

Le rôle du plissement disharmonique dans la tectonogenèse de l'allochtone ardennais

par JEAN-LOUIS MANSY*, FRANCIS MEILLIEZ*, ERIC MERCIER**, AMAR KHATIR* et FRÉDÉRIC BOULVAIN**

Mots clés. – Plis disharmoniques, Calendrier cinématique, Modèles cinématiques.

Résumé. – Parmi les différents modèles susceptibles d'expliquer la genèse des plis dans les domaines externes des orogènes, les modèles de « pli de rampe » ont été privilégiés depuis une vingtaine d'années. Antérieurement le modèle disharmonique était largement dominant ; c'est ce dernier modèle que nous proposons de réhabiliter grâce à l'étude structurale de la carrière de Bettrechies (Givétien dans l'allochtone ardennais) où affleure un synclinal de longueur d'onde kilométrique. Les relations entre plis, failles et schistosité permettent d'établir un calendrier cinématique compatible avec le modèle disharmonique. Il est par ailleurs remarquable qu'associés à ce pli disharmonique majeur, on observe, à une échelle plus fine, des plis de rampe (« fault-bend fold » et fault-propagation fold ») apparus cogénétiqument.

Contribution of disharmonic folding in the tectogenesis of the Ardennes allochthon

Key words. – Fold genesis, Disharmonic folding, Kinematic models.

Abstract. – Amongst the different models able to explain fold genesis in external domains, the disharmonic model formerly was dominant, then over the last twenty years the ramp models have been favoured. In some quarries it is possible to associate both models. Near the Variscan front, south of the Midi fault, a syncline of Givetian limestone outcrops in Bettrechies quarry. This asymmetric syncline is of kilometric scale and relations between folds, faults and cleavage are visualized to picture where disharmonic and ramps models can be related at varying scales.

English abridged version. – In external domains numerous popular models of folding have been proposed. Models with ramps have been favoured in recent years involving fault bend folds and fault propagation folds. One of the main problems is to have a genetic chronological link between folding and faulting. Cleavage is a relative marker able to give a picture of the structural sequence.

The front of the Variscan orogen is located north of the Midi fault, which brings the Allochthon Ardennais over the Brabant parautochthon.

South of the Midi fault, a syncline of Givetian limestone outcrops in the Bettrechies quarry. Here it is possible to describe relations between different types of folds, faults and cleavages. In this quarry it appears that the various models are not exclusive as they can develop successively at different scales. Disharmonic folding concerns folds at kilometre scale, which forms the main asymmetric syncline. In this syncline and at metric scale, fault bend fold and fault propagation outcrops on each limb. The syncline is bounded by two anticlines with different morphologies open to the south, with a kink shape to the north.

The rate of growth of the fold amplitude depends largely on the contrasts in competence. Layers with different thicknesses and viscosities may have different wavelengths.

Cleavage is penetrative all along the structure, and appears sometimes rolled around hinges, sometimes displaced by faults or refracted. Taking into account all the relationships one can propose a sequence of deformation within major syncline.

On the southern limits, the syncline accommodation is made by bedding slip and fault bend folding with a small fold sitting on the back of the major one in a piggy-back pattern. Both are sealed by penetrative cleavage. Minor shear without interruption appears along cleavage planes which crosses the minor ramp. Accentuation shortening led to a shortcut fault branched on the active hangingwall ramp and flat. Then the fault bend fold is cut and transported along the flat for few tens of metres. Early cleavage is rolled around hinges, whereas higher level thrusts are active, which gives a general pattern of outside the syncline.

All these deformations come as a response to progressive deformation where different models are not exclusive, but complementary. They were induced at various structural levels, all during the transportation on the Midi fault.

* Univ. Sc. Techn. Lille, Lab. Sédimentologie et Géodynamique, URA CNRS 719, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex.

** Univ. Cergy-Pontoise, Dept. Sciences Terre (CNRS-URA 1369, antenne de Cergy-Pontoise), av. du Parc, Le Campus, 95033 Cergy-Pontoise cedex.

*** Service géologique de Belgique, 13 rue Jenner, Bruxelles, Belgique.

Manuscrit déposé le 31 janvier 1994 ; accepté après révision le 5 janvier 1995.

I. – INTRODUCTION

Dans les zones externes des orogènes, deux modèles fondamentaux rendent compte de la genèse des plis (fig. 1) :

— les modèles de pli associé à une rampe, qui accommodent le glissement d'un allochtone relatif sur un ensemble continu de failles parallèles à la stratification (plats) ou sécantes (rampes) ;

— le modèle disharmonique conditionné par l'existence de niveaux de décollement encadrant le train de plis.

Deux types de pli associé à une rampe ont été distingués selon que la faille constituant la rampe se propage avant la formation du pli [pli passif sur rampe : Rich, 1934 ; Suppe, 1983], ou pendant [pli de propagation : Suppe, 1985 ; Jamison, 1987]. Ils se différencient par leur capacité d'accommoder la totalité du transport sur la rampe par la croissance du pli, avec ou sans glissement à l'avant. Ils admettent la migration des charnières, inhérente au développement de la structure, alors que l'inclinaison des flancs reste constante ainsi que le taux de cisaillement intraflanc. Le modèle de pli passif sur rampe implique une rupture ductile par flexion du domaine situé au toit de la rampe. Le modèle de pli de propagation implique une rupture ductile par flambage du domaine situé au toit de la rampe, contrôlée par glissement sur une discontinuité plane ou inclinée.

Le modèle disharmonique résulte du flambage d'un matériau compétent encadré de matériaux incompétents, capables de fluer [Dahlström, 1969a]. La croissance du pli s'effectue par augmentation du pendage des flancs [Chapple, 1969] et donc du taux de cisaillement intraflanc de part et d'autre d'une surface inamovible, dite surface axiale [Dahlström, 1990]. Le raccourcissement disharmonique d'une série composite (alternance de niveaux compétents et incompétents) se traduit par la formation de sinusoides dont la longueur d'onde dépend notamment de l'épaisseur des différents niveaux et du rapport de leurs viscosités [Biot, 1961, 1965 ; Ramberg, 1964]. Il dépend aussi de l'anisotropie des niveaux compétents [Cobbold *et al.*, 1971 ; Cobbold, 1975] ainsi que des conditions cinétiques locales [Latham, 1985].

