

ROYAUME DE BELGIQUE

**MINISTERE DES AFFAIRES ECONOMIQUES**

Administration des Mines - Service Géologique de Belgique

Rue Jenner, 13 - 1040 Bruxelles

**PALEOGEOGRAPHIE DES FORMATIONS  
GIVETIENNES ET FRASNIENNES DU  
SYNCLINORIUM DE VERVIERS**

par

**C. CNUUDE, L. DEJONGHE, B. MAMET**

**PROFESSIONAL PAPER 1986/2  
N° 225**

SERVICE GEOLOGIQUE DE BELGIQUE - PROFESSIONAL PAPER N° 225 - 1986/2

PALEOGEOGRAPHIE DES FORMATIONS GIVETIENNES ET  
FRASNIENNES DU SYNCLINORIUM DE VERVIERS

par C. Cnudde (\*),  
L. Dejonghe (\*) (\*\*\*)  
B. Mamet (\*\*) (\*\*\*)

- (\*) Service géologique de Belgique, 13 rue Jenner, B-1040 Bruxelles.  
(\*\*) Université de Montréal, Géologie, Case Postale 6128, Succursale A,  
Montréal P.Q, H3C3J7, Canada.  
(\*\*\*) Université libre de Bruxelles, Faculté des Sciences, avenue F.D.  
Roosevelt 50, B-1050 Bruxelles.

Table des matières

I. Introduction . . . . .	1
II. Cadre paléogéographique général . . . . .	5
III. Reconstitution palinspastique des formations givétiennes et frasniennes du synclinorium de Verviers . . . . .	9
IV. Reconstitution paléogéographique des formations givétiennes et frasniennes du synclinorium de Verviers . . . . .	14
A. <i>Formation de Nèvremont</i> . . . . .	14
B. <i>Formation du Roux</i> . . . . .	20
C. <i>Formation de Presles</i> . . . . .	26
D. <i>Formation de Lustin</i> . . . . .	29
E. <i>Formation d'Aisemont et troisième biostrome à <i>Phillipsastraea</i></i> . . . . .	34
F. <i>Formation de Matagne</i> . . . . .	42
V. Conclusions. . . . .	42
VI. Bibliographie . . . . .	43

Table des figures

Figure 1.	Unités tectoniques du Paléozoïque de Belgique . . . . .	2
Figure 2.	Sous-unités tectoniques du synclinorium de Verviers . . .	3
Figure 3.	Coupe transversale dans le synclinorium de Verviers . . .	3
Figure 4.	Synclinorium de Verviers. Formations lithostratigraphiques et unités chronostratigraphiques correspondantes . .	4
Figure 5.	Position du rivage continental et des îles et rides principales à fin du Couvinien, du Givétien, du Frasnien inférieur et du Frasnien supérieur. . . . .	7
Figure 6A	Localisation des coupes étudiées. . . . .	11
Figure 6B	Logs comparatifs des faciès du Givétien et du Frasnien de quelques coupes étudiées. . . . .	12
Figure 7.	Reconstitution palinspastique des formations mésodévo-niennes et frasniennes du synclinorium de Verviers. . . .	15
Figure 8.	Logs comparatifs des faciès de la Formation de Nèvre-mont. . . . .	16
Figure 9.	Reconstitution paléogéographique de la Formation de Nèvre-mont . . . . .	19
Figure 10.	Logs comparatifs des faciès de la Formation du Roux . . .	21
Figure 11.	Reconstitution paléogéographique de la Formation du Roux. Modèles basés sur la subsidence . . . . .	23
Figure 12.	Reconstitution paléogéographique de la Formation du Roux. Modèles basés sur l'eustatisme. . . . .	25
Figure 13.	Logs comparatifs des faciès de la Formation de Presles. .	27
Figure 14.	Reconstitution paléogéographique de la Formation de Presles . . . . .	28
Figure 15.	Logs comparatifs des faciès de la Formation de Lustin . .	30
Figure 16.	Reconstitution paléogéographique de la Formation de Lustin. Modèles basés sur la subsidence. . . . .	32
Figure 17.	Reconstitution paléogéographique de la Formation de Lustin. Modèles basés sur l'eustatisme . . . . .	33
Figure 18.	Logs comparatifs des faciès de la Formation d'Aisemont et de la base de la Formation de Matagne (jusqu'au sommet du troisième biostrome à <i>Phillipsastraea</i> ). . . . .	35
Figure 19.	Reconstitution paléogéographique de la Formation d'Aisemont et du troisième biostrome à <i>Phillipsastraea</i> (a à d). . . . .	38
Figure 20.	Reconstitution paléogéographique de la Formation d'Aisemont et du troisième biostrome à <i>Phillipsastraea</i> (e à h). . . . .	40

## Résumé

Ce travail est axé sur l'étude de la paléogéographie de la plate-forme qui s'est établie en périphérie du massif du Brabant, dans la partie orientale de la Belgique, au cours du Givétien et du Frasnien. L'étude repose sur un inventaire de la lithologie et de l'épaisseur de six formations observées en une vingtaine d'affleurements et sondages répartis dans le synclinorium de Verviers. Deux modèles sédimentaires ont été envisagés. L'un est contrôlé principalement par la subsidence avec peu de modifications dans la position de la ligne de rivage. L'autre est basé sur l'eustatisme et déplace les lignes de rivages de façon appréciable.

## Abstract

This work, deals with the paleogeography of the platform surrounding the Brabant massif, in Eastern Belgium, during Givetian and Frasnian time. The study is based on an inventory of the thickness and lithology of six formations observed in 20 outcrops and boreholes of the Verviers synclinorium. Two sedimentary models are considered. The first is controlled by subsidence with slight modification of the shoreline position. The second is based on a eustatism with substantial displacements of the shoreline.

## I. Introduction

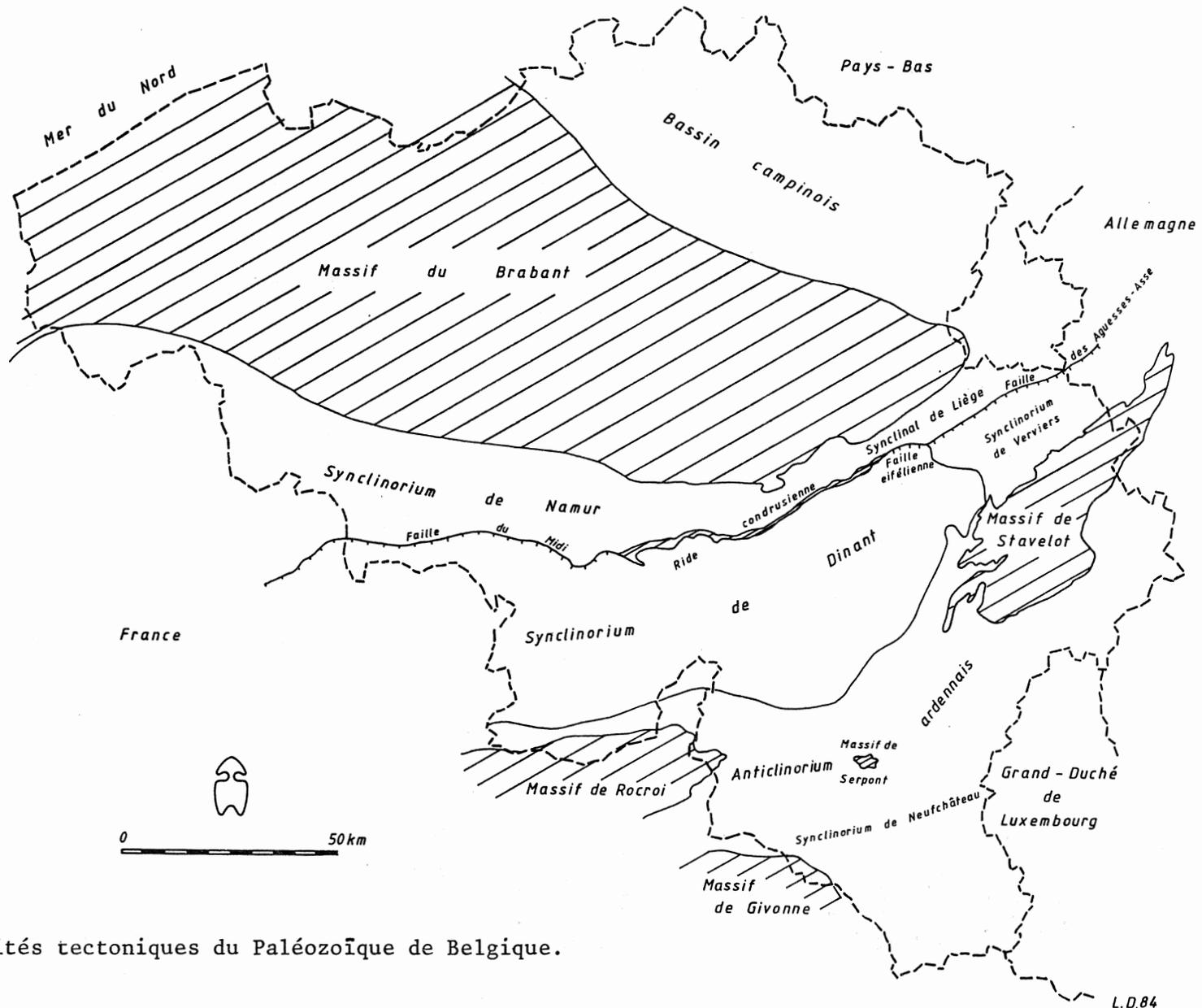
La géologie de la bande de terrains dévono-carbonifères située entre Liège et la frontière allemande est très complexe, en particulier, sur le plan tectonique. A l'W de Liège, les formations dévono-carbonifères sont logées dans un cadre structural connu depuis longtemps au sein de deux grandes unités tectoniques : les synclinoria de Namur et de Dinant. A l'E de Liège, cette structuration est bien plus récente et due à Graulich *et al.* (\*). Ceux-ci ont introduit la notion de synclinorium Verviers charrié au-dessus du synclinal de Liège le long de la faille des Aguesses-Asse (fig. 1). Le synclinorium de Verviers se subdivise en trois sous-unités tectoniques : le massif de Herve, le massif de la Vesdre et la fenêtre de Theux (fig. 2). Une coupe N-NW due à Graulich (1984) montre la position des différentes sous-unités tectoniques (fig. 3). On constate que le synclinorium de Verviers est lui-même, disloqué par plusieurs failles de charriage. Une des plus importantes, celle de Magnée - Soiron, sépare le massif de Herve, au N, du massif de la Vesdre, au S. En réalité, le massif de la Vesdre n'est autre que le flanc S d'un synclinal affleurant dans la fenêtre de Theux, la faille de Magnée - Soiron se rattachant à la faille de Theux sous le massif de la Vesdre. L'ampleur du charriage du massif de la Vesdre est traditionnellement estimé entre 6 et 10 km. Enfin, les effets d'une tectonique de block-faulting d'âge post-varisque se superposent à ceux de la tectonique varisque. Cela se marque par un réseau assez dense de failles subverticales, de direction NNW-SSW, en touches de piano, liées à l'effondrement du graben du Rhin.

Le but de notre travail est de reconstituer la paléogéographie des formations givétiennes et frasniennes au sein du synclinorium de Verviers. Il a été réalisé dans le cadre d'une action financée par les Communautés Européennes (Dejonghe *et al.*, 1982).

Si dans les massifs de la Vesdre, et de Theux, ces formations affleurent de façon sporadique, par contre, dans le massif de Herve, elles ne sont connues qu'en sondages. En outre, dans le massif de la Vesdre, les affleurements de bonne qualité sont rares. Notre étude

---

(\*) Cette zone a été dénommée synclinorium de Herve par Michot (1980). Le choix du mot Herve est cependant source de confusion. En effet, depuis l'article de Michot (1980), le mot Herve désigne deux unités tectoniques différentes : d'une part, le massif de Herve, défini de longue date et correspondant au bassin houiller exploité depuis la concession de Wérister, à l'W, jusqu'à celle de la Minerie, à l'E, et d'autre part, le synclinorium de Herve regroupant les sous-unités tectoniques connues sous les noms de synclinal de Liège, massif de Herve, massif de la Vesdre et fenêtre de Theux. En outre, Michot minimise l'ampleur du rejet de la faille des Aguesses-Asses alors que Graulich (1955, 1984) le considère comme important. Ce désaccord a conduit Michot (1980) à rattacher le synclinal de Liège au synclinorium de Herve alors que Graulich *et al.* (1984) en font une unité tectonique distincte du synclinorium de Verviers.



-2-

Figure 1. Unités tectoniques du Paléozoïque de Belgique.

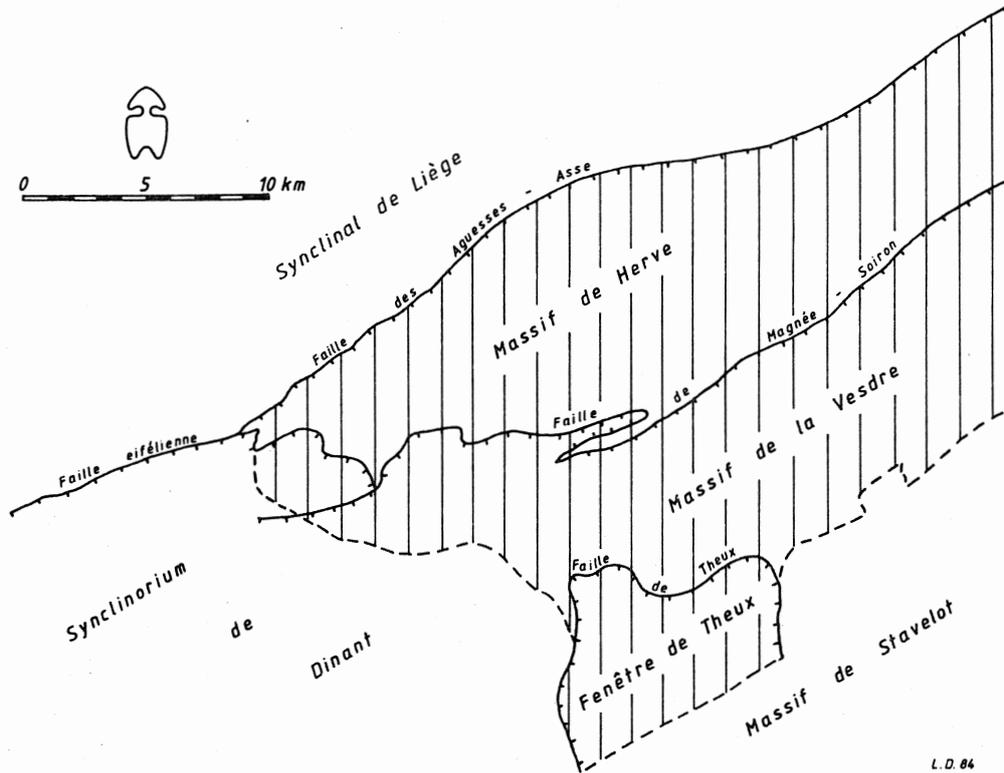


Figure 2. Sous-unités tectoniques du synclinorium de Verviers. Adapté d'après Graulich *et al.* (1984).

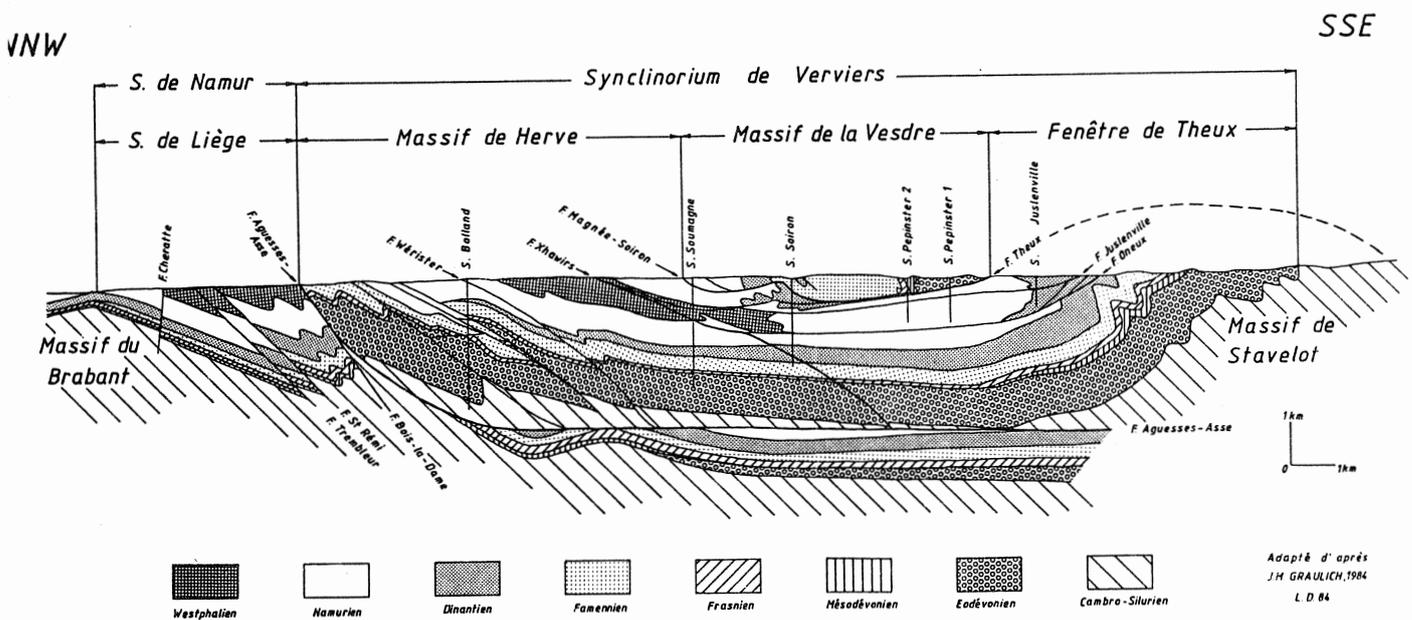


Figure 3. Coupe transversale dans le synclinorium de Verviers.

repose donc sur des observations ponctuelles, mais elle a cependant largement bénéficié d'une étude de Coen-Aubert (1974), qui a servi de support stratigraphique. Celle-ci a montré que, dans le Massif de la Vesdre et, par extension, dans le synclinorium de Verviers, les diverses formations lithostratigraphiques sont peu diachrones. On peut de plus leur assigner des limites chronostratigraphiques précises (fig. 4).

