été faite sur des Spirifers de tailles millimétriques. Il s'agit de Spirifers *Ambocoelioides Crurithyris* sp. déterminés par D. Brice (Lille). Ces organismes ont leur charnière perpendiculaire au sinus médian. Après déformation, l'angle de cisaillement  $\Psi$  est défini comme l'angle qui sépare l'axe du sinus de la perpendiculaire à l'axe de la charnière. Cet angle est positif quand la rotation se fait dans le sens horaire et négatif dans le sens anti-horaire.

e. Dans les interlits lumachelliques, quand un couloir de dissolution cd (la schistosité) rencontre un ou plusieurs tests de Brachiopodes (*brach.*), son "tracé" se verticalise. Ainsi, la géométrie obtenue a une allure en escalier. L'ouverture de ces couloirs de dissolution se fait plus particulièrement dans la zone de virgation comme en témoignent les fibres calcitiques. Au centre, un fragment composé de ces mêmes fibres calcitiques se serait détaché de l'une des épontes, l'orientation de ces fibres indiquant qu'il aurait subi une rotation dans le sens horaire. Les nombreuses phyllites identifiées ont à cet endroit (près de l'enclave calcitique) une direction subperpendiculaire à d'autres orientées selon la direction générale de  $S_1$ .



- Figure 29 -  
Légende en page 92.

et la schistosité  $S_1$  y est bien exprimée, même dans les bancs calcaires. L'inclinaison de l'axe est vers l'Est contrairement à celle du grand pli kilométrique (fig. 18), différence que l'on peut attribuer à des ondulations Est - Ouest qui auraient affecté les axes des plis Pa. D'autre part, ce pli kilométrique montre un léger déversement vers le Nord. Le coeur montre par ailleurs des dédoublements de couches qui ont conduit à l'amortissement du pli, au niveau du contact B. Celui-ci se développe préférentiellement le long du banc calcaire riche en brachiopodes (*Crurithyris*), finement lité et séparé par des horizons péliques.

En-dessous du contact B, le banc de calcaire à *Crurithyris* présente un débit oblique par rapport à la stratification  $S_0$  avec un pendage de  $80^\circ$  vers le SSW, et qui s'apparente à la schistosité  $S_1$ . Le débit montre des ondulations qui seraient dues à un mouvement inverse le long de la surface de glissement B (b, fig. 29).

L'ellipse de déformation finie, calculée à partir d'un échantillon orienté (c et d, fig. 29) s'allonge selon la trace de  $S_1$  (c, fig. 29). Ainsi la déformation microscopique principale a été acquise lors de la schistogenèse et les ondulations secondaires qui affectent  $S_1$  n'influenceraient pas la déformation acquise. Microscopiquement, le mouvement général vers le Nord a conduit à la torsion de la schistosité, se traduisant par des extensions au sein de celle-ci (e, fig. 29).

#### b. Plis à schistosité enroulée.

Un couple de plis en genou (a, fig. 30), pris comme exemple, présente une géométrie en Z (vue d'Ouest), ils sont assimilables à des méga-kinks et peuvent indiquer le sens des cisaillements de la même manière que les failles. Ces plis affectent les mésostructures précoces, comme en témoigne un joint calcitique stratiforme plissé dans l'une des charnières des plis (b, fig. 30). Le pendage des flancs longs de ce couple de plis est dans le même sens que le pendage du flanc court. Les pendages relevés sur l'ensemble des flancs sont dirigés vers le Sud. Ainsi les pôles de stratification se rassemblent sur une moitié du canevas, d'où une appréciation un peu hasardeuse de l'orientation de l'axe de ces plis. Encore une fois, en utilisant un canevas basculé, les pôles de  $S_1$  et de  $S_0$  "s'alignent" mieux. Ces plis seraient coniques. La schistosité  $S_1$ , dans les bancs péliques, s'enroule autour des charnières. Ces plis seraient donc postérieurs à ceux décrits précédemment.



## 2. Déformation au voisinage des contacts B et C.

Le décollement B est affecté par les plis Pb qui sont cisailés par le contact C rectiligne. Ce dernier est donc postérieur au contact B (fig. 28). Entre ces deux contacts la fréquence des plis à schistosité enroulée est élevée. Ils seront décrits afin de définir les mécanismes ayant abouti à leur genèse. Les glissements le long des contacts seraient générateurs de la majorité des plis. Les observations sont données ci-après en progressant du Nord vers le Sud.

### a. Pli à schistosité enroulée (uniquement).

Par leur flexure et leur géométrie, les plis sont identiques à ceux qui ont été décrits précédemment (a, fig. 31), mis à part le fait qu'ils soient sectionnés à leur base. Cette troncature se fait de part et d'autre de certains bancs. Les plis se seraient développés essentiellement par glissement au-dessus du contact C. L'enroulement de la schistosité autour des charnières montre que le glissement s'est fait du Sud vers le Nord, c'est-à-dire qu'il s'agit d'un glissement inverse.

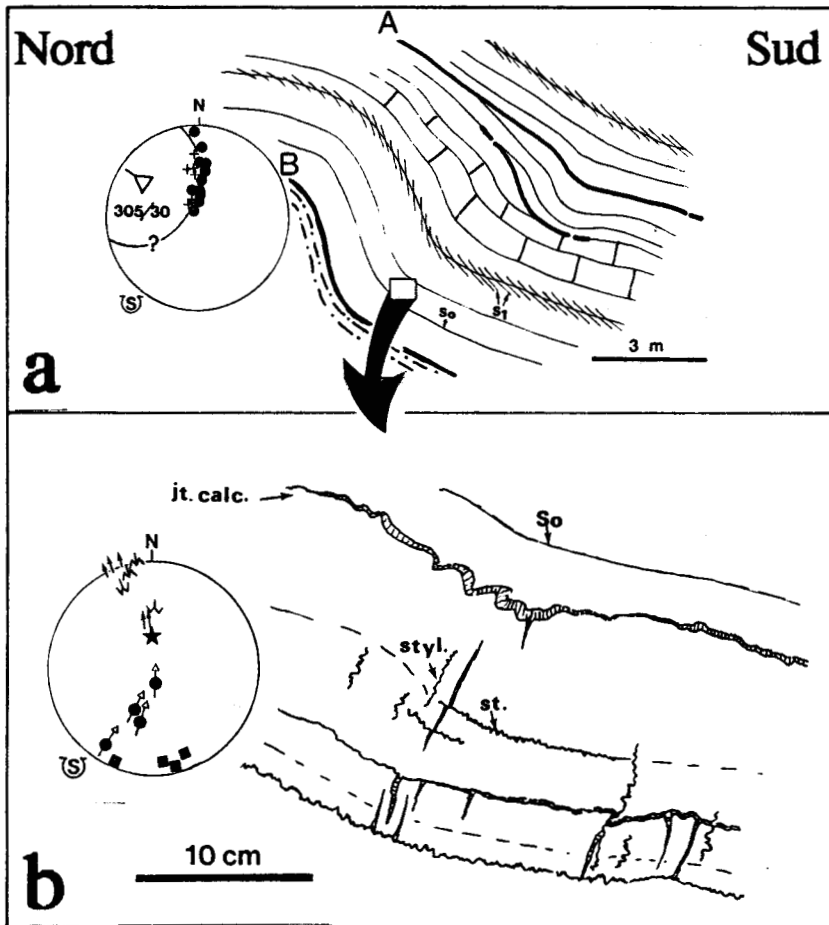


Fig. 30. Géométrie des plis Pb et plissement d'un joint stratiforme précoce.

a. La schistosité  $S_1$  s'enroule autour des charnières des plis. Ces derniers présentent une allure asymétrique dont on déduit une vergence locale opposée à celle du pli Pa décrit en a, figure 29. Toutes les mesures de pendage sont dirigées vers le Sud, ce qui se traduit par une concentration des pôles de stratification dans la moitié supérieure du canevas. Ce regroupement peut donner lieu à diverses interprétations du tracé du plan moyen. Cependant les pôles s'alignent mieux sur un canevas basculé à  $30^\circ$ , ce qui attesterait de la nature conique des plis Pb.

b. Mésostructures de la charnière du pli. L'extrados présente une extension avec formation de petites fentes calcitiques perpendiculaires à  $S_0$ . Les stylolithes perpendiculaires à  $S_0$  (styl.) témoignent du serrage de l'intrados. Les structures précoces sont également affectées, comme en témoignent le tronçonnage dans l'extrados des stylolithes stratiformes (st.), et le plissement dans l'intrados du joint calcitique stratiforme (jt. calc.).

Des observations faites sur un polypier (b, fig. 31 : *Temnophyllum* sp.) échantillonné à 10 cm sous la surface de glissement C, montrent une déformation légèrement rotationnelle, qui a modifié sa géométrie et une partie de son chimisme original, comme en témoignent les septes stylolithisés ou plissés où l'on observe des cristaux rhomboédriques de dolomite et des cristaux hexagonaux de quartz qui croissent au détriment des cristaux de calcite avoisinants (Khatir et Potdevin, 1989).

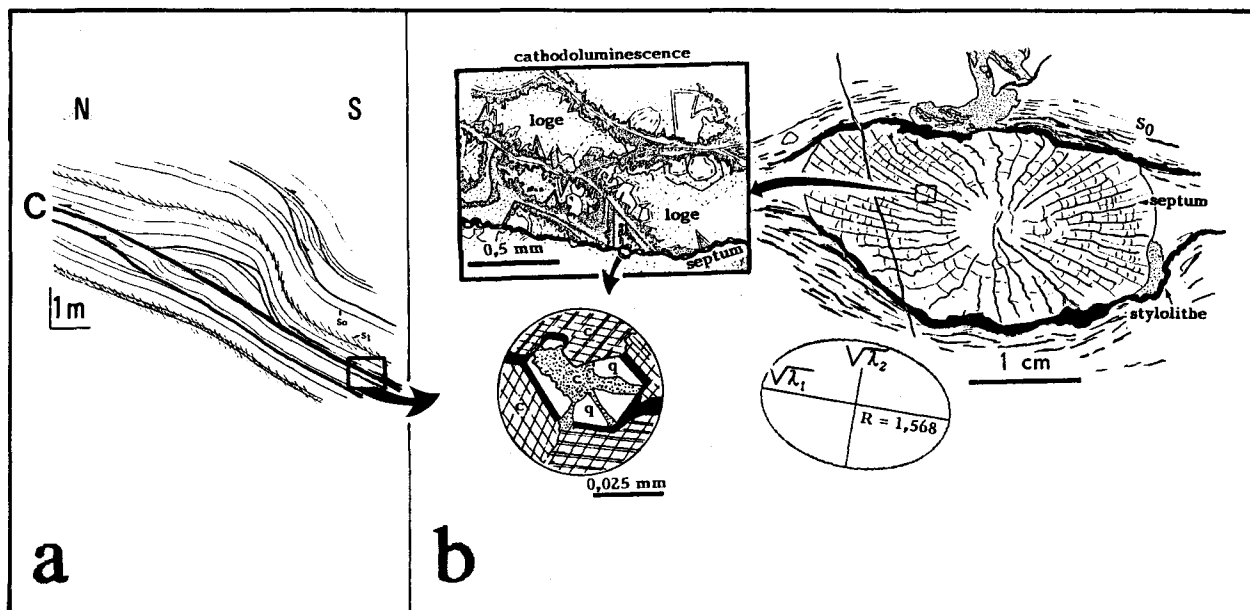


Fig. 31. Déformation liée aux noyaux résistants.

**a.** Relation entre des plis de type Pb et le contact C.

Les plis Pb ont une allure similaire à ceux observés en figure 30. Ils ressemblent à des plis en genou. Les bancs situés au-dessus du contact C (en trait épais) sont sectionnés de part et d'autre. Ceci laisse supposer que la genèse du pli est antérieure au cisaillement. En -dessous du contact C, il est difficile de trouver les parties géométriquement correspondantes car les bancs sont subrectilignes. On peut supposer que le pli au départ était très ouvert et qu'il s'est accentué (au-dessus) par déplacement le long du contact C. La schistosité  $S_1$  s'enroule autour des charnières des plis. Elle a toujours un pendage sud.

**b.** L'échantillon montre un aplatissement légèrement rotationnel d'un polypier (*Temnophyllum* sp.), avec des phénomènes de dissolution-cristallisation en ombre de pression. Les septa sont généralement soulignés par des concentrations argileuses. Ceux parallèles à  $S_0$ , sont généralement rectilignes et ont valeur de stylolithe. L'observation en cathodoluminescence montre une importante dissolution de la calcite au contact des septa, remplacée partiellement par de la dolomite et des cristaux automorphes de quartz (q). Ces cristaux de quartz pseudomorphosent, les cristaux de calcite adjacents. La croissance cristallographique du quartz s'effectue en accord avec les directions de clivage de la calcite (Khatir et Potdevin, 1989). Les septa perpendiculaires à  $S_0$  sont écrasés, plissés et parfois ouverts.

A l'intérieur des loges du polypier, on trouve deux sortes de calcite (c). L'une en dent de chien localisée autour des cloisons, la seconde granulaire occupant les cloisons. Au centre du polypier, quelques rares cristaux de calcite sont kinkés. La mesure des dimensions de l'ellipse de déformation finie, effectuée dans le plan de la lame donne un rapport d'environ  $R = 1,57$  (méthode in Ramsay et Huber, 1983).

#### b. Plis à schistosité de plan axial et plis à schistosité enroulée.

Les plis **Pa** et **Pb** (a, fig. 32), correspondant respectivement à ceux décrits en figures 29 et 30, montrent des traces axiales à déversements opposés qui convergent vers le bas. Leur présence simultanée donne une allure en pli coffré.

Le contact **C** cisaille les plis **Pa**, la schistosité et les plis **Pb**. Il est donc postérieur à toutes ces structures. Latéralement, il s'ennoie dans la stratification et correspond donc à du glissement banc sur banc.

#### Plis à schistosité de plan axial.

Les contacts **B<sub>1</sub>** et **B<sub>2</sub>** (a, fig. 32) semblent être de même génération, puisqu'ils sont enroulés par les plis **Pb**. Ils seraient synchrones des plis **Pa**. Ces décollements précoces sont cisailés tardivement par le contact **C**.

On remarque qu'en traversant les contacts **B<sub>1</sub>** et **B<sub>2</sub>** de haut en bas, le pli **Pa** change de géométrie. Il est plus déjeté au-dessus de **B<sub>1</sub>** et en dessous de **B<sub>2</sub>** qu'entre ces mêmes contacts. Le déplacement du compartiment supérieur le long du contact **C** est inverse c'est-à-dire du Sud vers le Nord alors que sous ce même contact (b, fig. 32) l'existence de petites fractures normales dans les bancs compétents et le rebroussement vers le Sud des couches calcschisteuses indiqueraient plutôt un mouvement du Nord vers le Sud c'est-à-dire normal. Ce jeu en faille normale serait un mouvement antithétique dû au "refoulement", lors du serrage, vers le Sud d'une partie du pli **Pa** située entre le contact **C** et le contact **B<sub>2</sub>**. Une autre possibilité est à envisager : étant donné que le contact **C** présente d'un côté, au Sud, un jeu apparent inverse et de l'autre côté, au Nord, un jeu apparent normal, on peut supposer soit un blocage du glissement à l'avant (au Nord) alors qu'au Sud le glissement continue (stade 4, fig. 38), soit que le déplacement selon **C** est oblique.

Le long du contact **C** se trouve une structure interprétée soit comme une lentille de cisaillement, soit comme une écaille aveugle (horse). Celle-ci montre une partie de la charnière synclinale déjetée du pli **Pa** (b, fig. 32). Cette écaille correspondrait à la jonction de deux contacts se propageant dans le même sens (Ramsay, 1980 ; c, fig. 32).

#### Plis à schistosité enroulée.

Les plis **Pb** s'accroissent du bas vers le haut de la carrière. Entre les contacts **B<sub>1</sub>** et **B<sub>2</sub>** (a, fig. 32), les flancs redressés des plis **Pb**, au niveau desquels on note la présence de nombreuses fractures inverses à fort pendage vers le Nord, sont faiblement ondulés.

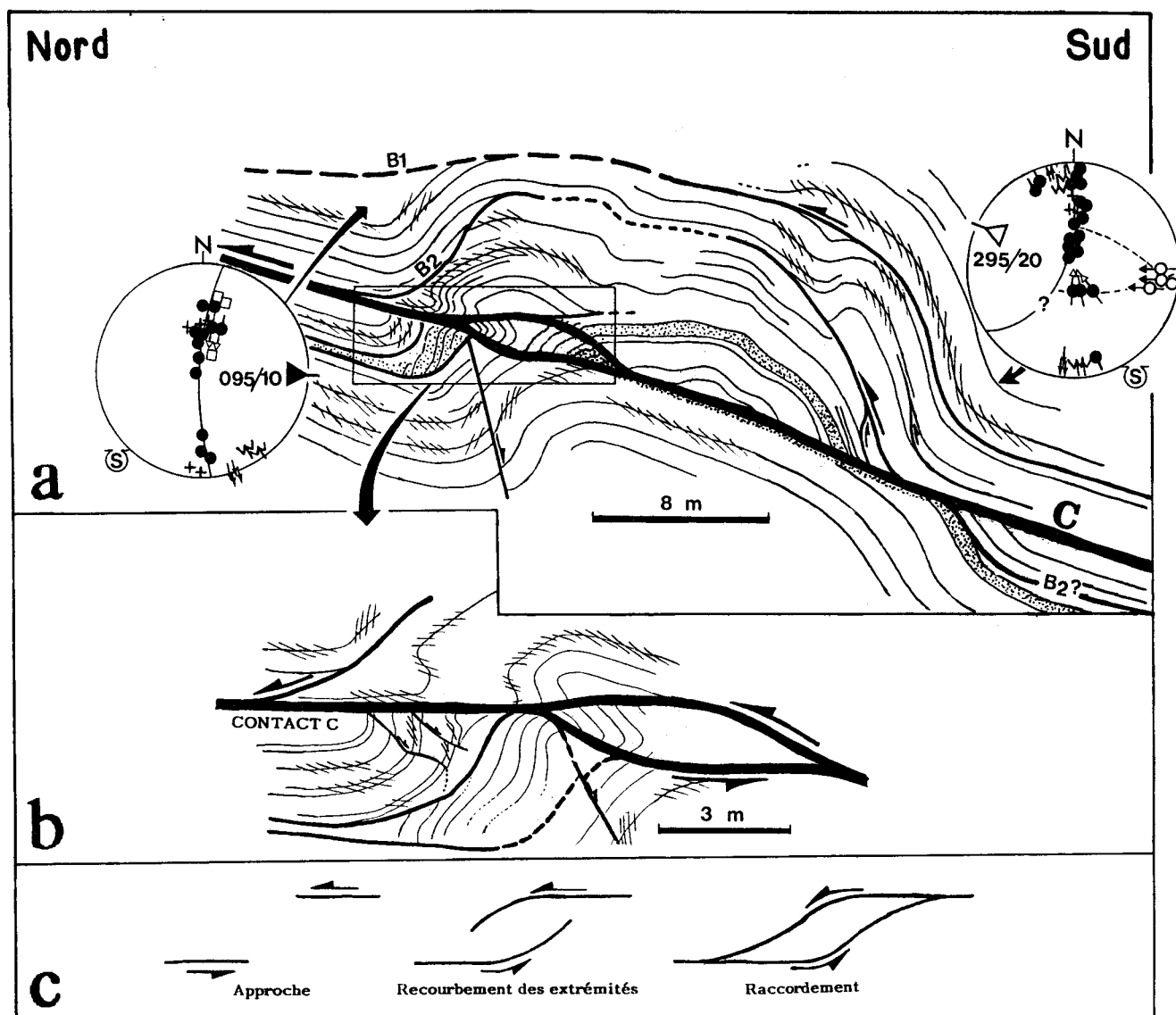


Fig. 32. Pli à allure coffrée issu de l'association d'un pli Pa et d'un pli Pb.

a. Les contacts B<sub>1</sub> et B<sub>2</sub> seraient des accidents précoces car ils sont associés aux plis Pa à schistosité de plan axial, et enroulés par les plis Pb à schistosité enroulée. L'accident C subrectiligne cisaille les plis Pa, Pb et les contacts précoces.

Sur le canevas de Schmidt, situé à gauche sur la figure (projection sur l'hémisphère inférieur), l'ensemble des pôles de stratification et de schistosité du pli Pa, s'aligne sur un canevas basculé de 10° (095/10). Un problème identique a été rencontré pour les mesures reportées en a, figure 29 (même pli).

Le canevas de Schmidt, situé à droite sur la figure, représente celui du pli Pb. Le pendage général de la So est vers le Sud, ce qui explique la concentration des pôles sur une moitié du canevas. L'alignement se fait également sur un canevas basculé (même problème qu'en a, figure 30). Dans le flanc court vertical, les surfaces de stratification portant deux générations de stries qui ont un pitch de 90° S, sont précoces par rapport à celles qui ont un pitch de 30° E. Ces dernières se trouvent au niveau des fractures notées F et des surfaces de stratification, par contre les stries de pitch 90° S se trouvent uniquement sur les surfaces de stratification.

Dans les deux canevas, toutes les mésostructures montrent une direction de raccourcissement d'environ N 175 E.

b. Détail du contact C et des bancs avoisinants. Au-dessus et au contact de C, la trace de la surface axiale du pli Pa se parallélise à C, indiquant ainsi un mouvement inverse S-N. Les structures dans les bancs situés sous le contact C, montrent des mouvements antithétiques N-S. Les bancs calcaires sont affectés de petites fractures normales, par contre les bancs calcschisteux et pélitiques sont rebroussés vers le Sud.

c. Le modèle de propagation de fractures d'après Ramsay (1980) permet d'expliquer la genèse de la lentille de cisaillement ou l'écaïlle qui se trouve prise sous le contact C.



### 3. Allure des plis sous le contact C.

Sous le contact C les plis **Pa** s'atténuent, par contre les plis à schistosité enroulée **Pb** s'accroissent jusqu'à la rupture des bancs (fig. 28). La genèse des plis **Pb** serait liée au glissement selon le décollement **D** et son contact conjugué **D'**. Celui-ci a un mouvement antithétique par rapport au mouvement d'ensemble dans le flanc long du pli asymétrique kilométrique, c'est-à-dire qu'il a une vergence sud alors que le mouvement d'ensemble s'effectue vers le Nord.

Si on prend la trace des plans axiaux des plis à schistosité enroulée **Pb** comme repère, on remarque que le contact C a une flèche d'une dizaine de mètres environ. Par contre le contact **B<sub>2</sub>** montre une flèche qui n'excède pas 5 m (a, fig. 32). Les contacts **B<sub>2</sub>**, au-dessus et en-dessous du contact C, ne seraient peut-être pas équivalents.

Dans le flanc long du synclinal (fig. 28), le contact C se comporte différemment par rapport aux plis à schistosité enroulée. D'un côté il les cisaille, d'un autre il est affecté par ces derniers. Il faut donc distinguer deux générations de plis à schistosité enroulée nommés respectivement **Pb** et **Pc**.

## B. GEOMETRIE DES PLIS ET DES DECOLLEMENTS DE LA PAROI OCCIDENTALE.

Contrairement à la paroi orientale qui est parfaitement rectiligne et orientée Nord-Sud, la paroi occidentale, du moins sa partie dessinée en a, figure 33, présente une orientation NNW-SSE. Elle est caractérisée par une absence presque totale des plis décrits en figure 28 (paroi orientale). Par contre, des ébauches de plis à schistosité enroulée le long du contact C ont pu être observées.

L'examen des courbes de niveau de la carte géologique Le Quesnoy à 1/50 000 (XXVII-06) montre que le ruisseau de Bavay (fig. 16) a une altitude de 80 m. La paroi occidentale surplombant ce ruisseau de 5 m environ, aurait donc une altitude de 85 m. En reportant la largeur de la carrière sur la carte, on constate que l'altitude de la paroi orientale est de 110 m, d'où une dénivellation de 25 m entre les deux parois.

L'absence de plis **Pa** dans la paroi occidentale (a, fig. 33) peut s'expliquer par érosion, car celui-ci plongerait légèrement vers l'Est (construction sur canevas). La quasi-absence des plis **Pb** résulterait de leur atténuation vers l'Ouest.

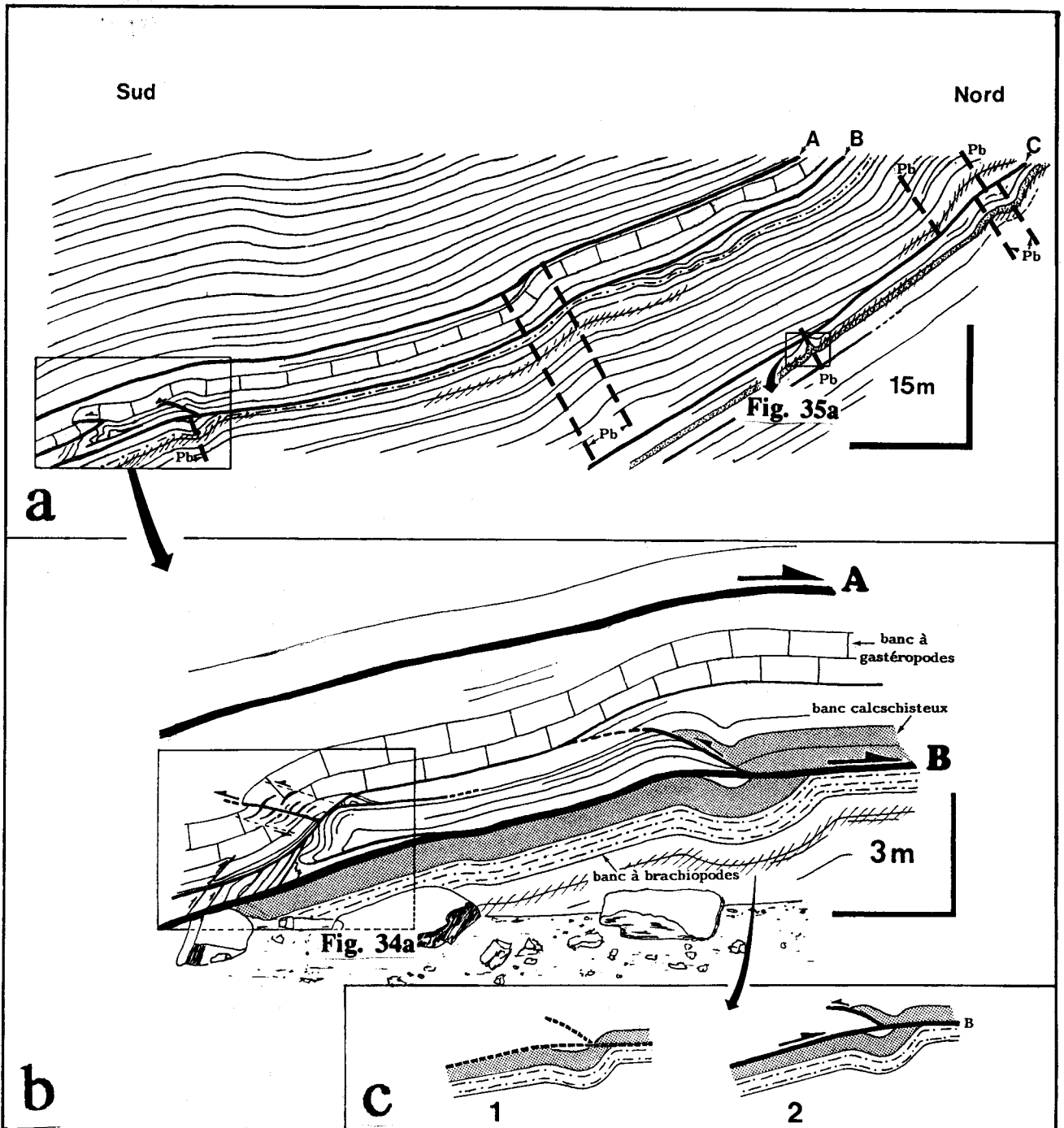


Fig. 33. Flanc long de la paroi occidentale.

a. L'absence presque totale des structures observées en figure 28 (paroi orientale) est significative. D'autre part, les bancs sont plus rectilignes. Les contacts A, B et C sont pratiquement parallèles entre eux. La hauteur de la paroi occidentale est inférieure d'environ 25 m par rapport à celle de la paroi orientale.

b. Relation entre les plis Pb et les décollements précoces A et B. Au-dessus du contact A, les couches sont monoclinales à pendage sud. La déformation se concentre au voisinage du contact B. Le glissement principal est du Sud vers le Nord. Cependant au-dessus du contact B, il y a des fractures antithétiques (R') associées à des plis Pb. Ces derniers sont cisailés par le contact B, ils ne seraient donc pas synchrones de ceux décrits dans la paroi orientale.

c. Dans l'essai de reconstitution, la formation de plis Pb se ferait à l'avant du contact cisailant B. Celui-ci aurait sectionné les plis en passant d'un niveau stratigraphique à un autre situé plus bas, avec formation d'une fracture antithétique (fracture de Riedel).

## 1. Déformation aux alentours des contacts A et B.

Contrairement à ce qui a été vu dans la paroi orientale, les contacts A, B et C sont partiellement parallèles entre eux (a, fig. 33). Il est difficile à cet endroit de la carrière d'établir une chronologie entre les différentes structures. Toutefois, les observations effectuées dans la paroi occidentale apportent des éléments de réponse.

La déformation semble concentrée aux alentours des surfaces de glissement, comme c'est le cas en a, figure 33, le long du contact B. Ce dernier, à l'Est, est supposé être un contact synchrone des plis à schistosité de plan axial Pa et enroulé dans les plis Pb (fig. 28). Ici, dans la paroi occidentale, il cisaille un pli Pb à schistosité enroulée. Il faut donc distinguer deux générations de plis Pb, l'une postérieure au décollement synschisteux, la seconde synchrone, voire antérieure au décollement synschisteux.

Le pli Pb se développe presque uniquement sous le contact B. Celui-ci correspond de part et d'autre du pli à du glissement banc sur banc (b, fig. 33). Dans la théorie classique où l'on associe des nappes et des duplex, un décollement passe d'un niveau inférieur à un niveau supérieur, mais dans le cas du contact B c'est le contraire. Une "légère" ondulation se serait formée à l'avant du contact B (c, fig. 33), elle aurait été cisailée par la suite. Les deux événements sont légèrement diachrones. Au-dessus du contact B une fracture antithétique indique un mouvement opposé au sens du cisaillement général. Une seconde fracture de ce type, affectant le flanc du pli Pb, se retrouve plus au Sud (b, fig. 33). Les fractures s'apparentent à des cisaillements conjugués, issues dans ce cas d'un cisaillement Sud-Nord.

Zone plissée (a, fig. 34) : c'est une zone composée de bancs compacts ne dépassant pas 20 cm d'épaisseur, et séparés les uns des autres par de fins liserés argileux noirâtres d'environ 0,5 cm d'épaisseur. Les interbancs sont souvent soulignés par de petits joints calcitiques. L'accident délimitant cette zone à la base semble avoir un jeu normal, senestre (vu de l'Est), en raison des crochons qui affectent les bancs.

Les lentilles de cisaillement (b, fig. 34) : il s'agit d'une zone de cisaillement inverse. Elles sont délimitées par des fractures P de Riedel et associées à deux générations de stylolithes, perpendiculaires et parallèles aux fractures P, ainsi qu'à deux générations de joints calcitiques, la première perpendiculaire aux fractures P, de 1 cm d'épaisseur en moyenne, tronçonnée par une seconde génération plus fine et parallèle aux fractures P. L'ensemble est affecté par des fractures synthétiques de second ordre de type R.

L'examen de ces microstructures permet de distinguer deux phases de déformation (b, fig. 34) :

- la première phase, due à un cisaillement dextre (vue de l'Est) aurait abouti à la formation des joints calcitiques perpendiculaires aux fractures P, et des stylolithes parallèles aux fractures P ;

- la seconde, due à un cisaillement senestre (vue de l'Est) aurait vu la genèse des joints calcitiques parallèles aux fractures P et de stylolithes perpendiculaires aux fractures P.

La totalité des structures serait l'aboutissement d'un même système de contrainte. La cinématique de l'ensemble est du Sud vers le Nord. Le glissement vers le Nord le long du contact B aurait subi un blocage, créant ainsi un nouveau système dynamique.

## 2. Déformation au voisinage du contact C.

Sous le contact C, on trouve un pli métrique (a, fig. 35), dissymétrique, à flanc long au Sud et à flanc court au Nord. Ce pli est encadré par des couches rectilignes.

La distribution des pôles de stratification et de schistosité (a, fig. 35) a été interprétée sur un canevas basculé. Le pli serait légèrement conique. Il se comporte

---

### Fig. 34. Déformation liée au contact B.

a. La zone de cisaillement située au-dessus du contact B montre essentiellement des fractures de type P. Le cisaillement est dextre, c'est-à-dire du Sud au Nord (vue d'Est). Au-dessus du contact X, on a deux types de fractures ; de type P et de type R'.

Le pli Pb serait légèrement antérieur à R', celle-ci correspondrait à une rupture de flanc. Le cisaillement X est légèrement plissé, il présente la même allure que le pli Pb. Les linéations de pics des stylolithes perpendiculaires aux fractures P montrent une direction de raccourcissement sensiblement N 170 E. Les linéations des stries de glissement indiquent un transport prédominant du Sud vers Nord.

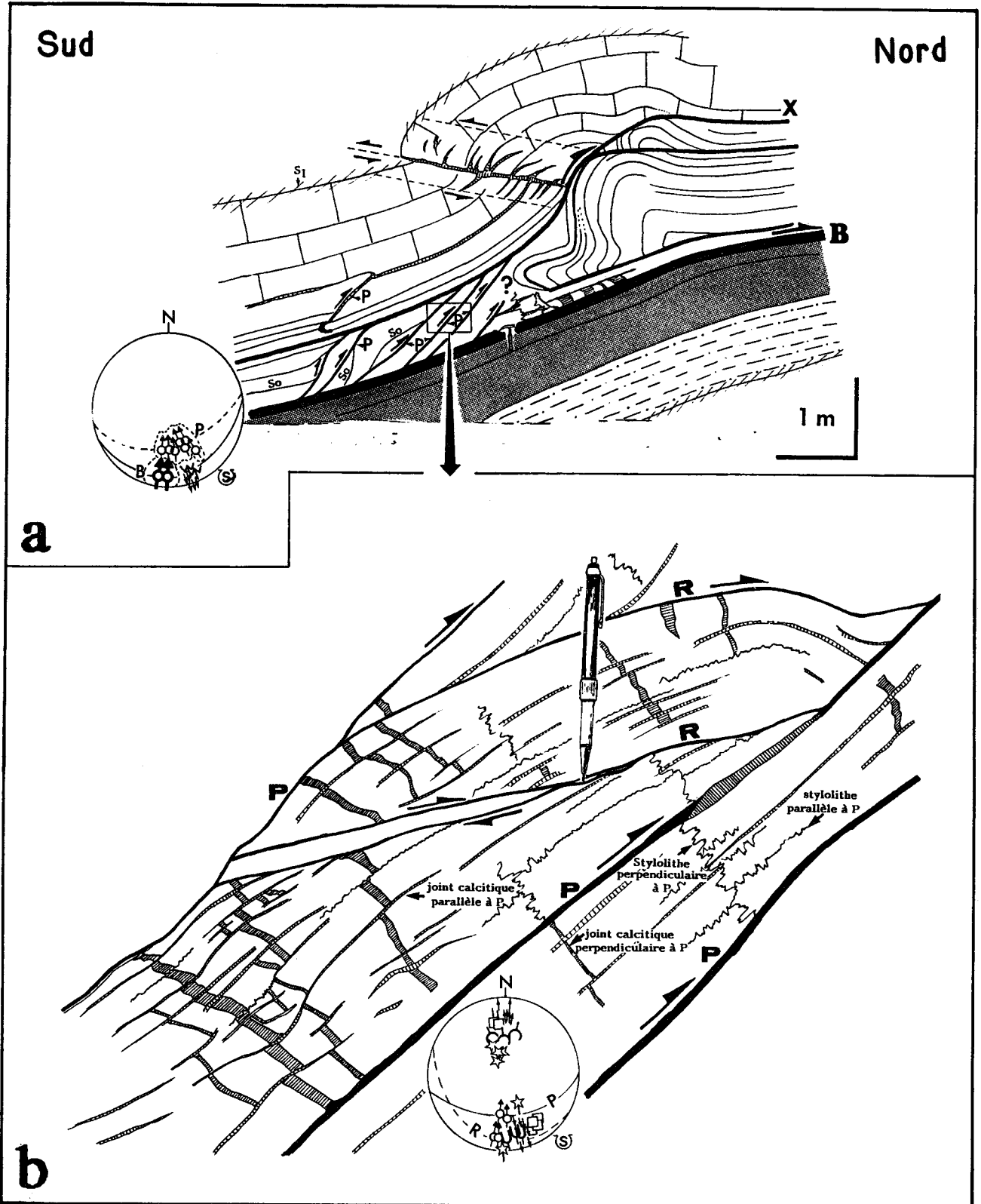
b. Le détail agrandi d'une partie d'une lentille de cisaillement montre l'association de deux systèmes dynamiques :

- Rupture ductile, formation de joints calcitiques perpendiculaires à P et blocage de la déformation accompagnés de phénomènes de pression-dissolution (joints stylolithiques parallèles à P). L'ensemble constitue un même système dynamique.

- Nouveau système dynamique avec formation de fentes de tension parallèles à P, et de stylolithes perpendiculaires à P.

R : Fractures de Riedel de second ordre qui décalent toutes les structures précédentes. Ces fractures, par leur direction et leur pendage, sont proches de la stratification.





- Figure 34 -  
Légende en page 102.

comme un pli d'entraînement engendré par un cisaillement le long du contact C. Dans cette hypothèse, le raccourcissement serait subperpendiculaire aux bancs dans le flanc long et serait parallèle ou subparallèle aux bancs dans le flanc court. Ceci contribue à expliquer la présence de stylolithes tectoniques parallèles à la stratification, l'ouverture des stylolithes perpendiculaires à So et la genèse des ombres de pression autour des noyaux résistants (a et b, fig. 35).

## V. OBSERVATIONS AUX EXTREMITES DE LA CARRIERE.

### A. BORD SUD.

En dehors du pli asymétrique situé au dessus du contact C, la série givétienne est moins perturbée. Ainsi, par exemple au Sud du pli décrit en figures 23 et 25, le pendage tend à s'horizontaliser (a, fig. 36) pour replonger vers le Sud par la suite. Là, où le changement de pendage s'opère, il y a genèse d'un pli à allure coffrée lié à plusieurs fractures (b, fig. 36). L'une d'elles a un jeu inverse et un pendage nord ; elle est associée à deux autres failles également inverses mais à pendage sud. Ces fractures semblent conjuguées. Le pli associé présente une géométrie en kink. L'ensemble est limité à la base par un grand décollement appelé E.

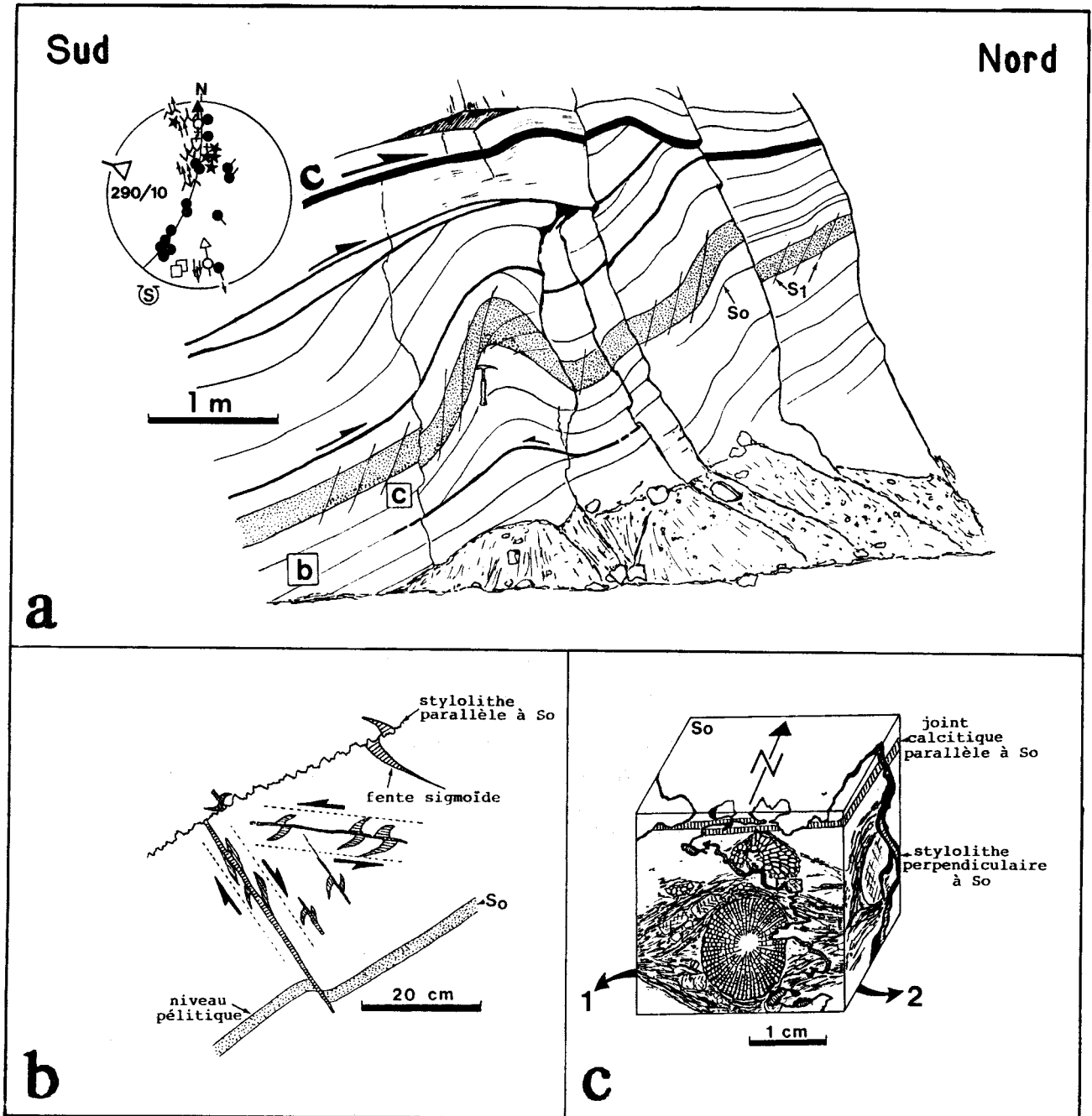
### B. BORD NORD.

On y voit un pli Pa asymétrique à flanc long au Sud et d'amplitude décamétrique (c, fig. 36). Le rapport entre les longueurs du flanc court et du flanc long est d'environ 1/10. La trace de sa surface axiale est verticale. Ce pli pourrait être l'équivalent au Nord du pli décrit en b, figure 40. Son enveloppe a une forme en chevron. La schistosité discrètement marquée dans les minces bancs argileux est de plan axial. Le coeur montre une stylolithisation intense et parallèle à la trace du plan axial de Pa. La charnière est

---

La face 1 montre un polypier (*Temnophyllum* sp.) légèrement dissous par un stylolithe perpendiculaire à So. Autour de ce polypier une ombre de pression très nette parallèle à So, est visible.

La face 2 montre la coupe d'une radiole d'oursin entourée par une ombre de pression parallèle à So, et dissoute sur les bords par un stylolithe perpendiculaire à So. Le joint calcitique parallèle à So est également dissous. Sur les deux faces, on remarque l'ouverture des stylolithes perpendiculaires à So avec cristallisation de calcite fibreuse. Ces ouvertures seraient à mettre en rapport avec la dissolution postérieure et parallèle à So : stylolithes parallèles à So (en b), et ombres de pression autour des noyaux résistants (faces 1 et 2).



**Fig. 35. Déformation liée au contact C.**

**a.** Le lit de pélites noires (en grisé) montre une schistosité tournant autour du pli qui est donc nécessairement postschisteux. Ce pli est cisailé à son sommet par de nombreux accidents qui rejoignent tous le contact C. Le pli s'atténue ensuite en profondeur, à la faveur d'un bourrage. Le stéréogramme montre que ce pli n'est pas tout à fait cylindrique. Par la direction et le plongement de son axe, il s'apparente aux plis Pb à schistosité enroulée. On notera l'existence d'une fracture à regard nord qui a une allure de "microrampe".

**b.** Le joint stylolithique parallèle à  $S_0$  est d'origine tectonique car il décale une fente sigmoïde qui lui est donc antérieure. Les fractures ne s'organisent pas en réseau conjugué. La direction des différentes structures est illustrée dans le stéréogramme en a.

**c.** Bloc-diagramme montrant trois faces orthogonales, les faces 1 et 2 étant perpendiculaires à  $S_0$ . La face 1 présente une direction de N 110 E, et la face 2, une direction de N 020 E.

Suite de la légende en page 104.

**Fig. 36. Accentuation des charnières des plis Pa.**

a. Coupe de la paroi occidentale décrite en figure 18.

b. Le bord sud de la carrière, montre un pli décamétrique à allure coffrée. Sous le contact E, les couches ont un pendage faible vers le Sud et vers le Nord. On se trouve au droit de la charnière d'une large antiforme où le pli s'est développé, au-dessus du contact E qui semble être le décollement majeur de l'affleurement. Les autres contacts 1 et 2, à jeu inverse synthétique par rapport au sens de déplacement général, sont des fractures synthétiques. La fracture 3 est une fracture antithétique. Le mouvement d'ensemble est du Sud vers le Nord, par conséquent il y aurait eu blocage du glissement au niveau du changement de pente (la charnière) avec accentuation de l'antiforme au-dessus du contact E. La charnière du pli Pa reste verticale, et se trouve ainsi "flanquée" de plis Pb où la schistosité est enroulée. L'ensemble a une allure de méga-kink. Les mésostructures projetées sur canevas donnent une idée de la direction du raccourcissement N 170 E (bissectrice de l'angle dièdre des décrochements mesurés sur la paroi sud de la carrière).

Le bloc diagramme représente des fentes sigmoïdes pluridécimétriques cisailées. D'autre part, les stries illustrent un glissement vers le NNE.

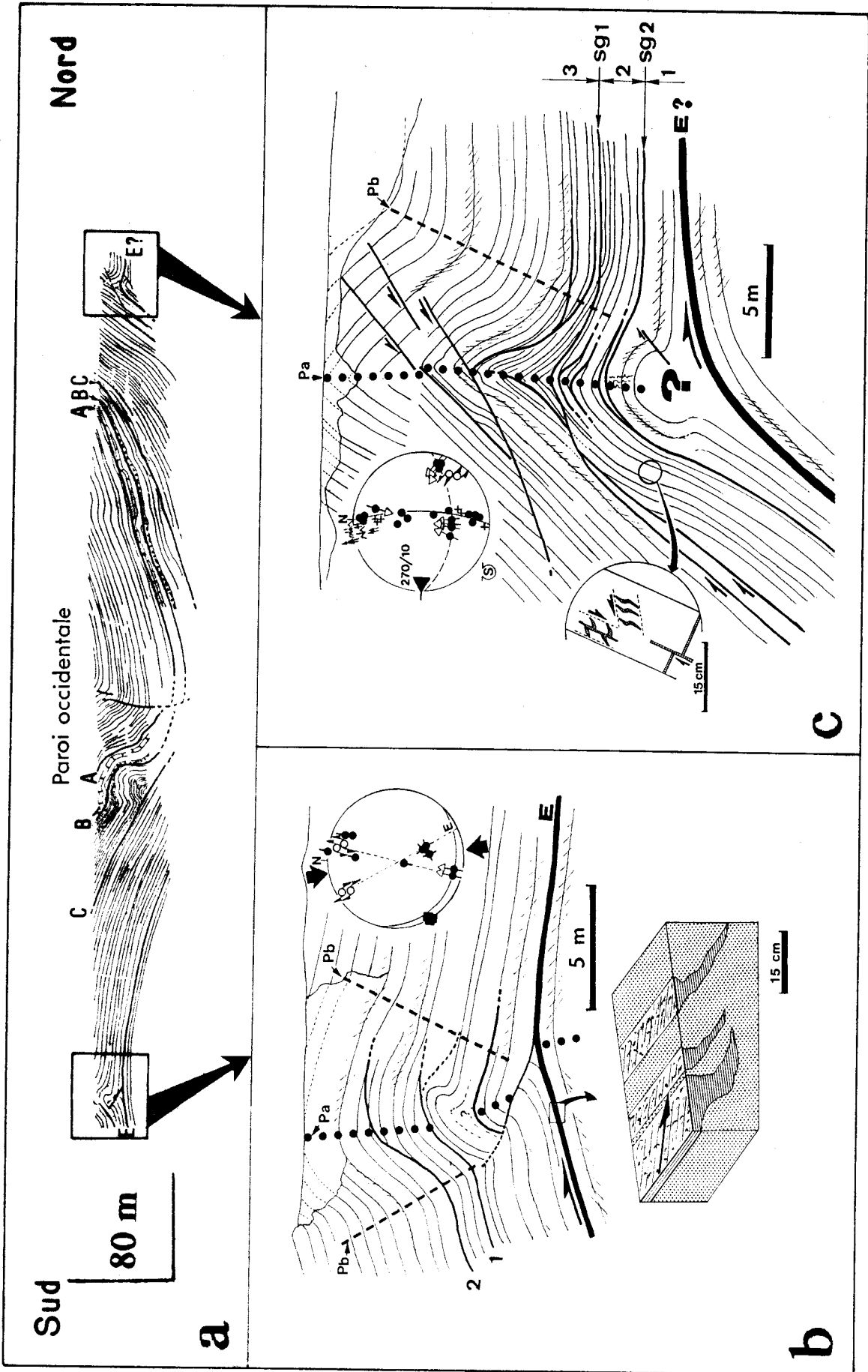
c. Accentuation d'un pli Pa dans le bord nord du synclinal. Les surfaces de glissement Sg1 et Sg2 limitent trois ensembles. La partie inférieure 1 forme un pli concentrique. Au-dessus de Sg2, l'entité 2 devient plus aiguë à l'extrados, ceci est dû à de nombreuses petites failles inverses près de la charnière du pli. L'ensemble supérieur 3, au-dessus de Sg1, dessine un pli droit dont la surface axiale prolonge celle du pli de l'ensemble 1 et 2. Mais la surface Sg1 tronque les bancs inférieurs de l'ensemble 3. Il s'ensuit que le pli de l'ensemble supérieur est plus aigu que celui de l'ensemble 2 et 1. L'ensemble du pli anticlinal est associé à une schistosité de plan axial visible dans les lits les plus argileux, il s'agit d'un pli Pa.

Les trois ensembles 1, 2 et 3 résulteraient d'un même champ de contrainte. Dans ce cas, les surfaces Sg1 et Sg2, de part et d'autre de la surface axiale, sont convergentes vers elle. Néanmoins, le recensement des flancs du pli est insuffisant à expliquer la troncature des bancs internes de l'ensemble 3 au-dessus de Sg1. Il faudrait donc envisager que l'ensemble 3 ait commencé à se plisser avant d'être transporté sur les ensembles 1 et 2 (qui semblent être homogènes) par glissement le long de Sg2. L'essentiel du resserrement s'est produit après ce glissement, plissant simultanément les trois ensembles. Les joints stylolithiques parallèles au plan axial apparaissent surtout dans la zone comprimée des plis communs, c'est-à-dire dans l'ensemble 1 et 2.

Ce pli présente la même géométrie que celui décrit en b. Il s'est formé par accentuation de la large antiforme et par glissement du Sud vers le Nord le long du décollement majeur de cet affleurement. Le décollement pourrait correspondre au contact E.

Il est difficile de proposer une alternative amenant 3 au-dessus de 2 et 1 postérieurement au plissement. Le stéréogramme donne un plongement de l'axe du pli de 10° vers l'Ouest.

Le détail d'un banc du flanc sud, montre un réseau conjugué de fentes sigmoïdes compatibles avec le jeu inverse du banc. On note également la présence de joints calcitiques perpendiculaires à So décalés par des joints parallèles à So.



- Figure 36 -  
Légende en page 106.

affectée par de nombreuses fractures à jeu normal faible vers le Sud (environ 20 à 50 cm). Le sommet du pli est occupé par un karst rempli de sédiments wealdiens (grande poche wealdienne du Nord ; Robaszynski et Livin, 1976).

## VI. CONCLUSION.

La carrière de Bellignies-Bettrechies est exploitée dans un vaste synclinal qui paraît pouvoir se scinder structurellement en deux ensembles superposés, séparés par un contact cisailant (contact C ; fig. 37). La plus basse a la forme d'un pli synclinal lâche où les pendages au Nord et au Sud sont presque égaux (environ 30°). La seconde constitue un synclinal de géométrie asymétrique où le pendage du flanc court avoisine 90°.

Au sein de la partie supérieure asymétrique se distinguent deux générations de plis ; l'une à schistosité de plan axial, l'autre à schistosité enroulée autour des charnières des plis. Toutes les mesures indiquent un même champ de contrainte. La présence d'une schistosité  $S_1$ , son enroulement, et la présence de deux générations de plis coaxiaux traduisent le caractère continu et progressif de la déformation dans le Givétien de Bettrechies. Les deux types de plis étant issus d'un continuum, il est important de voir leur chronologie par le biais de certaines mésostuctures et microstructures.

---

**Fig. 37. Bloc-diagramme synthétique montrant les relations entre les différentes structures dans la carrière de Bettrechies.**

A, B, C et E correspondent aux contacts anormaux, figurés en noir. Les bancs sont dessinés en blanc. La dépression représentée dans la partie nord du bloc diagramme correspond à un karst (poche wealdienne).

La paroi orientale (arrière plan) a une altitude de 110 m environ. La paroi occidentale a une altitude de 80 m. La différence d'altitude correspond à peu près à deux étages d'exploitation de la carrière. L'axe du synclinal majeur plonge de 10° vers l'Ouest. Les plis **Pa** dans le flanc nord du synclinal plongeant vers l'Est, leurs axes dans la paroi occidentale se trouveraient au-dessus de la surface topographique. Par contre, les plis **Pb** s'atténueraient vers l'Ouest. Tous les axes des plis **Pa** et **Pb** sont représentés rectilignes.

Quatre grands faits peuvent se dégager :

- le synclinal est nettement asymétrique au-dessus du contact cisailant A ;
- le synclinal est moins asymétrique entre les contacts A et C. Sur les flancs courts et longs du synclinal se développent des plis décimétriques soit à schistosité de plan axial **Pa**, soit à schistosité enroulée **Pb** ;
- le synclinal est plus symétrique sous le contact C. Dans les antiformes qui lui succèdent au Sud et au Nord, il y a accentuation de la déformation des charnières ;
- le synclinal paraît encore plus symétrique sous le contact E. Les couches visibles sont peu perturbées et ne présentent qu'une large ondulation (banc neutre?).

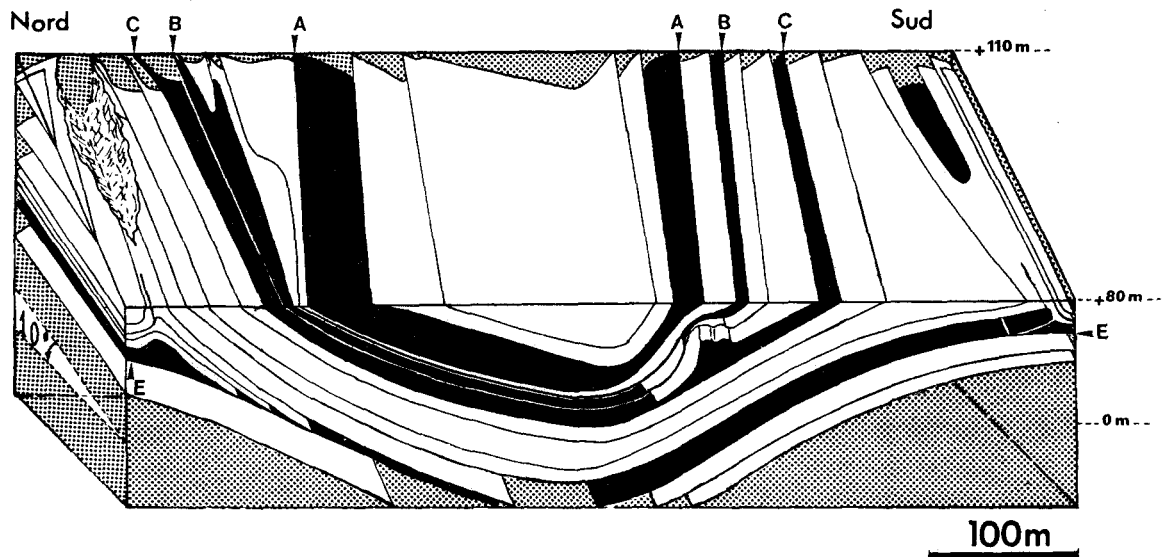
A cette échelle, c'est le déversement nord de la partie supra A qui me paraît la plus révélatrice. Elle est compatible avec les faits observés dans le détail des plis décimétriques (ex. fig. 27).

## A. LES FAITS MACROSTRUCTURAUX.

Au Nord et au Sud de la carrière, des antiformes qui sont en fait des anticlinaux, jouxtent le grand synclinal à la faveur duquel la carrière est exploitée (fig. 37). Par accentuation d'une partie des charnières anticlinales, y sont développés des plis, sous lesquels la structure devient plus calme et présente d'amples ondulations.

Au sein du synclinal, la présence simultanée des plis à schistosité de plan axial **Pa** et des plis à schistosité enroulée **Pb**, est fréquente. Les traces des plans axiaux des deux générations de plis présentent des déversements opposés.

Les plis **Pa** à schistosité de plan axial sont tronqués par des contacts cisailants précoces (contacts **A** et **B**) qui, soit sont affectés par des plis **Pb** à schistosité enroulée, soit les tronquent (contact **B**). D'autre part, tous les contacts (fig. 28) sont pris dans un pli **Pc** à  $S_1$  enroulée. L'ensemble plis à schistosité de plan axial - cisaillements associés - plis à schistosité enroulée est tronqué par un cisaillement plan (contact **C**).



- Figure 37 -

Légende en page 108.

Les décollements cisailants **A**, **B** et **B'** présentent la même géométrie de part et d'autre du grand synclinal. Par contre le contact **C** est rectiligne, sauf au niveau de la charnière du grand pli synclinal où tous les contacts sont plissés (fig. 37). Au Nord, ces mêmes contacts anormaux sont pris dans un pli à schistosité enroulée **Pc**.

## B. LES FAITS MICROSTRUCTURAUX ET MESOSTRUCTURAUX.

Les mésostructures les plus courantes sont des joints calcitiques et des stylolithes stratiformes le plus souvent décalés par des stylolithes perpendiculaires à la stratification. Les joints calcitiques sont présents aussi bien dans les bancs calcaires que dans les bancs pélitiques. Les joints calcitiques stratiformes occupent préférentiellement l'interface sédimentaire pélite-calcaire ou encore l'intérieur des pélites. Quant aux stylolithes, ils intéressent plutôt les bancs calcaires et calcaréo-pélitiques.

---

**Fig. 38. Coupes équilibrées reconstituant les états successifs du flanc nord (paroi orientale) et du flanc sud (paroi occidentale).**

Une large synforme constituerait la position de départ. Le cisaillement général ayant engendré les différentes structures, est d'orientation Sud - Nord.

1. Le premier pli correspond à une large synforme symétrique.

2. Genèse des plis **Pa** d'entraînement, asymétriques et à schistosité de plan axial. Le raccourcissement dans les deux flancs est de 10 %.

3. Glissement le long des décollements précoces **A** et **B** associés aux plis **Pa**. Début du redressement dans le sens antihoraire du futur flanc vertical du flanc court. Le raccourcissement dans le flanc court est de 14,5 % et dans le flanc long de 13 %.

4. Glissement, dans le flanc nord, le long du contact **D** et de son contact conjugué **D'**, et formation de plis passifs **Pb** à schistosité enroulée. Le coulissage le long de **B** avoisine 15 m et le coulissage le long de **D'** est de 20 m.

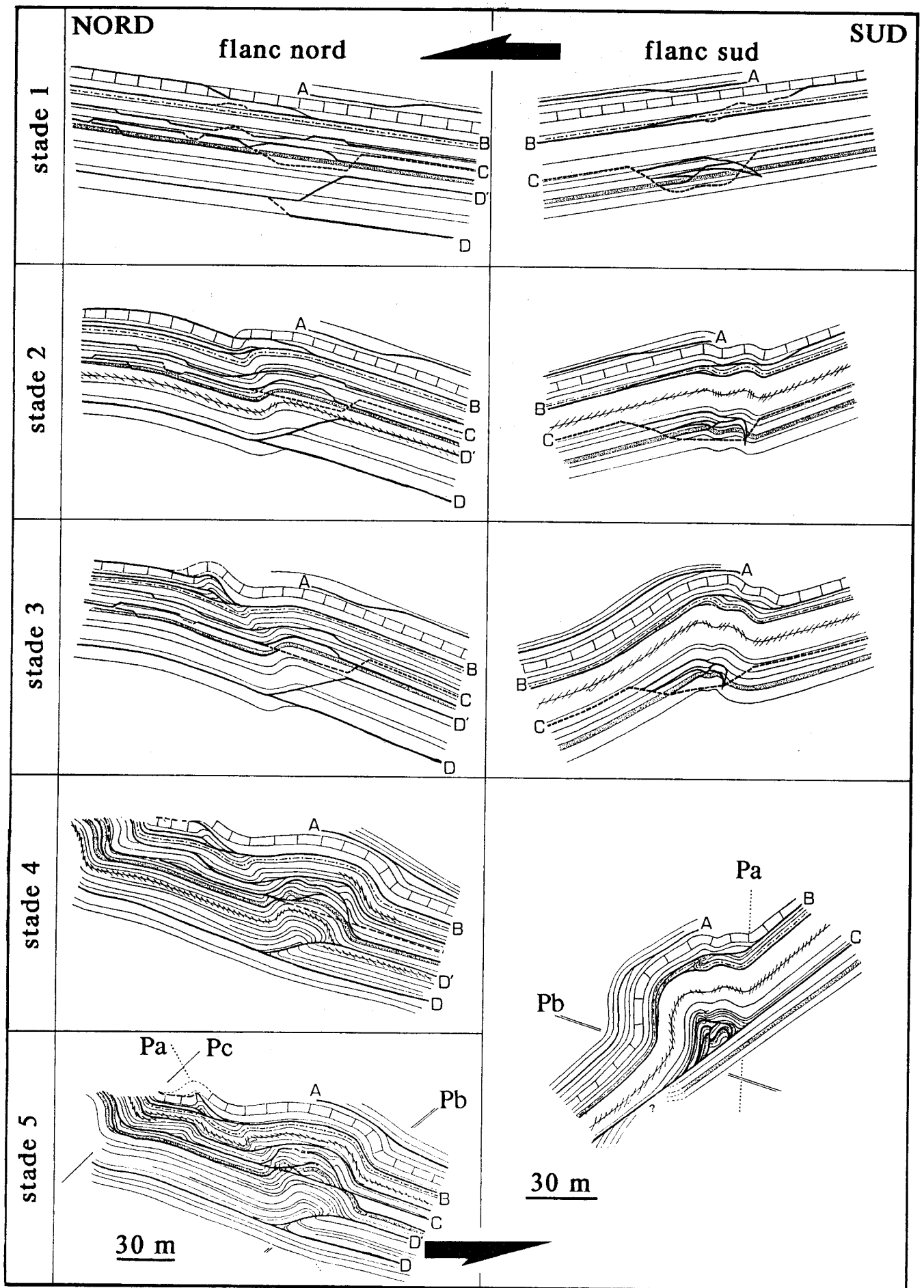
Dans le flanc sud, la genèse des plis **Pb** se fait par redressement de certains bancs, dans le sens antihoraire, jusqu'à la verticale.

Le stade 4 a conduit à l'exacerbation des plis **Pa**, du coulissage le long des contacts précoces et enfin à l'enroulement de ces derniers dans les plis **Pb**.

5. Genèse du contact **C** et cisaillement des structures précédentes. Dans le flanc sud, le mouvement selon **C** avoisinerait 35 m. Les raccourcissements calculés augmentent vers le cœur du pli. Ils sont respectivement 15 % ; 22 % et 47 %.

Dans le flanc nord le coulissage le long du contact **C** ne dépasserait pas 10 m. Le raccourcissement général est de 35 %. Plus au Nord, le contact **C** est enroulé dans le pli **Pc**.





- Figure 38 -  
Légende en page 110.

**Fig. 39. Synthèse mésostructurale et microstructurale.**

Les numéros adoptés dans cette figure correspondent aux différents stades de structuration de la figure 38.

**Anté 1.**

**a. Tassement des sédiments.**

Dissolution (s.l.) et genèse des stylolithes stratiformes. Les lieux privilégiés sont, soit l'intérieur des bancs calcaires (s.l.), soit l'interface des niveaux de compositions ou de compétences différentes.

**b. Amorce du raccourcissement.**

- Début de "l'ouverture" des stylolithes stratiformes.

- Joints calcitiques stratiformes qui se localisent préférentiellement dans les pélites, à l'interface des roches de compétences ou de lithologies différentes (pélite - calcaire ; pélite - grès etc.)

