

CHAPITRE 2

LE CADRE GEOLOGIQUE

CHAPITRE 2. LE CADRE GEOLOGIQUE

Pour atteindre les buts de notre thèse, nous avons recherché un matériel géologique aussi diversifié que possible, tant pour les types d'agrégats waulsortiens étudiés que pour les déformations tectoniques qui les ont affectées. En Europe occidentale, le Waulsortien ou le type Waulsortien est connu en diverses régions, surtout dans les Iles Britanniques, en Belgique et en France (Lees & Miller *In press*). En raison des déformations recherchées, des qualités d'affleurements et de nos contacts scientifiques, trois d'entre elles furent choisies : le Bassin de Dinant, le Bassin de Laval (Bretagne), et le Sud de l'Irlande.

Ces trois régions appartiennent au domaine plissé et clivé de l'orogénèse varisque. Le Synclinorium de Dinant et les Variscides Irlandaises appartiennent à la Zone Rhéno-Hercynienne de cet orogène, limité au nord par le charriage varisque (fig. 2.1). L'épisode tectogénique principal ayant affecté ces régions est la phase asturienne datée du Westphalien C-Stéphanien. Le Synclinorium de Laval, plus au SW dans la Massif Armoricain, est rattaché à la Zone Saxo-Thuringienne des Variscides. Sa tectogénèse principale est la phase sudète-II (ou ersgebirge) du Namurien-début Westphalien (Rast 1983, Matte & Hirn 1988).

Nous présenterons région par région, (1) un rapide historique des connaissances sédimentologiques et stratigraphiques du Waulsortien, (2) un descriptif de la tectonique des segments orogéniques concernés, et (3) les principaux traits géologiques des domaines waulsortiens étudiés : lithostratigraphie des formations et structures tectoniques majeures.

*

* *

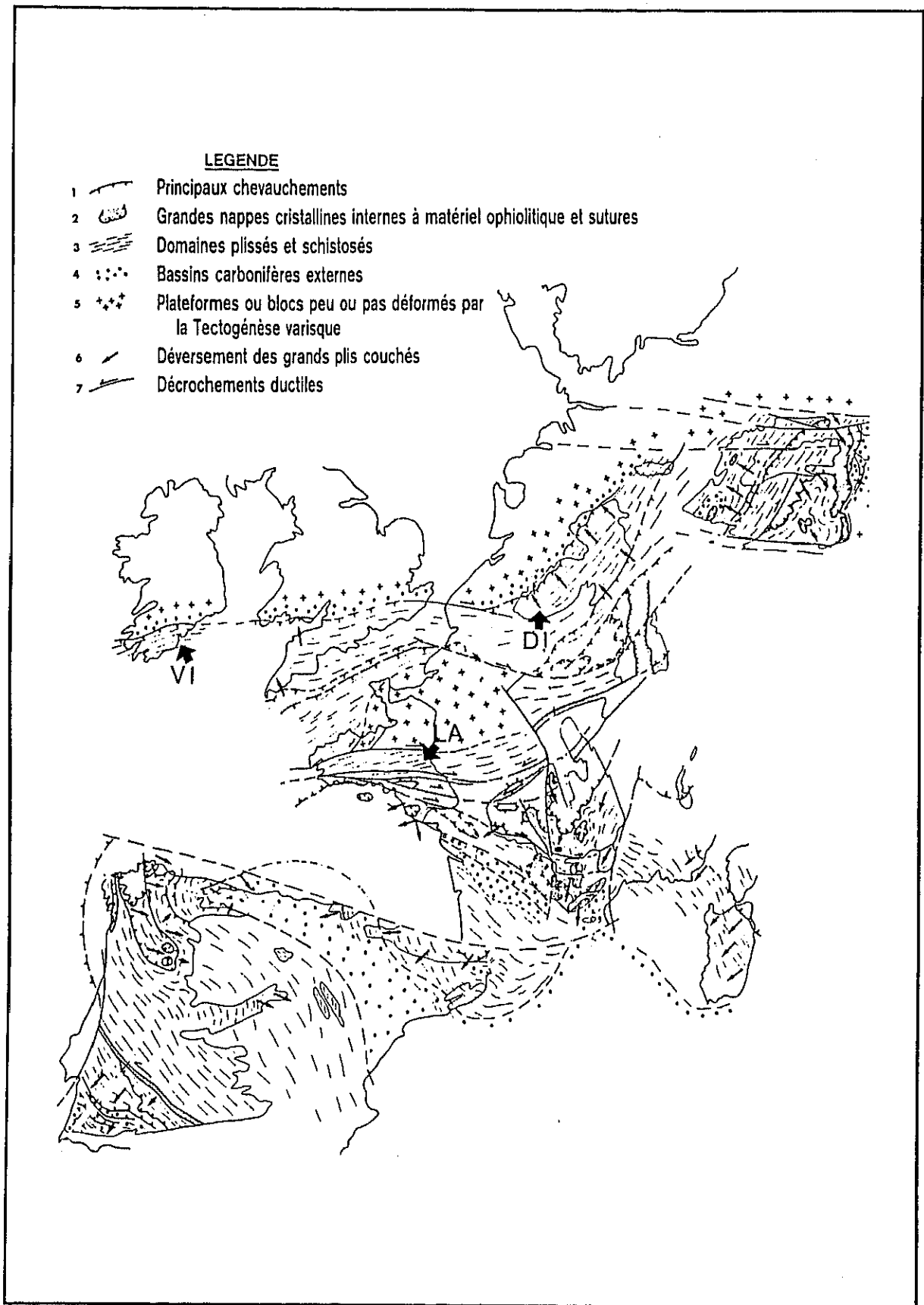


Figure 2.1

Les Variscides d'Europe occidentale avec, dans la zone rhéno-hercynienne le Synclinorium de Dinant (DI) et les Variscides irlandaises (VI), et dans la zone saxo-thuringienne le Synclinorium armoricain de Laval (LA) (adapté et extrait de Matte & Hirn 1988, Fig. 1).

Section 2.1.

LE WAUSORTIEN DU BASSIN DE DINANT ET SON CADRE TECTONIQUE.

§ 2.1.a. Historique et définition du Wausortien en Belgique.

1863-1993 : cela fait donc 130 ans que E. Dupont (1863) inventa le terme "Wausortien", du nom du village de Wausort, situé en bord de Meuse, à quelques kilomètres en aval d'Hastière (fig. 2.2). Si à cette époque le terme définissait la quatrième des six assises du Calcaire Carbonifère de Belgique, il est de nos jours attaché à un type très particulier de faciès récifal du Dinantien moyen. Différentes étapes ont donc jalonné l'histoire du terme "Wausortien" et c'est leur rappel qui permettra de nous familiariser avec ce concept.

On ne peut évoquer les faciès wausortiens sans penser à ses deux caractères fondamentaux qui justifient que déjà nos ancêtres ont eu à l'esprit la notion de "récif", par comparaison avec les récifs dévoniens mieux connus à l'époque (E. Dupont 1883 ; de Dorlodot 1909 ; 1911). Ce sont (1) l'aspect massif et/ou lenticulaire bordé d'équivalents latéraux stratifiés et (2) les amas sparitiques, qui suivant E. Dupont (1883) sont soit à noyaux radiaux, soit du type "veines bleues" proches des structures *Stromatolites* mais associées à des frondes de fenestelles. Ces notions de récif et d'équivalents latéraux ont tellement marqué leur temps que jusqu'aux années '60-'70 peu d'autres études ont été menées sur le sujet en Belgique - sinon celles qui visaient à mieux caractériser les faunes fossiles et la stratigraphie des récifs wausortiens. C'est pour cette raison que nous reprenons à la fig. 2.3 les faciès wausortiens et latéraux définis par de Dorlodot (1909 ; 1911). Plus tard, deux mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain marqueront la reprise de l'étude des faciès du Wausortien : H. Dupont (1969) et Lees, Noël & Bouw (1977).

De son levé détaillé qu'il a effectué depuis Wausort jusqu'à Anseremme et dans le secteur de Pont-à-Lesse (fig. 2.2), H. Dupont (1969) a tiré des conclusions dont l'importance pour la connaissance du Wausortien mérite une attention particulière. Il a d'abord précisé la position stratigraphique des récifs wausortiens, et plus particulièrement ceux de la région de Wausort, dans la séquence du Carbonifère inférieur établie pour le Bassin de Dinant. Il confirma ainsi que les récifs wausortiens peuvent débiter dès la base du Tournaisien supérieur, presque immédiatement après les Calcschistes de Maredsous (ou Fm de Maurenne du Tn2c) et qu'ils peuvent monter jusque dans le Viséen inférieur (fig. 1.1).

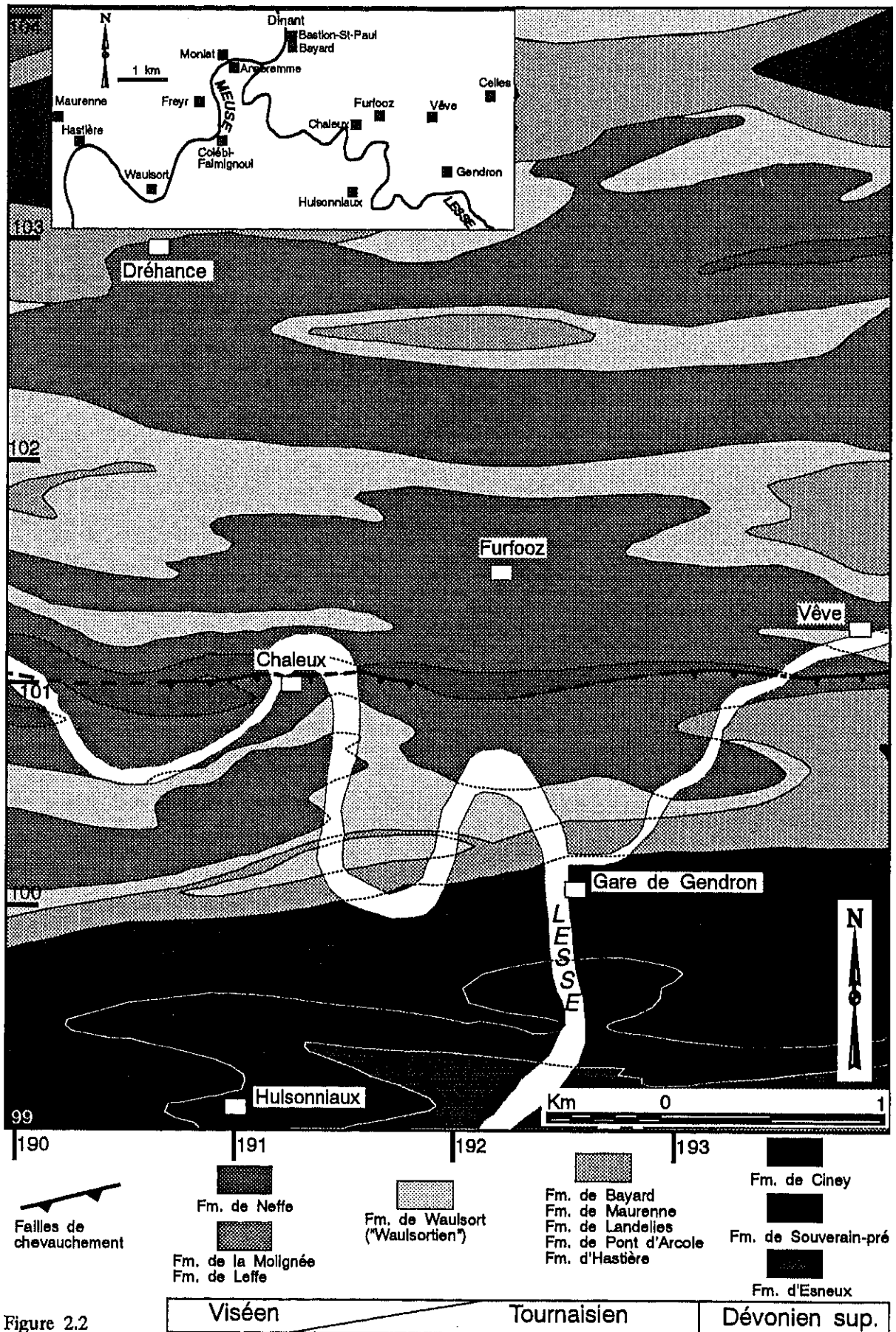


Figure 2.2

Carte géologique simplifiée de la région de Furfooz (d'après Delcambre & Pingot, planchette géologique Hastière-Dinant 53/7-8 au 1/25000ème (in press))