SYNCLINORIUM DE VERVIERS					
CHRONOSTRATIGRAPHIE			LITHOSTRATIGRAPHIE		
		Sigles	Litho	Epaisseurs(m)	
Dévonien supérieur	Famennien	Fa1a		Famenne	
	Frasnien	F3		30-70	Matagne
		F2ij		40-120	Aisemont
		F2gh		0-140	Lustin
		F2ef			
		F2cd			
	F2ab		0-4	Presles	
Dévonien moyen	Givetien	F1b		0-90	Roux
		F1a		4-90	Nèvremont
		Gi bc			
		Gi a			
	Couvinien	Co		0-130	Nanine

L.D.83

Figure 4. Synclinorium de Verviers. Formations lithostratigraphiques et unités chronostratigraphiques correspondantes.

La terminologie stratigraphique utilisée dans ce travail est celle de Coen-Aubert & Lacroix (1979), à l'exception de la Formation de Presles. Cette dernière correspond à la formation dénommée "de Base" par Coen-Aubert & Coen (1975). L'utilisation du terme "Base" nous paraît sujette à confusion, car la formation ne marque pas la base de la grande transgression du Dévonien moyen et supérieur. En accord avec Coen-Aubert, il a été remplacé par un terme sans connotation génétique (Presles). Précisons toutefois que Sartenaer (In : Bultynck *et al.*, 1983) a introduit la notion de Formation de Nismes pour caractériser,

dans le synclinorium de Dinant, la formation schisteuse située à la base du Frasnien. Cette terminologie pourrait être appliquée dans la partie orientale du synclinorium de Verviers (région de Membach, par exemple). Par contre, dans la partie occidentale, cette formation devient de plus en plus carbonatée et est caractérisée, par places, par la présence de couches d'hématite oolithique. Pour définir cet ensemble, très différent de la Formation de Nismes, Coen-Aubert & Lacroix ont proposé à la Commission nationale de stratigraphie du Dévonien l'utilisation des termes "Formation de Presles".

Etant donné que le faciès de la Formation de Nismes est peu important dans le synclinorium de Verviers et dans un souci de simplification, nous utiliserons ici exclusivement les termes "Formation de Presles" pour caractériser tous les dépôts compris entre le sommet de la Formation du Roux et la base de la formation de Lustin.

## II. Cadre paléogéographique général

Avant de reconstituer dans le détail l'évolution paléogéographique des diverses formations givétiennes et frasnienues du synclinorium de Verviers, nous décrirons brièvement le cadre paléogéographique général relatif à la Belgique. Cette synthèse est effectuée principalement à partir des travaux de Colbeaux *et al.* (1977), Kimpe *et al.* (1978), Michot (1980) et Tsien (1974, 1977).

Au terme de l'orogénèse calédonienne, un continent souvent dénommé "continent des vieux grès rouges", dont l'actuel massif du Brabant (\*) constitue un éperon méridional, émerge dans tout le N de l'Europe. Au S, s'étend la mer saxo-thuringienne, permanente depuis le Silurien. La transgression dévono-dinantienne va recouvrir la chaîne calédonienne en proie à l'érosion en trois grandes pulsations successives, progressivement plus étendues. Chacune d'elles débute par une phase transgressive se concrétisant par une extension maximale vers le N. Un épisode régressif lui succède qui s'accroît parfois jusqu'à l'émergence plus ou moins localisée. Ces trois pulsations transgression - régression se situent respectivement au Dévonien inférieur, au Dévonien moyen et supérieur et au Dinantien.

---

(\*) La partie orientale de l'actuel massif du Brabant a constitué au cours du Dévono-Dinantien une aire à sédimentation déficitaire, avec des lacunes stratigraphiques fréquentes qui traduisent son comportement stationnaire, voire même sa tendance à l'émergence. Elle est dénommée seuil paléobrabançon par Michot (1980). Son prolongement oriental vers l'Eifel est désigné sous le nom de seuil des Hautes Fagnes par Colbeaux *et al.* (1977). Entre ces deux zones, s'édifiera la ride de Booze - Le Val Dieu.

Seule la seconde pulsation, celle du Dévonien moyen et supérieur, sera examinée avec quelque détail dans le cadre de ce travail. La pulsation éodévoniennne ne sera évoquée ici que très brièvement.

### *Pulsation éodévoniennne*

L'aire de sédimentation du Dévonien inférieur correspond au bassin ardennais ou ardenno-rhénan, dont la partie axiale s'implante dans le S de la Belgique. Au cours de la transgression éodévoniennne, le géosynclinal ardenno-rhénan est essentiellement alimenté en matériaux terrigènes, avec une dominante arénacée, voire une participation conglomératique dans la partie septentrionale (faciès burnotien), tandis que les pélites dominent dans la partie méridionale et peuvent même être l'unique constituant. La subsidence différentielle, très active, est sans cesse compensée par la sédimentation. C'est dans le synclinorium de Neufchâteau (\*) que les assises éodévoniennes acquièrent la puissance la plus forte (de l'ordre de 6000 m). Dès l'Emsien moyen, débute un mouvement de régression de la mer, lié à la surrection de la ride bollandiennne située au S du seuil paléobrabançon. Cette régression se poursuit et culmine au Couvinien inférieur (Michot, 1980).

### *Pulsation méso et néodévoniennne*

A l'aube de la transgression méso et néodévoniennne, la paléogéographie de l'Europe occidentale présente l'aspect suivant (fig. 5A) : au N, un continent et au S, une très grande ride (Mid-européenne) qui s'étend parallèlement au continent de la Normandie à la Bavière ; entre les deux, trois petites îles situées aux emplacements des actuels massifs de Rocroi, de Stavelot et du Siegerland.

La lithologie du Couvinien moyen et supérieur varie fortement dans la zone de transgression. Dans le synclinorium de Verviers, il s'agit de quartzites verts intercalés entre deux conglomérats, le tout surmonté par un ensemble de roches rouges, tantôt essentiellement schisteuses avec conglomérat intercalaire (Hony), tantôt à prédominance gréseuse (S de Tilff). Dans cette région, le matériel sédimentaire provient à la fois du continent et de l'île de Stavelot dont le relief était encore très accusé. Par contre, l'île de Rocroi était déjà fortement pénéplanée, permettant à sa périphérie l'installation de faciès calcaires parfois de nature récifale. La zone de subsidence maximale se situe au bord S du synclinorium de Dinant (région de Couvin-Wellin) où l'épaisseur des sédiments mésodévoniens oscille autour de 800 m. Le Couvinien se termine

---

(\*) équivalent du synclinorium de Charleville en France et du synclinorium de l'Eifel en Allemagne.

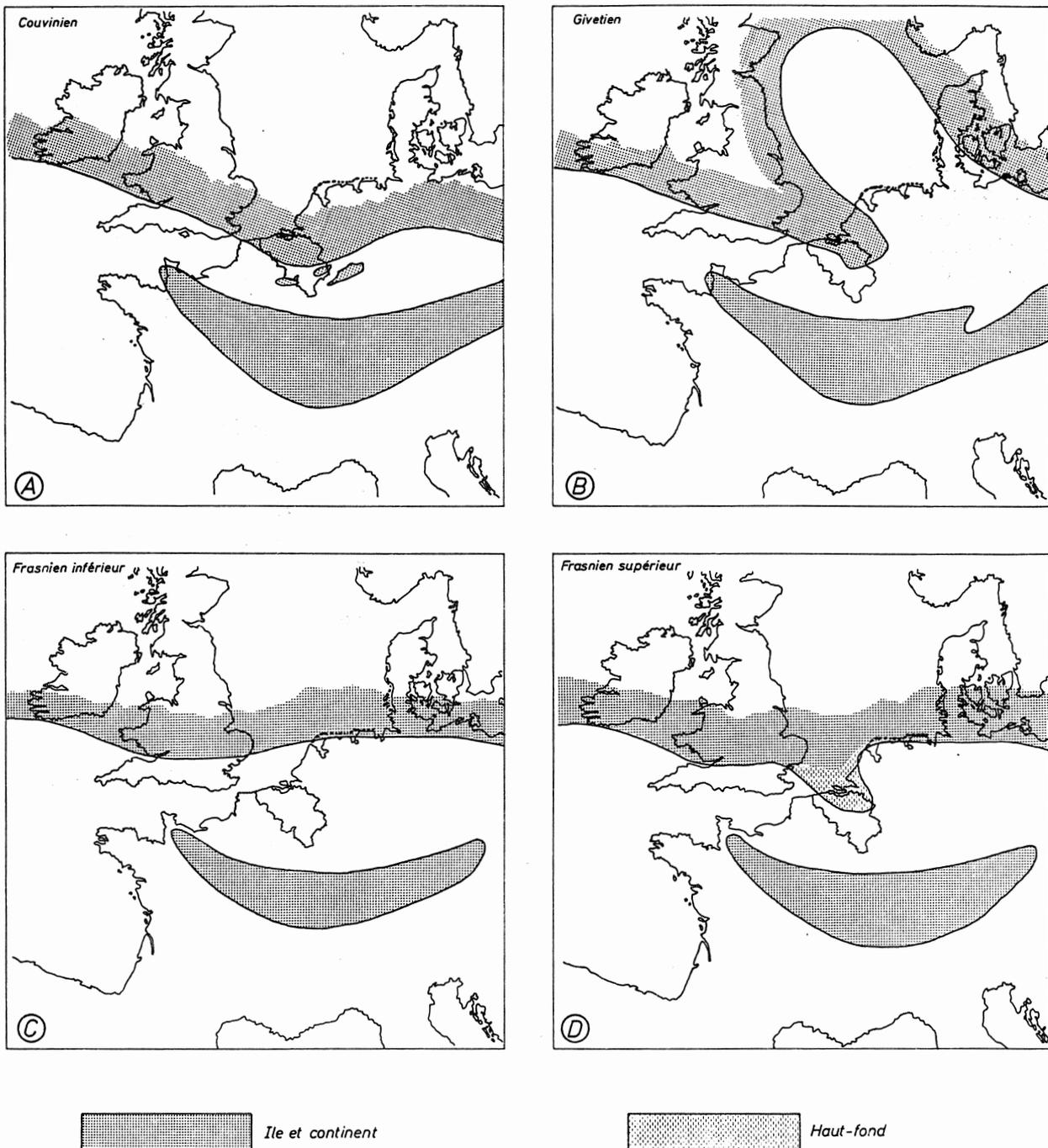


Figure 5. Position du rivage continental et des îles et rides à la fin du Couvinien (A), du Givétien (B), du Frasnien inférieur (C) et du Frasnien supérieur (D). Adapté d'après Tsien (1977).

par une régression mineure.

Au cours du Givétien, la paléogéographie se modifie nettement (fig. 5B) : les îles et les hauts-fonds disparaissent progressivement sous l'effet d'une subsidence généralisée. Le continent nordique devient une aire à faible relief, où l'érosion est presque nulle à en juger par la diminution des apports détritiques. Les calcaires occupent à peu près tout le bassin de sédimentation. C'est au Givétien moyen que la partie orientale du massif du Brabant s'est affaissée sous la Campine et la Hollande méridionale. Cette subsidence active et permanente jusqu'à la fin du Silésien, détermine une large ingression du domaine marin vers le N et l'individualisation du bassin campinois. Le Givétien supérieur, caractérisé par une phase régressive, ramène à nouveau le rivage au bord nord du synclinorium de Namur.

La grande pulsation transgressive abordée au Couvinien culmine au Frasnien (fig. 5C et D). La transgression de la mer sur le massif de Brabant est maximale, et ce dernier a peut-être été complètement recouvert (Tsien, 1977). Le continent nordique est, comme au Givétien, une zone tectoniquement calme. Les îles de Stavelot et de Rocroi ont complètement disparu, mais la grande ride Mid-européenne continue d'influencer la sédimentation. Les formations de Presles, d'Aisemont et de Matagne témoignent de phases transgressives, alors que les récifs de la Formation de Lustin se développent au cours d'une phase relativement stable. D'autre part, des faciès schisteux de mer ouverte prédominent après le régime récifal. Ils trouvent probablement leur origine au S, au niveau de la ride Mid-européenne (Tsien, 1977).

C'est également au Frasnien que le phénomène récifal qui avait débuté dès le Couvinien prend le plus d'ampleur. Ce phénomène récifal a subi des interruptions liées aux mouvements épirogéniques du bassin de sédimentation. Il ne s'est développé que pendant les périodes relativement stables. Dans les complexes récifaux de Belgique, Tsien (1977) reconnaît 6 types de récifs :

- les récifs barrières (R1)
- les patch reefs (R2)
- les complexes biohermaux (R3)
- les biostromes (R4)
- les mud mounds (R5)
- les récifs frangeants (R6)

La plupart de ces récifs se développent pendant les phases de stabilité relative du fond marin (R1, R2, R3, R4). D'autres (R5, R6) croissent pendant les phases transgressives pour autant que la subsidence ne soit pas trop rapide.

Au cours du Famennien, on assiste à un épisode sédimentaire régressif, essentiellement terrigène, amorcé dès le Frasnien supérieur (fig. 5D) et qui met fin momentanément au régime calcaire. Il s'inscrit comme la résultante d'une montée au massif du Brabant qui culminera au

début du Tournaisien au cours d'une véritable phase épirogénique. La sédimentation est d'abord essentiellement péritique (schistes de la Famenne) et se poursuit par des dépôts de plus en plus arénacés, arkosiques et grossiers (psammites du Condroz).

Dans le synclinorium de Verviers, la ride de Booze - Le Val Dieu forme une structure importante. Cette ride a joué, durant le Dévonien et le Dinantien, tantôt le rôle de haut-fond, tantôt le rôle d'île, tantôt le rôle de véritable barrière interrompant la communication entre les bassins ardennais et campinois (Kimpe *et al.*, 1978).

Il ne fait pas de doute pour Kimpe *et al.* (1978) que la ride de Booze - Le Val Dieu était active et émergée dès le Givétien et que son émergence a persisté pendant la plus grande partie du Frasnien. Il semblerait toutefois pour ces auteurs que cette ride ait été submergée, en tout ou en partie, lors de la transgression finale du Frasnien. Ce qui est certain, c'est que cette ride a été réactivée dès le début du Famennien et que l'émergence s'est amplifiée à la fin du Famennien (Strunien) et pendant le Dinantien.

La ride de Booze - Le Val Dieu a une influence évidente sur la sédimentation du synclinorium de Verviers, surtout dans sa partie septentrionale (massif de Herve). Le rôle du continent nordique est beaucoup plus modeste puisque, selon Tsien (1983), le rivage continental se situait, au Frasnien supérieur, à plus d'une cinquantaine de km au NW. A cette époque, le continent et l'île de Booze - Le Val Dieu étaient reliés par un détroit de très faible profondeur.

### III. Reconstitution palinspastique des formations givétiennes et frasniennes du synclinorium de Verviers

La reconstitution palinspastique des formations givétiennes et frasniennes du synclinorium de Verviers repose sur l'étude d'une vingtaine de coupes principales (affleurements et sondages) énumérées ci-après :

- Bellevaux - Les Surdants - (Andrimont) - 136 W 274
- Bolland - sondage 122 W 260
- Chaudfontaine - sondages 134 E 303, 310 et 396
- Colonstère - Rochers du Bout du Monde - (Embourg) - 134 E 159
- Ensival - sondage 135 E 458
- Eupen - divers affleurements situés au N de la ville (gare, chemin de fer, etc...)
- Fond des Cris - (Chaudfontaine) - 134 E 203
- Fraipont - Ruisseau de Targnon - 135 W 295
- Goé - divers affleurements, principalement situés à l'E de l'église de Goé

- Hony - affleurements bordant l'Ourthe (134 E 224 à 226 et 147 E 223 à 225) et le chemin de fer (à proximité de l'ancienne gare d'Hony : 147 E 277)
- Les Surdants : affleurements au lieu-dit "Les Surdants" (Andrimont) autres que ceux repris sous les noms "Renoupré" et "Bellevaux"
- Membach - sondages 136 W 1613, 1616 et 1617
- Pepinster - 135 E 94
- Prayon - affleurements de la gare de La Brouck et des fonds de Forêt
- Raeren - série de petites carrières aujourd'hui abandonnées
- Renoupré - Les Surdants - (Andrimont) - 135 E 163 et 136 W 1615
- Soumagne - sondage 135 W 349
- Theux - affleurements bordant la Hoegne, de La Reid à Polleur
- Tilff - 134 E 160
- Trooz - Ruisseau de Mosbeux - (Forêt) - 135 W 295
- Verviers - affleurements le long de l'autoroute

Chaque coupe est caractérisée par un nom de commune ou de lieu-dit (le nom de la commune correspondante est alors mentionné entre parenthèses). Dans la plupart des cas, la coupe correspond à un affleurement important ou à un sondage (le numéro d'archivage officiel du Service géologique de Belgique est alors mentionné). Néanmoins, dans certains cas, la coupe est reconstituée à partir de plusieurs petits affleurements. La localisation de toutes les coupes est montrée à la figure 6A (pour plus de détail, voir Coen-Aubert, 1974).

Les logs du Givétien et du Frasnien ont été établis à partir des levés des auteurs et des descriptions de Coen-Aubert (1974) et D'Heur (1970). Les modifications dues à Houbaille (1982) relatives à la limite Frasnien-Famennien dans le sondage de Soumagne ont été prises en considération. Quelques logs choisis parmi les plus représentatifs sont montrés à la figure 6B.

Avant de tenter une reconstitution paléogéographique des formations givétiennes et frasniennes du synclinorium de Verviers, il nous paraît nécessaire de replacer les différents points d'observation dans un contexte pré-varisque. Ce travail repose en grande partie sur les travaux de Graulich (1955, 1963a, 1963b, 1967, 1975a, 1975b, 1977, 1984 et communications personnelles).