Dans les deux cas il s'agit de calcite fibreuse, témoin d'ouvertures lentes par saccades.

**Stade 1. Amorce du plissement et glissement.**

a. Début de genèse des stylolithes perpendiculaires à  $S_0$

b. Torsion des fibres calcitiques, et naissance d'une schistosité diffuse (a, fig. 22)

c. Début de rotation des débris algaires et coquilliers contenus dans les pélites ; début du tronçonnement et de l'orientation des joints calcitiques stratiformes dans la "future"  $S_1$  qui se forme au droit des débris coquilliers et algaires.

**Stades 2 et 3. Formation des plis  $P_a$ , et glissement le long des contacts précoces.**

a. Accentuation de "l'ouverture" des stylolithes stratiformes, et début du tronçonnement de ces derniers par les stylolithes perpendiculaires à  $S_0$ .

b. Des plis d'entraînement affectent les joints calcitiques stratiformes, avec parfois un léger écaillage. la schistosité  $S_1$  est plus marquée (b, fig. 22).

c. Rotation maximale des débris coquilliers et algaires contenus dans les pélites, et réorientation presque complète dans la  $S_1$  des joints calcitiques stratiformes.

Les stades précédemment cités sont identiques dans les deux flancs du pli majeur. La différenciation des structures se fait durant les stades 4 et 5.

**Stades 4 et 5. Genèse des plis  $P_b$  et rupture le long du contact C.**

Les deux flancs verticaux nord et sud montrent des glissements banc sur banc inverses (G). Quand les flancs atteignent la position verticale dite position de "verrouillage", les glissements le long de G se bloquent. Celui-ci est relayé par le glissement le long, de X pour le flanc nord, et de Y pour le flanc sud.

X : Fracture à fort pendage nord qui marque le passage entre deux glissements banc sur banc. Ce genre de fractures donne lieu à des dédoublements de couches.

Y : Fracture subhorizontale à horizontale, perpendiculaire au glissement banc sur banc G.

Les stades 4 et 5 correspondent à :

- De nouveaux épisodes d'ouverture de joints de tension dans les joints calcitiques préexistants et parallèles à  $S_0$ .

- Tronçonnage des flancs des plis d'entraînement affectant les joints stratiformes par des couloirs de dissolution (c, fig. 22). Accentuation de l'écaillage des joints stratiformes en certains endroits.

- Rupture le long des surfaces de glissement ( $S_{og}$  ; fig. 19) ; laminage et orientation complète (dans les flancs verticaux) des joints calcitiques stratiformes.

En règle général, un raccourcissement est parallèle à  $S_0$  dans le flanc vertical sud, et dans les bancs à pendage modéré du flanc nord.

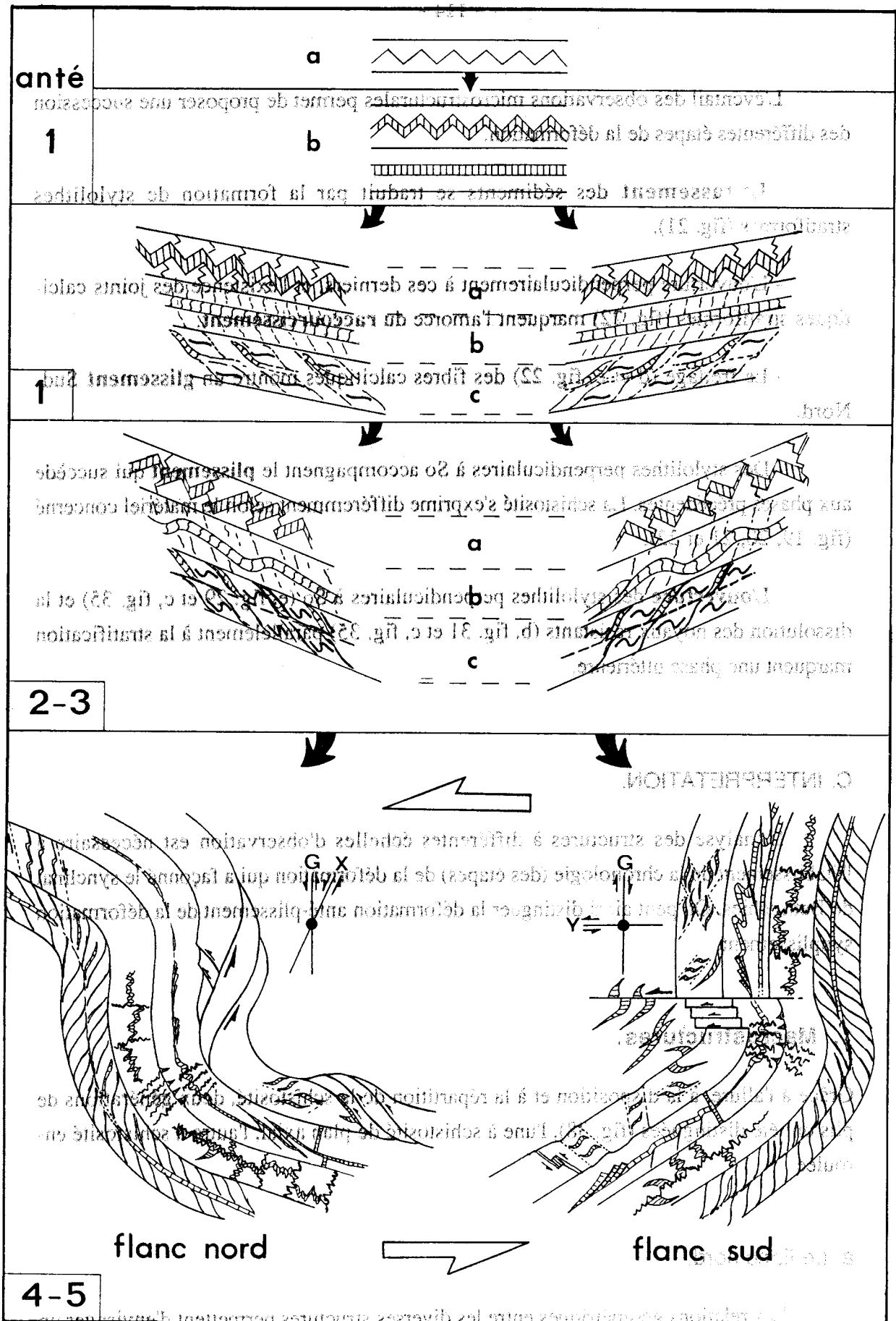


Figure 39 -

Légende en page 112.

L'éventail des observations microstructurales permet de proposer une succession des différentes étapes de la déformation.

- Le **tassement** des sédiments se traduit par la formation de stylolithes stratiformes (fig. 21).

- L'ouverture perpendiculairement à ces derniers, et l'existence des joints calcitiques stratiformes (fig. 22) marquent l'amorce du **raccourcissement**.

- Le frettage (d et e, fig. 22) des fibres calcitiques montre un **glissement** Sud-Nord.

- Des stylolithes perpendiculaires à  $S_0$  accompagnent le **plissement** qui succède aux phases précédentes. La schistosité s'exprime différemment selon le matériel concerné (fig. 19, 20, 21 et 22).

- L'ouverture des stylolithes perpendiculaires à  $S_0$  (e, fig. 29 et c, fig. 35) et la dissolution des noyaux résistants (b, fig. 31 et c, fig. 35) parallèlement à la stratification marquent une phase ultérieure.

## C. INTERPRETATION.

L'analyse des structures à différentes échelles d'observation est nécessaire à l'établissement de la chronologie (des étapes) de la déformation qui a façonné le synclinal de Bettechies. On peut ainsi distinguer la déformation anté-plissement de la déformation synplissement.

### 1. Macrostructures.

Grâce à l'allure, à la disposition et à la répartition de la schistosité, deux générations de plis ont été distinguées (fig. 38), l'une à schistosité de plan axial, l'autre à schistosité enroulée.

#### a. Le flanc nord.

Les relations géométriques entre les diverses structures permettent d'envisager un enchaînement dans un contexte de cisaillement simple (fig. 38). La chronologie proposée nécessite comme hypothèse de départ l'unicité de la schistosité. Celle-ci serait synchrone dans l'ensemble de la carrière (Khatir *et al.*, 1989 ; Khatir et Mansy, 1988) :

- La genèse des **plis dissymétriques Pa** induit une schistosité disposée en éventail autour du plan axial.

- Le **glissement** dans les plans de stratification le long de **A**, **B** et **B'** constitue l'étape suivante. Dans cette hypothèse **B** et **B'** cisailent les plis précoces **Pa**.

- Le **glissement** le long du plan **D** et le long de son plan conjugué **D'** entraîne le plissement des décollements précoces et l'enroulement de la schistosité autour de plis passifs **Pb**.

- Le **cisaillement C** recoupe les structures précédentes.

- Le **plissement** se poursuit et affecte le cisaillement **C** (pli **Pc**).

- La genèse du **pli synclinal** se fait dans l'ensemble de la carrière.

#### b. Le flanc sud.

On y distingue les mêmes étapes (fig. 38), avec dans l'ordre la formation des plis à schistosité de plan axial **Pa**, des décollements qui leur sont associés, des plis à schistosité enroulée **Pb** et du cisaillement tardif **C**. L'existence simultanée des plis **Pa** et **Pb** donne un pli à allure coffrée. Contrairement à ce qui a été vu dans le flanc nord, le pli **Pb** qui a une géométrie en genou avec un flanc vertical s'est développé essentiellement au-dessus du contact **C**. Un seul débit schisteux **y** est observé. Comme dans le cas précédent, on a un continuum de déformation.

La déformation liée au flanc redressé (Macaudière, 1984) montre que celui-ci, en atteignant la position verticale dite position de verrouillage, voit le glissement banc sur banc se bloquer. De ce fait, il est relayé par des fractures horizontales, qui indiquent un sens de cisaillement Sud-Nord (fig. 24 et c, fig. 25). Le raccourcissement du banc vertical est parallèle à **So** (fig. 39).

## 2. Microstructures et mésostructures.

Plusieurs étapes de déformation, qu'il est important de rappeler, ont été observées même si la succession de ces étapes se fait en continu selon le concept de la déformation séquentielle (fig. 39).

#### a. Déformation anté-plissement.

Cette déformation est synsédimentaire, elle correspond aux structures de compaction suivantes :

- les stylolithes soulignés par des minéraux opaques et parallèles à la stratification apparaissent généralement à la limite de lits de compositions différentes.

- les polypiers peuvent constituer des noyaux résistants plus au moins affectés par la dissolution. Deux phases de cristallisation de la calcite sont décelables soit à l'intérieur, soit aux abords immédiats de l'animal (fig. 31). La partie dissoute, localisée au sein du polypier, présente une calcite bien cristallisée par rapport aux franges non affectées par la dissolution car elles bénéficient d'une ombre de protection. Par opposition, les zones non protégées sont truffées de microstylolithes stratiformes soulignés par des opaques.

Le plissement débute par l'ouverture des plans de litage accompagnée de cristallisation de cristaux de calcite fibreuse. Ceci se réalise à la faveur des zones de faiblesse tels que les changements de lithologie. L'existence des stylolithes stratiformes "ouverts" prouve que cette phase est postérieure à la compaction. La calcite fibreuse indique une ouverture par petites fractures successives (Gratier, 1984). L'orientation des fibres donne la direction d'extension maximale, subperpendiculaire à So.

L'amorce du plissement se poursuit dans la stratification par des glissements et des effets de frettage (Ingles et Déramond, 1978 ; Déramond *et al.*, 1981), comme le montre l'allure des fibres calcitiques en d et e, figure 22.

#### b. Plissement et schistogenèse.

Il est difficile de savoir lequel des deux phénomènes, plissement ou schistosité, précède l'autre. La schistosité s'exprime différemment selon le type de faciès. C'est ainsi qu'elle est très nette dans les bancs marneux (fig. 19) où elle s'exprime par des débits en amande qui correspondraient soit à une transposition de la stratification dans la schistosité, soit à un flux autour des noyaux résistants tels que les bioclastes. Dans les bancs calcaires (fig. 21), la schistosité a une géométrie de stylolithes dite "schistosité en queue de cheval" (Alvarez *et al.*, 1978), elle y décale les stylolithes stratiformes. A la base du pli dessiné en figure 29, la schistosité  $S_1$  est plissée. Ceci est dû à un cisaillement inverse se traduisant par des ouvertures sans doute synchrones des plis à schistosité enroulée **Pb**.

### 3. Comparaisons.

Les bancs verticaux du flanc nord, montrent des structures différentes par rapport à leurs homologues méridionaux (fig. 39). En effet, en atteignant la position verticale, le glissement banc sur banc est relayé par des fractures à fort pendage vers le Nord ; le ci-



saillement C aurait emprunté ce genre de fractures préexistantes, ce qui expliquerait son allure plissée au niveau du pli Pc (fig. 28).

Le flanc sud dans la paroi occidentale montre une déformation plus importante que dans la paroi orientale. C'est l'inverse dans le flanc nord. Le banc pélitique noir situé sous le contact C est plissé et cisailé dans le pli de la paroi occidentale du flanc sud et le pli de la paroi orientale du flanc nord (fig. 18). Ces observations montrent que la déformation ne se répartit pas uniformément dans les flancs du synclinal de Bettrechies, quoique la déformation soit coaxiale avec une contrainte orientée dans la plupart des cas N 170 E.

#### **4. Déformation au front de l'allochtone ardennais.**

Le synclinal de Bettrechies est formé de deux grands ensembles : le coeur est constitué d'un pli asymétrique, alors que l'enveloppe inférieure est symétrique (fig. 18 et fig. 37).

Chronologiquement, on aurait au début un très large synclinal avec une schistosité  $S_1$  de plan axial. Le serrage se poursuit avec enroulement de la stratification et de la schistosité.

En replaçant sur une coupe équilibrée, réalisée à partir de la carte Le Quesnoy à 1/50 000, la position de la carrière de Bettrechies dans son contexte régional (fig. 40), et le tracé de la Faille du Midi calé avec quelques forages relevés dans Bouroz (1959), nous remarquons que dans la partie frontale de la Nappe de Dinant, la limite des formations est subparallèle à la Faille du Midi : la grande synforme à laquelle appartient le synclinal de Bettrechies serait liée au chevauchement (Dahlström, 1970).

Cette ancienne interprétation serait valable dans le cas où sur une profondeur d'environ 2 500 m les formations seraient à peine déformées. Mais les observations de surface dans la carrière de Bettrechies montrent une déformation finalement plutôt pénétrative.

Au Sud de la coupe (fig. 40), l'anticlinal de Taisnières-sur-Hon et le synclinal de Rametz (pour les noms voir fig. 17) dessinent un pli en forme de Z. On y observe deux flancs longs, à pendage faible encadrant un flanc court à pendage fort. Cette géométrie illustrerait un pli anticlinal de rampe (Gidon, 1987 ; Ménard, 1988). La nouvelle coupe que je propose (b, fig. 40), montre donc des charriages au sein même de la Nappe de Dinant

et des tracés plus rectilignes. Ainsi, avant son affleurement, la Faille du Midi dessinerait un rampe et le pli anticlinal associé. La Faille Masse vient en connection à la base de cette rampe, elle rejoint ainsi le "plat" sud de la Faille du Midi pour aboutir à un contact unique rectiligne. Le glissement principal correspondrait en surface, à l'affleurement de la Faille Masse.

**Fig. 40. Déformation au front de l'Allochtone Ardennais.**

**a. conception classique.**

1 : Méso-Cénozoïque ; 2 : Westphalien ; 3 : Namurien ; 4 : Famennien ; 5 : Frasnien ; 6 : Givétien supérieur ; 7 : Givétien inférieur ; 8 : Couvinien ; 9 : Emsien supérieur ; 10 : Emsien inférieur ; 11 : Siegénien supérieur ; 12 : Siegénien inférieur ; 13 : Gedinnien supérieur.

S1 : Sondage S.39 : profondeur de la Faille du Midi 350 m ; S2 : Sondage S.77 : profondeur de la Faille du Midi 690 m ; S3 : Sondage S. 70701 : profondeur de la Faille du Midi 918 m ; S4 : Sondage de Jeumont : profondeur de la Faille du Midi 2400 m.

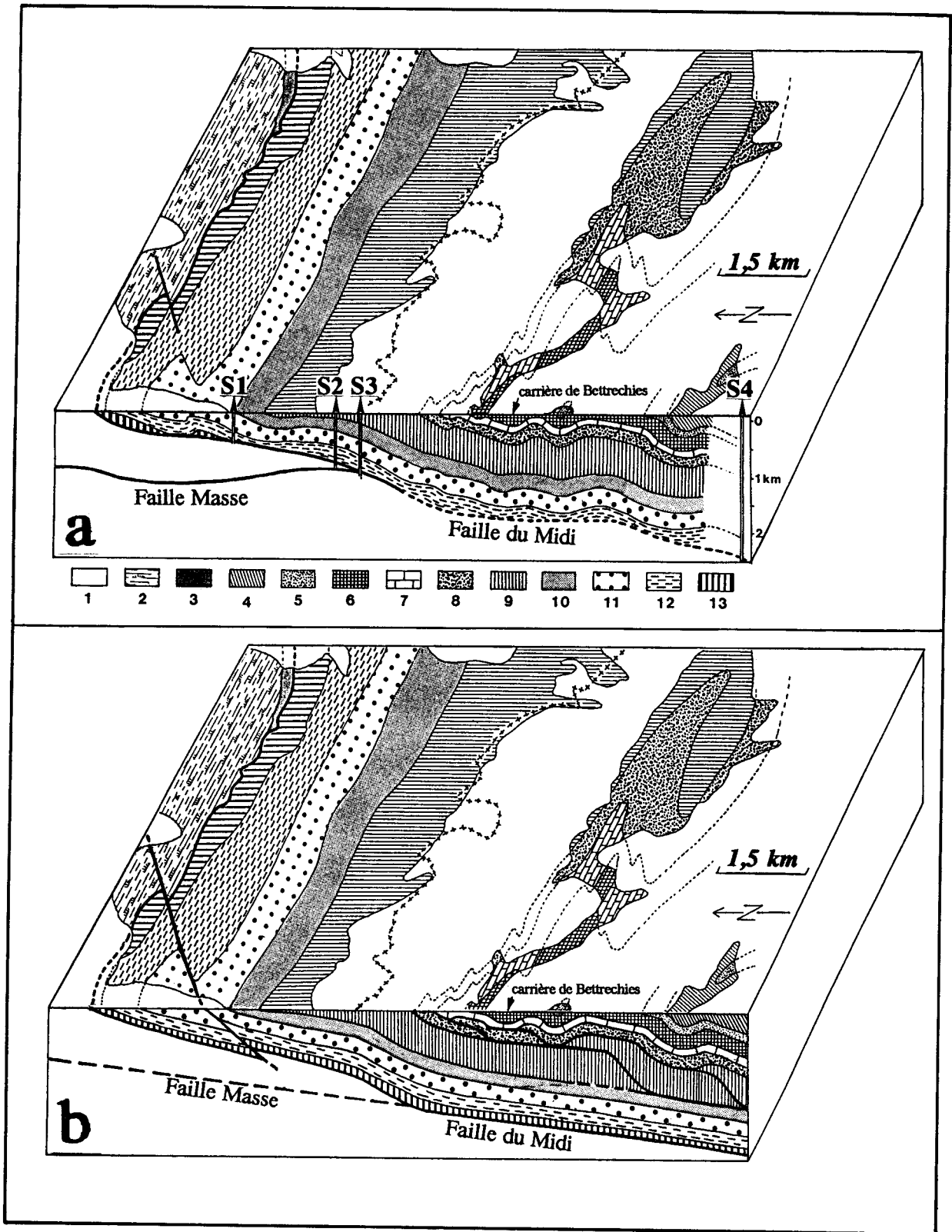
Bloc diagramme représentant l'allure des plis au front du chevauchement nord varisque. Les parties carte et coupe au-dessus de la Faille du Midi (nappe), ont été réalisées à partir de la carte Le Quesnoy à 1/50 000 (pour les noms des macrostructures sur carte se référer à la figure 17). Les tracés de la Faille du Midi et la Faille Masse sont imités des schémas de Bouroz (1959).

La coupe classique Nord - Sud montre le parallélisme entre le tracé de la Faille du Midi et les limites des formations de la Nappe de Dinant. Les forages positionnés sur la coupe se trouvent un peu plus à l'Est. Celui de Jeumont est situé sur la même latitude mais à 20 km à l'Est. Ainsi la partie interprétée de la Faille du Midi garde à peu près un tracé parallèle aux limites des formations. Cette coupe classique est interprétée en conservant les ondulations dessinées à partir des pendages de surface, et en faisant abstraction sur une profondeur d'environ 2400 m, des fractures et des décollements. Or dans la carrière de Bettrechies, la genèse de certains plis s'explique par la présence de décollements. Autres faits majeurs, l'ensemble des déformations est dû à une même et unique contrainte orientée N 170 E, avec un "cisaillement" du Sud vers le Nord qui a façonné la géométrie de tous les plis de la carrière.

**b. conception récente.**

Dans la nouvelle coupe, les plis sont générés par glissement le long de décollements et de fractures de type "rampe". Ce dispositif permet d'expliquer la présence de plis asymétriques dans le flanc septentrional du synclinal du Bois d'Hugies.





- Figure 40 -  
Légende en page 118.



Lithostratigraphie du Dinantien.



## I. INTRODUCTION.

En Avesnois, les affleurements paléozoïques se cantonnent essentiellement dans la région d'Avesnes. Ils sont limités au Nord et à l'Ouest par la Sambre, et au Sud par l'Helpe mineure.

Le Carbonifère apparaît à la faveur d'une succession de synclinaux qui ont, en carte, l'aspect de digitations orientées Est-Ouest (fig. 41). Du Nord au Sud, on distingue les synclinoria de Bachant-Ferrière-la-Petite, de Taisnières-Dourlers, d'Avesnes, et d'Etroeungt.

Gosselet (1888) est l'un des premiers auteurs à avoir décrit les plis dans l'Avesnois. Il y dessinait des plis droits et ouverts. Les observations de Carpentier (1913) m'ont servi plus volontiers de référence : il signalait la présence de nombreux accidents. Cependant son interprétation se limite à évoquer les plis de l'Avesnois comme étant de simples ondulations. Les coupes effectuées par Delattre *et al.* (1967), ainsi que celles accompagnant les cartes géologiques à 1/50 000 de Maubeuge, Le Quesnoy, Trélon et Avesnes, montrent encore un style tectonique trop simple, avec des plis droits et ouverts, affectés de failles verticales assez nombreuses dans la région d'Avesnes. Les coupes que j'ai eu l'occasion de dessiner, avant toute visite de terrain, à partir de ces quatre cartes (Khatir, 1983) ne démentent pas le style. En dernier lieu, Bouroz (1960, 1988) interprète le style structural de la "Nappe de Dinant" comme étant simple .

Le Dinantien, comme le Givétien, est un niveau compétent qui enregistre bien les phénomènes tectoniques. Le but de cette étude, par l'observation de quelques carrières dans le Dinantien, est de mettre en évidence les mécanismes de déformation. Pour ce faire, deux sites ont été étudiés en détail. Le premier au Nord, dans le synclinorium de Bachant, comprend les carrières C.B.S. et Vanbroutte à Limont-Fontaine. Le second site, situé au Sud dans le synclinorium d'Avesnes, correspond aux carrières Bocahut à Haut-Lieu.

La structure à Limont-Fontaine est simple, il s'agit d'un synclinal faiblement déjeté vers le Sud. Par contre, à Haut-Lieu près d'Avesnes-sur-Helpe, des accidents plats et plissés compliquent le dispositif structural. A la lumière de ces découvertes, de nouvelles données stratigraphiques ont été précisées et une cartographie de l'ensemble des terrains carbonifères a été entreprise. Dans les chapitres qui suivent, sont exposées les analyses détaillées des structures dans les carrières précédemment citées et les incidences de ces observations sur la réinterprétation, devenue nécessaire, des coupes de l' Avesnois.



## II. LE DINANTIEN DE L'AVESNOIS.

### A. ETUDES ANCIENNES DU CARBONIFERE.

Elles sont dues à Gosselet (1888), à Cayeux (1889) et à Carpentier (1913), qui ont décrit les principales assises du Carbonifère de l'Avesnois. Waterlot et ses collaborateurs étoffèrent cette étude qui a abouti à la publication des cartes de l'Avesnois (Avesnes, Le Quesnoy, Maubeuge et Trélon respectivement en 1969, 1971, 1967 et 1970). Des variations latérales d'épaisseurs et de faciès ont été mises en évidence au sein du Viséen (Delattre *et al.*, 1967) :

. **Le Strunien.** Cet étage, intégré aujourd'hui au Dévonien, était auparavant considéré comme un terme de passage entre le Dévonien et le Dinantien. Il est formé d'une alternance de psammites, de schistes et parfois de calcaires ; son épaisseur fluctuant entre 25 et 50 m.

. **Le Tournaisien** comprend de bas en haut :

- le Calcaire Noir d'Avesnelles à *Productus niger* : 5 à 8 m ;
- les Schistes d'Avesnelles à *Spiriferellina peracuta* : 20 m ;
- le "petit granit" de Marbaix : 18 à 23 m ;
- le calcaire bleu à phtanites : 6 à 26 m ;
- la Dolomie du Camp de César : 5 à 20 m.

L'épaisseur totale du Tournaisien en Avesnois varie entre 65 et 100 m.

. **Le Viséen inférieur** comprend deux sous-assises :

- à la base et au Nord, le faciès correspond à un calcaire vaseux, dit Calcaire Noir de Bachant à *Productus longispinus*, dont l'épaisseur est de 40 à 45 m environ. Au Sud, le faciès résulte de dépôts plus côtiers, avec un complexe de calcaire bréchoïde oolithique, massif à *Productus sublaevis* et de calcaires dolomitiques ou de dolomies massives. L'épaisseur de la sous-assise est de 25 à 30 m ;

- le sommet du Viséen inférieur est formé de calcaire gris-noir, grenu, dolomitique alternant avec une dolomie grise à *Daviesiella llangollensis* (20 m dans le Sud de l'Avesnois à 60 m au Nord).

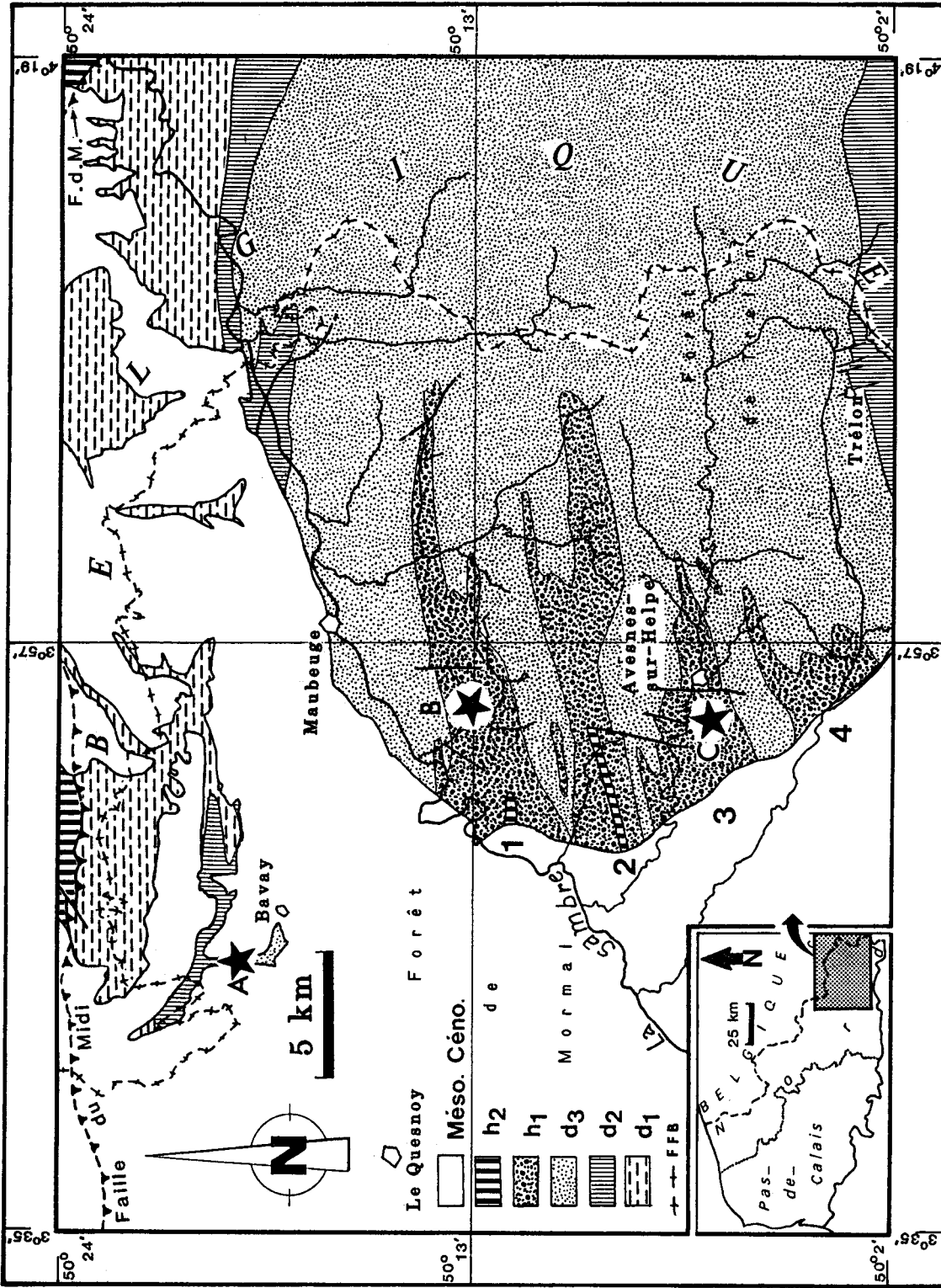


Fig. 41. Carte géologique simplifiée de l'Avesnois.

A : carrière de Bettechies ; B : carrière de Limont-Fontaine ; C : carrière Bocahut ; 1 : synclinorium de Bachant ; 2 : synclinorium de Taisnières ; 3 : synclinorium d'Avesnes ; 4 : synclinorium d'Étroeuungt ; Méso.Céno. : Mésozoïque et Cénozoïque ; h<sub>2</sub> : Houillier ; h<sub>1</sub> : Dinantien ; d<sub>3</sub> : Dévonien supérieur ; d<sub>2</sub> : Dévonien moyen ; d<sub>1</sub> : Dévonien inférieur ; FFB : frontière franco-belge. Cette carte a été établie à partir des cartes géologiques à 1/50 000 Avesnes, Maubeuge, Le Quesnoy et Trélon, de Waterlot et de ses collaborateurs (respectivement : 1969, 1967, 1971 et 1970). Elle montre des affleurements d'âge paléozoïque supérieur, surmontés par des sédiments d'âge méso-cénozoïque. Structuralement, la série dévono-carbonifère appartient à la Nappe de Dinant, chevauchant vers le Nord à la faveur de la Faille du Midi (bord nord de la carte), les terrains carbonifères du socle brabançon.

### . Le Viséen moyen et supérieur.

- Le Viséen moyen est représenté par le calcaire de Fontaine de teinte claire ou calcaire à "points cristallins" et à *Productus cora* ; son épaisseur varie de 45 m au Nord à 20 m au Sud de l'Avesnois.

- Le Viséen supérieur débute par le calcaire bréchiforme de Limont dont la base comporte un banc de brèche dit "Banc d'Or" dont l'épaisseur varie de 0,20 m à 35 m du Sud au Nord de l'Avesnois. Le Viséen supérieur se poursuit par le calcaire bleu-noir à taches rouges de Saint-Hilaire à *Productus giganteus* , pour finir avec le niveau de Queue-Noir-Jean de schistes noirs et de phtanites.

L'épaisseur totale du Viséen moyen et supérieur varie dans l'Avesnois de 25 m au Sud à 110 m au Nord.

## B. TRAVAUX RECENTS.

### 1. Paléogéographie.

Les modifications les plus importantes commencent avec les travaux de Conil (1968, 1973) ; Conil et Lys (1964, 1968 et 1970) ; Conil *et al.* (1969, 1976, 1977 et 1986) qui concernent l'âge précis et l'extension des différentes formations dinantiennes. Dans la récente synthèse de Paproth *et al.* (1983), de nouvelles subdivisions biostratigraphiques et lithostratigraphiques sont données et des remarques paléogéographiques sont avancées. Ainsi l'Avesnois au cours du Viséen (fig. 42), aurait correspondu à une zone déprimée dont la plate-forme carbonatée se serait étendue de l'Allemagne aux Iles Britanniques. Cette dépression décrite sous le nom d'Auge Dinantaise (Conil *in* Robaszinski et Dupuis, 1983), aurait connu une subsidence rapide jusqu'au Viséen moyen, période de son comblement. Il semble que la série de la région d'Avesnes représente un ensemble plus condensé et de faciès moins profond que la série équivalente vers le Nord (Paproth *et al.*, 1983 ; Mansy *et al.*, 1989). Ceci expliquerait les dissemblances de faciès et d'épaisseurs (fig. 43) entre les séries de même âge rencontrées dans les carrières de C.B.S. à Limont-Fontaine et de Bocahut à Avesnes-sur-Helpe. La distinction des deux domaines se fait du Tournaisien supérieur (Ivorien) au Viséen inférieur (Moliniacien).



Le comblement de l'Auge Dinantaise sera achevé au Viséen moyen avec les dépôts de la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>) et de la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>). Ces deux formations sont séparées par un niveau contenant des argiles rougeâtres et des blocs roulés qui correspond au "Banc d'Or" de Bachant (Gosselet, 1888). Ce niveau a été reconnu un peu partout en Europe du Nord (Dorlodot, 1895 ; Thorez et Pirlet, 1979). Son extension, du Boulonnais (France) jusqu'en Allemagne, vient conforter l'hypothèse génétique cinéri-tique de Thorez et Pirlet (1979). Le Banc d'Or se trouve sous la limite d'apparition des faunes liviennes, entre la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>) et la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>). Cette position est différente de celle proposée par Delattre *et al.* (1967) qui en faisaient la limite entre le Viséen moyen (V<sub>2</sub>) et le Viséen supérieur (V<sub>3</sub>).

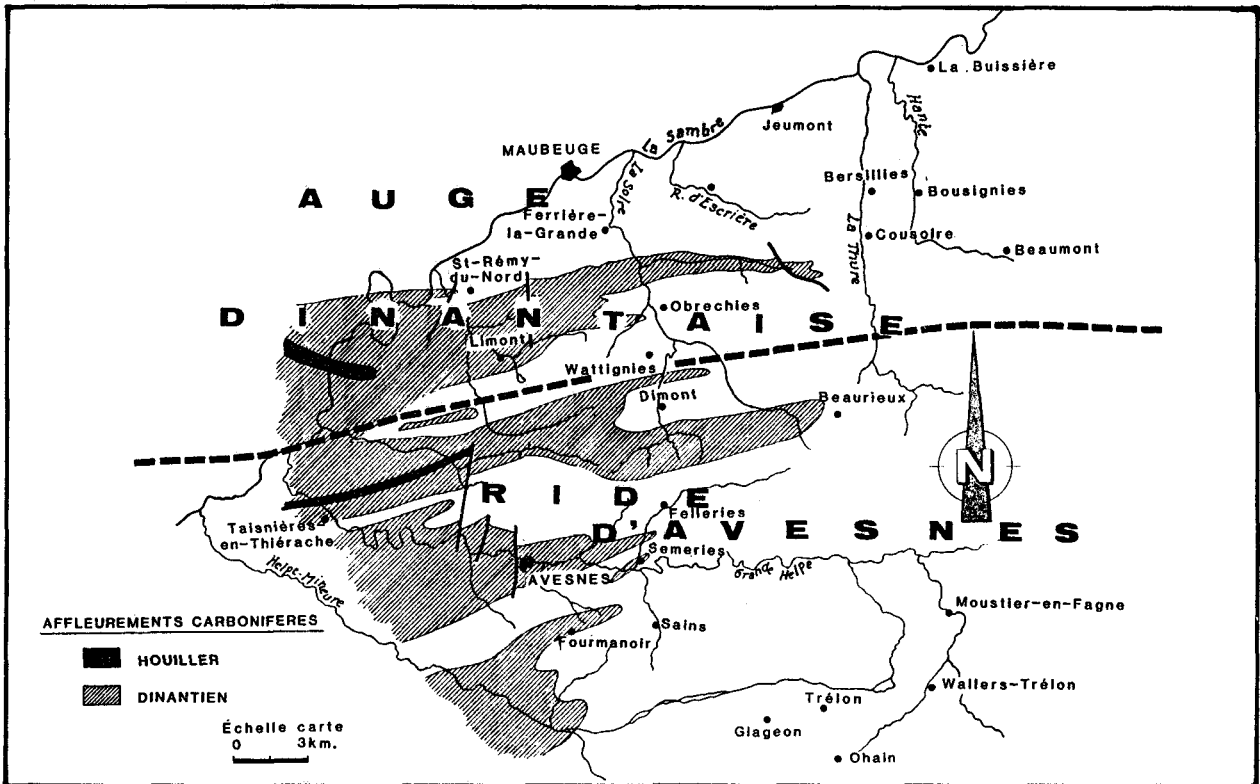


Fig. 42. Aire paléogéographique du Molinien (Viséen inférieur, et une partie du Viséen moyen) in Khatir *et al.*, 1988.

Au Nord, le sillon subsident est dénommé l'Auge Dinantaise. Le domaine de haut-fond méridional correspond à la Rive d'Avesnes.

## 2. Stratigraphie dans le Sud de l'Avesnois.

### a. Le Strunien.

Cet étage sommital du Dévonien supérieur est composé de deux Formations, de bas en haut :

. **La Formation de l'Épinette (Fa2d).** Ce sont des schistes avec des niveaux calcaires à coraux. Cette formation d'une épaisseur de 111 m, passe en continuité à la Formation d'Étroeungt.

. **La Formation d'Étroeungt (Tn1a).** Ce sont des calcaires argileux très fossilifères alternant avec des calcschistes en bancs décimétriques. Son épaisseur est de 40 m.

L'épaisseur totale du Strunien avoisine 150 m.

SERIES	ETAGES	ZONES MICROPAL.	LITHOSTRATIGRAPHIE		BELGIQUE suct.	CARTE GEOL.	ZONES BRACHIOPODES (auctores)		
			SYNCLINAUX SUD	SYNCLINAUX NORD					
VISEEN	WARNANTIEN inf. sup.	Cf6 δ α	<i>Gnathodus bilineatus</i>	?	SCH. PHT. DE LA QUEUE NOIR-JEAN	V3c	h2b2	<i>Latiproductus latissimus</i>	
					CALCAIRES DE ST-HILAIRE ET DE ST-REMY-CHAUSSEE	V3b		<i>Gigantoproductus giganteus</i>	
	LIVIEN	Cf5	<i>Mestognathus prebeckmanni-beckmanni</i>	?	CALCAIRE DE LIMONT	V3a	h2b1	<i>Fluctuaris undata</i>	
					FORMATION DE LIVES* BANC D'OR FORMATION DE NEFFE*	V2b V2a		"Productus cora"	
	MOLINIACIEN	Cf4 δ α	<i>Mestognathus prebeckmanni-beckmanni</i>		FORMATION DE TERWAGNE* FORMATION DU GRIMOUR Fm. DE MOLIGNEE* ("CALC. NOIR DE BACHANT")	V1b V1a	h2a	<i>Daviesiella llangollensis</i> <i>Levitusia sublaevis</i> <i>Delapinea comoides</i>	
					FORMATION DE GODIN				
					FORMATION DU GRIVES FACIES DE LEFFE* WALSORTIEN				
					FACIES DU CAMP DE CESAR FACIES DU BAYARD*				
	TOURNAISIEN	IVORIEN	Cf3 Cf2	<i>Scalogn. anchoralis</i> <i>Pol.com. carina</i>			Tn3	h1b	<i>Spirifer (?) subcinctus</i> <i>Spirifer (?) konincki</i>
HASTARIEN		Cf1 γ β α	<i>Siphonodella</i> ?		?	Tn2c	h1b	<i>Unispirifer gr. tornacensis</i> <i>Spinocarinifera nigra</i>	
					CALCAIRE DE LANDELIES* ("PETIT-GRANIT D'AV. ET DE MARBAIX")	Tn2b			
					Fm. DU PONT D'ARCOLE* ("SCH./D'AVESNELLES A Sp. peracuta")	Tn2a			
DEV. SUP.	FA STRUNIEN	Df3 ε LV	(praesulc.)		Fm. D'AVESNELLES ("CALC. NOIR D'AVESNELLES")	Tn1b			
					FORMATION D'ETROEUNGT	Tn1a	h1a		
					FORMATION DE L'EPINETTE	Fa2d	d6b		

Fig. 43. Stratigraphie du Dinantien de l'Avesnois (Mansy et al., 1989).

Les noms suivis d'un astérisque sont empruntés à la nomenclature du Dinantien type de la Belgique, ils remplacent les noms locaux. Les noms des Brachiopodes ont été actualisés par M. Legrand, sans qu'il y ait eu révision des faunes de l'Avesnois. *Daviesiella llangollensis* citée par les anciens auteurs dans le Viséen inférieur ne correspond pas aux originaux provenant de l'Asbien inférieur (= Warnantien inférieur.) de llangollen (Nord du Pays de Galles).

Le nom de "Formation du Grimour" est proposée à la place de "Dolomie de Salet" qui n'apparaît pas ici sous son aspect typique.

## b. Le Dinantien.

. **Formation d'Avesnelles** (Tn<sub>1b</sub>). Le Dinantien débute par le Calcaire Noir d'Avesnelles appelé calcaire d'Avesnelles par Gosselet (1888) ou calcaire noir à *Productus niger* par Carpentier (1913). Il s'agit de calcaires noirs stratifiés avec des niveaux à Productidés (Paproth *et al.*, 1983). La partie supérieure est formée d'alternances schisto-calcaires. Le "Calcaire Noir d'Avesnelles", d'une épaisseur de 15 m, repose sur la Formation d'Etroeungt et il est surmonté par la Formation schisteuse du Pont d'Arcole. Il est daté de l'Hastarien inférieur (base du Tournaisien inférieur).

. **Formation du Pont d'Arcole** (Tn<sub>2a</sub>). Cette Formation est appelée aussi "Schistes d'Avesnelles" qui sont de couleur vert foncé, devenant calcareux dans la partie supérieure. Elle constitue un excellent repère sur le terrain. L'épaisseur de la formation est d'environ 35 m ; elle est datée de l'Hastarien moyen.

. **Formation ou Calcaire de Landelies** (Tn<sub>2b</sub>). Elle succède à la formation précédente, progressivement, en continuité sédimentaire. C'est un terme crinoïdique foncé. Il est formé de calcaire argileux nodulaire et d'alternances schisto-calcaires parfois oolithiques au sommet. La partie supérieure de cette formation correspond au "petit-granit" d'Avesnelles et de Marbaix (Gosselet, 1888 ; Carpentier, 1913). Ce calcaire est daté de l'Hastarien supérieur.

. **La Formation du Grives** (Tn<sub>3</sub>). Elle est divisée en deux membres.

- Les calcaires et les dolomies de base sont analogues par leur microfaune au Calcaire d'Yvoir. Il s'agit de dolomies crinoïdiques et géodiques à cherts noirs dont le membre inférieur correspond au faciès du Camp de César.

- Le membre supérieur, entièrement dolomitisé, débute par une dolomie peu crinoïdique avec quelques géodes et finit par une dolomie riche en géodes. Ces dernières seraient d'origine évaporitique. Une grande partie de la Formation du Grives est datée de l'Ivorien (Tournaisien supérieur). La partie sommitale, riche en cherts et géodes, correspond à la base du Moliniacien (transition Tournaisien supérieur-Viséen inférieur). L'épaisseur totale de la Formation du Grives est de 107 m.

. **La Formation de Godin (V<sub>1a</sub>)**. Ce faciès correspond à un calcaire massif clair, oolithique et parfois bioclastique. La base de cette formation est dolomitique sur 3 m. Ce calcaire massif à *Productus sublaevis* (Carpentier, 1913), ou *Levitusia humerosa* (Paproth *et al.*, 1983) ou encore à *Levitusia sublaevis* (Mansy *et al.*, 1989), est daté du Moliniacien inférieur (base du Viséen) ; son épaisseur est de 68 m.

. **La Formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>)**. Elle correspond à des calcaires et à des dolomies bien stratifiés présentant des alternances de niveaux clairs et foncés avec des passées à géodes. Cette formation est peu fossilifère, à l'exception de quelques passées bioclastiques et de rubanements stromatolithiques à la base. Ce niveau est daté du Moliniacien moyen.

. **La Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>)**. Elle est constituée de calcaires relativement massifs et clairs. Elle correspond au calcaire à *Productus cora* (Carpentier, 1913). La formation débute par un calcaire clair et massif, et se poursuit par des calcaires et des dolomies à lits de géodes. Le sommet de la formation est fait de calcaires massifs, clairs, lumachelliques, à Brachiopodes, Crinoïdes et coraux. L'ensemble est dépourvu de cherts (Paproth *et al.*, 1983). Son épaisseur est de 50 m ; elle est datée du Moliniacien supérieur (base du Viséen moyen). Un lit rougeâtre de 20 cm d'épaisseur environ, à matrice argileuse et pyriteuse appelé le "Banc d'Or" de Bachant (Gosselet, 1888), sépare la Formation de Neffe de celle qui lui succède.

. **La Formation de Lives (V<sub>2b</sub>)**. Une partie de cette formation, soit 30 m, est visible dans le Sud de l'Avesnois (carrières Bocahut). C'est un calcaire foncé bien lité, contrastant avec la formation sous-jacente. Des faciès à cachet évaporitique sont les dernières parties visibles en coupe. Ce niveau est daté du Livien inférieur.

### **3. Stratigraphie dans le Nord de l'Avesnois.**

#### **a. Le Strunien et le Dinantien**

Les formations du Strunien et de l'Hastarien, c'est-à-dire de la Formation de l'Épinette à la Formation de Landelies, constituent un ensemble analogue à celui qui est décrit au Sud. Lors de son développement, l'Auge Dinantaise va connaître des différenciations de faciès.

L'équivalent des calcschistes de Maurettes (Paproth *et al.*, 1983), qui succèdent au Calcaire de Landelies, n'a pas été repéré en Avesnois du Nord.

L'Ivorien comprend de bas en haut.

. **Le faciès du Bayard** (Tn<sub>3</sub>). Il correspond au sol de développement du Waulsortien. Un calcaire foncé, grenu et crinoïdique avec quelques niveaux de cherts noirs, constitue ce niveau daté de l'Ivorien inférieur ; son épaisseur avoisine 15 m.

. **Le Waulsortien** (Tn<sub>3</sub> et base du V<sub>1a</sub>), est un complexe de calcaires clairs sans cherts tantôt massifs et lenticulaires, tantôt stratifiés. Il est daté de l'Ivorien supérieur avec une persistance locale dans le Moliniacien.

. **Le faciès de Leffe** (Tn<sub>3</sub>), est constitué de calcaires lités à cherts pâles. Ce faciès repose sur le faciès du Bayard et enveloppe latéralement et verticalement le récif waulsortien. Son épaisseur est estimée à 75 m ; il est daté de l'Ivorien supérieur et localement du Moliniacien.

Les faciès du Bayard et de Leffe sont intimement liés aux récifs waulsortiens. Ils ne sont identifiés que dans l'Auge Dinantaise. L'ensemble est recouvert par la Formation de la Molignée qui s'étend uniformément sur l'Auge.

. **La Formation de la Molignée** (V<sub>1a</sub>) ou **Calcaire Noir de Bachant** (Derville, 1952), est l'équivalent septentrional de la Formation de Godin. Elle correspond à une alternance de calcaires noirs à gris foncé en petits bancs ou plaquettes et de calcaires fins massifs à cherts noirs. Des niveaux de slumps apparaissent dans cette formation. Ils seraient le résultat de glissements de boues calcaires en aval du récif waulsortien (Conil, comm. orale). Les 20 m visibles, de cette formation datée du Moliniacien inférieur, affleurent dans la carrière Vanbrouette à Limont-Fontaine.

. **La Formation du Grimour** (V<sub>1b</sub>), est l'équivalent septentrional de la Formation de Terwagne. C'est un ensemble stratifié, constitué de calcaires bioclastiques dolomités et de dolomies. La moitié supérieure renferme des cherts. L'ensemble de la formation repose sur la précédente par l'intermédiaire d'un mince banc bréchique. Datée du Moliniacien moyen, cette formation avoisine 75 m d'épaisseur.

. **La Formation de Neffe** (V<sub>2a</sub>), marquerait la période de comblement de l'Auge Dinantaise. Elle constitue un bon repère stratigraphique car elle s'étend du Sud au Nord

de l'Avesnois. Au Nord la formation est moins dolomitique. Elle devient lumachellique et bréchique au sommet.

. **La Formation de Lives (V<sub>2</sub>b)**. Le calcaire est moins foncé que celui du Sud. Le sommet des bancs est souligné par des rubanements stromatolithiques. La formation est entièrement bréchique à Limont-Fontaine et constitue le niveau de la "petite brèche". Elle avoisinerait 120 m d'épaisseur.

Les Formations de Lives et de Neffe correspondent au Calcaire de Fontaine. Elles sont, répétons-le, séparées par le "Banc d'Or" de Bachant (Gosselet, 1888).

. **Le Calcaire de Limont (V<sub>3</sub>a)**, correspond à la grande brèche ou "brèche dynamique", datée du Livien supérieur. Pirlet (1972) a interprété ce remaniement comme un olistostrome engendré par le déplacement des formations warnantiennes sus-jacentes. Le déplacement aurait été favorisé par les évaporites du Livien supérieur et causé par le soulèvement de l'Ardenne au Silésien.

. **Les Calcaires de Saint-Rémy-Chaussée (V<sub>3</sub>b)**. Ce sont des calcaires bleus à taches rouges, stratifiés avec des formations stromatolithiques. Ils correspondent au calcaire de Thon-Samson (Paproth *et al.*, 1983). Ils sont datés du Warnantien inférieur. Leur épaisseur avoisine 35 m.

. **Schistes et phtanites de la Queue-Noir-Jean (V<sub>3</sub>c)**. Cette formation marque le passage au Namurien. Elle est formée des calcaires bleu foncé à cherts avec des intercalations schisteuses, surmontés par des schistes calcaireux et phtanitiques. Elle contient parfois des tissus cellulaires d'*Archaeocalamites*. Ces schistes et phtanites, correspondant aux couches de Warnant, sont datés du Warnantien supérieur. Leur épaisseur est de 15 m.

Les trois formations précitées affleurent essentiellement dans la carrière de Queue-Noir-Jean située près de Saint-Rémy-Chaussée.

## b. Le Houiller.

Le Houiller correspond à des schistes finement feuilletés, gris verdâtre ou jaunâtre, parfois pyriteux (Carpentier, 1913). Ces schistes de l'Avesnois, dépourvus de houille (stériles), sont datés du Namurien.

Déformation dans les calcaires  
dinantiens de Limont-Fontaine.







## I. INTRODUCTION.

La carrière C.B.S. (Carrière du Bassin de la Sambre) et la carrière Vanbroutte sont situées à l'Est de la départementale 307, entre Limont-Fontaine et Saint-Rémy-du-Nord. Les fronts de taille les plus intéressants y sont orientés NNW-SSE (fig. 44).

D'un point de vue géologique, les carrières appartiennent à la partie septentrionale du synclinorium de Bachant - Ferrière-la-Petite. Les formations observées sont uniquement viséennes.

## II. LES FORMATIONS VISIBLES.

La formation la plus ancienne est le Calcaire Noir de Bachant (Formation de la Molinee) daté du V<sub>1a</sub>, dont 20 m sont visibles dans la carrière de Vanbroutte. Ce calcaire passe sans transition, avec un triplet de bentonite, à la Formation du Grimour (V<sub>1b</sub>) formée de bancs épais et entièrement dolomitisée. La couleur blanchâtre de la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>) contraste avec le faciès précédent. Enfin, la transition avec la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>) se fait par l'intermédiaire du Banc d'Or.

## III. STRUCTURE.

Les formations viséennes sont exploitées dans un pli synclinal (fig. 44). Le flanc nord raide (sensiblement 90°) et le flanc sud à pendage modéré (sensiblement 50°) donnent au pli une allure asymétrique. La géométrie de la mégastructure peut être expliquée par une cinématique de la déformation qui serait décomposée en deux temps : un serrage coaxial d'axe Est-Ouest suivi d'un cisaillement simple vers le Sud. Les relations entre ces deux processus sont à décrypter à toutes les échelles.

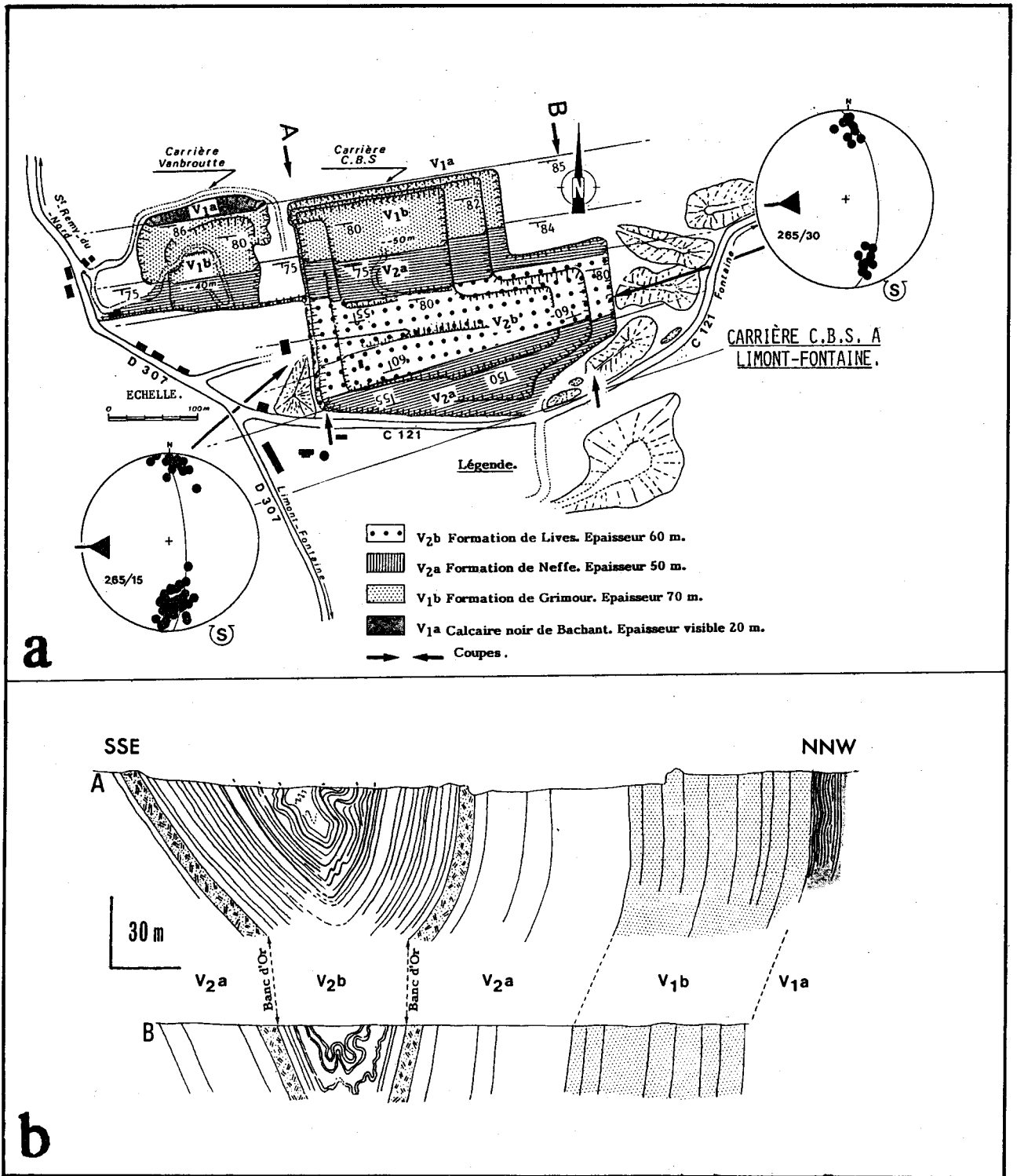


Fig. 44. Carte géologique et coupes des fronts de taille de la carrière C.B.S. à Limont-Fontaine (état en 1986).

a. Les formations qui affleurent sont uniquement viséennes. Les projections des pôles de stratification sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieur) montrent que le synclinal a un plongement axial vers l'Ouest (265/15 à 265/30) et se refermerait donc cartographiquement vers l'Est.

b. Les coupes des fronts de taille montrent un synclinal dissymétrique, très pincé, dont le flanc raide est à regard SSE.

Les affleurements dinantiens des environs de Pont-sur-Sambre (Waterlot, 1970), figurés sur la carte géologique Le Quesnoy à 1/50 000, dessinent un pli synclinal ( $X = 713$  ;  $Y = 1281,5$ ) ayant une grande extension géographique et décalé par des failles . Les mesures prises dans la carrière C.B.S. montrent que l'axe du pli se relève rapidement (265/15 et 265/30 ; a, fig. 44) et par conséquent ce dernier se fermerait cartographiquement à l'Est au niveau du village de Fontaine. Dans ce cas, les failles de direction N-S notées, au droit de ce village, sur la carte géologique seraient théoriques ( $X = 713$  ;  $Y = 1282$ ).

#### A. DESCRIPTION DE LA COUPE A.

Elle correspond à la paroi occidentale de la carrière C.B.S. (b, fig. 44) ; elle est complétée par la coupe levée dans la carrière Vanbroutte. Les variations d'épaisseur des bancs sont notables dans les différentes formations. D'un côté on se trouve en présence d'une série plissotée à bancs minces de 10 cm à 1,50 m d'épaisseur qui représente essentiellement la Formation de Lives ( $V_2b$ ) mais aussi le Calcaire Noir de Bachant ( $V_1a$ ). D'autre part on a une série, cette fois monoclinale, et à bancs moyennement épais à très épais de 4 m à 20 m, voire plus, elle se compose de la Formation du Grimour ( $V_1b$ ) et de la Formation de Neffe ( $V_2a$ ).

#### B. DESCRIPTION DE LA COUPE B.

Elle rassemble les observations faites dans la paroi orientale (b, fig. 44). Le front de taille ne comporte pratiquement que les bancs épais des Formations de Neffe et du Grimour respectivement  $V_2a$  et  $V_1b$ . On y note une série de plis complexes affectant les bancs fins de la Formation de Lives ( $V_2b$ ) dans le coeur du pli synclinal.

### IV. DONNEES DE TERRAIN.

#### A. DEUX MODES DE DEFORMATION : DEUX DOMAINES.

Deux domaines principaux peuvent être distingués : le premier où la déformation semble marquée par le phénomène de pression - dissolution, le second où la fracturation

est dominante. Leur limite coïncide avec les coupures stratigraphiques, ces différences de comportement résultent donc des différences d'épaisseur des bancs.

- Le premier domaine, plissé, schistosé, avec pression-dissolution, intéresse la Formation de Lives ( $V_{2b}$ ) et le Calcaire Noir de Bachant ( $V_{1a}$ ). Ces assises sont caractérisées par un litage fin.

- Le second domaine, où prédomine la fracturation, comprend à la Formation de Neffe ( $V_{2a}$ ) et la Formation du Grimour ( $V_{1b}$ ) toutes deux constituées de bancs épais.

Le sommet de la Formation de Neffe correspond à un banc noir épais de 4 m. Ce banc sera décrit plus loin, car il occupe une situation intermédiaire quant au type de déformation.

## B. ANALYSE STRUCTURALE DU DOMAINE A BANCS MINCES.

### 1. La Formation de Lives ( $V_{2b}$ ) : paroi occidentale.

Deux zones se distinguent au sein de cette formation. L'une plissotée, correspond au coeur du pli, tandis que l'autre est monoclinale. Elles sont délimitées par le décollement D. Au sein de la zone plissée, on distingue des plis à schistosité de plan axial, comme l'atteste la disposition de la  $S_1$ , en éventail autour des charnières, et des plis à schistosité enroulée autour des charnières (a, fig. 45).

#### a. Le coeur du synclinal.

La zone plissée montre un pli pluridécamétrique à schistosité de plan axial ( $P_a$ ) flanqué de plis décamétriques  $P_b$  à schistosité enroulée. Les décollements A, B et C sont plissés non seulement par le pli  $P_a$ , mais aussi par les plis  $P_b$ . Le décollement D est plissé uniquement par le pli  $P_a$  (a, fig. 45). Celui-ci est très pincé et légèrement déjeté vers le Sud. Sous la charnière principale, on note la présence de plis asymétriques dans le flanc nord, alors que le flanc sud en est dépourvu.

#### - Mésostructures.

Les mésostructures, associées aux plis  $P_a$  et  $P_b$  et les projections de celles-ci (b, fig. 45) sur canevas, montrent une direction de raccourcissement à peu près N-S.

Les quelques stries observées à la surface des bancs donnent un sens de glissement inverse dans les deux flancs. Le reste des microstructures sont, non seulement coaxiales des plis  $P_a$ , mais aussi des plis  $P_b$ .

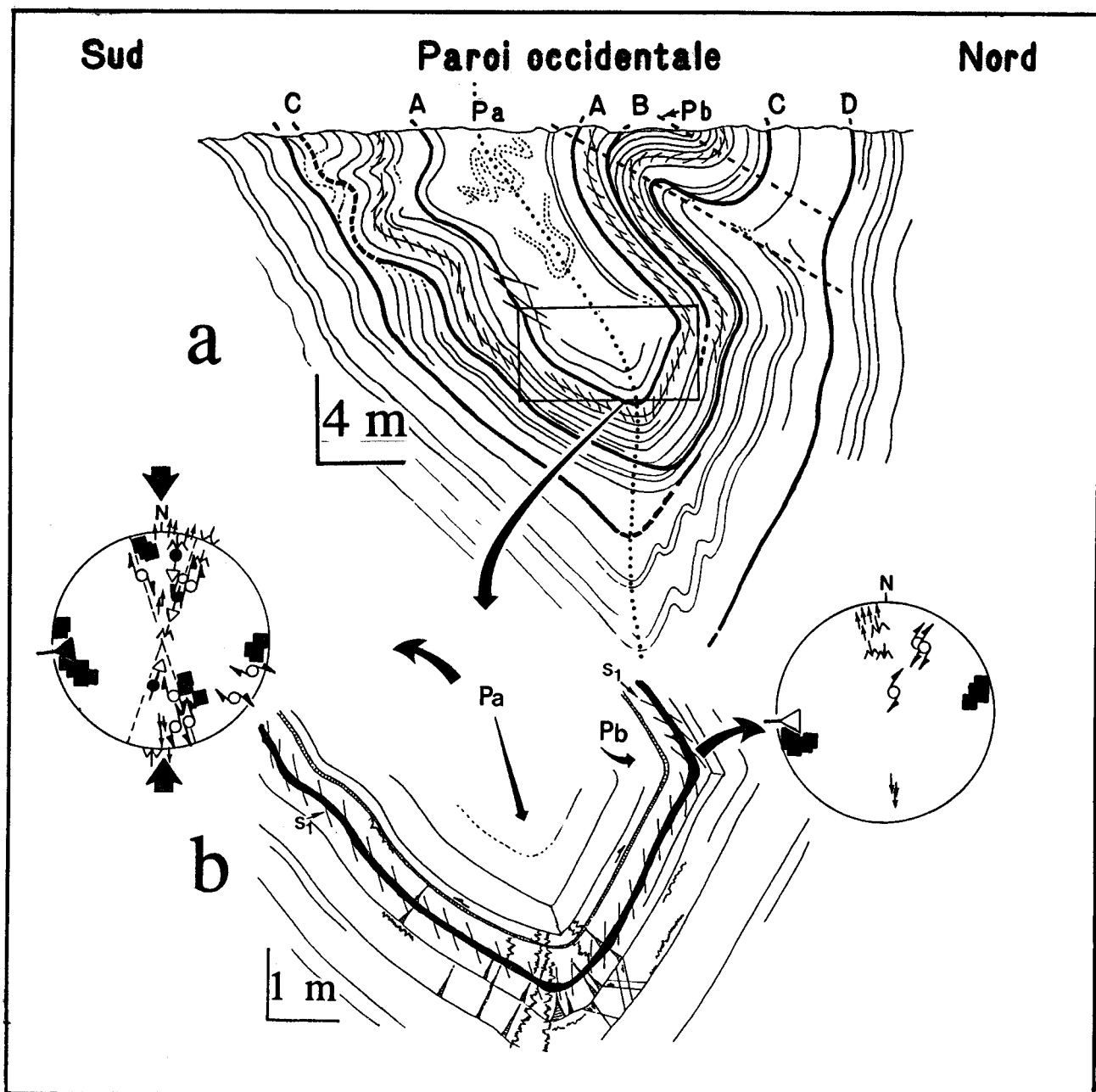


Fig. 45. Observations structurales du coeur du synclinal sur la paroi occidentale (état en 1986).

**a.** Le synclinal est très pincé et faiblement déjeté vers le Sud. Au coeur du pli aucune structure n'est visible, tout est "broyé". La schistosité  $S_1$  permet de déterminer des plis Pa et des plis Pb. Le flanc nord du pli Pa est affecté par une série de plis d'entraînement asymétriques.