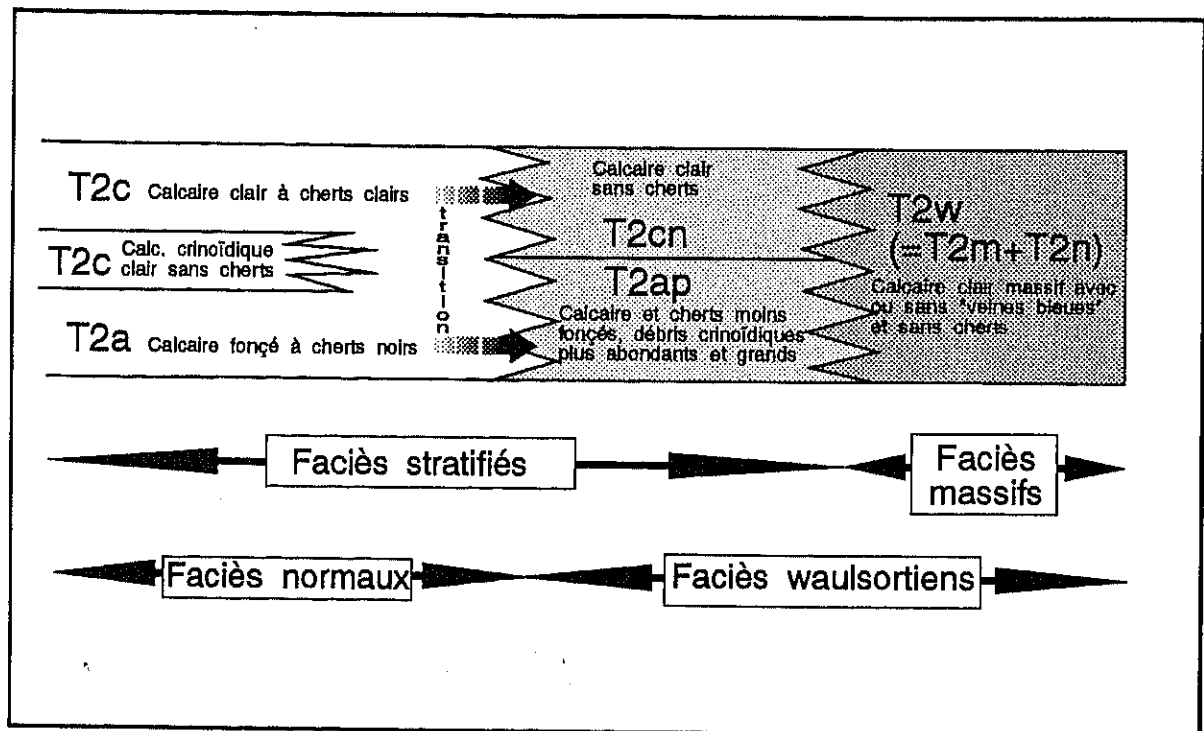


Figure 2.3

Les faciès du Waulsortien et de ses équivalents latéraux suivant de Dorlodot (d'après Lees 1988).

H. Dupont (1969) a également mis en évidence le relief très marqué des récifs et leurs relations avec les équivalents latéraux : le calcaire violacé toujours environnant et le calcaire noir également en passage progressif latéral. Certains des différents faciès waulsortiens ont également été localisés : le cœur des récifs est généralement calcaire, les calcaires à crinoïdes et les dolomies secondaires en périphérie et les calcaires à cherts clairs à proximité des masses récifales. Enfin, toujours pour H. Dupont, les calcaires à veines bleues n'ont qu'une ressemblance fallacieuse avec *Stromatolites*. Il a distingué dans les masses de sparites : les mosaïques de recristallisation équilgranulaires ou fibreuses, les mosaïques de calcite cristalline géodique, et les *Ptylostroma* fibreux liés aux bryozoaires. Si certaines des conclusions de cet auteur portent aujourd'hui à discussion étant donné l'état actuel de nos connaissances, comme par exemple sur la position périphérique des dolomies, cette étude n'en reste pas moins une contribution remarquable à la connaissance des faciès waulsortiens.

En 1977, le *progress report* sur le Waulsortien de Belgique présenté par Lees et ses collaborateurs fut une première tentative moderne de modélisation des faciès waulsortiens et de leurs équivalents latéraux. Basé sur une étude approfondie de la biostratigraphie et des lithofaciès sédimentaires des complexes waulsortiens de Monlat et Furfooz (fig. 2.2), ce modèle a permis de reconstituer l'histoire de la croissance des récifs et de leur environnement

(fig. 2.4). La naissance et la croissance des récifs se seraient passées dans un milieu marin, faiblement énergétique, à des profondeurs proches de 250-300 m. C'est à cette période que se mirent en place les faciès "à veines bleues" et crinoïdiques du Waulsortien et le Faciès de Bayard latéralement. Ultérieurement, la sédimentation du faciès biomicritique waulsortien et de ses équivalents latéraux (faciès de Leffe et de la Mollignée) correspond à un déclin progressif du développement waulsortien comme en témoigne la diminution du rapport d'épaisseurs récif/équivalents latéraux. Les brèches sédimentaires, intraclastes et *slumps* du Faciès de Leffe proximal à l'accumulation waulsortienne traduisent le fait probable que cette diminution de la vigueur de croissance est consécutive à l'augmentation des turbulences dans un milieu se rapprochant de la surface. Même si tous les problèmes n'ont pas été élucidés dans leur entièreté, comme par exemple celui posé par une éventuelle émergence du Waulsortien terminal, la reconstitution proposée par Lees, Noël & Bouw (1977) fut une étape importante pour la compréhension de la sédimentologie des complexes waulsortiens. Elle a ouvert la voie à une nouvelle manière d'approcher le problème par l'analyse pétrographique détaillée des faciès, voie qui se concrétisera en 1982 et 1985. En effet, c'est à El Paso (Texas) en 1982, lors d'un symposium sur le paléoenvironnement et la distribution des faciès waulsortiens, que Lees proposa un modèle régional de l'établissement de ces faciès pour la Belgique et le Sud de la Grande-Bretagne.

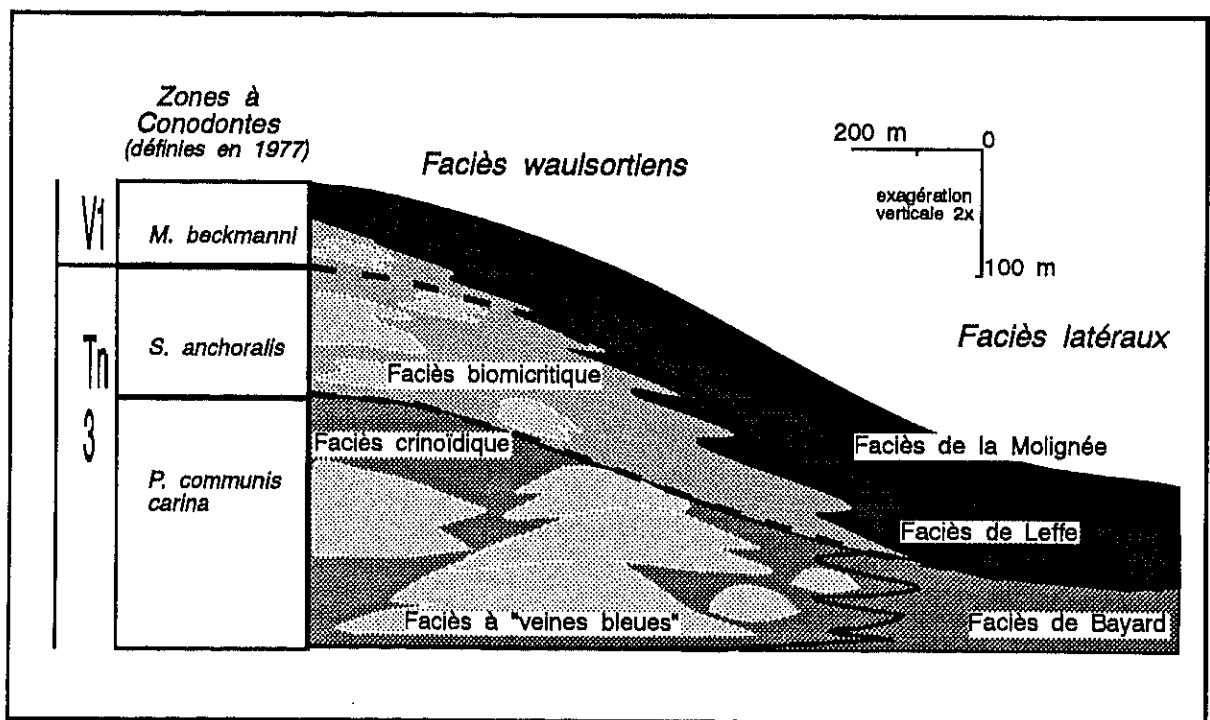


Figure 2.4

Le Waulsortien et ses équivalents latéraux avec leur position stratigraphique suivant le modèle de Furfooz établi par Lees, Noël & Bouw en 1977.

Alors que l'étude de Lees (1982) était basée sur les relations lithologiques et la biostratigraphie des faciès, Lees, Hallet & Hilbo ont passé le cap en 1985, en présentant un modèle basé sur l'étude pétrographique et la distribution de 25 paramètres, surtout des allochems. Les 10 sections étudiées étaient celles de faciès waulsortiens mais aussi d'équivalents latéraux proches (Pont-à-Lesse et Bastion-St-Paul, fig. 2.2) et plus éloignés d'âge semblable (Yvoir et Soignies). L'étude des associations de composants a permis de déterminer quatre assemblages de ces allochems dans les faciès waulsortiens ; **A, B, C, D** de bas en haut (fig. 1.2). En complément, une analyse bathymétrique approfondie estimée sur base de niveaux repères marquant l'apparition de grains "clés" (spicules d'hyalostéllides, foraminifères pluriloculaires, micritisation et algues calcaires) a permis à Lees & Miller (1985) de comparer le développement du Waulsortien belge à celui d'autres récifs du même âge et type en Europe et Amérique du Nord. Ils ont ainsi reconstitué l'évolution du milieu de vie de ces associations d'organismes en quatre Phases waulsortiennes (**A à D**) et fournit l'outil pour déterminer l'histoire du développement de n'importe quel agrégat waulsortien. Le Waulsortien classique belge (massif à veines bleues et riche en crinoïdes et fenestelles) correspond à la phase **A** et commence à se former dans la zone à conodontes *P. c. carina* (Ivorien) à des profondeurs de 300-400 m sous le niveau de la mer. La croissance du récif, accompagnée de la diversification des bioclastes et d'une diminution des frondes de fenestelles, se poursuit alors en phase **B** puis **C** à des profondeurs de - 280 m jusqu'à - 220 m. Avec la micritisation, au début du Viséen, apparaît la phase **D** dont les composants sont caractéristiques de la zone photique. De nos jours, Lees et ses collaborateurs poursuivent leurs travaux sur le Waulsortien toujours pour mieux cerner leur développement et mode de croissance.