Dans les régions à couvert végétal abondant, il est nécessaire de recourir à un modèle géométrique qui soit cohérent avec une interprétation cinématique et un scénario cinématique approprié. Or, diverses hypothèses cinématiques peuvent rendre compte d'une même géométrie. En outre, rien ne permet d'affirmer a priori l'incompatibilité de modèles cinématiques différents, pouvant se superposer à diverses échelles dans l'espace et/ou dans le temps. Ce que suggère l'observation, sur une même structure, de charnières fixes impliquées par un modèle, et de charnières mobiles impliquées par l'autre.

Cet article se propose d'illustrer, dans un contexte lithostratigraphique connu, la succession d'évolutions cinématiques distinctes en fonction des conditions imposées aux limites.

II. – LA CARRIÈRE DE BETTRECHIES

A) Contexte structural

La carrière est située (fig. 2) à environ 6 km au sud de la trace au sol de la faille du Midi, limite conventionnelle septentrionale de la zone rhénohercynienne [Fourmarier, 1922 ; Matte, 1986]. Dans ce secteur le profil de sismique profonde ECORS-NdF est prolongé par d'anciens profils industriels [CFP *et al.*, 1965 ; Raoult *et al.*, 1984 ; Cazes et Torreilles, 1988 ; Khatir *et al.*, 1991, 1992]. Aucun de ceux-ci n'est localisé à l'aplomb de la carrière, mais les données disponibles sont suffisamment proches pour situer la carrière dans l'écaïlle frontale – au niveau d'érosion actuel (fig. 3) – de l'allochtone ardennais [Khatir *et al.*, 1989 ; Meilliez et Mansy, 1990 ; Khatir, 1992].

La surface de base de cet allochtone coïncide avec un réflecteur sismique puissant, faiblement incliné vers le sud, et assimilable à un chevauchement traversé par le sondage de Jeumont [Clément, 1963]. Le Dévonien moyen argileux et carbonaté (Eifélien), y est chevauché par des siliclastites argilo-gréso-conglomératiques, attribuées au Dévonien inférieur et à la base du Dévonien moyen qui affleurent en

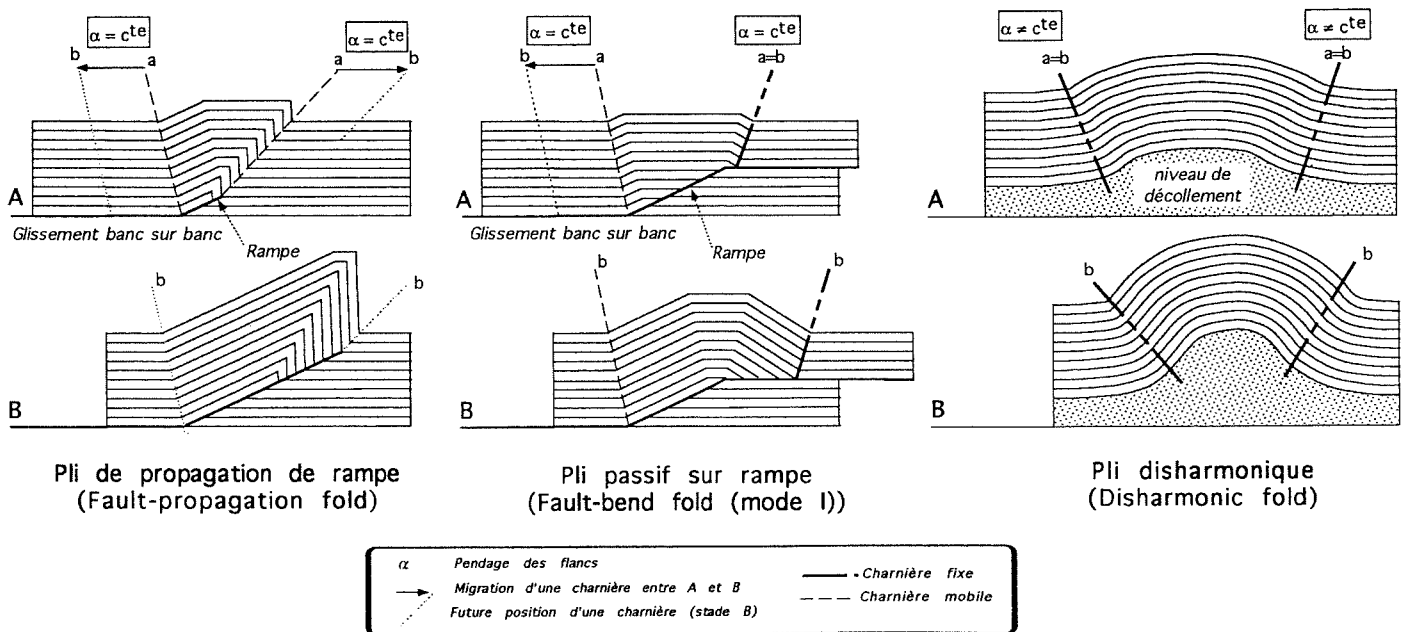


FIG. 1. – Modèles de plis dans les zones externes.

FIG. 1. – Folds in external zones.