**b.** Le détail agrandi montre l'allure de la schistosité  $S_1$  (dans les interlits schisteux, en noir) qui est plan axial dans le pli Pa et enroulée autour de la charnière du pli Pb. Les stries observées au sein de  $S_0$  montrent des mouvements inverses dans les deux flancs. On observe plusieurs mésostructures dans les flancs des plis. Les stylolithes stratiformes (1) sont découpés par des fentes calcitiques de l'extrados (2) du pli, et par des stylolithes perpendiculaires à la stratification (3).

Sur les flancs du pli, on observe des microfractures conjuguées (4). D'autres microstructures ne sont pas visibles sur le dessin car leur direction est N-S (N 170 E) parmi elles, les joints calcitiques et quelques surfaces de friction, parallèles au front de taille. La projection sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieur) montre que les axes du pli Pa et Pb présentent à peu près la même mesure d'axe ( $265/15^\circ$ ). Les projections des mésostructures montrent qu'elles sont coaxiales des plis Pa et Pb ; donc les plis Pa et Pb sont issus d'un même et unique raccourcissement.

### - Microstructures (fig. 46).

La schistosité  $S_1$  est disposée en éventail dans le pli  $Pa$  et enroulée dans la charnière du pli  $Pb$  (fig. 46). En lame mince, on peut préciser les relations de la schistosité  $S_1$  avec  $So$ . Le flanc sud présente deux débits schisteux nets (1, fig. 46). Le premier résulte de phénomènes conjugués d'aplatissement et de dissolution ( $S.ap.$ ) ; il est souligné par la présence d'oxydes de fer et d'opacités. Le second clivage est le résultat d'une schistosité de dissolution avec une composante cisailante ( $S.fr.$ ).

Le flanc nord montre quant à lui un seul débit, où la dissolution prédomine sur le coulissage,  $S.ap.$  et  $S.fr.$  seraient confondus (2, fig. 46).

Cette dissymétrie du débit, et cela au sein du même banc, de part et d'autre du pli  $Pa$ , pourrait s'expliquer par l'orientation de la schistosité et de la stratification par rapport à la compression locale (fig. 47). Selon l'orientation des bancs, le raccourcissement diffère de part et d'autre du synclinal. Ainsi dans le flanc nord, le raccourcissement serait parallèle à la trace de la stratification  $So$ , et dans le flanc sud il serait perpendiculaire à la trace de  $So$  (fig. 47). L'orientation de la schistosité  $S_1$  par rapport à la direction de compression locale peut générer des microstructures différentes de part et d'autre du pli.

---

**Fig. 46. Allures de la schistosité  $S_1$  dans le synclinal de la paroi ouest.**

**1. Dans le flanc sud, il y a présence de deux débits schisteux. Le premier par aplatissement et dissolution ( $S.ap.$ ) sensiblement parallèle à  $So$ , correspondrait à  $S_1$ , le second de dissolution mais avec une composante cisailante ( $S.fr.$ , schistosité de crénulation), correspondrait à  $S_2$ .**

**a. Différentes structures observées au sein d'un microlithon.**

**a<sub>1</sub>. Débris de coquille, oblique par rapport à  $S.ap.$  et à  $S.fr.$  Il est par conséquent écrasé, kinké et fracturé.**

**a<sub>2</sub>. Cristal de calcite (probablement débris de coquille) entièrement pris dans  $S.ap.$  avec une importante dissolution, et néoformation de phyllites dans les zones protégées (texture en barbe).**

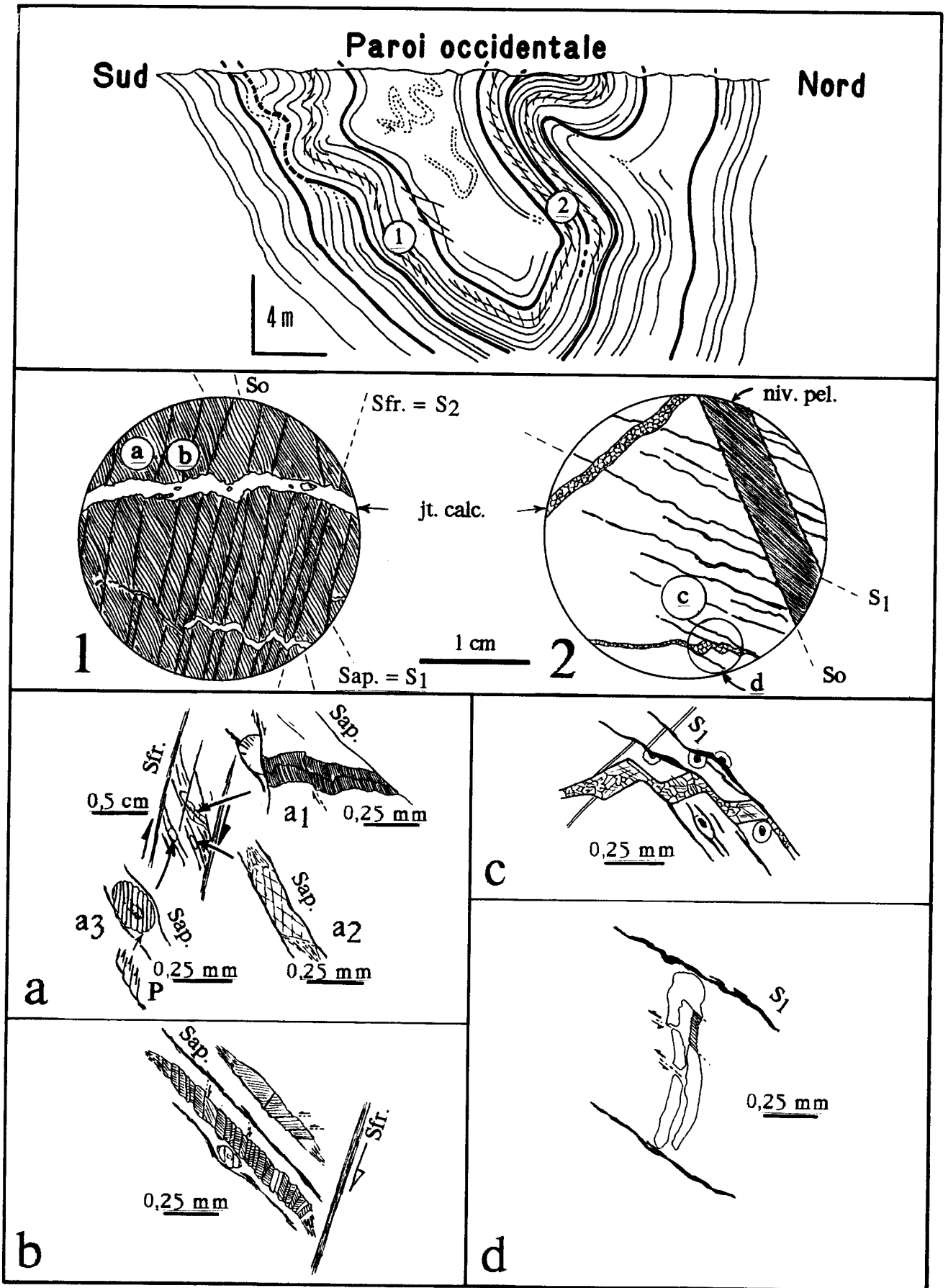
**a<sub>3</sub>. Entroque, aplatie au sein de  $S.ap.$ , avec formation de microfractures.**

**b. Aplatissement de débris (probablement de coquille) au sein de  $S.ap.$  Les microfractures empruntent parfois les clivages des cristaux calcitiques, ou les recourent. On note également la croissance de phyllites dans les zones protégées. Les microfractures affectant les débris coquilliers seraient liées à  $S.fr.$  Ces microfractures n'affectent pas  $S.ap.$**

**2. Le flanc nord montre un débit schisteux unique correspondant à  $S_1$  sur le terrain.**

**c.  $S_1$  est caractérisée non seulement par une dissolution plus importante mais aussi par un léger coulissage.**

**d.  $S_1$  contourne parfois les noyaux durs. Ceux-ci présentent des microfractures qui seraient liées à  $S_1$ .**



- Figure 46 -  
Légende en page 140.

b. Parties monoclinales.

. Mésostructures.

Le flanc nord du pli passe d'un pendage inverse de  $55^\circ$  vers le Nord à un pendage normal de  $80^\circ$  vers le Sud, les deux parties étant limitées par le décollement D (a, fig. 45). Le flanc sud a un pendage uniforme de  $55^\circ$  environ vers le Nord.

Les mésostructures diffèrent également entre le flanc nord et le flanc sud (fig. 48). Dans le flanc nord (b, fig. 48 et c, fig. 48) les stylolithes perpendiculaires à  $S_0$  prédominent, ils sont souvent associés à des fentes calcitiques sigmoïdes et à des surfaces de glissement formant parfois un échelonnement régulier. L'ensemble témoigne d'un raccourcissement parallèle à la trace de la stratification  $S_0$ .

Le flanc sud (a, fig 48 et b, fig. 48) montre un grand nombre de stylolithes stratiformes accompagnés de joints calcitiques sigmoïdes, le plus souvent de joints calcitiques perpendiculaires aux bancs indiquant une extension parallèle à la trace de la stratification, et par conséquent un raccourcissement perpendiculaire.

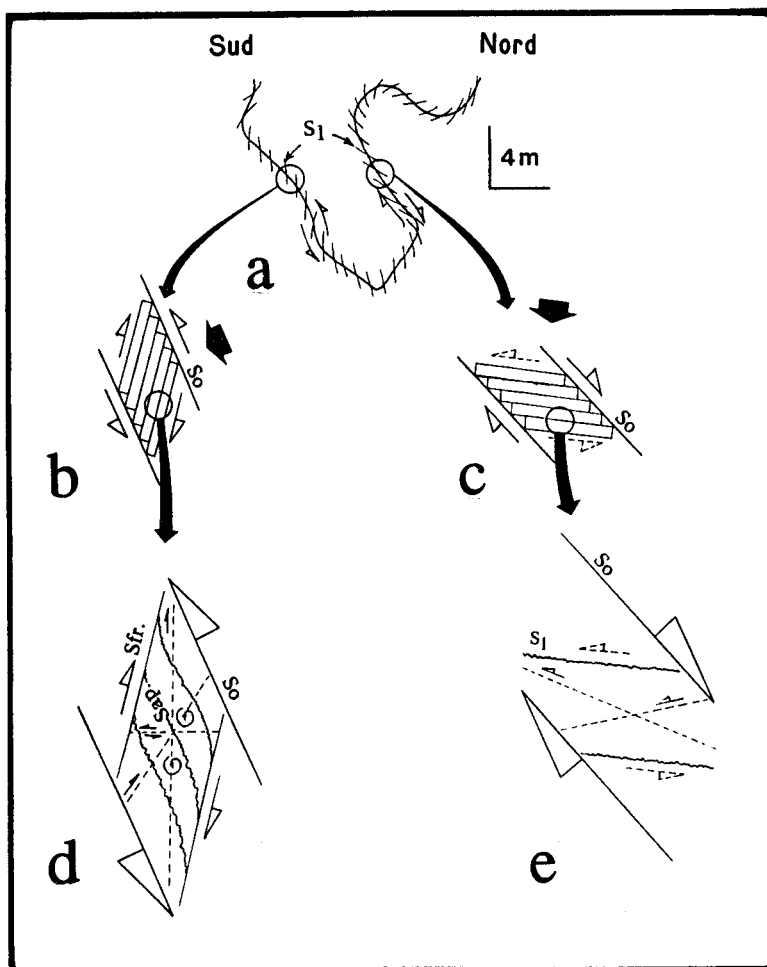


Fig. 47. Genèse possible des microstructures liées à  $S_1$ .

a. Allure de la schistosité  $S_1$  autour du pli synclinal principal. Elle est plan axial dans les plis Pa et enroulée dans les plis Pb.

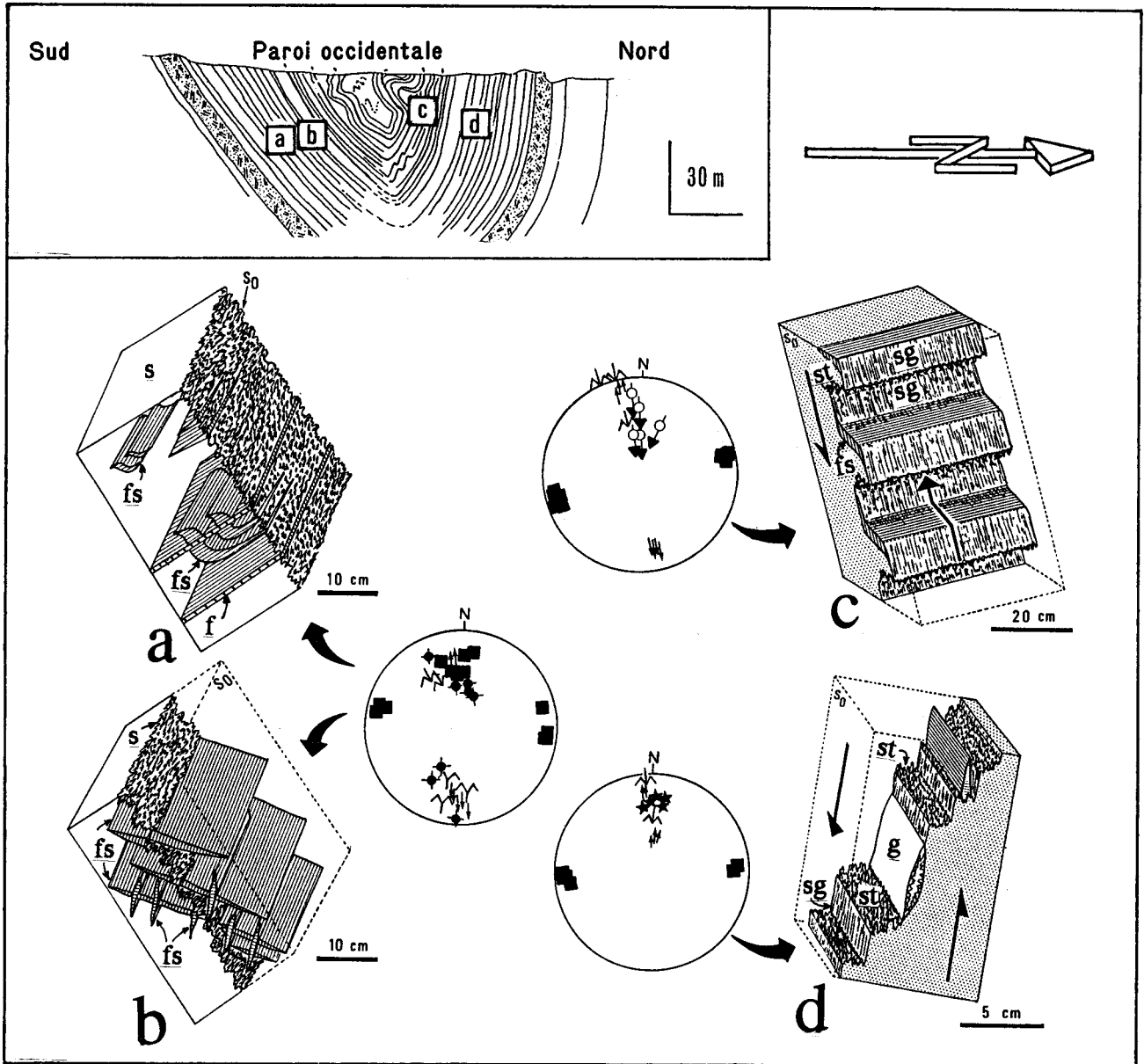
b. La schistosité  $S_1$  se comporte par rapport au glissement selon la  $S_0$  comme des fractures. La compression locale est perpendiculaire à  $S_0$  sur le flanc sud.

c. La schistosité  $S_1$  du flanc nord montre une dissolution prédominante sur le coulissage. La compression locale est verticale et oblique sur la  $S_0$  (en cet endroit).

d. Les deux débits schisteux observés dans le flanc sud seraient liés à un même raccourcissement. Ainsi la Sap. (schistosité par aplatissement dissolution) correspondrait des microstylolithes en échelon associés à la Sfr. (schistosité de fracture).

e. La schistosité  $S_1$  subhorizontale, étant placée perpendiculairement à la compression locale (flèche noire), a induit plus de dissolution que de coulissage, d'où un seul débit.





**Fig. 48. Mésostructures de la Formation de Lives (V<sub>2</sub>b).**

Les sites **a** et **b** sont dans le flanc sud où le pendage est modéré (60° Nord). Les sites **c** et **d** dans le flanc nord. Dans le site **c** le pendage est inverse, et dans le site **d** le pendage est subvertical.

Les mésostructures dans le flanc et dans le flanc nord.

**a.** Les stylolithes stratiformes (**s**) sont prédominants, et tronçonnés par des joins calcitiques perpendiculaires à **S<sub>0</sub>** (**f**). Ces derniers sont postérieurs aux fentes sigmoïdes (**fs**).

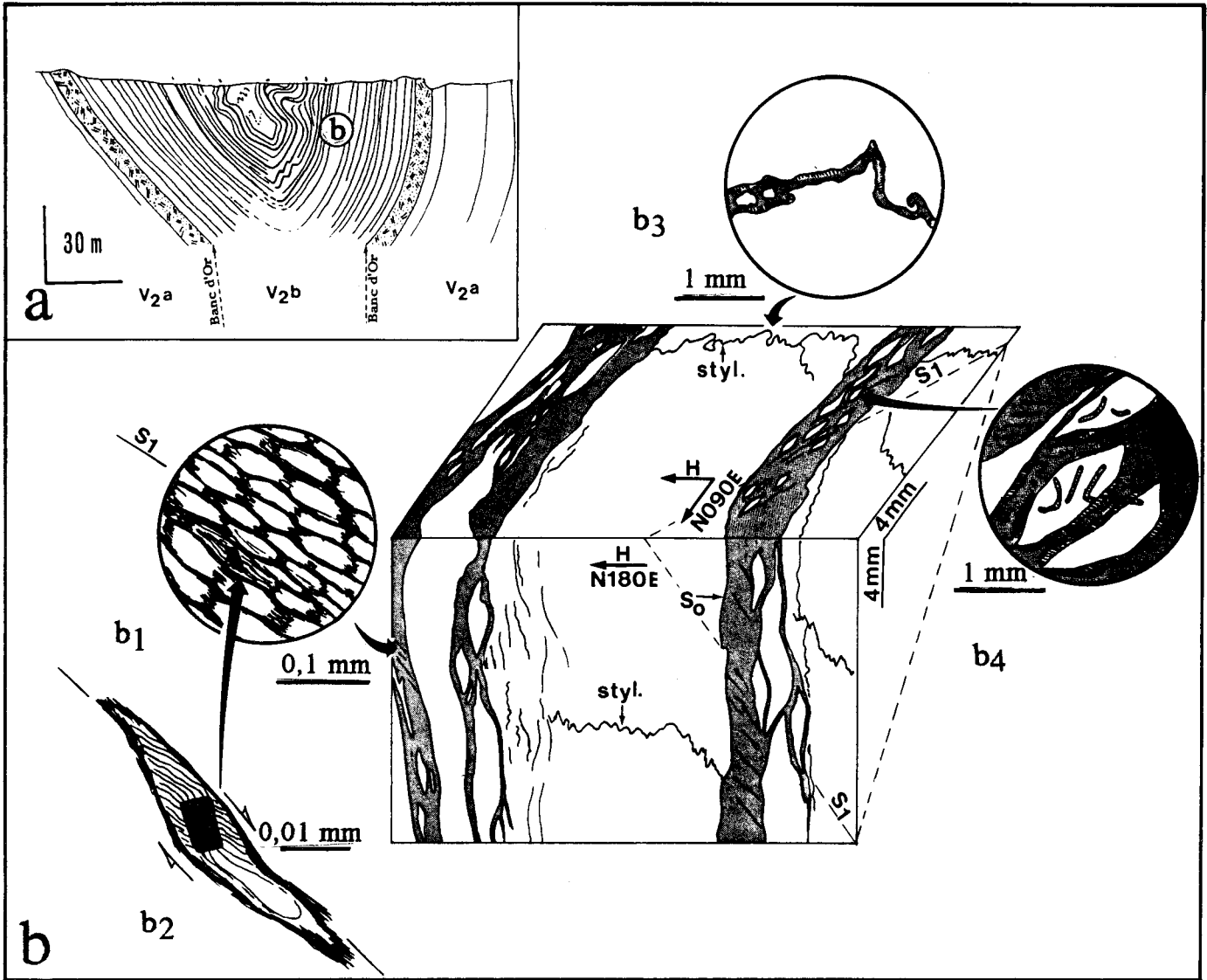
**b.** Deux générations de fentes sigmoïdes attendant du mouvement inverse de la stratification. Les stylolithes stratiformes leur sont tardifs, par conséquent tectoniques.

**a** et **b** montrent une compression locale perpendiculaire à la stratification.

**c.** L'échelonnement de stylolithes perpendiculaires à **S<sub>0</sub>** (**st**), surface de glissement (**sg**) et fentes sigmoïdes (**fs**) se répète sur toute la hauteur du banc. L'ensemble indique un mouvement du bas vers le haut du compartiment manquant.

**d.** Echelonnement de stylolithes perpendiculaires à **S<sub>0</sub>** (**st**) et de surface de glissement (**sg**). On y observe parfois des géodes (**g**).

Les sites **c** et **d** montrent un écrasement ou une compression locale parallèle à la stratification.



**Fig. 49.** Déformation microscopique dans le flanc vertical.

H. polarité du banc (Haut) ; N 180 E et N 090 E : direction de la section par rapport au Nord (dans le sens horaire).

**a.** Position de l'échantillon (**b**) dans la paroi occidentale.

**b.** deux plaques minces orthogonales à  $S_0$  faites dans un calcaire grisâtre à interlits ocres (limonitisés) de 0,5 à 1 cm d'épaisseur. La matrice rocheuse est une micrite à Ostracodes. Les lits ocres sont riches en oxydes de fer.

**b<sub>1</sub>.** La schistosité  $S_1$  est marquée par la croissance de fibres calcitiques et par la concentration d'oxydes dans les plans de dissolution.

**b<sub>2</sub>.** Une pyrite limonitisée possède un halo de pression constitué uniquement de calcite et indiquant un mouvement rotationnel dextre (vu d'Est).

**b<sub>3</sub>.** Stylolithe perpendiculaire à  $S_0$ , où il y a concentration d'oxydes de fer. Celui-ci est "ouvert", avec croissance de fibres calcitiques.

**b<sub>4</sub>.** Existence d'îlots de la matrice rocheuse au sein des lits ocres. Au vu des coquilles d'Ostracodes, on remarque que ces îlots peuvent s'agencer.

Les lits ocres correspondent à des ouvertures tardives au moment du passage du banc à la verticale.

## . **Microstructures.**

Au Nord du décollement **D**, un niveau de calcaire grisâtre avec des rubanements stromatolithiques au sommet et des interlits ocres centimétriques a été échantillonné, pour analyser la déformation. Ces niveaux ocres contiennent en fait des îlots reliques amygdalaires de la matrice rocheuse grisâtre (fig. 49). Des stylolithes perpendiculaires à  $S_0$  témoignent d'un raccourcissement parallèle à la trace de la stratification, ce qui vient corroborer les observations mésostructurales. Les stylolithes n'affectent que la matrice rocheuse grisâtre.

Les fins niveaux ocres montrent des fibres calcitiques disposées parallèlement à la schistosité (observée aux alentours de l'échantillon). Ces fibres calcitiques ont des cristaux très étirés et limités par des liserés riches en oxydes de fer. A l'interface matrice rocheuse - niveaux ocres, les stylolithes perpendiculaires à  $S_0$  deviennent obliques et plus ou moins parallèles aux fibres calcitiques. Les stylolithes constitueraient donc une forme de schistosité dans les calcaires. Les lits ocres ne semblent pas d'origine sédimentaire comme la figure pourrait le suggérer, puisque dans ce cas on peut suivre d'une amygdale à une autre, le test d'un même fossile. Les bancs verticaux auraient subi un épaissement tectonique.

Plus au Nord, sur le même flanc, un niveau calcaire à l'aspect bréchiq ue montre une schistosité plus pénétrative. Cet aspect bréchiq ue est induit par la schistosité  $S_1$  qui contourne les éléments durs. On peut y noter également un important aplatissement.

## **2. La Formation de Lives ( $V_2b$ , paroi orientale).**

Le rapprochement du "Banc d'Or" du flanc nord et du flanc sud, de part et d'autre de la trace axiale du pli majeur, ainsi que le plongement de l'axe du pli (fig. 44), indiquent que la terminaison périsinglinale est "très proche".

Le synclinal de la paroi offre une série de plissements visibles (fig. 50) au coeur du synclinal majeur. La question est de savoir si ces plissements sont des slumps ou du bourrage dysharmonique ou la somme des deux mécanismes. La partie plissotée correspond à la série comprise entre les deux bentonites qui fait 12 m d'épaisseur dans la paroi du flanc ouest (fig. 44), la bentonite de base étant le Banc d'Or.

Les bancs calcaires métriques de la zone perturbée, sont affectés par des replis complexes de longueur d'onde plurimétrique, dont la forme évoque celle des plis d'écoulement. Dans cette carrière, le parallélisme des bancs ne paraît guère perturbé. La

forme extrêmement contournée de ces plis, l'absence ou la non-détection de surface unique de rupture tectonique entre les bancs, peuvent faire penser, selon Meilliez et Mansy (comm. orales), à des plis liés non pas à la genèse du grand synclinal, mais antérieurs, synsédimentaires, c'est-à-dire à des slumps.

Des slumps sont effectivement signalés au sein de niveaux de cet âge, dans les travaux sur le Viséen de la région (Hoyez, 1970 ; Pirlet, 1972). Le caractère bréchiq ue des faciès pourrait de plus être un signe d'instabilité du domaine de sédimentation : ainsi au coeur du synclinal considéré ici, on trouve des brèches synsédimentaires peu déformées, à éléments de calcaire finement rubané gris sombre au sein d'une pâte à aspect d'organoclastite.

Si l'on admet qu'il s'agit bien de slumps (le banc supérieur qui reposerait horizontalement sur ces possibles replis synsédimentaires n'est pas visible), appelons **déformation S** ce plissement synsédimentaire, et **déformation T** le plissement proprement tectonique qui a produit le grand synclinal. On se trouve au coeur d'un synclinal assez fermé, puisque ses deux flancs forment un angle ne dépassant pas 40° (pendages de 80°S du flanc N et de 60°N du flanc S). De plus, la largeur de la zone axiale contenant la Formation de Lives (à bancs minces) ne dépasse pas 20 m. Il y a donc un problème évident de raccord entre les deux flancs du pli : on passe, par l'intermédiaire d'une zone subverticale certainement très étroite (moins de 20 m), d'une série "monoclinale" épaisse (plus de 150 m) à fort pendage sud, à son pendant méridional, toujours aussi épais et "monoclinale" encore, mais à fort pendage nord. Il y a donc certainement eu une concentration de **déformation T** au coeur du synclinal. Même dans l'hypothèse où cette **déformation T** se résumerait ici à un plissement concentrique avec glissements banc sur banc, il est non moins certain qu'une part au moins de ces plis très tourmentés est due à cette **déformation T**.

### 3. Calcaire Noir de Bachant (V<sub>1</sub>a, carrière Vanbroutte).

Le faciès est différent. C'est un calcaire vaseux noir disposé en bancs minces de 0,20 m d'épaisseur environ. Le pendage avoisine 90° (fig. 51). Par endroit, ces calcaires noirs dessinent des plis asymétriques, avec le flanc long généralement à 90° et le flanc court à pendage modéré.

Le Calcaire Noir de Bachant est une formation slumpée et riche en cherts noirs. Il a enregistré peu de mésostructures par rapport aux calcaires de la Formation de Lives. Par contre, toutes les surfaces de stratification ont glissé et on énumère deux générations de stries (canevas fig. 51).

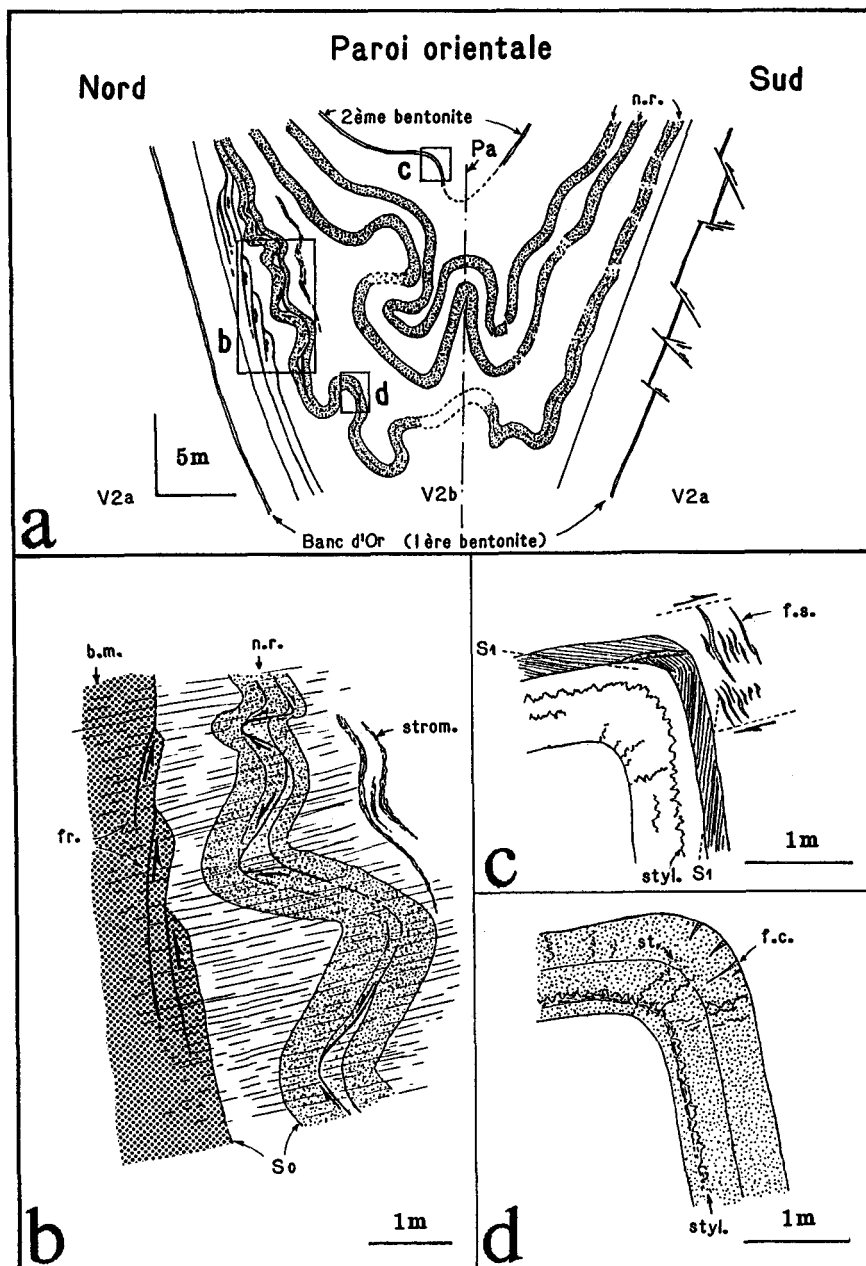


Fig. 50. Effet de la tectonique sur le synclinal de la paroi est.

**a.** Vue d'ensemble du synclinal, en encadré la position des figures **b**, **c** et **d**.

Les bancs en pointillés représentent des niveaux repères de couleur noire sur le terrain (n.v.). Le coeur du synclinal est occupé par la base de la Formation de Lives (V<sub>2</sub>b). Elle est séparée par la Formation de Neffe (V<sub>2</sub>a) par le "Banc d'Or". La trace du plan axial (PA) du grand pli passe par les charnières des plis anticlinaux que dessinent les niveaux repères. Au Nord du PA, on distingue une multitude de plis, inexistant au Sud de celui-ci, où les bancs semblent étirés. On constate donc un épaississement de la partie située au Nord de PA.

**b.** Quoique épousant légèrement la géométrie de la stratification, les rubanements stromatolithiques (strom.) situés au Sud du niveau repère (n.r.) scellent des plis qu'on pourrait considérer comme d'origine sédimentaire. Ceci est appuyé par l'absence de contact cisailant "franc" entre le banc monoclinale (b.m.) et le niveau repère plissé. Cependant la présence d'une multitude de fractures au sein même du banc monoclinale (b.m.) et la présence de fractures dans les charnières des slumps (dont la concavité est vers le Sud), indiqueraient la part tectonique de la déformation.

**c.** A l'étage supérieur de la carrière, un pli en genou affecte le deuxième bentonite. Celle-ci montre un débit schisteux (S<sub>1</sub>) qui s'enroule autour de la charnière du pli, où on observe une série de fentes sigmoïdes (f.s.) indiquant un cisaillement du Nord au Sud.

**d.** Des fentes calcitiques (f.c.) tronçonne l'extrados du pli d'un niveau repère. Celui-ci montre également des joints stylolithiques parallèles à S<sub>0</sub> (styl.) et perpendiculaire à S<sub>0</sub> (st.).

**a. Microstructures.**

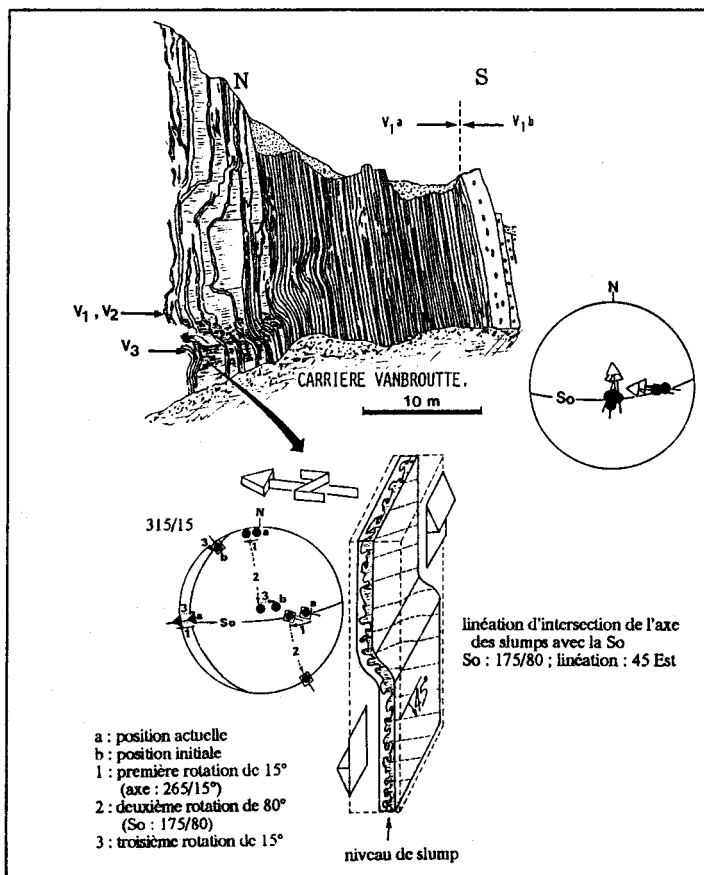
Les échantillons les plus intéressants sont ceux qui contiennent des slumps. Ces derniers ont enregistré des déformations d'origine tectonique.

**. Le pli  $V_1$  (a, fig. 52).**

Le faciès du calcaire est une laminite recristallisée, très riche en microfaunes notamment en calcisphères (*Palaeocancellus*). Ces dernières, dans le pli  $V_1$ , ne présentent aucune déformation (a, fig. 52).

La dissolution se localise généralement au sein de la So dans les niveaux sombres. Ces derniers montrent une importante dolomitisation qui n'est décelable qu'en cathodoluminescence. La dissolution est liée au débit observé aux alentours de la charnière et des flancs. Au niveau de la charnière, ce débit est disposé subperpendiculairement à la trace axiale. Dans les flancs les couloirs de dissolution sont disposés en échelon. Ils correspondraient à des microstylolithes en échelon, débitant les microbancs en microlentilles.

La reconstitution du mouvement indique qu'il y aurait eu une compression parallèle à la trace du plan axial du pli. Ceci est confirmé par la présence de joints calcitiques.



**Fig. 51. Le Calcaire Noir de Bachant (état en 1986).**

La coupe a été réalisée dans la carrière de Vanbroutte située à l'Ouest de la carrière C.B.S. La surface des bancs montre deux générations de stries (canevas). Ces bancs sont slumpés. Trois d'entre eux ont été étudiés ( $V_1$ ,  $V_2$  et  $V_3$ ). Le plongement de l'axe des slumps est de  $45^\circ$  vers l'Est. Après plusieurs rotations, la linéation des axes à l'état initial était de  $315/15$  (position 3 sur le canevas) donnant ainsi une direction d'écoulement SW-NE.

. **Le pli V<sub>2</sub>** (a, fig. 53).

Contrairement au pli V<sub>1</sub> précédent, le pli V<sub>2</sub> présente des extensions dans les flancs et au sein de la charnière (b, fig. 53). Un débit microscopique est légèrement marqué par l'allongement de pellets dans le plan axial ; il indiquerait la schistosité du pli.

Les fentes dans les flancs apparaissent comme des joints sigmoïdes en échelon, formés par torsion du pli. L'ouverture en "M" au sein de la charnière semble être due à l'expulsion de la partie centrale du pli par serrage.

Le mouvement ayant abouti à la formation des microstructures est dextre (vu de l'Est) ; il est conforme à la rotation de certaines pyrites.

Le stylolithe perpendiculaire à la trace axiale du pli, les fentes calcitiques et la torsion de la trace axiale, sont postérieurs à la genèse du pli. Nous remarquons que certains éléments sont tardifs, tels la pyrite et son halo au sein de la charnière, ou encore les fibres calcitiques subperpendiculaires à la trace axiale du pli.

Le pli V<sub>2</sub> correspond à un slump qui a subi plusieurs déformations tectoniques. La torsion du slump est à mettre en parallèle avec le redressement du flanc nord, et les glissements banc sur banc (c, fig. 53), qui se seraient produits lors de la genèse du synclinal majeur. La deuxième phase, avec des fibres calcitiques perpendiculaires à la trace axiale du pli, marque le passage à la verticale du flanc nord du synclinal majeur avec raccourcissement parallèle à la stratification.

. **Le pli V<sub>3</sub>** (b, fig. 52).

Le pli V<sub>3</sub> ne montre pas de raccourcissement parallèle à la trace axiale. Les microstructures tectoniques indiquent ici un serrage subperpendiculaire à la trace axiale du pli. Ceci est dû à sa position dans le flanc court du pli asymétrique décamétrique de la carrière Vanbroutte (fig. 51).

**b. Conclusion.**

Suivant leur position structurale, les slumps V<sub>1</sub>, V<sub>2</sub> et V<sub>3</sub> ont enregistré diverses informations sur les contraintes subies. V<sub>1</sub> et V<sub>2</sub> sont localisés dans le flanc long du pli asymétrique à pendage vertical et sont raccourcis parallèlement à leurs traces axiales, tandis que V<sub>3</sub> situé dans le flanc court du pli asymétrique à pendage faible vers le Sud montre un raccourcissement perpendiculaire à sa trace axiale.

**Fig. 52. Microstructures au sein des plis V<sub>1</sub> et V<sub>3</sub>.**

**a. pli V<sub>1</sub> ;**

1. Le slump est composé d'alternances de lits sombres fins et de lits un peu plus clairs "épais".
2. Détail d'une calcisphère (*Paleaocancellus* ; Vachard, 1977 ; Conil *et al.*, 1979). Les points noirs en (1) sur le pli, montrent les endroits où ces organismes ont été observés et ayant la même forme que (2), c'est-à-dire sans aucune déformation.
3. Détail de l'une des charnières. La schistosité S<sub>1</sub> est marquée par un aplatissement parallèle à la trace axiale du pli. Il existe un deuxième débit subperpendiculaire à S<sub>1</sub> dans les flancs du pli.
4. Le débit des flancs montre des couloirs de dissolution disposés en échelon. Cette microstylolithisation en échelon serait due à un mouvement dextre (vue d'Ouest). Par rapport aux deux flancs on aurait donc un tassement du pli. Ce tassement est à mettre en parallèle avec la zone de dissolution qui épouse la charnière en (3) et les joints calcitiques (jt. calc.) subparallèles à la trace du plan axial.

**b. pli V<sub>3</sub>.**

1. Le pli V<sub>3</sub> montre la coexistence d'événements d'origine sédimentaire (enclave isolée en E), et tectonique (microplis d'entraînement P, et boudinage B). Les rares oolithes contenues dans le niveau à pellets (niveau tramé en petits points) ne montrent aucune déformation.
2. Surimposition d'une schistosité (S<sub>1</sub>) par compaction.
3. Pyrite dont le halo est parallèle à la trace axiale du pli et ne montrant aucune rotation.

---

## C. ANALYSE STRUCTURALE DU DOMAINE A BANCS EPAIS.

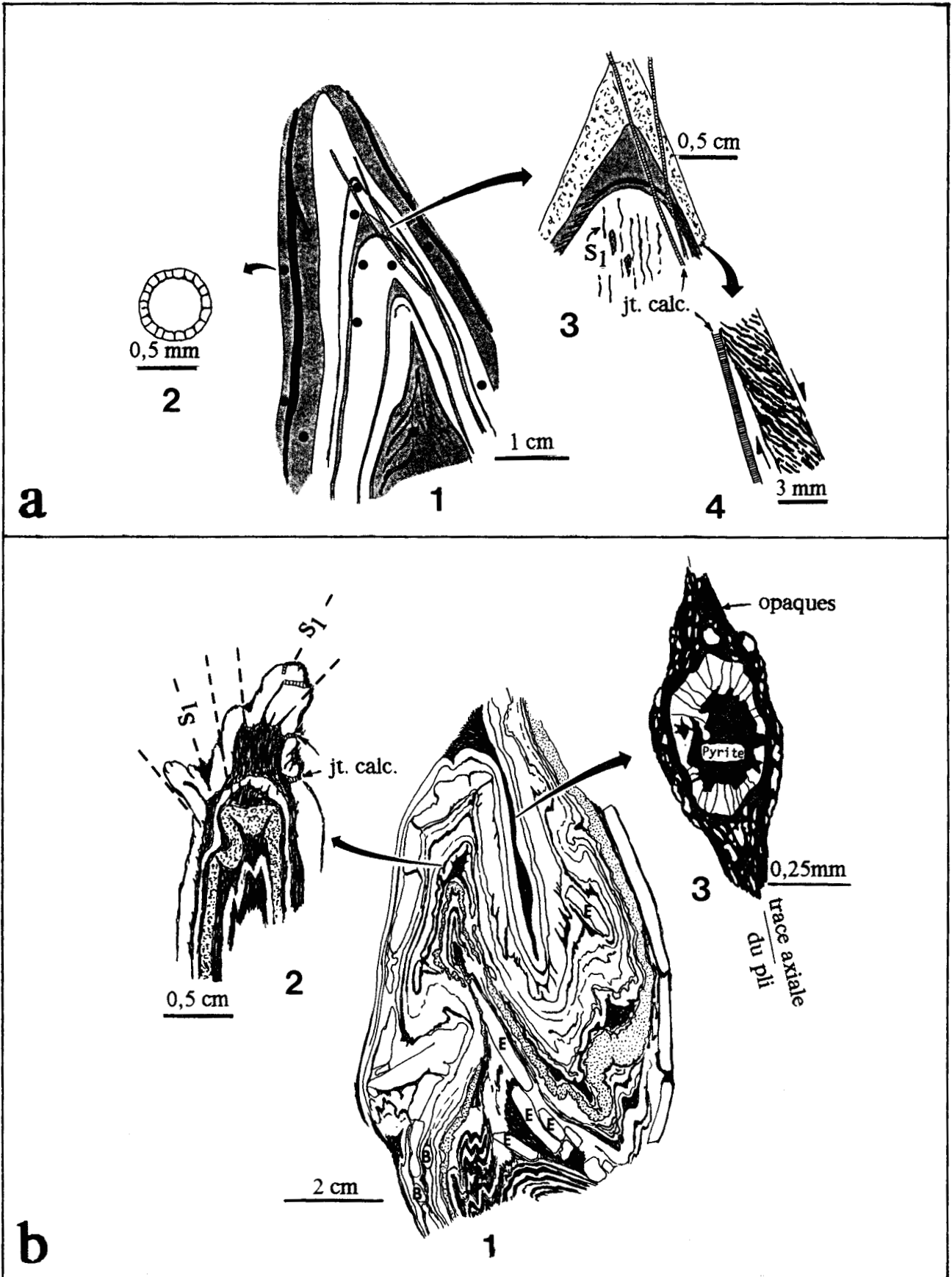
L'épaisseur des bancs augmente dans la Formation de Neffe, c'est-à-dire sous le "Banc d'Or".

La Formation de Neffe et la Formation du Grimour sont bien visibles au Nord de la carrière C.B.S.

### 1. Déformation au sommet de la Formation de Neffe.

Le sommet de la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>) correspond à un banc calcaire de 4 m d'épaisseur. Il s'agit d'une brèche monogénique noire, à éléments centimétriques très serrés, dans un ciment calcaréo-argileux rougeâtre. Cette brèche présente parfois une patine jaune blanchâtre ; elle est riche en petits cristaux de pyrite. D'autre part, elle semble





- Figure 52 -  
Légende en page 150.

provenir d'un remaniement, presque sur place, du même banc calcaire. Ce banc qui se trouve en dessous du "Banc d'Or" est affecté par de nombreuses paraclases conjuguées.

#### a. Types de fractures.

Celles-ci sont de deux types (fig. 54) :

- des failles sans décalage, c'est-à-dire que les deux fractures se croisent sans se décaler. Les deux sommets s'avancent l'un vers l'autre provoquant l'écrasement des pointes de dièdres. Ceci montre que les deux fractures sont apparues en même temps (Müller, 1963) ;

---

#### Fig. 53. Microstructures au sein du pli $V_2$ .

**a.** Le pli  $V_2$  présente également deux débits. Le premier parallèle à la trace du plan axial. Le second disposé en échelon dans les flancs. Les cercles évidés positionnés dans le pli en ( $a_1$ ) montrent la position des calciphères ( $a_2$  et  $a_3$ ). Celles-ci sont déformées et la pyrite (P) de leur partie centrale a un halo de pression dont les fibres calcitiques sont parallèles aux plans de dissolution. Les points noirs marquent la position des calciphères non déformées ( $a_4$  et  $a_5$ ).

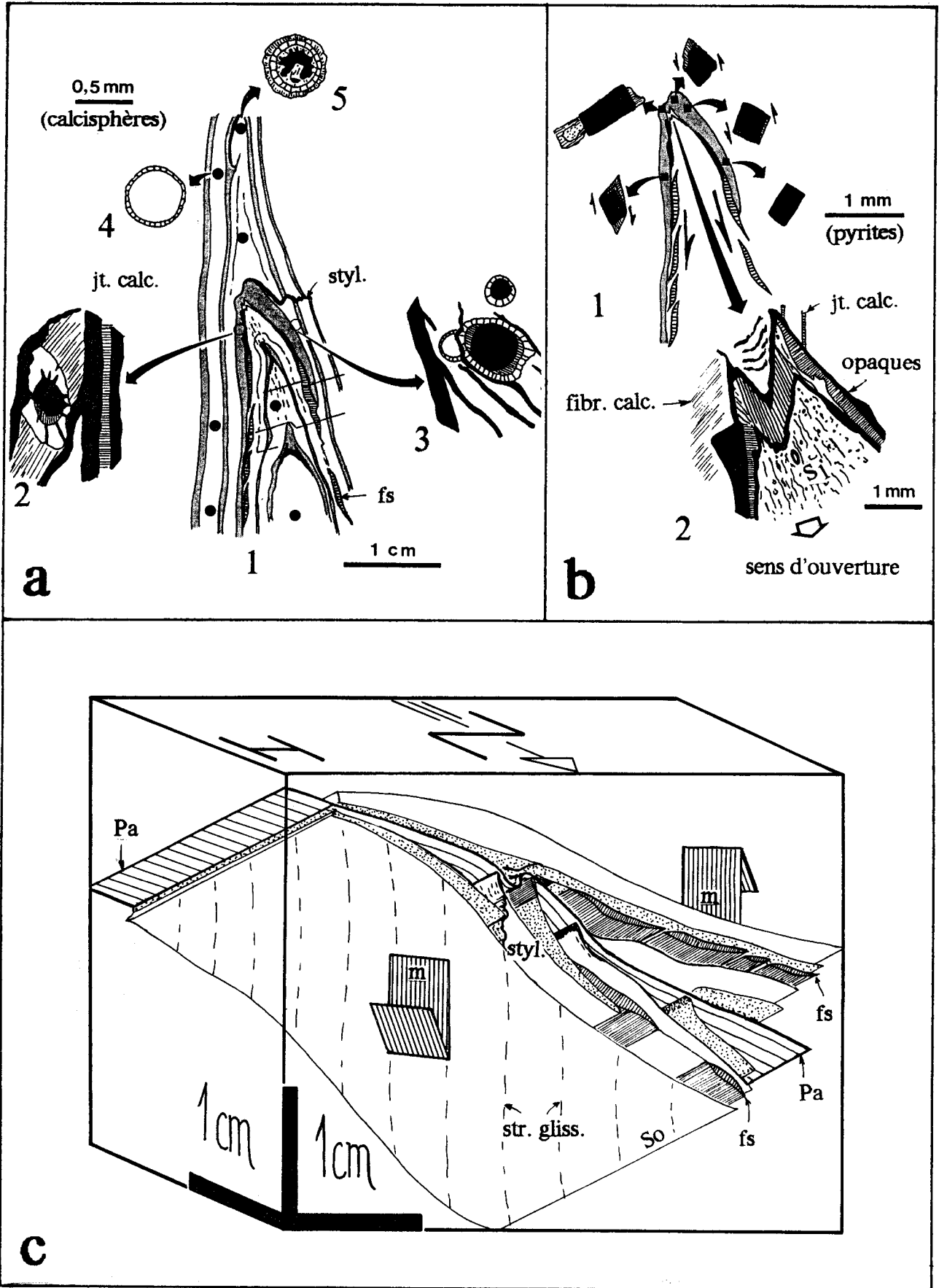
**b<sub>1</sub>.** Le pli  $V_2$  montre des ouvertures au sein de la charnière et des flancs. Dans les flancs, ces ouvertures sont des microfentes sigmoïdes (f.s.). Les pyrites montrent des rotations en accord avec l'expulsion du coeur du pli et les fentes sigmoïdes, à l'exception d'une (marquée d'une étoile) où le halo est perpendiculaire à la trace du plan axial du pli.

**b<sub>2</sub>.** Le détail de la charnière montre que la croissance des fibres calcitiques est généralement perpendiculaire aux épontes, quoique l'extension soit parallèle à la trace du plan axial. Il y a présence également, dans la matrice rocheuse, de fibres calcitiques (fibr. calc.) perpendiculaires au sens d'ouverture. Elles sont à mettre en parallèle avec le halo de la pyrite marquée d'une étoile en **b<sub>1</sub>**.

**c.** combinaison d'un slump et d'un pli d'entraînement.

**H.** plan horizontal ; **m** : sens de glissement banc sur banc ; **str. gliss.** : stries de glissement ; **fs** : fentes sigmoïdes ; **Pa** : plan axial du slump ; **styl.** : stylolithe perpendiculaire à la stratification So.

Le plan axial du pli  $V_2$  n'est pas rectiligne ; il dessine des plis asymétriques dont l'écoulement est conforme avec le glissement banc sur banc. Ceci pourrait correspondre à une superposition d'un pli tectonique. Ainsi on pourrait expliquer l'écrasement du pli parallèlement au plan axial et les ouvertures au sein de la charnière et des flancs.



- Figure 53 -  
Légende en page 152.

- ou alors, il peut y avoir un décalage de l'une des fractures par l'autre. Ceci prouve qu'elles ne sont pas contemporaines, auquel cas la fracture décalée est légèrement antérieure (Müller, 1963). Le long des surfaces de ces fractures des stries de friction sont subperpendiculaires à l'intersection des deux fractures.

L'analyse cinématique des fractures affectant ce banc (fig. 54) nous conduit à voir plusieurs points importants.

Les fractures conjuguées observées se distinguent des trois types de cisaillements conjugués de Vialon *et al.* (1976) et Angelier (1979), c'est-à-dire des systèmes conjugués en failles normales, failles inverses et décrochement. Notre système de failles conjuguées correspond à une faille normale et une faille inverse, car les bancs affectés sont inclinés.

#### b. Condition d'apparition des réseaux conjugués.

Dans le flanc nord, les fractures conjuguées apparaissent là où le banc s'incurve vers le Sud, c'est-à-dire à l'endroit du changement de pendage.

Dans le flanc sud, plusieurs réseaux sont visibles ; c'est dans la paroi orientale que l'analyse est tentée ci-après.

---

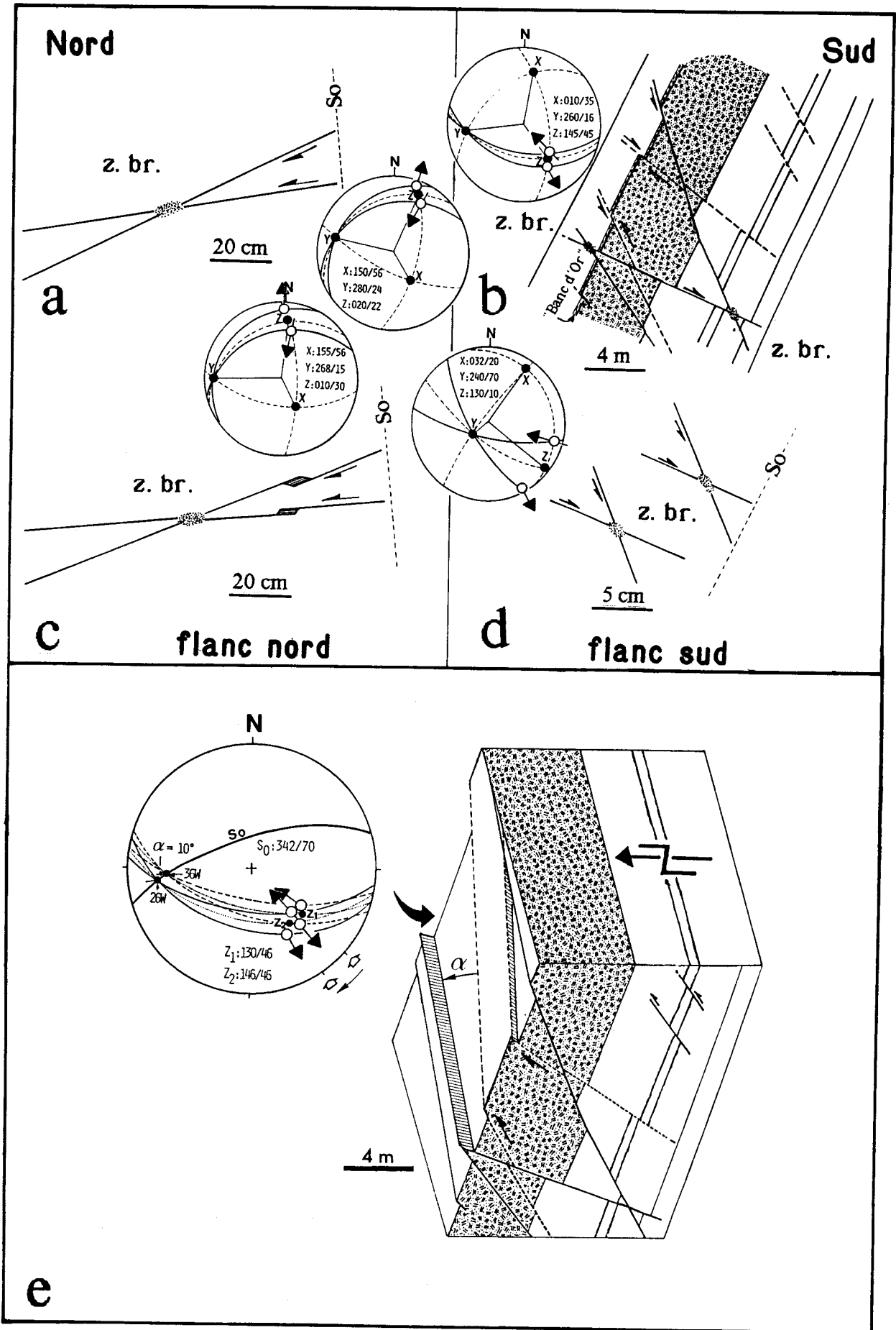
#### Fig. 54. Les fractures conjuguées du sommet de la Formation de Neffe.

Toutes les fractures sont observées au sein du même banc (noté en petites hachures, en **b**, et dans les coupes de la figure 44).

Les zones broyées (**z.br.**) indiquent que les fractures sont contemporaines en **a**, **c** et **d**. En **b** on aurait deux générations de fractures conjuguées contemporaines. Sur les canevas (Schmidt hémisphère inférieur), les traces cyclographiques des fractures sont figurées en trait continu. Ainsi trois plans de symétrie orthogonaux apparaissent en tirets (Angelier, 1979). Le premier plan est bissecteur de l'angle dièdre aigu des fractures et ayant pour pôle X l'axe d'allongement. Le second plan passe par l'axe X et l'axe Y (axe intermédiaire qui correspond à l'intersection des traces cyclographiques des fractures) et ayant pour pôle l'axe Z de raccourcissement. Le troisième plan passe par les pôles des fractures à savoir : l'axe X, les deux familles de stries et l'axe Z. Ce plan a pour pôle Y.

Les fractures conjuguées observées en **a** et **c** marquent le passage de la So d'un pendage vertical à un pendage modéré vers le bas (amorce de la charnière du grand pli synclinal).

Le bloc diagramme (**e**) résulte de l'observation faite au le sommet de la Formation de Neffe (section N-S) et sur le plan de stratification au sein même de la Formation de Neffe (section E-W qui correspond à la paroi méridionale de la carrière). Sur le plan de stratification on observe deux familles de linéation qui s'entrecroisent en faisant, entre elles un angle  $\alpha$  de  $10^\circ$ . On a affaire à deux familles de fractures conjuguées contemporaines entre elles, leur intersection avec la So sur canevas de Schmidt nous donne l'angle  $\alpha$  de  $10^\circ$ .



- Figure 54 -  
Légende en page 154.

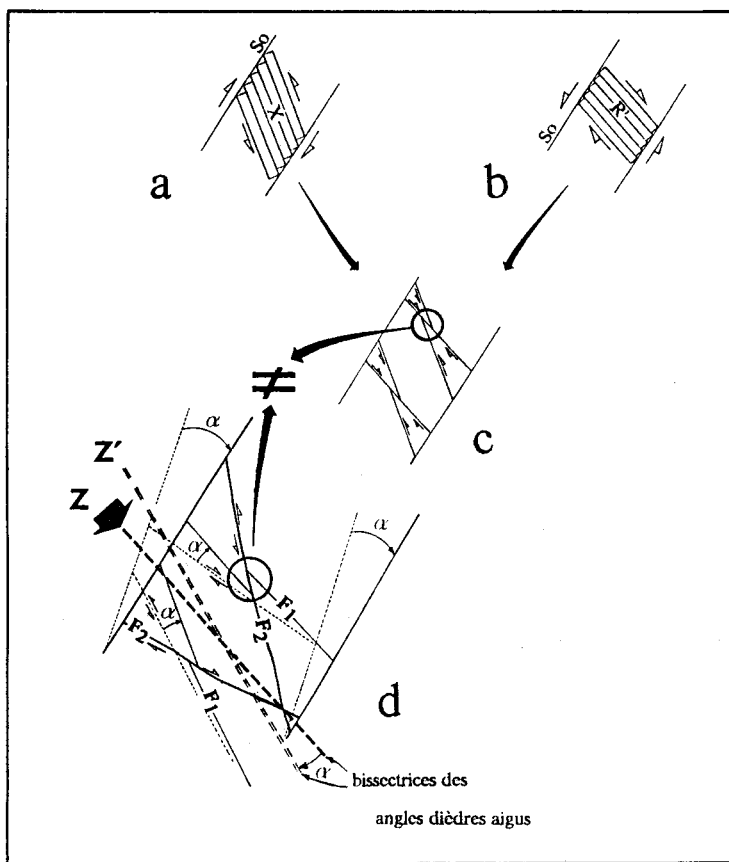
**. Flanc sud.**

Dans le flanc sud, on observe des réseaux à fractures décalées et en même temps des réseaux de fractures sans décalage avec écrasement des sommets de dièdres.

Ainsi en b, figure 54, les réseaux de fractures (dessinés en pointillés) sont probablement contemporains et décalés par un autre réseau (traits continus).

La paroi sud de la carrière montre des plans de stratification où l'on y observe deux réseaux de discontinuités qui s'entrecroisent. Il s'agit des linéations d'intersection entre la So et des deux réseaux de fractures précédemment cités. Ces linéations font entre elle un angle de  $10^\circ$  (e, fig. 54).

Les bissectrices des angles dièdres aigus de ces deux réseaux qui portent les axes Z de raccourcissement, forment entre elles un angle  $\alpha$  proche de  $10^\circ$ . Ceci pourrait s'expliquer par le basculement du Nord vers le Sud du flanc sud du synclinal, basculement qui serait d'environ  $10^\circ$  également. Une analyse sur la genèse possible de ces fractures est tentée en figure 55.



**Fig. 55. Genèse possible des fractures conjuguées du flanc sud du synclinal oriental.**

**a.** Réseau de fractures X ne pouvant se former qu'en mouvement inverse.

**b.** Réseau de fractures X ne pouvant se former qu'en mouvement normal.

**c.** Résultat : les fractures  $R'$  décalent les fractures X. Ce schéma n'est pas valable pour le cas réel où les fractures conjuguées  $F_2$  contemporaines (écrasement des sommets des dièdres) décalent les fractures  $F_1$  qui seraient contemporaines et antérieures aux précédentes.

**d.** Z est l'axe de raccourcissement des fractures  $F_1$  en position initiale (en tirets) et des fractures  $F_2$  en position actuelle.  $Z'$  est l'axe de raccourcissement des  $F_1$  en position actuelle.

L'angle entre les bissectrices des angles dièdres aigus (portant l'axe Z et  $Z'$ ) et le basculement des bancs vers le Sud est  $\alpha$ . Il serait de  $10^\circ$ .

Ces paraclases conjuguées ont provoqué l'étirement ou une extension parallèle à la stratification.

### . Flanc nord.

Les fractures conjuguées dans le flanc nord (a et c, fig. 54) apparaissent avec le changement de pendage des bancs (au lieu où se fait la courbure du synclinal). D'autres réseaux conjugués apparaissent ; ce sont des fentes sigmoïdes conjuguées dont la bissectrice de l'angle dièdre est parallèle à la trace de la stratification (fig. 56). Contrairement au flanc sud, le flanc nord aurait donc subi un raccourcissement parallèle à la trace de So.