§ 2.1.b. Le cadre tectonique du Synclinorium de Dinant.

La majeure partie des roches du sud de la Belgique appartient à des séries sédimentaires allant du Lochkovien (anct. Gedinnien) au Westphalien C. Elles furent plissées et faillées lors de la phase asturienne de l'orogénèse varisque, suivant un raccourcissement grosso-modo S-N à SSE-NNW. Cet ensemble stratigraphique impliqué dans la déformation spécifique, dans le domaine varisque, avec celui de Rhénanie (fig. 2.1) - singularise ce qu'on appelle le Domaine belgo-rhénan de cette orogénèse (Michot 1980). Toujours pour cet auteur (p. 521) : *"le segment varisque belge fait donc partie de ce rameau tectogénique de premier ordre (la Zone Rhéno-Hercynienne) qui, s'étendant d'ouest en est de l'Irlande méridionale et des Cornouailles anglaises jusqu'à l'est du Harz, forme la partie frontale du tectogène varisque du nord-ouest de l'Europe."*

Le domaine waulsortien de Furfooz (5 km au SE de Dinant) se situe dans la bande carbonifère la plus méridionale du Synclinorium de Dinant (fig. 2.2, fig. 2.5). Vers l'ouest, ce synclinorium est recouvert par le Mésozoïque du Bassin de Paris tandis que vers l'est, il se relève de telle sorte que le Massif calédonien de Stavelot émerge dans le prolongement de sa zone axiale. Au nord (près de Wépion) passe, suivant une direction ENE-WSW, un accident tectonique majeur reconnu aujourd'hui comme le front de charriage varisque et constitué de la Faille Midi-Elfel qui sépare la Nappe de Dinant (allochtone plissé) du Synclinorium de Namur. Le plissement, parfois serré, et le charriage le long de la Faille du Midi sont accompagnés de toute une série de chevauchements longitudinaux secondaires qui se rattachent au décollement profond comme les failles d'Yvoir et de Moniat (Raoult & Meilliez 1987). Les variations locales du style tectonique et l'hétérogénéité de la déformation régionale à travers l'ensemble de l'allochtone ardennais ont été entre autres attribués aux failles normales synsédimentaires resollicitées en chevauchements et aux variations lithologiques actant sur la compétence au plissement (Meilliez *et coll.* 1991). Le tableau de la fig. 2.6 montre les orientations et échelles des différentes structures du raccourcissement varisque, dont les plis et chevauchements, mais aussi des fractures conjuguées (**P1D**). D'autres structures moins importantes, attachées à des mouvements crustaux ultérieurs, affectent les roches paléozoïques dont des structures transverses (**P2B**, **P2C**) et des rejeux de chevauchements (**P2A**, **P3**) (Colbeaux 1984).

Les formations dinantiennes correspondent au développement d'une plate-forme carbonatée dans l'aire géosynclinale subsidente ardenno-rhénane. Elles affleurent plus particulièrement dans le Condroz où elles occupent les coeurs synclinaux de la zone axiale du Synclinorium de Dinant (fig. 2.2, fig. 2.5). Dans le sud de cette zone axiale, les plis longitudinaux de 1^{er} ordre affectant le Famenno-Dinantien sont d'orientation axiale E-W. La région de Furfooz est ainsi dans le flanc sud, vertical à renversé, d'un grand synclinal allant de Dréhance à Hulsonniaux (fig. 2.2). Le Waulsortien apparaît donc en position verticale et diverses coupes N-S le traversent, depuis sa base jusqu'aux faciès latéraux et supérieurs (Lesse et affluents, vole ferrée Dinant-Bertrix, fig. 2.7).

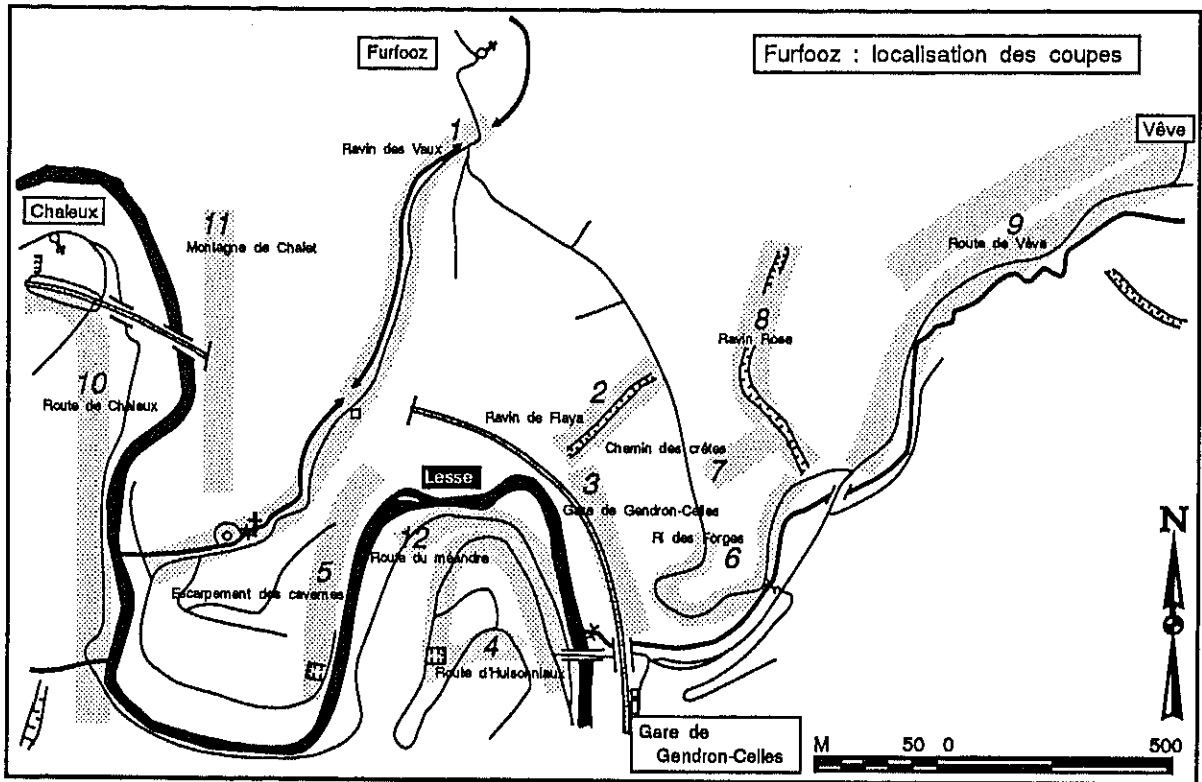
*

* *

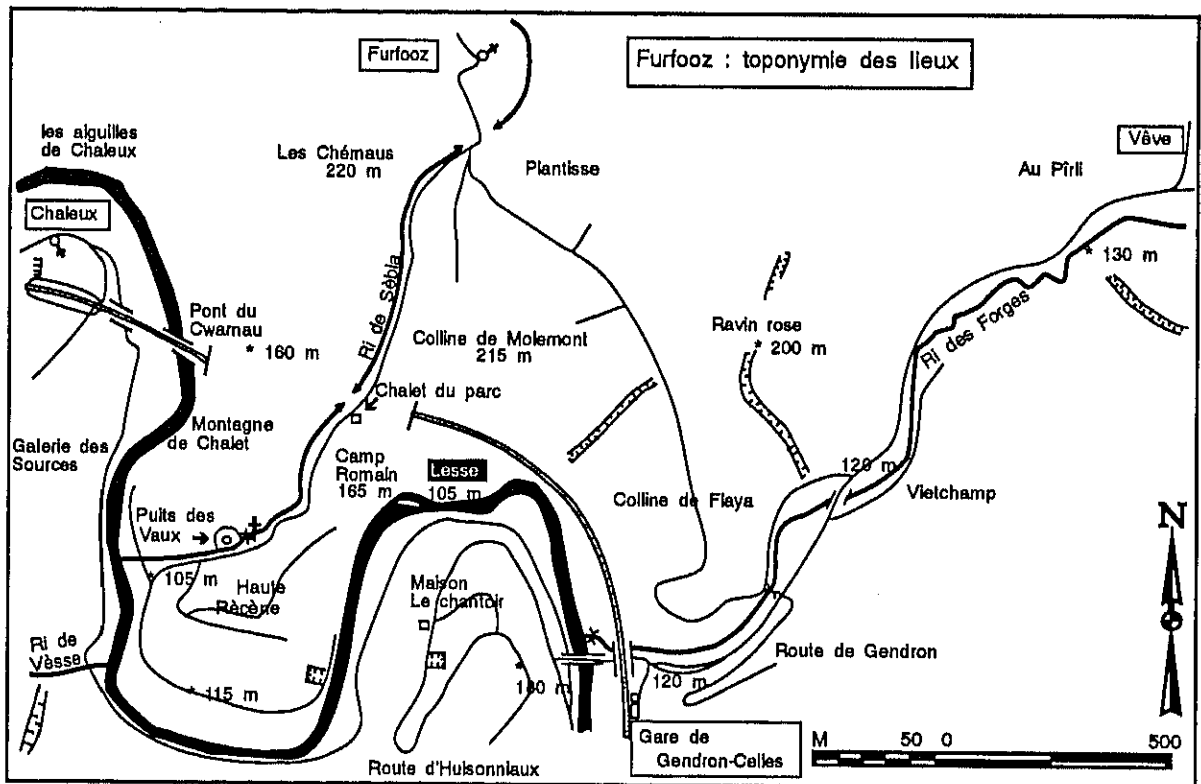
N° ET AGE	REGIME	TYPE DE STRUCTURE	DIRECTIONS	ECHELLE
P1 RACCOURCISSEMENT D'ORIENTATION N-S A, B, C au Westphalien C-D D anté-érosion post-varisque				
A		Jointes stylolithiques, Fractures	perpendiculaires aux bancs	dm - m
B		Pilis longitudinaux droits ou déversés	N 62° à 127°E	m - km
C		Chevauchements longitudinaux N ou S	N 60° à 125°E	m - km
D		Fractures conjuguées à fortes pentes	N 4° à 59°E N 140° à 180°E	dm - km
P2 RACCOURCISSEMENT D'ORIENTATION E-W anté-érosion post-varisque				
A		Rejeu des chevauchements P1C		
B		Pilis droit transverses	N 156° à 225°E	m - hm
C		Chevauchements transverses E ou W	N 152° à 217°E	m - hm
P3 RACCOURCISSEMENT D'ORIENTATION N-S anté-Aptien Rejeu des chevauchements P1C et P2				
P4 RACCOURCISSEMENT D'ORIENTATION E-W post-Crétacé Fractures conjuguées à pentes fortes				
			N 50° à 86°E N 107° à 138°E	dm - km
P5 FRACTURATION post-Crétacé Fractures rares à pentes fortes				
			N 13°E N 160° à 182°E	deca-hm

Figure 2.6

Les cinq ensembles de déformation des assises paléozoïques de Belgique (d'après Colbeaux 1984).