Dans la reconstitution palinspastique proposée (figure 7), nous avons considéré comme surface-repère le sommet du troisième biostrome à *Phillipsastraea*. Sous cette surface, nous avons représenté la Formation d'Aisemont, groupé la Formation de Lustin et la Formation de Presles et ensuite successivement indiqué les formations du Roux et de Nèvremont. Seul le sommet de la Formation de Naninne est représenté. Les stamper observées en chaque localité sont schématisées par un trait épais. Les limites de formations sont dessinées en trait plein. Elles le sont en trait discontinu lorsque hypothétiques ou à l'arrière plan de la projection. Un premier axe, grossièrement S-N, va de Pepinster à Bolland N en passant

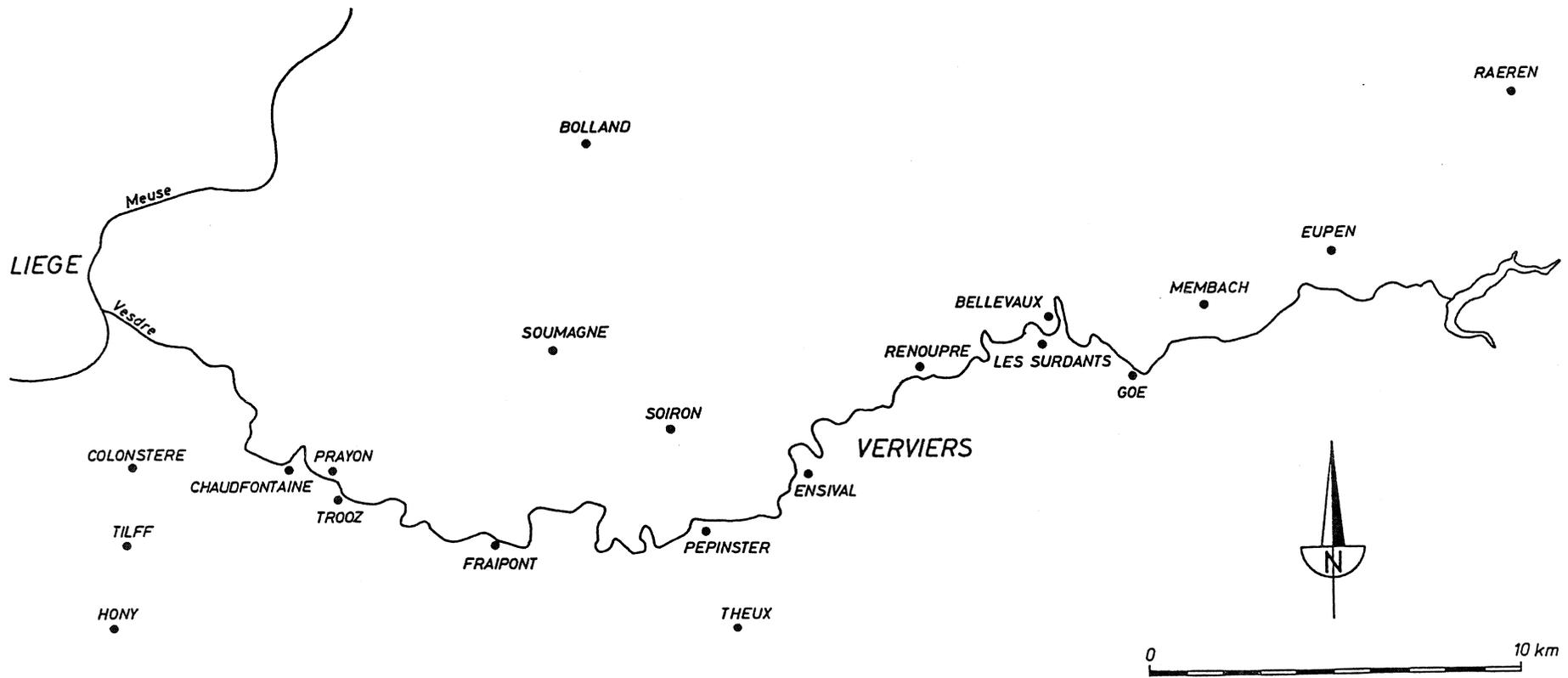
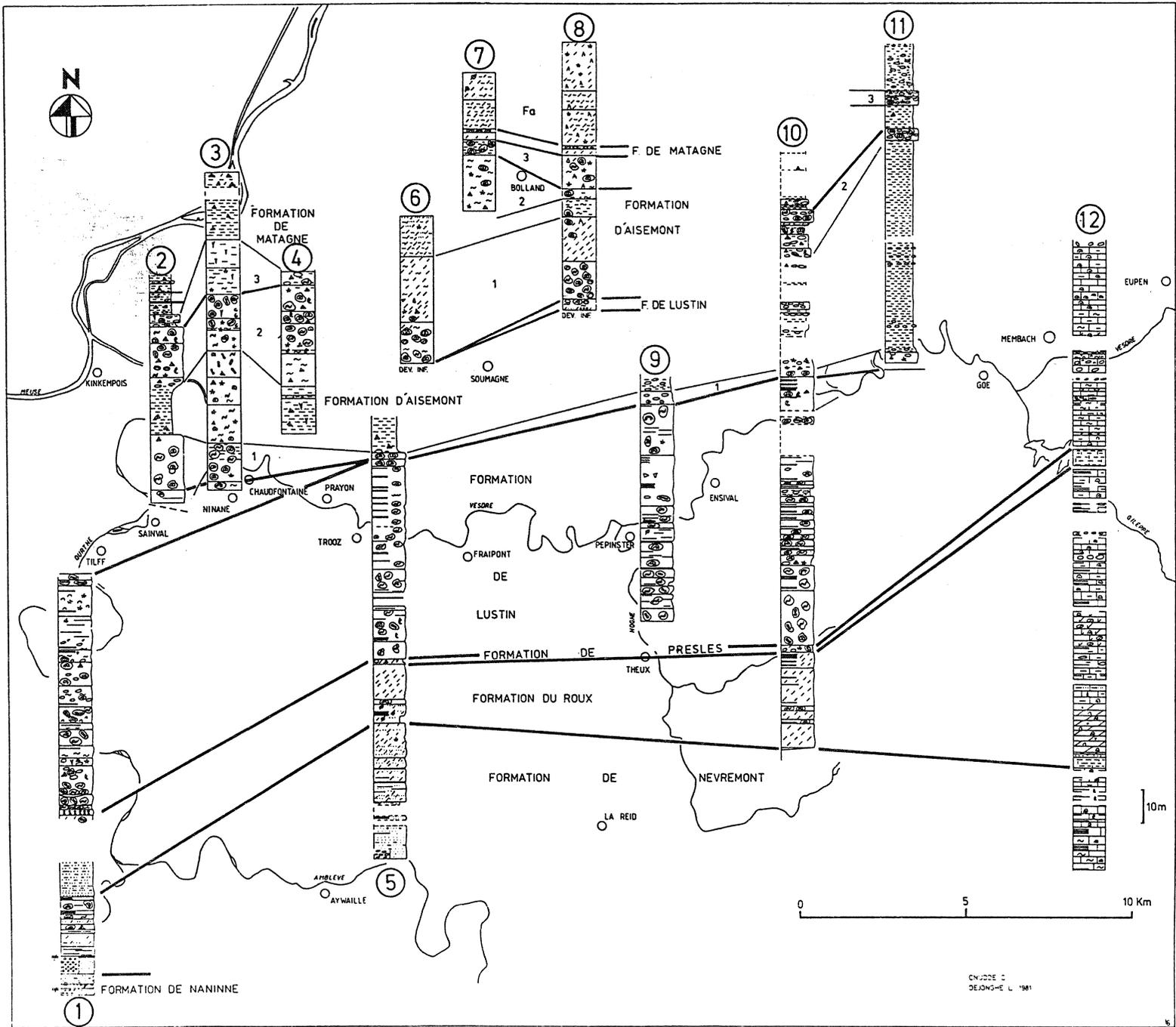


Figure 6A. Localisation des coupes étudiées.



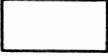
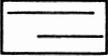
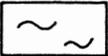
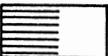
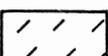
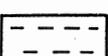
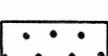
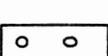
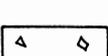
	Calcaires (surtout wackestones)		
	Calcaires finement grenus (surtout packstones)		Végétaux
	Calcaires subnoduleux		Rugueux solitaires
	Calcaires noduleux		Rugueux globulaires
	Calcaires finement straticulés		Stromatopores globulaires
	Calcaires à débris récifaux (rudstones et floatstones)		Tabulés globulaires
	Calcaires construits (bindstones et framestones)		Stromatopores } lamellaires
	Dolomies		Tabulés } ou branchus
	Shales		Brachiopodes
	Grès - Quartzites		Crinoïdes
	Conglomérats		Gastéropodes
	Brèches sédimentaires		Ostracodes
			Coquilles
			Oncolithes
			Oolithes
			Stromatolithes
			Barite
			Anhydrite
			Galène

Figure 6B. Logs comparatifs des faciès du Givétien et du Frasnien de quelques coupes étudiées. 1. Tilff ; 2. Fond des Cris ; 3. Chaudfontaine - sondage 134 E 303 ; 4. Prayon ; 5. Trooz ; 6. Bolland N ; 7. Bolland S ; 8. Soumagne ; 9. Pepinster ; 10. Renoupré ; 11. Bellevaux ; 12. Membach.

par Theux et Soumagne : il représenterait, après déplissement, plus de 35 kilomètres. Perpendiculairement à cet axe, se greffe vers l'E une suite de coupes allant de Pepinster à Raeren, en passant par Ensival, Verviers, Renoupré, Les Surdants, Bellevaux, Goé, Membach, Eupen et totalisant une trentaine de kilomètres. Vers l'W, deux coupes plus petites vont l'une de Fraipont-Trooz-Tilff à Hony et l'autre de Chaudfontaine-Fonds des Cris à Colonstère.

#### IV. Reconstitution paléogéographique des formations givésiennes et frasniennes du synclinal de Verviers

##### A. Formation de Nèvremont (fig. 8)

En allant du S vers le N, les dépôts givésiens atteignent à peine Colonstère et Chaudfontaine. Graulich (1967b) a signalé quelques mètres de sédiments terrigènes interrompus par deux discordances dans le sondage 134 E 303 de Chaudfontaine. Ceux-ci peuvent être rapportés avec doute à la Formation de Nèvremont. Le rivage devait se situer entre ces deux localités et Soumagne.

L'épaisseur de la Formation de Nèvremont augmente rapidement vers le S et atteint plus de 23 m à Prayon. Elle est encore essentiellement terrigène. La partie carbonatée supérieure s'y confond avec les sédiments de la Formation du Roux. Incomplète à Theux, par lacune d'observation, il faut attendre Trooz et Tilff pour voir l'individualisation de diverses lithologies.

L'épaisseur de la base détritique varie irrégulièrement dans tout le bassin (Verviers 15 m, Pepinster 8 m minimum, Trooz 18 m, Tilff 5 m minimum, Prayon 23 m, Colonstère 4.2 m). Elle débute généralement par un conglomérat, se poursuit par des grès et voit rapidement et irrégulièrement fluctuer sa teneur en carbonates. Les apports continentaux sont variables. Lorsqu'ils diminuent, la teneur en carbonates est suffisante pour former des dépôts carbonatés tels calcaires pelloïdes et laminites calcaires ou dolomitiques. Des débris végétaux sont fréquents dans plusieurs coupes et témoignent de la proximité de la ride de Booze - Le Val Dieu.

Surmontant les dépôts essentiellement terrigènes, une phase de transition voit alterner des carbonates de milieu confiné et des grès. Progressivement, au S de Prayon, les dépôts carbonatés s'amplifient. Vers le S et l'E, l'épaisseur des dépôts de transition et des dépôts carbonatés augmente (18 m à Tilff, 22 m à Trooz, plus de 70 m à Pepinster et Verviers).

A Trooz, la phase carbonatée est essentiellement dolomitique tandis qu'à Tilff les dépôts varient des laminites, calcaires pelloïdes, ...

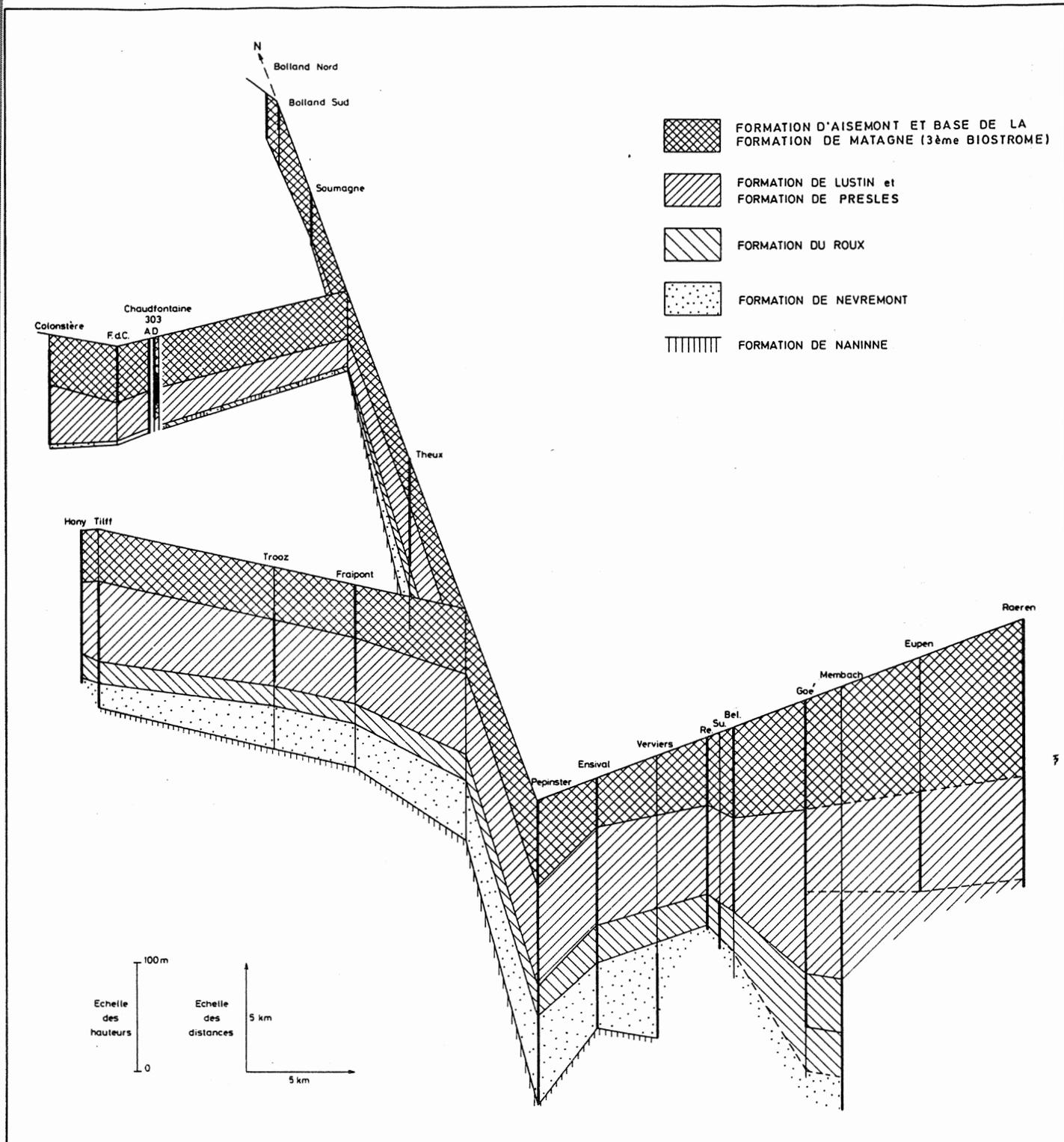


Figure 7. Reconstitution palinspastique des formations mésodévonienne et frasnienne du synclinalorium de Verviers

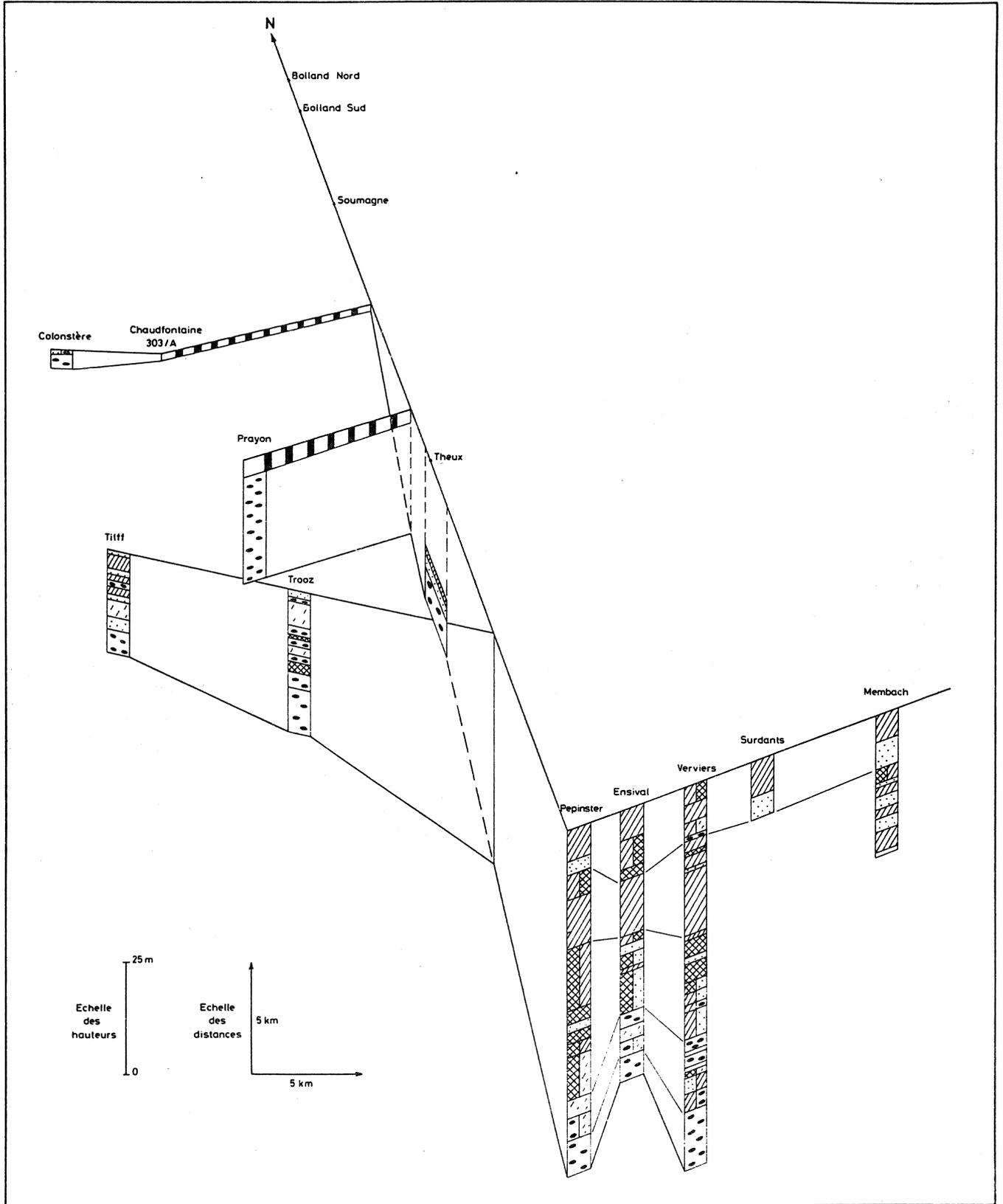


Figure 8. Logs comparatifs des faciès de la Formation de Nèvre

Légende des figures 8 - 10 - 13 - 15 et 18

	Faciès terrigènes et détritiques
	Faciès supra- et intercotidaux
	Dolomies
	Faciès lagunaires
	Faciès d'arrière-récif - floatstones récifaux
	Faciès récifaux - rudstones
	Faciès d'arrière-récif
	Shales
	Oolithes

Légende des figures 9 - 11 - 12 - 14 - 16 - 17 - 19 et 20

	Milieus lagunaires restreints - dépôts terrigènes - dolomies
	Milieus lagunaires
	Milieus d'arrière-récif
	Milieus récifaux remaniés
	Milieus d'avant-récif - shales
	Oolithes
	Ligne de rivage
	Importance des cours d'eau
	Relief du continent
	Aridité
	Pluviosité

Abréviation des coupes des figure 8 à 20

BN	Bolland Nord	Tr	Trooz
BS	Bolland Sud	Fr	Fraipont
So	Soumagne	P	Pepinster
Ch	Chaufontaine	E	Ensival
Pr	Prayon	Re	Renoupré
Th	Theux	Ra	Raeren
H	Hony/Tilff		

aux rudstones récifaux. De nombreuses crachées terrigènes perturbent, jusqu'au sommet de la formation, la sédimentation carbonatée, mais ils diminuent d'importance vers le S.