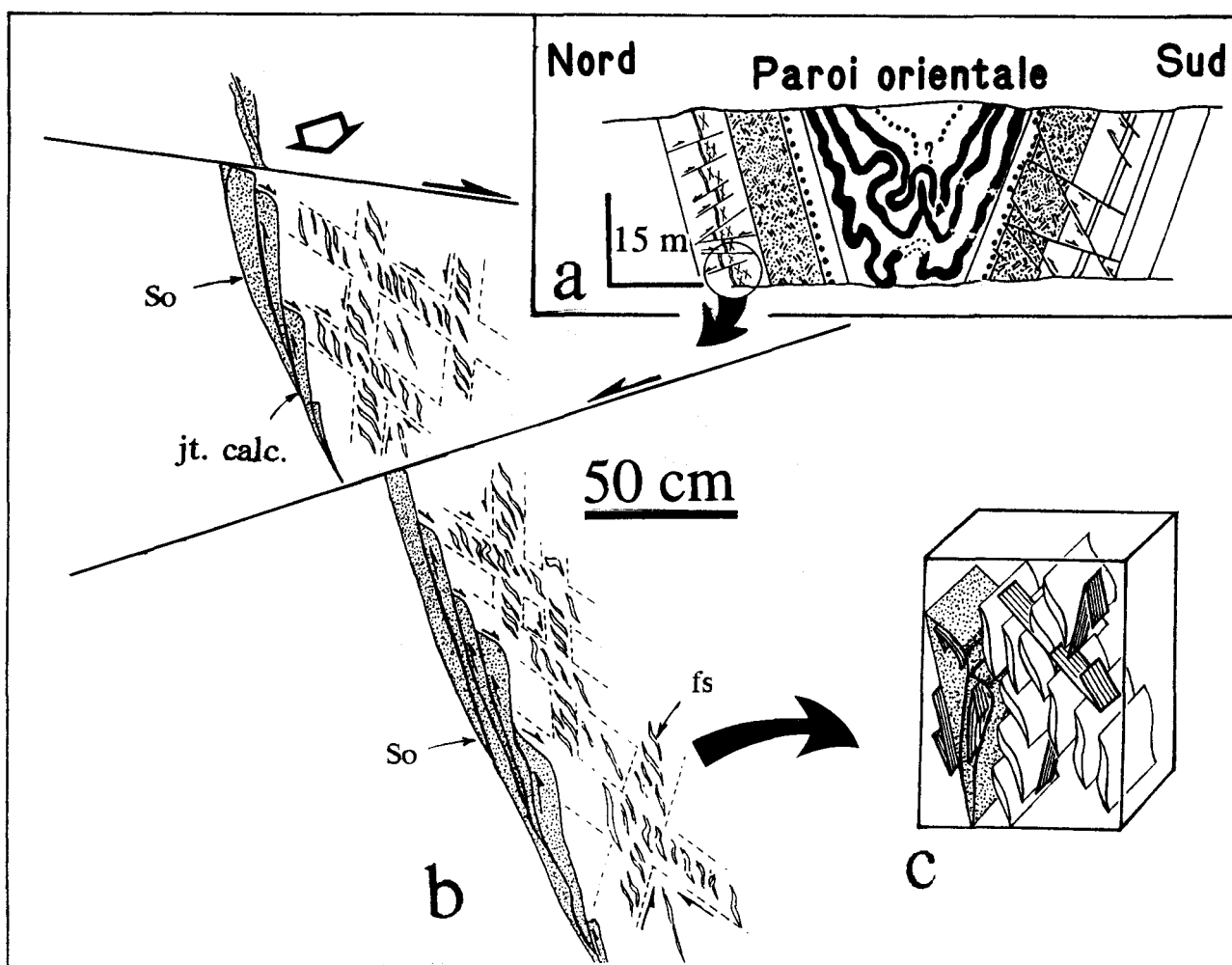


Fig. 56. Mésostructures dans le flanc nord du synclinal oriental.

a. Synclinal de la paroi orientale. Le site étudié (b) est situé à 30 m au Nord du tracé axial du pli.

b. le joint calcitique stratiforme (jt. calc.) montre un intense écaillage lui donnant une allure en escalier et indiquant un jeu inverse. Chaque écaille a une forme triangulaire. Ce joint stratiforme est décalé sur toute la hauteur du banc par des fractures tantôt inverses, tantôt normales. Au sein du banc des paraclases conjuguées représentées par des fentes en échelon sigmoïdes (fs) sur toute la hauteur de banc vertical.

c. L'écaillage du joint calcitique stratiforme, la forme triangulaire des écailles et la formation des fentes sigmoïdes conjuguées sont intimement liés. En effet les mouvements et l'ouverture au sein de la So sont identiques et synchrones aux mouvements ayant abouti à la naissance des fentes sigmoïdes. Le raccourcissement local est parallèle à la stratification.

### c. Microstructures.

Le flanc nord montre des zones de dissolution qui englobent les éléments bréchiques (b, fig. 54). Ces zones correspondraient à la schistosité  $S_1$ . Cette bréchification est non seulement d'origine sédimentaire, mais également d'origine tectonique. Le raccourcissement est perpendiculaire aux plans de dissolution qui correspondent à l'orientation de la schistosité  $S_1$ , et parallèle à la trace de la stratification  $S_0$ .

Le flanc sud montre une stylonitisation intense parallèle à  $S_0$ , associées à des joints calcitiques. Ces derniers tronçonnent les éléments bréchiques. Le raccourcissement est subperpendiculaire à la trace de la stratification (c, fig. 57).

### d. Conclusion.

Les mésostructures comme les microstructures des flancs nord et sud montrent des directions de raccourcissement local différentes selon l'orientation de la stratification. Dans le flanc nord, les paraclases conjuguées, comme les bréchifications tectoniques, contribuent à l'épaississement du banc, contrairement au flanc sud où il y a étirement.

## 2. Fracturation des bancs épais.

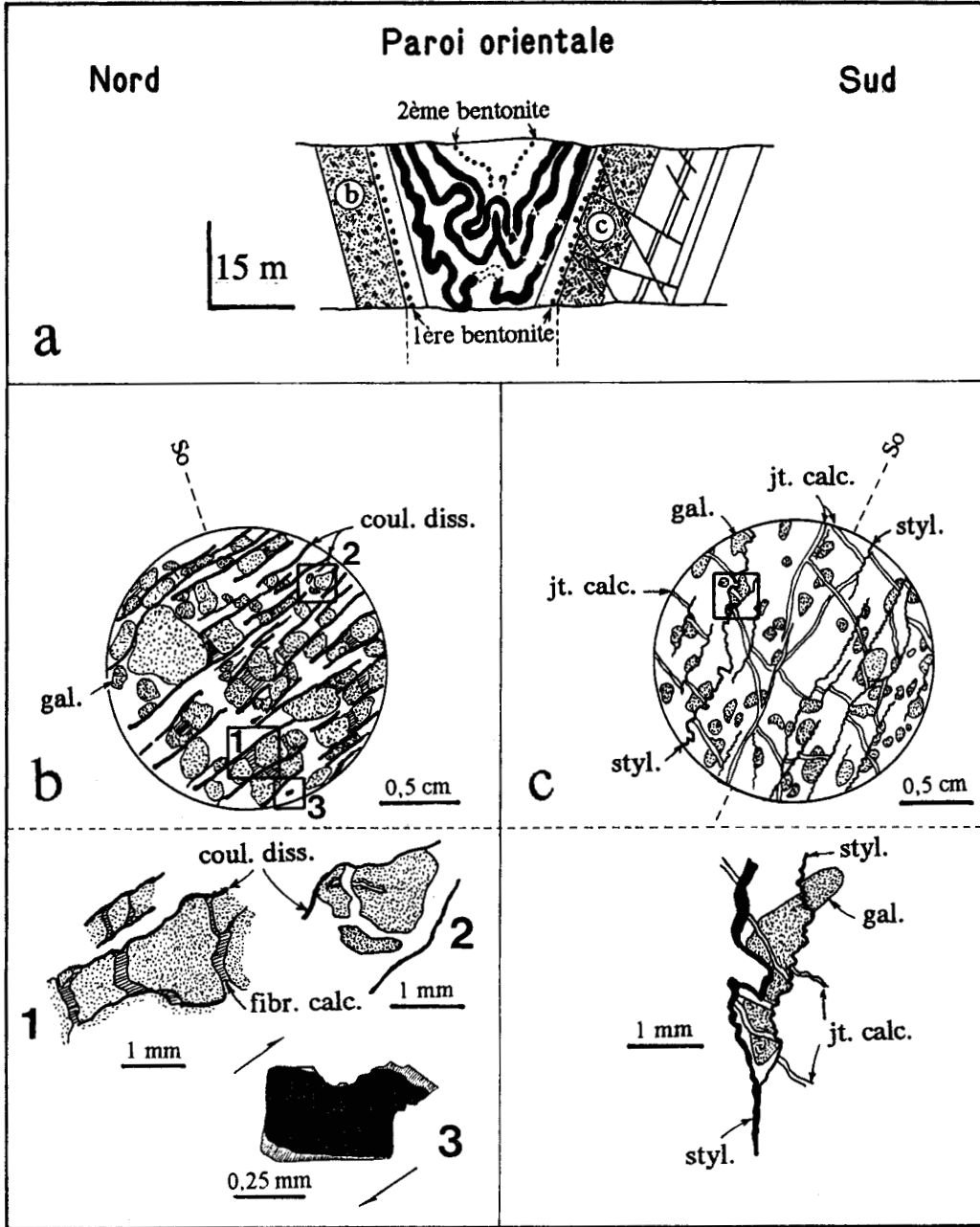
Les bancs épais correspondent à la Formation de Neffe ( $V_{2a}$ ) et la Formation du Grimour ( $V_{1b}$ ), au sein desquelles seule la fracturation prédomine.

Pour l'analyse de la fracturation, ont été retenus, les diaclases et les joints. Dans ces derniers on observe un faible déplacement. Ces fractures sont tapissées le plus souvent d'un mince placage d'enduit calcitique. Les projections des pôles des fractures (faites sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) montrent que de part et d'autre du plan axial du pli synclinal, la fracturation diffère.

### a. Formation de Neffe ( $V_{2a}$ ).

Dans le flanc nord, et dans la Formation de Neffe ( $V_{2a}$ ), une famille de direction sensiblement N 90 E prédomine, avec une variation de pendage (entre 20°S et 70°S).





**Fig. 57. Microstructures dans les flancs nord et sud du synclinal de la paroi orientale.**

**a.** Synclinal de la paroi orientale avec position des échantillons **b** et **c**. Ces deux derniers appartiennent au même banc situé au sommet de la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>).

**b.** Les couloirs de dissolution (coul. diss.) sont subperpendiculaires à la stratification So. La roche est une brèche monogénique constituée de galets subanguleux (gal.).

1. La présence de fibres calcitiques (fibr. calc.) parallèles aux couloirs de dissolution est témoin d'un fractionnement (en partie) tectonique de la roche.

2. Fractionnement d'origine sédimentaire.

3. Pyrite dont le halo de pression indique une légère rotation dextre (Nord - Sud).

**c.** La roche est beaucoup moins bréchifiée que l'échantillon vu en **b**. On note une intense stylolithisation parallèle à la stratification (styl.). Présence également de deux familles de joints calcitiques qui seraient conjuguées. Le détail agrandi d'un galet (gal.) montre que celui-ci présente une dissolution (styl.) et une extension (jt. calc.) respectivement perpendiculaire et parallèle à la stratification.

Dans le flanc sud, deux familles se distinguent, l'une de direction N 90 E et la seconde N 145 E, avec un pendage de 45° vers le Sud et vers le SW.

#### b. Formation du Grimour (V<sub>1</sub>b).

La Formation du Grimour, dolomitique, affleure uniquement sur le flanc nord. Elle présente deux familles qui se différencient par le pendage (85°E et 45°W), mais sensiblement de même direction N 170 E à N 175 E.

#### c. Conclusion.

Par leur direction et leur plongement, les familles de fractures s'apparentent aux fractures conjuguées, précédemment décrites dans le banc du sommet de la Formation de Neffe (V<sub>2</sub>a).

- Le premier groupe s'apparente aux fractures conjuguées du flanc sud où la compression locale est perpendiculaire aux bancs.

- Le deuxième groupe, dans le flanc nord, comporte deux familles ; quoique de directions différentes, les bissectrices des angles dièdres aigus sont parallèles à la stratification et la compression locale est parallèle aux bancs.

- Le troisième groupe comprend des fractures de même direction que les fractures conjuguées du flanc nord.

## V. MECANISME DE LA DEFORMATION.

### A. THEORIE SUR LA GENESE DE STRUCTURES LIEES A UN CISAILLEMENT.

Un cisaillement oblique sur les couches (stratification), provoque soit un raccourcissement, soit un allongement suivant la position de celles-ci (Henry, 1983). Ainsi une couche subissant un "cisaillement" peut se redresser, et est accompagnée de structures de raccourcissement, paraclases conjuguées, plis d'entraînement, stylolithes... ; ou un basculement, dit aussi déversement, avec formation de structures d'extension, failles conjuguées, boudinage, fentes d'extension etc. Avec ce modèle très simplifié, on peut

rendre compte des structures observées dans le flanc nord du synclinal de la carrière C.B.S.

## B. DONNEES.

Les structures diffèrent à toutes les échelles de part et d'autre du plan axial du pli synclinal.

### 1. Macrostructures.

Le flanc nord du synclinal de la carrière C.B.S. montre une multitude de plis qui semblent absents du flanc sud. On citera notamment les plis à schistosité enroulée et les plis asymétriques. Ces derniers résulteraient d'un mouvement cisailant et correspondraient donc à des plis d'entraînement (Ghosh, 1966). L'absence de plis et parfois la difficulté de relier des bancs dans le flanc sud attesteraient d'un étirement de ce flanc qui pourrait correspondre à du boudinage.

Dans le flanc nord, existent deux types de fractures conjuguées. Les premières se développent avec l'amorce de la formation de la charnière du pli synclinal majeur, les secondes, moins développées, témoignent d'une compression locale parallèle à So. Les fractures conjuguées du flanc sud sont plus développées et leur analyse attesteraient non seulement d'une compression locale perpendiculaire à la trace So, mais également d'un basculement des bancs d'environ 10° vers le Sud.

### 2. Mésostructures.

Le flanc nord montre une prédominance de stylolithes perpendiculaires à So associés à une extension parallèle à So, preuves d'une compression locale parallèle à la trace des bancs. Dans le flanc sud, ce sont les stylolithes stratiformes d'origine tectonique et les joints calcitiques perpendiculaires à So qui dominent et qui témoignent d'une compression locale perpendiculaire à la trace de So.

### 3. Microstructures.

Les figures d'extension parallèle aux bancs, soit dans la Formation de Lives, soit au sommet de la Formation de Neffe, attestent d'un serrage parallèle aux bancs dans le flanc nord. La compression est perpendiculaire à So dans le flanc sud, comme en témoignent les éléments bréchiques étirés.

## C. CONCLUSION.

Les observations faites, à toutes les échelles (fig. 58), sur les structures de raccourcissements locaux, concordent. Elles prouveraient l'existence d'un "cisaillement" antithétique du Nord vers le Sud qui serait la conséquence d'un blocage du mouvement à l'avant vers le Nord, lors du déplacement de la Nappe.

## VI. CONCLUSION GENERALE.

Le comportement des roches et le style de déformation sont contrôlés par l'épaisseur des bancs.

Nous avons pu observer la manière dont les bancs minces se comportaient lors d'un raccourcissement - épaissement et lors d'un allongement - étirement. Les bancs minces enregistrent beaucoup plus d'informations que les bancs épais.

L'ensemble des structures tectoniques observées pourrait s'expliquer par deux mécanismes issus d'une même contrainte régionale de direction N 170 E environ. La structuration du pli majeur se fait en premier lieu. Un obstacle au sein même de la Nappe de Dinant aurait entravé le glissement vers le Nord et aurait provoqué un mouvement antithétique du Nord au Sud. Ces deux mécanismes appartiennent à la même phase tectonique, car toutes les structures projetées (canevas) montrent une même et unique direction de raccourcissement. L'ensemble est issu d'une même sollicitation tectonique comportant les deux étapes successives importantes précédemment citées.

L'aspect asymétrique du pli de la carrière C.B.S. se retrouve presque partout dans la région de Limont-Fontaine (cf. chapitre implications régionales).

---

### Suite de la légende de la figure 58.

d. Déversement d'une partie du flanc nord sur le flanc sud avec pincement du coeur du synclinal et naissance de l'accident D. A l'échelle de la lame mince, on note la présence de deux débits schisteux dans le flanc sud (voir fig. 46 et 47) contre un dans le flanc nord. Le détail microscopique des galets (du même banc) témoignent d'une tectonisation différente des deux flancs du synclinal.

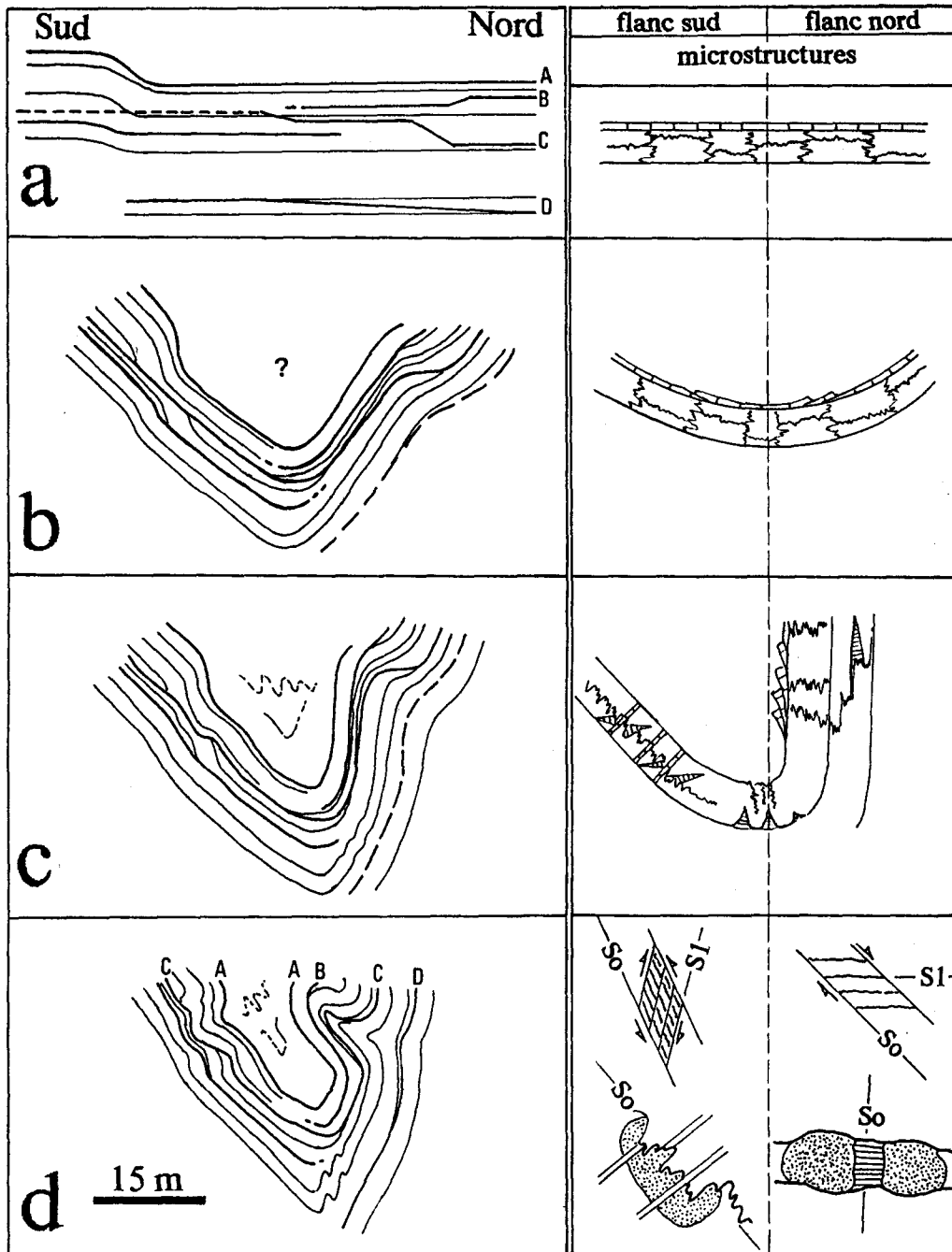


Fig. 58. Reconstitution tectonique et microstructures.

a. Les plis en genou dans le flanc sud montrent une vergence nord. Les accidents du flanc nord, en particulier C, montrent une vergence sud. Les microstructures associées seraient les stylolithes perpendiculaires à la stratification et les joints calcitiques stratiformes, qui marquent l'amorce du raccourcissement.

b. Genèse du synclinal majeur. Les plis Pb du flanc nord correspondraient à des plis de rampe. Les plis en genou précoces sont cisailés par un accident qui semble être l'accident C. Cette étape marquerait l'écaillage du joint calcitique stratiforme.

c. Un blocage provoque le redressement du flanc nord et la naissance d'une asymétrie "contraire". Cette asymétrie induit un serrage parallèle aux bancs dans le flanc nord et perpendiculaire aux bancs dans le flanc sud. Microstructuralement, le flanc sud montre un écaillage très poussé du joint calcitique stratiforme et une stylolithisation perpendiculaire à  $S_0$  intense. Le flanc nord est caractérisé par une extension et une compression respectivement parallèle et perpendiculaire aux bancs.



Déformation dans les calcaires  
dinantiens d'Avesnes-sur-Helpe.







## I. INTRODUCTION.

### A. SITUATION.

Les établissements Bocahut se situent à 2 km à l'Ouest d'Avesnes-sur-Helpe. L'exploitation est localisée dans un terrain triangulaire, limité :

- au Nord, par la route nationale 362 Avesnes-Marailles ;
- à l'Ouest, par la Chaussée Brunehaut ;
- à l'Est, par la route départementale 424.

La carrière Bocahut est en fait constituée de quatre excavations : à l'Est du ruisseau du Grives, la carrière n°1 ou carrière de Haut-Lieu ; au Nord de celle-ci, la carrière n°2 ; à l'Ouest de ce même ruisseau, la carrière n°3 ou carrière Godin ; au Sud, la carrière n°4 (fig. 59). Ces numéros correspondent à la chronologie d'ouverture des différentes excavations.

La carrière n°1 étant pour l'heure abandonnée, l'exploitation se fait principalement dans les carrières n°2 et n°4 et plus rarement dans la carrière n°3 (Godin).

### B. HISTORIQUE DE L'EXPLOITATION.

En 1857, un habitant de Haut-Lieu, M. Eugène Berlaimont, a commencé l'exploitation des calcaires. Plusieurs petites carrières ont été implantées alors suivant une ligne approximativement perpendiculaire à l'axe synclinal d'Avesnes qui est orienté Est-Ouest. Parmi celles-ci, on a du Sud vers le Nord :

- la première carrière Berlaimont, ou ancienne carrière Godin, installée dans les assises tournaisiennes ;
- la seconde carrière Berlaimont, dont l'extension vers l'Est a donné la carrière de Haut-Lieu (n° 1) dans le Viséen inférieur ;
- la carrière de la Cressinière, au coeur du synclinal, actuellement comblée et plantée de sapins ;
- la carrière de Blavet et la carrière de Baldaquin, toutes deux situées sur le flanc nord du synclinal, exploitant respectivement les mêmes niveaux que la seconde et

la première carrière Berlaimont, c'est-à-dire les couches du Viséen inférieur et du Tournaisien supérieur.

### C. CONCEPTIONS ANTERIEURES DU SYNCLINAL D'AVESNES.

Les auteurs ont considéré que le pli synclinal d'Avesnes, à la faveur duquel sont ouvertes les carrières Bocahut, est une ondulation simple. Gosselet (1888 et 1888-1889) dessine un synclinal symétrique. Selon Carpentier (1913), le synclinal présente un coeur occupé par des bancs de calcaire bleu à *Productus hemisphaericus* du Viséen supérieur. La série dinantienne selon ce même auteur est complète de part et d'autre du coeur du synclinal. D'autres auteurs ont décrit un synclinal simple à coeur viséen moyen et supérieur et où la série dinantienne dans la carrière Bocahut se termine par le Tournaisien (Delattre *et al.*, 1967). La carte géologique d'Avesnes à 1/50 000 levée par G. et B. Waterlot (1969) comprend une coupe N-S synthétique. Un style simple, pour le plissement de la région en général et pour le synclinal d'Avesnes en particulier, y est figuré. Avant de redéfinir le style structural du synclinal d'Avesnes, il est important de rappeler les niveaux stratigraphiques affleurant dans la carrière.

### D. NIVEAUX AFFLEURANT DANS LE SYNCLINAL D'AVESNES.

La carrière Bocahut exploite uniquement le Dinantien pour le ballast et la chaux, plus précisément le Viséen et une partie du Tournaisien, qui dessinent un pli synclinal. Les carrières n°1 et n°4 sont implantées sur le flanc sud, et les carrières n°2 et n°3 sur le flanc nord du synclinal.

La coupe type a été réalisée sur la paroi ouest de la carrière n°3 (fig. 60). Du Nord vers le Sud et dans l'ordre stratigraphique, on rencontre :

#### 1. Le Tournaisien.

On aurait ici uniquement la partie supérieure de cet étage (Conil *et al.*, 1969 et 1976 ; Conil, 1973 et Paproth *et al.*, 1983). Il s'agit de calcaires bleu-noir, qu'on peut subdiviser en deux ensembles, de bas en haut :

- un ensemble inférieur de 30 m d'épaisseur environ, de calcaires gris-bleu, plus ou moins dolomitiques et bioclastiques à coraux ; des géodes de calcite, peu abondantes à la base, deviennent de plus en plus fréquentes au sommet ;

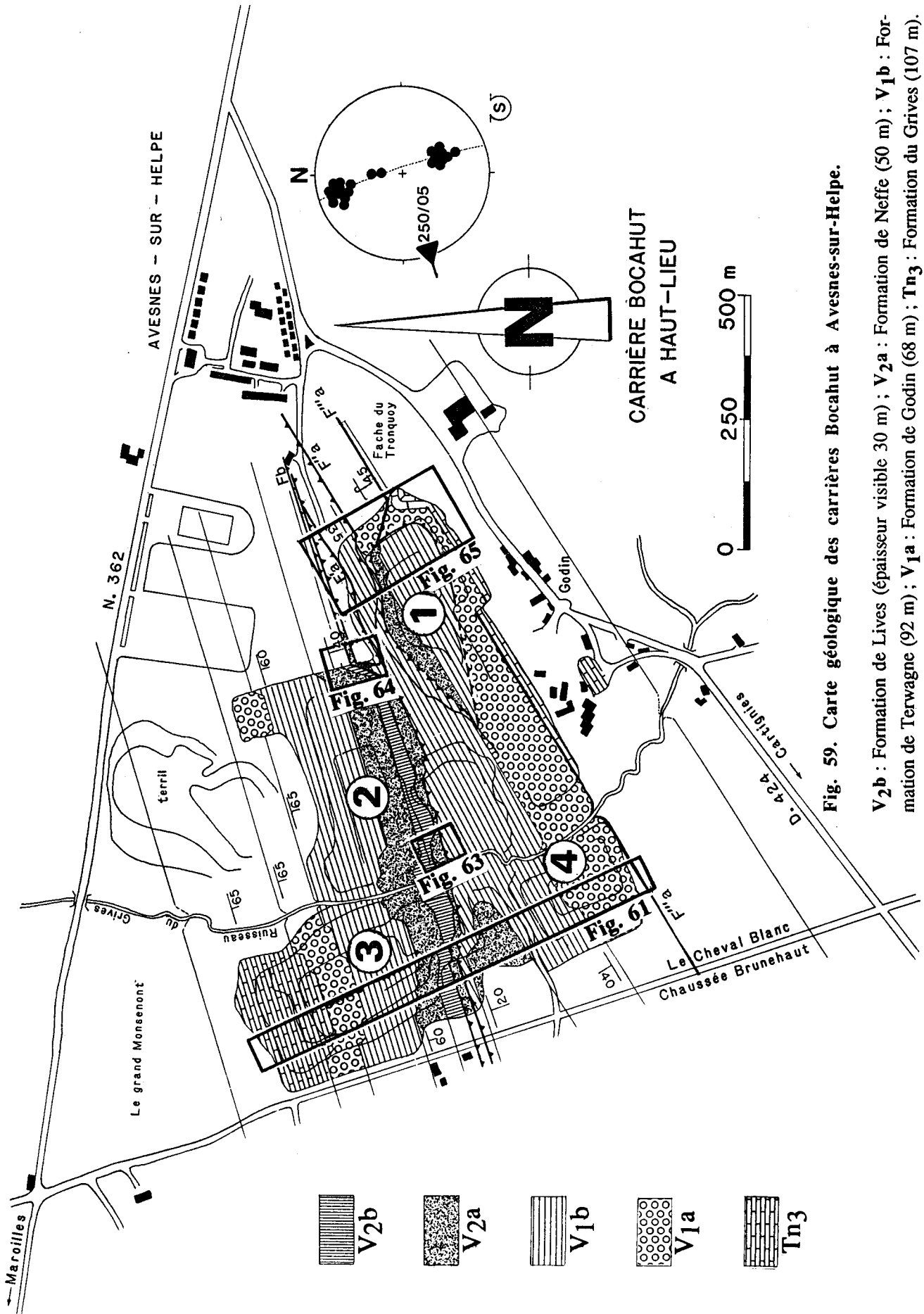


Fig. 59. Carte géologique des carrières Bocahut à Avesnes-sur-Helpe.

V2b : Formation de Lives (épaisseur visible 30 m) ; V2a : Formation de Neffe (50 m) ; V1b : Formation de Terwagne (92 m) ; V1a : Formation de Godin (68 m) ; Tn3 : Formation du Grives (107 m). Les numéros de 1 à 4, montrent l'ordre chronologique de l'ouverture des excavations. Les secteurs encadrés sur la carte géologique correspondent aux principaux sites étudiés dans ces carrières.

- un ensemble supérieur plus riche en géodes alignées parallèlement à la stratification, constitué de calcaires gris à bleu-noir crinoïdiques et dolomitiques, d'une épaisseur totale de 70 m.

Le Tournaisien se présente sous forme de bancs dont l'épaisseur varie de 0,20 m à 1 m, voire 1,50 m. Généralement, la stratification est marquée par des figures de charge ou une dissolution importante (stylolithes). Ces deux types de surfaces sont soulignées par de minces liserés d'argile ocre.

Les Foraminifères (*Latiendothya* et autres Endothyres) et les Conodontes ont donné un âge Tn3c (Conil, 1973) à la Formation du Grives (nom de l'affluent de l'Helpe passant à Godin près des carrières Bocahut). Mais les datations récentes (Mansy *et al.*, 1989) suggèrent un âge viséen pour la partie sommitale de cette formation. L'épaisseur totale affleurante dépasse 100 m.

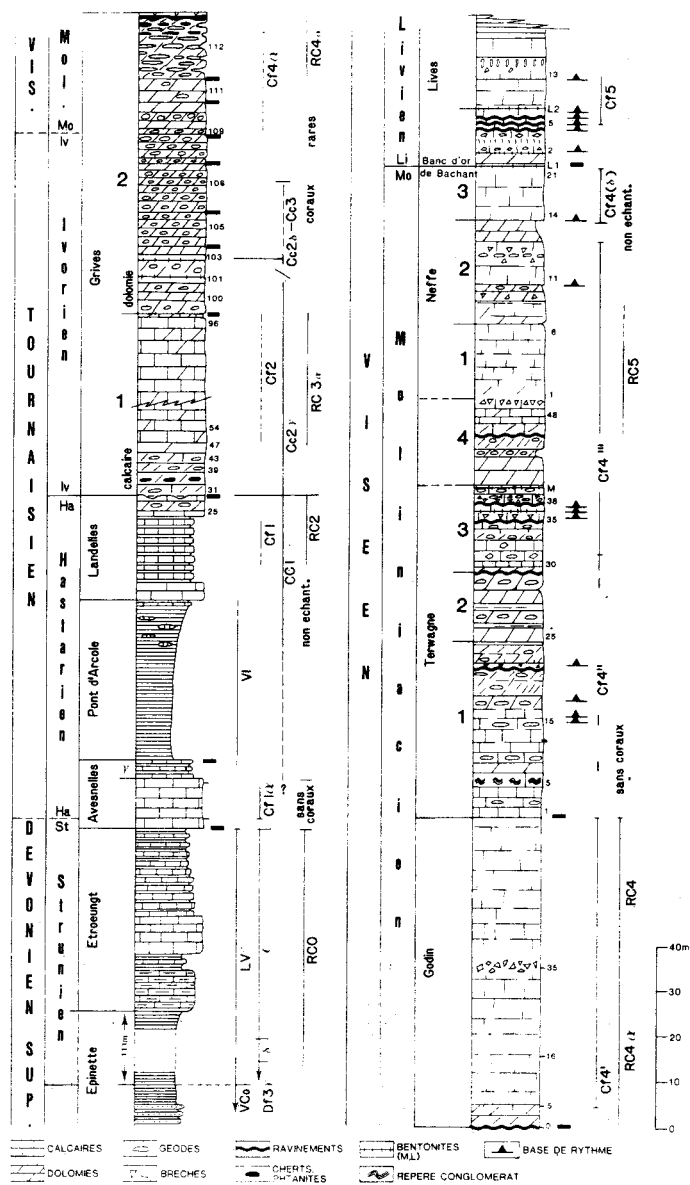


Fig. 60. Stratigraphie du Strunien à la base du Livien aux environs d'Avesnes-sur-Helpe (in Mansy *et al.*, 1989).

La partie inférieure de la colonne stratigraphique, du Strunien jusqu'à l'Ivorien, a été levée à Saint-Hilaire, Avesnelles et Avesnes-sur-Helpe (Camp de César). La partie supérieure, depuis le sommet de l'Hastarien jusqu'au Livien est exposée en parfaite continuité dans les carrières Bocahut à Godin.

## 2. Le Viséen.

La majeure partie des affleurements de la carrière font partie de cet étage.

a. Le Viséen inférieur. Il est subdivisé en deux assises (V<sub>1a</sub>, V<sub>1b</sub>) :

. l'assise inférieure est constituée d'un calcaire massif à *Productus sublaevis* (Carpentier, 1913) qui correspond à une barre de calcaires oolithiques de 70 m d'épaisseur environ. Elle se distingue bien dans la carrière par sa couleur gris-pâle, et renferme des passées bioclastiques à Productidés (*Levitusia*). Cette assise est nommée la Formation de Godin et correspond au V<sub>1a</sub>. Le contact entre ce calcaire et la Formation du Grives sous-jacente n'est pas visible (Conil, 1973). L'importance des lacunes existant à la base et au sommet du Calcaire de Godin est mal connue (Paproth *et al.*, 1983) ;

. l'assise supérieure repose sur la précédente par l'intermédiaire d'un contact ravinant (Conil, 1973). Elle est formée d'alternances de petits bancs calcaires et calcaréo-dolomitiques. L'épaisseur des bancs varie d'un décimètre à un mètre, voire deux mètres. Les bancs dolomitiques sont sombres, ce qui les distingue des bancs calcaires de teinte gris-pâle. Cette formation peu fossilifère renferme quelques concrétions algaires et quelques Foraminifères (Endothyres et Tournayellides). Localement, certains bancs sont riches en géodes. Cette formation trouve son équivalent en Belgique dans le Calcaire de Terwagne (Conil, 1973), et nous la nommerons ici la Formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>). Son épaisseur est de 90 m environ.

b. Le Viséen moyen. Il est subdivisé également en deux assises (V<sub>2a</sub>, V<sub>2b</sub>)

L'assise inférieure débute par 15 m de calcaire grisâtre plus ou moins dolomitique, très riche en Foraminifères ; au-dessus, viennent des calcaires pâles, oolithiques à débris coquilliers (brachiopodes) dont l'épaisseur atteint 35 m ; le faciès devient blanchâtre lumachellique (brachiopodes, points cristallins noirs qui correspondent à des débris d'encrines) ; on y distingue un banc de 5 m environ, dolomitique, de couleur gris pâle et d'aspect sablonneux. Cette assise inférieure correspond au calcaire à *Productus cora* (Gosselet, 1888 ; Carpentier, 1913), appelé aussi calcaire à points cristallins (Delattre *et al.*, 1967), et aujourd'hui désignée comme "la Formation de Neffe" ou V<sub>2a</sub> (Paproth *et al.*, 1983 ; Mansy *et al.*, 1989).

L'assise supérieure du Viséen moyen (V<sub>2b</sub>) correspond à un calcaire plus foncé, de couleur bleu-noir dont l'épaisseur visible est d'une trentaine de mètres environ. Ce niveau débute par 10 m de calcaires gris sombre à noir, bréchiques, avec des concrétions algaires au sommet de certains bancs. La partie sommitale de cette assise supérieure est constituée de bancs de dolomie blanche, dans lesquels on peut observer des pseudomorphoses de gypse interprétées comme témoins évaporitiques sous forme de cristaux aciculaires (Mansy *et al.*, 1989). L'assise supérieure correspond à la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>). Elle repose sur le calcaire de Neffe (V<sub>2a</sub>) par l'intermédiaire du "Banc d'Or de Bachant" (Gosselet, 1888).

## II. STRUCTURE DU SYNCLINAL D'AVESNES.

Au début, les coupes ont été établies sur la base d'une étude lithostratigraphique, en suivant les indications données en 1973 par Conil sur une coupe de référence établie dans la carrière de Godin ou carrière n° 3 (X = 711 ; Y = 1270). La tectonique paraît ne pas y avoir morcelé la série. La plupart des hypothèses ainsi émises, notamment pour attribuer un âge au matériel des diverses écailles (carrières n°2, n°3 et n°1), ont été récemment (Mansy *et al.*, 1989) confirmées par des investigations paléontologiques (cf. I.D.).

### A. COUPE DES CARRIERES n°3 et n°4.

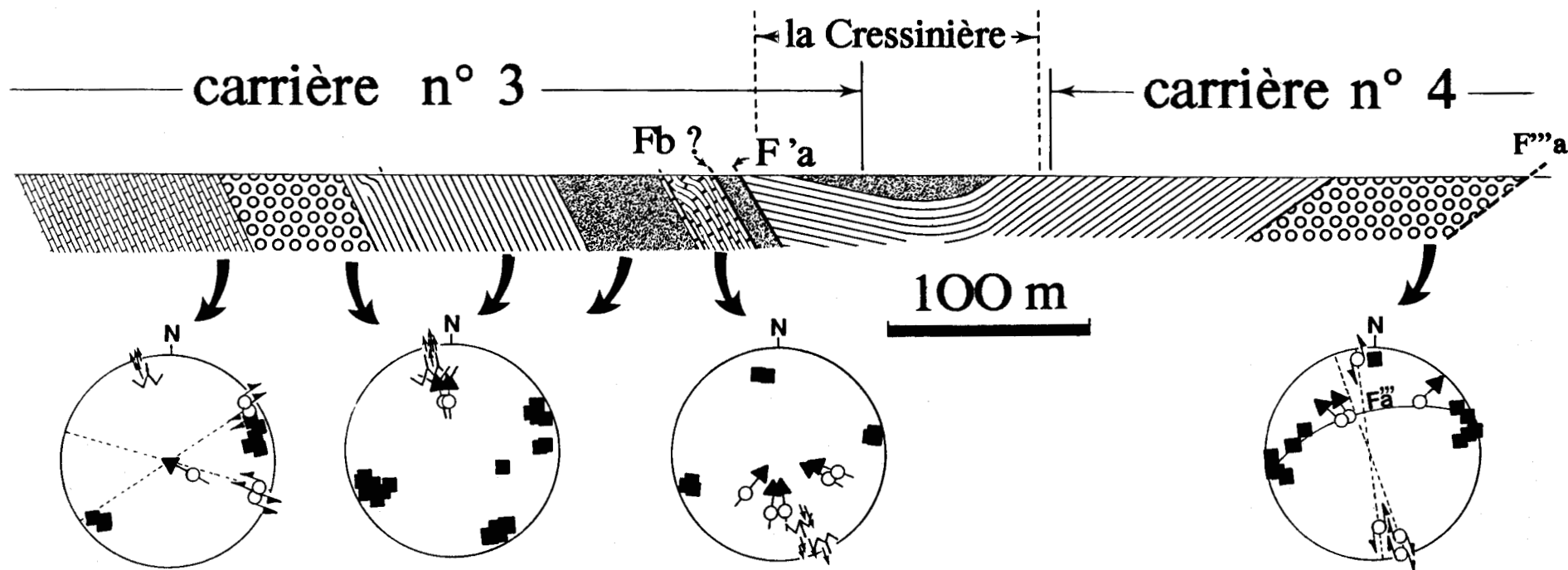
#### 1. Coupe de la carrière n°3.

##### a. Macrostructures.

La carrière n°3 montre un monoclinal formé par une série continue depuis la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>) jusqu'à la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>) (fig. 61). Ce monoclinal, incliné de 70° environ, est limité au Sud par un accident parallèle à la stratification qu'on nommera **Fb**. La valeur de chevauchement de l'accident **Fb** est prouvée par la présence d'une écaille de calcaires fracturés attribuables à la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>) car renfermant des coraux du type *Corphalia mausae* (Poty, comm. orale). Au-dessus, un autre contact anormal (**F'a**) (Khatir *et al.*, 1989) amène une dizaine de mètres de dolomies grises datées du V<sub>1b</sub> (Formation de Terwagne), elles-mêmes sont surmontées d'une dizaine de mètres de calcaires gris pâle de la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>).

NNW

SSE



- Formation de LIVES (V2b)
- Formation de NEFFE (V2a)
- Formation de TERWAGNE (V1b)
- Formation de GODIN (V1a)
- Formation du GRIVES (Tn3)

Fig. 61. Coupe des carrières n°3 et n°4.

La coupe de la carrière n°3 englobe la totalité des affleurements allant de la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub> ; bord nord) à la Formation de LIVES (V<sub>2b</sub> ; bord sud). La carrière n°4 montre uniquement les affleurements des Formations de Godin (V<sub>1a</sub>) et de Terwagne (V<sub>1b</sub>). Ces dernières chevauchent les formations parautochtones par l'intermédiaire des accidents Fb et F'a. Noter les angles (nuls au Nord, forts au Sud) entre les accidents Fb ; F'a et les stratifications dans les secteurs chevauchants et chevauchés. Un troisième accident nommé F''a marque la limite méridionale de l'excavation n°4. Au centre, dans la partie chevauchante, se trouve l'ancienne carrière de la Cressinière.

La répartition sur canevas des microstructures indiquent un raccourcissement de direction N 170 E. Les deux générations de stries de glissement observées sur le plan de F''a suggèrent un mouvement normal.

Le pendage de ces deux dernières formations n'est que de 20° vers le Sud. Cette série surimcombante à F'a est donc tranchée obliquement par le chevauchement penté de 60° au Sud.

Le pan monoclinale de la carrière n°3 paraît presque indemne de toute déformation ; même si quelques accidents parallèles à la stratification, supposés mineurs, et dont la valeur du rejet est difficile à estimer, y ont été décelés. Ces accidents se repèrent à l'aide des plis d'entraînement qui les accompagnent. Ils se localisent essentiellement dans les formations finement litées telles que les Formations de Landelies (Tn<sub>2</sub>b), de Grives (Tn<sub>3</sub>), de Terwagne (V<sub>1</sub>b) et enfin de Lives (V<sub>2</sub>b).

#### b. Mésostructures.

Deux domaines se distinguent :

- le premier, où le phénomène de pression-dissolution prédomine, est constitué des Formations de Grives, de Terwagne et de Lives qui sont finement litées ;

La dissolution s'opère à la faveur des stylolithes. Ceux-ci, disposés surtout parallèlement à la stratification, sont souvent soulignés par des lisérés d'argiles ocre.

La cristallisation s'observe dans les joints calcitiques. Deux grandes familles de joints perpendiculaires à la stratification apparaissent, l'une de direction fluctuant entre N 085 E et l'autre de N 145 E à N 165 E Il s'agit de joints généralement de grande taille et dont l'épaisseur peut atteindre 10 cm.

- le second domaine est caractérisé par la fracturation, il correspond aux Formations de Godin et de Neffe, à bancs épais. La fracturation se manifeste par des diaclases qui se répartissent en deux grandes familles ayant généralement les mêmes directions que celles des joints calcitiques. Les plus abondantes sont de direction N 160 E.

La répartition de ces mésostructures ainsi que celle des rares fractures conjuguées (fig. 61), donne un raccourcissement majeur de direction N 160 E à N 170 E.

#### c. Microstructures.

Les niveaux choisis pour étudier la déformation finie sont la Formation de Godin et la Formation de Neffe, riches en micro-organismes. Des lames, au nombre de trois, perpendiculaires entre elles, ont été réalisées ; elle représentent les trois axes de l'ellipsoïde de déformation. Mises à part de rares veines calcitiques, l'ensemble des



échantillons ne présente aucune déformation comme l'attestent les oolithes de la figure 62.

Dans les Formations de Godin (a, fig. 62) et de Neffe (b, fig. 62) on distingue deux générations de cimentation. Dans un premier temps de la calcite en frange isopaque qui s'est disposée autour des éléments figurés, puis le reste de l'espace a été occupé par de la sparite granulaire en mosaïque.

## 2. Coupe de la carrière n°4.

### a. Description macrostructurale.

La carrière n°4 montre le calcaire de la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>) surmonté stratigraphiquement par les calcaires et les dolomies de la Formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>) ainsi que la base du calcaire de la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>). Ces deux dernières formations dessinent au-dessus du chevauchement une structure synclinale très ouverte qui correspond au synclinal de la Cressinière (Gosselet, 1888).

Structuralement, l'ensemble affleurant dans la carrière n°4 (fig. 61) chevauche vers le Nord l'ensemble monoclinale de la carrière de Godin (n°3). Le bord sud de la carrière n°4 est limité par une grande faille qui marque la limite entre les Formations de Godin (V<sub>1a</sub>) et de Grives (Tn<sub>3</sub>). L'examen des stries de la faille donne un sens du mouvement normal vers le Nord (canevas fig. 61).

### b. Mésostructures.

La répartition des pôles des joints calcitiques et des fractures conjuguées atteste d'un raccourcissement de direction N 170 E environ.

## 3. Conclusion.

La coupe générale visible à la faveur des carrières n°3 et n°4, montre que la synforme d'Avesnes n'est pas une ondulation simple. Le dispositif tectonique comprend un parautochtone relatif situé au Nord et un allochtone relatif situé au Sud. Entre les deux, une écaille de la Formation de Neffe est limitée au Nord et au Sud par les contacts anormaux nommés **Fb** et **F'a**.

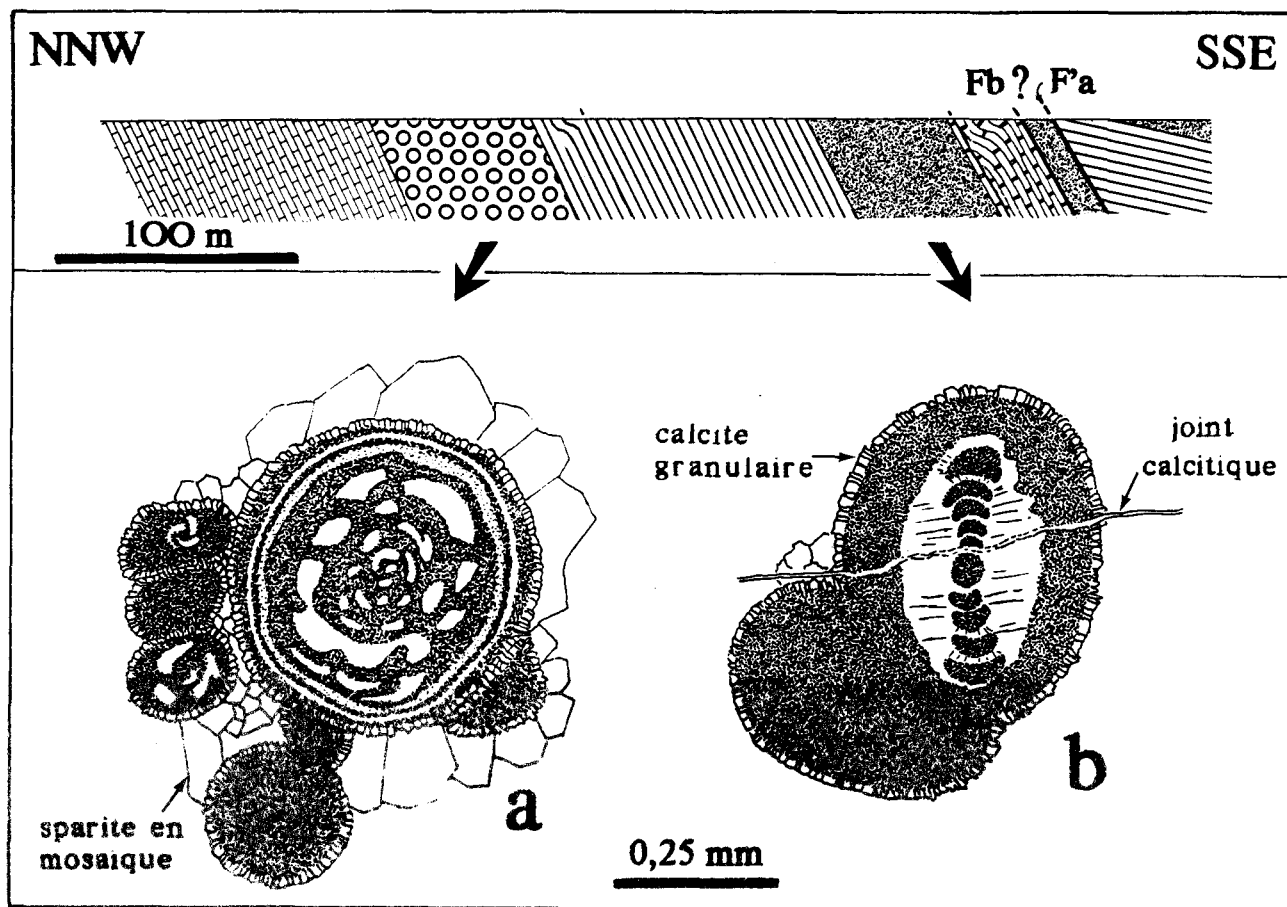


Fig. 62. Allure des oolithes dans les Formations de Neffe et de Godin.

a. Formation de Godin (V<sub>1</sub>a). Le noyau est constitué presque uniquement de Foraminifères, il s'agit d'Endothyridés, probablement *Florennella stricta* (Conil et Lys, 1964).

b. Formation de Neffe (V<sub>2</sub>a). Le noyau est parfois constitué de Foraminifères Archæodiscidés *Uralodiscus* (= *Rectodiscus*) *rotundus* (Chernysheva, 1948).

Dans les deux cas, nous remarquerons qu'il n'y a aucune déformation notable et que les formes allongées des oolithes dépendent de la forme du noyau.

## B. COUPES DU BORD MERIDIONAL DE LA CARRIERE N°2.

### 1. Introduction

Les formations sont les mêmes que celles de la carrière de Godin (n°3). Les pendages sont similaires, mais moins forts à proximité des contacts anormaux (40° Sud). La structure est monoclinale sauf pour la Formation de Lives (V<sub>2</sub>b) qui présente de petits synclinaux et anticlinaux faillés et légèrement déjetés vers le Nord. Au contact de la faille chevauchante Fb la Formation de Lives est fortement rebroussée vers le haut (Khatir *et al.*, 1989).

L'écaille de calcaire de la Formation de Neffe (V<sub>2</sub>a) est limitée au Nord et au Sud par deux contacts principaux. Le premier, et le plus important, est le contact Fb situé au Nord, qui sépare le V<sub>2</sub>a de la Formation de Lives (V<sub>2</sub>b) (fig. 63). Le second contact F'a,

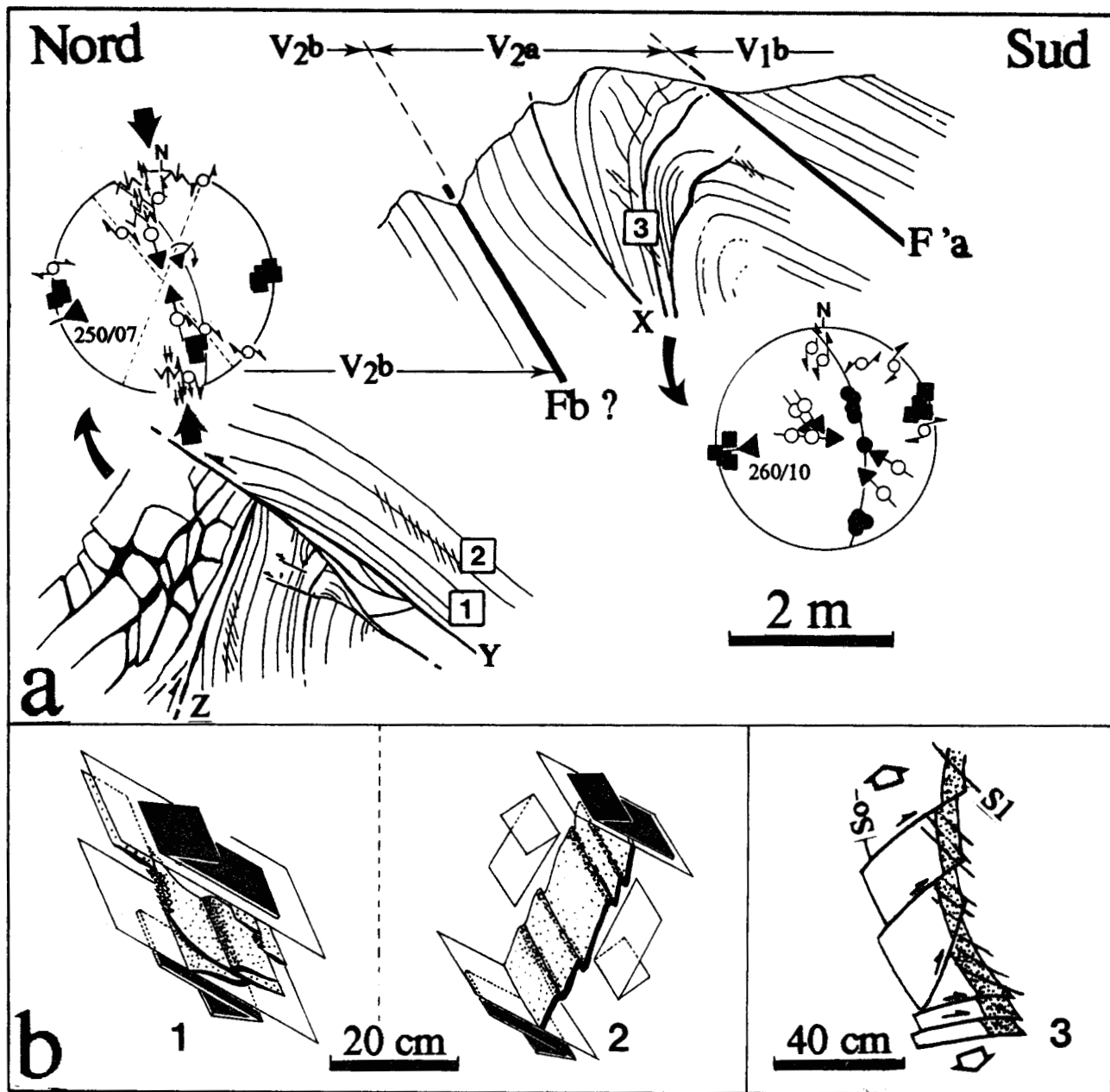


Fig. 63. La déformation de part et d'autre du contact Fb.

- En dessous de Fb (a, coupe inférieure).

L'enveloppe correspond à un pli en genou déjeté vers le Nord, or il n'existe pas de charnière (tout au moins visible). Les bancs à pendage sud chevauchent les bancs à pendage nord par l'intermédiaire de l'accident Y. L'intersection des bancs donne l'allure d'un pli dont l'axe plonge vers l'Ouest (250/07). Les failles Y (synthétique) et Z (antithétique) sont liées au cisaillement Sud - Nord le long de Fb.

- Au-dessus de Fb (a, coupe supérieure).

L'écaïlle de la Formation de Neffe est comprise entre les accidents Fb et F'a. Elle correspond à un pli en genou dont le flanc court a un pendage vertical, voire inverse. Noter la convergence des bancs au droit de la faille X. Celle-ci serait une faille plissée. La projection sur canevas montre que le pli est cylindrique et que son axe plonge vers l'Ouest (260/10).

#### Mésostructure.

b1. Association de fentes sigmoïdes, de joints parallèles à So et de surfaces stylolithiques perpendiculaires à So. L'ensemble indiquant un déplacement Sud - Nord le long de la stratification (flèches noires).

b2. Joint calcitique perpendiculaire à So, affecté par de nombreux plis asymétriques, témoins d'un glissement Sud - Nord, conforme au déplacement le long de So et de Y.

La projection des microstructures associées au pli indique une direction de raccourcissement N 170 E environ.

b3. Les fractures dans le flanc court (ou dressant) du pli en genou affectant la Formation de Neffe (V2a) témoignent d'une extension. Elles sont apparues lors du renversement des bancs.

situé au Sud, sépare l'échelle de "Neffe" de la Formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>), elle-même scindée en deux par le contact F'a (fig. 64). L'ensemble supérieur présente un pendage régulier, moins fort que celui du contact F'a. L'ensemble inférieur a une structure plus complexe. Au contact de Fb, les couches sont rebroussées vers le bas. Les rares joints de stratification observés dans l'échelle de la Formation de Neffe semblent parallèles à ceux de la Formation de Terwagne sous-jacente. On aurait donc continuité sédimentaire entre les deux formations qui sont "coincées" entre les contacts Fb au Nord et F'a au Sud.

## 2. Déformation dans l'autochtone relatif (au Nord de Fb).

### a. La Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>).

On y voit la transition d'un pendage de 65° Sud à un pendage plus faible de 30° Sud. Ceci suggère l'existence d'une série d'accidents subparallèles à la stratification, dont trois ont été identifiés ; du Nord au Sud :

- le premier qui correspond à un plan calcitique entre un panneau nord à pendage de 65° et un panneau sud à pendage de 50°, sépare la Formation de Neffe et la Formation de Terwagne sous-jacente ;

- le deuxième accident également calcifié, présente à l'affleurement une grande poche karstique comblée de limons ocres quaternaires, le panneau méridional ayant un pendage de 40° environ ;

- le troisième contact situé à la base de la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>), borde un panneau sud plissé dont le pendage général est de 30°.

### b. La Formation de Lives (V<sub>2b</sub>).

Elle est affectée de plis décamétriques asymétriques et légèrement déjetés vers le Nord dont le flanc court a un regard nord. Les décollements associés sont affectés par le plissement.

L'analyse géométrique de l'un des plis (a, fig. 63), situé sous le contact **Fb** montre un flanc court à pendage nord très cataclaté. Les cataclases correspondent à des fractures inverses, subperpendiculaires au flanc du pli. Celles-ci se développent quand les bancs sont verticaux. Le glissement le long de la stratification se bloque et il est relayé par des accidents subhorizontaux (Macaudière, 1984). Ces derniers témoignent d'un

**redressement Sud-Nord du flanc court et par conséquent d'un sens de chevauchement du Sud vers le Nord comme l'attestent les nombreuses mésostructures (b, fig. 63).**

### **3. Déformation dans l'allochtone relatif (au Sud de Fb).**

#### **a. La Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>).**

Au Sud de la carrière n°3 (Godin), les structures de "l'écaille" sont peu visibles. La stratification semble parallèle aux deux contacts Fb et Fa qui la délimitent.

Au bord sud de la carrière n°2, l'écaille est plissée. On y distingue une charnière anticlinale (a, fig. 63). Le flanc nord est légèrement renversé et étiré (b, fig. 63). Il est accompagné d'accidents subparallèles aux bancs, l'ensemble ayant un pendage sud. L'axe construit du pli a la même direction et le même pendage que l'axe de la synforme majeure (260/10°). Le débit schisteux est plan axial.

#### **b. La Formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>).**

##### **. Au-dessus du contact F'a (fig. 63 et 64).**

Les bancs ont un pendage moins fort que celui de F'a au Nord et deviennent parallèle à celui-ci au Sud. La Formation de Terwagne et F'a dessinent une synforme très évasée (carrière de la Cressinière, fig. 61).

##### **Sous le contact F'a (fig. 64).**

La structure est plus complexe qu'au-dessus de F'a, car il y a des dédoublements de couches. L'allure d'ensemble est celle d'un pli en genou. Vers le Sud, le contact F'a s'ennoie dans la stratification.

### **4. Conclusion.**

La coupe décrite ci-dessus traverse l'ancienne carrière de la Cressinière où affleuraient, selon les auteurs antérieurs, les formations du Viséen moyen et supérieur. Or, on y trouve des formations plus anciennes telles que celles de Terwagne (V<sub>1b</sub>) et de Godin (V<sub>1a</sub>). Ce compartiment se trouve au front d'une faille chevauchante dont l'ampleur du déplacement reste à déterminer.

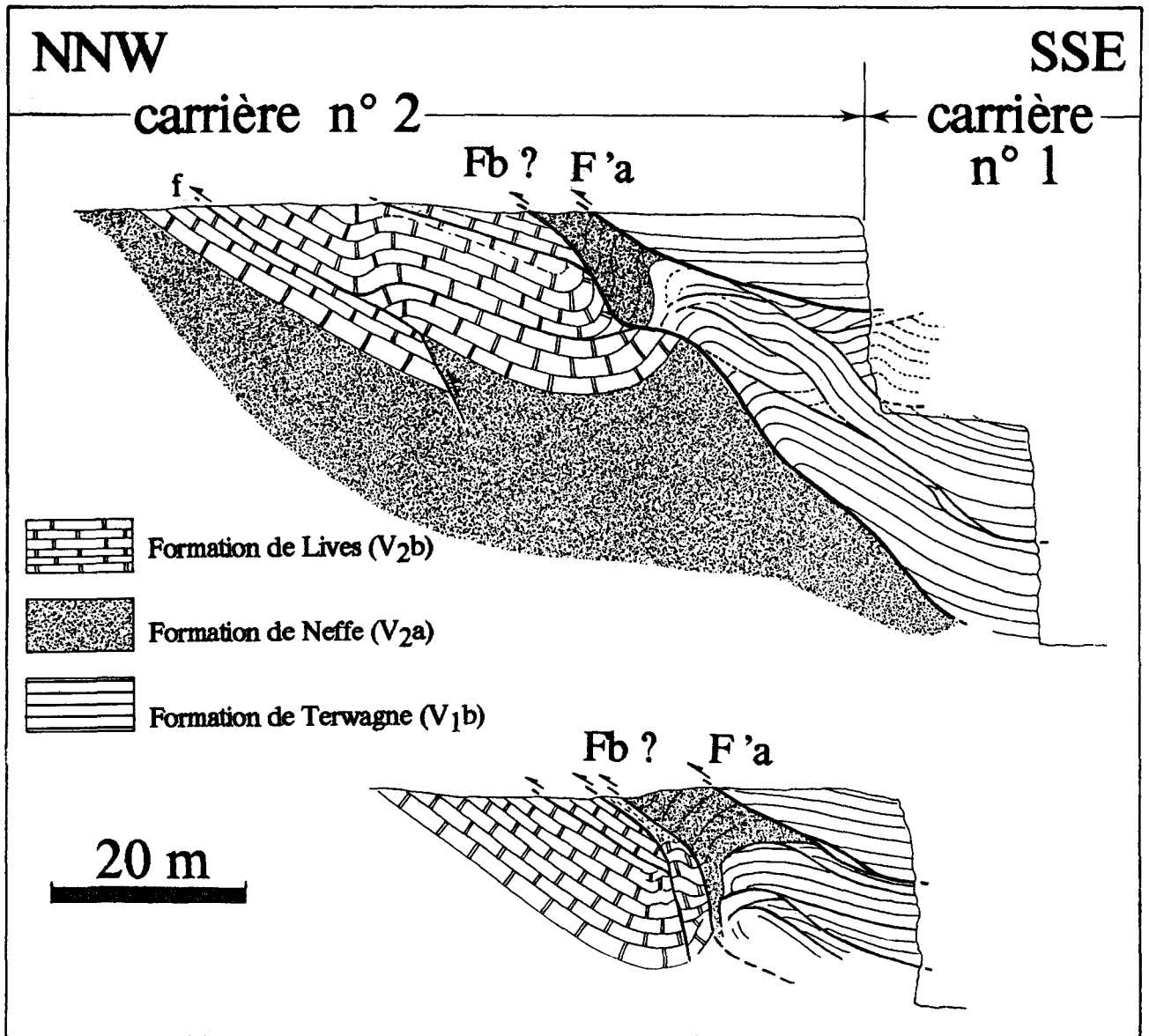


Fig. 64. Coupes du front de taille entre les carrières n°1 et n°2.

Ces coupes sont situées au bord méridional de la carrière n°2. La coupe inférieure est chronologiquement plus ancienne que la coupe supérieure.

- Coupe inférieure.

Le contact **Fb** se verticalise vers le bas. Vers le haut de la coupe, **Fb** et **F'a** sont parallèles. Entre les deux contacts anormaux, se trouve l'écaille de calcaire de la Formation de Neffe sous laquelle se trouve la Formation de Terwagne.

- Coupe supérieure.

La Formation de Terwagne (**V<sub>1b</sub>**) située entre les contacts **Fb** et **F'a**, et qui fait suite à la Formation de Neffe (**V<sub>2a</sub>**), montre des dédoublements de bancs. Le pendage du contact **Fb** redevient modéré vers le bas de la carrière. Ce contact est de moins en moins sécant sur la stratification de l'unité chevauchante. Dans sa partie verticale (haut de la coupe), **Fb** "induit" la naissance de contacts plats dans l'unité chevauchée telle que la faille notée **f**. De part et d'autre **Fb**, il apparaît une continuité entre les bancs de **V<sub>1b</sub>** chevauchants et de **V<sub>2b</sub>** chevauchés. Les bancs de l'unité supra **F'a** ont un pendage sud très faible.

Au-dessus et en-dessous de l'accident "majeur" Fb, la géométrie des plis serait identique. Il s'agit de plis asymétriques, à flanc court à pendage nord, témoins d'une vergence sud-nord.

### C. COUPE DU FRONT DE TAILLE N-E DE LA CARRIERE DE HAUT-LIEU (n°1).

La carrière n°4 correspond au prolongement sud-ouest de la carrière de Haut-Lieu (n°1) qui fut la première grande excavation ouverte.

Très tôt, des difficultés d'exploitation sont apparues et persistent (effondrement, disparition de certains niveaux, etc.) (Khatir et Guillot, 1989) du fait du plongement axial de la grande synforme vers l'WSW. La coupe NE de la carrière de Haut-Lieu montre la continuité en profondeur des structures observées dans la carrière n°4.

Un contact anormal, subhorizontal Fb dans la partie centrale de la paroi (limite d'étage d'exploitation), sépare une unité supérieure allochtone d'une unité inférieure parautochtone (fig. 65).

#### 1. Déformation dans l'unité supérieure.

Cette unité affleure à l'étage supérieur de la carrière n°1. Elle montre au SSE la Formation de Grives (Tn<sub>3</sub>) suivie stratigraphiquement de la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>) qui affleure très largement (dans l'étage), et est affectée par un contact à jeu normal (F''a) à pendage nord. Les deux formations sont engagées dans une charnière anticlinale déversée vers le NNW. L'axe du pli plonge légèrement vers le SSW.