(A)



(B)

Figure 2.7

Présentation du domaine waulsortien de Furfooz : (A) localisation et nom des coupes numérotées de 1 à 12 et (B) toponymie des lieux et altitudes en mètres (d'après la planchette 1/10.000 de Dinant 53/8).

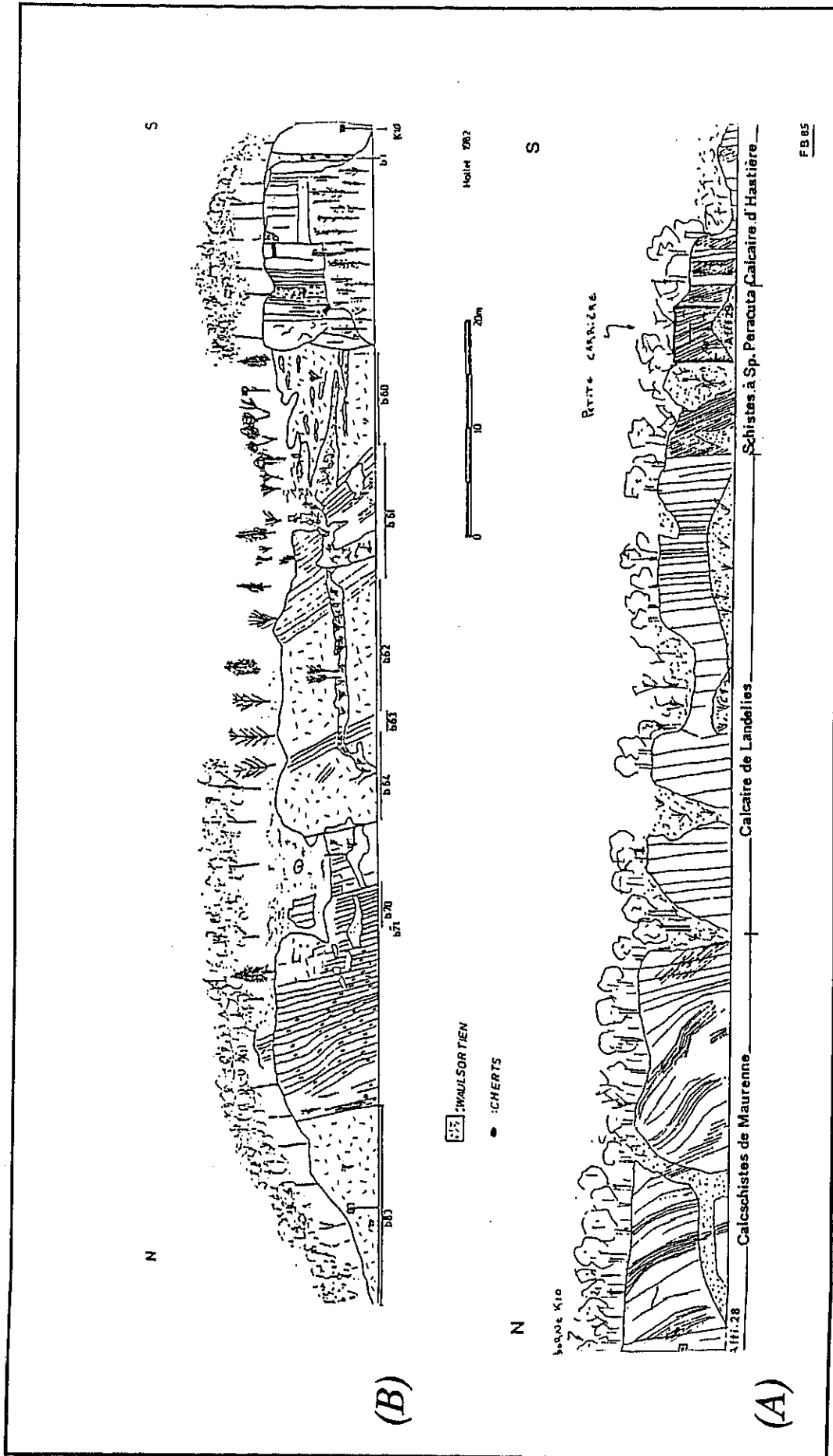


Figure 2.8
 Coupes schématiques des formations à la Gare de Gendron-Celles : (A) les formations du subWaulsortien (extrait de Brodtkom 1985, Fig. 7) et (B) le Faciès de Bayard et les lentilles waulsortiennes (extrait de Hallet 1982, Fig. 8).

Section 2.2.

LE DOMAINE WAUSORTIEN DE FURFOOZ.

§ 2.2.a. La lithostratigraphie des formations de Furfooz.

Les formations étudiées à Furfooz sont successivement d'âges Hastarien, Ivorien et Moliniaen inférieur (fig. 1.1). D'un point de vue lithostratigraphique, nous avons regroupé les formations et faciès du Tournaisien-Viséen en trois ensembles afin de mieux percevoir leurs relations avec le Wausortien : les formations subwausortiennes, le récif wausortien et les faciès périlwausortiens.

Les formations subwausortiennes.

L'alternance schisto-calcaire des formations du Tournaisien inférieur et moyen traduit sans conteste les séquences transgressives struno-tournaisiennes du Bassin de Dinant. Ces formations, visibles dans la tranchée ferroviaire à la Gare de Gendron-Celles (Coupe 3), ont une puissance globale de 130 m (ann. 1, fig. 2.7, fig. 2.8). Ce sont successivement : le Calcaire d'Hastière, les Schistes du Pont d'Arcole, le Calcaire de Landelles et les Calcschistes de Maurenne. La cartographie de ces formations a entre autre permis, grâce à la schistosité plan-axiale, d'établir le contexte structural à la base du Wausortien de Furfooz (Brodikom 1985). Seule la formation des Calcschistes de Maurenne, en raison de sa spécificité lithologique et de son contact avec le Faciès de Bayard, sera revue en détail dans ce travail (§ 3.2.c.).

Le récif wausortien.

Le récif wausortien de Furfooz débute dans la zone à *P. c. carina* peu après la base de l'Ivorien (fig. 1.1, fig. 2.4). Dans cette zone, l'agrégat wausortien est constitué de deux faciès calcaires très dolomités qui correspondent à l'image traditionnelle des récifs wausortiens belges : (1) les lentilles massives d'épaisseur atteignant 25 m et constituées du faciès typique dit "à velnes bleues", et (2) le faciès à crinoïdes constitué de *packstone-grainstones* massifs ou stratifiés, auquel cas ils sont attachés au Faciès de Bayard. Le troisième faciès calcaire du Wausortien est le faciès à blomicrite (Lees, Noël & Bouw 1977). Situé stratigraphiquement plus haut dans le développement wausortien, il est la constituante majeure de la zone à *So. anchoralls* du Tournaisien terminal et de la zone à *M. beckmanni* au début du Viséen. Dans ce faciès généralement massif, par endroit stratifié, il persiste encore des paquets de roches assimilées au faciès à velnes bleues et d'importantes masses de dolomies (fig. 2.4).

Loin d'être une masse homogène, le récif waulsortien de Furfooz est plutôt un ensemble complexe où les faciès massifs (lentilles à veines bleues, masses de dolomites et faciès biomicritiques) alternent avec des faciès de flancs plus ou moins bien stratifiés (crinoïdiques et/ou transitoires vers les faciès latéraux). Il forme ainsi un agrégat lenticulaire de rapport longueur/épaisseur 5.14 (1900 m / 370 m), estimé en tenant compte de la restauration des structures plissées (§ 4.4.a.). Nous verrons dans les chapitres ultérieurs l'importance qu'aura cette hétérogénéité des faciès de l'agrégat waulsortien pour la compréhension de leur déformation. Les faciès à veines bleues, crinoïdiques et biomicritiques qui le composent sont partiellement dolomités et fortement diagénésés. Ce secteur du bord sud du Synclinorium de Dinant est, en effet, dans l'anchizone du métamorphisme hercynien (Dandols 1981), ce qui implique au moins une recristallisation partielle des calcites et des effets parfois prononcés de pression-dissolution. Ce sont là certains des effets, selon Logan & Semeniuk 1976, du métamorphisme dynamique de faible grade des carbonates (P moyenne et faible T°).

Les faciès périwaulsortiens.

Le calcaire crinoïdique de Bayard, intercalé entre les lentilles à la base du développement waulsortien, correspond également (1) à la semelle stratifiée du récif qui a 16 m de puissance à la Gare de Gendron-Celles (fig. 2.8), et (2) à son équivalent latéral dans la zone à *P. c. carina* (fig. 2.4).

Les faciès massifs waulsortiens des zones à *Sc. anchoralis* et *M. beckmanni* passent quant à eux latéralement aux faciès calcaires stratifiés de Leffe et de la Mollgnée datés du Tournaisien terminal et du Viséen inférieur (fig. 1.1, fig. 2.4).

Le Faciès de Leffe, typique des domaines waulsortiens de Belgique, est composé d'un calcaire biomicritique gris-violacé partiellement dolomitisé et bréchiqque près du Waulsortien où il est parfois affecté de *slumps*. La puissance de ce faciès est peu importante au sommet de l'agrégat waulsortien et augmente le long des pentes du "récif" jusqu'à atteindre une épaisseur de 50 m. Latéralement et progressivement, la partie supérieure du Faciès de Leffe passe au Faciès de la Mollgnée, un calcaire fin noir à éventuels *load casts*. Sa puissance est également très importante latéralement au récif. La pente apparente et diachronique de l'agrégat waulsortien, identifiée par la cartographie des formations, varie de 10° à 33° du sommet aux flancs. Quant aux mesures précises de la stratification dans le Faciès de Leffe et le Waulsortien, elles ont permis de recalculer la pente réelle du fond pendant le développement waulsortien (pente dite isochronique), de 15° à 20° (Brodikom 1985).

§ 2.2.b. Les structures tectoniques majeures de Furfooz.

Les roches du domaine waulsortien de Furfooz sont donc en position subverticale et plus souvent légèrement renversée vers le nord. D'ouest en est, les bancs calcaires du Tournaisien inférieur et moyen ont une direction moyenne variant de N 71°E à N 92°E avec des pendages variant de 70°S à 90° d'inclinaison. Les plans de schistosité mesurés dans les Schistes du Pont d'Arcole et Calcschistes de Maurenne ont une inclinaison moyenne de 64°S, plan-axiale des structures plissées régionales et locales.

A Furfooz, les plis de 2^{ème} ordre sont le Synclinal de Vietchamp au sud, avec les faciès subwaulsortiens, qui fait directement suite à l'Anticlinal d'Hulsonniaux, et l'Anticlinal de Molemont, au nord où participent surtout les faciès périwaulsortiens (§ 4.4.a., ann. 1, ann. 2). Le Synclinal de Vietchamp est constitué des axes synclinaux **AS 4** et **AS 7** (Brodkom 1985), et l'Anticlinal de Molemont, des axes anticlinaux **AA 3** et **AA 6**. Les autres structures plissées de 2^{ème} ordre (**AA 1**, **AS 2** et **AS 5**) n'ont quant à elles pas été regroupées dans l'analyse. Nous présenterons rapidement l'ensemble de ces structures suivant des transects N-S ou NE-SW, les détails et interprétations faisant l'objet de l'inventaire des structures tectoniques (§ 4.4.a.).