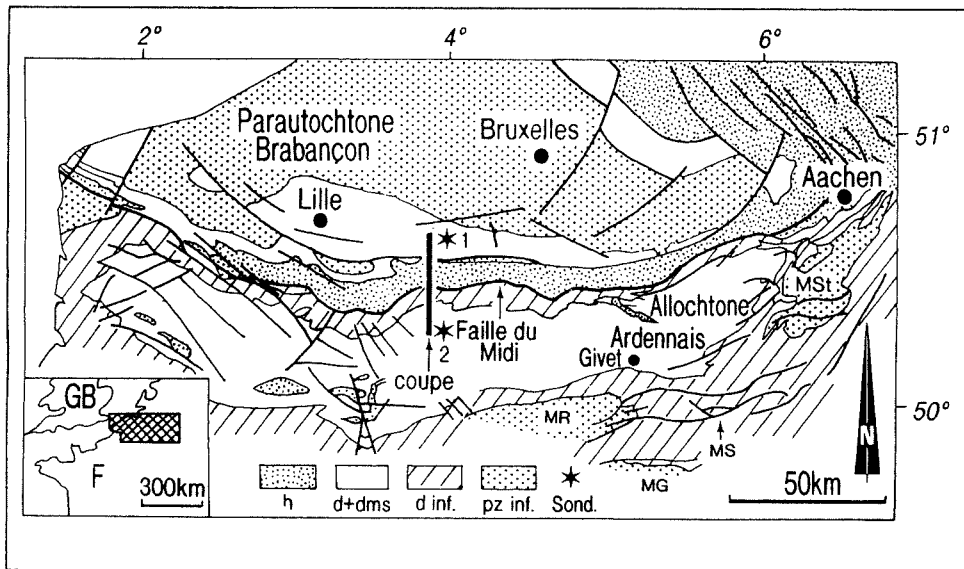


FIG. 2. - Localisation de la carrière de Bettrechies (*) dans l'allochthone ardennaise.
 M.R. : massif de Rocroi, M.G. : massif de Givonne, M.St. : massif de Stavelot, M.S. : massif de Serpont.
 FIG. 2. - Localization of Bettrechies quarry (*) in the Ardennes Allochthon.

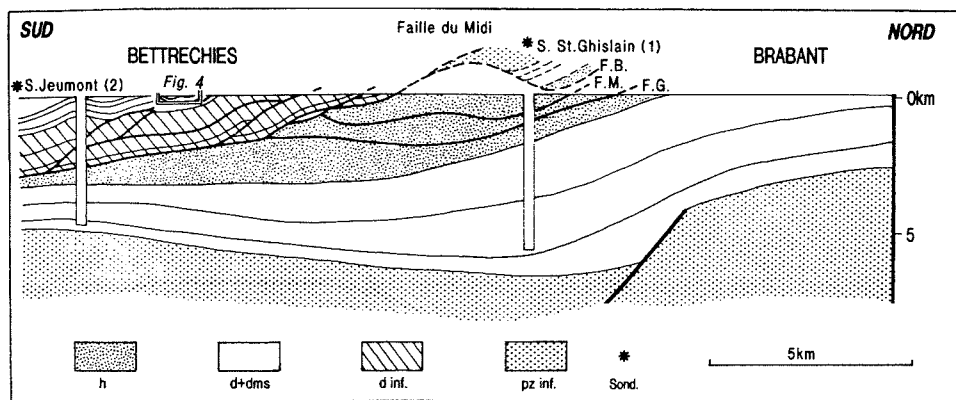


FIG. 3. - Coupe simplifiée schématique.
 Pz inf. : Paléozoïque inférieur, d. inf. : Dévonien inférieur, d. + dms : Dinantien et Dévonien moyen et supérieur, h : Houiller.
 FB : faille Barrois; FM : faille Masse; FG : faille Grisoeil.

FIG. 3. - Schematic cross section.

aval de la carrière [Foucher, 1964]. Là, les roches de l'allochthone sont affectées par un clivage net, espacé et continu dans chaque banc. En sondage, le clivage est pénétratif dans l'allochthone; il n'est que local et disjonctif dans le parautochthone, où il est traditionnellement déclaré absent [Clément, 1963]. D'où l'hypothèse de la mise en place de l'allochthone après structuration des roches qui le composent [Raoult *et al.*, 1984].

Dans cette hypothèse, la faille du Midi était considérée comme un niveau de décollement régional, localisé à la base du Dévonien inférieur. Cette interprétation, compatible avec les modèles de pli associé à une rampe, a inspiré la plupart des propositions récentes considérant l'écaillage de l'avant-pays varisque comme un système de plats et rampes, en tout point comparable au modèle appalachien. C'est notamment l'interprétation retenue pour le profil ECORS-NdF [Cazes et Torreilles, 1988].

Toutefois, Raoult et Meilliez [1987] ont attiré l'attention sur deux faits :

— en Ardenne n'existe aucun socle induré duquel la couverture sédimentaire se serait décollée comme dans les Appalaches. Au contraire, quelques noyaux de Paléozoïque inférieur métasédimentaire très plissé mais faiblement induré, sont observés tant à l'affleurement qu'en sondage [Raoult, 1988; Meilliez *et al.*, 1991];

— la nature tectonique ou stratigraphique du réflecteur sismique énergétique varie nécessairement le long du profil ECORS.

Dans cette perspective, le modèle disharmonique [Dalström, 1970] devenait une hypothèse cinématique adaptée. Pour la tester, une analyse géométrique des plis cartographiques a été réalisée [Khatir, 1983]. Le niveau théorique de décollement ainsi déterminé point par point [Goguel, 1965; Dalström, 1969] est effectivement proche du réflecteur sismique assimilé à la faille du Midi. Toutefois, ce niveau est constitué de segments décalés, alors interprétés comme des paliers séparés par des rampes.

A la suite de nouveaux travaux de terrain sur le Calcaire carbonifère, un modèle différent de structuration séquen-