La série stratigraphique se poursuit au Nord par 15 m de la Formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>), limitée par un deuxième contact (F''a) à pendage nord. Les Formations de Godin et de Terwagne qui lui succèdent sont également engagées dans une charnière anticlinale déversée vers le NNW.

Au-dessus de F''a, on trouve à nouveau la Formation de Terwagne qui, cette fois esquisse une synforme très ouverte, bien exposée dans la carrière de la Cressinière plus à l'WSW. Les bancs de cette formation sont parallèles au contact F''a.

## a. La Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>).

### . Macrostructures.

Le bord SSE de la carrière n°1 montre un pli en S (vu de l'Ouest). L'axe construit du pli a la même direction et le même plongement que la synforme majeure (245/06°). Le pli en genou est asymétrique ; il ne subsiste que des parties du flanc long et du flanc court. Ce dernier est déjeté vers le NNW et le contact stratigraphique entre la Formation du Grives et la Formation de Godin est inverse, avec une inclinaison de 45° environ vers le Sud.

Si l'on extrapole les structures de la partie supérieure manquante avec les données observées dans la carrière n°4, le pli acquiert une géométrie en genou. L'accident F<sup>'''</sup>a correspondrait à la limite stratigraphique entre les Formations du Grives et de Godin, c'est-à-dire dans le flanc long. Le jeu du contact F<sup>'''</sup>a est normal comme l'attestent les stries de glissement (carrière n°4, stéréogramme). Ceci explique la grande extension de la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>) dans l'étage supérieur de la carrière de Haut-Lieu (n°1).

### . Mésostructures.

Les fentes calcitiques sigmoïdes et les stries de glissement montrent un mouvement normal dû à l'extrusion du coeur du pli. Le raccourcissement général est oblique par rapport à la stratification.

### . Microstructures.

Le flanc court du pli montre deux débits schisteux, le premier correspond à une schistosité de fracture dont le rejeu est inversé et à vergence nord. A la faveur du second débit, l'aplatissement et la dissolution prédominent (cf. carrière C.B.S., paroi ouest, flanc nord). Les deux débits sont liés et correspondent au mécanisme décrit en d, figure 47.

### . Conclusion.

Trois stades successifs peuvent être dégagés :

- il y a formation d'un pli en genou ;



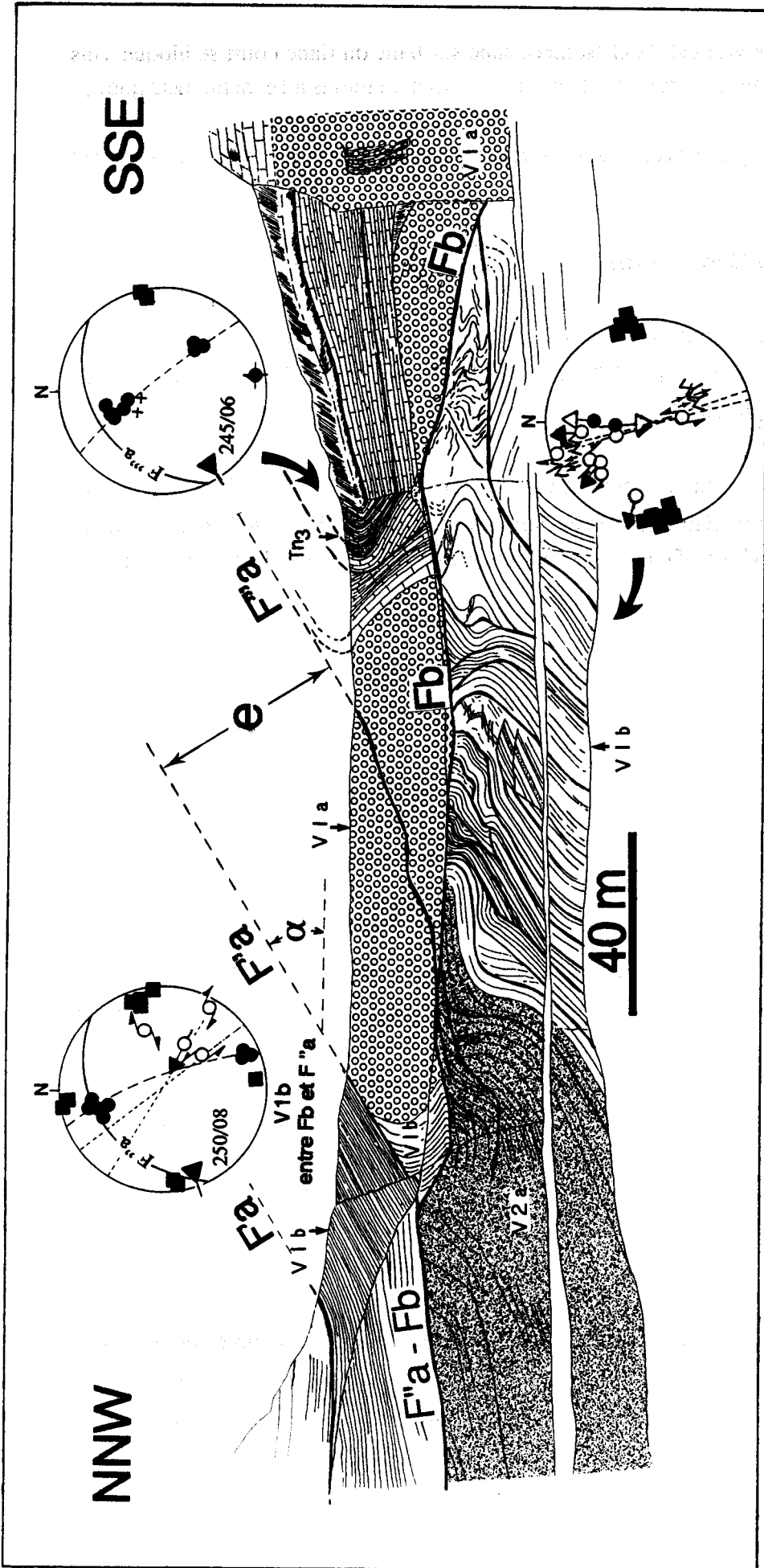


Fig. 65. Coupe panoramique de la partie ENE de la carrière de Haut-Lieu (n°1).

La coupe panoramique englobe les angles NNW et SSE de la carrière n°1. Cette coupe rend compte ainsi du plongement vers l'Ouest du contact Fb (dans le coin SSE de la carrière). Fb est l'accident principal, il semble s'arrêter au contact de F''a dans le coin NNW de la carrière. Les accidents F''a et F''b semblent se cantonner respectivement à l'interface sédimentaire entre V1b-V1a et V1a-Tn3, c'est-à-dire qu'ils prennent naissance de part et d'autre de la barre de calcaire oolithique du V1a. La reconstitution dans l'espace montre que la droite perpendiculaire aux deux parallèles que sont F''a et F''b correspond à l'épaisseur e de la barre de calcaire oolithique du V1a. Les glissements le long de F''a et F''b sont coaxiaux du pli en genou (les deux canavas supérieurs). Les glissements banc sur banc de la Formation de Terwagne, sous l'accident Fb, sont relayés par l'intermédiaire de failles d'apparence tantôt normales, tantôt inverses (canevas inférieur) provoquant ainsi des dédoublements. Dans la paroi SSE, un deuxième accident prend naissance sous Fb.

- arrivé au stade vertical, le glissement banc sur banc du flanc court se bloque sans qu'il y ait création de fractures horizontales (tout au moins à l'échelle métrique) ;
- par la suite, il y a renversement du flanc court (le glissement banc sur banc est normal).

#### b. La Formation de Godin (V<sub>1a</sub>).

La formation est épaisse et non stratifiée, donc non sujette à enregistrer la perturbation. Les contacts F''a et F'''a sont parallèles entre eux (fig. 65) puisqu'ils ont le même pendage de 35° Nord.

Connaissant la valeur du pendage et l'extension des contacts F''a et F'''a, un segment tracé perpendiculairement à ces derniers a la même valeur que l'épaisseur de la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>). Donc ces accidents prennent naissance de part et d'autre de cette barre calcaire unique et non stratifiée.

La déformation dans cette barre calcaire est dominée par la fracturation. Les oolithes, à l'image de ceux du flanc nord (fig. 62), ne présentent aucune déformation.

#### c. La Formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>).

Les bancs de la Formation de Terwagne et de la Formation de Godin sont verticaux, au contact de F''a ces bancs s'incurvent vers le Sud, ce qui laisserait supposer un mouvement inverse de F''a. Vers le bas, le pendage des bancs est cette fois-ci, vers le Sud mais diminue au contact de Fb (40° Sud). L'ensemble correspond à une charnière de pli identique à celle observée dans la Formation du Grives. Dans ce cas, le contact F''a aurait eu deux mouvements successifs ; le premier mouvement, et le plus important, est normal similaire à celui de F'''a, le second, de moindre importance, est inverse et correspondrait au serrage ultime de la grande synforme.

#### d. Conclusion.

Les Formations du Grives, de Godin et de Terwagne sont structurées en un pli en genou dont ne subsiste que la charnière anticlinale. Le flanc court est renversé avec un pendage de 45° Sud. D'autre part, il est cisailé par le contact Fb qui le délimite vers le bas. Le pli en genou montre une série de glissements internes tels que F''a et F'''a. La vergence de la totalité des structures est vers le Nord.

## 2. Déformation dans l'unité inférieure.

Cette unité est constituée par la Formation de Terwagne ( $V_1b$ ), qui affleure sur presque toute la largeur de l'étage inférieur, et par la partie basale de la Formation de Neffe ( $V_2a$ ), qui occupe le coin NNE de la carrière de Haut-Lieu. Les deux formations de l'unité inférieure montrent l'association d'une multitude d'accidents et de plis (fig. 65).

### a. La Formation de Terwagne ( $V_1b$ ).

Les calcaires et dolomies de cette formation sont finement lités, ce qui a favorisé les glissements et la genèse de plis. La largeur d'affleurement et l'épaisseur de la Formation de Terwagne sont plus importantes que celles de Neffe. Les niveaux repères tels que certains niveaux bleuâtres, ou encore les brèches rouges, permettent non seulement de déceler les accidents, mais aussi d'évaluer les valeurs de rejeu. Ainsi les failles, soit inverses, soit d'apparence normale, dédoublent les bancs, ce qui entraîne un épaissement structural (fig. 65).

#### . Accidents.

Ils correspondent le plus souvent à des glissements dans la stratification. Ils recoupent parfois d'un à quelques mètres de série pour aller de nouveau s'ennoyer dans la stratification. Certains de ces glissements sont antérieurs aux plis qui les enroulent ; d'autres par contre sont postérieurs aux plis qu'ils cisailent. Dans certains cas encore, le ploiement des couches correspond à des plis de rampe.

Les endroits où les accidents cisailent les couches montrent un agencement proche de celui du système de Riedel. Ainsi les accidents à jeu normal ont un pendage faible et s'apparentent à des fractures R. Les accidents à jeu inverse ont un pendage plus élevé, ce qui les rapproche des fractures R'. La disposition des fractures R et R' prouve qu'elles sont dues à un cisaillement sud-nord selon Fb.

#### . Plis.

La totalité des plis situés sous l'accident Fb seraient à schistosité enroulée dans les charnières, comme le suggère les rares endroits où  $S_1$  est visible. Aux alentours

immédiats du contact Fb, toutes les couches sont fortement rebroussées vers le Nord, ce phénomène est plus marqué au bord SSW de la carrière n°1.

#### b. La Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>).

Les bancs calcaires sont plus épais, donc moins perturbés que ceux de la formation précédente. On y distingue un pli en genou dont le flanc court a un pendage très fort vers le Nord, voire vertical. Le flanc long supérieur (au contact de Fb) est transporté vers le Nord par une fracture à jeu normal de type R, qui pourrait être la continuité du contact F''a, situé à l'étage supérieur dans l'unité allochtone.

#### c. Géométrie et nature de l'accident principal Fb.

A l'affleurement, le contact Fb présente des allures variables. Au Sud de la carrière n°3, le pendage de Fb est de 60° (fig. 61), parallèle à So sous-jacente. La zone est broyée et caractérisée par la présence de limons récents. Au Sud de la carrière n°2, le contact Fb passe d'un pendage sud modéré à un pendage subvertical sur une profondeur de 15 m pour revenir à un pendage de 40° vers le Sud (fig. 64).

Dans la carrière n°1 (fig. 65), l'accident Fb est légèrement incliné vers l'WSW, au contact de l'accident F''a ; il paraît s'arrêter et semble ébaucher une synforme. Contrairement à l'affleurement, le contact Fb y est dissolvant, l'affrontement des unités ou bancs peut être sans trace de broyage. Cet accident est peu visible car sa largeur est de 10 à 20 cm environ. C'est une zone remplie d'argiles, d'oxydes, de cargneules et de filons calcitiques.

### III. SYNTHÈSE STRUCTURALE.

Les carrières Bocahut à Avesnes-sur-Helpe montrent une synforme kilométrique. Le flanc nord présente une succession sédimentaire continue ou du moins d'allure peu perturbée depuis la Formation de Landelies (Tn<sub>2b</sub>) jusqu'à la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>). Par contre, le flanc sud est dilacéré par une multitude de failles (fig. 66).

L'allure générale de la synforme au départ correspondrait à un pli en genou. En effet, au contact de Fb, les formations chevauchées de la carrière n°1 (V<sub>2a</sub>, V<sub>1b</sub>) ont un pendage nord qui avoisine 90° dans la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>), celui-ci diminue vers le bas de la carrière. Ces formations chevauchées peuvent être reliées au monoclinal nord.

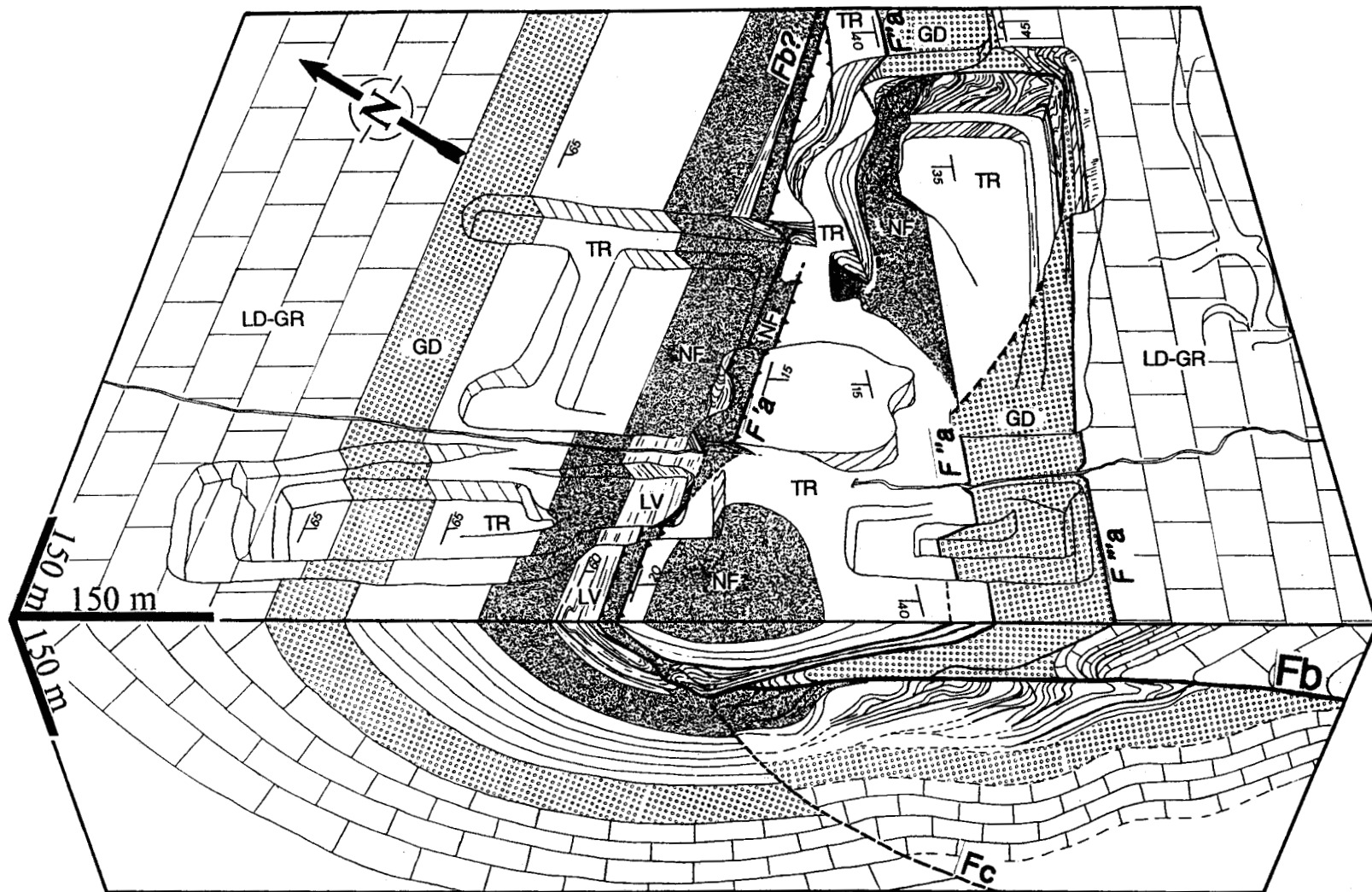


Fig. 66. Bloc diagramme du synclinal d'Avesnes dans les carrières Bocahut.

LV : Formation de Lives ( $V_2b$ ); NF : Formation de Neffe ( $V_2a$ ); TR : Formation de Terwagne ( $V_1b$ ); GD : Formation de Godin ( $V_1a$ ); LD-GR : Formation du Grives ( $Tn_3$ ) et Formation de Landelies ( $Tn_2$ ).

**Carte :** l'accident Fb a la même direction que les couches chevauchées. Le flanc nord montre une succession continue des formations dinantiennes. Le flanc sud montre également une succession continue jusqu'à la Formation de Neffe. L'accident Fb met en contact les formations plus anciennes du flanc sud sur les formations plus jeunes du flanc nord. Vers l'Est, dans la carrière n°1 (carrière de droite dans l'arrière plan) l'accident Fb a un pendage ouest c'est-à-dire qu'il plonge avec l'axe de la synforme majeure.

**Coupe :** si on considère que les structures sont cylindriques, on constate que la coupe observée dans la carrière n°1 (fig. 65) se trouve sous celle de la carrière n°4 (fig. 61). Les formations chevauchées des carrières n°2 et n°3 peuvent être reliées à celles qui se trouvent sous le contact Fb dans la carrière n°1. Au coeur de l'unité chevauchante, les bancs de la Formation de Terwagne sont affectés par des dédoublements. A l'affleurement, l'accident noté Fb? pourrait correspondre à Fb-F''a.

La géométrie obtenue est celle d'un pli asymétrique dont le flanc court a un pendage nord. Le coeur de ce pli synclinal est occupé par le calcaire de la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>) et par la base de la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>).

Au-dessus de l'accident F<sub>b</sub>, les formations chevauchantes dessinent un anticlinal asymétrique, à coeur occupé par la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>). Le flanc court est déversé vers le Nord et a un pendage inverse sud de 45°.

Si l'on annulait le coulissage le long de F<sub>b</sub>, on pourrait mettre en contact le flanc court du synclinal asymétrique chevauché et le flanc court de l'anticlinal asymétrique chevauchant. La mégastucture correspond à un pli en genou dont la flexure intermédiaire a un regard nord.

## A. INTERPRETATION.

Plusieurs reconstitutions peuvent être proposées du fait de l'absence de relations géométriques directes entre les accidents F'a, F''a et F'''a et l'accident F<sub>b</sub>.

### 1. Cas où les accidents F<sub>a</sub> sont précoces.

#### a. Contacts F'a, F''a et F'''a.

Dans la carrière n°1, les contacts F'a, F''a et F'''a sont parallèles (fig. 65) et pourraient donc être contemporains entre eux. Dans le centre de la carrière, l'accident F'a est plissé en même temps que la synforme de la Cressinière.

#### b. Contact F<sub>b</sub>.

Si l'on admet l'unicité de cet accident, c'est-à-dire que c'est le même accident qui affleure au Sud des carrières n°2 et n°3 et dans la carrière n°1, on constate qu'il présente des pendages variables. Au bord méridional de la carrière n°3, il a un pendage de 60° vers le Sud. Au Sud de la carrière n°2, le pendage du contact F<sub>b</sub> avoisine 80° pour revenir à 40° sud vers le bas de la carrière. Enfin, dans la carrière n°1 l'accident F<sub>b</sub> plonge, avec l'ensemble des structures, de 15° vers l'WSW.

Le contact F<sub>b</sub> est un accident plissé qui plonge globalement vers l'WSW. Il est légèrement oblique par rapport à la charnière anticlinale qui affecte la Formation du Grives (coin SSE de la carrière n°1).

### c. Reconstitution tectonique.

Les glissements précoces des accidents de la famille Fa se font préférentiellement dans les niveaux finement lités des Formations de Lives, de Terwagne et du Grives. Ces glissements s'affirment encore mieux à l'interface sédimentaire entre les niveaux épais des Formations de Godin et de Neffe et les formations finement stratifiées qui les encadrent. Ainsi, l'accident F'a se trouve entre l'écaille de calcaire de la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>) et la Formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>) sus-jacente. L'accident F''a est situé entre la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>) et la Formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>). L'accident F'''a se trouve entre la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>) et la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>).

Lors du serrage, une écaille s'individualise et Fb rejoint l'accident F''a. Le plissement se poursuit et s'accroît ; il se traduit par une flexion passive avec création d'un nouveau chevauchement "avorté" Fc dont la flèche reste modeste (fig. 66). A l'affleurement, l'accident majeur correspondrait à Fb-Fc (Khatir *et al.*, 1989).

## 2. Cas où Fb est précoce.

### a. Données.

Mis à part le coin NNE de la carrière n°1 où l'accident Fb semble rejoindre l'accident F''a et dessiner une synforme légèrement dissymétrique, des relations géométriques franches entre les accidents Fa et Fb n'ont pas été observées.

Vers le bas de la carrière, l'accident Fb (fig. 64) est de moins en moins sécant sur les bancs de la Formation de Terwagne. Ces derniers, le long du front de taille nord de la carrière n°1 rejoignent les bancs, de la même formation, situés au-dessus du contact F''a (fig. 65). Ces observations permettent de relier les bancs de la Formation de Terwagne tranchés par Fb (fig. 64, coupe supérieure) à ceux compris entre les accidents Fb et F''a de la partie supérieure de la coupe décrite en figure 65. A l'affleurement, l'accident F''a pourrait donc correspondre à celui noté Fb en figure 64.

### b. Reconstitution tectonique.

L'étape précoce montre (a, fig. 67) un mégapli en genou dont le flanc court a un pendage nord. La position verticale du flanc court bloque le glissement banc sur banc, ce qui provoque la naissance de l'accident Fb. Cette étape n'empêche pas la continuité du plissement. La Formation de Neffe chevauchée est en vis-à-vis avec la Formation de

Godin chevauchante. Le plissement se poursuit tandis que le glissement le long de Fb est bloqué. Celui-ci est relayé par les accidents de la famille Fa qui rejoindraient Fb. L'accident F''a exacerbe le décalage entre les différentes formations telles que les Formations de Terwagne (V<sub>1b</sub>), de Neffe (V<sub>2a</sub>) et de Lives (V<sub>2b</sub>) sus-jacentes (c, fig. 67).

Sous l'effet de la poussée Sud-Nord, les bancs situés sous le contact Fb (unité chevauchée) se seraient redressés induisant ainsi la naissance d'un second contact Fc similaire à Fb (d et e, fig. 67). Dans le dressant du pli en genou, l'accident Fc se raccorderait au Nord et au Sud à l'accident Fb. Ils délimiteraient ainsi une lentille tectonique.

Dans le cas où les accidents Fa rejoignent l'accident principal Fb, on aboutit à la reconstitution de la figure 67. Cette dernière montre des relais entre les différents accidents, Fb restant l'accident majeur. Les autres accidents qui lui succèdent seraient guidés par la position structurale des bancs épais. En effet, F'a et F''a empruntent préférentiellement l'interface sédimentaire entre les formations épaisses non litées et les

---

**Fig. 67. Reconstitution tectonique du synclinal d'Avesnes**

V<sub>2b</sub> : Formation de Lives ; V<sub>2a</sub> : Formation de Neffe ; V<sub>1b</sub> : Formation de Terwagne ; V<sub>1a</sub> : Formation de Godin ; Tn<sub>3</sub> : Formation du Grives.

**a et b** : Fb est l'accident principal qui cisaille le flanc court du mégapli en genou.

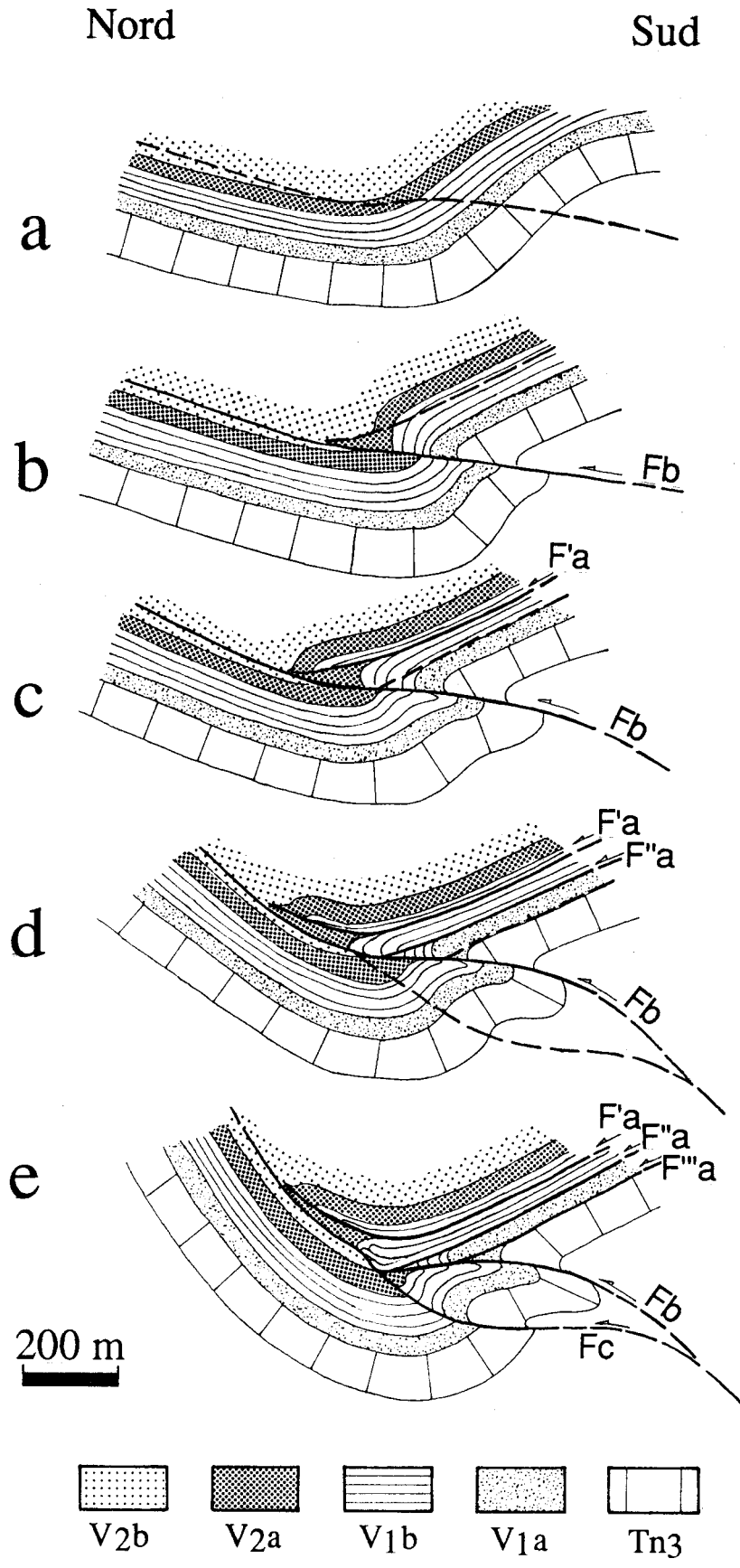
**c** : Fb est relayé par F'a qui accentue le décalage entre les Formations de Lives et de Neffe. Il isole ainsi une écaille dans la Formation de Neffe.

**d** : Au-dessus de la Formation de Godin, le décalage est exacerbé par l'accident F''a. Par contre, à partir de cette même Formation et en-dessous, la flèche correspond à celle de l'accident Fb.

**e** : L'accident F'a est relayé par l'accident F'''a qui prend naissance à la base de la Formation de Godin. Les accidents sont plissés en même temps que la synforme majeure. La rotation des couches aurait induit la genèse d'un flanc court dans l'unité chevauchée et aurait entraîné la naissance d'un accident Fc similaire à Fb. Ces deux accidents isoleraient une mégaécaille qui correspondrait en grande partie au flanc court du pli en genou.

La flèche induite par Fb reste relativement modeste. Le cumul des mouvements le long des accidents Fa, F'a et F''a, a accentué le déplacement, notamment au-dessus de la Formation de Terwagne. Le décalage est à peu près deux fois supérieur à celui des Formations de Godin et du Grives.





- Figure 67 -  
Légende en page 190.

formations litées. Quand au contact Fb, il s'est redressé en même temps que les bancs du flanc nord autochtone au fur et à mesure du serrage. Pendant ce temps, les formations situées au-dessus de F'a sont restées faiblement plissées. Ceci s'expliquerait par un "bourrage" dû aux dédoublements (duplex) dans la formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>) (fig. 64) comprise entre les accidents F'a et F''a au coeur du synclinal. Le stade final correspondrait à l'écaillage du dressant du pli en genou.

A l'affleurement, l'accident majeur correspondrait à Fb - F''a - Fc.

## B. CONCLUSION.

Dans l'état actuel des informations, il est difficile d'établir une chronologie entre Fb et les accidents de la famille Fa. Cependant Fb reste l'accident majeur et le décalage entre les différentes formations résulterait de l'action de Fb et des accidents Fa. L'observation des crochons dans les bancs de la Formation de Terwagne tranchés par le contact F''a et du pli dissymétrique affectant le contact Fb (fig. 65) laisse supposer que le stade ultime du serrage provoque l'expulsion du coeur du synclinal et le rejeu en mouvement inverse (vergence sud) des accidents de la famille Fa.

# IMPLICATIONS REGIONALES.

Commentaire de la carte  
et des coupes du Dinantien  
de l'Avesnois.

Planches hors-texte N°1 et N°2.



## I. RAPPEL DES FAITS.

La structure majeure, décrite dans la carrière de C.B.S. à Limont-Fontaine, consiste en un synclinal très pincé dont l'axe a un fort pendage vers l'Ouest. Cartographiquement, ce synclinal se referme rapidement vers l'Est (sans qu'il soit nécessaire de le prolonger ni de faire intervenir des failles nord-sud passant près du village de Fontaine, comme le suggérait le dessin de la carte géologique Le Quesnoy à 1/50 000).

La structure du synclinal d'Avesnes dans la carrière Bocahut est plus complexe, en effet le flanc sud est charrié par l'intermédiaire d'une faille "plate", sur le cœur du synclinal. L'accident possède un pendage subparallèle à l'axe de la synforme, par conséquent il doit émerger avec celle-ci. Il est donc intéressant de tenter d'extrapoler en carte la géométrie de l'ensemble.

Ces réflexions ont incité à élargir le champ d'investigation en reprenant la cartographie d'autres synclinaux carbonifères de l'Avesnois : de Ferrière-la-Petite au Nord jusqu'à Etroeungt au Sud. Pour ce faire, j'ai tenté de revoir la plupart des affleurements cités par mes prédécesseurs. Les pendages et les directions ont été systématiquement mesurés. Certaines coupes ont pu être complétées à la faveur de nouveaux affleurements. La datation de nombreux niveaux a été effectuée avec la collaboration de Monsieur Conil (de l'Université de Louvain la Neuve en Belgique) et de Monsieur Vachard (de l'Université de Lille I). Ces datations sont signalées en annexe n° 3.

Dans ce chapitre, je suis amené lors de la description de chaque coupe à citer de nombreux lieux-dits et localités, sans compter les noms de ruisseaux, moulins, etc. On trouvera ces divers noms sur les cartes suivantes de l'Institut Géographique National : Avesnes-sur-Helpe (n° 2707 est, édition 1981), Jeumont (n° 2806 ouest, 1988), Maubeuge (n° 2706 est, 1988) et Trélon (n° 2807 ouest, 1980). Les anciens noms des carrières abandonnées, et souvent comblées, sont ceux donnés par Gosselet (1888), Cayeux (1889) et Carpentier (1904, 1913). Dans la mesure du possible, j'ai également mentionné les coordonnées I.G.N. (quadrillages kilométriques Lambert zone I) de certains points, fermes ou maisons, en plus des noms de leurs propriétaires actuels (en 1989).



## II. LA BANDE DE MARBAIX - AVESNES.

Afin de comprendre les mécanismes de déformation et la géométrie des structures en coupe comme en carte, il est nécessaire de commencer là où le style tectonique a été défini, c'est-à-dire en carrière (cf. Bocahut) à Avesnes-sur-Helpe et à Saint-Hilaire.

### A. AVESNES-SUR-HELPE.

La synforme observée dans les carrières Bocahut (coupe C-2) se poursuit à l'Est vers Avesnes-sur-Helpe. Le flanc nord passe à Belle Fontaine où l'on observe le contact entre la Formation de Godin ( $V_{1a}$ ) et les dolomies, à nombreuses géodes, de la Formation du Grives ( $Tn_3$ ). Cette dernière affleure sur le pourtour des remparts ouest et sous le palais de justice à Avesnes-sur-Helpe. Son pendage général est vers le Sud ( $170/45$ ).

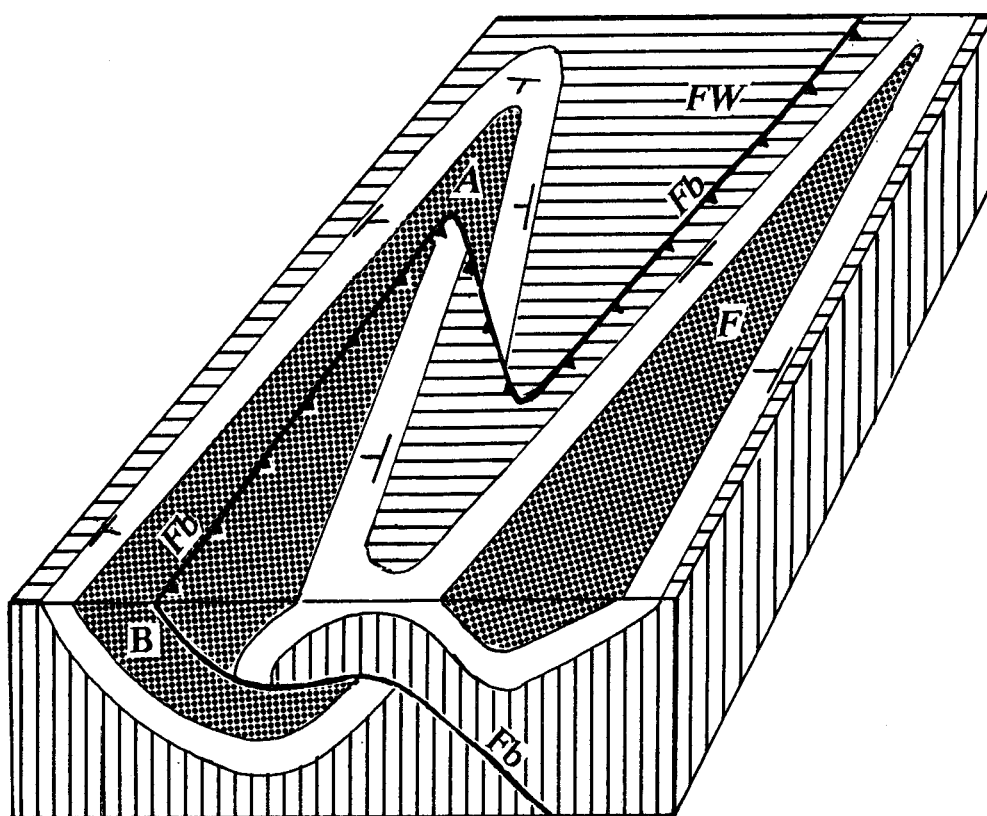


Fig. 68. Bloc-diagramme schématique de la région d'Avesnes.

A : Avesnes-sur-Helpe ; B : carrières Bocahut ; F : carrière des Fosses à Avesnelles ; FW : Flaumont-Waudrechies ; Fb : l'accident principal observé dans les carrières Bocahut.

Ce bloc-diagramme, sans échelle, montre les relations géométriques entre la faille chevauchante **Fb** et les plis associés. La topographie avesnoise étant plane, l'accident plissé adopte la même géométrie que les plis ; c'est-à-dire que sa partie synforme se ferme vers l'Est par opposition à sa partie antiforme qui se ferme à l'Ouest, ce qui lui donne, en carte, une allure en forme de Z

Sous l'ancien stand de tir, la Formation d'Avesnelles (Tn<sub>1b</sub>) penche vers l'Ouest (275/35). Sous les remparts avoisinant la Sous-Préfecture d'Avesnes, le pendage de la Formation de Landelies (Tn<sub>2b</sub>) est vers le Nord (350/50). Ces affleurements permettent de dessiner une terminaison périclinale pour la synforme observée dans les carrières Bocahut. L'axe de la synforme plonge sous le flanc sud charrié. La partie horizontale de l'accident Fb observée dans la carrière n°1, émergerait le long de la route qui descend du collège à la gare d'Avesnes et correspondrait à l'accident transversal dessiné sur la carte d'Avesnes à 1/50 000. Ce tronçon serait la branche courte, transversale, du Z que dessine l'accident Fb en carte (fig. 68).

La branche sud du Z passerait entre Avesnelles et Flaumont-Waudrechies, le long de l'Helpe Majeure. Par conséquent, la synforme de la carrière des Fosses à Avesnelles (coupe C-1), à asymétrie contraire, et dont le coeur est occupé par la Dolomie du Camp de César (Tn<sub>3</sub>), serait allochtone sur la synforme d'Avesnes (fig. 68) et sur toutes les formations affleurant à Flaumont-Waudrechies (coupe C-2). Ces dernières se rattacheraient au flanc sud chevauché de la synforme d'Avesnes, qui serait donc plissé et dédoublé.

A Flaumont-Waudrechies, du Nord au Sud (coupe C-1), on retrouve successivement la Formation d'Etroeungt (Tn<sub>1a</sub>) suivie par les Formations hastariennes d'Avesnelles (Tn<sub>1b</sub>), du Pont d'Arcole (Tn<sub>2a</sub>) et de Landelies (Tn<sub>2b</sub>), avec un pendage général vers le Sud (175/25). La même succession s'observe de nouveau plus méridionalement, avec le même pendage sud (165/30). Nécessairement, elle constitue une autre unité, engagée sous la Formation d'Etroeungt (Tn<sub>1a</sub>) du synclinal d'Avesnelles. On aurait donc trois unités, limitées par deux contacts anormaux. Le contact entre l'Unité de Flaumont-Waudrechies et l'Unité d'Avesnelles serait une résurgence de l'accident Fb identifié dans les carrières Bocahut.

## B. MARBAIX, LES ARDENNES, SAINT-HILAIRE.

### 1. Marbaix.

Au Nord de la D 962 allant de Maroilles à Avesnes, aux alentours immédiats de la route des Rocailles, se trouve (coupe C-3) un synclinal à coeur occupé par la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>, flanc nord 175/25 ; flanc sud 350/75). L'axe de ce synclinal a une direction N 80 E et passe par le Petit Fucheau, puis se referme vers l'Est, d'après Gosselet (1888), près du Grand Fucheau.

L'axe anticlinal qui succède au Sud au synclinal précédemment cité, passe près de l'intersection de la D 962 et la D 117. Le coeur en est occupé par la Formation d'Etroeungt (Tn<sub>1a</sub>). Cette formation est suivie par la Formation d'Avesnelles (Tn<sub>1b</sub>) qui affleure le long d'une petite route qui passe par le point 152 m (croisement avec la D 962). En allant vers le Sud, on recoupe successivement la Formation du Pont d'Arcole (Tn<sub>2a</sub>), la Formation de Landelies (Tn<sub>2b</sub>) qui affleure partiellement dans les nombreuses excavations orientées NW-SE, la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>) et en partie la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>). Ces formations dessinent un vaste pli en genou, dont le flanc nord est sub-horizontale (175/05). Le flanc sud a un pendage plus élevé (170/45).

La coupe se poursuit plus à l'Est. Au Nord de la ferme de M. Badnutzki (X = 708 ; Y = 1270,20), une ancienne excavation (carrière Cuisset : Carpentier, 1913) montre les calcaires de la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>), alors qu'au Sud ce sont les calcaires et dolomies de la Formation de Terwagne qui affleurent ; l'ensemble ayant un pendage sud (170/50). Encore plus au Sud, se trouve une excavation appelée aujourd'hui "trou à sucre" (en raison des gros cristaux de calcite qu'elle renferme) qui laisse apparaître à nouveau la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>) subverticale, ou avec un fort plongement sud. Cette excavation correspond à la carrière Legrand que citait Carpentier (1913). Cette même succession est visible plus à l'Est au lieu-dit les Ardennes.

## 2. Les Ardennes.

Du Nord au Sud (coupe C-3), le long de la route menant de la D 962 au village Les Ardennes, on distingue :

- au lieu-dit Les Ardennes, est visible la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>), qui correspond au prolongement de la bande affleurant dans les excavations de Marbaix situées au Sud de la D 962.

- à la sortie sud de Les Ardennes, une carrière montre la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>) que l'on retrouve à l'Est près de la station d'incinération (la Goulette), où elle est suivie au Sud par la Formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>). Le pendage de ces formations est vers le Sud (170/60) ;

- à l'Ouest du ruisseau qui longe la route allant vers le village, la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>) présente encore ce pendage sud (170/50) ;

- à 100 m au Nord de la D 962, une seconde excavation laisse apparaître la même succession stratigraphique, c'est-à-dire, du Nord au Sud le sommet de la Formation du



Grives (Tn<sub>3</sub>) verticale (170/90), la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>) suivie de la Formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>) à fort pendage sud (165/85). Du Nord au Sud, les couches gardent approximativement la même attitude.

On a donc un dédoublement de la série, à la faveur d'un contact anormal. Cette hypothèse s'appuie sur la présence côte à côte de la base de la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>) et du sommet de la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>).



### 3. Saint-Hilaire.

A Saint-Hilaire (coupe C-2), au lieu-dit les Rocs, en contrebas de la route bordant l'Helpe Majeure, les Formations de Terwagne (V<sub>1b</sub>), de Godin (V<sub>1a</sub>) et du Grives (Tn<sub>3</sub>) dessinent un synclinal à axe plongeant vers l'Ouest (235/20). Ce pli passe dans la tranchée de chemin de fer où n'est visible que la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>). Son flanc nord a un pendage élevé (160/65), alors que son flanc sud présente un pendage faible (265/35).

A l'Ouest des Rocs, sur la rive gauche de l'Helpe Majeure, le long d'un escarpement boisé, affleurent toutes les formations tournaisiennes et struniennes en position inverse ; le pendage général est sud (190/20 au Nord ; 165/85 au Sud). Le plongement sous les formations renversées, de l'axe du synclinal repéré dans le village de Saint-Hilaire, conduit à faire passer entre les deux coupes, un contact anormal transverse limitant deux unités. Ce contact serait l'équivalent de l'accident rencontré dans la coupe précédente et sa géométrie correspondrait à celle de l'accident Fb identifié dans les carrières Bocahut.

La jonction, entre les formations des coupes de Saint-Hilaire et de Marbaix - Les Ardennes, peut se faire de deux manières, suivant le raccord adopté entre les Formations de Godin des deux coupes ;

- dans le cas où la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>), la plus méridionale, dans la coupe de Marbaix - Les Ardennes, rejoindrait celle visible dans la synforme de Saint-Hilaire (a, fig. 69), la faille des Ardennes se connecterait à l'accident qui a (d'après la carte géologique d'Avesnes à 1/50 000) produit le décalage entre les formations tournaisiennes (au Nord de Saint-Hilaire). On aurait ainsi une faille chevauchante plongeant au Nord. Ceci suppose que cet accident est post-plissement, dont la géométrie est semblable à ceux du bassin houiller (appelés "failles de poussée" par Bouroz, 1949) et aurait alors un faible rejet ;

179

- si la Formation de Godin de la synforme de Saint-Hilaire appartenait à la même unité que celle passant au Nord, par le lieu-dit Les Ardennes (b, fig. 69), la faille des Ardennes rejoindrait l'accident transverse sud-nord à Saint Hilaire. Elle viendrait se confondre avec la faille qui sépare les formations renversée des formations normales de la coupe des Ardennes (partie méridionale) qui correspondraient ainsi à une écaille. Les deux accidents plongeraient vers le Sud ; la faille des Ardennes serait synchrone du plissement et aurait un rejet beaucoup plus important que dans l'éventualité précédente. Sur la carte géologique proposée, c'est cette deuxième hypothèse qui a été choisie.

### C. CONCLUSION

Entre la synforme de Saint-Hilaire et celle d'Avesnes, on trouve des similitudes géométriques. Dans les deux cas, le flanc sud est cisailé et transporté sur le coeur du synclinal pendant le plissement, ce qui détermine la géométrie des accidents en coupe comme en carte. Il faut noter que les affleurements situés à l'Est des tronçons nord-sud des accidents plissés laisseraient percevoir l'émergence des séries chevauchées.

### D. CARTIGNIES.

A Cartignies, les affleurements sont rares du fait du recouvrement méso-cénozoïque. Deux formations ont été cartographiées :

- la Formation d'Etroeungt (Tn1a), a été recoupée le long du ruisseau des Moines au NW de Cartignies où son pendage est vers le Sud (170/80). Cette formation a été recoupée de nouveau à le Dessus du Moulin situé à la sortie NW de Cartignies, son pendage, cette fois-ci, est vers l'WSW (240/20).

- Au Nord de Cartignies, à Autreppe ont été rencontrés les dolomies de la Formation du Grives (Tn3) ; leur inclinaison nord est faible (350/10°).

A partir de ces trois points il est difficile d'établir une carte géologique. Cependant la disposition des formations et leurs pendages respectifs, montrent qu'il s'agit probablement d'un pli anticlinal. Ce dernier s'ouvre non seulement vers l'Est mais aussi en direction de la synforme faillée des carrières Bocahut, contenant des formations plus jeunes. Nécessairement, entre les deux plis se trouverait un accident transversal. Cette disposition structurale en carte est similaire à celle observée à Avesnes-sur-Helpe ou encore à Saint-

Carrières Bocahut

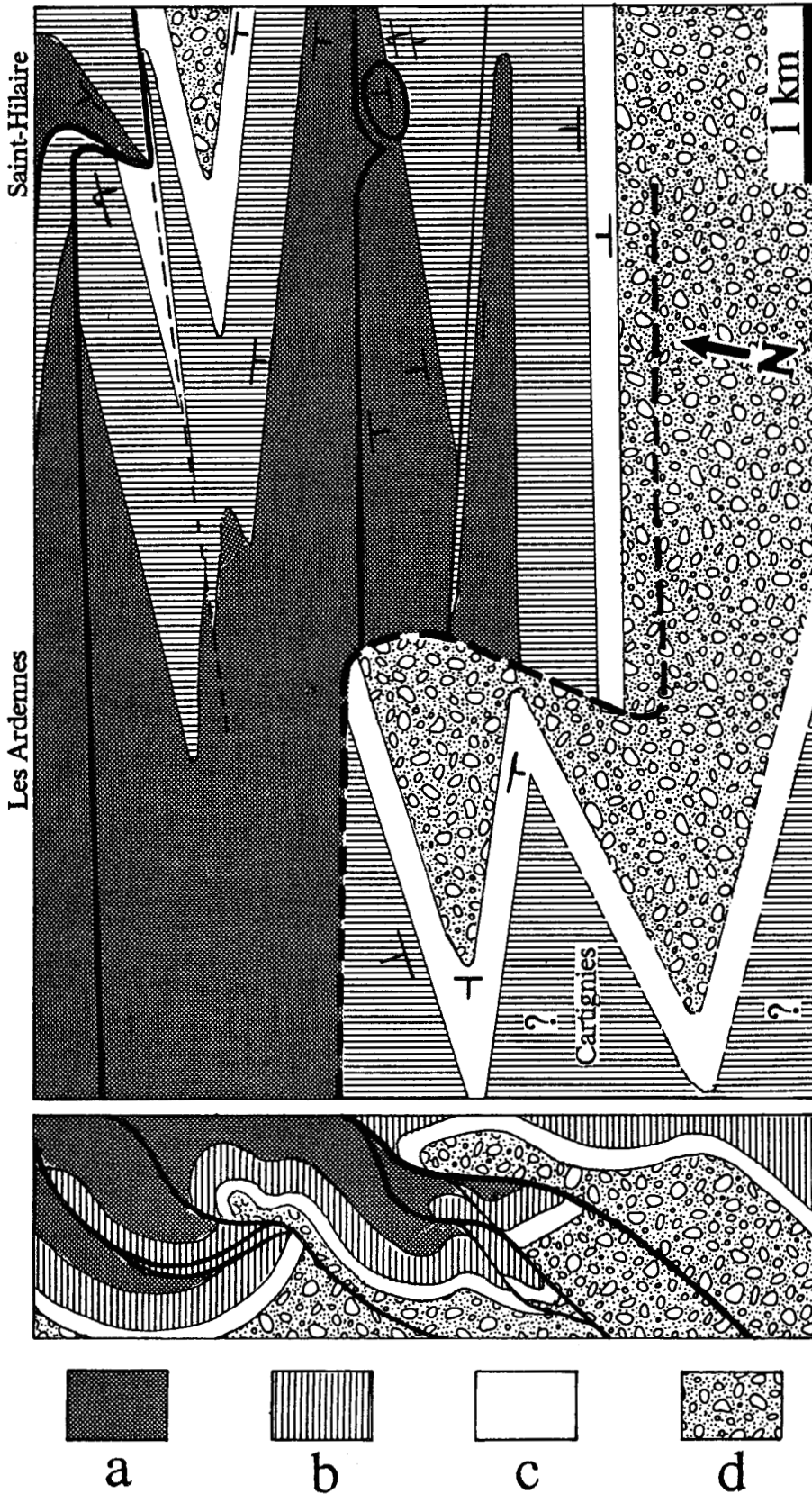


Fig. 70. Carte et coupe géologique de la région de Cartignies.

a. Viséen ; b : Tournaisien ; c : Strunien (Formation d'Etroeungt) ; d : Dévonien.

Les plis anticlinaux de la région de Cartignies s'élargissent vers l'Est, en direction des carrières Bocahut. Remarquer la ressemblance géométrique avec la région de Saint-Hilaire, impliquant ainsi le choix de l'accident dessiné en pointillés entre Cartignies et les carrières Bocahut.

Hilaire. Il s'agit probablement du même motif structural que celui décrit dans la bande de Marbaix - Avesnes (fig. 70).

### III. LA BANDE D'ETROEUNGT.

#### A. LES AFFLEUREMENTS.

Une synforme est esquissée dans les affleurements. Le coeur ne montre pas de terrain plus récent que la base de la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>). Cette dernière est visible le long de la nationale 2 qui contourne Etroeungt à l'Est, et ce à partir du complexe sportif jusqu'au Sud de la Maison de la Thiérache. A l'Est, cette même formation (V<sub>1a</sub>) apparaît le long de la D 925 et disparaît sous les affleurements méso-cénozoïques, à l'aplomb du point coté 164 m.

La Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>) lui fait suite au Nord et affleure dans les nombreux chemins qui montent vers l'église d'Etroeungt. Son pendage est vers le Sud (175/25). Au Sud, la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>) est visible le long du ruisseau qui coule de la N 2 vers Pairée, avec un pendage plus faible (330/10). Cette formation est visible à la faveur d'un escarpement situé à l'Est du complexe sportif sur la rive gauche de la Petite Helpe. Son épaisseur totale à Etroeungt est de 25 m (selon Carpentier, 1913). A côté de l'ancienne filature, se trouve une excavation qui montre les calcaires de la Formation d'Etroeungt (Tn<sub>1a</sub>) plongeant vers le Sud (170/35). Cette même formation apparaît plus à l'Est dans les anciennes carrières du Parcq, ouvertes dans le coeur du synclinal, où elle est surmontée par la Formation d'Avesnelles (Tn<sub>1b</sub>). Les pendages sont vers l'Ouest (260/15). Au Nord de la route allant de la Ferme du Petit Bois vers Etroeungt, juste après le chemin des carrières du Parcq (point coté 171), se trouvent deux excavations qui montrent les calcaires de la Formation de Landelies (Tn<sub>2a</sub>) plongeant vers le NW (320/15).

#### B. INTERPRETATION.

Ces interprétations sont fondées sur la puissance et la largeur des affleurements.

##### 1. Formations minces.

Dans le cas où les épaisseurs des formations sont plus faibles que celles calculées à Avesnes, les formations dinantiennes et struniennes dessinaient un synclinal simple. Ce

synclinal cacherait peut-être des structures plus complexes, que faute d'informations, on ne pourrait mettre en évidence.

## **2. Formations épaisses.**

Dans le cas où les formations sont au moins identiques à celles connues à Avesnes, cela poserait des problèmes. Avec un pendage de 25° et une épaisseur d'un peu plus de 100 m, la largeur d'affleurement de la Formation du Grives déborderait largement l'excavation située à côté de l'ancienne filature où affleure la Formation d'Etroeungt (Tn<sub>1a</sub>). Le flanc sud a un pendage plus faible, donc une largeur d'affleurement plus importante encore ; on trouve ainsi, sur une même direction, qui est celle des bancs, la Formations du Grives (Tn<sub>3</sub>), la Formation de Landelies (Tn<sub>2b</sub>) et la Formation d'Etroeungt (Tn<sub>1a</sub>) des carrières du Parcq. Cette disposition suggère la présence d'un accident transversal. Gosselet (1888) décrit un accident transversal parallèle au ruisseau de la Longue Queue (anciennement ruisseau de Cantraine). A l'Est de celui-ci, les couches de la terminaison périsynclinale plongent vers l'Ouest, et à l'Ouest elles plongent vers le Nord. Ce dispositif est similaire (coupe D-1 et 2) à celui observé dans les secteurs de Saint-Hilaire et d'Avesnes (fig. 68 et 69). L'accident Est-Ouest qui pourrait expliquer la disparition d'une grande partie de la Formation du Grives rejoindrait l'accident Nord-Sud et formerait un contact unique identique à celui d'Avesnes et de Saint-Hilaire.

## **IV. LA BANDE DE TAISNIERES - SOLRE-LE-CHATEAU.**

Cartographiquement, cette bande fait environ 40 km de long. D'Ouest en Est, on passe d'une zone large à Taisnières et à Dompierre à une zone plus étroite au droit de Saint-Aubin et de Dourlers. Vers l'Est, cette bande se scinde en une branche nord qui passe par Dimechaux et une branche sud plus large qui passe par Beugnies, Sars-Poteries et Solre-le-Château.

### **A. TAISNIERES-EN-THIERACHE.**

Cette coupe déjà décrite par Carpentier (1913), va du Moulin de Taisnières situé sur la rive sud de l'Helpe Majeure jusqu'au chemin de Leval (coupe B-6). Elle commence

par une série tournaisienne renversée et ébauche ensuite une synforme à matériel viséen ; elle est décrite ci-après du Sud vers le Nord :

- le long de la route descendant vers le moulin, on observe les schistes de la Formation du Pont d'Arcole (Tn<sub>2a</sub>) ayant un pendage sud (180/45), surmontant les calcaires de la Formation de Landelies (Tn<sub>2b</sub>) plus récents, qui affleurent en face du moulin. A cet endroit, la série est donc inverse ;

- au Nord de l'Helpe, aux Ecreutes, ce sont les calcaires de la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>) qui affleurent, suivis de la Formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>), en position normale car le pendage est vers le Nord (360/80) ;

- plus au Nord, aux Cattiaux, apparaît la brèche du Livien supérieur (V<sub>3a</sub>), avec un pendage nord. Les schistes houillers datés du Namurien (Carpentier, 1913) sont visibles le long de la rue du Vivier et de la D 517 ;

- de nouveau les calcaires bréchiformes du Livien supérieur (V<sub>3a</sub>) visibles au Champ du Bois, sont suivis, plus au Nord, près du chemin de Leval, par la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>). Le pendage général est Sud.

Entre la série inverse observée au Moulin de Taisnières et les séries normales dessinant une large synforme au Nord de l'Helpe, passerait un contact anormal. Le flanc sud de la synforme, entre les Ecreutes et les Cattiaux, se poursuit vers l'Est à Dompierre (coupe B-5) où on reconnaît la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>) dans la carrière des Rocailles au Nord de la Cornette, suivie au Sud par les formations de plus en plus anciennes en position normale. Le village de Dompierre est construit sur les schistes famenniens qui ébauchent une large antiforme dont ne subsiste que le flanc septentrional. Les valeurs des pendages augmentent vers le Nord au fur et à mesure que l'on monte dans la série : à Dompierre, dans les schistes famenniens, le pendage est de 350/30, alors que dans la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>), le pendage est toujours au Nord mais de 80°.

Cartographiquement, de Dompierre à Taisnières et en suivant la direction des couches visibles (N 80 E), la série normale devrait recouvrir la série inverse du Moulin de Taisnières. On peut supposer qu'on ne voit la série inverse que grâce à la coupure offerte par la vallée de l'Helpe Majeure. Le contact anormal dessinerait un V dont la pointe serait dirigée vers le Nord. Ce contact à pendage nord passerait à Dompierre près de la laiterie.

## B. SAINT-REMY-CHAUSSEE, PONT DES LOUPS, MOULIN DES BODELEZ.

Cette coupe est réalisée le long du ruisseau de la Tarcy. Celui-ci a une direction NNW-SSE entre Saint-Rémy et le Pont des Loups, donc perpendiculaire à la direction des bancs et une direction ENE-WSW au Moulin des Bodelez où il est parallèle à la direction des couches.

### 1. Moulin des Bodelez.

A 200 m au Sud du moulin, les schistes constituant la base de la Formation du Pont d'Arcole (Tn<sub>2a</sub>) sont en position inverse (155/45). Au moulin affleure (coupe B-4) le sommet de cette formation également en position inverse (150/25). Cette position renversée des formations a déjà été signalée par Cayeux (1888) et Carpentier (1913) qui décrivent les calcaires de la Formation d'Etroeungt (Tn<sub>1a</sub>) sur les schistes du Pont d'Arcole (Tn<sub>2a</sub> ; schistes d'Avesnelles ; Cayeux, 1889 ; schistes à *Spiriferina octoplicata* ; Carpentier, 1913).

L'abrupt du Moulin des Bodelez montre les calcaires de la Formation de Landelies (Tn<sub>2b</sub>) en position normale comme l'attestent les nombreuses figures sédimentaires. Le pendage est vers le Nord (340/30).

En contrebas du moulin, sur la rive droite de la Tarcy, la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>) affleure avec un pendage nord (345/40). Celle-ci a été reconnue grâce aux cherts de couleur blanche qu'elle renferme (Conil, comm. orale).

Entre la série inverse et la série normale du Moulin des Bodelez passe nécessairement un contact anormal, qui aurait un plongement nord. Il s'agirait du même accident que celui du Moulin de Taisnières (voir ci-dessus la coupe de Taisnières-en-Thiérache).

### 2. Pont des Loups.

La coupe du Pont des Loups, montre la prolongation vers le Nord de la série normale du Moulin des Bodelez.

A partir du coude de la Tarcy, et en longeant ce même ruisseau sur environ 500 m du Sud au Nord (coupe B-4), on voit apparaître d'abord la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>)



qui succède à la Formation de Landelies (Tn<sub>2</sub>b) de l'escarpement du Moulin des Bodelez. Le pendage est de 40° vers le NNW et s'accroît en allant vers le Nord : dans la Formation de Godin (V<sub>1</sub>a) et la base de la Formation de Terwagne (V<sub>1</sub>b), il est de 50° vers le NNW. Le pendage du contact entre cette dernière et la Formation de Neffe (V<sub>2</sub>a) qui est visible derrière la maison de Monsieur Noquet (X = 711,5 ; Y = 1275), est de 60° vers le NNW. Dans l'ancienne carrière Lecomte (Cayeux, 1889), la Formation de Neffe (V<sub>2</sub>a) est verticale de même que son contact, au bord nord de la carrière, avec la Formation de Lives (V<sub>2</sub>b). Ces pendages conditionnent le dessin d'un pli en genou dont le flanc court vertical serait coupé en profondeur par la faille décrite à Taisnières et aux Bodelez.

### **3. La carrière de Queue-Noir-Jean.**

La série du Pont des Loups se prolonge vers le Nord par la carrière de Queue-Noir-Jean (coupe B-4).

Dans la carrière, au Nord, est visible le sommet bréchique de la Formation de Lives (V<sub>2</sub>b) à pendage sud (155/65). Le calcaire de Limont ("brèche dynamique" du V<sub>3</sub>a) occupe le centre de la carrière sur une large bande. Cette brèche est connue à Saint-Aubin, à Doullers, et à l'Est de la N 2 allant de Maubeuge à Avesnes-sur-Helpe (Cayeux, 1889 ; Carpentier, 1913). Au bord sud de la carrière, la série se termine par le calcaire de Saint-Rémy-Chaussée (V<sub>3</sub>b) et les schistes et phyllites de la Queue-Noir-Jean (V<sub>3</sub>c) qui marquent le passage au Namurien. Le pendage de ces formations est encore vers le Sud (135/50).

Plus au Sud, les schistes grisâtres pyriteux, riches en fossiles de végétaux, ont été datés du Namurien. Ces schistes seraient le coeur d'une synforme dont le flanc nord aurait un pendage élevé (sensiblement 60°S) et le flanc sud un pendage plus faible (20°N) (Carpentier, 1913). La manière dont les couches namuriennes sont dessinées suggère la présence d'un contact anormal.

### **4. Saint-Rémy-Chaussée.**

La coupe expose, du Nord au Sud, toutes les formations du Strunien au Livien qui présentent un pendage général vers le Sud (175/70). Elle correspond au flanc nord de la synforme majeure, dont l'axe passerait dans les schistes namuriens, situés au Sud de la carrière de Queue-Noir-Jean.

A Saint-Rémy-Chaussée (coupe B-4), au Sud du Fleuri-Camp, sur la rive gauche de la Tarcy, la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>) repose sur la Formation de Landelies (Tn<sub>2</sub>b).

Plus au Sud, au point coté 146 à l'embranchement de la route allant à la carrière de Queue-Noir-Jean, la Formation de Landelies (Tn<sub>2</sub>b) a été recoupée une seconde fois, avec encore un pendage sud (175/70). Ce dédoublement entre les formations ne permet pas d'envisager une structure en pli et ne peut être dû qu'à un contact anormal.

### C. DOURLERS.

A Dourlers (coupe B-3), sous l'église et sous la place du village, Cayeux (1889) signalait la Formation de Godin (V<sub>1</sub>a). Au Sud et sur la rive droite de la Tarcy, affleurent les dolomies de la Formation de Terwagne (V<sub>1</sub>b). Sur la rive gauche de la Tarcy, la Formation de Neffe (V<sub>2</sub>a) est visible dans le parc du château de Dourlers ; le long du Mont-Dourlers jusqu'au-delà de la chapelle Saint-Julien, son pendage est vers le Sud (180/40). Cette formation est suivie par celle de Lives (V<sub>2</sub>b) dont quelques chicots subsistent sur le Mont-Dourlers. La "brèche dynamique" (V<sub>3</sub>a) visible à l'Est du stade, au lieu-dit "Cense du Temple", a été signalée dans le parc du château de Dourlers et sous la chapelle Bertaux. Elle repose tantôt sur, tantôt sous la Formation de Lives (V<sub>2</sub>b) avec toujours un pendage sud (Cayeux, 1889). A partir du chemin de Monceau et vers le Sud, on a donc là une série inverse surmontant une série normale.

On observe, du Nord au Sud, des formations de plus en plus anciennes jusqu'aux schistes de la Formation du Pont d'Arcole (Tn<sub>2</sub>a) avec un pendage toujours sud (185/45). La série semble donc complète et renversée. Cartographiquement, elle peut se rattacher à celle du Moulin des Bodelez et à celle du Moulin de Taisnières.

### D. CONCLUSION.

Les affleurements compris entre Taisnières et Saint-Aubin, montrent, successivement, du Sud au Nord (fig. 71), un flanc inverse suivi d'une synforme. Par contre, à Dourlers, on observe un flanc inverse au Sud et un flanc normal (à pendage sud) au Nord. Au Moulin des Bodelez, les bancs de la série inverse "croisent" cartographiquement ceux de la série normale du Pont des Loups (fig. 71) et passeraient en réalité sous celle-ci, pour réapparaître au niveau du Moulin de Taisnières à la faveur de l'Helpe Majeure.