Un environnement sublagunaire s'installe au-dessus de la phase de transition dans la région de Pepinster. Vers l'E, il alterne à la base, avec des dépôts de milieu restreint. Des débris d'organismes constructeurs sont de plus en plus fréquemment remaniés dans le lagon. Après cette phase lagunaire, des calcaires péri-récifaux s'installent et occupent toute la partie supérieure de la Formation de Nèvremont. Ils sont entrecoupés, dans un second temps, de calcaires sans débris récifaux, lagunaires ou même de milieu plus restreint.

#### *Modèles paléogéographiques (fig. 9)*

Deux modèles paléogéographiques basés sur des processus sédimentaires différents peuvent être imaginés ; la subsidence et l'eustatisme sont ces deux moteurs principaux. Nous pouvons soit considérer que la ligne de rivage est restée relativement stable au cours du Givétien, soit imaginer au contraire une transgression eustatique au-delà de Chaudfontaine, actuellement masquée par une phase régressive. Les sédiments déposés au N de Chaudfontaine auraient été érodés pendant cette seconde phase.

Dans le premier cas, nous imaginons une ligne de rivage d'orientation E-W, parallèle aux différents faciès des figures 9b et 9c et passant dans les environs de Chaudfontaine et de Colonstère et au S de Soumagne.

Au début de la Formation de Nèvremont (fig. 9a), le relief du continent est important. La pluviosité est abondante et le réseau hydrographique est dense. Ces divers facteurs conduisent à une érosion importante du continent, au transport des détritiques et à leur dépôt dans le bassin.

La subsidence est compensée par la sédimentation et l'emplacement de la ligne de rivage varie peu (fig. 9b et 9c). Progressivement, le climat et le relief du continent vont évoluer. L'érosion importante (fig. 9a) transforme le continent en une aire plus ou moins pénéplanée (fig. 9b et surtout 9c). Le passage d'un climat pluvieux (fig. 9a) à un climat de plus en plus aride (fig. 9c) limite fortement l'érosion et interrompt la formation et le dépôt de détritiques quelle que soit l'importance du relief continental.

La figure 9b représente la transition entre les deux situations extrêmes. Le climat devient moins pluvieux, les rivières sont peu importantes et l'érosion a de moins en moins d'emprise sur le relief continental. La bordure côtière à sédimentation terrigène se réduit et voit fréquemment s'implanter des carbonates de milieu restreint ou lagunaire. Vers le S (de Pepinster à Raeren) les dépôts de calcaires lagunaires sont prédominants et voisinent avec des calcaires d'arrière-récif.

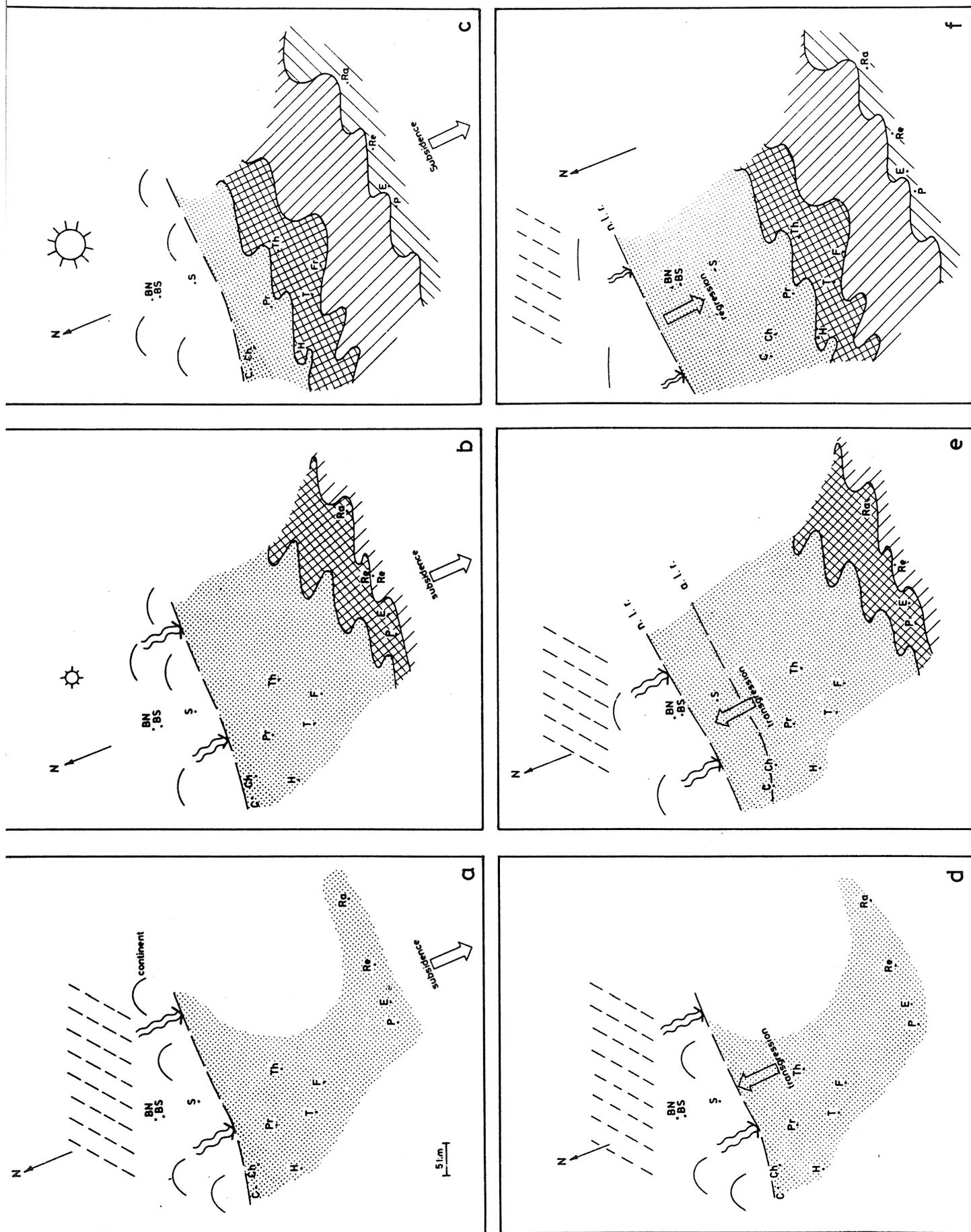


Figure 9. Reconstitution paléogéographique de la Formation de Nèvre.  
a-b-c basée sur la subsidence du fond marin  
d-e-f basée sur les mouvements eustatiques modifiant fortement  
la ligne de rivage

Dans la partie supérieure de la Formation de Nèvremont (fig. 9c) le climat est aride et l'érosion minimale. La subsidence est toujours compensée par la sédimentation.

En résumé, nous rencontrons du N vers le S, des faciès de milieu plus ou moins restreint, des faciès de lagon, des faciès d'arrière-récif, puis des faciès de récif (remaniés quasiment sur place). La dolomie masque les dépôts carbonatés à Trooz.

Dans la seconde hypothèse, nous avons maintenu l'orientation de la ligne de rivage, mais sa position va varier (n.l.r. = nouvelle ligne de rivage). Au début du Givétien, les conditions de dépôts sont semblables à celles du premier modèle (fig. 9d et 9a), la formation de dépôts détritiques dans le bassin sédimentaire (au moins, jusqu'à Pepinster-Raeren) s'effectuant selon le même processus.

La mer, transgressive, s'avancant vers le N, sur le continent, les différents milieux de dépôt subissent le même déplacement (fig. 9e et 9f). A la fin du Givétien, la mer s'est donc avancée sur la ride de Booze - Le Val Dieu, probablement au-delà de Bolland. Cette transgression, affectée de nombreuses oscillations du niveau marin, permet la formation de dépôts d'environnements de plus en plus ouverts vers le S. Une régression importante du niveau marin, l'exondation progressive des dépôts récemment formés et la persistance d'un climat pluvieux font disparaître toutes les traces de dépôts givétiens au N de Chaudfontaine et de Colonstère.

Le passage des derniers calcaires de la Formation de Nèvremont aux sédiments terrigènes de la base de la Formation du Roux peut également s'interpréter de deux façons différentes. Dans l'optique de la première hypothèse, le retour de sédiments terrigènes s'explique par un accroissement de la subsidence associé à un changement climatique (retour d'un climat pluvieux) tout en faisant, probablement, intervenir une régression du niveau marin jusqu'aux environs de Prayon. Dans le second modèle, ces dépôts marquent le début d'une transgression succédant à une régression importante qui a fait reculer la ligne de rivage du Nord de Bolland à Chaudfontaine ou même à Prayon.

#### *B. Formation du Roux (fig. 10)*

La limite N de la Formation du Roux est assez semblable à celle de la Formation de Nèvremont. La Formation du Roux est absente à Colonstère. Sa présence est incertaine à Chaudfontaine (Mésodévonien et/ou Formation du Roux) et à Prayon (partie supérieure de la Formation de Nèvremont et/ou Formation du Roux). A Theux, presque toute la formation est actuellement masquée par l'altération (Coen-Aubert, 1974, p.115). Elle a été rapidement décrite à la page 178 du Prodrome d'une description géologique de la Belgique par Fourmarier (1954a). L'auteur y signale la présence



de schistes calcaireux et de macignos. Elle n'apparaît avec certitude qu'à Trooz, à Hony et à Tilff (où elle est incomplète), possédant déjà toutes les caractéristiques qui se développeront vers le S et vers l'E.

Dans le bassin, la base de la formation est généralement gréseuse et plus ou moins argileuse (Ensival et Membach). Son épaisseur est relativement constante. La phase terrigène est surmontée de calcaires (ou dolomies à Membach) contenant des débris récifaux. Cette seconde phase s'épaissit lentement vers le S et vers l'E. Les débris récifaux sont absents du calcaire de Hony. L'épaisseur de la dernière phase s'accroît rapidement vers le S et vers l'E (12 m à Hony et à Pepinster, 28 m à Renoupré et 67 m à Membach). Elle est essentiellement dolomitique, sauf à Membach où elle est calcaire. Ces dolomies secondaires masquent des carbonates de milieu confiné, lagunaire, récifal (des débris de Coraux et Stromatopores dolomitisés restent visibles) ou périrécifal. Vers l'E, de plus en plus de niveaux à débris récifaux apparaissent dans la dolomie. A Membach, et déjà dans une moindre mesure à Goé, des calcaires lagunaires ou de milieu confiné alternent avec des épisodes à débris récifaux.

#### *Modèles paléogéographiques (fig. 11)*

Comme pour la Formation de Nèvreumont nous imaginerons deux modèles paléogéographiques pour la Formation du Roux.

Dans le premier cas, la position de la ligne de rivage est relativement constante. Plus incurvée que la ligne de rivage givétienne, elle passe dans les environs de Prayon et à quelques kilomètres au N de Hony/Tilff (fig. 11a, 11b et 11c). Le continent, pénéplané au Givétien, n'offre qu'un faible relief. La courte régression (de Chaudfontaine à Prayon) qui a succédé au dépôt de la Formation de Nèvreumont et des mouvements eustatiques permettent une légère élévation du continent pénéplané. Le climat redevient pluvieux et le réseau hydrographique se reforme. L'érosion attaque le continent (fig. 11a) et des sédiments terrigènes se répandent dans tout le bassin. Les sédiments les plus fins se déposent au S (Ensival-Membach) et les plus grossiers se déposent dans le N du bassin (Trooz).

Par après (fig. 11b), le climat devient aride, le continent en voie de pénéplanation n'est plus érodé et la sédimentation terrigène est interrompue. En bordure du continent, à Hony, se sédimentent quelques décimètres de calcaire fin (Coen-Aubert, 1974, p. 107). La description de Fourmarier (1954b) ne mentionne pas la présence d'un niveau carbonaté dans la fenêtre de Theux. Il reste donc une imprécision quant à la nature des faciès rencontrés entre la ligne de rivage et les faciès d'arrière-récif. Partout vers le S et l'E, à partir de Trooz, un épisode carbonaté à débris récifaux s'est développé. La subsidence est faible et la phase récifale est à peine plus épaisse vers l'E.

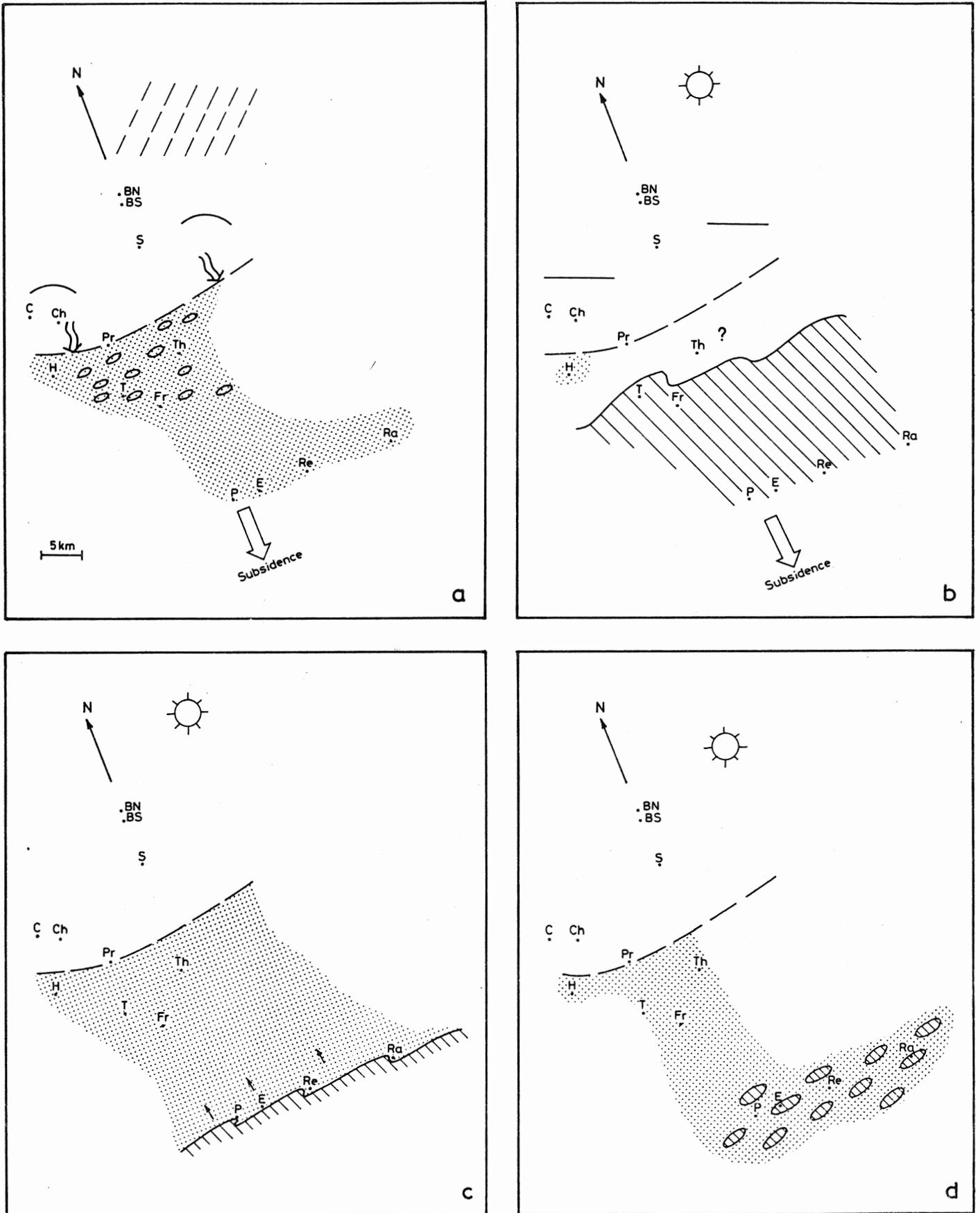


Figure 11. Reconstitution paléogéographique de la Formation du Roux. En a-b-c-d, modèles basés sur la subsidence.

Au cours de la troisième phase sédimentaire (fig. 11c), la subsidence devient importante et les dépôts qui succèdent aux calcaires récifaux (fig. 11b) sont de plus en plus épais vers le S et l'E du bassin. La ligne de rivage ne bouge guère. Elle est bordée de sédiments de milieux confinés ou lagunaires actuellement complètement dolomités. Vers le S, des faciès lagunaires et intercotidaux (non dolomités à Membach) alternent avec des faciès périrécifaux. Les faciès à débris de Coraux et de Stromatopores sont de plus en plus abondants vers l'E.

La figure 11c représente une des situations probables du bassin sédimentaire à la fin du Frasnien inférieur. Elle montre une plate-forme à sédimentation carbonatée de milieu confiné dans le N (Hony, Trooz) occasionnellement envahie dans le S par des débris de Coraux et de Stromatopores provenant de récifs peu éloignés.