Les plis du secteur nord et ouest de Furfooz.

Une première série de plis d'échelle hectométrique, **AA 1** et **AS 2**, est situé juste au sud du village de Furfooz. Ils affectent surtout les formations de la Mollgnée et de Neffe, ce dernier lui faisant suite dans le Viséen moyen. Le Faciès de Leffe, et probablement encore le Waulsortien, occupent le coeur caché de l'anticlinal **AA 1** (ann. 2).

Les plis du secteur ouest, qui impliquent plus directement les faciès waulsortiens, sont de deux types : (1) les grands plis **AA 3** et **AS 4** affectant d'une manière visible la partie terminale du Waulsortien et les roches qui lui font stratigraphiquement suite, et (2) les petits plis **AA 8** et **AS 9** qui sont des plis parasites marqués dans l'enveloppe latérale du Waulsortien. Les plis majeurs sont donc :

(1) L'anticlinal **AA 3**, droit et normal dans les faciès périwaulsortiens du Ravin des Vaux (Coupe 1) y est faiblement ennoyé vers l'est. Vers l'ouest, alors que le pli affecte les faciès waulsortiens terminaux, on observe des variations dans l'ennoyage de son axe ainsi que dans l'attitude de son plan axial et des flancs.

(2) Le synclinal **AS 4** qui se marque bien dans les faciès périwaulsortiens de part et d'autre de l'agrégat waulsortien situé au centre de la structure. Alors qu'à l'est, dans le Ravin des Vaux, le pli se déverse vers le nord avec des flancs isoclinaux et un axe ennoyé vers l'est, à l'ouest, près de Chaleux, le pli est droit et s'ennoie vers l'ouest.

Des joints de stratification apparaissent déjà dans la phase terminale du récif. Cette zone du Waulsortien se plisse donc et cela à la faveur des grandes structures **AA 3** et **AS 4**. Le Waulsortien moins ductile induit au moins un bombement de la partie centrale du synclinal **AS 4** où une bande transversale de cisaillement en relais a été identifiée (§ 4.11.b.). Le Waulsortien terminal occupe par ailleurs le coeur de l'anticlinal **AA 3** dans sa partie ouest. L'hétérogénéité des composantes du Waulsortien est aussi à l'origine des variations d'attitude de cette structure anticlinale (§ 4.4.a.).

Les axes **AA 8** et **AS 9** sont des structures moyennes sans grande extension et très certainement dues à l'effet des déformations tectoniques sur des faciès stratifiés dans une zone où les faciès waulsortiens ont une épaisse extension latérale. Pour ces petits plis, on constate encore l'interaction étroite entre faciès stratifiés et faciès waulsortiens qui justifiera la présence de failles et cisaillements présentés dans l'inventaire des structures.

Les plis du secteur est de Furfooz.

Les plis de 2^{ème} ordre du secteur nord-est, **AS 5**, **AA 6** et **AS 7**, sont déversés vers le nord, à flancs quasi isoclinaux et ennoyage d'axe important. Situés le long de la Route de Vêve (Coupe 9, fig. 2.7), ces plis sont colncés entre deux masses récifales. Du sud au nord, et sur près de 1050 m de coupe discontinue, on a successivement (ann. 1 et ann. 2) :

- (1) le synclinal **AS 7** à coeur périwaulsortien dont l'axe est visiblement dévié du fait de la résistance du Waulsortien massif. C'est dans l'extrados de cette structure que se poursuivent et s'estompent latéralement les faciès waulsortiens non retrouvés dans son flanc nord.
- (2) l'anticlinal **AA 6** faillé dans sa charnière, où apparaissent les roches subwaulsortiennes, le calcaire de Bayard et, en contact direct sans faciès waulsortiens, les Faciès de Lefte et de la Mollignée.
- (3) quelques failles \pm E-W, sans fort déplacement apparent.
- (4) le synclinal **AS 5** affectant des faciès périwaulsortiens à coeur d'âge Viséen inférieur près du Waulsortien de Vêve.

Les plans axiaux déviés autour des masses récifales et déversés vers le nord, les ennoyages d'axes inclinés ainsi que les diverses failles, nous font penser que les récifs, plus rigides dans une séquence bien stratifiée, ont eu un rôle non négligeable à jouer sur le style tectonique du secteur.

Au stade actuel de la présentation, il faut savoir que même si le plissement représente le régime majeur de structuration à Furfooz, bien d'autres structures ont fait l'objet de nos investigations. Ce sont des plis parasites de 3^{ème} ordre, des zones d'étirement ductile et une

zone majeure de cisaillement, le clivage tectonique et des stylolithes diagénétiques, des fractures et diaclases - orthogonales et diagonales pour lesquelles une étude plus poussée a été réalisée quant à l'évaluation de leur intensité -, la faille longitudinale inverse Vève-Chaux, etc. Tous ces éléments importants pour comprendre la tectonique à Furfooz seront vus en détail lors de l'inventaire des structures.

*
* *

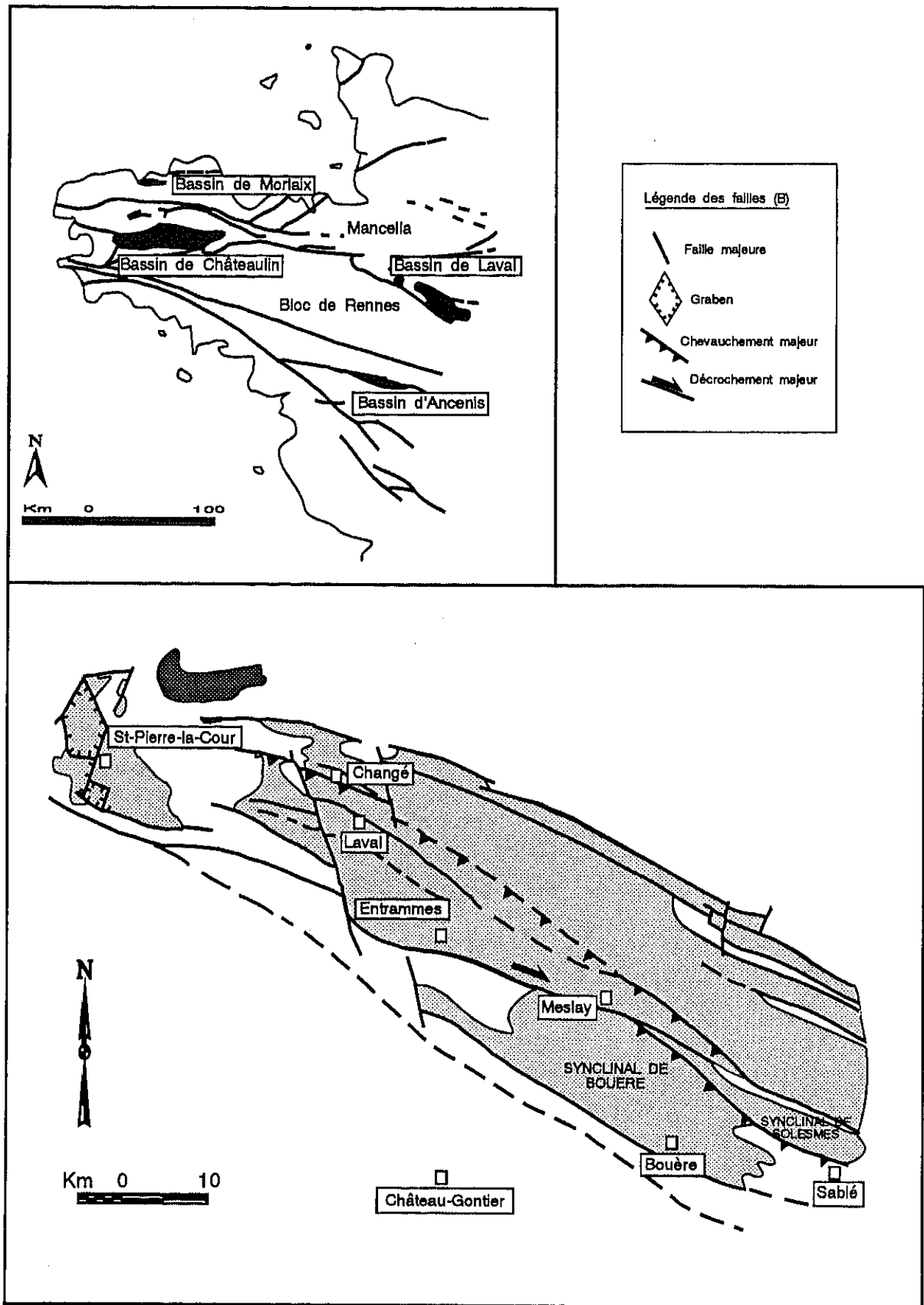


Figure 2.9

(A) carte structurale du Massif armoricain (avec en noir les bassins carbonifères) et (B) toponymie et structures majeures du Bassin carbonifère de Laval ; au NW, le graben de St-Pierre-la-Cour et au SE, le Synclinal de Bouère (d'après Hougatte, Le Hérissey, Pelhâte & Rolet 1988).

Section 2.3.

LE WAULSORTIEN DU BASSIN DE LAVAL ET SON CADRE TECTONIQUE.

§ 2.3.a. Historique et définition du Waulsortien de Bretagne.

Les premiers travaux importants sur les calcaires du Bassin carbonifère de Laval (fig. 2.9) sont dus à Oehlert qui, entre 1880 et 1911, publia pour le service de la carte géologique de France, les cartes et livres-guides de la Mayenne et de la Sarthe. Dès 1882, il individualisa deux faciès calcaires dans le Carbonifère inférieur : le Calcaire de Laval et le Calcaire de Sablé. Même si Oehlert a, entre autres, mis en évidence la présence de calcaires marbrés dans la région de Bouère, la dissymétrie du Synclinal de Laval et la stratigraphie détaillée du Carbonifère inférieur, cet auteur n'avait pas reconnu les structures lenticulaires et massives de certains niveaux du Calcaire de Laval. Ce sont elles qui, plus tard, seront comparées aux récifs waulsortiens de Belgique.

Pour cela il faudra attendre 1922, date à laquelle Delépine & Milon ont présenté leur note sur la présence de récifs waulsortiens dans le Calcaire Carbonifère de Laval. Ils ont dès cette époque signalé que les faciès waulsortiens étaient limités à deux zones bien précises dont nous reparlerons plus en détail : (1) le petit Bassin de St-Pierre (-la-Cour) situé juste à l'ouest et séparé du reste du Bassin de Laval par un seuil Siluro-Dévonien, et (2) le Synclinal de Bouère situé dans la partie SE du Bassin de Laval, près de Sablé (fig. 2.9). Plus tard, en 1924, Milon a daté la faune de la lentille calcaire de St-Pierre du Viséen inférieur et a proposé l'hypothèse que le récif de Bouère - "*dont la faune est encore inconnue, mais qui est placé dans des mêmes conditions stratigraphiques*" - est du même âge (Milon 1924 p. 1175). Dès cette époque, Milon avait mis en évidence les variations latérales des faciès waulsortiens ainsi que leur passage progressif aux "faciès environnants" (fig. 2.10).