Le flanc sud normal de la synforme décrite au Nord de l'Helpe, à Taisnières et au Pont des Loups, est absent à Dourlers, alors que le flanc nord de cette même synforme est continu d'Ouest en Est, au moins jusqu'à Floursies (fig. 71). On peut expliquer cette

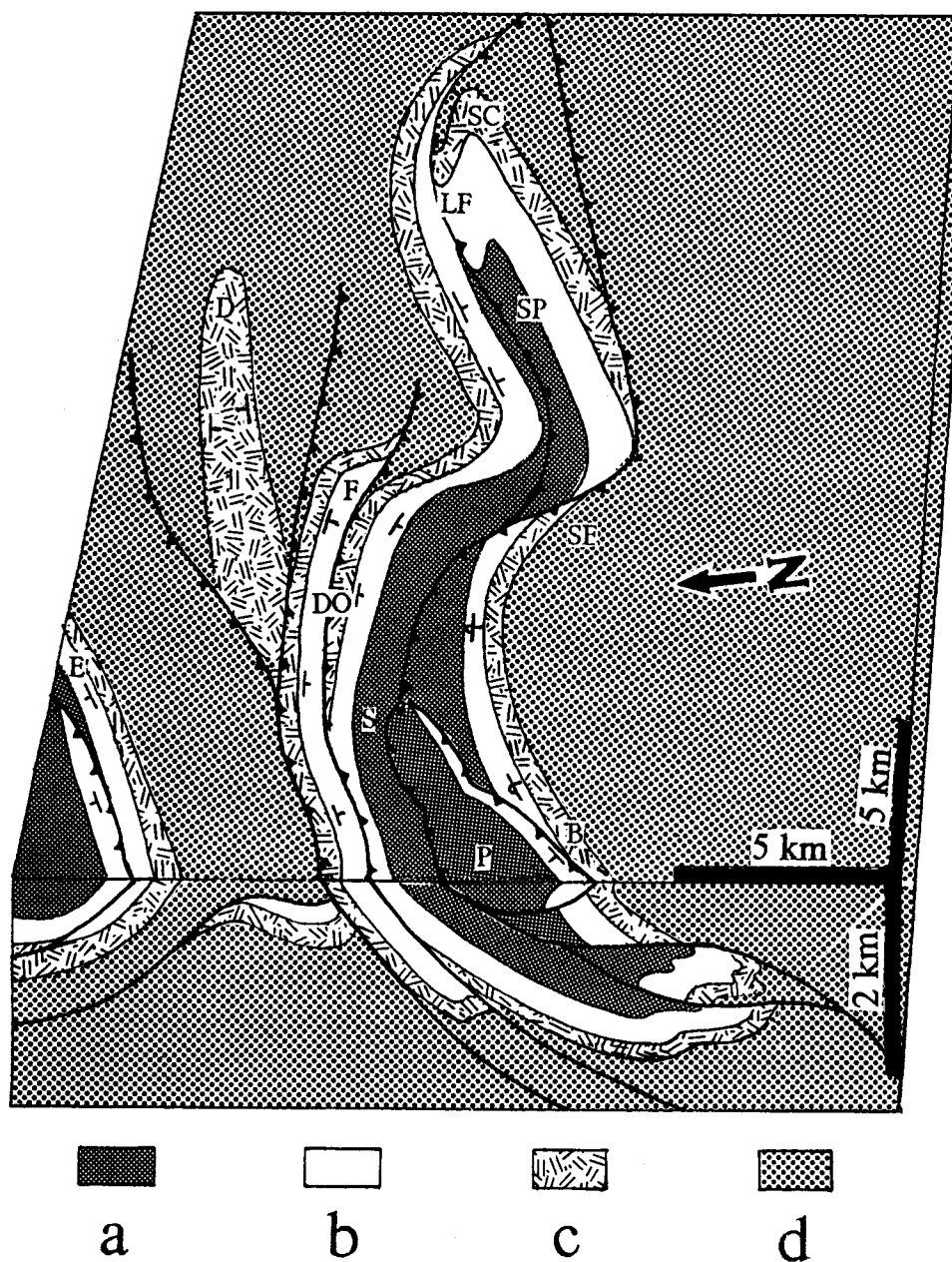


Fig. 71. Bande de Taisnières - Solre-le-Château.

E : Eclaires ; D : Diméchaux ; F : Floursies ; DO : Doullers ; S : Saint-Aubin ; P : Pont des Loups ; B : Moulin des Bodelez ; SE : Semousies ; SP : Sars-Poteries ; LF : Lez-Fontaine ; SC : Solre-le-Château.

a : Namurien et Viséen ; b : Tournaisien ; c : Strunien ; d : Dévonien.

Les unités empilées sur coupe, se succèdent d'Ouest vers l'Est sur la carte. Si on élimine le rejet le long des différents accidents, on obtient l'image d'un couple de plis asymétriques. L'ébauche de l'antiforme se fait dans l'Unité des Bodelez (B) et l'Unité du Pont des Loups (P). On remarque alors que les accidents affectent principalement le flanc court intermédiaire et se propagent parallèlement aux flancs longs.

Le synclinal de Diméchaux se "ferme" cartographiquement vers l'Est et "s'ouvre" vers l'Ouest, où devraient apparaître les formations tournaisiennes voire viséennes. Au droit de l'axe du synclinal, se trouvent les schistes dévoniens. Il faut voir là un accident chevauchant ayant au toit les schistes dévoniens et au mur les formations struniennes voire dinantiennes du synclinal de Diméchaux. Ce dernier occupe une position intermédiaire entre la bande de Taisnières - Solre-le-Château au Sud et la bande de Bachant - Ferrière au Nord dont le bord méridional est visible sur le bloc-diagramme au niveau d'Eclaires.

absence en invoquant un contact anormal qui limiterait la série du Pont des Loups, non seulement au Sud mais aussi à l'Est et au Nord. En coupe, ceci se traduirait par un contact plissé, donc par la présence d'une klippe. La branche nord de ce contact plissé passerait dans les Formations du V<sub>3</sub> (Livien supérieur et Warnantien). Nous baptiserons cette klippe : Unité du Pont des Loups, par opposition à l'Unité des Bodelez à pendage inverse. Cette dernière est séparée de l'Unité de Doulers à flanc nord normal par un autre contact anormal.

A Floursies, on peut observer des formations tournaisiennes à pendage sud (180/60). Celles-ci sont encadrées au Nord et au Sud par des formations struniennes avec la même disposition, il faut donc un accident bordant les formations tournaisiennes au Sud. Ce contact serait le prolongement de celui dont l'existence est supposée au Sud de Saint-Rémy-Chaussée (voir ci-dessus).

## 1. Beugnies - Sars-Poteries.

Les affleurements dinantiens dans cette zone sont rares et se cantonnent essentiellement au Nord de la D 962 allant de Beugnies à Solre-Le-Château.

A Sars-Poteries (coupe B-2), au passage à niveau sur la route allant à Dimont, on retrouve la Formation d'Etroeungt (Tn<sub>1a</sub>) à pendage sud (165/60). Plus à l'Est, une série d'excavations, entre le chemin de fer et le lieu-dit Balenpièce, montre la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>) dolomitique et géodique, à pendage également sud (170/70). Mis à part le Fammenien, ce sont les seuls affleurements visibles dans ce village. Les données bibliographiques complètent ces quelques points d'observation.

Les formations les plus jeunes sont la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>) et la Formation de Terwagne (V<sub>1b</sub>). Cette dernière (à *Productus llangollensis* pour Gosselet, 1888 et pour Cayeux, 1889 ; ou *Daviesella llangollensis* pour Carpentier, 1913) était visible au Nord de l'église de Beugnies sur la rive droite du "ruisseau de Baly" (qui correspondrait aujourd'hui au ruisseau de Lepet). La Formation de Godin (calcaire à *Productus sublaevis* Gosselet, 1888 ; Cayeux, 1889 et Carpentier, 1904 et 1913) passerait au Sud de la station du Sars et sous les fondations d'une fabrique à côté de cette même station. Elle a été reconnue également à 200 m et à 400 m, à l'Est de la gare de Sars, près de la voie ferrée. Les schistes de la Formation du Pont d'Arcole (Tn<sub>2a</sub>) à *Spiriferina octoplicata* affleuraient à 200 m au NNE de l'église de Sars. La Formation de Landelies (Tn<sub>2b</sub>) à *Spirifer cinctus* qui lui succède, affleure au même endroit et à 100 m au Nord de la gare de Sars-Poteries. La Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>) va des carrières au Sud de Balenpièce et passerait à 1 500 m environ à l'WNW de l'église de Beugnies. Cet

affleurement se trouve dans la même direction que les bancs mesurés (N170E). Il en est de même pour la Formation d'Etroeungt signalée par Cayeux (1889), à Charnould au NW de Beugnies.

La position des affleurements les uns par rapport aux autres, le pendage et la direction des bancs mesurés en certains endroits, montrent qu'il s'agit du flanc nord normale d'une synforme.

## 2. Lez-Fontaine.

Près de la chapelle, au lieu-dit le Trieu (coupe **B-1**), se trouve une ancienne carrière aménagée en amphithéâtre, où sont visibles des calcaires dolomitiques riches en cherts qui appartiennent à la Formation de Landelies (Tn<sub>2</sub>b) dont le pendage est de 40°S (175/40). Cette même formation apparaît plus à l'Ouest, toujours avec le même pendage. Ce niveau à cherts marque le sommet de la Formation de Landelies (Tn<sub>2</sub>b) et le passage à la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>). Au Nord-Est, dans un petit chemin de terre qui suit le ruisseau qui coule vers "derrière Marquais", affleure également la Formation de Landelies avec cette fois-ci un pendage vers le Nord (345/55). Les schistes de la Formation du Pont d'Arcole (Tn<sub>2</sub>a) sont visibles le long de la route allant du calvaire (point coté 197 m) à l'étang situé à proximité du chemin de fer et de la D. 27.

A l'Est de Lez-Fontaine, entre le ruisseau de Solre-le-Château et la D. 27, se trouvent plusieurs excavations en partie comblées et envahies de taillis. Parmi elles (Carpentier, 1904 et 1913), la carrière Debliquis et les carrières des Grandes Marlières (aujourd'hui carrières Rossignol), montraient un pli en genou affectant la Formation d'Etroeungt (Tn<sub>1</sub>a). L'augmentation du pendage du Nord au Sud (190/20 à 190/85) est notable.

Sur la même direction, on trouve les Formations de Landelies (Tn<sub>2</sub>b) et du Pont d'Arcole (Tn<sub>2</sub>a), en vis-à-vis avec la Formation d'Etroeungt (Tn<sub>1</sub>a), ce qui nécessite le passage d'un contact anormal tranchant les bancs. Celui-ci se prolongerait vers l'Est, à Solre-le-Château, au niveau du ruisseau passant par le Moulin de la Foulerie où la Formation du Pont d'Arcole (Tn<sub>2</sub>a) a été recoupée en deux endroits, près du stade et à l'Ouest de Sous-le-Veau. Les formations rencontrées à Lez-Fontaine appartiennent au flanc nord décrit à Sars-Poteries.

### **3. Conclusion.**

Les bancs ont une direction N 80 E environ. Pour relier le flanc nord de l'Unité de Dourlers, au flanc nord de la synforme de Beugnies et de Sars-Poteries, il est nécessaire de dessiner une virgation en Z (fig. 71). La limite entre cette nouvelle unité, à pendages normaux, et l'Unité des Bodelez, à pendages inverses, serait un contact anormal ayant lui aussi une allure cartographique en Z. La branche nord sépare l'Unité des Bodelez de celle de Dourlers. Le tronçon transversal correspond au pli transversal proposé par Carpentier (1913) et qui passerait à l'Est de Semousies. Enfin, la branche sud limiterait le bord méridional de l'Unité de Lez-Fontaine. L'accident décrit à Lez-Fontaine séparerait l'unité du même nom au Nord, du flanc normal décrit à Beugnies et à Sars-Poteries, ce dernier étant rangé dans l'Unité de Dourlers.

L'Unité de Lez-Fontaine se trouverait limitée au Nord et au Sud par deux contacts anormaux qui se rejoindraient à l'Est et à l'Ouest lui donnant ainsi l'allure d'une écaille (fig. 71). Au sein de cette écaille, les bancs dessineraient une synforme renversée vers le Nord.

De haut en bas, on aurait trois unités superposées dont les déplacements relatifs seraient minimes. L'unité supérieure est celle du Pont des Loups à pendage normal, qui se verticalise vers le bas. L'unité médiane est celle des Bodelez, qui est renversée. La flèche entre les formations des deux unités avoisinerait une centaine de mètres. La troisième unité sous-jacente est l'Unité de Dourlers. Le raccord entre cette dernière et l'Unité des Bodelez se fait par l'intermédiaire de l'Unité ou écaille de Lez-Fontaine. L'écart entre l'Unité des Bodelez et celle de Lez-Fontaine avoisinerait 500 m. La flèche entre cette dernière et l'Unité de Dourlers est de plus d'une centaine de mètres. Le cumul des déplacements vers le Nord est de l'ordre du kilomètre.

## **V. LA BANDE DE BACHANT - FERRIERE-LA-PETITE.**

Cette bande est très étendue. A l'Est, elle se dichotomise. Une partie des formations vont en direction de Ferrière-La-Petite jusqu'à Aibes où Gosselet (1888) signale la Formation d'Etroeungt (Tn<sub>1</sub>a), et l'autre allant vers Obrechies.

## A. FERRIERE-LA-PETITE ET LIMONT-FONTAINE.

### 1. Ferrière-La-Petite.

Cette coupe est parallèle à l'ancienne voie de chemin de fer (coupe A-1). Elle a été partiellement décrite par Gosselet (1888). Carpentier (1913) a dessiné l'allure générale de la synforme.

On y reconnaît toutes les formations allant du Strunien au sommet du Moliniacien. Le cœur de la synforme passe entre la Garenne (au Nord) et Morlut (au Sud), et montre les calcaires de la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>). Les valeurs de pendage au Sud et au Nord (respectivement 350/65 et 175/70) sont significatives d'un synclinal symétrique malgré la présence d'un pli d'entraînement dans le flanc sud de la Formation de Bachant (V<sub>1a</sub>) dans une carrière située au lieu-dit Morlut (carrière de Garenne, *in* Carpentier, 1913). Le synclinal de Ferrière s'ouvre largement vers l'Ouest puisque dans la carrière des Fouées, on rencontre la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>).

### 2. Limont-Fontaine.

Cette coupe est réalisée le long de la D 307, du Nord au Sud, entre Saint-Rémy du Nord, Limont-Fontaine et Eclaibes. Plusieurs axes de plis y sont décelés.

Le synclinal de Fontaine passant par la carrière C.B.S., montre un flanc nord vertical voire déjeté vers le Sud (cf. carrière C.B.S. à Limont-Fontaine) et un flanc sud à inclinaison plus faible (coupe A-2). Ce pli d'allure asymétrique présente uniquement les formations viséennes, avec au cœur la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>). Il est suivi au Sud par un anticlinal dont le cœur est occupé par la Formation du Grimour (V<sub>1b</sub>). Le synclinal qui succède au Sud et dont l'axe passe sous l'Ancien Moulin à Vent, montre dans sa partie centrale la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>) bréchique. L'anticlinal et les synclinaux précédemment cités sont asymétriques et ont une vergence sud antithétique par rapport au mouvement général sud-nord observé dans les affleurements du Sud de l'Avesnois.

Le village de Limont-Fontaine, est construit sur un pli anticlinal. A l'Ouest de la Rue des Esclaves et le long de la route menant de l'église de Limont à le Gourgeois, affleure la Formation d'Etroeungt (Tn<sub>1a</sub>). Cet anticlinal est symétrique (coupe A-2), le flanc nord comme le flanc sud ayant un pendage de 65°. Le synclinal qui lui succède au Sud est également symétrique. Le flanc sud de l'anticlinal de Limont-Fontaine a une direction de N 90E et un pendage de 65° sud (180/65). Par contre au Sud-Est à Eclaibes, la

direction des bancs est de N 050E pour un pendage fluctuant entre 15 et 30° NW (320/15 à 30°). De plus, les formations du flanc sud de l'anticlinal de Limont-Fontaine butent cartographiquement contre la Formation du Grimour (V<sub>1b</sub>), qui affleure le long du ruisseau de Warenne, à Eclaibes. Il faut donc envisager à cet endroit la présence d'un contact anormal dont la vergence est sud. Les formations observées à Eclaibes rejoignent, vers l'Est, celles de Beaufort.

### 3. Conclusion.

Sur la même direction (N 85 E), qui est la direction de la bande carbonifère allant de Limont-Fontaine à Ferrière-la-Petite, on rencontre :

- à l'Est, à Ferrière-la-Petite, un synclinal unique qui s'évase vers l'Ouest (axe 265/10) avec en son coeur la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>) ;

- à l'Ouest, une succession de plis synclinaux et anticlinaux dont les axes ont un fort plongement vers l'Ouest (synclinal de Fontaine dans la carrière C.B.S. : 265/15 à 260/30), par conséquent ces plis ont une fermeture cartographique "rapide". Ces observations conduisent à placer un accident transverse de direction N 020 E entre ce qu'on appellera l'Unité de Ferrière à l'Est et l'Unité de Limont-Fontaine à l'Ouest (fig. 72).

### B. DE LA FERME DU BEAUCHAMP A L'HORIPETTE.

Au point 158, situé au Nord de la ferme du Beauchamp, sont visibles les dolomies de la Formation du Grimour (V<sub>1b</sub>), ayant un pendage vers le Nord (345/60).

Plus au Nord, et à l'Est du Grand Bonval (coupe A-3), la Formation de Lives (V<sub>2a</sub>) a un pendage sud (170/65), identique à celui du flanc sud de l'anticlinal de Limont-Fontaine. Ces affleurements esquissent une synforme. Celle-ci fait suite, au Sud, à l'anticlinal de Limont-Fontaine ; elle appartiendrait à l'unité du même nom.

Plus au Nord, dans la carrière Adam (coupe A-3), on observe une antiforme asymétrique à vergence apparente nord, constituée de calcaires de la Formation de Bachant (V<sub>1a</sub>) dont le flanc court est à regard nord (340/70), le flanc sud ayant un pendage plus faible (170/35).

A l'Horipette, existent deux excavations près des établissements Boschetti. La carrière située au SE, appelée autrefois "carrière Malakoff" où la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub> ;



So à 345/60), est surmontée, par l'intermédiaire du "Banc d'Or", par la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>). Celle-ci occupe tout le front de taille de la seconde carrière (carrière René de Carpentier, 1913). La Formation de Lives, qui occupe le coeur de la synforme, est affectée par des ondulations décamétriques. Le bord nord de cette carrière présente à nouveau la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>) avec cette fois un pendage sud (165/60). Le synclinal de l'Horipette est symétrique et se referme cartographiquement à l'Est. Or, il se trouve dans le prolongement du synclinal de l'Ancien Moulin à Vent de l'Unité de Limont-Fontaine. On a donc deux synclinaux montrant les mêmes formations au coeur, sur la même direction axiale, d'où la nécessité de placer un accident transverse entre ces deux ensembles.

Au Sud de l'Unité de l'Horipette, les formations de la base du Viséen et du Tournaisien jouxtent la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>). Il y aurait là un contact anormal à pendage nord semblable à celui d'Eclaibes.

La coupe de Beauchamp-l'Horipette se continue au Nord par les calcaires de Bachant (V<sub>1b</sub>), visibles dans une ancienne excavation située au Sud de la voie ferrée à Bachant. Ces calcaires plongent vers l'Est (110/40). Leur pendage serait significatif de la terminaison anticlinale qui succède, au Nord, au synclinal de l'Horipette. Plus au Nord, au Rohué, Carpentier (1913) signalait, dans les carrières du canal, à Bachant, la Formation de Neffe (V<sub>2a</sub>) sur la Formation de Lives (V<sub>2b</sub>) avec un pendage inverse au Sud. En progressant vers le Nord, le pendage devient subvertical. Cette position est similaire à celle observée à Saint-Hilaire où les formations du Tournaisien et du Strunien sont renversées. A Bachant, à partir du chemin de fer et jusqu'à la Sambre, se succéderait une série de petits synclinaux et anticlinaux déversés vers le Nord.

Cartographiquement, le synclinal de Lhoripette apparaît flanqué, au Nord comme au Sud, de plis mineurs à vergences opposées. L'axe du synclinal de l'Horipette se prolongerait vers l'Ouest, vers le Pont des Moines, au Sud de Berlaimont, où Carpentier (1913) signale les calcaires bréchiqes de l'Assise de Saint-Hilaire à *Productus giganteus* (V<sub>3</sub>).

Le Namurien a été rencontré dans un puits réalisé au Sud de l'ancienne église d'Aulnoye. Ces schistes namuriens sont fortement inclinés vers le Sud. Le Namurien est suivi, septentrionalement par les calcaires bréchiqes de l'Assise de Saint-Hilaire à *Productus giganteus* (V<sub>3</sub>) qui affleurent près de l'ancienne église d'Aulnoye (Carpentier, 1913).

## C. DE MARLIERE A BEAUFORT.

La Formation du Grimour (V<sub>1b</sub>) constitue la formation la plus récente de la série dinantienne visible à Eclaibes. Méridionalement, des séries plus anciennes succèdent au V<sub>1b</sub> (coupe A-2) et présentent un même pendage (345/30). La succession normale des formations correspond au flanc sud d'une synforme. Celui-ci passe à Beaufort où la Formation du Grives (Tn<sub>3</sub>) affleure sous l'église. A l'Ouest de la Petite Fache, au NE de Beaufort, le long d'une petite route affleurent, du Nord au Sud, la Formation d'Etroeungt (Tn<sub>1a</sub>) suivie de la Formation d'Avesnelles (Tn<sub>1b</sub>), de la Formation du Pont d'Arcole (Tn<sub>2a</sub>) et de la Formation de Landelies (Tn<sub>2b</sub>). Ces formations pendent vers le Sud (190/60). Les formations viséennes, plus jeunes, se trouvent au SSW et butent contre les formations du flanc sud du synclinal de Beaufort. Entre les deux flancs de la synforme, passerait une faille à Beaufort même, qui aurait un pendage sud. Un contact anormal passant par Beaufort a déjà été signalé par Gosselet (1888).

Au Nord, à Marlière on aurait le même dispositif. Le flanc nord du synclinal de Beaufort chevaucherait vers le Nord le flanc sud de l'anticlinal de Marlière.

De part et d'autre de la faille transversale qui sépare l'Unité de Ferrière de l'Unité de Limont-Fontaine, existent des failles chevauchantes de vergences opposées (fig. 72).

## D. RELATION ENTRE LES DIFFERENTES STRUCTURES.

Pour proposer des relations géométriques entre les coupes décrites dans la bande de Ferrière, il convient de tenir compte essentiellement du tracé des différents contacts anormaux mis en évidence.

### 1. Hypothèse de l'unicité des contacts.

Le contact transversal séparant l'Unité de Ferrière de l'Unité de Limont-Fontaine se connecterait au Sud à l'accident d'Eclaibes. Le contact séparant l'Unité de l'Horipette de celle de Limont-Fontaine se rattacherait également à l'accident, à vergence sud, qui se trouverait au Sud de la carrière Adam. De ce fait, on intègre les formations qui passent d'Eclaibes jusqu'au Sud de Leval, à l'Unité de Ferrière, et le synclinal passant par le Grand-Bonval (Sud de l'Horipette), à l'Unité de Limont-Fontaine (fig. 72).

Ces contacts dessinent alors une virgation qui pourrait correspondre, comme dans le région d'Avesnes, à des contacts plissés. Si l'on admet le cylindrisme des structures

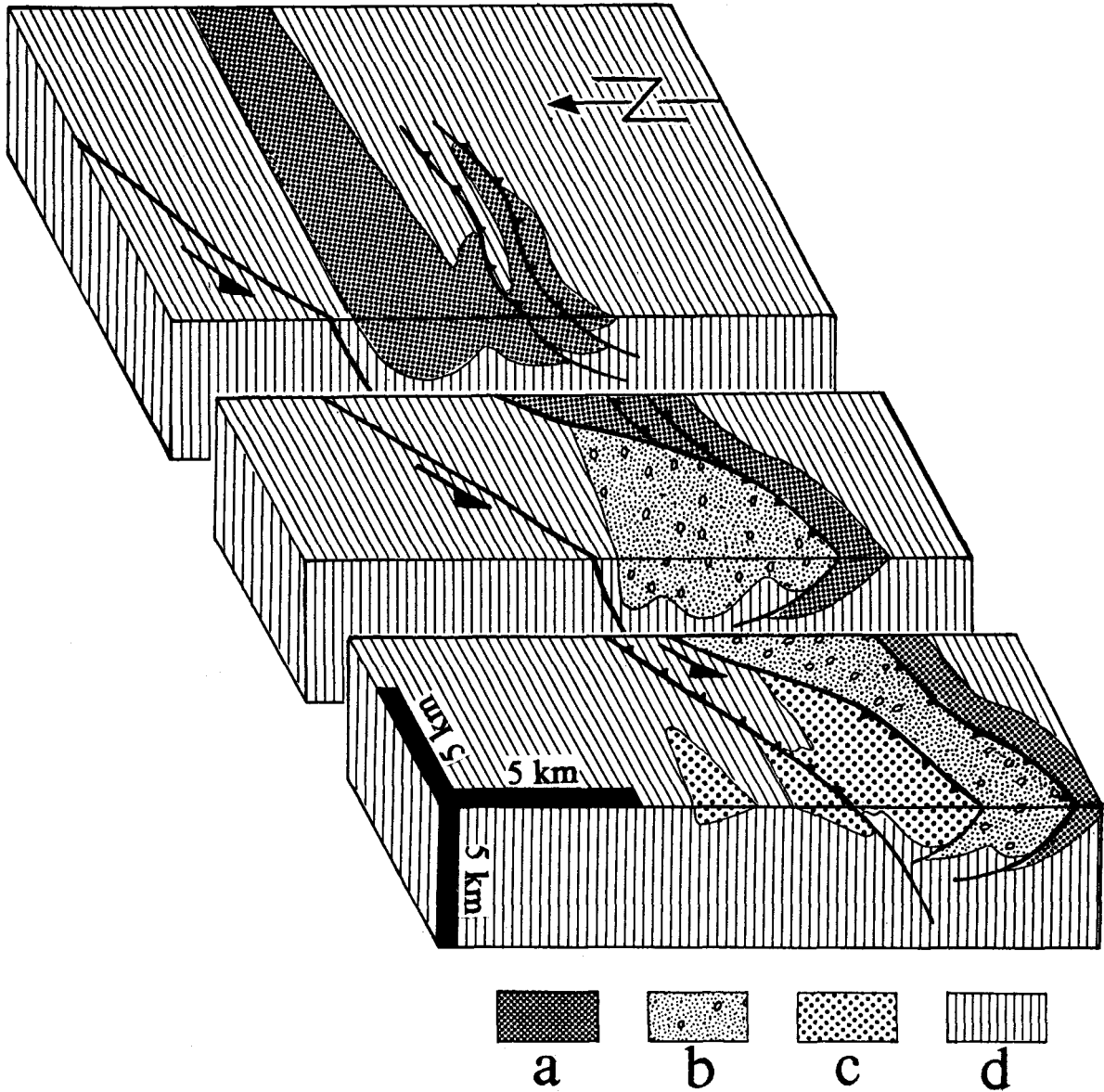


Fig. 72. Géométrie des plis et des failles dans la bande de Bachant-Ferrière.

a : Unité de Ferrière ; b : Unité de Limont-Fontaine ; c : Unité de l'Horipette et Unité de Bachant ; d : affleurements dévoniens.

Le bloc-diagramme a été morcelé en trois sous-blocs pour rendre compte du style structural d'Ouest en Est.

- La coupe du premier sous-bloc (premier plan) où les vergences sont opposées, passe par l'Horipette.
- Le deuxième sous-bloc (au milieu), montre la coupe passant par Limont-Fontaine, où la vergence est uniquement vers le Sud.
- A Ferrière-la-Petite (troisième sous-bloc, arrière plan), les vergences sont vers le Nord.

Le gradient de déformation semble diminuer d'Ouest en Est. C'est la raison pour laquelle le motif structural des bandes méridionales n'a pas été adoptée.

sur une distance plurikilométrique, l'Unité de l'Horipette chevaucherait l'Unité de Limont-Fontaine chevauchant elle-même l'Unité de Ferrière. Les plongements des axes des plis semblent également conformes à cette superposition (Ferrière-La-Petite : 265/10 ; Limont-Fontaine : 265/15 à 30 ; l'Horipette : 260/05). Ce schéma ne peut être retenu car il est difficile de justifier une superposition de 3 km et le fait que l'unité qui semble la plus plissée (Unité de l'Horipette) se trouve sur l'unité la moins plissée (Unité de Ferrière).

## **2. Hypothèse des accidents séparés.**

La géométrie des plis des unités, c'est-à-dire la fermeture successive d'Ouest en Est des plis, est assez différente de celle des autres bandes carbonifères précédemment étudiées. Le problème de la superposition, qui virtuellement serait correcte en cas de cylindricité continue, pourrait être résolu en supposant que les failles transversales ont un pendage plus élevé. Elles auraient donc fonctionné comme des rampes latérales en décrochevements senestres. Cette supposition est étayée par le décalage vers le Sud de toutes les formations de l'Est vers l'Ouest. De même qu'au droit de chaque décrochement, les formations carbonifères les plus méridionales accusent une virgation (fig. 72).

## **3. Explication possible.**

L'Unité de Ferrière, la plus orientale, modérément plissée, se trouve plus au Nord par rapport à l'Unité de Limont-Fontaine, elle-même plus septentrionale que l'Unité de l'Horipette plus plissée. Ces constatations permettent d'envisager la présence d'une discontinuité de direction N 045 E (direction de la Sambre) qui limiterait au Nord les formations carbonifères de Ferrière. Lors du raccourcissement (de direction N 170 E) les séries les plus occidentales auraient buté les premières contre cette "bordure" et la bande carbonifère aurait subi un coulissage senestre et une extension E-W, ayant morcelé les affleurements en trois unités, plissées indépendamment les unes par rapport aux autres. Cette discontinuité qui serait la limite nord de l'Auge Dinantaise passerait approximativement au Nord de Bachant.

## **VI. CONCLUSION.**

Les affleurements carbonifères de l'Avesnois peuvent être subdivisés en deux régions structurales dans lesquelles les événements tectoniques s'enregistrent

différemment. Le premier ensemble correspond aux trois bandes carbonifères sud à savoir : la bande d'Étroeungt, la bande de Marbaix-Avesnes et enfin la bande de Taisnières - Solre-le-Château. Le second ensemble est constitué par la bande de Bachant-Ferrière. Cette distinction en deux domaines est fondée sur des données structurales et paléogéographiques (fig. 42 et a, fig. 73).

## A. LES BANDES MÉRIDIIONALES.

Ces bandes présentent des analogies sédimentaires tout au moins au cours du Molinacien (sommet du Tn<sub>3</sub>, V<sub>1a</sub>, V<sub>1b</sub>, V<sub>2a</sub> et V<sub>2b</sub>) et appartiennent à ce que Mansy *et al.* (1989) ont appelé la "Ride d'Avesnes". D'autre part, elles montrent des analogies tectoniques. Tous les contacts chevauchants ont une vergence nord. Ils sont plissés avec les couches, ce qui les rend difficile à détecter. Par endroits, le déplacement le long de ces contacts, est faible et n'excède guère la centaine de mètres.

La topographie avesnoise étant "plane", ces accidents plissés émergent avec les terminaisons périclinales des plis et garderaient en carte comme en coupe la même allure (fig. 68 et 69). Ainsi, seuls les tronçons franchement obliques sur les couches et qui correspondent aux failles transversales ont été décelés par les auteurs précédents, puisqu'ils limitaient des séries d'âges différents. Les tronçons parallèles aux axes des plis et parfois aux couches étaient difficiles à détecter. Cette difficulté a poussé les géologues précédents à voir une continuité non seulement Nord-Sud mais également Est-Ouest des bancs et à introduire la notion de synclinorium.

## B. LA BANDE SEPTENTRIONALE.

Elle se distingue des précédentes par ses faciès sédimentaires, qui correspondent à un milieu plus profond. Cette zone subsidente s'appelle l'Auge Dinantaise (Paproth *et al.*, 1983) qui s'étalerait jusqu'à la région de Dinant en Belgique.

La bande carbonifère de Bachant-Ferrière serait donc séparée du haut-fond, qui commence à partir de la bande de Taisnières, par une faille normale. La deuxième discontinuité limiterait la bande au Nord suivant une direction parallèle à la Sambre (b, fig. 73). Au Nord de la Sambre, on se trouverait dans l'équivalent de l'Unité de Godinne (Meilliez, 1989).

## . L'Auge Dinantaise : un rhombochasme ?

Plus à l'Est, l'Auge Dinantaise est calée entre l'Unité de Godinne au Nord et la Ride d'Avesnes au Sud ; elle y est limitée par des accidents qui sont respectivement la Faille d'Yvoir et la même discontinuité qu'en Avesnois. Les affleurements carbonifères en Belgique ont une direction Est-Ouest et accusent une virgation NE-SW à partir de la ville de Dinant. Une quatrième discontinuité pourrait les limiter. Au NW, les massifs cambriens suivent une direction parallèle à celle de la Sambre (N 45 E). Ainsi, la géométrie obtenue est celle d'un rhombochasme dont le coin SW correspond à la bande de Bachant-Ferrière. Les bordures d'un tel bassin peuvent être jalonnées par des brèches (Crowell, 1974). Ce modèle pourrait expliquer la genèse possible de la grande brèche dans la région de Dinant (Pirlet, 1972) et dans la bande de Bachant - Ferrière

Ce rhombochasme a été "écrasé" lors du raccourcissement hercynien. Les branches de direction N 90 E que sont la Faille d'Yvoir et la Faille de la Ride d'Avesnes vont rejoindre en chevauchement avec un léger coulissage dextre. Par contre, les failles de direction N 045 E vont également jouer en chevauchement mais avec un coulissage senestre. Ainsi, la bande de Bachant-Ferrière aurait subi un écrasement N-S et une extension vers l'Est (b, fig. 73).

## VII. RECONSTITUTION TECTONIQUE DU DINANTIEN DE L'AVESNOIS.

Les affleurements dinantiens sont visibles dans un périmètre de 30 km, d'Etroeungt au Sud à Ferrière-la-Petite au Nord, et de 40 km de Taisnières à l'Ouest à Solre-le-Château à l'Est. Une coupe équilibrée a été réalisée afin de restituer les parties manquantes au-dessus de la surface topographique. Faute d'affleurement, cette coupe n'a pas été dessinée entre Avesnes-sur-Helpe et Etroeungt (pl. h.t. n°2).

A partir de la coupe équilibrée, une reconstitution des différentes phases de déformation est proposée (fig. 74) :

- la première étape correspond à l'état originel où les sédiments étaient horizontaux. Durant cette étape n'a été retenu que le synchronisme des formations et non leurs dissemblances lithologiques. Les variations d'épaisseurs dans les affleurements

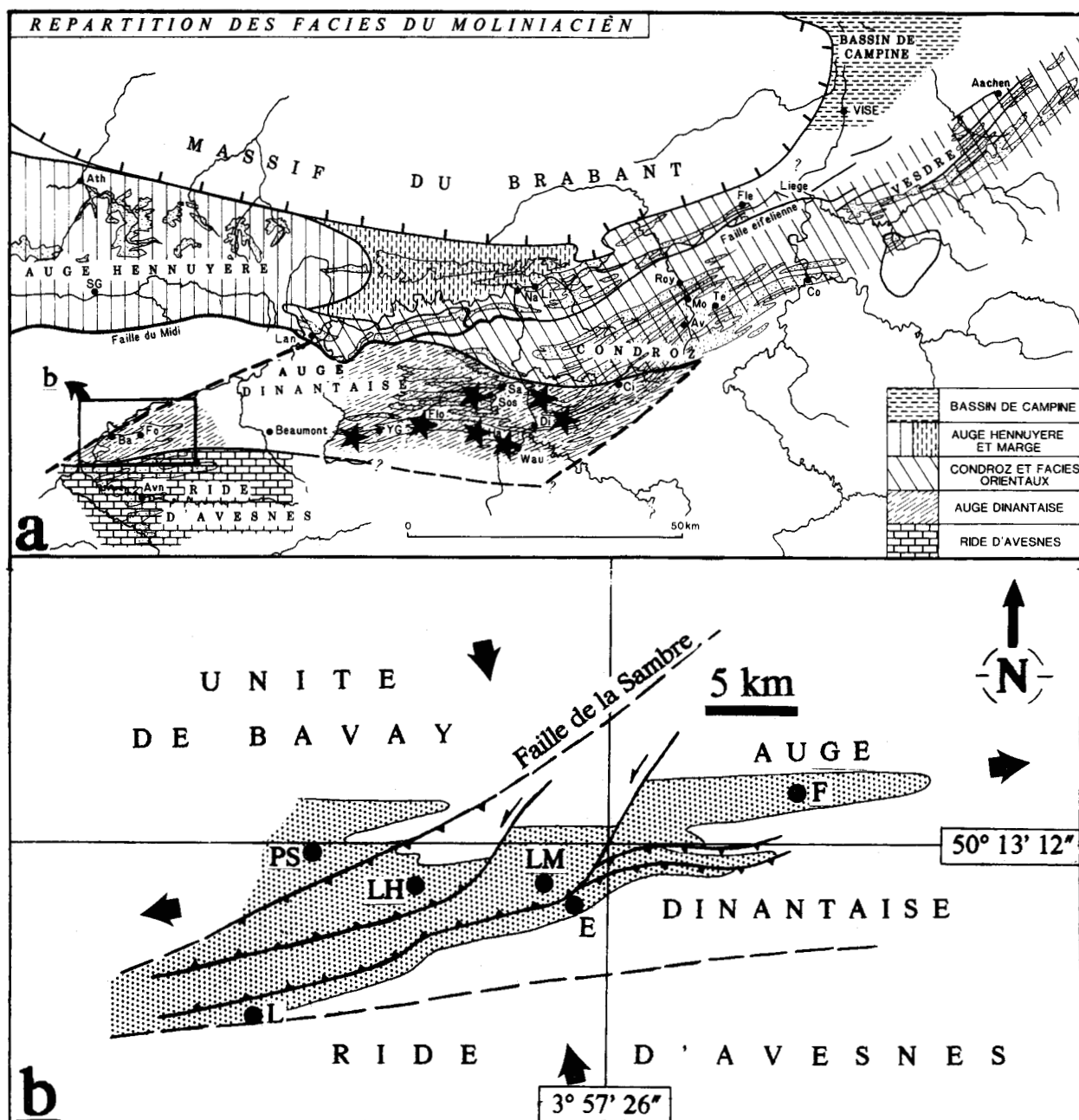


Fig. 73. L'Auge Dinantaise : un rhombochasma ?

**a.** Carte de la répartition des faciès du Moliniacien (d'après Mansy *et al.*, 1989).

Sur cette carte, ont été rajoutés les deux accidents (en tirets) de direction N 45 E. Ces derniers, avec les accidents Est-Ouest, donnent à l'Auge Dinantaise l'allure d'un rhombochasma. Les étoiles noires symbolisent les affleurements de la "Grande brèche" du V<sub>3</sub>, signalés par Pirlet (1972) aux alentours de Dinant.

**b.** la bande de Bachant - Ferrière.

F : Ferrière-la-Petite ; E : Eclaibes ; LM : Limont-Fontaine ; LH : l'Horipette ; L : Leval ; PS : Pont-sur-Sambre.

La bande de Bachant - Ferrière occupe le coin le plus occidental du rhombochasma. Elle est comprise entre l'Unité de Bavay au Nord et la Ride d'Avesnes au Sud. Cette bande "comprimée" a subi une extension Est-Ouest. Les accidents de direction N 25 E auraient fonctionné en rampes latérales décrochevauchantes et les accidents de direction N 85 E auraient fonctionné en rampes frontales chevauchantes.

dinantiens sont faibles. Par conséquent, à l'échelle régionale, on suppose que celles-ci sont constantes ;

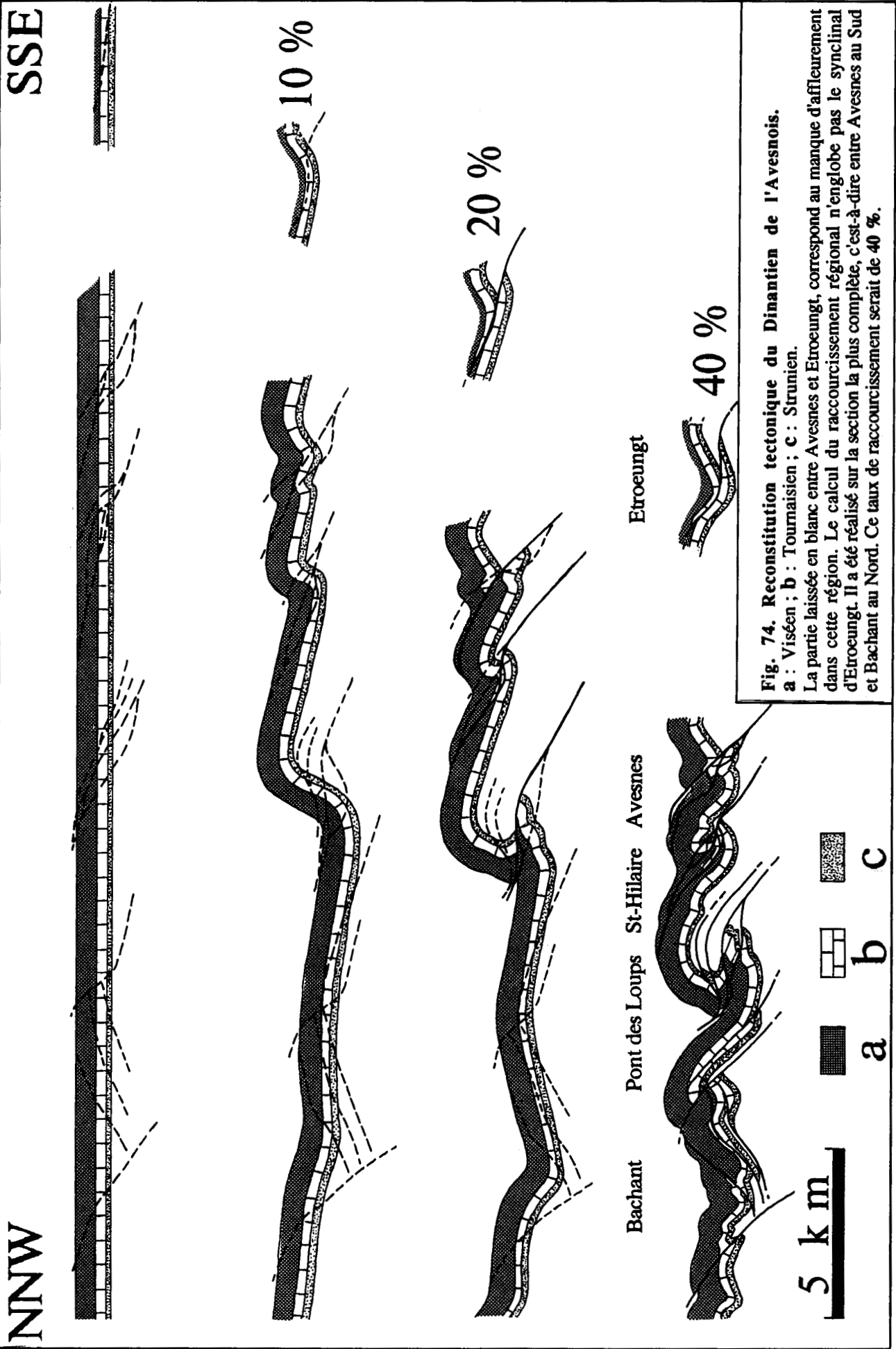
- une onde de plissement se serait propagée du Sud au Nord. Les formations méridionales de la Ride d'Avesnes auraient été les premières touchées, alors qu'au Nord dans la bande de Bachant-Ferrière, une dépression serait apparue. Parmi les plis formés, c'est celui de Taisnières - Solre-le-Château qui semble le plus imposant. Nous remarquerons également que les zones les plus "basses" sont situées au Nord et correspondent à des sites probables de la sédimentation houillère namurienne ;

- les flancs courts des plis ayant atteint la position verticale "dite de verrouillage" sont cisailés par des contacts subparallèles aux flancs longs des plis asymétriques. Les charnières anticlinales sont transportées sur les charnières synclinales. Dans le Nord de l'Avesnois, une asymétrie contraire, par rapport au sens du déplacement des unités, commence à se dessiner dans les affleurements septentrionaux. Nous remarquerons que dans la bande de Bachant-Ferrière comme dans la bande Taisnières - Solre-le-Château, la sédimentation carbonifère peut continuer ;

- les formations dinantiennes, comme les contacts cisailants, s'enroulent au cours du plissement. Les bandes méridionales montrent une vergence nord marquée, par contre la bande septentrionale montre une allure en éventail témoin de "l'écrasement" et de "l'extrusion" des sédiments vers le Nord et vers le Sud.

L'asymétrie contraire qu'affiche la bande septentrionale durant le raccourcissement serait un témoin de la présence d'un obstacle qui limiterait au Nord, les affleurements dinantiens et cela au sein même de la Nappe de Dinant. Cette reconstitution pourrait rendre compte de la formation de certaines brèches durant le Livien et le Warnantien (Viséen moyen et supérieur).





**Fig. 74. Reconstitution tectonique du Dinantien de l'Avesnois.**  
**a :** Viséen ; **b :** Tournaisien ; **c :** Strunien.

La partie laissée en blanc entre Avesnes et Etroeungt, correspond au manque d'affleurement dans cette région. Le calcul du raccourcissement régional n'englobe pas le synclinal d'Etroeungt. Il a été réalisé sur la section la plus complète, c'est-à-dire entre Avesnes au Sud et Bachant au Nord. Ce taux de raccourcissement serait de 40 %.



# La transversale de l'Avesnois



## I. INTRODUCTION.

La transversale de l'Avesnois proposée (fig. 76) est orientée NNW-SSE ; elle est faiblement oblique par rapport à celle de Jeumont (coupe n°3, fig. 5) décrite par Raoult (1986). Elle tient compte de plusieurs types de données.

### A. LES STRUCTURES DANS L'ALLOCHTONE.

La coupe bénéficie d'observations précises dans le Dinantien où la cartographie a révélé un style structural complexe et où cisaillements et plissements se combinent en séquences de déformation progressive (Khatir *et al.*, 1989). D'autres observations, (sans cartographie) dans le Givétien, révéleraient une déformation de style aussi complexe, sans que leur signification régionale ait été, ici, déterminée.

### B. LES STRUCTURES DANS LE PARAUTOCHTONE.

La coupe a été élaborée à l'aide des travaux de Cornet (1927, *in* Raoult *et al.*, 1984) qui a défini la structure aux alentours du Bois de Colfontaine, près de Dour en Belgique. Les données sur la structure du bassin houiller (Bouroz, 1959 et Bourouz *et al.*, 1961), ont contribué à compléter la coupe, où la Faille de Masse légèrement plissée est présentée comme un diverticule de la Faille du Midi. La série houillère comprise entre la Faille de Masse (au mur) et la Faille Barrois ou Faille Boussu (au toit) est plissée, écaillée et renversée vers le Nord.

Le sondage de Boussu (Dejonghe *et al.*, 1973) a permis de préciser le contenu de l'écaille comprise entre la Faille Barrois-Boussu, au mur, et la Faille du Midi, au toit. Ce sondage montre une série renversée avec des schistes et quartzites fortement tectonisés et schistosés attribués au Silurien ou au Siluro-Ordovicien surmontant des niveaux datés du Couvinien supérieur et du Givétien moyen et supérieur. Latéralement, la série renversée de Boussu se complète par des niveaux frasniens, famenniens et dinantiens (Delmer, 1977b).

## **II. DONNEES.**

### **A. LA SERIE ALLOCHTONE.**

La série dévono-carbonifère de l'allochtone dans l'Avesnois, présente des différences d'ordre stratigraphique et tectonique.

#### **1. Stratigraphie.**

D'après les notices et les cartes géologiques à 1/50 000 de Trélon et d'Avesnes-sur-Helpe, l'augmentation en épaisseur des séries dévoniennes (fig. 4) au sud d'Avesnes s'accompagne d'une variation lithologique. En effet, le Grès de Watissart disparaît à la latitude d'Avesnes-sur-Helpe et les sédiments deviennent plus pélitiques.

#### **2. Tectonique.**

Du Nord au Sud, trois domaines tectoniques se distinguent :

- entre l'affleurement de la Faille du Midi et celui de la Faille de la Sambre, est intercalée l'Unité de Bavay, équivalente de l'Unité de Godinne (Raoult et Meilliez, 1985 et 1987). Cette unité est caractérisée par des plis droits ;
- au Sud de la Faille de la Sambre et jusqu'à Avesnes-sur-Helpe, l'Unité d'Avesnes est caractérisée par une succession de synclinaux écaillés à coeur de calcaires dinantiens ou de schistes namuriens ;
- au Sud d'Avesnes, le domaine des séries dévoniennes épaisses déterminent des plis de grande longueur d'onde. Il s'agit de l'Unité d'Etroeungt.

Nous remarquons que l'Unité d'Avesnes est apparemment plus raccourcie que les deux unités qui l'encadrent.

### **B. LA FAILLE DU MIDI.**

Sur les profils sismiques de la région de Jeumont (Clément, 1963), on décèle un réflecteur associé à la Faille du Midi (réflecteur F) qui pend faiblement vers le Sud. Le



profil sismique du programme ECORS-NdF effectué en 1983-1984 (Bois *et al.*, 1984 et 1986 ; Cazes *et al.*, 1985 et 1986) montre que ce réflecteur se poursuit sur environ 125 km.

Les sondages de Jeumont et d'Épinoy, implantés à 7 et à 10 km environ au Sud de l'émergence de la Faille du Midi, ont traversé le chevauchement, respectivement à 2 400 m (Jeumont) et à 2 100 m (Épinoy), ce qui donne au chevauchement un pendage moyen de 15° sud (Raoult et Meilliez, 1987). Ces données m'ont aidé à fixer le tracé de la Faille du Midi depuis son affleurement dans le massif du Cerisier (Dour, Belgique) jusqu'au Sud d'Étroeungt.

Une étude géométrique, menée à partir des cartes géologiques publiées, a permis d'estimer en divers points, la profondeur du niveau de décollement théorique des plis (voir Dahlstrom, 1969a et b, 1970). Cette méthode a mis en évidence une surface inclinée comme le réflecteur sismique du profil ECORS et qui coïncide avec lui dans le sondage de Jeumont. En supposant que les épaisseurs stratigraphiques augmentent régulièrement du Nord vers le Sud, la trace de cette surface serait partout localisée dans le Dévonien inférieur. Ce dernier étant dominé par les schistes, on peut considérer la Faille du Midi comme un décollement de l'allochtone, localisé à la base de la couverture dévono-carbonifère (Khatir, 1983).

Le présent travail, ayant montré que les plis de l'Avesnois sont liés à une structure en écaïlles ; il est donc nécessaire de discuter de la relation de ces écaïlles avec le niveau théorique de décollement régional .

### C. LA SÉRIE PARAUTOCHTONE.

Le forage de Jeumont a traversé, sous la Faille du Midi, la série dévono-carbonifère en position normale. Le forage de Saint-Ghislain révèle que le Dinantien et le Dévonien supérieur sont très épais et toujours en position normale. Ces deux séries peuvent appartenir à une même série normale comme le suggère la coupe de Raoult (1986). La transversale de Jeumont proposée par Raoult (1986) montre un substratum à plongement sud présentant une zone subsidente au droit du forage de Saint-Ghislain ; au Sud du sondage de Jeumont, il est dessiné subparallèlement à la trace de la Faille du Midi.

Raoult (1986) suggère que l'écaïlle de Boussu provienne d'une zone située au bord sud du synclinorium de Dinant, qu'il nomme zone radicale (R). Il lui donne une flèche de déplacement de 50 à 60 km environ.

**Fig. 75. Relations structurales entre les différents sites étudiés.**

La disposition des reconstitutions tient compte de la position géographique actuelle, et non des distances les séparant.

Le stade initial, non représenté, correspond à l'état où toutes les couches sont horizontales. Ce stade est marqué par la dissolution parallèle aux plans de stratification avec la genèse de stylolithes stratiformes. Cet effet peut être rapporté à la compaction.

L'amorce du raccourcissement marque la naissance des joints calcitiques stratiformes et parfois même l'ouverture des stylolithes stratiformes. Celle-ci sera exagérée tardivement avec l'acquisition de la schistosité.

L'onde du plissement se propagerait du Sud au Nord de l'Avesnois. Les stades sont ici indicatifs et ne marquent pas une phase instantanée qui s'arrête, mais un processus continu donc difficile à limiter.

**. Stade a.**

- Avesnes : première schistosité liée à la naissance des plis asymétriques. Ces derniers montrent une vergence nord.
- Limont Fontaine : les couches restent horizontales, mais il y aurait naissance de petits plis asymétriques à vergence nord dans les bancs fins de la Formation de Lives. Ces plis maqueraient la genèse de la première schistosité.
- Bettlechies : les couches sont horizontales mais où prédomineraient des glissements qui seraient plus faibles qu'au Sud.

**. Stade b.**

- Avesnes : l'exacerbation du couple de plis asymétriques, et l'apparition des premiers contacts cisailants (Fa).
- Limont-Fontaine : Formation de plis de rampe à vergence sud. Les deux couples de plis des stades a et b, se trouvent sur les flancs du synclinal majeur qui est évasé.
- Bettlechies : genèse des plis asymétriques Pa sur les flancs du synclinal majeur. Le stade b est marqué par l'omniprésence de la schistosité dans tous les sites.

**. Stade c.**

- Avesnes : rupture du flanc court et naissance de Fb.
- Limont-Fontaine : le synclinal majeur est beaucoup plus marqué, déjà une asymétrie contraire à celle d'Avesnes commencerait à apparaître.
- Bettlechies : rupture des flancs courts des plis Pa.

**. Stade d.**

- Avesnes : le flanc nord se redresse, et les glissements le long des contacts Fa et Fb s'atténuent.
- Limont-Fontaine : le flanc nord atteint la position verticale et montre la naissance de plis asymétriques d'entraînement.
- Bettlechies : le blocage du glissement vers le Nord a induit la naissance du glissement D'antithétique et la genèse de plis passifs à schistosité enroulée (Pb).

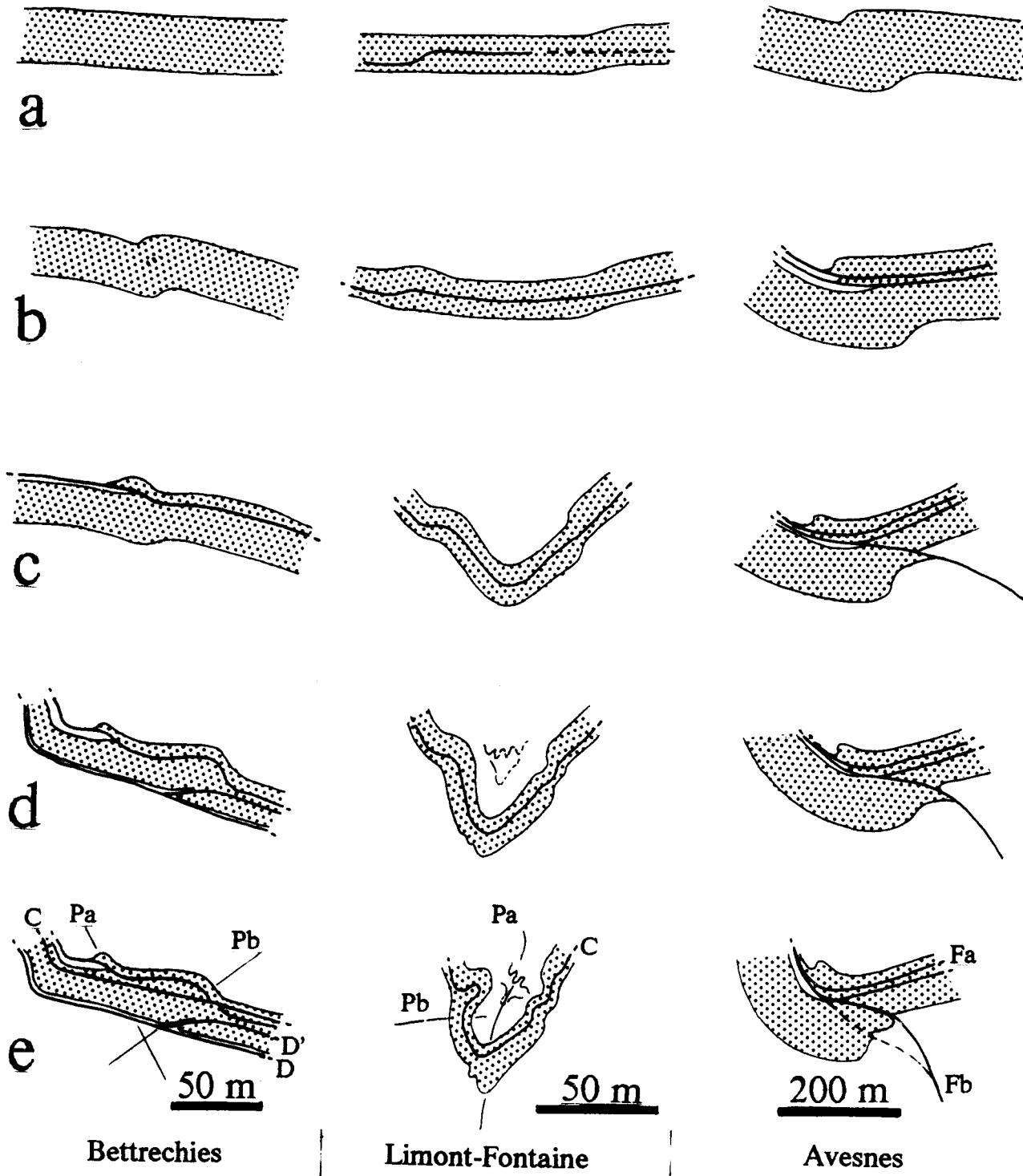
**. Stade e.**

- Avesnes : redressement du flanc nord et plissement des accidents Fb et Fa.
- Limont-Fontaine : le flanc nord est déversé vers le Sud, le synclinal majeur est très pincé.
- Bettlechies : le serrage final provoque la naissance d'un contact cisailant plan. Ce dernier tranche toutes les structures antérieures.



Nord

Sud



- Figure 75 -  
Légende en page 230.

## D. LES SONDAGES.

Mis à part le sondage de Boussu précédemment cité, la transversale de l'Avesnois est calée sur deux grands sondages : celui de Jeumont (1963-1964) dans l'allochtone et celui de Saint-Ghislain (1972-1978) dans le parautochtone.

### 1. Le sondage de Jeumont.

Ce sondage, de 4 938 m de profondeur, atteint la Faille du Midi à 2 400 m. Celle-ci, selon Raoult (1986), correspond au premier réflecteur profond continu noté F par Clément (1963). Elle met en contact un allochtone schistosé en série normale sur un autochtone relatif non schistosé en série normale (Raoult *et al.*, 1984 et 1985). Dans la série chevauchée, les réflecteurs P', P'' et le réflecteur P correspondent, respectivement au sommet des calcaires dinantiens et aux calcaires frasniens (Raoult, 1986). Le sondage s'arrête dans le Couvinien et l'absence du Dévonien inférieur reste hypothétique.

### 2. Le sondage de Saint Ghislain .

C'est le sondage le plus septentrional, il traverse les failles de Masse et de Grisoeil qui affectent les assises westphaliennes (Delmer, 1977b). En-dessous, la série est normale jusqu'au fond du sondage, atteignant le Frasnien à - 5 406 m. Les séries traversées sont très épaisses et correspondraient à un graben désigné sous le nom "d'Auge Hennuyère" (Bless *et al.*, 1980). La caractéristique de ce sondage est l'épaisse série dinantienne (2 550 m) (Grossens *et al.*, 1979), avec 600 m d'alternances anhydrite-calcaire (Dejonghe *et al.*, 1976 ; Rouchy *et al.*, 1984 ; Laumondais *et al.*, 1984 ; Pierre *et al.*, 1984).

## III. INTERPRETATION.

La transversale de l'Avesnois permet de discuter du rapport entre les unités allochtones et les unités parautochtones. Contrairement à la transversale de Jeumont, la transversale de l'Avesnois suggère la présence du Paléozoïque inférieur au toit de la Faille du Midi et des ondulations dans le substratum chevauché.

La formation et le cisaillement des grands plis asymétriques qui affecteraient le substratum et sa couverture dans le parautochtone, permettraient de justifier la présence du Paléozoïque inférieur dans l'écaille de Boussu. Ce lambeau pourrait correspondre, au

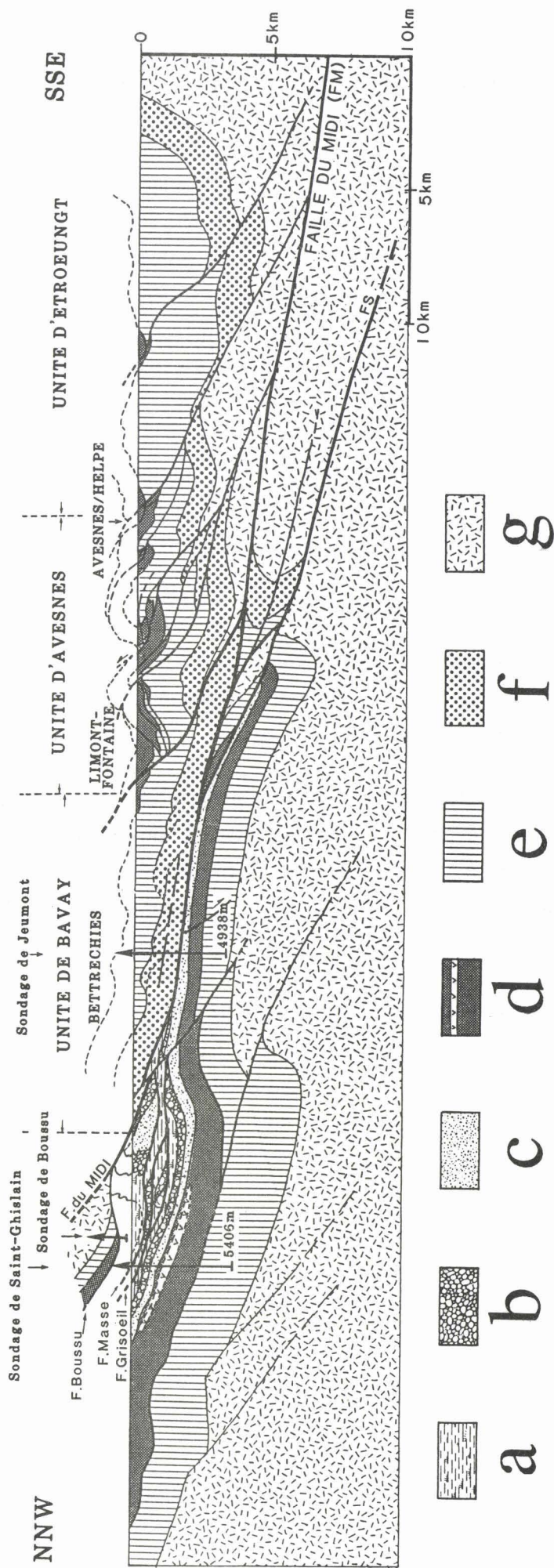


Fig. 76. La transversale de l'Avesnois.

**a** : Westphalien B ; **b** : Westphalien A ; **c** : Namurien ; **d** : Dinantien ; **e** : Dévonien supérieur et moyen ; **f** : Dévonien inférieur ; **g** : Paléozoïque inférieur.

Ni le pointé sismique, ni les colonnes des sondages n'ont été représentés sur la figure. Pour plus d'informations voir la coupe schématique interprétative sur la transversale de Jeumont de Raoult, 1986.

cours du Dévonien, à un haut fond où le Dévonien inférieur y serait absent et le Dévonien moyen et supérieur plus condensés.

Le Dévonien inférieur, schistosé, de l'Unité de Bavay proviendrait de l'endroit situé actuellement sous la Faille du Midi et au droit d'Avesnes-sur-Helpe. L'écaille du Massif de Boussu, constituée d'un lambeau de substratum siluro-ordovicien schistosé et de sa couverture non schistosée, datée du Dévonien moyen et supérieur, proviendrait d'une zone située actuellement sous Doullers. Ces deux domaines parautochtones montrent, au Sud, la présence du Dévonien inférieur et, au Nord, l'absence de ce même étage ; ils sont représentés côte à côte sur la figure 76.

Une reconstitution tectonique, à partir des trois sites étudiés (fig. 75), a été réalisée. La schistosité serait précoce à toute rupture (stades a et b) et la Faille du Midi aurait fonctionné au plus tôt au stade c et au plus tard au stade d. Il faudrait distinguer dans le parautochtone deux domaines : l'un non schistosé où le Dévonien inférieur est absent, l'autre schistosé où le Dévonien inférieur est présent. Ces deux domaines seraient séparés sur la transversale d'Avesnes par le contact chevauchant F (fig. 76). Celui-ci aurait accommodé une part non négligeable du déplacement de l'unité allochtone et serait à l'origine une faille synsédimentaire.