Une autre alternative peut être envisagée (fig. 11d). Dans ce cas, le bassin est fortement subsident vers le S. Entre Trooz et le S de Pepinster s'étend une zone dans laquelle des récifs se développent. Leur croissance est supérieure à la subsidence et ils isolent rapidement des parcelles de plate-forme dans lesquelles des calcaires de milieux confinés se sédimentent. La subsidence, associée à des mouvements eustatiques, est très irrégulière. Elle va autoriser, lorsqu'elle est forte, la prolifération de récifs en certains endroits et la formation de milieux protégés. Par contre, lorsqu'elle est faible, elle va conduire à la destruction de ces récifs et l'éparpillement de leurs débris sur une faible distance. L'action conjuguée de la subsidence et des mouvements eustatiques permet dans toute cette zone l'alternance de calcaires lagunaires ou de milieu confiné avec des calcaires à débris récifaux. La subsidence est plus grande vers l'E du bassin, l'épaisseur des dépôts y est supérieure et les phases récifales y sont plus nombreuses.

Comme pour la Formation de Nèvremont (fig. 9d, 9e et 9f) nous pouvons imaginer un second modèle sédimentaire pour la Formation du Roux (fig. 12e, 12f et 12g) basé sur les mouvements eustatiques. La situation de départ est semblable dans les deux modèles (fig. 11a et 12e). L'érosion du continent se poursuit et le dépôt de sédiments terrigènes accompagne la transgression du niveau marin (fig. 12f). La ligne de rivage s'avance sur la ride de Booze - Le Val Dieu, vers Bolland. Des sédiments terrigènes continuent à se déposer en bordure de la côte au N de l'ancienne ligne de rivage. Des calcaires sans bioclastes se sédimentent à Hony. Par contre, à partir de Trooz se développent des sédiments à débris récifaux.

Une régression du niveau marin entraîne les calcaires récifaux vers le S. Des calcaires de milieux lagunaires ou confinés se réimplantent dans la zone étudiée (fig. 12g). Si le seul facteur susceptible de fluctuer dans ce modèle est l'emplacement de la ligne de rivage, nous allons la faire osciller entre deux positions extrêmes, jusqu'au sommet du Frasnien inférieur.

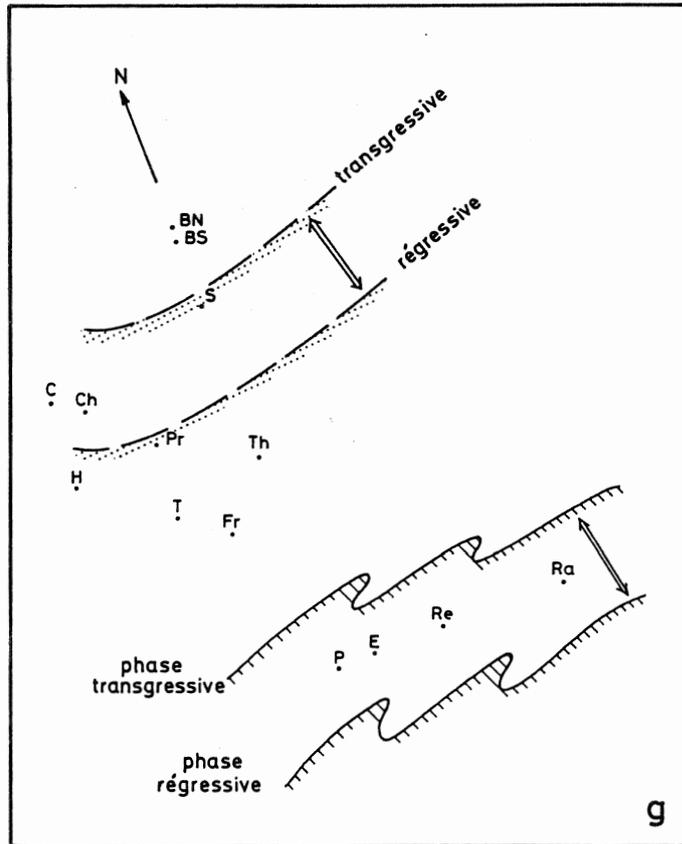
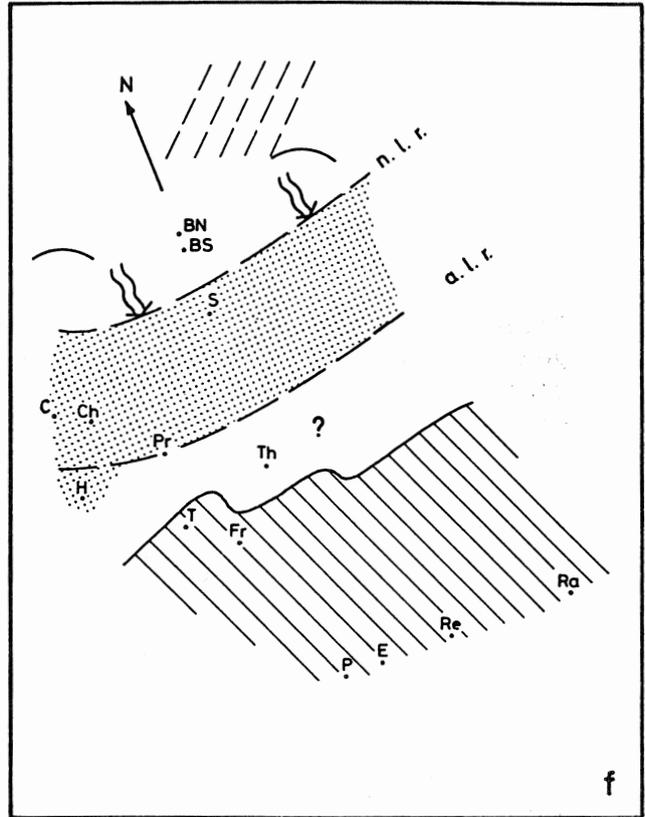
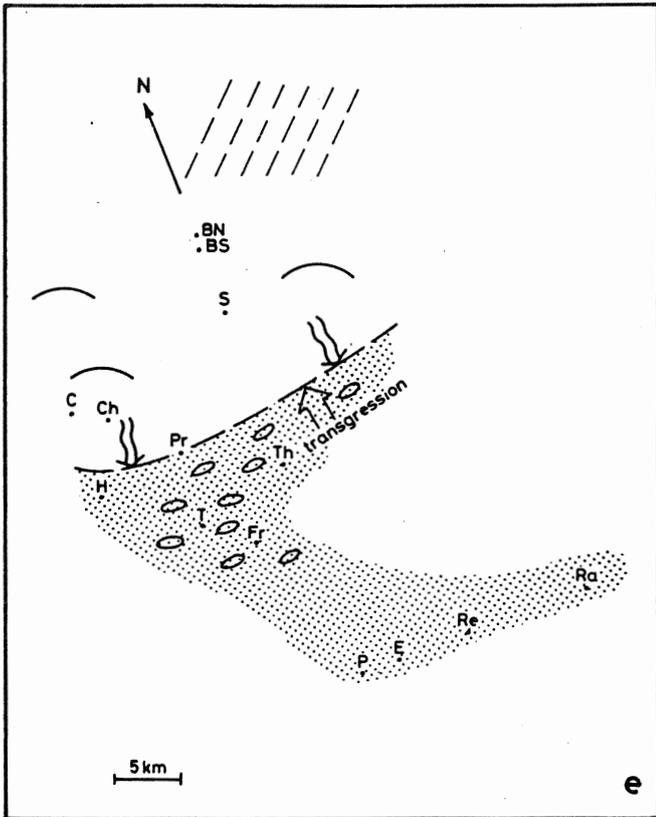


Figure 12. Reconstitution paléogéographique de la Formation du Roux. En e-f-g, modèles basés sur les mouvements eustatiques.

La limite N des calcaires périrécifaux (fig. 12f) fluctue parallèlement à la ligne de rivage. Tant à Hony qu'à Trooz, nous n'avons pas observé de surface d'érosion ou de traces d'exondation. La ligne de rivage, même régressive, est donc toujours restée au N de ces deux localités. Selon l'importance que l'on donne à une éventuelle bordure côtière terrigène située au N de Hony et de Trooz (dolomie à Trooz et à Hony), la zone d'oscillation de la ligne de rivage peut être déplacée vers le Nord d'une distance plus ou moins grande.

Comme dans le second modèle sédimentaire du Givétien, une régression importante allant jusqu'à Prayon va succéder à ces fluctuations du niveau marin et les sédiments déposés au N de Prayon vont être érodés.

### *C. Formation de Presles (fig. 13)*

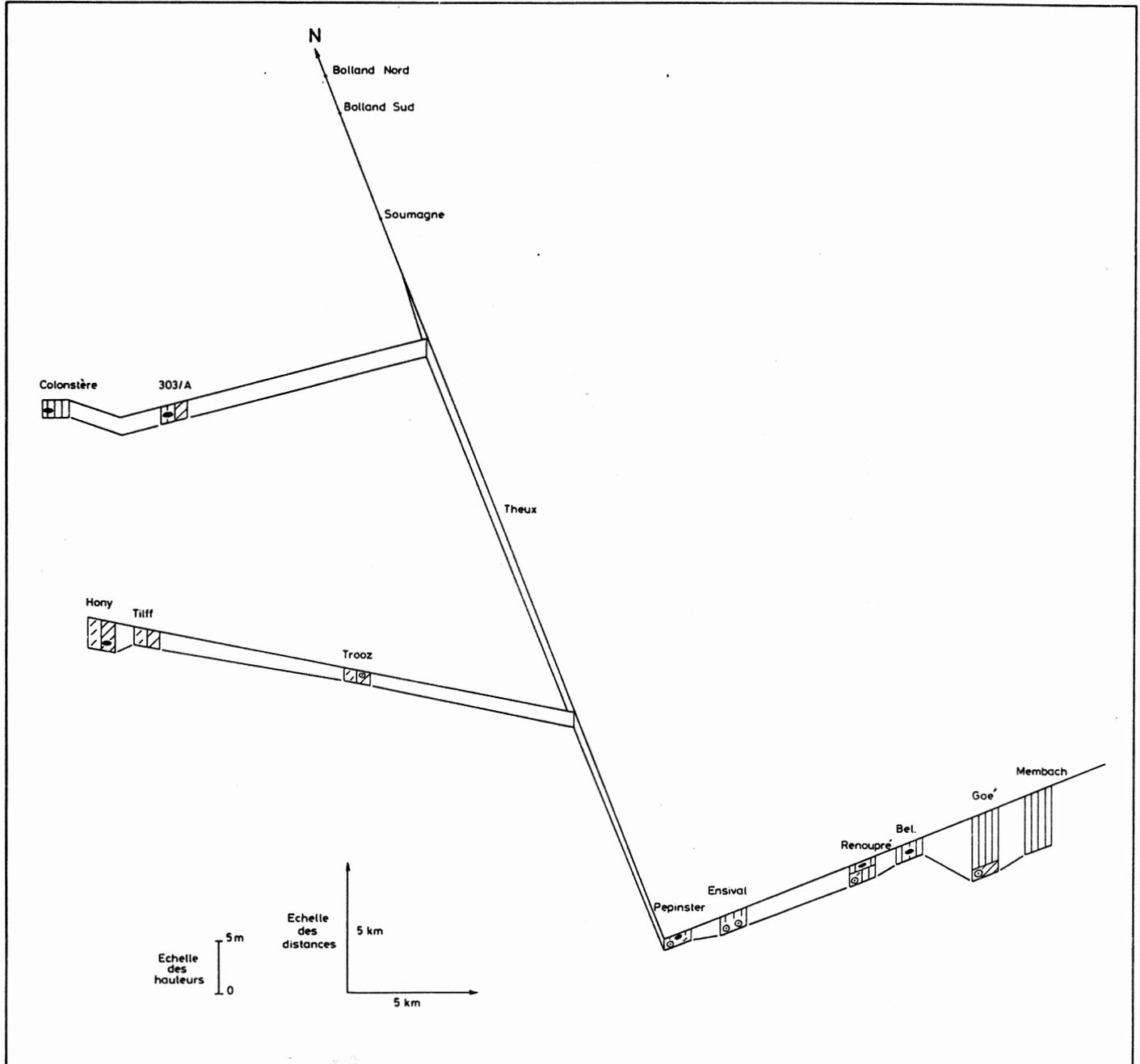
Les sédiments de la Formation de Presles toujours peu épais (moins de 2 m à Colonstère, Chaudfontaine, Trooz, Tilff, Ensival, .... ; environ 6 m à Goé et Membach), possèdent une composante argileuse. Au N-E du bassin, à Colonstère, Chaudfontaine, Tilff, Hony et Trooz, la formation se compose principalement de calcaires généralement dolomitisés et argileux, à débris de Coraux parfois très abondants et peu remaniés, de Brachiopodes et de Crinoïdes. Un faciès semblable, mais envahi par des shales, est visible à Membach et à cet endroit, la lithologie s'apparente à celle de la Formation de Nismes. De minces niveaux (0.20 m à 0.30 m) d'hématite oolithique s'observent à Esneux, Goffontaine, Pepinster, Ensival, Renoupré et Goé. Ils voisinent avec des calcaires à Crinoïdes et des niveaux pluricentimétriques de shales.

### *Modèles paléogéographiques (fig. 14)*

Nous ne possédons que peu de renseignements concernant la position de la ligne de rivage située probablement entre Colonstère, Chaudfontaine et Soumagne. Nous avons toutefois conservé l'orientation E-W qu'elle manifeste depuis le Givétien et qu'elle conservera au moins jusqu'au F2ij.

Les observations de terrain permettent de visualiser une plate-forme argileuse parcourue par un ou plusieurs chenaux. Deux hypothèses sont à envisager. Si l'orientation des chenaux est perpendiculaire à la ligne de rivage (fig. 14a), les oolithes se forment dans les environnements arrière- et interrécifaux. Si l'orientation des chenaux est parallèle à la ligne de rivage (fig. 14b), elles sont formées par des courants longitudinaux.

L'hypothèse de chenaux longitudinaux parcourant la plate-forme (fig. 14b) est plus probable, car aucune trace de construction récifale n'est visible vers le S. Les rares débris récifaux observés dans le N-E du bassin proviennent de petites constructions isolées ("patch reef") disséminées sur la plate-forme argileuse.



C.C. 82

Figure 13. Logs comparatifs des faciès de la Formation de Presles.

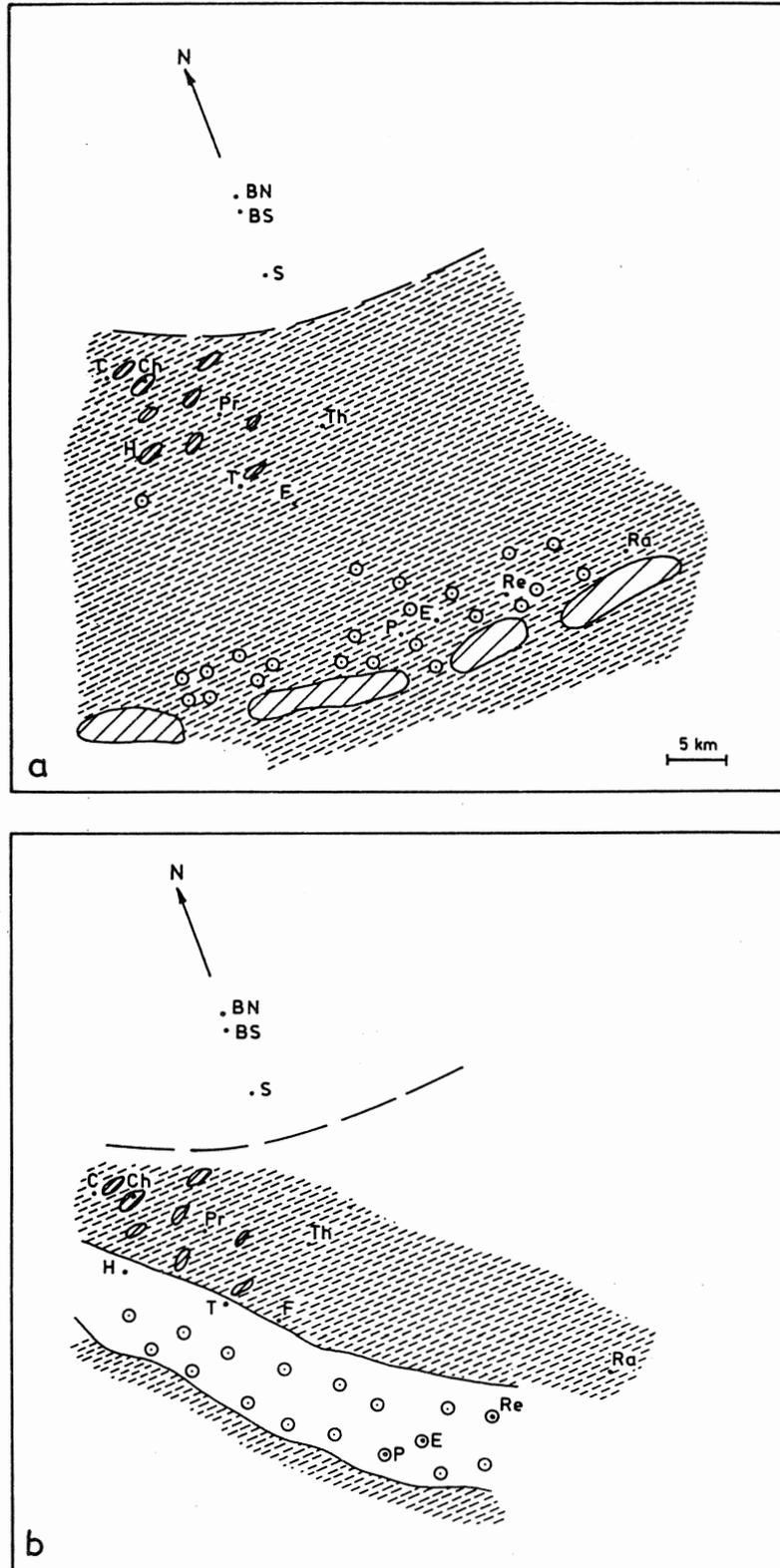


Figure 14. Reconstitution paléogéographique de la Formation de Presles.

D. Formation de Lustin (fig. 15)

C'est la première fois, depuis la fin de l'Eodévonien, que des sédiments sont préservés à Soumagne. L'épaisseur de la Formation de Lustin s'amplifie rapidement vers le S. De 3.5 m à Soumagne, elle passe à 33 m à Chaudfontaine, 73 m à Tilff et 81 m à Renoupré. Elle peut être estimée (fig. 6) à environ 160 m à Membach.