Durant les années qui suivirent, beaucoup de discussions concernant peu les faciès waulsortiens eurent lieu sur le Carbonifère de Laval : la position stratigraphique de la Grauwacke à Paléchinides, les faunes du faciès Cûlm ou les Schistes de Laval, etc. Même la distinction entre les calcaires de Laval et de Sablé a été remise en cause dans les années 40. Finalement, au début de sa thèse dans les années '60, Pelhâte a dû refaire une étude complète et moderne des calcaires du Carbonifère inférieur du Bassin de Laval, tant au point de vue de leur cartographie que de leurs caractères micropaléontologiques et sédimentologiques.

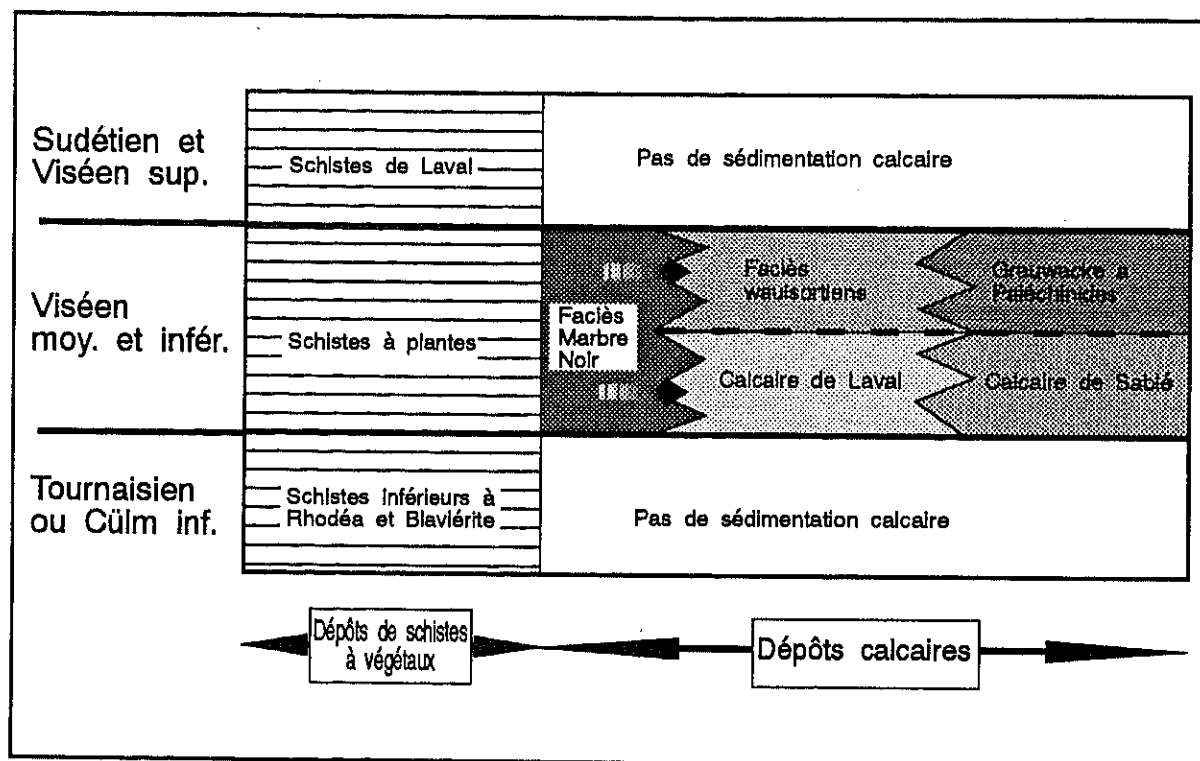


Figure 2.10

Stratigraphie des formations du Carbonifère du Bassin de Laval suivant Milon (d'après Pelhâte 1971).

D'après Pelhâte (1971), la sédimentation dinantienne, à laquelle participent les faciès waulsortiens, s'est effectuée alors que l'aire de sédimentation était mobile le long d'une flexure orientée NW-SE passant par Sablé et Changé, dans l'axe du Bassin carbonifère de Laval (fig. 2.9, fig. 2.11, fig. 2.12). Cette mobilité prolongerait la phase bretonne de l'orogénèse varisque considérée comme anté-viséenne et responsable des dissemblances de dynamique sédimentaire entre les bassins carbonifères du Massif Armoricain (Pelhâte 1973 ; Darboux, Gravelle, Pelhâte & Rolet 1977). Au Tournaisien supérieur, une sédimentation calcaire a succédé au Cûlm et s'est poursuivie durant le Viséen. Deux formations se déposèrent ainsi de part et d'autre de la flexure : le Calcaire de Changé en zone infralittorale au NE, et, au SW, le Calcaire de Laval en zone circalittorale subsidente, mais activée par des horsts où s'établirent les faciès waulsortiens. Pelhâte (1971) a donc étudié les faciès waulsortiens qu'elle qualifia souvent de "blohermes" (fig. 2.11). Les calcaires à crinoïdes qui constituent d'abord la sole du Waulsortien ont été datés de la zone à *So. anchoralis* du Dinantien moyen - période à laquelle le Waulsortien de Belgique et d'Irlande était déjà en plein développement. L'auteur continue, vers le haut de la séquence, après cette sole crinoïdique (*op. cit.* p. 227) : "au-dessus, se situent les blohermes waulsortiens. Ces derniers sont constitués, pour la plus grande partie, par des Bryozoaires."

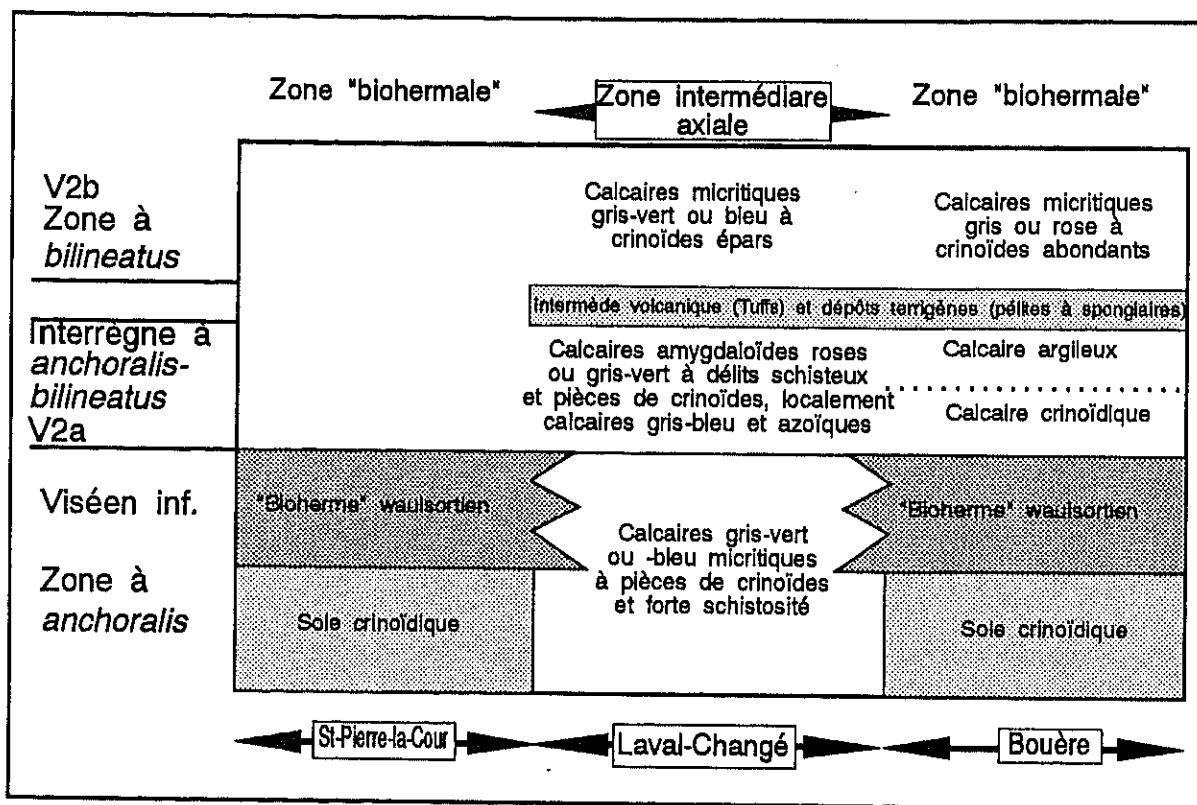


Figure 2.11 Stratigraphie et biohermes du Calcaire de Laval selon les zones de sédimentation (d'après Pelhâte 1971).

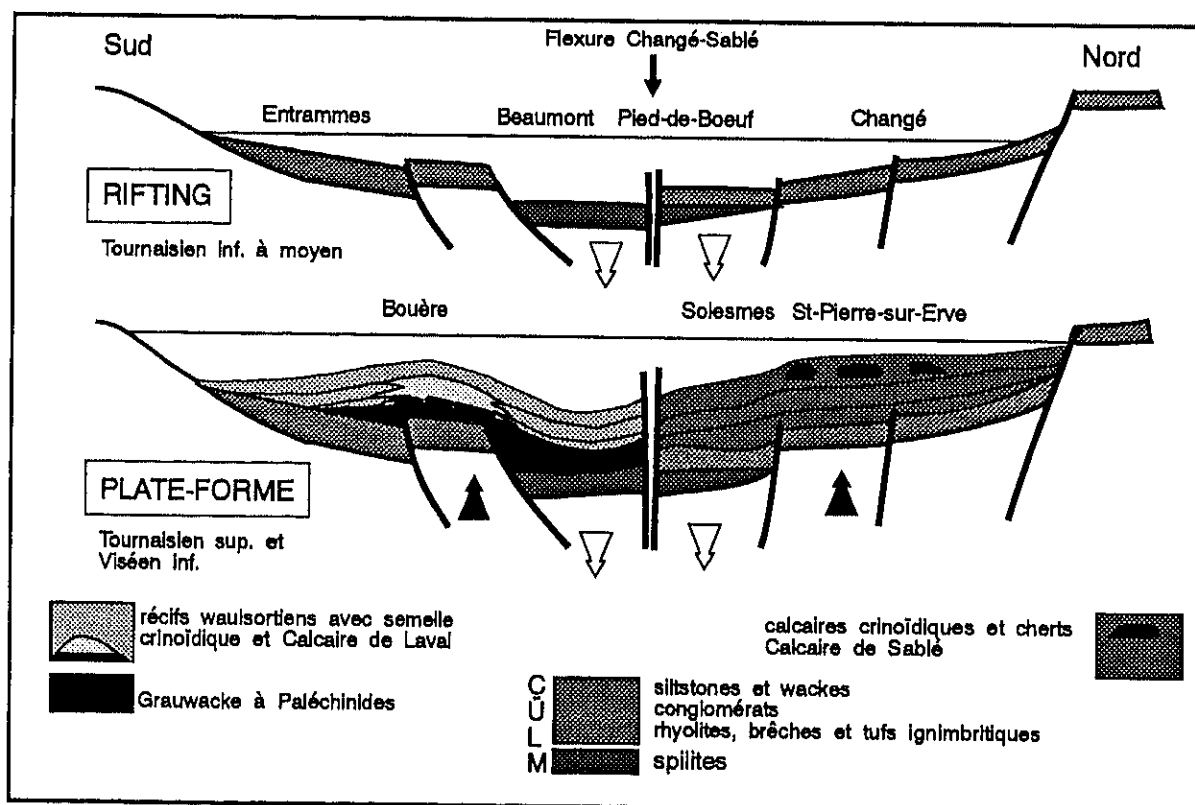


Figure 2.12 Schémas modélisés de l'évolution géodynamique du Bassin de Laval au Carbonifère inférieur avec les développements waulsortiens (d'après Houlgatte, Le Hérissé, Pelhâte & Rolet 1988).