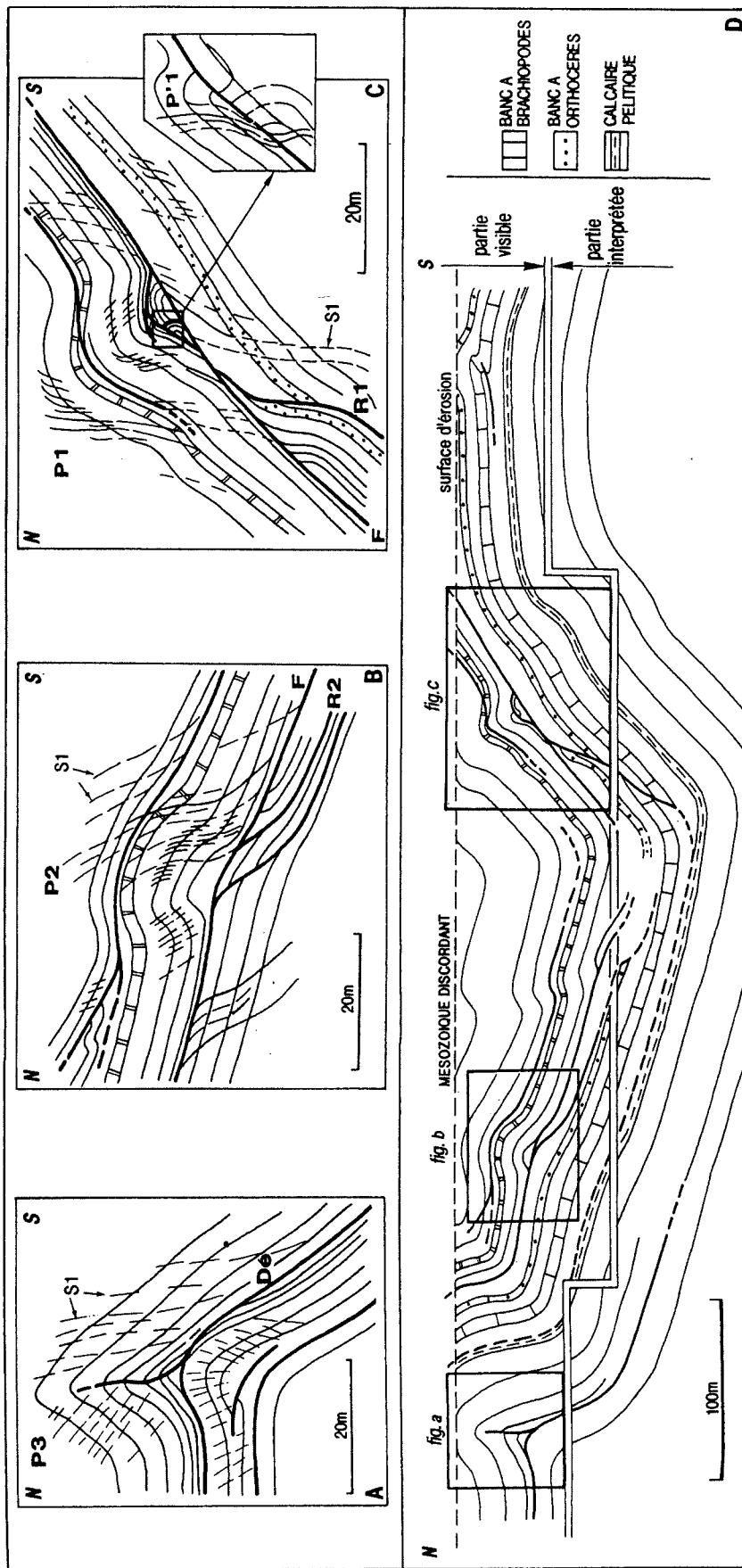


FIG. 4. - Détails observés dans la carrière montrant les différents types de plis et leurs relations avec les failles et la schistosité.
 FIG. 4. - Details observed along the quarry walls showing relationships between folds, faults and cleavage.

tielle de pli associé à des failles synchrones et postérieures, a pu être proposé [Mansy et Meilliez, 1989].

Il apparaît donc que sur une même verticale, des modèles différents de structuration peuvent prendre place à diverses échelles ; ce que la carrière de Bettrechies va nous permettre d'illustrer, cette fois à l'intérieur d'une seule unité lithostratigraphique : le Calcaire de Givet.

B) Caractères lithologiques et conséquences mécaniques

La carrière de Bettrechies offre des conditions idéales d'observation : c'est une tranchée longue de 600 m du nord au sud, perpendiculaire aux structures plissées, et profonde de 100 m au centre ; la valeur indicatrice d'une grande variété de structures mineures peut y être testée.

La carrière exploite le Calcaire de Givet (Givetien, Dévonien moyen), classiquement divisé en quatre formations dont l'épaisseur totale dépasse 400 mètres dans la région stratotypique [Bultynck *et al.*, 1991 ; Boulvain *et al.*, 1994]. En allant vers le nord, la puissance diminue, et pourrait ne pas excéder 250 mètres à Bettrechies où seule la partie supérieure du Calcaire de Givet est visible. La carrière a fait l'objet d'une étude sédimentologique [Préat, 1984] qui a décrit 170 m de calcaires (formation de Névrémont). Le lever actuel permet de reconnaître une soixantaine de mètres de calcaires francs et de calcaires argileux noirs à rugueux solitaires, brachiopodes et crinoïdes (formation du Mont d'Haur), surmontés d'environ 80 m de calcaires noirs à gastéropodes, crinoïdes, tabulés, brachiopodes, entrecoupés de fréquentes passées de calcaires laminaires (formation de Fromelennes). La dolomitisation abondante, affecte préférentiellement la base de la formation du Mont d'Haur. Elle a pour effet général de fragiliser les bancs qu'elle affecte.

L'ensemble de la série observable est finement lité : la puissance des strates est en moyenne de 0,40 m, variant de 1,20 m à 0,15 m. Des interlits marneux noirs séparent les couches calcaires. Leur puissance varie de moins de 0,10 m (la plus fréquente) à 0,25 m. Sur une verticale, on détermine des cycles lithomécaniques dont l'épaisseur varie de quelques mètres à plus de 10 mètres. La partie inférieure d'un cycle est formée de bancs calcaires épais (≥ 1 m) séparés de lits marneux de puissance centimétrique ; le corps du cycle est constitué d'alternances calcaires-marnes dans un rapport de puissance de l'ordre de 2 à 3 pour 1 ; dans la partie supérieure du cycle, ce rapport est proche de 1 pour 1 autour d'une puissance d'environ 0,20 m. Mécaniquement, cela signifie :

- que l'anisotropie est forte, mais s'exprime différemment à l'échelle de la série et à celle du cycle lithomécanique,

- que les cycles lithomécaniques se caractérisent par un gradient du coefficient de raideur,

- que le contact entre deux cycles successifs est une discontinuité mécanique relativement nette.

Enfin, à l'affleurement, le clivage apparaît mieux exprimé dans la partie supérieure des cycles lithomécaniques que dans la partie inférieure.

Les surfaces de bancs calcaires sont rarement planes à l'échelle métrique ; des rides diverses les façonnent, plus ou moins amplifiées lors de la déformation par fluage, et confèrent une forte rugosité à la stratification. Les glissements interbancs ne sont donc aisés que le long des délits marneux, qu'ils soient primaires (dépôts argilo-carbonatés) ou secondaires (résidus de dissolution sous pression). Dans l'un comme dans l'autre cas, le glissement exige la création puis la propagation préalable d'une fracture plane. Dans la plupart des lits marneux épais, la faille s'est localisée au milieu du banc.