Les sédiments gréseux ne sont présents qu'à Soumagne, sur quelques centimètres, et ils y forment la base du Frasnien. Les shales sont peu abondants et principalement cantonnés aux joints dans le N du bassin. Plus abondants vers le SE (Renoupré, Membach, Raeren), ils s'associent à des calcaires argileux, parfois noduleux. En fait, la Formation de Lustin est essentiellement carbonatée. Des calcaires à débris récifaux y alternent avec des calcaires confinés d'origine lagunaire.

Les bancs de calcaire à débris récifaux (rudstones, floatstones) sont généralement épais (4 à 5 m), bien qu'il ne soit pas rare d'observer des accumulations de Coraux ou de Stromatopores beaucoup plus modestes. Ces bioclastes baignent dans des packstones à microflore et microfaune d'origine lagunaire.

Les calcaires lagunaires ou de milieu confiné souvent des wackestones et des packstones, plus rarement des mudstones forment des bancs plus minces, allant de 20 à 50 cm. Les microfaciès sont très variés. Les calcaires à algues scalariformes, les calcaires à Girvanelles et Codiacées, les calcaires à "*Amphipora*", les calcaires pelloïdes, les calcaires à Gastéropodes, les calcaires à Umbelles, les calcaires microcristallins, les calcaires microbréchiqes, les calcaires straticulés, les calcaires stromatolithiques et les calcaires à birdseyes se succèdent irrégulièrement et alternent avec les calcaires à débris récifaux.

Les calcaires lagunaires et les calcaires à débris récifaux alternent parfois, mais il est plus fréquent d'observer une séquence de plusieurs bancs de calcaire lagunaire (et/ou de milieu confiné) succédant à plusieurs bancs de rudstone récifal. Sur base de nos levés, nous avons observé, de 12 à 25 alternances (12 à Tilff, 15 à Trooz et au moins 25 à Renoupré). L'échelle de la figure 15 est trop réduite pour que toutes ces variations de faciès soient représentées. Lorsque l'alternance est trop rapide, nous avons figuré verticalement et côte à côte les deux types de calcaires. Dans le N (Chaudfontaine - Colonstère), les calcaires de la partie supérieure de la formation sont essentiellement lagunaires.

Les joints séparant les bancs de calcaire sont minces (généralement infracentimétriques). On n'observe aucune trace d'exondation, ni d'érosion sur la surface supérieure des bancs de calcaire lagunaire ou de milieu restreint et on ne constate pas de pénétration des débris récifaux dans les bancs de calcaires lagunaires sous-jacents.

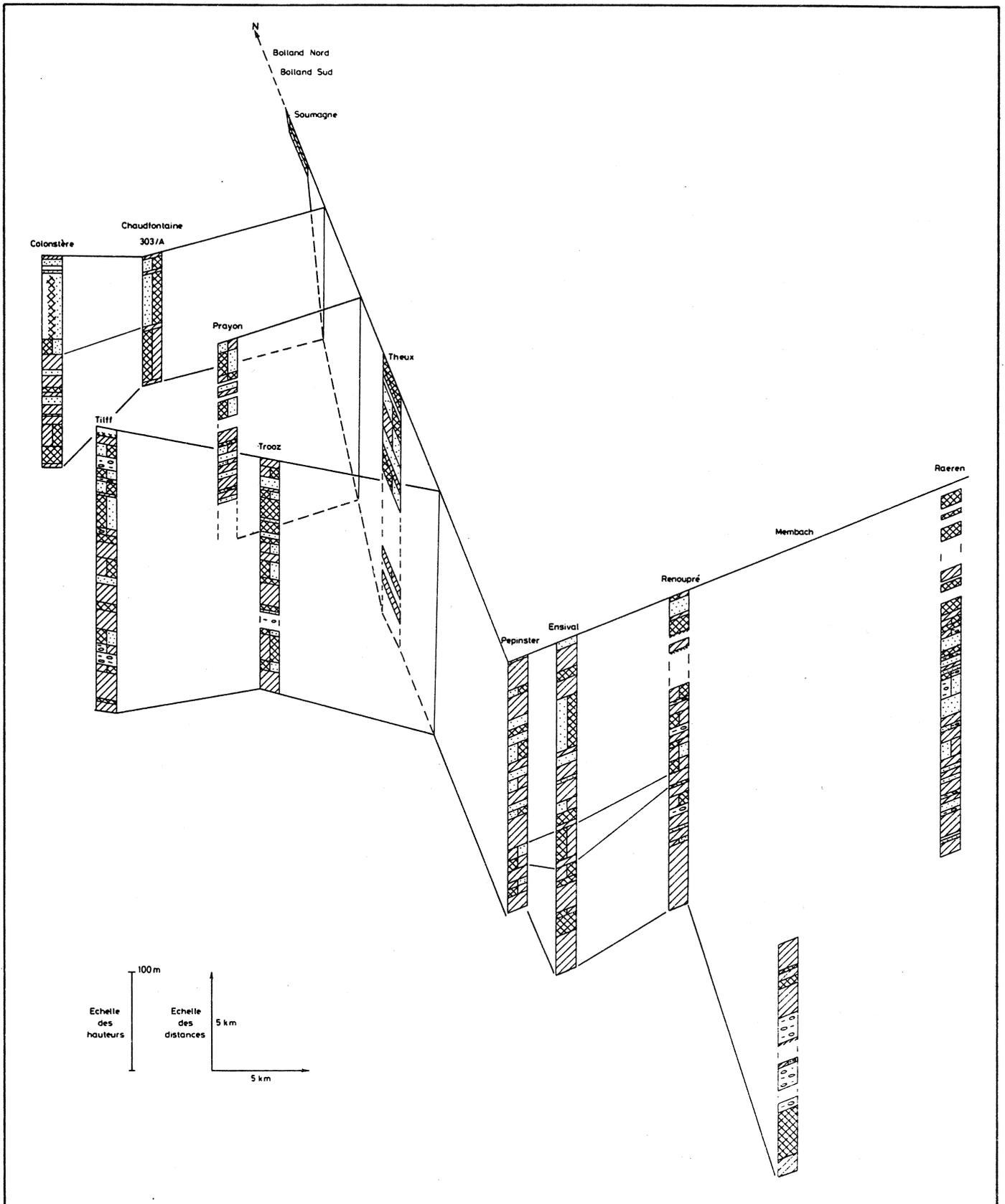


Figure 15. Logs comparatifs des faciès de la Formation de Lustin.

*Modèles paléogéographiques (fig. 16)*

Les deux modèles utilisés pour l'interprétation des formations précédentes restent toujours applicables, la ligne de rivage étant au-delà de Soumagne. Dans la première hypothèse, la position de la ligne de rivage est constante, entre Soumagne et Bolland S. La subsidence est très faible au N du bassin.

La figure 16a représente le bassin de sédimentation au début du Frasnien moyen. Le climat, presque aride, ne permet qu'une très faible érosion continentale et les rares dépôts terrigènes ne sont présents qu'à l'extrême N du bassin (Soumagne). L'aire réservée aux faciès lagunaires est très réduite et, depuis Colonstère et Chaudfontaine jusque Raeren, on observe des calcaires à débris récifaux.

Par la suite, et jusqu'au sommet de la formation, on peut imaginer deux solutions différentes, tout comme pour la Formation du Roux (fig. 11c et 11d). La première met en jeu une plate-forme confinée (fig. 16b) ou lagunaire (fig. 16c), bordée, au S de Pepinster et de Raeren par des bioconstructions. L'alternance du milieu confiné et du milieu lagunaire est réglée par les variations de l'importance de la barrière récifale qui isole, plus ou moins bien la plate-forme du reste du bassin. On peut également associer ces deux environnements (fig. 16d) et imaginer un lagon, protégé au S, dans lequel se développeraient des calcaires stromatolithiques, des calcaires à birdseyes, ..., caractéristiques des milieux confinés. Les modifications de ces aires confinées seraient liées au déplacement des courants et des chenaux sur la plate-forme. A Soumagne, seuls des calcaires à débris récifaux sont observés. Nous n'avons donc pas complété les figures au-delà de Chaudfontaine. Périodiquement la prolifération des Coraux et des Stromatopores va s'étendre à toute la plate-forme (fig. 16e).

L'épaisseur très réduite de la formation à Soumagne peut s'expliquer, soit par la faiblesse de la subsidence dans le N qui n'a pas permis le dépôt de sédiments, soit par l'intervention de l'érosion qui les a éliminés.

La seconde hypothèse (fig. 17f) semblable à celle développée pour le Frasnien inférieur (fig. 11d), nous semble plus probable et est applicable à toute la Formation de Lustin. Un lagon est parsemé de récifs qui isolent des parcelles de plate-forme dans lesquelles les calcaires de milieu confiné se sédimentent. Les mouvements eustatiques et les variations de la subsidence déplacent constamment les différents environnements qui vont se succéder irrégulièrement sur la plate-forme. Comme pour le Frasnien inférieur, la subsidence est plus importante vers le S et vers l'E du bassin. L'épaisseur des dépôts y est plus grande et les phases récifales et lagunaires sont plus nombreuses.

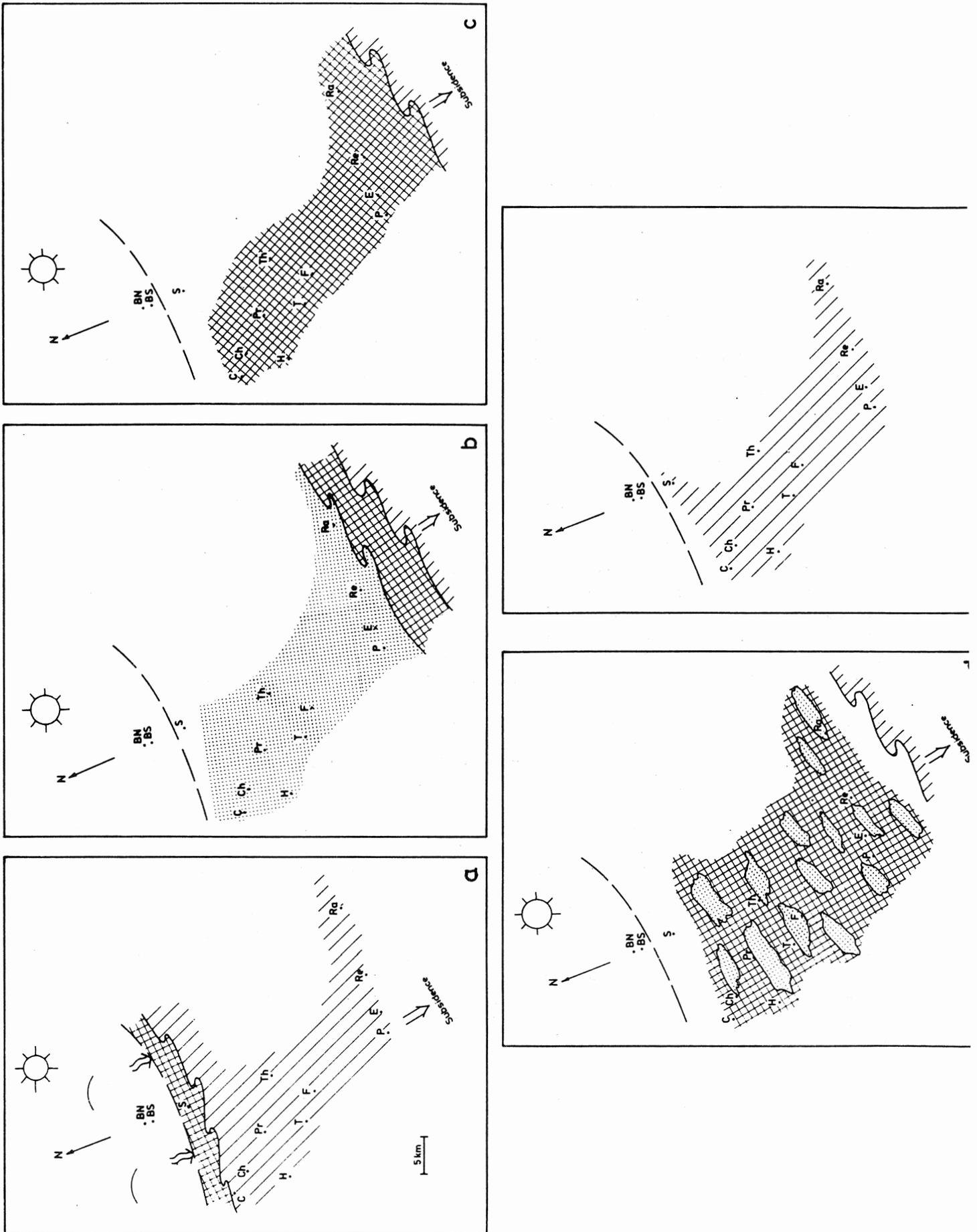


Figure 16. Reconstitution paléogéographique de la Formation de Lustin. En a-b-c-d-e, modèles basés sur la subsidence.

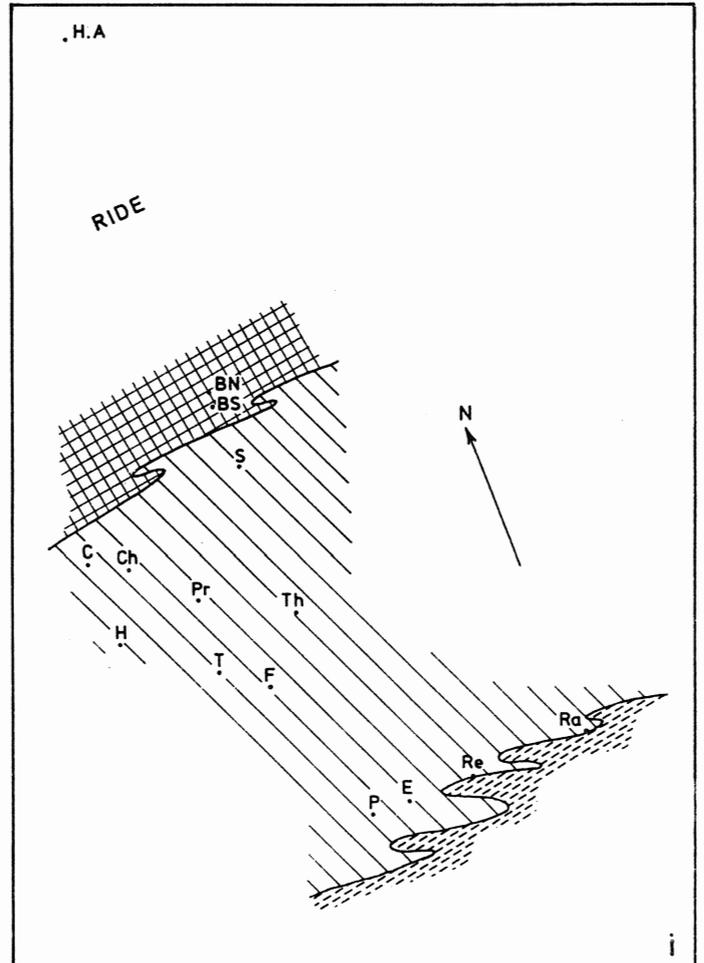
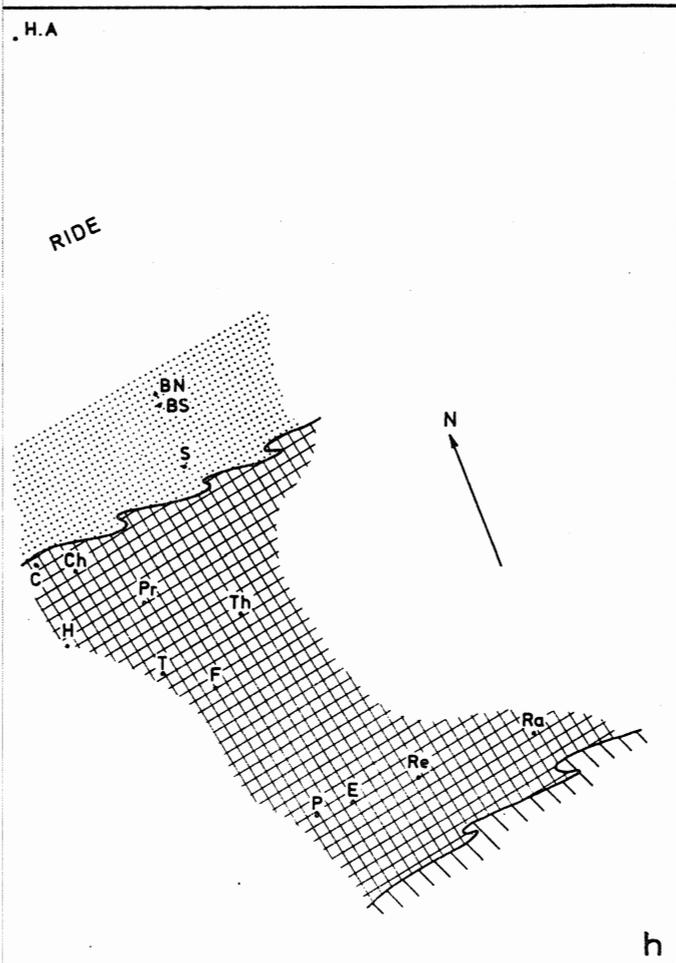
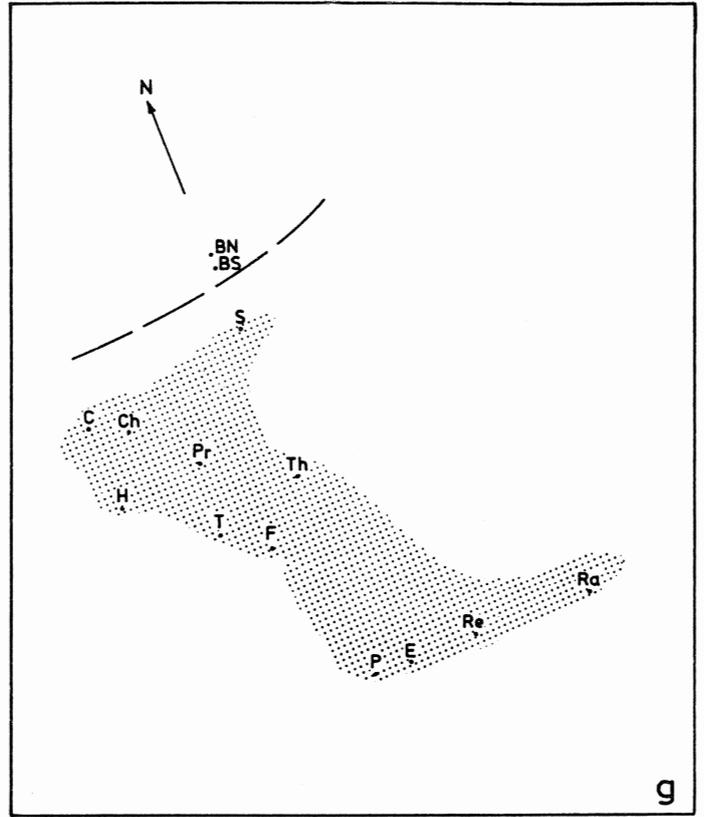
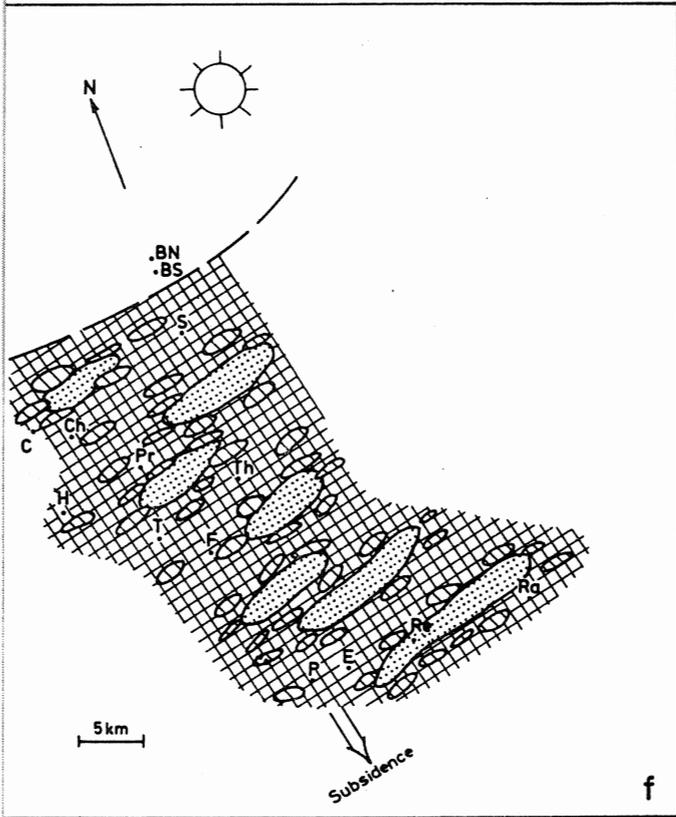