Pour Pelhâte, les veines et efflorescences bleues dans le calcaire sont le fait des vides laissés par la putréfaction des algues, qui se seraient remplis secondairement de calcite spathique (*op. cit.* p. 228) : "Cette interprétation permet de comprendre le caractère désordonné de la disposition des efflorescences spathiques par rapport à la stratification." Cet auteur constata également une certaine rythmicité (calcaires à veines bleues - micrites à crinoïdes) et rejeta enfin la notion de récif dans le sens constructeur : "Les calcaires waulsortiens ont formés plus tôt des bancs, c'est-à-dire des proéminences isolées sous une profondeur d'eau supérieure à 12 m." (*op. cit.* p. 229). Après un retour à une sédimentation du type crinoïdique, suivie d'un envasement au début du Viséen moyen (à Bouère) ou bien à une brutale émergence du bloherme (à St-Pierre), les sédiments d'âge Viséen moyen se sont déposés en boues fines carbonatées et crinoïdiques (fig. 2.11).

La reconstitution paléogéographique originale de Pelhâte (1971) sera conservée jusqu'à nos jours et reprise par cet auteur lors de la nouvelle définition des formations pour la notice explicative de la feuille géologique de Château-Gontier (Brossé *et al.* 1988). Houlgatte, Le Hérissé, Pelhâte & Rolet (1988) ont ainsi présenté les faciès waulsortiens reconnus dans le Bassin carbonifère de Laval (*op. cit.* p. 34) "faciès récifaux à veines bleues, de taille relativement modeste et biomorttes à débris crinoïdiques". Pour eux, ils peuvent être rapportés à la phase B de Lees et Conil (1980) et situés à une profondeur moindre que 200 m. Ce sont des petits horsts dans la zone de subsidence maximale au Viséen inférieur à moyen qui ont rendu possible l'installation des *mudmounds* waulsortiens "à l'entour desquels s'établissaient des zones d'épandages de débris correspondant aux faciès micritiques du Calcaire de Laval." (Houlgatte, Le Hérissé, Pelhâte & Rolet 1988 p. 34). Lors de notre rencontre avec le Prof. Pelhâte, nous avons constaté qu'elle est restée à la pointe des connaissances sur le sujet et que ses travaux, avec ceux d'Houlgatte, feront référence en la matière.

§ 2.3.b. Le cadre tectonique du Synclinorium de Laval.

Le Bassin carbonifère de Laval est situé dans la partie orientale du Synclinorium Médian de la Zone Centre-Armoricaine, partie occidentale de la Zone Saxo-Thuringienne des Variscides (fig. 2.1, fig. 2.9). Ce bassin s'ennoie à l'est sous les couches mésozoïques du Bassin de Paris, tandis qu'à l'ouest, les affleurements carbonifères sont limités par les séries du Dévonien et Paléozoïque inférieur sur lesquelles ils reposent en discordance. Pour Rolet (1984), et semblablement aux autres bassins carbonifères du Massif Armoricain, c'est aux grands décrochements NNW-SSE individualisant des grabens losangiques en *pull-apart* qu'il faudrait attribuer la naissance et le développement de ces bassins. Les faciès waulsortiens connus

sont localisés dans deux secteurs : au NW, le petit graben de St-Pierre, et au SE, le Synclinal de Bouère (fig. 2.9).

La discordance du Dinantien sur les terrains dévoniens et plus anciens ne peut être que l'effet d'une déformation post-emlienne et anté-tournaisienne, la phase bretonne, dont les caractères géométriques ne sont pas encore connus dans le détail (Pelhâte, Conil, Vullemin & Melliez 1991 ; Le Corre, Auvray, Balleve & Robardet 1991). La sédimentation dinantienne s'effectua dans une aire de sédimentation encore mobile - le long de la flexure NW-SE - en continuation des événements de la phase bretonne. Cette sédimentation se poursuit jusqu'au Viséen moyen. Dès ce moment et jusqu'au début du Westphalien (Schistes de Laval), la déformation reprend, associée à des éruptions volcaniques (Plaine 1976 ; Edel & Coulon 1984). Ces événements sont l'équivalent de la phase sudète-I de l'Est de la France.

Toutes ces formations seront plissées en une structure armoricaine synclinale par une phase tardive du début Westphalien, la phase sudète-II. Cette crise de l'orogénèse varisque est intense et correspond à une compression globalement N-S avec faible métamorphisme. Les plis de cette tectogénèse sont droits à déversés vers le nord et accompagnés d'une schistosité plus intense au sud de la structure synclinale armoricaine - l'anomalie constatée du relèvement du front de supérieur de schistosité serait due à une montée de granitisation pendant la déformation hercynienne (Fourmarier & Pelhâte 1968). Des chevauchements vers le NE ont accompagné cette compression comme l'ont suggéré Houlgatte, Le Hérissé, Pelhâte & Rolet (1988 p. 4) : "*De nombreux indices de chevauchement vers le nord sont observables, à toutes échelles, impliquant des terrains dévoniens et carbonifères. Parmi ceux-ci : (...) le chevauchement de la synforme de Bouère sur le synclinal de Solesmes près de Bouessay, enfin le déversement complet de tout le flanc méridional de la synforme de Bouère avec chevauchement du Paléozoïque inférieur sur le Carbonifère en flanc inverse*" (fig. 2.9). Ces chevauchements sont ensuite relayés par des coulissements dextres NW-SE, l'extension régionale devenant horizontale dans cette direction. Cet allongement se marque encore, suivant un tronçonnement (d'entraînement) par des failles subméridiennes dextres ou sénestres. C'est la même extension qui, se poursuivant jusqu'au Stéphanien, sera responsable des failles subméridiennes, en distension normale plus au NW. Nous sommes là à l'origine du petit graben de St-Pierre, dans la partie occidentale la plus étrée du bassin, partie ayant atteint ainsi le seuil de rupture au Stéphanien (Edel & Coulon 1984 ; Rolet *et al.* 1986).

*

* *

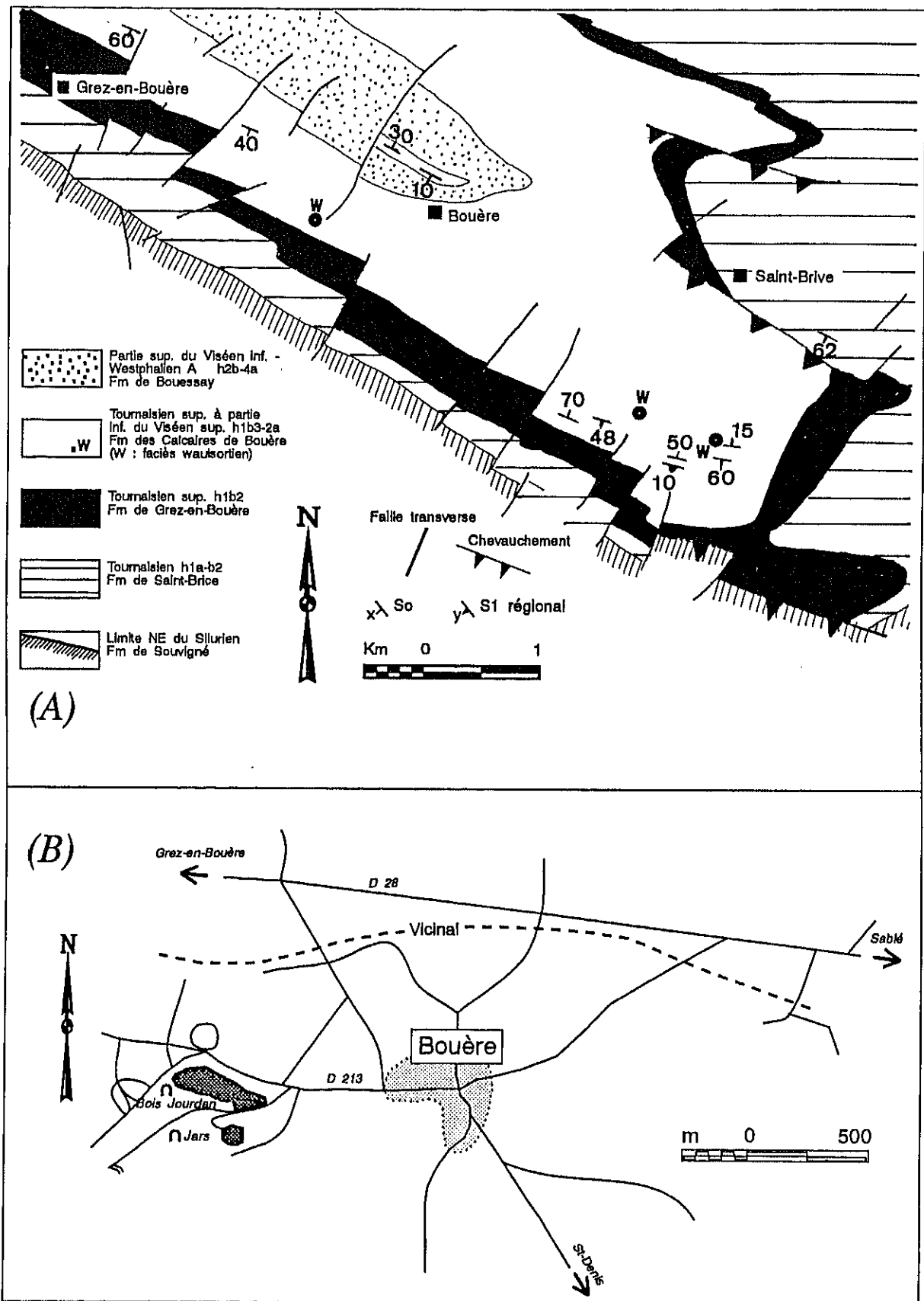


Figure 2.13

(A) carte géologique de la partie sud du Synclinal de Bouère au SE du Bassin de Laval (d'après la feuille géologique au 1/50.000ème de Château-Gontier) et (B) schéma de localisation des carrières du Jars et de Bois Jourdan à Bouère.

Section 2.4.

LE WAULSORTIEN DE BOUÈRE ET ST-PIERRE.

§ 2.4.a. La lithostratigraphie du Synclinal de Bouère.

Le Synclinal de Bouère est une structure allongée NW-SE sur 20 x 4 km et située autour de Bouère, à 35 km au SE de Laval (fig. 2.9, fig. 2.13). De sa périphérie au centre, il contient la Formation de Grez-en-Bouère (h1b2, anct. Grauwacke à Paléchinides), la Formation des Calcaires de Bouère (h1b3-h2a, dont une partie correspond aux facès waulsortiens) et la Formation de Bouessay (h2a-h2b, anct. Schistes de Laval, fig. 2.13). Détaillons quelque peu les descriptions lithostratigraphiques de ces trois formations présentées dans la notice de Brossé *et al.* (1988).

La Formation de Grez-en-Bouère.

La Formation de Grez-en-Bouère (h1b2 ou Tournaisien supérieur), dont la puissance est estimée à une centaine de mètres, est limitée au Synclinal de Bouère. Ce sont des sltstones fins de couleur rouille, décarbonatés en surface, renfermant du quartz et de la muscovite assez abondante et dont le ciment est phyllosilicaté. Des nodules de sidérite existent à certains niveaux. Cette formation très fossilifère renferme des échinodermes (crinoïdes et paléchinides), des brachiopodes, des rugueux, des bivalves et des bryozoaires.