L'écaille située au droit de la bande Ferrière-la-Petite, contiendrait un lambeau du socle renversé sur sa couverture du Dévonien moyen et supérieur. Cette écaille permet de rendre compte, dans le parautochtone, de la série inverse observée dans le sondage d'Epinoy plus à l'Ouest (Laveine *et al.*, 1984 et 1985 ; Lethiers et Bouquillon, 1986 ; voir coupe n°2, fig. 5).

L'accident le plus important est celui qui sépare les massifs renversés de la série parautochtone normale (la Faille Barrois à l'Ouest, Masse-Grisoeil sur la coupe de la transversale de l'Avesnois, Ormont plus à l'Est et Magnée-Eifel à Liège). C'est l'opinion avancée par Raoult et Meilliez (1987) sur arguments structuraux et par Coen-Aubert (1988) sur arguments stratigraphiques.

Le lambeau paléozoïque de Boussu donnerait une flèche de déplacement d'environ 30 km.



QUATRIEME PARTIE.

CONCLUSION GENERALE.



Ce mémoire apporte de nombreux faits et hypothèses nouveaux sur la structure d'une couverture sédimentaire, d'âge dévono-carbonifère, plissée lors de l'orogénèse varisque avec une vergence globale au Nord.

Est d'abord révisée, grâce à une étude de documents miniers, la structure du Bassin Houiller : placée en position externe, donc au Nord du secteur étudié, sa molasse silésienne n'a été déformée que lors du paroxysme orogénique varisque.

La limite sud du Bassin Houiller, la Faille du Midi, est considérée comme un grand chevauchement, à vergence au Nord, en accord avec les résultats du programme ECORS-Nord de la France. Les unités qui viennent au Sud et au-dessus sont donc allochtones.

Ces unités plus méridionales, qui reposent tectoniquement sur le Bassin Houiller par l'intermédiaire de la Faille du Midi, sont regroupées sous le terme de Nappe de Dinant, (ou "Allochtone Ardennais", dénominations plus adaptées selon nous que l'ancien "Synclinorium de Dinant"). Au sein de cette Nappe l'étude tectonique a été réalisée à des échelles variées, sur plusieurs sites échelonnés du Nord au Sud dans la région de l'Avesnois. Toutes les observations, et les principales hypothèses, proviennent des affleurements de calcaires dinantiens et givétiens (le même travail pourrait être étendu aux grès et pélites du Dévonien, qui forment le reste de la série). On arrive ainsi à une nouvelle conception des déformations varisques dans cette extrémité occidentale de l'Ardenne.

## **Principaux résultats structuraux.**

### **Bassin Houiller.**

Seul le secteur d'Oignies, au bord nord du Bassin, a été révisé, soit une surface d'environ 100 km<sup>2</sup> et ce jusqu'à 1 ou 2 km de profondeur. Les attitudes des stratifications des veines de charbon ont été systématiquement calculées ou recalculées, ce qui permet de préciser la direction et le plongement axiaux, et la forme des principaux plis. Après révision du tableau de corrélation stratigraphique des veines, je peux dresser une carte infra-mésozoïque améliorée, et évaluer les flèches de certaines failles. Les sections des veines de charbon perpendiculaires aux axes des plis me permettent de proposer un raccourcissement minimum Sud-Nord de 35% pour ce secteur d'Oignies. Enfin je peux avancer un modèle cinématique à déformations progressives et enchaînées, pour expliquer les principales structures qui seraient dans l'ordre : les plis d'axe Est-Ouest, les principales failles chevauchantes, les failles décrochantes et les plis d'axe Nord-Sud. Cet enchaînement d'événements est certes assuré pour le seul secteur d'Oignies, mais la

tectonisation du Bassin semble en général d'un style comparable, avec un écaillage et des dédoublements, se compliquant de renversements seulement dans le Sud du Bassin, c'est-à-dire sous la Faille du Midi.

### Avesnois.

Dans la Nappe de Dinant deux approches complémentaires ont été suivies : une étude de la déformation fine a été menée dans les calcaires ; parallèlement, la cartographie des affleurements dinantiens de l'Avesnois a été révisée.

A 6 km du front de la Nappe, les calcaires givétiens finement lités, sont plissés en un synclinal de longueur d'onde kilométrique. Les flancs de ce pli sont flanqués de plis secondaires associés à des décollements. On y décèle une schistosité soit de plan axial soit enroulée dans les charnières de ces plis secondaires. Ces structures préexistantes sont accentuées puis tronquées par des cisaillements plans. L'ensemble montre un enchaînement progressif de déformations. Enfin la synforme majeure affiche une asymétrie nette témoin possible d'un cisaillement Sud-Nord.

Une même constatation est effectuée sur les calcaires dinantiens de Limont-Fontaine et d'Avesnes-sur-Helpe, où cette fois à partir des problèmes structuraux observés dans les carrières, une révision cartographique des affleurements dinantiens de l'Avesnois a été entreprise. Les conceptions antérieures de plis simples deviennent difficiles à maintenir. On arrive à l'image d'une pile sédimentaire horizontale qui, au fur et mesure que la déformation s'accroît aboutit à la naissance de plis asymétriques qui se propagent comme une onde du Sud au Nord de l'Avesnois. L'obliquité de la stratification dans les flancs courts sur la contrainte principale maximale va induire la naissance de cisaillements plats. Ces plis s'exacerbent, les contacts cisailants primitifs y sont enroulés. En final on aboutit à la superposition de plusieurs unités, qui se succèdent cartographiquement d'Est en Ouest. Ce modèle structural propre aux bandes dinantiennes méridionales ; de Taisnières - Solre-le-Château, de Marbaix-Avesnes enfin d'Etroeungt, ne serait pas valable pour la bande septentrionale de Bachant-Ferrière. Cette dernière a toujours montré une asymétrie contraire durant le raccourcissement et affiche un style structural différent en présentant un gradient de déformation élevé d'Est en Ouest.

Au vu des reconstitutions tectoniques du Dinantien, on constate que la déformation semble diachronique : plus ancienne au Sud qu'au Nord de l'Avesnois. En effet les bandes méridionales ont été les premières touchées par la déformation varisque. Dans la bande d'Etroeungt, la plus méridionale, la déformation est d'âge Moliniacien moyen légèrement postérieure au dépôt de la Formation de Godin (V<sub>1a</sub>). L'onde varisque atteint la bande de Marbaix-Avesnes au Livien inférieure. Elle est post Namurien dans les bandes de Taisnières - Solre-le-Château; et de Bachant - Ferrière.



## **Tectonique régionale.**

La transversale de l'Avesnois proposée en figure 76, montre plusieurs points nouveaux par rapport à celle de Jeumont proposée par Raoult (1986). Ils se résument par une précision des structures dans le Nappe de Dinant notamment pour les formations dinantiennes, qui bannit l'image d'une nappe passive mollement tectonisée. La transversale de l'Avesnois montre à l'image de l'allochtone, un autochtone écaillé pour rendre compte de la présence non seulement des séries renversées sous la Faille du Midi mais aussi de certaines structures, au front de la Nappe de Dinant. La présence dans l'autochtone de deux zones connexes séparées par un accident ; l'une avec, l'autre sans Dévonien inférieur, font de cet accident une faille synsédimentaire ayant joué en faille inverse. Le bloc méridional avec du Dévonien inférieur semble avoir ainsi contenu les sédiments de la Nappe de Dinant. La mise en place de cette dernière est probablement simultanée voire postérieure à sa structuration interne, l'allochtone étant schistosé alors que la couverture dévonienne du parautochtone ne l'est pas. Ces constatations suggèrent que la faille synsédimentaire précédemment citée semble avoir accomodé un déplacement important.

A l'image de la transversale de la Meuse (Meilliez, 1989), la transversale de l'Avesnois s'inspire du modèle de blocs et garde les mêmes divisions en unités, notamment l'unité de Godinne qui correspond à l'Unité de Bavay et l'Unité d'Havelange qui correspond à l'Unité d'Avesnes. Mis à part le Massif de Rocroi, la transversale de la Meuse montre un socle plus "rigide par rapport à la transversale de l'Avesnois.

### **. Perspectives.**

Si ce mémoire paraît avoir apporté quelques éclaircissements quand au processus de déformation de certains niveaux, il n'en soulève pas moins d'autres questions, à savoir :

- l'étude à partir de documents d'un secteur du bassin houiller reste incomplète sans observation directe sur le terrain. Ainsi, une visite dans un puits de mine pourrait apporter des solutions structurales principalement sur la présence ou non d'une schistosité, et établir au vue des resultats cartographiques un canevas des déformations.

- dans la nappe de Dinant il reste à définir la limite occidentale de l'Auge Dinantaise en comparant les faciès dinantiens de la bande de Bachant - Ferrière, au nord et au Sud de la Sambre. Les brèches du Livien pourraient apporter une solution pour préciser les bordures du bassin ;

- élargir la cartographie aux affleurements dévoniens, qui permettraient de préciser le style structural des niveaux sus-jacents entre Etroeungt et Avesnes et voir si la

surépaisseur des schistes dévoniens, constatée par les auteurs précédents dans le Sud de l'Avesnois, ne correspondrait pas à des dédoublements des séries. Seule, l'étude structurale ne pourrait pas apporter de solution. Une étude pluridisciplinaire est nécessaire.

**REFERENCES  
BIBLIOGRAPHIQUES.**



- AHARONI E. (1966). - Oil and gas prospects of Kurnub group (Lower Cretaceous) in southern Israël. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 50, n°11, p. 2388-2403.
- ALVAREZ W., ENGELDER T. and GEISER P. (1978). - Classification of solution cleavage in pelagic limestone. *Geology*, 6, p. 263-266.
- ANGELIER J. (1979). - Neotectonique de l'Arc Egéen. *Ann. Soc. géol. Nord*, Publ. n° 3, 479 p.
- ASSELBERGHS E. (1921). - Observation sur les couches éodévoniennes de Givonne. *Bull. Soc. belge Géol.*, 231, p. 98-120.
- ASSELBERGHS E. (1940). - Découverte de traits tectoniques dans la région anticlinale de l'Ardenne. *Mem. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 13, p. 4-40.
- ASSELBERGHS E. (1946). - Le Synclinal de l'Eifel et l'Anticlinale de Givonne dans l'Ardenne française et belge à l'Ouest de Bertrix Herbeumont. *Mém. Inst. Géol. Louvain*, 4, fasc. 1, p.1-98.
- AUTRAN A., CASTAING O., DEBEGLIA N., GUILLEN A. et WEBER CH. (1986). - Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris : hypothèse d'un rift fermé au Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 2, n° 1, p. 125-141.
- AUTRAN A., GERARD A. et WEBER CH. (1976). - La carte gravimétrique de la France. Exemples d'utilisation géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 18, n° 5, p. 1119-1132.
- BARROIS C., BERTRAND P. et PRUVOST P. (1930). - Le conglomérat de Roucourt du bassin houiller du Nord. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LV, p. 157-160.
- BARTLETT W.L., FRIEDMAN M. and LOGAN J.M. (1981). - Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. *Tectonophysics*, Amsterdam, t. 79, p. 255-277.
- BECQ-GIRAUDON J. F. (1983). - Synthèse structurale et paléogéographique du bassin houiller du Nord. *Mém. B.R.G.M.*, n° 123, 72 p.
- BECQ-GIRAUDON J.F. (1985). - Le bassin du Nord et du Pas-de-Calais dans le contexte hercynien de l'Europe occidentale. *Ind. Min., Mines et Carrières*, p. 369-376.
- BECQ-GIRAUDON J.F., LEPLAT J. et COLBEAUX J.P. (1981). - Structures anciennes transverses dans le bassin houiller du Nord et du Pas de Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 101, p. 117-121.
- BERTHE D. and BRUN J.P. (1980). - Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear zone, France. *J. Struct. Géol.*, vol. 2, n° 1/2, p. 127-133.
- BEUGNIES A. (1960). - Le Massif cambrien de Givonne. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 83, 39 p.
- BEUGNIES A. (1960). - Stratigraphie comparée du Cambrien des Massifs ardennais. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 19, p. 91-106.
- BEUGNIES A. (1960a). - Les grands traits de la géologie du Massif cambrien de Rocroi. *Bull. Soc. belge Géol., Paléont. et Hydrol.*, Bruxelles, t 69, f. 1, p. 83-106.
- BEUGNIES A. (1960b). - Stratigraphie comparée du Cambrien des Massifs ardennais. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, t. 19, p. 91-106.
- BEUGNIES A. (1963). - Essai d'interprétation géodynamique du magmatisme de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 83, p. 171-193.
- BEUGNIES A. (1963). - Le Massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n°270, 155 p.
- BEUGNIES A. (1964). - Essai de synthèse du géodynamisme paléozoïque de l'Ardenne. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, Paris, (2), v. 6, p. 269-277.
- BEUGNIES A. (1976). - Le lambeau de poussée hercynien de la Tombe (Ardenne belge). *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 96, p. 27-74.
- BEUGNIES A. (1983). - Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 102, p. 165-173.
- BEUGNIES A. (1984). - Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Mohret. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 104, p. 87-95.



- BEUGNIES A., DUMONT P., GEUKENS F., MORTELMANS G. et VANGUESTAINE M. (1976). - Essai de synthèse du Cambrien de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 96, p. 263-273.
- BISHOP D.G. (1968). - The geometric relationships of structural features associated with major strike-slip fault in New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, v. 11, n° 2, p. 405-417.
- BLES J.L. et FEUGA B. (1981). - La fracturation des roches. *Manuels et méthodes*, n° 1, *B.R.G.M. ed.*, 123 p.
- BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., CALVER M.A., DEJONGHE L., GRAULICH J.M., HORN M., KIMPE W.F.M., KULLEMANN J., MEESEN 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 J. (1977). - Y a-t-il des hydrocarbures dans le pré-Permien de l'Europe occidentale ? *Serv. Géol. Belg. Prof. Paper*, n° 148, 58 p.
- BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., CALVER M.A., GRAULICH J.M. and PAPROTH E. (1977). - Paleogeography of Upper Westphalian deposits in N.W. Europe with reference to the Westphalian C., North of the mobile Variscan belt. *Meded. Rijks Geol. Dienst, N.S.*, v. 28, n° 5, p. 101-132.
- BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., KASIG W., KOCKEL F., PAPROTH E. et STADLER G. (1980). - Evaporites anté-silésiennes sur la bordure orientale du massif du Brabant et dans le Fossé rhénan : une hypothèse. *Hommage à L. Calémbert, ed. G. Thone*, Liège, p. 23-32.
- BOIS C., CAZES M., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE PH., RAOULT J.F. and TOREILLES G. (1986). - Deep seismic profiling of the crust in Northern France. *Internal. Amer. Geoph. Union, Geodyn. Ser.*, v. 13, p. 21-29 (Symposium Ithaca, USA, juin 1984).
- BOIS C., DAMOTTE B., MASCLE A., CAZES M., TORREILLES G., GALDEANO A., HIRN A., MATTE Ph. et RAOULT J.F. (1984). - Deep seismic profiling of the crust in Northern France: the ECORS project. *I.F.P. Géologie* n° 26564, *Projet* n° A 41/84002..
- BONTE A. (1969). - Le Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 89, p. 23-46.
- BOUCKAERT J. (1984). - Deep drilling programs in Belgium. *Doc. B.R.G.M.*, n° 80, p. 185-200.
- BOUROZ A. (1947). - Quelques précisions sur le gisement de Groupe de Béthune des Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 67, p. 165-183.
- BOUROZ A. (1948). - Faille Limite, faille d'Auby et faille Barrois : une hypothèse sur ce que devient le synclinal de Dorignies vers l'Ouest. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 68, p. 185-193.
- BOUROZ A. (1949). - Le niveau marin de la Passée de Laure dans le Houiller du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 69, p. 182-198.
- BOUROZ A. (1950). - Sur quelques aspects du mécanisme de la déformation tectonique dans le bassin houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 70, p. 2-55.
- BOUROZ A. (1959). - Contribution à l'étude tectonique du massif de Denain-Crespin-Boussu. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 80, p. 129-159.
- BOUROZ A. (1960). - La structure du Paléozoïque du Nord de la France au Sud de la Grande Faille du Midi. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 80, p. 101-102.
- BOUROZ A. (1969). - Le Carbonifère du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 89, p. 47-65.
- BOUROZ A. (1985). - Coulisement dans le Paléozoïque du Boulonnais : la faille de Ferques. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 105, p. 37-42.
- BOUROZ A. (1987). - A propos des failles de Ferques et du Haut-Banc : réflexions sur quelques interprétations récentes de la tectonique du Carbonifère du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 106, p. 25-36.
- BOUROZ A. (1988). - Réflexions sur l'orogénèse varisque dans le Nord de la France : Grande Faille du Midi et tectonique globale. *Essai de généralisation. Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 108, p. 45-57.
- BOUROZ A. et STIEVENARD M. (1958). - La structure du gisement des charbons gras du Pas-de-Calais et la notion de faille Reumaux. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 78, p. 146-172.

- BOUROZ A., CHALARD J. et STIEVENARD M. (1951). - Sur les relations tectoniques des bassins de Valenciennes et du couchant de Mons. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 71, p. 58-77.
- BOUROZ A., CHALARD J., DALINVAL A. et STIEVENARD H. (1961). - La structure du bassin houiller du Nord de la région de Douai à la frontière belge. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 81, p. 173-220.
- BOUROZ A., STIEVENARD M., BUISINE M., DALINVAL A., DOLLE P., PINEL G. et PUIRABAUD G. (1963). - Carte des zones stratigraphiques à la cote - 300 m. Houillères du bassin du Nord et du Pas-de-Calais. *Inst. Géogr. Nat. édüt.*, Paris.
- BOYER S.E. et ELLIOTT D. (1983). - Thrust systems. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, 66, p. 1196-1230.
- BRIX M.R., DROZDZEWSKI G., GREILING R.O., WOLF R. and WREDE V. (1988). - The N Variscan margin of the Ruhr coal district (Western Germany) : structural style of a buried thrust front?. *Geol. Rund.*, Stuttgart, vol. 77, n° 1, p. 115-126.
- BROOKS M. and THOMPSON M.S. (1973). - The geological interpretation of a gravity survey of the Bristol Channel. *J. Geol. Soc. London*, t. 129, p. 245-274.
- BURRETT C. (1972). - Plate tectonics and the hercynian orogeny. *Nature*, vol. 239, p. 155-156.
- BURRETT C. and GRIFFITHS J. (1977). - A case for a Mid-Europe Ocean. In la Chaîne Varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. Intern. C.N.R.S.*, Rennes, n° 243, p. 313-328.
- CARPENTIER A. (1904). - La bande carbonifère de Lez-Fontaine, Sars-Poteries, Beugnies. *Ann. Soc. géol., Nord*, Lille, t. 33, p. 200-213.
- CARPENTIER A. (1913). - Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France. *Mém. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 7, n° 2, 434 p.
- CARTE TOPOGRAPHIQUE D'AVESNES-SUR-HELPE A 1/25 000 (1981). - 2727 est, *I.G.N. ed.*, Paris.
- CARTE TOPOGRAPHIQUE DE JEUMONT A 1/25 000 (1988). - 2806 est, *I.G.N. ed.*, Paris
- CARTE TOPOGRAPHIQUE DE MAUBEUGE A 1/25 000 (1988). - 2706 est, *I.G.N. ed.*, Paris.
- CARTE TOPOGRAPHIQUE DE TRELON A 1/25 000 (1980). - 2807 ouest, *I.G.N. ed.*, Paris.
- CAYEUX L. (1888). - Description géologique du canton d'Avesnes-Nord. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 16, p. 280-339.
- CAYEUX L. (1889). - Excursion de la Société géologique du Nord dans les environs d'Avesnes-sur-Helpe. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 17, p. 283-295.
- CAZES M., MASCLE A., TOREILLES X., BOIS CH., DAMOTTE B., MATTE PH., RAOULT J.F., PHAM V.N., HIRN A. and GALDEANO A. (1986). - Large variscan overthrusts beneath the Paris Basin. *Nature*, London, v. 323, n° 6084, p. 144-147.
- CAZES M., TORREILLES G., BOIS C., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE PH., PHAM V.N. et RAOULT J.F. (1985). - Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil Ecors. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), t. 1, n° 6, p. 925-941.
- CFP (M), COPESEP, RAP et SNPA (1965). - Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 85, p. 273-281.
- CHALARD J. (1940-1945). - La faille de Vicoigne du terrain houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. géol., Nord*, Lille, t. 70, p. 177-196.
- CHALARD J. (1960a). - Contribution à l'étude du Namurien du Bassin Houiller du Nord de la France. Imp. Hollande, Valenciennes, 2 v., 300 p., Thèse d'Etat, Lille, 1958.
- CHALARD J. (1960b). - Les Horizons à Goniatites du Namurien du Nord de la France. In *Ernest Van Aelst Ed.*, Maestricht, C. R. du IV<sup>e</sup> Congrès pour l'avancement des Etudes de stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Heerlen 15-20/09/1958, p. 87-92.

- CHERNYSHEVA N. (1948). - Au sujet d'*Archaeodiscus* et de formes voisines du carbonifère inférieur de l'URSS. *Akad. Nauk SSSR., Trudy Inst. Géol. Nauk*, 62, ser. géol., t. 19 : p. 150-158.
- CHOUKROUNE P. (1971). - Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées" ("pressure shadows"). *Bull. Soc. géol. de Fr.*, (7), t. 13, n° 3-4, p. 257-271.
- CLEMENT J. (1963). - Résultats préliminaires des campagnes géophysiques de reconnaissances dans le permis de recherches "Arras-Avesnes" de l'Association SHELL française PCRB-SAFREP. Objectifs du forage profond de Jeumont-Marpent n° 1. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 83, p. 237-241.
- COEN-AUBERT M. (1988). - Les unités lithostratigraphiques du Dévonien moyen et du Frasnien dans le sondage de Wepion. *Serv. Géol. Belgique prof. Paper*, Bruxelles, 231, 26 p.
- COLBEAUX J.P. (1974). - Mise en évidence d'une zone de cisaillement nord-artois. *C.R. Acad. Sci. Paris, série D*, t. 278, p. 1159-1161.
- COLBEAUX J.P. et LEPLAT J. (1982). - Apports de l'exploitation du charbon et des matériaux de construction à la connaissance de la structure du Massif primaire du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 102, p. 103-110.
- COLBEAUX J.P. et LEPLAT J. (1985). - Le Massif Paléozoïque du Bas-Boulonnais région de Marquise. *Géologie du Boulonnais. Sci. Nat.*, n°3, p. 119-125.
- COLBEAUX J.P., BEUGNIES A., DUPUIS C., ROBASYNSKI F. et SOMME J. (1977). - Tectonique de blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 97, p. 191-222.
- CONIL R. (1968). - Le calcaire carbonifère depuis le Tn1a jusqu'au V2a. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 90, B687-726.
- CONIL R. (1973). - Intérêt de certaines coupes de l'Avesnois dans la séquence classique du Dinantien. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 93, p. 169-175.
- CONIL R. et LYS M. (1964). - Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois), Algues et Foraminifères. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. 23, p. 1-290.
- CONIL R. et LYS M. (1970). - Données nouvelles sur les Foraminifères des couches de passage du Famennien au Tournaisien de l'Avesnois. *Congr. et Coll. Univ. Liège*, t. 55, p. 241-265.
- CONIL R., AUSTIN R.L., LYS L. et RHODES F.H.T. (1969). - La limite des étages tournaisien et viséen au stratotype de l'Assise de Dinant. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, t. 77, f. 1, p. 39-74.
- CONIL R., DREESSEN R., LENTZ M.A., LYS M. and PLODOWSKI G. (1986). - The Devonian-Carboniferous transition in the Franco-Belgian Basin with reference to Foraminifera and Brachiopods. In Bless M.J.M. et Streel M. éd. Late Devonian Events around the Old Red Continent. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 109, (1), p. 19-26.
- CONIL R., GROESSENS E. et LYS M. (1976). - Etude micropaléontologique de la tranchée d'Yves-Gomezée (Tn3-V1-V2, Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, 82 : p. 201-239.
- CONIL R., GROESSENS E. et PIRLET H. (1977). - Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 96, p. 363-371.
- CONIL R., LONGERSTAEY P.J. et RAMSBOTTOM W.H.C. (1979). - Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de Grande-Bretagne. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 30, 187 p.
- CONIL R., PIRLET H., et LYS M., avec la collaboration de LEGRAND R., STREEL M., BOUCKAERT J. et THOREZ J. (1969). - Traits dominants de l'échelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. *C.R. 6ème Cong. Intern. Strat. Géol. Carbon.*, Sheffield 1967, 1 : p. 45-50.
- CONIL R. et LYS M. (1968). - Utilisation stratigraphique des Foraminifères du Dinantien. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t.91, p. 491-557.
- CORNET J. (1927). - L'époque wealdienne dans le Hainaut. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, Liège, Liège, L, p. B89-104, p. B132-145.



- COWARD M.P. (1984). - The strain and textural history of thin-skinned tectonic zones : examples from the Assynt region of the Moine thrust zone. NW Scotland. *Jour. Struct. Géol.*, vol. 6 n°1/2, p. 89-99.
- COWARD M.P. and KIM J.H. (1981). - Strain within thrust sheets in : Thrust and Nappe Tectonics. *Ed. Mc Clay, K.R. and Price N.J. Spec. Publs Géol. Soc. Lond.*, vol. 9, p. 275-292.
- CROWELL J.C. (1974). - Origin of late Cenozoic basins in southern California.. In : Tectonics and sedimentation, *ed. W.R. Dickinson*, p. 190-204. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 22, Tulsa .
- DAHLSTROM C.D.A. (1969a). - Balanced cross sections. *Can. j. Earth Sci.*, Toronto, 6, p. 743-757.
- DAHLSTROM C.D.A. (1969b). - The upper detachment in concentric folding. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, Calgary, 17, 3, p. 326-346.
- DAHLSTROM C.D.A. (1970). - Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, v. 18, n° 3, p. 332-406.
- DALINVAL A., STIEVENARD M. et TOURNAY G. (1952). - Une nouvelle hypothèse sur la structure du gisement houiller de la région de Leforest-Ostricourt-Evin. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 72, p. 84-98.
- DEJONGHE L. DELMER A., GROESSENS E.(1976). - Découverte d'anhydrite dans les formations anténamuriennes du sondage de Saint-Ghislain. *Bull. Acad. roy. Belgique*, cl. Sci., p. 80-83.
- DEJONGHE L. et coll. (1973). - Le sondage de Boussu. *Prof.Paper, Serv. géol. Belgique*, n°3, 110 p.
- DELATTRE CH., POLVECHE J., WATERLOT B. et WATERLOT G. (1967). - Aperçu de la structure des terrains carbonifères de l'Avesnois. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 87, p. 203-209.
- DELMER A. (1977b). - Le Bassin du Hainaut et le sondage de St Ghislain. *Prof.Pap.Serv. géol. Belgique*, n° 143, 12 p.
- DERAMOND J., DEBAT P. et LAMOUREUX C. (1981). - Déplacement de la Nappe de Gavarnie : glissement sur les discontinuités et déformations continues. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, vol. 23, fasc. 3, p. 211-224.
- DERVILLE H. (1952). - Les faciès du calcaire de Bachant. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 72, p. 14-29.
- DEWEY J.F. (1965). - Nature and origin of Kink-bands. *Tectonophysics*, 1 (6), p. 459-494.
- DIBBLEE JR. T.W. (1977). - Late Mesozoic and Cenozoic sedimentation and tectonics in California. *San Joachin Geological Society*, p. 26-38.
- DORLODOT de H. (1895). - Recherches sur le prolongement occidental du Silurien de Sambre-et-Meuse et sur la terminaison orientale de la Faille du Midi. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, Liège, 20, p. 289-425.
- DUNNING F.W. (1977). - Caledonian-Variscan relations in North-West Europe. In La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. Intern. C.N.R.S.*, Rennes, n° 243, p. 165-180.
- DURNEY D.W. and RAMSAY J.G. (1973). - Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In : *Dejong and Scholten ed.*, "gravity and tectonics", N.Y.. John Wiley and sons, p. 67-96.
- FOURMARIER P. (1907). - La tectonique de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 34, Mém., p. 15-124.
- FOURMARIER P. (1913). - Les phénomènes de charriage dans le bassin de Sambre-Meuse et le prolongement du terrain houiller sous la Faille du Midi dans le Hainaut. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, v. 40, p. 192-235.
- FOURMARIER P. (1919a). - La poussée calédonienne dans le massif siluro-cambrien du Brabant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, Liège, t. 41, p. 300.
- FOURMARIER P. (1920). - La tectonique du Brabant et des régions voisines. *Mém. Acad. roy. Belg.*, Bruxelles, t. 4, 2ème s.

- FOURMARIER P. (1922). - L'évaluation de l'importance des phénomènes de charriage en Belgique et dans les régions voisines. *C. R. XIII<sup>o</sup> sess. Cong. Géol. Intern.*, Bruxelles.
- FOURMARIER P. (1931). - Les plissements calédoniens et les plissements hercyniens en Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 54, p. 365-384.
- FOURMARIER P. (1932). - Observations sur l'estimation de l'importance du transport suivant le charriage du Condroz. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, Liège, t. 56, p. 249.
- FOURMARIER P. (1954). - La tectonique. In : Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, Liège, p. 609-744.
- GAERTNER H.R. (VAN). (1969). - Zur tektonischen und magmatischen Entwicklung der Kratone. *Beih. Geol. Jb.*, 80, p. 117-145.
- GAMOND J.F. et GIRAUD A. (1982). - Identification des zones de faille à l'aide des associations de fractures de second ordre. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 24, n° 4, p. 755-762.
- GHOSH S.K. (1966). - Experimental tests of buckling folds in relation to strain ellipsoid in simple shear deformations. *Tectonophysics*, v. 3, p. 169-185.
- GIDON M. (1987). - Les structures tectoniques. Manuels et méthodes n°15, *B.R.G.M. ed.*, 206p.
- GOSSELET J. (1860). - Observations sur les terrains primaires de la Belgique et du Nord de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 18, 2e série 1861, p. 18.
- GOSSELET J. (1888). - L'Ardenne. *Mém. Carte géol. Fr.*, Baudry éd., Paris, 881 p.
- GOSSELET J. (1888-1889). - Géologie du Département du Nord. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 16, p. 215-254.
- GOSSELET J. (1908). - Note sur quelques failles aux terrains crétaciques et houillers de l'Artois. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 27, p. 80-109.
- GRATIER J.P. (1984). - La déformation des roches par dissolution-cristallisation. Aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. *Thèse d'Etat Es-Sciences*, I.R.I.G.M. Grenoble, 315 p.
- GRAULICH J.M. (1961a). - Les résultats du sondage de Wépion. *Ann. Mines de Belgique*, 1, p. 156-160.
- GRAULICH J.M. (1961b). - Le sondage de Wépion. *Mém. expl. Cartes géol. min. Belgique*, Bruxelles, n° 2, 102 p.
- GRAULICH J.M. (1980a). - Le sondage de Grand-Halleux. *Prof. Paper, Serv. géol. Belgique*, n° 175, 78 p.
- GRAULICH J.M. (1980b). - Les structures profondes en Famenne constituent-elles des réservoirs de gaz ? *Rev. générale du Gaz*, n° 4, p. 165-172.
- GRAULICH J.M. (1982). - Le sondage d'Havelange (Champs du Bois). *Ann. Mines Belgique*, n° 6, p. 545-561.
- GRAULICH J.M. (1984). - Coupe géologique passant par les sondages d'Hermaille-sous-Argenteau, Bolland, Soumagne, Soiron, Pepinster 2 et 1 et Juspenville. Commentaires. *Bull. Soc. belge Géol.*, v. 93, fasc. 1-2, p. 45-49.
- GROESSENS E., CONIL R. et HENNEBERT M. (1979). - Le Dinantien du sondage de Saint-Ghislain. Stratigraphie et Paléontologie. *Mém. Expl. Cartes géol. Min. Belgique*, n° 22, 137 p.
- GROUPE D'EXPLOITATION DE DOUAI (1964). - Tableau provisoire de concordance des veines. Document H.B.N.P.C.
- GROUPE D'HENIN-LIETARD (1947). - Tableau de correspondance des veines. Document H.B.N.P.C.
- GROUPE D'HENIN-LIETARD (1955). - Unification des appellations des veines, notations symboliques. Document H.B.N.P.C.
- GROUPE DE LENS (1945). - Tableau provisoire de concordance des veines. Document H.B.N.P.C.

- GRUPE DE LENS - LIEVIN (1978). - Région Sud Faille Reumaux. Coupe stratigraphique moyenne à 1/50 000. *Document H.B.N.P.C*
- HARDING T.P. (1974). - Petroleum Trap Associated with Wrench Faults. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, v. 58, n° 7, p. 1290-1304.
- HENRY J. (1983). - Méthodes modernes de géologie de terrain. 2a manuel d'analyse structurale. *Ed. Technip* Paris, 184 p.
- HERITIER F. et VILLEMEN J. (1971). Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière. *Bull. B.R.G.M.*, Orléans, sect. 1, (2), 2, p. 11-30 .
- HOYEZ B. (1970). - Analyse séquentielle des calcaires viséens du Massif du Haut-Banc, Boulonnais. *Thèse 3ème cycle, Univ. Lille I*, 174p..
- INGLES J. et DERAMOND J. (1978). - Effet de frettage dans des séries rythmiques sédimentaires. *C. R. Acad. Sc Paris*, t. 287, p.1107-1110.
- KHATIR A. (1983). Plis et décollements dans la nappe de Dinant, d'après les cartes de l'Avesnois. *Mém. DEA, Univ. Lille I*, inédit, 42 p.
- KHATIR A. et GUILLOT F. (sous presse). - Geologie structurale et exploitation de carrière en Avesnois (masif ardennais ; Nord, France). *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille.
- KHATIR A. et MANSY J.L. (1988). Un exemple de déformation progressive dans le Paléozoïque supérieur de l'Avesnois (Ardenne). 12ème R.S.T., Lille, *Soc. géol. Fr. éd.*, Paris, p. 79.
- KHATIR A. et POTDEVIN J.L. (1989). A cathodoluminescence study of madrepora test in the givetian limestones from the Dinant Nappe (Nord France) : fluid-rock interactions during diagenesis and deformation. *Terra abstracts*, vol. 1, n° 1 (5th E.U.G.), p. 379 .
- KHATIR A., MANSY J.L. et MEILLIEZ F. (1989). - Structures et déformation dans l'Allochtone Ardennais en Avesnois (Nord). *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. CVIII, p. 73-83 .
- KLEIN C. (1978). - Les relations de la Faille du Midi et de la faille eifélienne avec l'anticlinal du Condroz (Belgique). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, (D), t. 286, p. 451-454.
- LAUMONDAIS A., ROUCHY J.M. et GROESSENS E. (1984). - Importance des formations anhydritiques dinantiennes pour l'interprétation paléogéographique et structurale du domaine varisque d'Europe septentrionale. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, série II, n° 9, p. 411-414.
- LAURENT R. (1972). The Hercynides of South Europe, a model. *24th Int. Geol. Congr.*, section 3, p. 363-370.
- LAVEINE J.P. (1987). La flore du bassin houiller du Nord de la France. Biostratigraphie et méthodologie. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 106, p. 87-93.
- LAVEINE J.P., CHAMLEY H., BLIECK A., BOUQUILLON A., CANDILIER A.M., COMBLE-DESPAQUIS C., CRASQUIN S., DEBRABANT P., DE WEVER P., LETHIERS F., LOBOZIAK S. et STREEL M. (1984). - Recherches stratigraphiques dans le Paléozoïque du Nord de la France. in Coll. nat. Géol. prof. France, Paris, thème 1 : Chevauchements nord-varisques (faille du Midi). *Doc. BRGM n° 81-1*, BRGM éd., Orléans, p. 15-52.
- LAVEINE J.P., LETHIERS F., DE WEVER P., WEYANT M., CRASQUIN S., COMBLE C. et BOUQUILLON A. (1985). - Recherches biostratigraphiques concertées dans le Paléozoïque du Nord de la France. *Doc. B.R.G.M.*, n° 95-1, p. 15-31.
- LE GALL B. (1983). - La chaîne hercynienne en Cornouailles anglaises : Etude géologique du front du Lizard et des formations à blocs des zones du Mecange et de Roseland. Implications géodynamiques. *Thèse 3ème cycle, Univ. Brest*, 192 p.
- LE GALL B. (1984). - Les formations clastiques au front du Lizard (Cornouailles anglaises) : nouvelles données sur leur lithologie, leur structure et leur signification géodynamique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 26, n° 6 p. 1357-1364.
- LE GALL B. et PONCET J. (1983). - Le front du Lizard (Cornouailles anglaises) : un contact tectonique majeur, jalonné par des écaïles de calcaires paléozoïques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, II, p. 1683-1688.

- LEFORT J.P. et WEBER C. (1977). - Le socle anté-permien sous le bassin anglo-franco-belge, d'après les données géophysiques. Essai de corrélation entre les massifs hercyniens périphériques. In la chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. Intern. CNRS*, Rennes, n° 243, p. 415-422, 2 fig..
- LETHIERS F. et BOUQUILLON A. (1986). - Les Ostracodes dévoniens et carbonifères du sondage d'Epinoy 1 (Nord de la France) : leurs enseignements. *Bull. B.R.G.M.*, Orléans, n° 1, p. 125-137.
- LORENZ V. and NICHOLLS I.A. (1984). - Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. *Tectonophysics*, t. 107, p. 25-56.
- MACAR P. (1936). - L'anticlinal de Givonne et le flanc sud du synclinal de l'Eifel entre la vallée de la Meuse et le méridien de Corbion (Ardenne française et belge). *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 59, Mém., p. 51-131.
- MACAUDIERE J. (1984). - Les figures tectoniques liées aux flancs redressés des plis dans le Jura méridional. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, vol. 25, fasc. 4, p. 277-290.
- MAILLEUX E. (1930). - Observations nouvelles sur le Silurien de la Belgique. *Bull. Mus. R. Hist. Nat. Belg.*, Bruxelles, t. 6, n° 15.
- MANSY J.L., CONIL R., MEILLIEZ F., KHATIR A., DELCAMBRE B., GROESSENS E., LYS M., POTY E., SWENNEN R., TRENTESAUX A. et WEYANT M. (1989). - Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Dinantien dans l'Avesnois. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 108, p. 125-142.
- MATTE PH. (1986). - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques périatlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. 2, n° 1, p. 9-24.
- MATTE PH., RESPAUT J.P., MALUSKI H., LANCELOT 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 Pays de Bray 201. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. II, n° 1, p. 69-77.
- MEILLIEZ F. (1989). - Importance de l'événement calédonien dans l'Allochtone Ardennais ; Essai sur une cinématique paléozoïque de l'Ardenne dans la chaîne varisque. *Thèse d'Etat Es Sciences, Univ. du Maine*, 518p..
- MEILLIEZ F. et RAOULT J.F. (1987). - Le chevauchement frontal nord-varisque : bilan et perspectives. in chevauchements nord-varisques (faille du Midi), F. Meilliez coord., actes coll. nat. G.P.F., thème 1, 3ème phase d'investigation, *doc. B.R.G.M.*, Orléans, n°137, p. 9-17.
- MEISSNER R., BARTELTSEN H., MURAWSKI H. (1981). - Thin-skinned tectonics in the northern Rhenish Massif, Germany. *Nature*, Londres, 290, p. 399-401.
- MENARD G. (1988). - Modèles d'anticlinal de rampe et cisaillement couche sur couche associé. In l'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. J.P. Gratier coordinateur. *Mem. Doc. C.A.E.S.S.*, n° 20, p.77-84 .
- MERIAUX E. (1961). - Observations sur les conglomérats et marbres rouges de l'Artois. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 81, p. 65-71.
- MICHOT P. (1980). - Le segment tectogénique calédonien belge. *Mem. Acad. roy. Belgique*, Bruxelles, 2ème série, t. 42, f. 6, 61 p.
- MICHOT P. (1980). - Belgique. In Géologie des pays européens, France, Belgique, Luxembourg, *Dunod éd.*, Paris, p. 485-576.
- MINES D'OSTRICOURT (1944). - Tableau provisoire de concordance des veines. *Document H.B.N.P.C.*
- MINES DE COURRIERES (1944). - Tableau provisoire de concordance des veines. *Document H.B.N.P.C.*
- MORTELMANS G. (1955). - Considérations sur la structure tectonique et la stratigraphie du Massif du Brabant. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, t. 64, p. 179-218.
- MULLER L. (1963). - Der Felsbau. F. Enko, Verlag, Stuttgart.

- NICOLAS A. (1972). - Was the hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type?. *Nature*, vol. 236, p. 221-223.
- NICOLAS A. (1984). - Principes de tectonique. *Masson ed.*, Paris, 196 p.
- PAPROTH E. CONIL R., BLESS M.J.M., BOONEN P., BOUCKAERT J., CARPENTIER N., COEN M., DELCAMBRE B., DEPRIJCK Ch., DEUZON S., DREESEN R., GROESSENS E., HANCE L., HENNEBERT M., HIBO D., HAHN G. et R., HISLAIRE O., KASIG W., LALOUX M., LAUWERS A., LEES A., LYS M., OP DE BEEK K., OVERLAU P., PIRLET H., POTY E., RAMSBOTTOM W., STREEL M., SWENNEN R., THOREZ J., VANGUESTAINE M., VANSTEENWINKEL M. et VIESLET J.L. (1983). - Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium : a review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 406, p. 185-239.
- PERRIER R. (1982). - Bassin de Paris. Profil Alençon-Cambrai. In Programme ECORS, proposition de programme. *I.F.P.-I.N.A.G. éd.*, annexe 1, p. 7-18.
- PIERRE C., ROUCHY J.M., LAUMONDAIS A., et GROESSENS E. (1984). - Sédimentologie et géochimie isotopique (18O, 34S) des sulfates évaporitiques givétiens et dinantiens du Nord de la France et de la Belgique ; importance pour la stratigraphie et la reconstitution des paléomilieus de dépôt. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, série II, n° 1, p. 21-23.
- PIRLET H. (1972). - La "Grande Brèche" viséenne est un olistodrome : son rôle dans la constitution du Géosynclinal varisque en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, Liège, 95, p. 53-134.
- POWELL C. McA (1979). - A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58, p. 21-34.
- RAMBERG H. (1963c). - Evolution of drag folds. *Geol. Mag.*, vol. 100, p. 97-106.
- RAMSAY J.G. (1967). - Folding and Fracturing of Rocks. *Mc Graw-Hill ed.*, New-York, 568 p.
- RAMSAY J.G. (1980). - Shear zone geometry : a review. *J. Struct. Geol.*, vol. 2, n° 1/2, p. 83-99.
- RAMSAY J.G. and HUBER M.I. (1983). - The techniques of modern structural geology. Strain Analysis. *Ed. Academic Press Inc.*, London, vol. 1, 307 p.
- RAOULT J.F. (1986). - Le front varisque du Nord de la France d'après les profils sismiques, la géologie de surface et les sondages. *Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys.*, Paris, v. 27, f. 3-4, p. 347-368.
- RAOULT J.F. (1987). - Données récentes sur quelques grands traits structuraux du Bassin de Paris et son soubassement hercynien à partir du profil ECORS Nord de la France. in Cavelier G. et Lorenz J. coord., Aspect et évolution géologiques du Bassin parisien. *Bull. Inf. Géol. B. Paris*, mem. hors-série, n°6, p. 39-60.
- RAOULT J.F. and MEILLIEZ F. (1987). - The variscan front and the Midi fault between the Channel and the Meuse River. *J. struct. Geol.*, Oxford, v. 9, n°4, p. 473-479.
- RAOULT J.F. et MEILLIEZ F. (1985). - Commentaires sur une coupe structurale de l'Ardenne selon le méridien de Dinant. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 105, p. 97-109.
- RAOULT J.F., COLBEAUX J.P., KHATIR A., LEDRU P., MEILLIEZ F., PIQUE A., SOMME J., BEUGNIES A. et LEPLAT J. (1984). - Structures liées à la Faille du Midi et aux chevauchements nord-varisques. GPF 1, thème 1. *Document B.R.G.M.*, n° 81, p. 33-56.
- RAOULT 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). in Prog. G.P.F., 2ème phase, thème 1, *Doc. B.R.G.M.*, Orléans, n° 95-1, p. 33-54.
- ROBASZYNSKI F. et DUPUIS Ch. (1983). - Guides géologiques régionaux, Belgique. *Masson éd.*, Paris, 204 p.
- ROBASZYNSKI F. et LIVIN J. (1976). - L'observation géologique en carrière. Un exemple : Bellignies. Intérêts pour l'exploitant. *Ann. Scient. Dép. Mines-Géol.*, Mons, n° 2, p. 39-52.
- ROUCHY J.M., GROESSENS E. et LAUMONDAIS A. (1984). - Sédimentologie de la formation anhydritique viséenne du sondage de Saint-Ghislain (Hainaut, Belgique). Implications paléogéographiques et structurales. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 93, p. 105-145.

- SALVADOR A. and STAINFORTH R.M. (1968). - Clues in vénézuéla to the geology of Trinidad, and vice versa :. 4 th Caribbean Geol. Conf. Trans., p. 31-40.
- STAUFFER MEL R. (1970). - Deformation textures in tectonites. *Can. J. Earth Sc.*, vol. 7, n° 2, p. 499-511.
- TABLEAU STRATIGRAPHIQUE 1/5 000 (1970). - Concordances du Nord et du Pas-de-Calais. *Document H.B.N.P.C.*
- TAPPONNIER P. (1977). - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. 19, n° 3, p. 437-460.
- TEICHMÜLLER M. et TEICHMÜLLER R. (1979). - Ein inkohlungsprofil entlang der linksrheinischen Geotraverse von Schleiden nach Aachen und die Inkohlung in der Nord-Sud-Zone der Eifel. *Fort. Geol. Rheinld. Westf.*, v. 27, p. 323-355.
- THOMAS W. and DIBBLEE J.R. (1977). - Strike-Slip Tectonics of the San Andreas Fault and its Rock in Cenozoic Basin Evolvement. Late Mesozoic and Cenozoic Sedimentation and Tectonics in California. *San Joachim Geol. Soc.*, p. 26-38.
- THOREZ J. et PIRLET H. (1979). - Petrology of K-Bentonite beds in the Carbonates series of the Viséan and Tournaisian stages of Belgium. *Int. Caly Conf.*, p. 323-332.
- VACHARD D. (1977). - Etude stratigraphique et micropaléontologique (algues et foraminifères) du Viséen de la Montagne Noire (Hérault, France). *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 29, p. 111-195.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976). - Eléments de tectonique analytique. *Masson éd.*, Paris, 118 p.
- VUILLEMIN E. (1880). - Le bassin houiller du Pas-de-Calais. *Impr. L. Danel*, Lille, t. 1, 348 p.
- VUILLEMIN E. (1882). - Le bassin houiller du Pas-de-Calais. *Impr. L. Danel*, Lille, t. 2, 410 p.
- VUILLEMIN E. (1884). - Le bassin houiller du Pas-de-Calais. *Impr. L. Danel*, Lille, t. 3, 340 p.
- WALSH P.T. (1968). - The old red sanstone West of Kellarney. C.O. Kerry, Ireland *Proc. R. Acad.*, 66B, p. 9-26.
- WATERLOT B. (1970). - Données nouvelles sur le Carbonifère des environs de Pont-sur-Sambre. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 90, p. 39-40.
- WATERLOT B. (1970). - Nouvelles observations sur les terrains paléozoïques, crétaé et tertiaire des environs de Bavai. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. 90, p. 33-38.
- WATERLOT B. et MARLIERE R. (1971). - Feuille Le Quesnoy (XXVII-6). Carte géol. de la France à 1/50 000, *BRGM éd.*
- WATERLOT G. (1937). - Sur l'âge des plis et accidents du Massif cambrien de Rocroi. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 204, p. 281-283.
- WATERLOT G. (1945). - L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases des plissements calédoniens et hercyniens. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (5), t. 15, p. 3-44.
- WATERLOT G. et WATERLOT B. (1969). - Feuille d'Avesnes (XXVII-7). Carte géol. de la France à 1/50 000, *BRGM éd.*
- WATERLOT G., BEUGNIES A. et BINTZ J. (1973). - Ardenne Luxembourg. Guide géol. régional, Masson éd., Paris, 206 p.
- WATERLOT G., BEUGNIES A. et GODFRIAUX Y. (1967). - Feuille Maubeuge (XXVIII-6). Carte géol. de la France à 1/50 000, *BRGM éd.*
- WATERLOT G., DELATTRE Ch et HATRIVAL J.N. (1970). - Feuille Trélon (XXVIII-7). Carte géol. de la France à 1/50 000, *BRGM éd.*
- WEBER C. (1973). - Le socle antétriasique sous la partie sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Thèse d'Etat. Bull. B.R.G.M.*, sect. II, n° 3 et 4, p. 219-343.

- WILLIAMS P.F. (1972). - Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagni Australia. *Am. J. Sci.*, 272, p. 1-47 .
- ZIEGLER P.A. (1984). - Caledonian an Hercynian consolidation of western and central Europe, a working hypothesis. *Geol. Mijnb.*, t. 63, p. 93-108.





# ANNEXES.





Annexe n° 1  
Formes réelles des plis.



**Formes réelles des plis.** Par F. GUILLOT.

Problème : le but est de déterminer la forme de l'intersection de la surface cylindrique de vecteur génératrice  $\vec{W}(\phi, \theta)$  avec un plan  $(\Pi)$  perpendiculaire à  $\vec{W}$ .

. Soit  $(\vec{E}_{(x)}, \vec{N}_{(y)}, \vec{Z}_{(z)})$  un repère orthonormal direct ( $\vec{Z} = \vec{E} \wedge \vec{N}$  ; longueur des vecteurs unitaires : 1 km).

. Comme repère lié au plan , on prend  $(\vec{U}_{(x)}, \vec{V}_{(x)}, \vec{W})$  direct et orthonormal (unité de longueur : 1 km).

$$\begin{aligned} \text{En choisissant U horizontal} : \vec{U} &= \vec{W} \wedge \vec{Z} / \|\vec{W} \wedge \vec{Z}\| \\ &: \vec{V} = \vec{W} \wedge \vec{U} \end{aligned}$$

Justification du choix d'un tel repère.

Dans ce repère lié au plan, l'image par la projection parallèlement à  $\vec{W}$  sur le plan  $(\vec{U}, \vec{V})$  sera, pour un carré (A, B, C, D) par exemple, fournie par la situation des projections (A', B', C', D') : pour faire le dessin, il suffit donc de connaître les coordonnées X et Y de A', B', C', D', qui suit justement celles de A, B, C, D (seule différence, Z = 0 pour A', B', C', D' et Z = 0 pour A, B, C, D).

. Calcul de X et Y (et Z, si on veut) à partir de (x, y, z) :

$$\begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} = P \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} \text{ ou bien } \boxed{\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = P^{-1} \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix}}$$

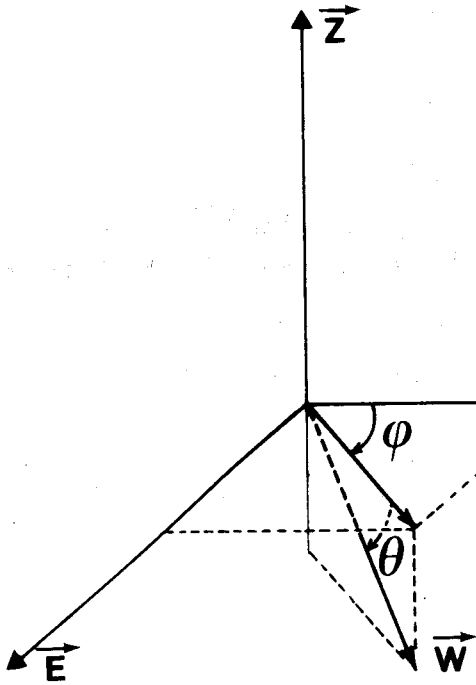
Cette matrice a pour inverse sa transposée car il s'agit d'une transformation orthogonale directe.

Calcul de P :

P = vecteurs colonnes (U, V, W)

$$\text{on a : } \vec{W} = \begin{pmatrix} \cos \theta \sin \phi \\ \cos \theta \cos \phi \\ -\sin \theta \end{pmatrix} \text{ en supposant } \begin{aligned} \theta &\in ] 0, 90^\circ [ \\ \phi &\in ] 0, 360^\circ [ \end{aligned}$$

mesuré depuis le Nord vers l'Est  
(W est supposé dirigé vers le bas)



$$\text{puis : } \vec{U} = \frac{\vec{Z} \wedge \vec{W}}{\|\vec{Z} \wedge \vec{W}\|} = \frac{\begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 1 \end{pmatrix} \wedge \begin{pmatrix} \cos\theta \sin\phi \\ \cos\theta \cos\phi \\ -\sin\theta \end{pmatrix}}{\|\vec{Z} \wedge \vec{W}\|}$$

$$\vec{U} = \frac{\begin{pmatrix} -\cos\theta \cos\phi \\ \cos\theta \sin\phi \\ 0 \end{pmatrix}}{|\cos\theta|} \Rightarrow \vec{U} = \begin{pmatrix} -\cos\phi \\ \sin\phi \\ 0 \end{pmatrix}$$

(soit :  $\cos\theta > 0$ )

$$\text{puis } \vec{V} = \vec{W} \wedge \vec{U} = \begin{pmatrix} \cos\theta \sin\phi \\ \cos\theta \cos\phi \\ -\sin\theta \end{pmatrix} \wedge \begin{pmatrix} -\cos\phi \\ \sin\phi \\ 0 \end{pmatrix}$$

$$\Rightarrow \vec{V} = \begin{pmatrix} \sin\theta \sin\phi \\ \sin\theta \cos\phi \\ \cos\theta \end{pmatrix}$$

d'où P :

$$P = \begin{pmatrix} -\cos\phi & \sin\theta \sin\phi & \cos\theta \sin\phi \\ \sin\phi & \sin\theta \cos\phi & \cos\theta \cos\phi \\ 0 & \cos\theta & -\sin\theta \end{pmatrix}$$

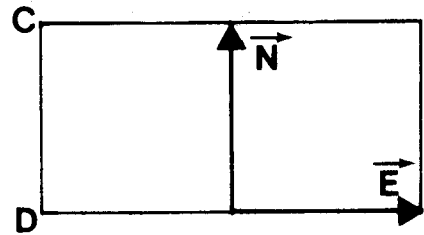
$$t_p = \begin{pmatrix} -\cos\phi & \sin\phi & 0 \\ \sin\theta \sin\phi & \sin\theta \cos\phi & \cos\theta \\ \cos\theta \sin\phi & \cos\theta \cos\phi & -\sin\theta \end{pmatrix}$$

$$A = \begin{pmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}$$

$$B = \begin{pmatrix} 1 \\ 1 \\ 0 \end{pmatrix}$$

$$C = \begin{pmatrix} -1 \\ 1 \\ 0 \end{pmatrix}$$

$$D = \begin{pmatrix} -1 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}$$



d'où, puisque

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = t_p \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix}$$

$$X = -\cos\phi x + \sin\phi y$$

$$Y = \sin\theta \sin\phi x + \sin\theta \cos\phi y + \cos\theta z$$

(Z = 0 carte à plat)

au cas où il y a une composante verticale

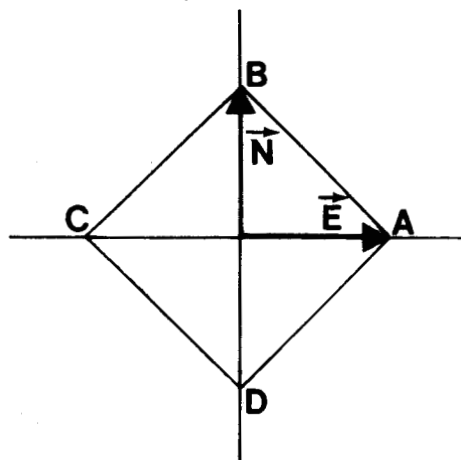
UTILISATION.

Avec ces coordonnées on obtient en grandeur réelle l'image du carré : on prend des coordonnées simples pour les sommets du carré.

$$A \begin{pmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}, \quad B \begin{pmatrix} 0 \\ 1 \\ 0 \end{pmatrix}, \quad C \begin{pmatrix} -1 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}, \quad D \begin{pmatrix} 0 \\ -1 \\ 0 \end{pmatrix}$$

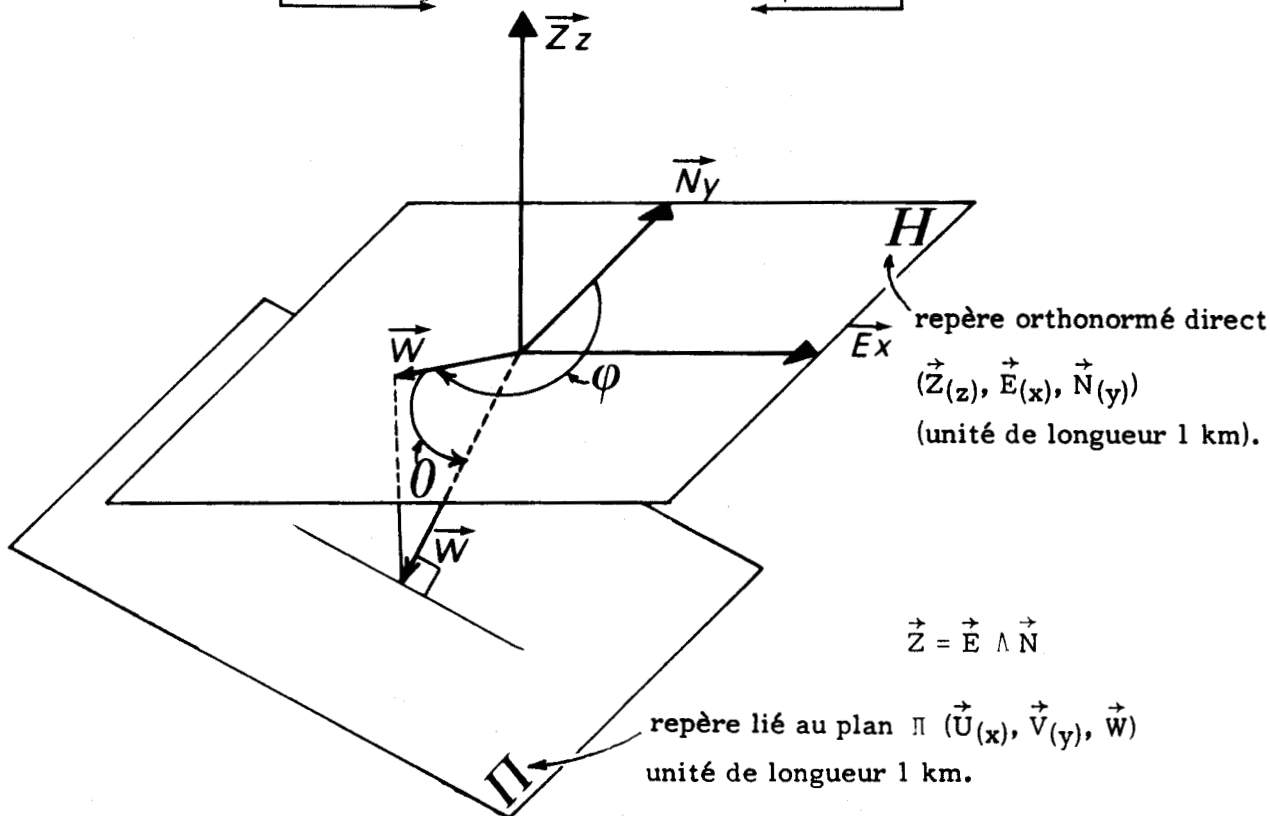
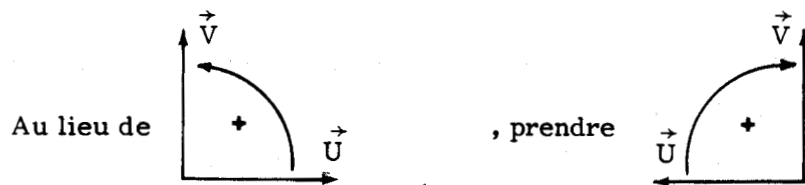
d'où :

$$\begin{aligned} XA' &= -\cos \phi \\ YA' &= \sin \theta \sin \phi \\ XB' &= \sin \phi \\ YB' &= \sin \theta \cos \phi \end{aligned}$$



(etc. C' et D' peuvent être construits par symétrie par rapport à O de A et B respectivement).

REMARQUE, pour regarder dans le sens de  $\vec{W}$ , il faut voir le plan  $(\vec{U}, \vec{V})$  par-dessous, donc placer les points A', B'... dans un repère plan orthonormal indirect.





U horizontal =>  $\vec{U} = \vec{W} \wedge \vec{Z} / \|\vec{W} \wedge \vec{Z}\|$  => division par son propre module pour avoir  $\|\vec{U}\| = 1$  km (pourquoi  $\vec{W} \wedge \vec{Z}$  ; pour qu'il soit à la fois perpendiculaire à  $\vec{W}$  et à  $\vec{Z}$ , donc horizontal).

Puis  $\vec{V} = \vec{W} \wedge \vec{U}$  => pour faire repère  $(\vec{U}, \vec{V}, \vec{W})$  orthonormal direct.

$\phi$  : angle entre le sens de la génératrice et le Nord, mesuré vers l'Est ( $0 \leq \phi \leq 360^\circ$ )

$\theta$  : plongement de la génératrice ( $0 \leq \theta \leq 90^\circ$ )

(x, y) coordonnées du point A dans le plan horizontal (exemple un sommet du rectangle de référence à caler).

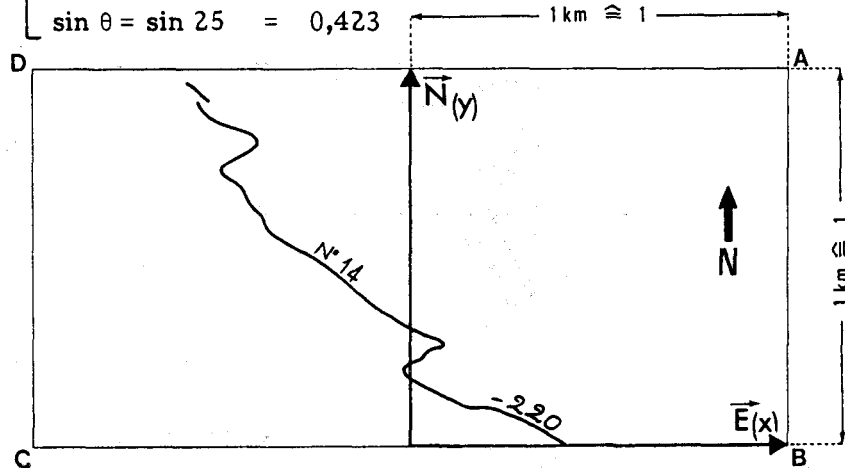
(x, y) coordonnées du point A' sur le plan perpendiculaire à la génératrice.

Application .

Exemple : veine n° 14 du puits n° 10 de la concession de l'Escarpelle. Cette veine est recoupée à plusieurs niveaux dont les plus importants sont, l'étage -220 m et l'étage -300 m. De direction N 120 E, elle est prise entre deux failles ; la Faille de la Gare (décrochement senestre) au Nord et la faille chevauchante du n° 10 au Sud. Nous prendrons seulement le tracé de la veine à l'étage -220 m.