C) Les données structurales

La carrière apparaît sous la forme d'un synclinal dissymétrique déjeté vers le nord, de longueur d'onde kilométrique. Le flanc sud a un pendage moyen de 40° alors que le flanc nord a un pendage proche de 15° ; le synclinal est limité par deux anticlinaux qui diffèrent par leur morphologie : ouvert au sud, fermé et en chevron au nord (fig. 4a). Nous proposons qu'ils diffèrent également par leur genèse.

Les relations de recoupement entre plis, failles et clivage ont conduit à élaborer une succession d'événements structuraux qui n'ont pas nécessairement affecté la totalité du domaine observable dans la carrière.

La formation d'un clivage de dissolution sous pression est un type de fluage associé à des transferts de matière [Gratier, 1984] : c'est un événement durable, qui résulte d'un champ de contraintes persistant à valeur élevée. On peut donc, en première approximation, admettre qu'à l'échelle de la carrière, cet événement ait été unique et synchrone, quelle qu'en soit la durée. La présence, ou non, de ce clivage en un endroit ne reflète alors que la résistance locale du matériau au fluage. A partir de ce postulat, on peut discriminer les événements anté-, syn- et post-clivage.

1) Les failles

Qu'elles soient parallèles ou sécantes sur la stratification, les failles sont associées à des fentes de calcite, persistantes sur plusieurs dizaines de mètres pour certaines. Une fente est remplie de cristaux à croissance centripète, ce qui démontre une ouverture en mode I (extension pure). La surface de glissement, nappée de stries, abondantes et rectilignes, résultant de cristallisation syncinématique, est localisée au milieu de la fente. Le glissement dans le plan de la faille succède donc distinctement à l'ouverture de celle-ci. La plupart des failles sont marquées par plusieurs fentes amalgamées au milieu des bancs marneux [Khatir, 1990]. Les failles ont donc fonctionné par à-coups, une ouverture précédant un glissement. Le nombre des épisodes de fonctionnement des failles n'est pas homogène dans la carrière ; il varie selon leur position par rapport aux plis.

2) Les plis

a) Sur le flanc sud du synclinal majeur, on distingue un pli décimétrique (P_1) au toit d'une faille qui pour l'essentiel est parallèle aux couches (fig. 4c). Au mur on reconnaît des bancs très compétents, et épais de quelques mètres surmontés par des lits décimétriques comprenant une faille majeure (F) qui tronque localement les couches. A l'étage inférieur, une rampe R_1 fait chevaucher un banc à orthoceres redressé (85°) sur lui-même. Le pli P_1 est décalé d'une quinzaine de mètres par rapport à la rampe originelle, fixant l'ampleur du glissement sur la faille F. Un petit pli de rampe P'_1 apparaît sur l'extrados de P_1 . La schistosité est très pénétrative, elle est enroulée autour du pli P_1 , elle est réfractée sous la faille F. Au voisinage de la faille associée au pli P'_1 , l'inclinaison de la schistosité change, indiquant un cisaillement localement plus intense sans que la rupture ne soit atteinte.

b) Un pli (P_2) situé sur la partie médiane du flanc nord du synclinal majeur (fig. 4b) apparaît au dessus d'une faille (F) sous laquelle les lits calcaires sont fracturés, faillés, mais peu plissés. Au toit de la faille (F), les couches sont pour l'essentiel parallèles à la faille sauf autour du noyau du pli où les couches sont tronquées. Ce pli ne répond pas aux caractères géométriques simples d'un pli de rampe ou d'un pli de propagation décrits classiquement [Suppe, 1985 ; Mac Clay 1992]. Cependant la présence d'une faille R_2 à valeur de rampe (?), et surtout une géométrie spécifique

avec un dressant à 90° et un flanc long incliné de 30 à 40° , suggèrent un pli de propagation dont les caractéristiques auraient été altérées. Ces structures décamétriques à pluridécamétriques disparaissent latéralement sur 200 m, car elles n'existent pas sur la paroi occidentale.

L'étude sédimentologique fine précise indique que la faille (F) passe à peu près dans les mêmes niveaux, sur chaque flanc du synclinal majeur. Elle est localisée à la limite des formations du mont d'Haus et de Fromelennes, caractérisée par une augmentation des interlits argileux. Il est important de noter que la vergence des déplacements est opposée dans un flanc du synclinal par rapport à l'autre.

c) Le pli le plus septentrional (fig. 4a) est constitué par deux ensembles séparés par un décollement (D_é), on y distingue :

— un cœur composé de lits calcaires décimétriques et de petits interlits pélitiques, avec un angle d'ouverture de 110° . La schistosité de plan axial légèrement convergente y est pénétrative ;

— une enveloppe composée de bancs plus épais, parfois métriques, avec un angle d'ouverture de 90° . La schistosité est dyssymétrique, à pendage plus fort sur le flanc sud (80° que sur le flanc nord (30 à 40°), elle n'est pas enroulée.

L'accommodation entre les deux ensembles du pli s'effectue à la fois par des surfaces de décollement, et par le cisaillement des flancs s'amortissant au cœur du pli, qui acquiert un aspect en bulbe [Ramsay et Huber, 1987]. Ce mécanisme différencié rend compte de l'excès de longueur

des lits épais et compétents, qui pour le même taux de raccourcissement ont un plus fort pendage que les lits fins proches du cœur du pli.

III. — UNE RECONSTITUTION POSSIBLE

Il ne nous semble pas possible de proposer un scénario, pour le synclinal de Bettrechies, en s'inspirant seulement des modèles de plis de rampe, ceci pour deux raisons principales :

— la complexité de l'expression du cisaillement dans les flancs du synclinal, où l'on peut notamment reconnaître plusieurs étapes, suggère une augmentation progressive de la valeur de ce cisaillement ;

— la vergence des structures dans les flancs semble acquise dès la première étape de déformation ; la position de la charnière synclinale serait donc fixée dès cette étape.