Figure 17. Reconstitution paléogéographique de la Formation de Lustin. En f, modèle basé sur la subsidence du fond marin. En g-h-i, modèles basés sur l'eustatisme

Comme au Givétien et au Frasnien inférieur, la succession de phases transgressives et régressives peut expliquer le type de dépôt observé (fig. 17g à 17i). Des dépôts terrigènes et des calcaires de milieu confiné couvrent toute l'aire étudiée (fig. 17g). La ligne de rivage se déplace vers le N et des calcaires lagunaires succèdent aux premiers dépôts (fig. 17h). Enfin, la transgression atteint son maximum (fig. 17i). Des débris récifaux et des récifs remaniés s'étendent au moins de Soumagne à Pepinster et Raeren où ils forment des interdigitations dans des calcaires d'avant-récif. Ces trois situations et leurs intermédiaires vont se succéder, irrégulièrement, jusqu'au sommet de la formation. La ligne de rivage va donc parcourir plusieurs dizaines de kilomètres. Comme dans le premier modèle, l'érosion ne laissera, à Soumagne, que quelques mètres de sédiments et enlèvera surtout dans le N du bassin, tous les dépôts excédentaires. La remarque énoncée au sujet des séquences dans le premier modèle est encore applicable dans ce cas-ci, puisque la succession de phases transgressives et de phases régressives devrait théoriquement être comparable dans tout le bassin.

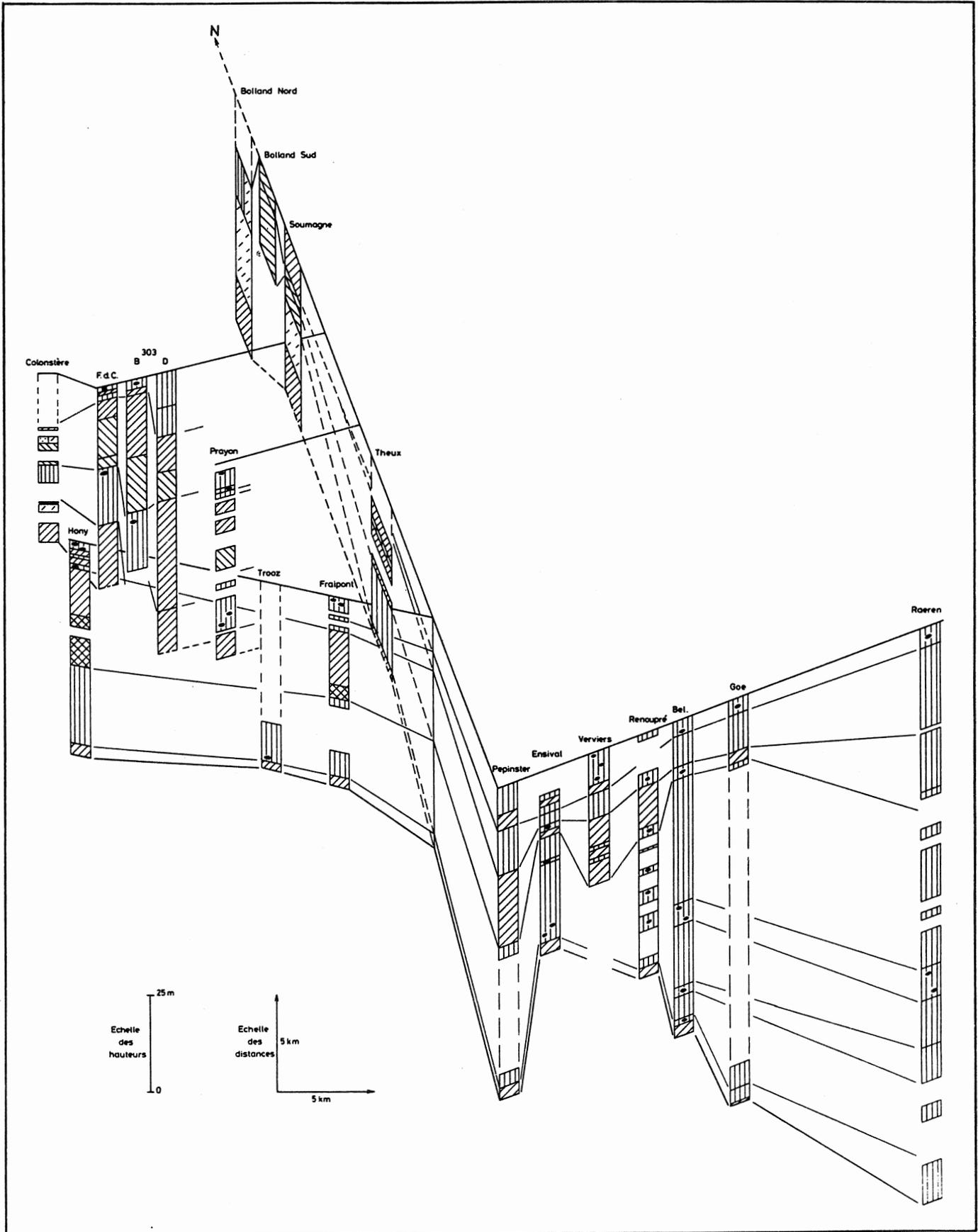
Le passage de la Formation de Lustin à la Formation d'Aisemont peut également s'interpréter de deux façons différentes. Dans la première hypothèse, la subsidence s'accroît et Bolland, qui émergeait jusqu'alors, se retrouve sous le niveau marin. Dans le second cas, une transgression amène la ligne de rivage au-delà de Bolland.

*E. Formation d'Aisemont et troisième biostrome à *Phillipsastraea*  
(base de la Formation de Matagne) (fig. 18)*

Coen-Aubert (1974) a montré que le sommet du Frasnien est caractérisé par la présence de 3 phases récifales à *Phillipsastraea* (en abrégé : 1er, 2ème et 3ème biostrome), généralement séparées par des shales. Leur composante argileuse augmente de la première à la troisième ainsi que vers le SE du bassin de sédimentation.

En toute rigueur, la Formation d'Aisemont débute à la base du premier biostrome et se termine au sommet du deuxième. Toutefois, d'un point de vue sédimentologique, le troisième biostrome ne diffère pas fondamentalement des deux précédents et nous l'avons donc associé ici aux deux précédents.

Le premier biostrome à *Phillipsastraea* atteint 16 m au Fond des Cris, 24 m à Soumagne et 32 m à Bolland. Dans la région de Chaudfontaine, il est essentiellement calcaire : la proportion de matériaux argileux est faible. Les débris de Coraux sont très abondants et peu remaniés. A Colonstère, ce biostrome est sporadiquement dolomitisé. A Soumagne et à Bolland, la partie inférieure de ce biostrome est semblable à celui de Chaudfontaine, bien que localement oncolithique, puis il est surmonté d'un important dépôt dolomitique. De l'anhydrite est présente à Soumagne, vers le sommet.



C C 82

Figure 18. Logs comparatifs des faciès de la Formation d'Aisemont et la base de la Formation de Matagne (jusqu'au sommet du troisième biostrome à *Phillipsastraea*)

Vers le S, dès Prayon, l'épaisseur globale du premier biostrome diminue rapidement (6 m à Prayon ; 2 m à Trooz ; 3.5 m à Renoupré). L'épaisseur des sédiments de base, essentiellement des calcaires à débris récifaux, devient progressivement moins importante (5.3 m à Prayon ; 2 m à Renoupré ; inexistante à Raeren). Ces rudstones récifaux sont remplacés par des calcaires et des shales noduleux d'avant-récif dans le S et dans l'E du bassin.

Le premier biostrome est surmonté de shales à Brachiopodes contenant des niveaux noduleux dans la région de Bellevaux et de Raeren. Cette phase argileuse intermédiaire atteint 88 m à Raeren, 60 m à Bellevaux, 35 m à Pepinster, 20 m à Prayon et 17 m au Fond des Cris.

A Chaudfontaine, dans une des sections du sondage 303 et dans les sondages 310 et 396, cet épisode argileux est remplacé par une phase récifale importante de type bioherme rouge (27 m dans le sondage 303 ; 15 m dans le sondage 310 et 16 m dans le sondage 396). Au Fond des Cris et dans les autres sections du sondage 303, le faciès argileux traditionnel est présent.

Vers le N, à Soumagne, cette phase (5.5 m) bien qu'argileuse est formée par le piégeage de nombreux bioclastes d'origine diverse dans un tapis algaire remanié.

A Bolland, dans la section supérieure (ou S) du sondage, cet épisode est supprimé par une faille. Dans la section inférieure (ou N), les dolomies terminant la phase récifale sont surmontées de shales dolomitiques plus ou moins gréseux et de dolomies. Une lacune importante met ces sédiments en contact avec des grès famenniens. La partie supérieure de la Formation d'Aïsemont, la Formation de Matagne et la base du Famennien sont absentes.

Les shales et le "récif" rouge sont surmontés d'un deuxième biostrome ou de ses équivalents latéraux. Son épaisseur varie rapidement et irrégulièrement dans tout le bassin (plus de 16 m à Bolland ; 3 m à Soumagne ; 30 m dans le sondage 303 (partie B) ; 16 m au-dessus du récif rouge du même sondage ; 17 à 18 m à Pepinster et à Verviers ; 3 m à Ensival ; .....).

Au N de Pepinster, ce deuxième biostrome débute par quelques mètres de calcaires d'arrière-récif. A Bolland, les débris d'organismes constructeurs sont dispersés dans un platier algaire. Au Fond des Cris, ils ne sont fréquents qu'au sommet, succédant à plusieurs mètres de calcaire oncolithique. Les débris récifaux sont plus abondants vers le S, à partir de Prayon. Dès Fraipont et Hony, de minces niveaux argileux s'insinuent dans le biostrome. Vers l'E, à partir de Bellevaux, ce deuxième biostrome est remplacé par des calcaires noduleux, contenant quelques débris récifaux.

Dans la partie supérieure du deuxième biostrome, des calcaires à débris récifaux sont présents depuis Chaudfontaine jusqu'à Renoupré. Des faciès d'avant-récif leur succèdent à partir de Bellevaux.

Le troisième biostrome à *Phillipsastraea* est généralement très argileux et fréquemment formé de calcaire ou de shale noduleux d'avant-récif. A Chaudfontaine (Fond des Cris et sondage 303), ce biostrome est particulièrement argileux et surmonte directement le deuxième. Vers le S, à partir de Prayon, des niveaux métriques à plurimétriques de shales passent progressivement à des niveaux à nodules calcaires et débris récifaux. Dès Pepinster, les niveaux à débris récifaux se raréfient. Ils sont précédés d'un "intervalle interrécifal" argileux de plus en plus épais (3 m à Prayon, 12 m à Pepinster, 22 m à Raeren). Dans le N, à Soumagne, la partie inférieure carbonatée et à débris récifaux est parsemée d'anhydrite. A Bolland S, les débris récifaux sont associés à des résidus de démantèlement de platiers algaires.

#### Modèles paléogéographiques (fig. 19)

Nous adapterons ici les deux modèles paléogéographiques utilisés antérieurement aux observations de terrain.

Comme nous n'avons aucun renseignement concernant la sédimentation au N de Bolland et sur le flanc S de la ride de Booze - Le Val Dieu, nous n'en pouvons reconstituer la paléogéographie et nous ne sommes pas renseignés sur la position de la ligne de rivage. Notons cependant que pour Kimpe *et al.* (1978, p. 62), la mer couvrait, à la fin du Frasnien, presque la totalité du massif de Brabant et la ride de Booze - Le Val Dieu. Nous ne pouvons ni infirmer ni confirmer cette hypothèse.

Dans le premier modèle, la subsidence s'accroît après le dépôt des calcaires de la Formation de Lustin. La ligne de rivage, peu mobile, restera au N de Bolland jusqu'au sommet du Frasnien.

Les premiers calcaires de cette formation sont "périorécifaux". Remaniés, mais à peine transportés, ils s'étendent de Bolland à Renoupré. Vers l'E, les apports argileux sont déjà trop importants pour permettre la formation de récifs et les débris de Coraux sont de plus en plus rares. Au N de Bolland, en fonction du relief continental, on peut imaginer, du S vers le N, un lagon et des dépôts terrigènes (si le relief continental est élevé) (fig. 19a) ou une plate-forme argileuse parsemée de bioconstructions (si le relief continental est faible) (fig. 19b).

La subsidence se poursuit, l'apport argileux est important et la limpidité de l'eau diminue. Les constructions récifales ne résistent pas longtemps et c'est du S vers le N qu'elles sont progressivement envasées et remplacées par des dépôts de bassin (fig. 19c, sommet du premier biostrome). Vers le N, à partir de Prayon, les conditions favorables à la prolifération des buttes se poursuivent plus longtemps et permettent le dépôt des sédiments "récifaux" importants principalement dans la région de Chaudfontaine. A Soumagne et à Bolland, la partie supérieure de la première phase récifale est dolomitisée et seuls quelques débris de Coraux et de Crinoïdes sont conservés. Avant la dolomitisation, un milieu lagunaire ou confiné à rares débris "récifaux" a pu s'implanter au N de Chaudfontaine.

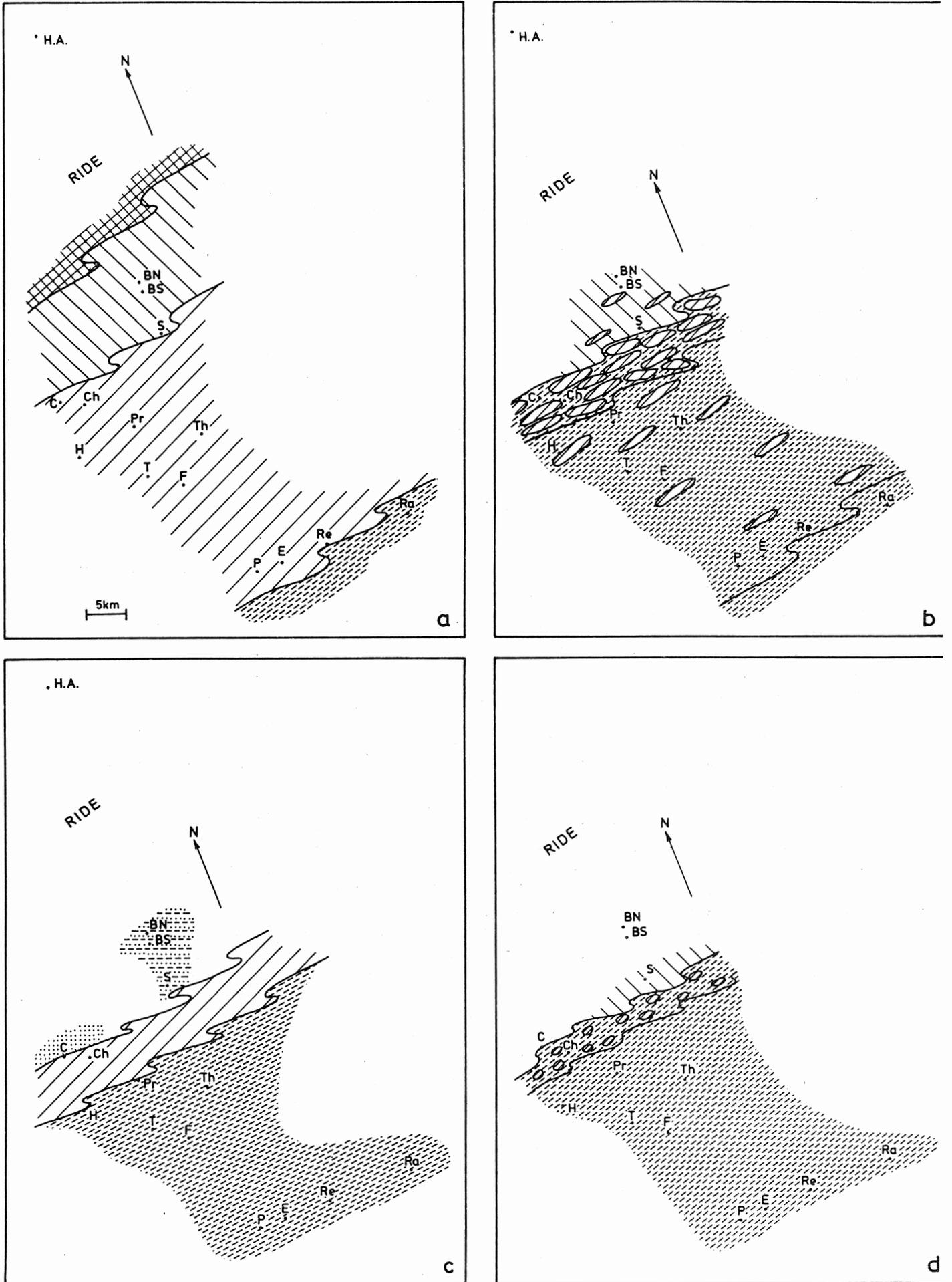


Figure 19. Reconstitution paléogéographique de la Formation d'Aisemont et du troisième biostrome à *Phillipsastraea*

L'augmentation de la subsidence réduit fortement l'aire favorable aux bioconstructions. Ce n'est plus que dans la région de Chaudfontaine que l'environnement est propice au développement des organismes coloniaux (fig. 19d, interrécifal). La région de Chaudfontaine semble donc se comporter comme un haut-fond. Conjointement et latéralement à ces bioconstructions, des shales à Brachiopodes se sédimentent au S. Des shales dolomitiques et des dolomies sont interstratifiés dans le N. Du N au S, l'étendue de la zone construite est donc fort restreinte. Nous n'avons pas de renseignements concernant son extension E et W. Ces biohermes, rouges à Chaudfontaine, semblent se former sur les débris constructeurs du sommet de la phase récifale précédente.