L'axe moyen des microplis de la veine ou la génératrice est de 250/25° environ.

donc :  $\phi = 250^\circ$   $\left[ \begin{array}{l} \cos \phi = \cos 230 = -0,643 \\ \sin \phi = \sin 230 = -0,766 \\ \sin \theta = \sin 25 = 0,423 \end{array} \right.$



Calcul des coordonnées (X, Y) des sommets A', B', C' et D' du plan perpendiculaire à la génératrice de la veine n° 14 sachant que :



$$\begin{aligned} X &= -\cos \phi x + \sin \phi y \\ Y &= \sin \theta \sin \phi x + \sin \theta \cos \phi y \end{aligned}$$

- Les coordonnées de A'

$$x = 1$$

$$y = 1$$

$$XA' = -\cos \phi x + \sin \phi y = 0,643 - 0,766 = -0,123$$

$$YA' = \sin \theta \sin \phi x + \sin \theta \cos \phi y = -0,324 - 0,272 = -0,596$$

- Les coordonnées de B'

$$x = 1$$

$$y = 0$$

$$XB' = -\cos \phi x = 0,643$$

$$YB' = \sin \theta \sin \phi x = -0,324$$

- Les coordonnées de C'

$$x = -1$$

$$y = 0$$

$$XC' = \cos \phi x = -0,643$$

$$YC' = -\sin \theta \sin \phi x = 0,324$$

- Les coordonnées de D'

$$x = -1$$

$$y = +1$$

$$XD' = +\cos \phi x + \sin \phi y = -0,643 - 0,766 = -1,409$$

$$YD' = -(\sin \theta \sin \phi x) + (\sin \theta \cos \phi y) = +0,342 - 0,272$$

$$= 0,070$$

Dans le cas traité la composante verticale entre les deux plans d'étage est de 80 m soit (0,08) : étant donné qu'on descend c'est donc (- 80 m)

$$\text{Donc } \cos z = 0,906 x - 0,08 = -0,0725$$

$$Y = \sin \theta \sin \phi x + \sin \theta \cos \phi y + \cos \theta z$$

D'où les nouvelles coordonnées pour le plan d'étage -300.

$$XA' = -0,123$$

$$YA' = -0,6685$$

$$XB' = 0,643$$

$$YB' = -0,3965$$

$$XC' = -0,643$$

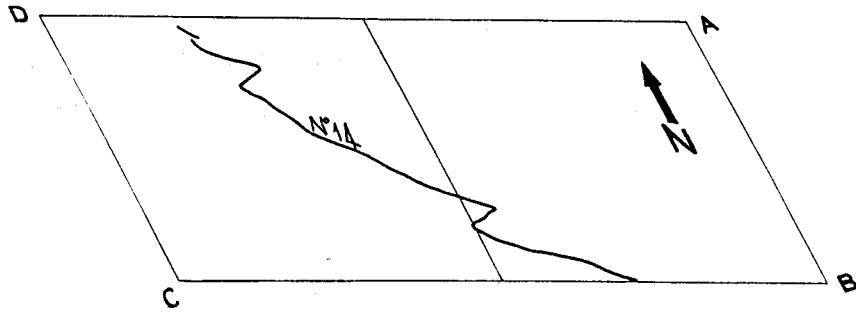
$$YC' = 0,2515$$

$$XD' = -1,409$$

$$YD' = 0,0025$$

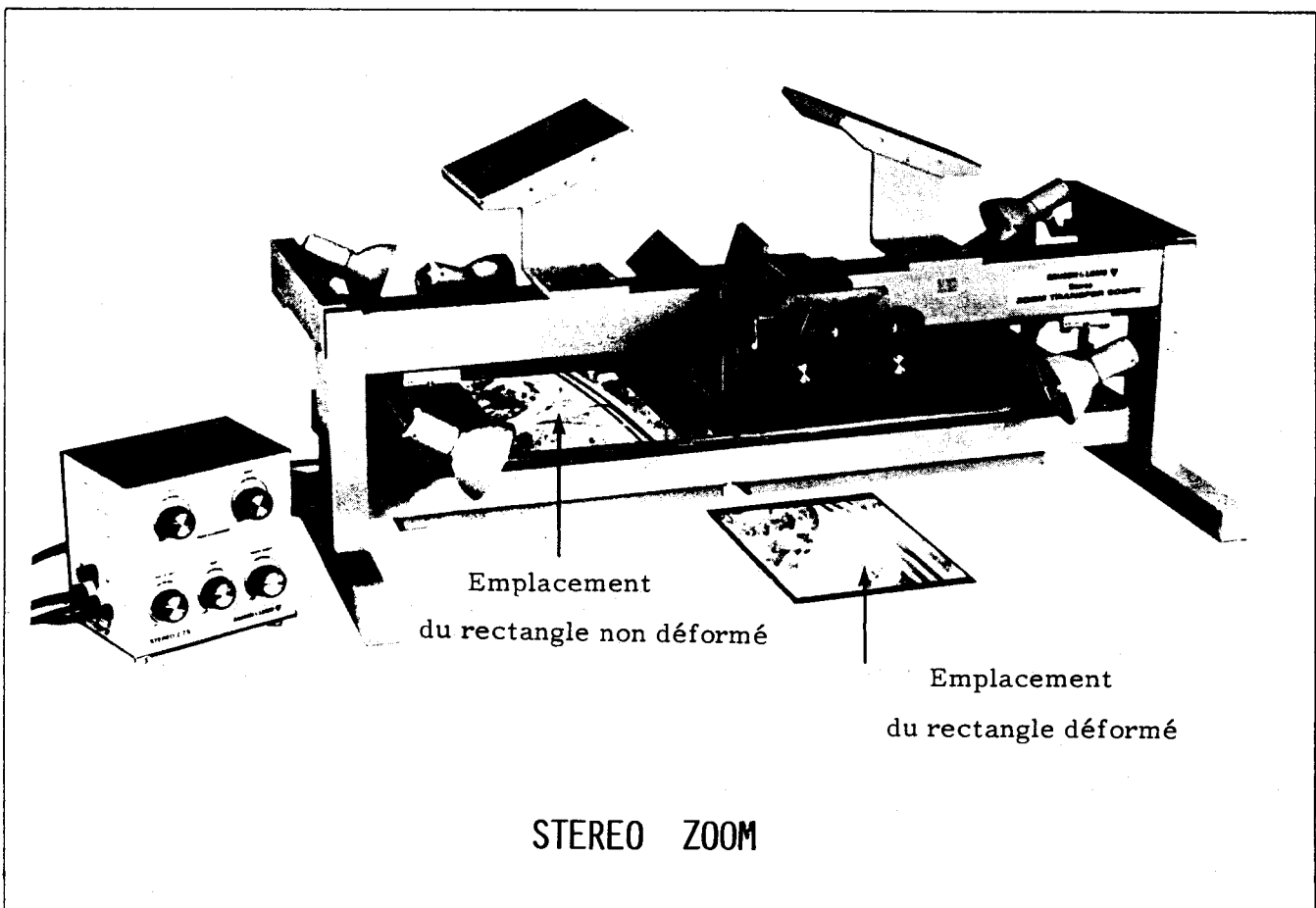
Dans le cas où on veut obtenir le tracé de la veine sur plusieurs étages.

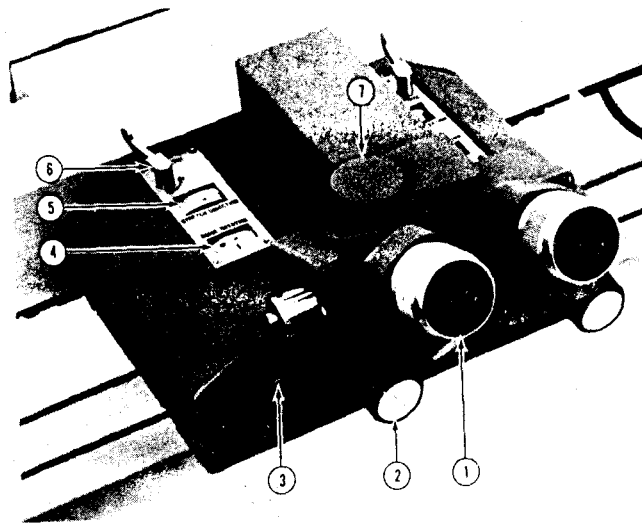
La figure ci-dessous nous montre l'image du rectangle vu perpendiculairement à la génératrice de la veine n° 14.



Comment dessiner l'image réelle perpendiculaire à la génératrice de la veine n° 14.

Grâce au Stéréo-Zoom ; il suffit de faire coïncider les deux images des rectangle (A, B, C, D) et (A', B', C', D) et de dessiner l'image déformée de la veine 14 qui est en fait l'image vu perpendiculairement et sa génératrice.





- 1- Oculaire
- 2- Bouton d'agrandissement d'image
- 3- Sélecteur du mode d'observation (stéréo, mono, et photo)
- 4- Rotation d'image
- 5- Variation de la direction d'étirement
- 6- Etirement d'image
- 7- Emplacement de l'appareil photo

MANIPULATION.

- a- On met le bouton 3 sur la position mono.
- b- En combinant les boutons 2, 4, 5, et 6, on essaye de caler l'image du rectangle non déformé à celle du rectangle déformé, en tenant compte des sommets correspondants.
- c- On dessine dans le rectangle déformé le tracé de la veine vue perpendiculairement à sa génératrice.



Annexe n° 2  
Historique du secteur d'Oignies.





## HISTORIQUE SUR L'ATTRIBUTION DES CONCESSIONS dans le secteur d'Oignies

Le Bassin Houiller, dont le développement fut rapide, a joué un rôle très important dans l'essor économique de la France en général que dans celui du Nord - Pas-de-Calais. Les circonstances de sa découverte sont souvent oubliées. Il est intéressant de rappeler ces faits, du moins pour le secteur étudié. Cet historique a été établi grâce aux travaux de Vuillemin (1880, 1882, 1884).

Je fait ces rappels par ordre chronologique, notamment avec les dates d'attribution de concessions et de débuts d'exploitations.

Concession de l'Escarpelle. C'est grâce à un forage établi dans le secteur en 1846, qu'a été démontrée l'extension vers le Nord du bassin houiller. Une demande de concession a été présentée par la compagnie de Scarpe en 1847 pour 4 721 hectares. C'est la première concession qui a été accordée au Nord de Douai. Elle est entrée en exploitation en 1850. Son siège était à Cambrai.

Concession de Dourges. La demande de concession fut présentée en 1848 ; elle fut accordée en 1852. Elle s'étendait sur 3 787 hectares, et son exploitation a commencé en 1856. Son siège était à Paris.

Concession de Courrières. Les sondages effectués dans ce secteur ont permis d'atteindre le terrain houiller en 1849 à -151 m. Une demande de concession fut déposée en 1850 et un décret l'institua en 1852. Elle s'étendait sur 4 587 hectares. Vers 1854 un autre décret attribua à la compagnie une extension vers le Nord de 720 hectares. Elle entra en exploitation en 1856. Son siège social était à Courrières.

Concession de Lens. Le premier sondage a été effectué en 1849 à Annay près de Lens, et on découvrit la houille à -144 m. La société fut constituée et prit le nom de Société des Mines de Lens. En 1853 un décret accorda à cette compagnie une concession s'étendant sur 6 031 hectares ; quatre autres décrets en 1854, 1862, 1873 et 1875 portèrent sa superficie à 6 939 hectares. L'exploitation commença en 1853. Le siège social était à Lens.

Concession d'Ostricourt. Le premier sondage commença en 1855 au Sud d'Ostricourt. Les terrains houillers furent atteints la même année six mois après. Les compagnies de Dourges et de l'Escarpelle, dont les dirigeants n'avaient jamais pensé que le terrain houiller existât au Nord de leurs concessions, ouvrirent alors des sondages, et en même temps demandèrent, à titre d'extension, la concession des terrains sur lesquels les travaux de la nouvelle société avaient appelé leur attention. Cette dernière, tout de suite après la découverte de la houille, demanda une concession de 35 kilomètres carrés. Elle prit la dénomination de Compagnie Charbonnière Douaisienne. Mais en 1855 le conseil des mines accorda à la Compagnie de Dourges en extension de sa concession tous les terrains sur lesquels la compagnie douaisienne venait de découvrir la houille. En 1860 des décrets instituèrent quatre nouvelles concessions au Nord de celles existantes, à savoir :

Ostricourt : 2 300 hectares

Meurchin : 1 626 hectares

Carvin : 1 150 hectares

Annœulin : 920 hectares

La concession d'Ostricourt commença à produire en 1863 avec le n° 2 d'Oignies.

Concession de Meurchin. Un sondage installé à Meurchin près du canal de la Haute-Deûle en 1856 atteignit la houille à -119 m. Aussitôt après, en 1857, cette compagnie appelée encore Compagnie Daquin se transformait en société d'exploitation ; elle prit le nom de Société Houillère de Meurchin. Les décrets de 1860 instituèrent la concession de Meurchin avec une superficie de 1 626 hectares, un autre décret en 1863 portant sa superficie à 1 764 hectares. Elle entra en exploitation dès 1859.

Concession de Carvin. Deux ans après l'établissement des premières recherches d'Ostricourt, un sondage fut effectué à Carvin en 1857, qui atteignit la houille à -134 m. Dès lors une nouvelle société fut constituée qui prit la dénomination de Société Houillère de Carvin, qui a pour siège Carvin. Elle fut instituée en 1860 comme celle de Meurchin, Annœulin et Ostricourt. Sa superficie était de 1 150 hectares. Elle entra en exploitation dès 1859.

Concession d'Annœulin. Neuf sondages furent exécutés dès 1857, dont cinq atteignirent les calcaires dinantiens, deux les terrains houillers stériles, et deux autres enfin la houille. La même année cette société fut transformée en société d'exploitation. Elle prit la dénomination de Société Houillère de Don, instituée en 1860 avec une superficie de 920 hectares. Son exploitation commença en 1860. Très vite elle connut des déboires qui entraînèrent sa mise en liquidation en 1866. Les résultats de l'exploitation durant ces six années ne couvrirent qu'une faible partie des dettes. La cause de ces difficultés est surtout d'ordre géologique car le Houiller est peu puissant et la seule veine de charbon qu'il contenait fut vite épuisée. L'examen de la carte des zones stratigraphiques du bassin houiller à -300 m de Bouroz et al. (1963) ne montre d'ailleurs aucun terrain houiller dans cette concession d'Annœulin.

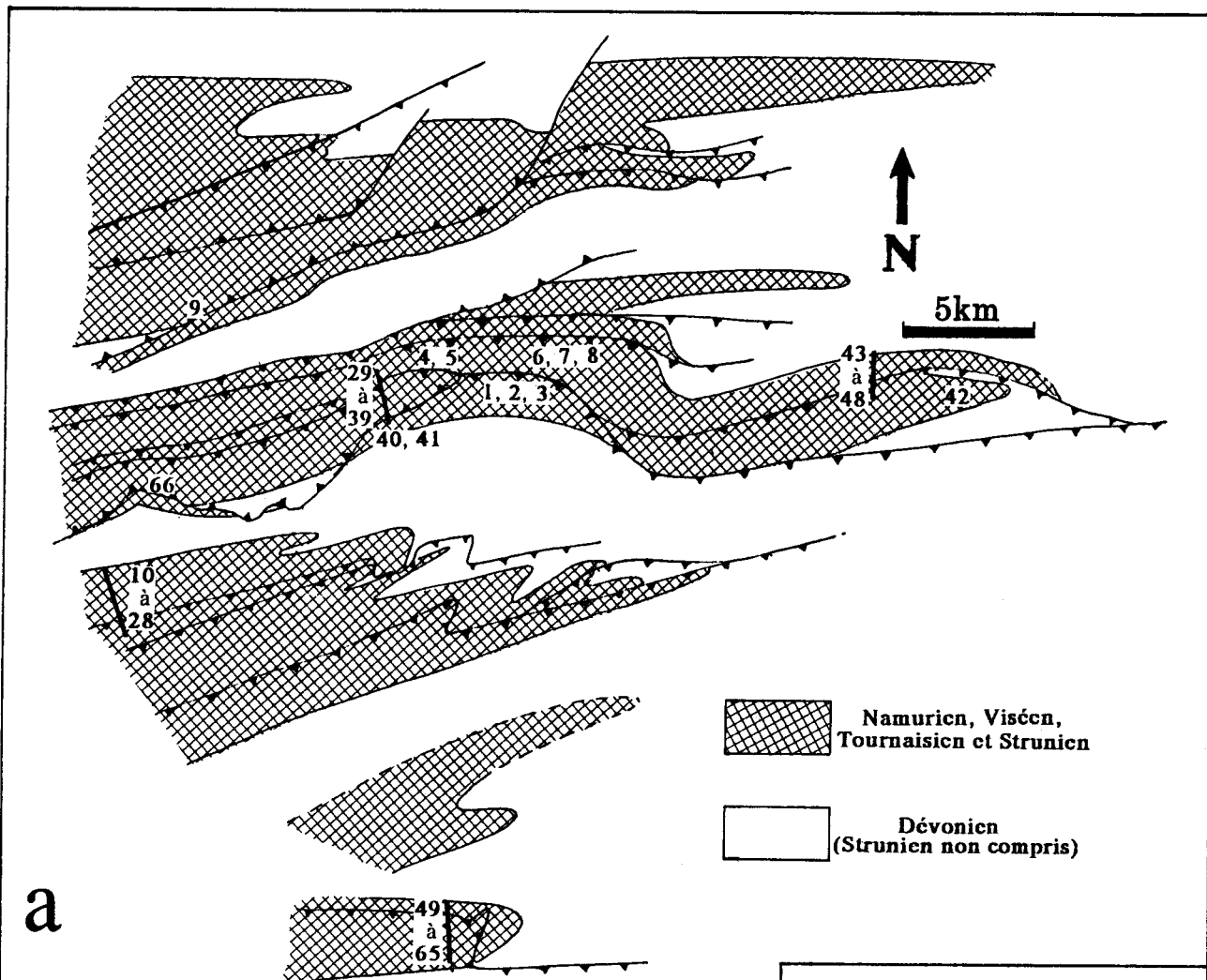
#### **Conclusion.**

A l'heure actuelle et dans le secteur étudié, presque tous les puits sont fermés, et seule l'exploitation du n° 10 d'Oignies continue (en 1990).



Annexe n° 3  
Datations.





**a**

**Numérotations des échantillons datés.**

**Ruisseau des Marquettes au Sud de Doullers.** 1 : D3b ; 2 : D1 ; 3 : D2

**Saint-Aubin.** 4 : ST2 ; 5 : SA6

**Doullers et Mont-Doullers.** 6 : Do4 ; 7 : Do5 ; 8 : MD2

**Leval.** 9 : L3

**Marbaix.** 10 : M1 ; 11 : M2 ; 12 : M3 ; 13 : M4 ; 14 : M5 ; 15 : M6 ; 16 : M7 ; 17 : M8 ; 18 : M9 ; 19 : M10 ; 20 : M11 ; 21 : M12 ; 22 : M13 ; 23 : M14 ; 24 : M15 ; 25 : M16 ; 26 : M17 ; 27 : M18 ; 28 : M19.

**Pont des Loups.** 29 : P15 ; 30 : P16 ; 31 : P17 ; 32 : P18 ; 33 : P19 ; 34 : P20 ; 35 : P21 ; 36 : P22 ; 37 : P23 ; 38 : P24 ; 39 : P25.

**Moulin des Bodelez.** 40 : B26 ; 41 : B27.

**Solre-le-Château.** 42 : SL2.

**Lez-Fontaine.** 43 : LF5 ; 44 : LF6 ; 45 : LF1 ; 46 : LF2 ; 47 : LF3 ; 48 : LF4.

**Etroeungt.** 49 : E1a ; 50 : E1a ; 51 : E2 ; 52 : E3 ; 53 : E4 ; 54 : E5 ; 55 : E6 ; 56 : E7 ; 57 : E8 ; 58 : E9 ; 59 : E10 ; 60 : E11 ; 61 : E12 ; 62 : E13 ; 63 : E14 ; 64 : E15 ; 65 : E16.

**Talsnières.** 66 : TT1.

**a.** Carte structurale schématique des affleurements dévono-carbonifère de l'Avesnois, montrant la position des échantillons datés.

A : bande de Bachant - Ferrière ; B : bande de Taisnières - Solre-le-Château ; C : bande de Marbaix - Avesnes ; D : bande d'Etroeungt

**b.** Foraminifères, calcispères et algues du Strunien et du Dinantien de la région d'Avesnes (*in* Mansy *et al.*, 1989).

ET : Formation d'Etroeungt ; AL : Formation d'Avesnelles ; LD : Formation de Landelies ; GR : Formation du Grives ; GD : Formation de Godin ; TR : Formation de Terwagne ; NF : Formation de Neffe ; LV : Formation de Lives.

**c.** Ages des échantillons positionnés sur la carte a.



































Annexe n° 4  
Légende des stéréogrammes.



## Légende des stéréogrammes.

-  Axe de pli à schistosité de plan axial (Pa).
-  Axe de pli à schistosité enroulée (Pb).
-  Axe de micropli des joints calcitiques.
-  Linéation de joint calcitique parallèle à la stratification.
-  Linéation de joint calcitique perpendiculaire à la stratification
-  Linéation de joint stylolithique parallèle à la stratification.
-  Linéation de joint stylolithique perpendiculaire à la stratification.
-  Linéation de pic de joint stylolithique.
-  Linéation de fente calcitique sigmoïde.
-  Linéation de strie de fracture inverse.
-  Linéation de strie de fracture normale.
-  Linéation de strie de glissement inverse banc sur banc.
-  Linéation de strie de glissement normal banc sur banc.
-  Linéation de strie de décrochement dextre.
-  Linéation de strie de décrochement senestre.
-  Linéation de joint calcitique parallèle à P.
-  Linéation de joint calcitique perpendiculaire à P.
-  Linéation de slump.
-  Pôle de stratification.
-  Pôle de schistosité.
-  Pôle de joint calcitique parallèle à la stratification.
-  Pôle de joint calcitique perpendiculaire à la stratification.
-  Pôle de joint stylolithique parallèle à la stratification.
-  Pôle de joint stylolithique perpendiculaire à la stratification.
-  Pôle de fente calcitique sigmoïde.
-  Pôle de joint calcitique parallèle à P.
-  Pôle de joint calcitique perpendiculaire à P.
-  Pôle de joint stylolithique parallèle à P.
-  Pôle de joint stylolithique perpendiculaire à P.
-  Direction de raccourcissement.

**NB : Toutes les projections ont été effectuées sur  
canevas de Schmidt hémisphère inférieur.**

Amar KHATIR 1990.





TABLE  
DES MATIERES.



## PREMIERE PARTIE.

### INTRODUCTION.

I.	L'OROGENE HERCYNIE SEPTENTRIONAL DANS SON CONTEXTE EUROPEEN.....	9
II.	RAPPELS SUR LA GEOLOGIE DE L'OROGENE HERCYNIE EN FRANCE.....	9
III.	GENESE DE LA CHAINE HERCYNIE.....	10
IV.	LE FRONT VARISQUE NORD.....	12
	A. L'ACCIDENT MAJEUR.....	12
	B. PROFILS SISMIQUES.....	12
V.	CADRE STRUCTURAL.....	16
	A. INTRODUCTION.....	16
	B. TRAIT STRUCTURAUX DU NORD DE LA FRANCE ET DE LA BELGIQUE.....	16
	1. Cycle calédonien.....	16
	2. Cycle hercynien.....	18
	3. Conclusion.....	18
VI.	BUTS POURSUIVIS.....	19
	A. BASSIN HOILLER.....	19
	B. AVESNOIS.....	19
	1. Givétien.....	22
	2. Dinantien.....	22
	C. CONCLUSION.....	22

## DEUXIEME PARTIE.

### BASSIN HOILLER DU NORD ET DU PAS-DE-CALAIS.

#### Secteur d'Oignies

I.	INTRODUCTION.....	25
	A. BUT.....	25
	B. HISTORIQUE.....	25
	C. STRATIGRAPHIE.....	25
	D. STRUCTURES MAJEURES DU BASSIN HOILLER.....	26
	1. Le bassin houiller dans son contexte varisque.....	26
	2. Les grandes unités du bassin houiller.....	29
	E. ETUDES ANTERIEURES.....	32
	1. Synthèse structurale réalisée par les ingénieurs des houillères.....	32
	2. Travaux de Becq-Giraudon (1983).....	33
	F. PROBLEMES ABORDES.....	33
	G. LE SECTEUR D'OIGNIES : SITUATION, INTERET.....	34
II.	METHODES D'ETUDE.....	34
	A. LES CARTES A 1/10 000 DES H.B.N.P.C. (Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais).....	34
	1. Mode de réalisation des planches à 1/10 000.....	34
	2. Caractéristiques des planches à 1/10 000.....	35
	3. Subdivisions minières du secteur étudié.....	35
	B. LES PRINCIPALES STRUCTURES D'APRES LA CARTE A 1/50 000.....	36
	1. Les plis.....	36
	a. Les plis à axe E-W à ENE-WSW.....	36
	b. Les plis à axe N-S.....	38

c. Les plis asymétriques.....	38
2. Les failles.....	38
a. La Faille Pruvost.....	38
b. Autres failles chevauchantes.....	39
c. Les failles normales.....	39
d. Les failles inverses à fort pendage.....	39
e. Les failles décrochantes.....	40
C. STRATIGRAPHIE : EQUIVALENCES DES VEINES ENTRE GROUPES ET CONCESSIONS.....	40
1. Au Nord de la Faille Pruvost.....	42
2. Au Sud de la Faille Pruvost.....	42
D. CARTOGRAPHIE INFRA-CRETACEE.....	42
1. Synthèse de la carte.....	43
a. Différences de nomenclature.....	43
b. Structures non signalées sur la carte à 1/50 000.....	43
c. Lacune d'observation.....	43
2. Description de la carte infra-mésozoïque.....	44
E. TECHNIQUES UTILISEES POUR L'ETUDE DES CARTES A 1/10 000.....	46
1. Méthode d'estimation des pendages à partir des intersections d'une veine avec deux plans horizontaux.....	46
2. Réalisation des coupes.....	48
3. Forme réelle des plis.....	48
III. SYNTHÈSE GÉNÉRALE DES DONNÉES.....	50
A. TAUX DE RACCOURCISSEMENT.....	50
B. CORRESPONDANCE ENTRE LES VEINES.....	50
C. LES PLIS.....	51
1. Les plis à axe E-W.....	51
2. Les plis à axe N-S.....	51
3. Les plis asymétriques hectométriques à kilométriques.....	51
4. Relations géométriques entre les différents types de plis.....	51
D. LES FAILLES.....	52
1. Les failles décrochantes.....	52
2. Les failles chevauchantes.....	54
a. Géométrie en carte.....	54
b. Géométrie en coupe.....	55
E. STYLE STRUCTURAL DU SECTEUR D'OIGNIES.....	55
F. HYPOTHÈSE D'UNE DÉFORMATION PROGRESSIVE.....	56
1. Première étape.....	56
2. Deuxième étape.....	56
3. Troisième étape.....	56
a. Fractures.....	56
b. Les plis à axe N-S.....	57
G. DISCUSSION.....	57
IV. OBSERVATION DU BASSIN HOULLER ENTRE LES COORDONNÉES X = 630 ET X = 660.....	58
A. LES FAITS.....	58
B. LES TRAVAUX PRÉCÉDENTS.....	59
C. INTERPRÉTATION.....	59
D. ÉVOLUTION DU BASSIN HOULLER.....	60
1. Paléogéographie.....	60
2. Tectonique.....	60

## TROISIÈME PARTIE.

### STRUCTURATION ET DÉFORMATION DANS LA COUVERTURE DEVONO-CARBONIFÈRE DE LA NAPPE DE DINANT (AVESNOIS)

Déformation dans les calcaires  
givétiens de Bettrechies.

<b>I. INTRODUCTION.....</b>	<b>67</b>
A. CADRE GEOGRAPHIQUE ET BUT.....	67
B. CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL.....	67
1. Le Paléozoïque.....	67
2. Le Méso-Cénozoïque.....	69
C. STRATIGRAPHIE DE LA CARRIERE DE BETTRECHIES.....	69
D. SITUATION STRUCTURALE ET DESCRIPTION DES FRONTS DE TAILLE.....	71
<b>II. LA SCHISTOSITE.....</b>	<b>73</b>
A. LA SCHISTOSITE DANS LES BANCS PELITIQUES.....	73
B. LA SCHISTOSITE DANS LES BANCS CALCAREO-MARNEUX.....	75
C. LA SCHISTOSITE DANS LES BANCS CALCAIRES.....	75
D. LA SCHISTOSITE DANS LES BANCS GRESO - PELITIQUES.....	77
<b>III. LES PLIS DANS LE FLANC SUD DU SYNCLINAL (FLANC COURT).....</b>	<b>80</b>
A. GEOMETRIE DES PLIS ET DES DECOLLEMENTS DE LA PAROI OCCIDENTALE.....	80
1. Détail du cœur du pli.....	82
2. Eléments mésostructuraux.....	82
B. GEOMETRIE DES PLIS ET DES DECOLLEMENTS DE LA PAROI ORIENTALE.....	84
1. Pils.....	84
2. Eléments mésostructuraux.....	86
C. CORRELATION ENTRE LES DEUX SITES.....	88
<b>IV. LES PLIS DANS LE FLANC NORD DU SYNCLINAL (FLANC LONG).....</b>	<b>90</b>
A. GEOMETRIE DES PLIS ET DES DECOLLEMENTS DE LA PAROI ORIENTALE.....	90
1. Déformation au voisinage des contacts A et B.....	90
a. Pils à schistosité de plan axial.....	90
b. Pils à schistosité enroulée.....	94
2. Déformation au voisinage des contacts B et C.....	95
a. Pils à schistosité enroulée (uniquement).....	95
b. Pils à schistosité de plan axial et pils à schistosité enroulée.....	97
3. Allure des pils sous le contact C.....	99
B. GEOMETRIE DES PLIS ET DES DECOLLEMENTS DE LA PAROI OCCIDENTALE.....	99
1. Déformation aux alentours des contacts A et B.....	101
2. Déformation au voisinage du contact C.....	102
<b>V. OBSERVATIONS AUX EXTREMITES DE LA CARRIERE.....</b>	<b>104</b>
A. BORD SUD.....	104
B. BORD NORD.....	104
<b>VI. CONCLUSION.....</b>	<b>108</b>
A. LES FAITS MACROSTRUCTURAUX.....	109
B. LES FAITS MICROSTRUCTURAUX ET MESOSTRUCTURAUX.....	110
C. INTERPRETATION.....	114
1. Macrostructures.....	114
a. Le flanc nord.....	114
b. Le flanc sud.....	115
2. Microstructures et mésostructures.....	115
a. Déformation anté-plissement.....	115
b. Plissement et schistogenèse.....	116
3. Comparaisons.....	116
4. Déformation au front de l'allochtone ardennais.....	117

## Lithostratigraphie du Dinantien.

<b>I. INTRODUCTION.....</b>	<b>123</b>
<b>II. LE DINANTIEN DE L'AVESNOIS.....</b>	<b>124</b>
A. ETUDES ANCIENNES DU CARBONIFERE.....	124
B. TRAVAUX RECENTS.....	126
1. Paléogéographie.....	126
2. Stratigraphie dans le Sud de l'Avesnois.....	128
a. Le Strunien.....	128
b. Le Dinantien.....	129
3. Stratigraphie dans le Nord de l'Avesnois.....	130
a. Le Strunien et le Dinantien.....	130
b. Le Houiller.....	132



## Déformation dans les calcaires dinantiens de Limont-Fontaine.

I.	INTRODUCTION.....	135
II.	LES FORMATIONS VISIBLES.....	135
III.	STRUCTURE.....	135
	A. DESCRIPTION DE LA COUPE A.....	137
	B. DESCRIPTION DE LA COUPE B.....	137
IV.	DONNEES DE TERRAIN.....	137
	A. DEUX MODES DE DEFORMATION : DEUX DOMAINES.....	137
	B. ANALYSE STRUCTURALE DU DOMAINE A BANCS MINCES.....	138
	1. La Formation de Lives (V <sub>2</sub> b, paroi occidentale).....	138
	a. Le coeur du synclinal .....	138
	b. Parties monoclinales.....	142
	2. La Formation de Lives (V <sub>2</sub> b, paroi orientale).....	145
	3. Calcaire Noir de Bachant (V <sub>1</sub> a, carrière Vanbroutte).....	146
	a. Microstructures.....	148
	b. Conclusion.....	149
	C. ANALYSE STRUCTURALE DU DOMAINE A BANCS EPAIS.....	150
	1. Déformation au sommet de la Formation de Neffe.....	150
	a. Types de fractures.....	152
	b. Condition d'apparition des réseaux conjugués.....	154
	c. Microstructures.....	158
	d. Conclusion.....	158
	2. Fracturation des bancs épais.....	158
	a. Formation de Neffe(V <sub>2</sub> a).....	158
	b. Formation du Grimour (V <sub>1</sub> b).....	160
	c. Conclusion.....	160
V.	MECANISME DE LA DEFORMATION.....	160
	A. THEORIE SUR LA GENESE DE STRUCTURES LIEES A UN CISAILLEMENT.....	160
	B. DONNEES.....	161
	1. Macrostructures.....	161
	2. Mésostructures.....	161
	3. Microstructures.....	161
	C. CONCLUSION.....	162
VI.	CONCLUSION GENERALE.....	162

## Déformation dans les calcaires dinantiens d'Avesnes-sur-Helpe.

I.	INTRODUCTION.....	167
	A. SITUATION.....	167
	B. HISTORIQUE DE L'EXPLOITATION.....	167
	C. CONCEPTIONS ANTERIEURES DU SYNCLINAL D'AVESNES.....	168
	D. NIVEAUX AFFLEURANT DANS LE SYNCLINAL D'AVESNES.....	168
	1. Le Tournaisien.....	168
	2. Le Viséen.....	171
	a. Le Viséen inférieur.....	171
	b. Le Viséen moyen.....	171
II.	STRUCTURE DU SYNCLINAL D'AVESNES.....	172
	A. COUPE DES CARRIERES n° 3 et n°4.....	172
	1. Coupe de la carrière n°3.....	172
	a. Macrostructures.....	172
	b. Mésostructures.....	174

c. Microstructures.....	174
<b>2. Coupe de la carrière n°4.....</b>	<b>175</b>
a. Description macrostructurale.....	175
b. Mésostructures.....	175
<b>3. Conclusion.....</b>	<b>175</b>
<b>B. COUPES DU BORD MERIDIONAL DE LA CARRIERE N° 2.....</b>	<b>176</b>
<b>1. Introduction.....</b>	<b>176</b>
<b>2. Déformation dans l'allochtone relatif (au Nord de. Fb).....</b>	<b>178</b>
a. La Formation de Neffe (V <sub>2a</sub> ).....	178
b. La Formation de Lives (V <sub>2b</sub> ).....	178
<b>3. Déformation dans l'allochtone relatif (au Sud de Fb).....</b>	<b>179</b>
a. La Formation de Neffe (V <sub>2a</sub> ).....	179
b. La Formation de Terwagne (V <sub>1b</sub> ).....	179
<b>4. Conclusion.....</b>	<b>179</b>
<b>C. COUPE DU FRONT DE TAILLE N-E DE LA CARRIERE DE HAUT-LIEU (N°1).....</b>	<b>181</b>
<b>1. Déformation dans l'unité supérieure.....</b>	<b>181</b>
a. La Formation du Grives (Tn <sub>3</sub> ).....	182
b. La Formation de Godin (V <sub>1a</sub> ).....	184
c. La Formation de Terwagne (V <sub>1b</sub> ).....	184
d. Conclusion.....	184
<b>2. Déformation dans l'unité inférieure.....</b>	<b>185</b>
a. La Formation de Terwagne (V <sub>1b</sub> ).....	185
b. La Formation de Neffe (V <sub>2a</sub> ).....	186
c. Géométrie et nature de l'accident principal Fb.....	186
<b>III. SYNTHÈSE STRUCTURALE.....</b>	<b>186</b>
<b>A. INTERPRÉTATION.....</b>	<b>188</b>
<b>1. Cas où les accidents Fa sont précoces.....</b>	<b>188</b>
a. Contacts F'a, F''a et F'''a.....	188
b. Contact Fb.....	188
c. Reconstitution tectonique.....	189
<b>2. Cas où Fb est précoce.....</b>	<b>189</b>
a. Données.....	189
b. Reconstitution tectonique.....	189
<b>B. CONCLUSION.....</b>	<b>192</b>

**IMPLICATIONS REGIONALES.**  
**Commentaire de la carte et des coupes**  
**du Dinantien de l'Avesnois.**  
 Planches hors-texte N°1 et N°2.

<b>I. RAPPEL DES FAITS.....</b>	<b>195</b>
<b>II. LA BANDE DE MARBAIX - AVESNES.....</b>	<b>196</b>
A. AVESNES-SUR-HELPE.....	196
B. MARBAIX, LES ARDENNES, SAINT-HILAIRE.....	197
<b>1. Marbaix.....</b>	<b>197</b>
<b>2. Les Ardennes.....</b>	<b>198</b>
<b>3. Saint-Hilaire.....</b>	<b>199</b>
C. CONCLUSION.....	201
D. CARTIGNIES.....	201
<b>III. LA BANDE D'ETROEUNGT.....</b>	<b>203</b>
A. LES AFFLEUREMENTS.....	203
B. INTERPRÉTATION.....	203
<b>1. Formations minces.....</b>	<b>203</b>
<b>2. Formations épaisses.....</b>	<b>204</b>
<b>IV. LA BANDE DE TAISNIERES - SOLRE-LE-CHATEAU.....</b>	<b>204</b>
A. TAISNIERES-EN-THIERACHE.....	204
B. SAINT-REMY-CHAUSSEE, PONT DES LOUPS, MOULIN DES BODELEZ.....	206
<b>1. Moulin des Bodelez.....</b>	<b>206</b>
<b>2. Pont des Loups.....</b>	<b>206</b>

3. La carrière de Queue-Noir-Jean.....	207
4. Saint-Rémy-Chaussée.....	207
C. DOURLERS.....	208
D. CONCLUSION.....	208
1. Beugnies - Sars-Poterles.....	210
2. Lez-Fontaine.....	211
3. Conclusion.....	212
V. LA BANDE DE BACHANT - FERRIERE-LA-PETITE.....	212
A. FERRIERE-LA-PETITE ET LIMONT-FONTAINE.....	213
1. Ferrière-La-Petite.....	213
2. Limont-Fontaine.....	213
3. Conclusion.....	214
B. DE LA FERME DU BEAUCHAMP A L'HORIPETTE.....	214
C. DE MARLIERE A BEAUFORT.....	216
D. RELATION ENTRE LES DIFFERENTES STRUCTURES.....	216
1. Hypothèse de l'unicité des contacts.....	216
2. Hypothèse des accidents séparés.....	218
3. Explication possible.....	218
VI. CONCLUSION.....	218
A. LES BANDES MERIDIONALES.....	219
B. LA BANDE SEPTENTRIONALE.....	219
VII. RECONSTITUTION TECTONIQUE DU DINANTIEN DE L'AVESNOIS.....	220

### La transversale de l'Avesnois.

I. INTRODUCTION.....	227
A. LES STRUCTURES DANS L'ALLOCHTONE.....	227
B. LES STRUCTURES DANS LE PARAUTOCHTONE.....	227
II. DONNEES.....	228
A. LA SERIE ALLOCHTONE.....	228
1. Stratigraphie.....	228
2. Tectonique.....	228
B. LA FAILLE DU MIDI.....	228
C. LA SERIE PARAUTOCHTONE.....	229
D. LES SONDAGES.....	232
1. Le sondage de Jeumont.....	232
2. Le sondage de Saint-Ghislain.....	232
III. INTERPRETATION.....	232

## QUATRIEME PARTIE.

### CONCLUSION GENERALE.

.....	237
-------	-----

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

.....	243
-------	-----



## ANNEXES.

<b>Annexe n° 1 : Forme réelle des plis.....</b>	<b>259</b>
<b>Annexe n° 2 : Historique du secteur d'Oignies.....</b>	<b>269</b>
<b>Annexe n° 3 : Datations.....</b>	<b>273</b>
<b>Annexe n° 4 : Légende des stéréogrammes.....</b>	<b>277</b>

## TABLE DES MATIERES.

.....	281
-------	-----

## LISTE DES FIGURES.

.....	290
-------	-----



LISTE  
DES FIGURES.



Fig. 1	Carte structurale et coupe de la chaîne varisque d'Europe occidentale (d'après Matte, 1986).....	11
Fig. 2.	Ecorché structural du Paléozoïque du Nord de la France et de la Belgique (modifié, d'après Meilliez, 1989).....	13
Fig. 3.	Localisation et interprétation de la structure profonde du Nord de la France dans le cadre du programme ECORS (Cazes <i>et al.</i> , 1985).....	15
Fig. 4.	Traits géologiques fondamentaux et grands forages du Nord de la France et de la Belgique.....	17
Fig. 5.	Structure du Paléozoïque de la Manche au Rhin.....	21
Fig. 6.	Situation du secteur d'Oignies sur la carte de Bouroz <i>et al.</i> (1963).....	27
Fig. 7.	Les subdivisions stratigraphiques du terrain houiller du Nord de la France d'après Laveine (1987).....	28
Fig. 8.	Carte et coupes au travers du bassin houiller du Nord - Pas-de-Calais.....	31
Fig. 9.	Extrait de la planche n° 19 des H.B.N.P.C.....	37
Fig. 10.	Tableau de concordance des veines de charbon entre les différentes fosses du secteur d'Oignies.....	41
Fig. 11.	Carte géologique infra-mésozoïque du secteur d'Oignies.....	45
Fig. 12.	Méthode de calcul des pendages d'une veine de charbon à partir de deux plans d'étage.....	47
Fig. 13.	Coupes sériées du secteur d'Oignies entre les méridiens de Lens et de Douai.....	49
Fig. 14.	Rapports géométriques entre les plis à axe N-S et le reste des structures.....	53
Fig. 15.	Nouvelle interprétation du tracé de certaines failles chevauchantes et développement et développement des axes de plis subparallèlement à la direction du charriage.....	61
Fig. 16.	Plan de la carrière de Bettrechies.....	68
Fig. 17.	Structure du Dévonien des environs de Bavay d'après B. Waterlot (1970).....	70
Fig. 18.	Coupes des fronts de taille de la carrière de Bettrechies (état en 1986).....	72
Fig. 19.	Schistosité dans les bancs pélitiques (flanc court, paroi orientale).....	74
Fig. 20.	Développement de la schistosité dans un banc calcaréo-marneux et mécanisme de rotation des microlithons (flanc court, paroi orientale).....	76
Fig. 21.	Développement de la schistosité dans les bancs calcaires (flanc court, paroi orientale).....	77
Fig. 22.	Développement de la schistosité dans les bancs grés-marneux (flanc court, paroi orientale).....	79
Fig. 23.	Géométrie des plis dans le flanc court de la paroi occidentale.....	81

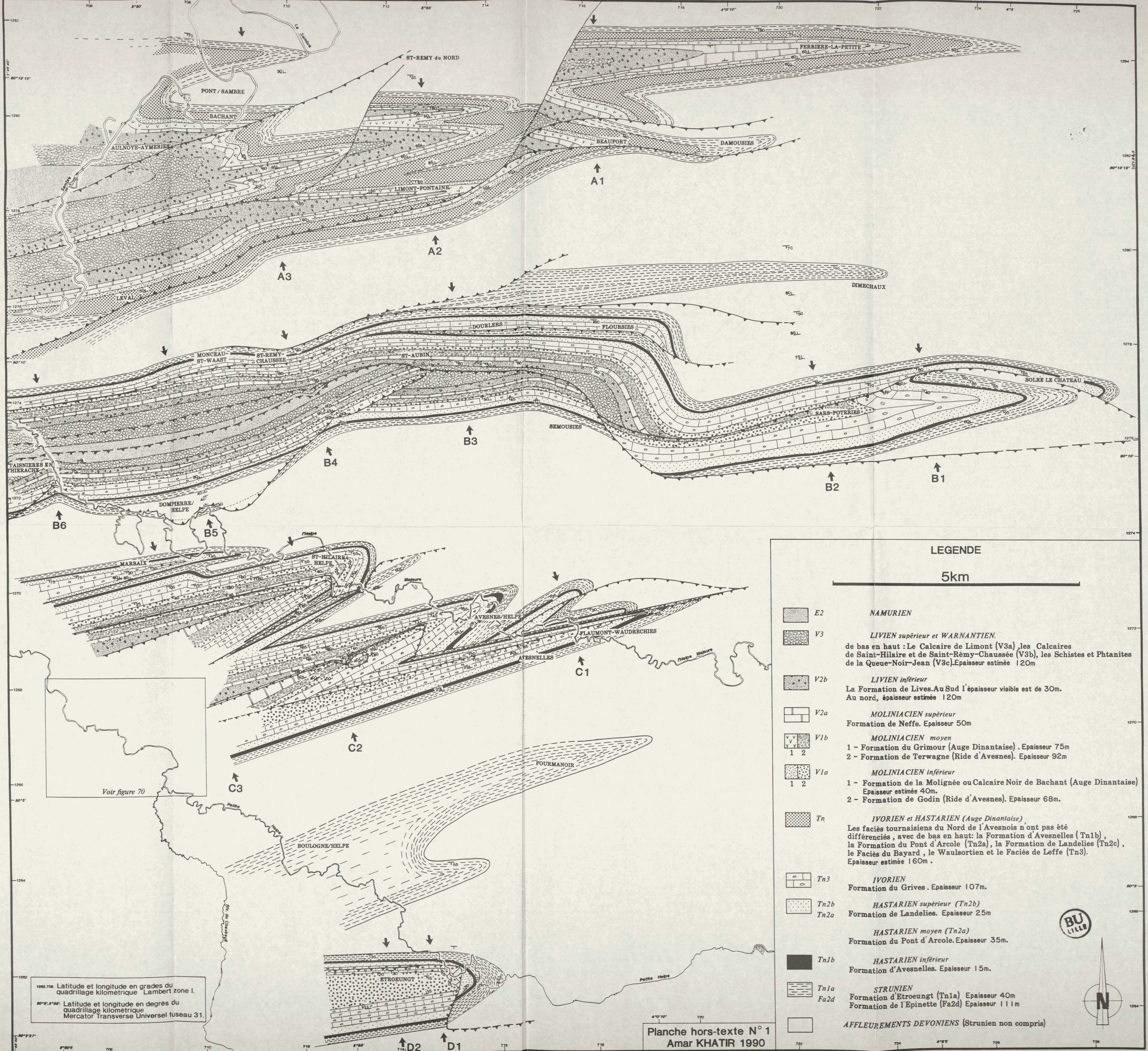
<b>Fig. 24. Cinématique des fentes de tension du flanc vertical (flanc court, paroi occidentale).....</b>	<b>83</b>
<b>Fig. 25. Plis du flanc court de la paroi orientale.....</b>	<b>85</b>
<b>Fig. 26. Allure des joints calcitiques parallèles à la stratification dans le flanc vertical (flanc court, paroi orientale). Localisation en a fig. 25.....</b>	<b>87</b>
<b>Fig. 27. Le pli décamétrique du flanc court : bloc-diagramme reconstitutif.....</b>	<b>89</b>
<b>Fig. 28. Détail du flanc long du synclinal dans la paroi orientale.....</b>	<b>91</b>
<b>Fig. 29. Relation entre le pli Pa à schistosité de plan axial et le contact B.....</b>	<b>93</b>
<b>Fig. 30. Géométrie des plis Pb et plissement d'un joint calcitique stratiforme précoce.....</b>	<b>95</b>
<b>Fig. 31. Déformation liée aux noyaux résistants.....</b>	<b>96</b>
<b>Fig. 32. Pli à allure coffrée issu de l'association d'un pli Pa et d'un pli Pb.....</b>	<b>98</b>
<b>Fig. 33. Flanc long de la paroi occidentale.....</b>	<b>100</b>
<b>Fig. 34. Déformation liée au contact B.....</b>	<b>103</b>
<b>Fig. 35. Déformation liée au contact C.....</b>	<b>105</b>
<b>Fig. 36. Accentuation des charnières des plis Pa.....</b>	<b>107</b>
<b>Fig. 37. Bloc diagramme synthétique montrant les relations entre les différentes structures dans la carrière de Bettrechies.....</b>	<b>109</b>
<b>Fig. 38. Coupes équilibrées reconstituant les états successifs du flanc nord (paroi orientale) et du flanc sud (paroi occidentale).....</b>	<b>111</b>
<b>Fig. 39. Synthèse mésostructurale et microstructurale.....</b>	<b>113</b>
<b>Fig. 40. Déformation au front de l'Allochtone Ardennais.....</b>	<b>119</b>
<b>Fig. 41. Carte géologique simplifiée de l'Avesnois.....</b>	<b>125</b>
<b>Fig. 42. Aire paléogéographique du Molinacien (Viséen inférieur et une partie du Viséen moyen) in Khatir et al., 1989.....</b>	<b>127</b>
<b>Fig. 43. Stratigraphie du Dinantien de l'Avesnois (Mansy et al., 1989).....</b>	<b>128</b>
<b>Fig. 44. Carte géologique et coupes des fronts de taille de la carrière C.B.S. à Limont-Fontaine (état en 1986).....</b>	<b>136</b>
<b>Fig. 45. Observations structurales du coeur du synclinal sur la paroi occidentale (état en 1986).....</b>	<b>139</b>
<b>Fig. 46. Allures de la schistosité S<sub>1</sub> dans le synclinal de la paroi ouest.....</b>	<b>141</b>
<b>Fig. 47. Genèse possible des microstructures liées à S<sub>1</sub>.....</b>	<b>142</b>
<b>Fig. 48. Mésostructures de la Formation de Lives (V<sub>2</sub>b).....</b>	<b>143</b>
<b>Fig. 49. Déformation microscopique dans le flanc vertical.....</b>	<b>144</b>
<b>Fig. 50. Effet de la tectonique sur le synclinal de la paroi est.....</b>	<b>147</b>
<b>Fig. 51. Le Calcaire Noir de Bachant (état en 1986).....</b>	<b>148</b>



Fig. 52. Microstructures au sein des plis V <sub>1</sub> et V <sub>3</sub> .....	151
Fig. 53. Microstructures au sein du pli V <sub>2</sub> .....	153
Fig. 54. Les fractures conjuguées du sommet de la Formation de Neffe.....	155
Fig. 55. Genèse possible des fractures conjuguées du flanc sud du synclinal oriental.....	156
Fig. 56. Mésostructures dans le flanc nord du synclinal oriental.....	157
Fig. 57. Microstructures dans les flancs nord et sud du synclinal de la paroi orientale.....	159
Fig. 58. Reconstitution tectonique et microstructures.....	163
Fig. 59. Carte géologique des carrières Bocahut à Avesnes-sur-Helpe.....	169
Fig. 60. Stratigraphie du Strunien à la base du Livien aux environs d'Avesnes-sur-Helpe (in Mansy et al., 1989).....	170
Fig. 61. Coupe des carrières n°3 et n°4.....	173
Fig. 62. Allure des oolithes dans les Formations de Neffe et de Godin.....	176
Fig. 63. La déformation de part et d'autre du contact Fb.....	177
Fig. 64. Coupes du front de taille entre les carrières n°1 et n°2.....	180
Fig. 65. Coupe panoramique de la partie ENE de la carrière de Haut-Lieu (n°1)..	183
Fig. 66. Bloc-diagramme du synclinal d'Avesnes dans les carrières Bocahut.....	187
Fig. 67. Reconstitution tectonique du synclinal d'Avesnes.....	191
Fig. 68. Bloc-diagramme schématique de la région d'Avesnes.....	196
Fig. 69. Choix cartographique entre deux coupes.....	200
Fig. 70. Carte et coupe géologique de la région de Cartignies.....	202
Fig. 71. Bande de Taisnières - Solre-le-Château.....	209
Fig. 72. Géométrie des plis et des failles dans la bande de Bachant-Ferrière.....	217
Fig. 73. L'Auge Dinantaise un rhombochasma ?.....	221
Fig. 74. Reconstitution tectonique du Dinantien de l'Avesnois.....	223
Fig. 75. Relations structurales entre les différents sites étudiés.....	231
Fig. 76. La transversale de l'Avesnois.....	233
Figures de l'annexe n° 3. Datations.....	273-274


















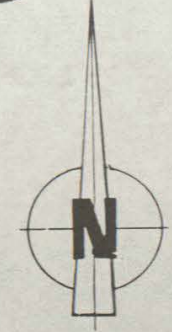




**LEGENDE**

5km

-  **E2** **NAMURIEN**
-  **V3** **LIVIEN supérieur et WARNANTIEN.**  
de bas en haut : Le Calcaire de Limont (V3a), les Calcaires de Saint-Hilaire et de Saint-Rémy-Chaussée (V3b), les Schistes et Phnites de la Queue-Noir-Jean (V3c). Epaisseur estimée 120m
-  **V2b** **LIVIEN inférieur**  
La Formation de Lives. Au Sud l'épaisseur visible est de 30m. Au nord, épaisseur estimée 120m
-  **V2a** **MOLINIACIEN supérieur**  
Formation de Neffe. Epaisseur 50m
-  **V1b** **MOLINIACIEN moyen**  
1 - Formation du Grimour (Auge Dinantaise). Epaisseur 75m  
2 - Formation de Terwagne (Ride d'Avesnes). Epaisseur 92m
-  **V1a** **MOLINIACIEN inférieur**  
1 - Formation de la Mollignée ou Calcaire Noir de Bachant (Auge Dinantaise) Epaisseur estimée 40m.  
2 - Formation de Godin (Ride d'Avesnes). Epaisseur 68m.
-  **Tn** **IVORIEN et HASTARIEN (Auge Dinantaise)**  
Les faciès tournaisiens du Nord de l'Avesnois n'ont pas été différenciés, avec de bas en haut: la Formation d'Avesnelles (Tn1b), la Formation du Pont d'Arcole (Tn2a), la Formation de Landelies (Tn2c), le Faciès du Bayard, le Waulsortien et le Faciès de Leffe (Tn3). Epaisseur estimée 160m.
-  **Tn3** **IVORIEN**  
Formation du Grives. Epaisseur 107m.
-  **Tn2b** **HASTARIEN supérieur (Tn2b)**  
 **Tn2a** Formation de Landelies. Epaisseur 25m
-  **HASTARIEN moyen (Tn2a)**  
Formation du Pont d'Arcole. Epaisseur 35m.
-  **Tn1b** **HASTARIEN inférieur**  
Formation d'Avesnelles. Epaisseur 15m.
-  **Tn1a** **STRUNIEN**  
 **Fa2d** Formation d'Etroeungt (Tn1a) Epaisseur 40m  
Formation de l'EpINETTE (Fa2d) Epaisseur 111m
-  **AFFLEUREMENTS DEVONIENS (Strunien non compris)**

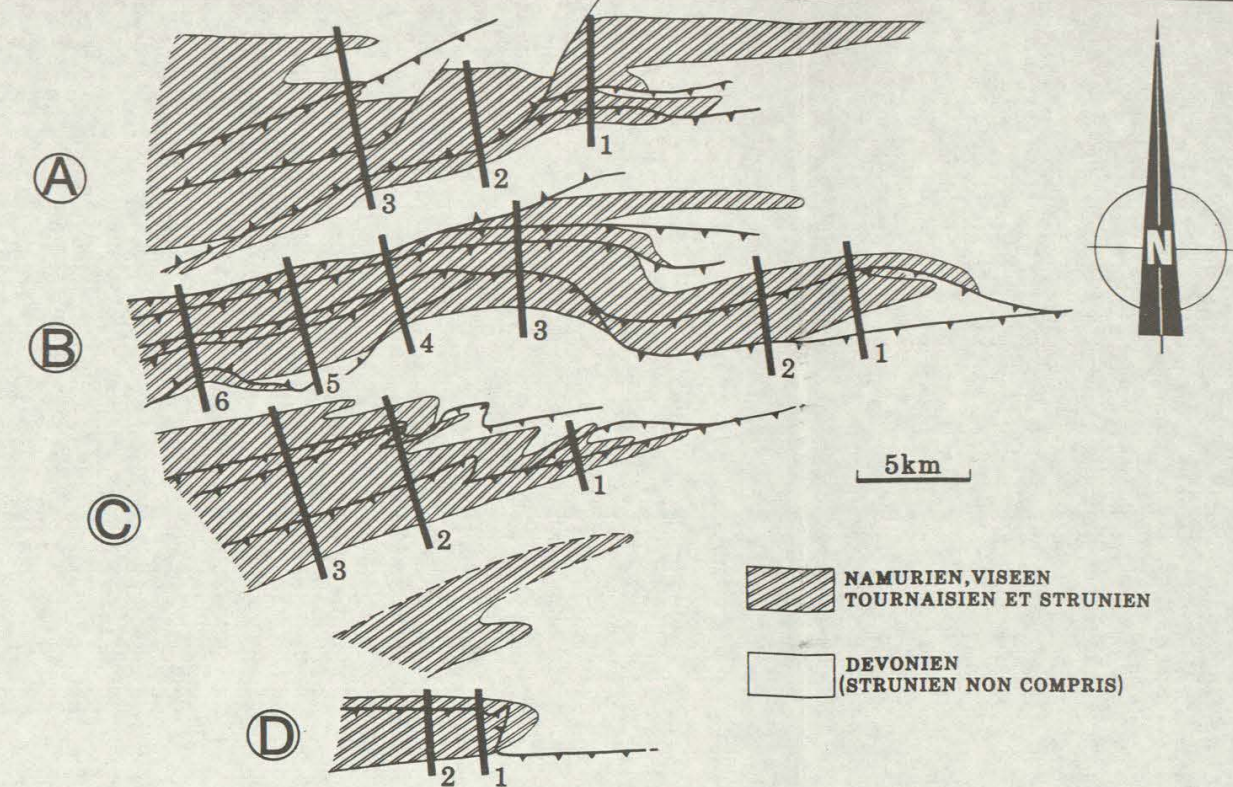
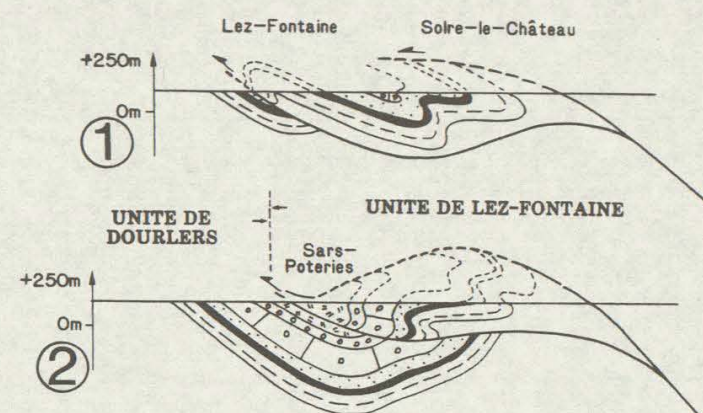


1262.700 Latitude et longitude en grades du quadrillage kilométrique Lambert zone I.  
80°5.5'86" Latitude et longitude en degrés du quadrillage kilométrique Mercator Transverse Universel fuseau 31.



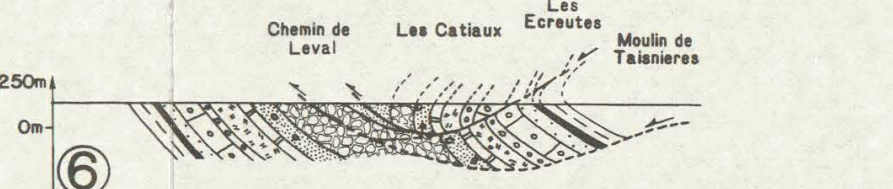
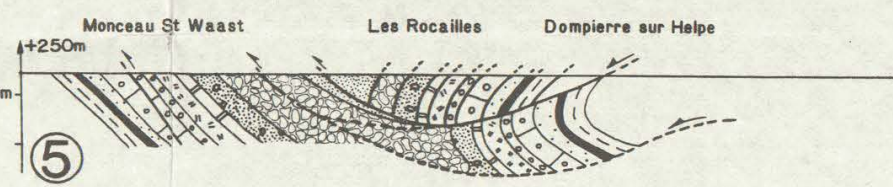
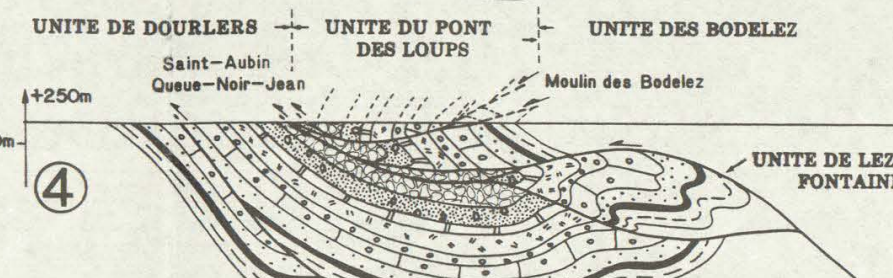
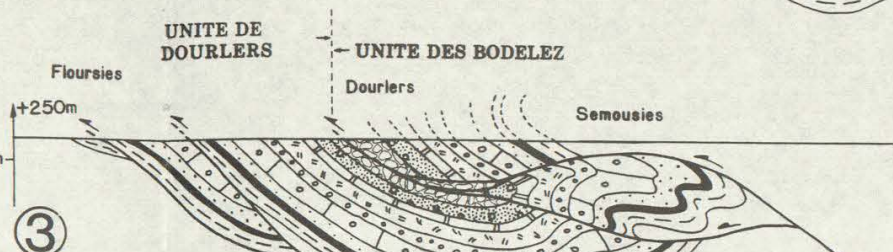
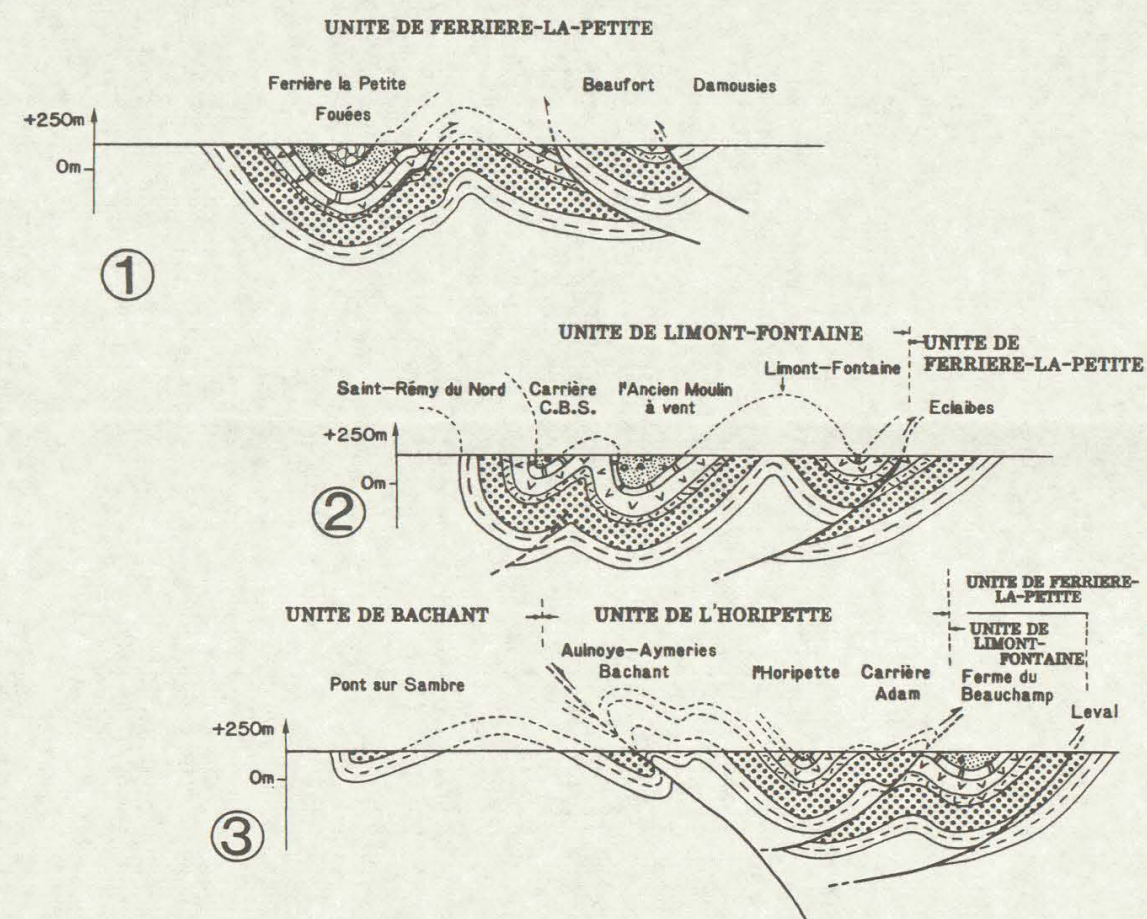
- |  |                                     |  |  |
|--|-------------------------------------|--|--|
|  | E2 - NAMURIEN                       |  | Tn - IVORIEN ET HASTARIEN                      |
|  | V3 - LIVIEN SUPERIEUR ET WARNANTIEN |  | Tn3 - IVORIEN                                  |
|  | V2b - LIVIEN INFERIEUR              |  | Tn2b - HASTARIEN SUPERIEUR                     |
|  | V2a - MOLINIACIEN SUPERIEUR         |  | Tn2a - HASTARIEN MOYEN                         |
|  | V1b - MOLINIACIEN MOYEN             |  | Tn1b - HASTARIEN INFERIEUR                     |
|  | V1a - MOLINIACIEN INFERIEUR         |  | Tn1a - STRUNIEN                                |
|  |                                     |  | AFFLEUREMENTS DEVONIENS (STRUNIEN NON COMPRIS) |

**(B) BANDE DE TAISNIERES - SOLRE-LE-CHATEAU**

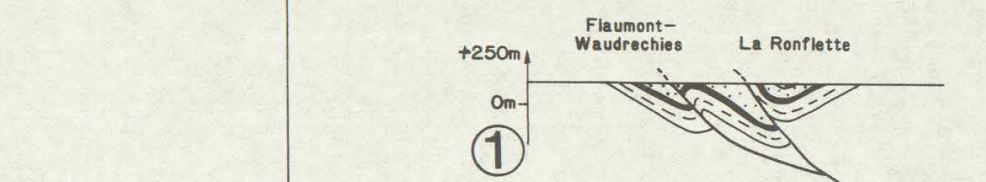


**(A) BANDE DE BACHANT-FERRIERE**

NNW

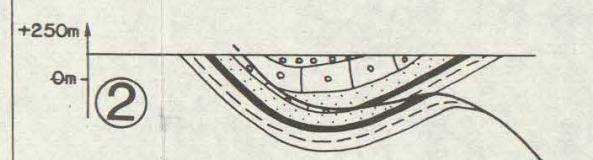


**(C) BANDE DE MARBAIX-AVESNES**



**(D) BANDE D'ETROEUNGT**

SSE



NNW

PONT-SUR-SAMBRE BACHANT L'HORIPETTE LEVAL DOURLERS SAINT-AUBIN DOMPIERRE SUR HELPE MARBAIX SAINT-HILAIRE AVESNES-SUR-HELPE AVESNELLES FOURMANOIR LES ORNIAUX ETROEUNGT SSE