Comme dans les plis de rampe le développement de la structure se fait par migration des charnières, alors que l'inclinaison des flancs, et donc leur cisaillement, reste constant ; nous sommes amenés à proposer le scénario suivant inspiré du modèle disharmonique.

La levée progressive du flanc sud est accommodée par glissements bancs sur bancs et par deux plis de rampes : un pli majeur, décamétrique, et un pli mineur, métrique, sur le dos du premier. Tous deux sont fossilisés par la schistosité pénétrative (fig. 5a, b, c). Cette schistosité est forte-

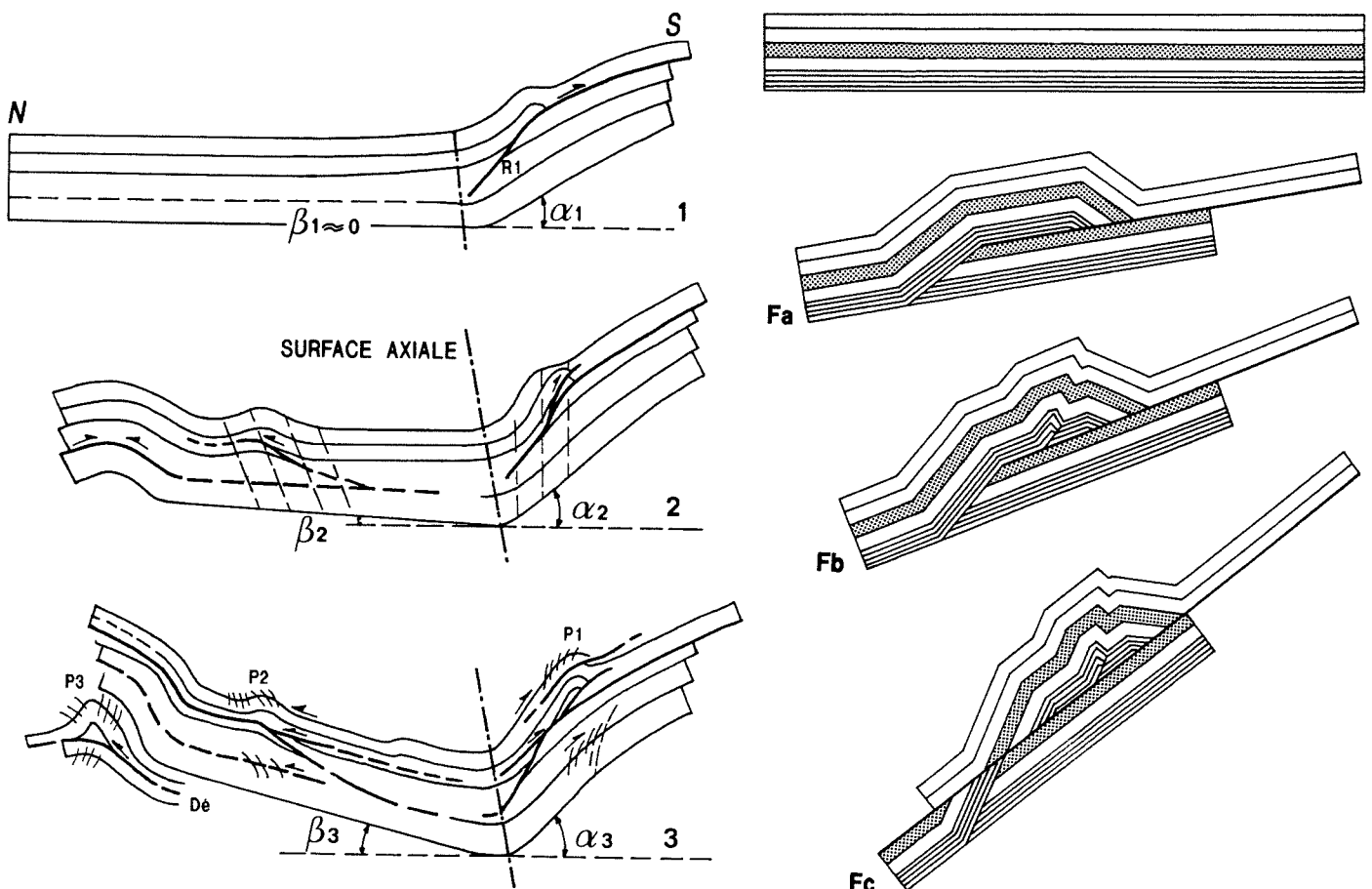


FIG. 5. — Modèle schématique montrant la structuration progressive du synclinal, les branchements entre les failles et la forme de la schistosité permettent d'établir une chronologie relative. Les flèches marquent les divers mouvements pendant leur période d'activité (voir texte).

FIG. 5. — Schematic model showing the syncline structuration. Branch lines and fault pattern associated with schistosité let a relative chronology. Arrows indicate the different movements during their activity (see text).

ment réfractée au passage de la rampe mineure, mais elle n'est pas interrompue indiquant ainsi un faible mouvement post-schisteux. Le raccourcissement sur le flanc nord se concrétise par le pli médian (P_2) et l'amorce du pli septentrional (P_3). L'ensemble est scellé aussi par la schistosité pénétrative.

Le serrage se traduit ensuite par des glissements et/ou chevauchements qui partent du cœur du pli, se branchent sur les rampes déjà actives, décapitent les plis de rampe et les transportent jusqu'au blocage en raison d'un angle α_2 trop important. D'autres glissements/chevauchements, plus superficiels, doivent alors prendre le relais. Lors de cette phase la schistosité est reprise, elle est soit enroulée à l'extrados des plis, basculée autour d'un pli tardif (P_3), réfractée sous la faille F, ou disjointe de part et d'autre des failles tardives.

Les observations structurales fournissent une chronologie relative inscrite dans un processus continu et progressif. Les étapes matérialisées sur le schéma (fig. 5) sont fictives et servent à une meilleure compréhension. Le scénario décrit ci-dessus traduit un plissement à charnière fixe avec accentuation progressive et éjection du matériel au cœur du synclinal.

IV. – DISCUSSION

L'analyse ci-dessus fait ressortir une succession d'épisodes de plissement, glissements banc sur banc et dissolution sous pression. La lithologie contrôle la localisation des surfaces de glissement, le détachement apparaissant plus particulièrement dans les niveaux incompetents.