La subsidence diminue (fig. 20e, base de la deuxième phase récifale à *Phillipsastraea*) et les dépôts argileux se limitent à l'extrême S de l'aire étudiée (Raeren). Une deuxième phase construite s'implante dans la région de Pepinster, limitant, au N, un environnement d'arrière-récif, à débris récifaux et un environnement lagunaire.

La subsidence s'accroît et la zone construite s'élargit vers le N jusqu'à Chaudfontaine (fig. 20f, sommet du deuxième biostrome). A Soumagne et à Bolland, les débris de constructeurs se déposent dans un environnement lagunaire. Le calcaire d'avant-récif observé au S de Pepinster est présent jusqu'au sommet de cette phase récifale.

La subsidence devient de plus en plus importante dans le S du bassin. Les constructions récifales sont envasées par des shales (fig. 20g, "deuxième interrécifal") et ne subsistent, dans le N du bassin, que de Chaudfontaine à Soumagne.

Au S de Prayon, la subsidence ne s'atténue pas suffisamment pour permettre la formation de véritables "récifs" (fig. 20h, troisième biostrome). Seuls des calcaires noduleux à débris de Coraux seront observés. A Chaudfontaine, les constructions récifales luttent contre l'envasement, tandis qu'à Soumagne la subsidence est plus faible et la formation de bioconstructions y est favorisée. Comme pour la phase récifale précédente, les débris de Coraux se déposent dans un environnement lagunaire à Bolland.

Dans le second modèle mettant en jeu une succession de phases transgressives et régressives, nous ne pouvons pas, comme pour les formations précédentes faire la restitution en surface des aires sédimentaires. Si la largeur de la zone construite varie constamment (35 km à la base et 5 km au sommet de la première phase récifale), la position de ses limites N et S est fonction des observations de terrain. Les limites des autres environnements étant rarement connues, leurs position ainsi que celle de la ligne de rivage sont tout à fait hypothétiques. Nous pouvons toutefois reprendre les figures utilisées dans le premier modèle. Comme pour celui-ci, nous avons le choix entre une bordure côtière complète (conglomérats, grès, lagon) (fig. 19a) ou une plate-forme argileuse (fig. 19b). Dans un modèle qui fait alterner des phases transgressives et

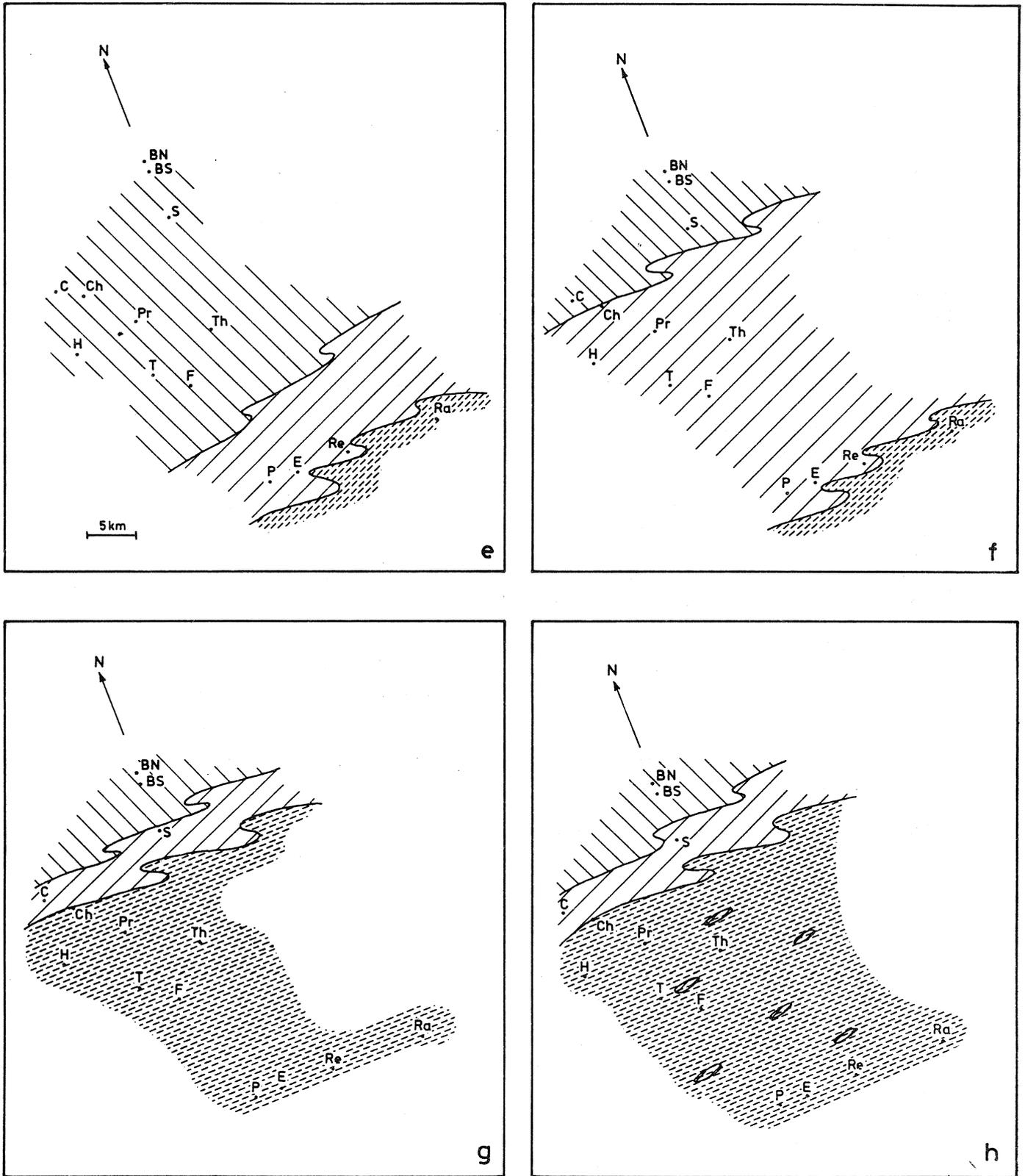


Figure 20. Reconstitution paléogéographique de la Formation d'Aisemont et du troisième biostrome à *Phillipsastraea*. e : base de la seconde phase récifale - f : sommet de la seconde phase récifale - g : interrécifal - h : troisième phase récifale.

regréssives et qui conserve au cours du temps les divers environnements, il nous semble logique de choisir une bordure récifale complète (fig. 19a).

A la base du F2ij (fig. 19a), une transgression rend possible l'érection des bioconstructions de Renoupré à Bolland. La ligne de rivage dépasse peut-être le sommet de la ride de Booze - Le Val Dieu et atteint le massif du Brabant. La transgression se poursuivant (fig. 19c), les dépôts argileux d'avant-récif atteignent Trooz, Hony et Prayon. Les faciès "récifaux" sont présents de Prayon à Chaudfontaine. Ne se propageant pas vers le N, ils sont nettement moins étendus qu'au début de la formation et les calcaires d'arrière-récif sont fortement dolomitisés. L'extension des buttes récifales est limitée, vers le S, par des apports argileux importants.

La ligne de rivage s'avance sur un continent en voie de pénéplation. Le climat pluvieux conduit à la poursuite de l'érosion. Les sédiments terrigènes sont très argileux et seuls quelques buttes (fig. 19d) subsistent au niveau de la rupture de pente entre le lagon et le reste de la plate-forme.

Une régression (fig. 20e) rend possible la réimplantation de buttes récifales dans la région de Pepinster et le retour des shales à leur position méridionale. De Bolland à Fraipont, les faciès sont lagunaires.

La transgression du niveau marin reprend lentement, permettant l'extension des faciès récifaux jusqu'à Chaudfontaine (fig. 20f), puis l'envasement de toute la partie S (fig. 20g).

Une troisième phase récifale s'implante dans le N, alors que le niveau marin régresse légèrement et conduit à la formation de quelques rares petites buttes dans le S du bassin (fig. 20h).

Que l'on adopte l'un ou l'autre modèle, ou une combinaison des deux, l'érosion et la tectonique joueront un rôle important dans la réalisation de la phase finale. La partie supérieure de la Formation d'Aisemont et la Formation de Matagne (ainsi que la base du Famennien) font défaut dans la partie du sondage de Bolland. Dans le sondage de Soumagne et dans la partie supérieure du sondage de Bolland, il y a lacune du sommet de la Formation de Matagne et de la base du Famennien inférieur.

L'anhydrite qui est présente dans le sondage de Soumagne au sommet du premier biostrome et plus abondamment dans le troisième ainsi que dans les shales et dolomies du Famennien est observée en remplacement de la calcite des Crinoïdes, des Coraux et parfois du ciment. Sa présence est liée à une sursaturation temporaire et ponctuelle de l'eau de mer. Cet effet d'ombrelle est fréquemment observé dans des milieux restreints et peu agités (par exemple dans la cavité des Brachiopodes, dans les Coraux, ...).

Dans les sondages 310 et 396 de Chaudfontaine un niveau (10 m) de barytine est observé au sommet du deuxième biostrome. Dans le sondage 303, ce sont des mouchetures de galène qui sont observées à ce même niveau.

#### F. Formation de Matagne

Le troisième biostrome à *Phillipsastraea* est recouvert par des shales qui forment l'essentiel de la Formation de Matagne. Ces shales étant particulièrement altérables, affleurent rarement. Nous reprenons ici quelques épaisseurs provenant de la bibliographie ou mesurées dans les sondages. Au-dessus du troisième biostrome à *Phillipsastraea*, la Formation de Matagne est représentée par 120 m de shales à l'E de Bellevaux, 47 m à Verviers, 107 m à Pepinster, 92 m à Hony et environ 55 m à Chaudfontaine, dans le sondage 303. Elle est incomplète à Bolland S et à Soumagne.

#### Modèles paléogéographiques

Comme toujours deux modèles paléogéographiques sont à envisager. Dans le premier cas, la position de la ligne de rivage de la formation précédente est conservée et l'envasement du bassin par les shales est dû à la poursuite de l'accroissement de la subsidence, déjà importante à la fin de la Formation d'Aisemont. La ligne de rivage est soit près du sommet de la ride de Booze - Le Val Dieu (environ 15 km au N de Bolland), soit sur le flanc S du massif du Brabant (environ 40 km au N de Bolland). Les débris de plantes conservés à Bolland proviennent des terres émergées (ride ou massif).

Dans le second cas, la transgression qui termine la Formation d'Aisemont se poursuit tout au long de la Formation de Matagne. Vu son ampleur la ligne de rivage est probablement située sur le flanc S du massif du Brabant.

#### V. Conclusions

Toutes les formations tant du Givétien que du Frasnien sont biseautées vers le N, sur le flanc méridional de la ride de Booze - Le Val Dieu et elles recèlent de nombreuses lacunes. Par contre les épaisseurs maximales s'observent vers le S où les séries rythmiques sont plus complètes. Les variations latérales sont extrêmement rapides. La rythmicité des dépôts s'explique, soit par des variations eustatiques, soit par la subsidence.

La tendance actuelle des sédimentologues est de surtout souligner l'importance des premières (Vail *et al.*, 1977). Pour la plate-forme carbonatée du Givétien du Bassin de Dinant, Prétat (1984) au contraire montre que la subsidence est le principal contrôle de la progradation des carbonates.

Il est difficile d'étendre cette conclusion aux sédiments du synclinorium de Verviers où la composante détritique est importante. Les effets de la subsidence et de l'eustatisme peuvent en effet s'additionner et conduire à des variations sédimentologiques facilement repérables. Mais, ils peuvent tout aussi logiquement s'annuler et devenir alors impossibles à détecter.

## VI. Bibliographie

- Bultynck, P., Casier, J.G., Coen, M., Coen-Aubert, M., Godefroid, J. & Sartenaer, P. (1985) - Proposal for an international stratotype for the Middle Devonian (Givetian) - Upper Devonian (Frasnian) boundary (Lower *Polygnathus asymmetricus* zone) in the neritic facies on the southern flank of the Dinant Basin. *Subcommission on Devonian stratigraphy, Bruxelles*.
- Coen-Aubert, M. (1974) - Le Givétien et le Frasnien du Massif de la Vesdre. *Stratigraphie et Paléoécologie. Mém. Acad. roy. Belgique, Bruxelles, XVIII, 2, 146 p.*
- Coen-Aubert, M. & Coen, M. (1975) - Le Givétien et la Frasnien dans la vallée de la Meuse, de Tailfer à Yvoir (bord nord du Bassin de Dinant). *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège, 97, 499-524.*
- Coen-Aubert, M. & Lacroix, D. (1979) - Le Frasnien dans la partie orientale du bord sud du synclinorium de Namur. *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège, 101, 269-279.*
- Colbeaux, J.P., Beugnies, A., Dupuis, Ch., Robaszynski, F. & Sommé, F. (1977) - Tectonique de blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord, Lille, 97, 3, 191-222.*
- Dejonghe, L., Cnudde, C. & Jans, D. (1982) - Etude des métallotectes du Dévonien moyen et du Frasnien dans l'est de la Belgique pour la prospection des gîtes stratiformes de plomb-zinc-baryum dans un environnement sédimentaire. Rapport final non publié. Contrat C.E.E.-S.G.B. n° 031-79 MPPB - 184 p.
- D'Heur, M. (1970) - Etude sédimentologique du Givétien du massif de la Vesdre (région de Verviers). *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège, 93, 509-522.*
- Fourmarier, P. (1954a) - Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Edit. Soc. géol. Belgique, Liège, 826 p.*

- Fourmarier, P. (1954b) - Observation sur la tectonique des environs de Chaudfontaine (massif de la Vesdre). Les déchirures frontales de la nappe du Condroz. *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège, 78, 27-60.*
- Graulich, J.M. (1955) - La faille Eifélienne et le Massif de Herve. Ses relations avec le bassin houiller de Liège. *Mém. expl. Cartes géol. min. Belgique, Serv. géol. Belgique, Bruxelles, 1, 36 p.*
- Graulich, J.M. (1963a) - Les sondages de Pepinster. *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège, 86, 165-178.*
- Graulich, J.M. (1963b) - Excursion du 15 juin 1963. Visite des sondages du Service géologique de Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège, 86, 589-598.*
- Graulich, J.M. (1967) - Sondage pour l'étude hydrologique des eaux chaudes à Chaudfontaine. *Prof. Paper Serv. géol. Belgique, Bruxelles, 1967/11, 20 p.*
- Graulich, J.M. (1975a) - Le sondage de Hermalle-sous-Argenteau. *Prof. Paper, Serv. géol. Belgique, Bruxelles, 1975/4, 12 p.*
- Graulich, J.M. (1975b) - Le sondage de Bolland. *Prof. Paper Serv. géol. Belgique, Bruxelles, 1975/9, 39 p.*
- Graulich, J.M. (1977) - Le sondage de Soumagne. *Prof. Paper Serv. géol. Belgique, Bruxelles, 139, 1977/2, 55 p.*
- Graulich, J.M. (1984) - Coupe géologique passant par les sondages d'Hermalle-sous-Argenteau, Bolland, Soumagne, Soiron, Pépinster 2 et 1 et Jusleville. *Commentaires. Bull. Soc. belge Géol., Bruxelles, 93, 45-49.*
- Graulich, J.M., Dejonghe, L. & Cnudde, C. (1984) - La définition du synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol., Bruxelles, 93, 79-82.*
- Houbaille, C. (1982) - Contribution à l'étude des caractères physiques, lithologiques et stratigraphiques des roches aux environs de la limite Frasnien-Famennien dans les sondages de Havelange, Focant et Soumagne. *Mémoire de fin d'études, Université de Liège.*
- Kimpe, W.F.M., Bless, M.J.M., Bouckaert, J., Conil, R., Groessens, E., Meesen, J.P.M.Th, Poty, E., Streel, M., Thorez, J. & Vanguestaine, M. (1978) - Paleozoic deposits east of the brabant massif in Belgium and the Netherlands. *Meded. rijks geol. Dienst, Haarlem, 30, 2, 37-103.*
- Michot, P. (1980) - Belgique. In : *Géologie des pays européens. France, Belgique, Luxembourg, Dunod, Paris, 487-576.*

- Préat, A. (1984) - Etude lithostratigraphique et sédimentologique du Givétien belge (Bassin de Dinant). Thèse, U.L.B., 466 p.
- Tsien, H.H. (1974) - Paleocology of Middle Devonian and Frasnian in Belgium. *Int. symp. on Belgian. Micropaleo. limits, Namur 1974*, Edit. Bouckaert et Streel, Bruxelles, 12, 53 p.
- Tsien, H.H. (1977) - L'activité récifale au cours du Dévonien moyen et du Frasnien en Europe occidentale et ses particularités en Belgique. *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, 97, 57-67.
- Tsien, H.H. (1983) - Paleocology of Devonian reefs and reef builders of Ardennes (Belgium). *1er Congr. int. Paléoécologie (Lyon)*, Excursion B, 32 p.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N. & Hatlelid, W.G. (1977) - Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. *Ann. Amer. Assoc. Petro. Geol., Tulsa*, 26, 49-212.