La création d'une rampe requiert un mécanisme de propagation de fracture, phénomène rapide comparé à un plissement ou à la dissolution sous pression. Gratier et Gamond [1990] qualifient les mécanismes rapides de sismiques et les mécanismes lents d'asismiques. Le glissement sur une surface préexistante peut être lent ou rapide selon la façon dont il est accommodé. L'alternance de mouvements lents (plis, clivage) et rapides (propagation de faille : cisaillements en particulier) conduit à accorder à la vitesse de déformation un rôle prépondérant dans l'évolution proposée (fig. 5).

La création de nouvelles discontinuités et le glissement qu'elles accommodent provoquent une relaxation des contraintes. Tant que le raccourcissement se poursuit à l'échelle régionale, ces contraintes augmentent à nouveau. Selon l'incidence des contraintes locales sur les discontinuités existantes dans le massif rocheux, des glissements

sporadiques s'effectuent associant, soit un fluage des matériaux les plus incompetents, soit un glissement fragile entre couches compétentes. Lorsqu'aucun glissement n'est possible, le système se bloque, entraînant l'augmentation des contraintes dans l'ensemble du massif. Si la situation de blocage perdure, les matériaux incompetents s'adaptent en développant un clivage de dissolution sous pression, propre au niveau crustal superficiel où s'est opérée la déformation [Gratier, 1984]. Si, à l'échelle régionale, le raccourcissement est trop rapide, les contraintes continuent à augmenter jusqu'à ce que le seuil de rupture d'un banc (ou d'une succession de bancs) soit atteint. Un nouveau plan de rupture peut alors contribuer à accommoder un glissement et relâcher les contraintes. Et le processus peut recommencer; ainsi peuvent se comprendre les structures plissées et cisailées divergentes qui ornent les flancs du synclinal majeur.

V. – CONCLUSIONS

Le synclinal de Bettrechies constitue un exemple de plis disharmonique de grande ampleur [avec celui décrit par Fischer *et al.*, 1992]. Ce modèle ne permet pas d'expliquer toutes les structures ardennaises où la tectonogenèse en rampe est maintenant bien établie dans les successions de bancs compétents (ex : Calcaire carbonifère) [Mercier, 1992; Mercier *et al.*, 1994]. Mais pour ce site où alternent lits épais compétents et lits fins incompetents, une superposition de types cinématiques distincts peut être observée, contrôlée par les conditions cinématiques. La superposition de modèles différents constitue une innovation par rapport à la proposition de Geiser [1988]. L'intérieur de la structure majeure n'est ici pas homothétique des structures rencontrées en son sein; les contrastes sont en partie dus aux différences rhéologiques internes au Calcaire de Givet mais aussi aux différences entre la barre calcaire et compétente du Givétien et les unités à dominante pélitique, incompetentes, qui l'encadrent. Sur une même verticale, des structurations répondant à des modèles différents peuvent apparaître à diverses échelles.

Des plis disharmoniques de même type, mais plus serrés, sont observables 40 km à l'est en Belgique au front de l'allochtone ardennais (région de Philippeville). Ces plis, qui affectent le Givétien et le Frasnien, impliquent également un décollement supérieur et inférieur. L'examen de la carte géologique montre que le synclinal de Bettrechies est transporté sur un décollement localisé dans les niveaux incompetents infra-givétiens.

Références

- BIOT M.A. (1961). – Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**, 1595-1620.
- BIOT M.A. (1965). – Mechanics of incremental deformations. – Wiley, New York, 504 p.
- BOULVAIN F., COEN-AUBERT M., MANSY J.L. & PROUST J.N. (1994). – Glaçon : une coupe du Givétien en Avesnois (France). Sédimentologie, coraux, géologie régionale, diagenèse. – *Bull. Soc. belge Géol.* (sous presse).
- BOYER S.E. (1992). – Geometric evidence for synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust belts. In : Thrust tectonics. – Chapman et Hall, Londres, 379-390.
- BOYER S.-E. & ELLIOTT D. (1982). – Thrust systems. – *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **66**, 1196-1230.
- BULTYNCK P., COEN-AUBERT M., HANCE L., LACROIX D., PRÉAT A., STREEL P. & TOURNEUR F. (1991). – Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. – *Mém. Explic. Cartes géol. Min. Belgique*, **30**, 106 p.
- CAZES J. & TORREILLES G., coord. (1988). – Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Programme ECORS. Profil Nord de la France. – Technip, Paris, 260 p.
- CHAPPLE W.M. (1969). – Fold shape and rheology : the folding of an isolated viscous-plastic layer. – *Tectonophysics*, **7**, 97-116.
- CFP (M), COPESEP, RAP, SNPA (1965). – Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. – *Ann. Soc. géol. Nord*, **85**, 273-281.
- CLÉMENT J. (1963). – Résultats préliminaires de campagnes géophysiques de reconnaissance dans le permis de recherche « Arras et

- Avesnes » de l'Association Shell Françaises-P CRB – SAFRAB. Objectifs du forage profond Jeumont-Marpent n° 1. – *Ann. Soc. Géol. Nord*, **83**, 237-241.
- COBBOLD (1975). – Fold propagation in single embedded layers. – *Tectonophysics*, **27**, 333-351.
- COBBOLD P., COSGROVE J.W. & SUMMERS J.M. (1971). – Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. – *Tectonophysics*, **12**, 23-53.
- DAHLSTRÖM C.D.A. (1969a). – The upper detachment in concentric folding. – *Can. Petr. Geol. Bull.*, **17**, 326-346.
- DAHLSTRÖM C.D.A. (1969b). – Balanced cross-sections. – *Can. J. Earth Sci.*, **6**, 743-757.
- DAHLSTRÖM C.D.A. (1970). – Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. – *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **18**, 332-406.
- DAHLSTRÖM C.D.A. (1990). – Geometric constants derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. – *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **74**, 3, 336-344.
- FISCHER M.P., WOODWARD N.B. & MITCHELL M.M. (1992). – The kinematics of break-thrust folds. – *J. Struct. Geol.*, **14**, 451-460.
- FOUCHER J.-C. (1964). – Contribution à l'étude sédimentologique du Poudingue du « Caillou-qui-bique ». In : « Le Dévonien Inférieur en France et dans les régions voisines ». – Colloque français de Stratigraphie, Rennes. – *Mém. BRGM*, Orléans, **33**, 32 p.
- FOURMARIER P. (1922). – Tectonique générale des terrains paléozoïques de la Belgique. – C.G.I., Livret-guide pour la XIII^e session. Belgique, Exc. C2.
- GEISER P.A. (1988). – The role of kinematics in the construction and analysis of geological cross sections undeformed terranes. – *Geol. Soc. Amer. Spec. paper* **222**, 47-76.
- GOGUEL J. (1965). – Traité de tectonique. – 2^e éd. – Masson, Paris, 458 p.
- GOSSELET J. (1888). – L'Ardenne. – *Mém. Carte géol. Fr.*, Baudry, Paris, 881 p.
- GRATIER (1984). – La formation des roches par dissolution cristallisation. – Thèse Dr. ès-Sc., Univ. Grenoble, IRIGM, 316 p.
- GRATIER J.P. & GAMOND J.F. (1990). – Transition between seismic and aseismic deformation in the upper crust. In : R.J. KNIPE, E.H. RUTTER Eds., Deformation mechanisms, rheology and tectonics. – *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, **54**, 461-473.
- JAMISON W.R. (1987). – Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. – *J. Struct. Geol.*, **9**, 207-219.
- JAMISON W.R. (1992). – Stress controls on fold thrust style. In : MAC CLAY Ed., Thrust Tectonics. – Chapman et Hall, Londres, 155-164.
- KAISIN F. (1936). – Le problème tectonique de l'Ardenne. – *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, **11**, 1-327.
- KHATIR A. (1983). – Plis et décollements dans la nappe de Dinant d'après les cartes de l'Avesnois. – DEA Lille, 42 p. non publié.
- KHATIR (1990). – p. 7.
- KHATIR A. (1992). – Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France). – *Publ. Soc. Géol. Nord*, **18**, Lille, 281 p.
- KHATIR A., MANSY J.L. & MEILLIEZ F. (1989). – Structure et déformation dans l'Allochtone Ardennais en Avesnois (Nord). – *Ann. Soc. géol. Nord*, **CVIII**, 73-83.
- KHATIR A., MANSY J.L., MEILLIEZ F. & GOFFETTE O. (1991). – Two deeps structural cross sections through the western Ardenne massif (northern Variscan foreland); a non cylindrical shortening model. In : J. Ramsay meeting – The geometry of naturally deformed rocks. – *Mitt. aus dem Geol. Inst. ETH Zurich*, Neue Folge, 234-241.
- KHATIR A., MANSY J.-L. & MEILLIEZ F. (1992). – Structuration varisque en Ardenne occidentale : une hiérarchisation des niveaux de décollement. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **314**, II, 1065-1070.
- LATHAM J.P. (1985). – The influence of non-linear material properties and resistance to bending on the development of internal structures. – *J. Struct. Geol.*, **7**, 225-236.
- MANSY J.-L. & MEILLIEZ F. (1989). – Séquence de déformation progressive du Calcaire Carbonifère en Avesnois (Ardenne occidentale). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, II, 319-324.
- MANSY J.L. & MEILLIEZ F. (1993). – Elements d'analyse structurale à partir d'exemples pris en Ardennes-Avesnois. – *Ann. Soc. géol. Nord*, **2**, 45-60.
- MAC CLAY K.P. Ed. (1992). – Thrust tectonics. – Chapman et Hall, Londres, 447 p.
- MATTE (1986). – La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **II**, 9-24.
- MEILLIEZ F., ANDRE L., BLIECK A., FIELTIZ W., GOFFETTE O., HANCE L., KHATIR A., MANSY J.L., OVERLAU P. & VERNIERS (1991). – Ardenne-Brabant. – *Sci. Geol. Bull.*, **44**, 3-9.
- MEILLIEZ F. & MANSY J.L. (1990). – Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène : le Dévono-Carbonifère de l'Ardenne. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **VI**, 177-188.
- MERCIER E. (1992). – Les plis de propagation transportés : modélisation et exemple. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **163**, 6, 713-720.
- MERCIER E., DE PUTTER T., MANSY J.L. & HERBOSCH A. (1994). – L'écaille des Gaux (Ardennes belges) : un exemple d'évolution tectono-sédimentaire complexe lors du développement d'un pli de propagation. – *Geol. Rundsch.*, **83**, 170-179.
- PRÉAT A. (1984). – Etude lithostratigraphique et sédimentologique du Givétien belge (Bassin de Dinant). – Thèse Doctorat Sc. ULB, 466 p. (non publié).
- RAMBERG H. (1964). – Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties. – *Tectonophysics*, **1**, 307-341.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. (1987). – The techniques of modern structural geology, vol. 1 et 2. – Academic Press, Londres, 700 p.
- RAOULT J.F. (1988). – Le front varisque du Nord de la France : interprétation des principales coupes d'après les profils sismiques, la géologie de surface et les sondages. In : CAZES M. et TORREILLES G., Eds., Etude de la croûte terrestre par sismique profonde, Programme ECORS. Profil Nord de la France. – Technip, Paris, 171-196.
- RAOULT J.F., COLBEAUX J.P., KHATIR A., LEDRU P., MEILLIEZ F., PIQUE A., SOMME J., BEUGNIES A. & LEPLAT J. (1984). – Structures liées à la faille du Midi et aux chevauchements nord-varisques. – *Prog. Géol. prof. France*, 1^{re} phase. – *Doc. BRGM*, **81**, thème 1, 33-56.
- RAOULT J.F. & MEILLIEZ F. (1987). – The Variscan Front and the Midi Fault between the Channel and the Meuse. – *J. Struct. Geol.*, **9**, 4, 473-479.
- RICH J.L. (1934). – Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee. – *Am. Ass. Petrol. Bull.*, **18**, 12, 1584-1596.
- SUPPE J. (1983). – Geometry and kinematics of fault-bend folding. – *Am. J. Sci.*, **283**, 684-721.
- SUPPE J. (1985). – Principles of structural geology. – Prentice Hall, Englewood Cliffs, 537 p.