Les Calcaires de Bouère.

La Formation des Calcaires de Bouère (équivalent au Calcaires de Laval h1b3-h2a ou Tournaisien supérieur à Viséen moyen) est aussi une formation, limitée sur la feuille de Château-Gontier, au Synclinal de Bouère. Elle est essentiellement composée de micrites de couleurs claires renfermant des quantités variables de crinoïdes, de rares brachiopodes et des conodontes. Selon Brossé *et al.* (1988 p. 22) : "*La succession des facès observés correspond à l'installation, au développement et à l'extinction de récifs waulsortiens : mud-mounds à efflorescences de calcite (veines bleues) représentant le remplissage de cavités correspondant au moulage d'organismes mous (Algues ou Spongiaires) reposant sur des colonies de Bryozoaires (Fenestellidés)*". Ces facès sont successivement :

- des calcaires gris-noir à rares débris de crinoïdes, de radiales d'Echinides et à Calcisphères, interstratifiés avec de fines couches d'argillite.
- des micrites litées roses ou vertes à rares entroques.
- des calcaires à crinoïdes, massifs et roses, à *Sc. anchoralls*.

- des calcaires à veines bleues et bryozoaires, associés à des micrites à entroques épars et renfermant *Pseudopora triangulus pinnatus* (sommet du Tournaisien supérieur).
- des schistes calcareux de couleur lie-de-vin.
- des micrites litées bleu-gris ou roses, riches en entroques dont la partie supérieure renferme *Gnath. commutatus commutatus* (Viséen moyen ?).

La Formation de Bouëssay.

La puissance de la Formation de Bouëssay (anct. Schistes de Laval, h2a-h2b jusque h4 ou Viséen supérieur-Westphalien A ?) est mal connue car elle est affectée de repis difficiles à évaluer en l'absence de niveaux repères. On y observe des schistes bleuâtres et des siltstones beige-verdâtre à grain de quartz, feldspaths potassiques et calco-sodiques ainsi que des phyllosilicates. Des laminations parallèles ou de fines stratifications obliques se trouvent dans les niveaux terrigènes ainsi que des niveaux houillers.

§ 2.4.b. La carrière du Jars à Bouère.

Deux carrières abandonnées et en partie inondées ont été étudiées : celles de Bois Jourdan et du Jars voisines l'une de l'autre et situées à 1 km à l'ouest de Bouère sur la D 213 (fig. 2.13). Dans l'importante carrière de Bois Jourdan, déjà décrite par Pelhâte en 1971, seules persistent de grandes dalles subhorizontales du faciès waulsortien à veines bleues dont la puissance visible est d'au moins 15 m (Pelhâte, comm. pers., mai 1988) L'accès à cette carrière étant difficile, nous avons concentré nos efforts et notre temps, au levé des structures de la carrière du Jars (Brodtkom 1991). Nous y avons en effet mis en évidence une petite lentille waulsortienne complète, exposée avec son encaissant (fig. 2.14).

Sept faciès distincts sont bien visibles dans la carrière du Jars dont les couches sont dans l'ensemble horizontales. Celles du sommet de la carrière correspondent ainsi à la base de la carrière de Bois Jourdan. Ce sont successivement de bas en haut :

A : un calcschiste stratifié bleu foncé blocastique à stylolithes parallèles à S_0 et intercalations schisteuses franches.

B : une lentille waulsortienne à "veines bleues" d'une épaisseur de 2.5 m constituée d'un calcaire massif gris foncé à bleu-noir et contenant des crinoïdes et fenestelles.

C : latéralement, ce Waulsortien précoce fait place à un fin *mudstone* calcaire bleu, légèrement blocastique, stratifié et traversé de nombreux joints stylolithiques argileux.

D : au-dessus de la lentille, des calcschistes gris-noirs finement clivés par des microjoints de dissolutions et de concentrations d'insolubles s'étendent sur une épaisseur de 50 cm. Ces calcschistes contiennent des niveaux plissotés de calcites pures d'origine secondaire.

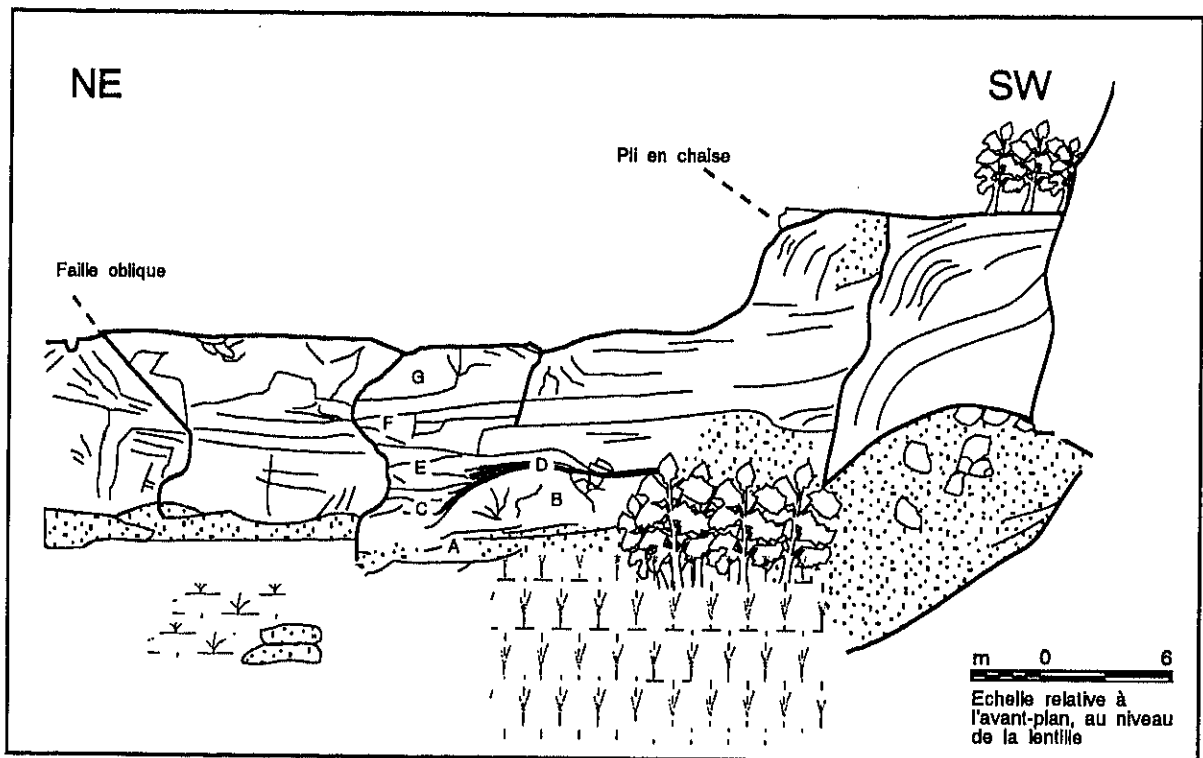


Figure 2.14

Croquis de la carrière Jars à Bouère avec la disposition des faciès déterminés (A à G, avec en B la lentille waulsortienne) et les structures tectoniques principales.

E : un niveau calcaire lité pauvre en blocs gris-sombre d'une épaisseur moyenne de 35 cm et surmontant les calcschistes après un passage graduel.

F : quelques bancs calcaires de teinte bleue foncée.

G : des gros bancs de teinte rosée où alternent des bandes de micrites fines et surtout d'importants passages à crinoïdes dans une matrice plus grossière. Ce terme qui affleure dans le front de taille nord de la carrière du Jars est la sole du Waulsortien de Bois Jourdan.

La stratification est grossièrement subhorizontale dans toute la coupe avec cependant un effet de contournement de la lentille waulsortienne. Outre cela, les bancs ne se déforment que dans le cadre de deux types de structures majeures qui marquent les extrémités de la carrière :

(1) au SW, un pli dissymétrique marqué par les bancs des faciès E et F. Il est parasite du Synclinal de Bouère, à vergence nord-est, d'amplitude métrique et de plan axial d'attitude N 120°E, 60°SW.

(2) au N et NE, deux failles obliques (*normal left-slip faults*) à rejet apparent de quelques décimètres constituent des parois inclinées de la carrière. Elles affectent les faciès latéraux et supérieur de la lentille et leurs plans sont d'attitude au NE, N 100°E, 50°S, et au nord, N 90°E, 60°S.

D'autres structures tectoniques, de taille nettement moindre, sont présentes autour et dans la petite lentille waulsortienne : microplis, mésofailles inverses, *kinks*, veines en échelons par cisaillement, etc. (Brodtkom 1991). Elles feront toutes l'objet d'une étude détaillée lors de l'inventaire des structures tectoniques.

§ 2.4.c. Les formations du graben de St-Pierre.

Le petit graben de St-Pierre (-la-Cour) est situé à environ 20 km à l'ouest de Laval (fig. 2.15, fig. 2.9). Ce bassin, qui forme une cuvette topographique, est isolé au sein de formations siluro-dévonniennes. Il est ainsi limité (1) à l'est et à l'ouest par les schistes et quartzites lochkoviens (anct. gedliniens) sur les crêtes, (2) au nord, par les grès du Praguien inférieur (anct. Siegénien Inférieur), et enfin (3) au sud, sur une ligne de hauteur, par les grès de l'Ordovicien supérieur et du Silurien.

Ces formations constituent le substratum sur lequel repose, en discordance, le Cülm inférieur localement surmonté stratigraphiquement par la Grauwacke à Paléchinides (Pelhâte 1971). Au-dessus du Cülm, ou latéralement, vient le Calcaire de Laval avec ses faciès waulsortiens, encore exploités dans la carrière de Feux-Vilaine. Les formations schisto-gréseuses du Stéphanien qui font suite à ces calcaires reposent sur lui en discordance - les Schistes de Laval du Viséen supérieur - et début Westphalien n'étant pas connus à St-Pierre (Fourmarier & Pelhâte 1968). Le Stéphanien est constitué de dépôts argilleux violacés et verdâtres comblant les poches de décalcification du calcaire et recouvrant d'autre part la partie supérieure du Calcaire de Laval où ils constituent des schistes Ile-de-Vin. Ces dépôts sont traditionnellement attribués au Stéphanien, sans pour autant avoir livré de spores caractéristiques (Pelhâte & Meilliez, comm. pers., mal 1988).

§ 2.4.d. La carrière de Feux-Vilaine à St-Pierre.

La carrière de Feux-Vilaine, propriété des Cimenteries Lafarges, est située au sud de la D 163, à 500 m de la sortie de St-Pierre vers Bréal-sous-Vitré (fig. 2.15). Allongée suivant un axe E-W, sa longueur est de 900 m pour une largeur de 600 m, accès compris. La masse waulsortienne, comme l'ensemble de la série, est en position inverse à fort pendage sud. Les faciès terrigènes encaissants du Cülm affleurent en contact, parfois par failles, avec les faciès waulsortiens. Deux fronts de taille ont été analysés : le premier, à une profondeur de 80 m par rapport à la surface topographique naturelle, a fait l'objet d'un levé structural complet (fig. 2.16) tandis que le second, à une profondeur de 40 m, nous a permis d'étudier le contact par faille du Waulsortien avec son encaissant schisto-gréseux (Brodtkom 1991).

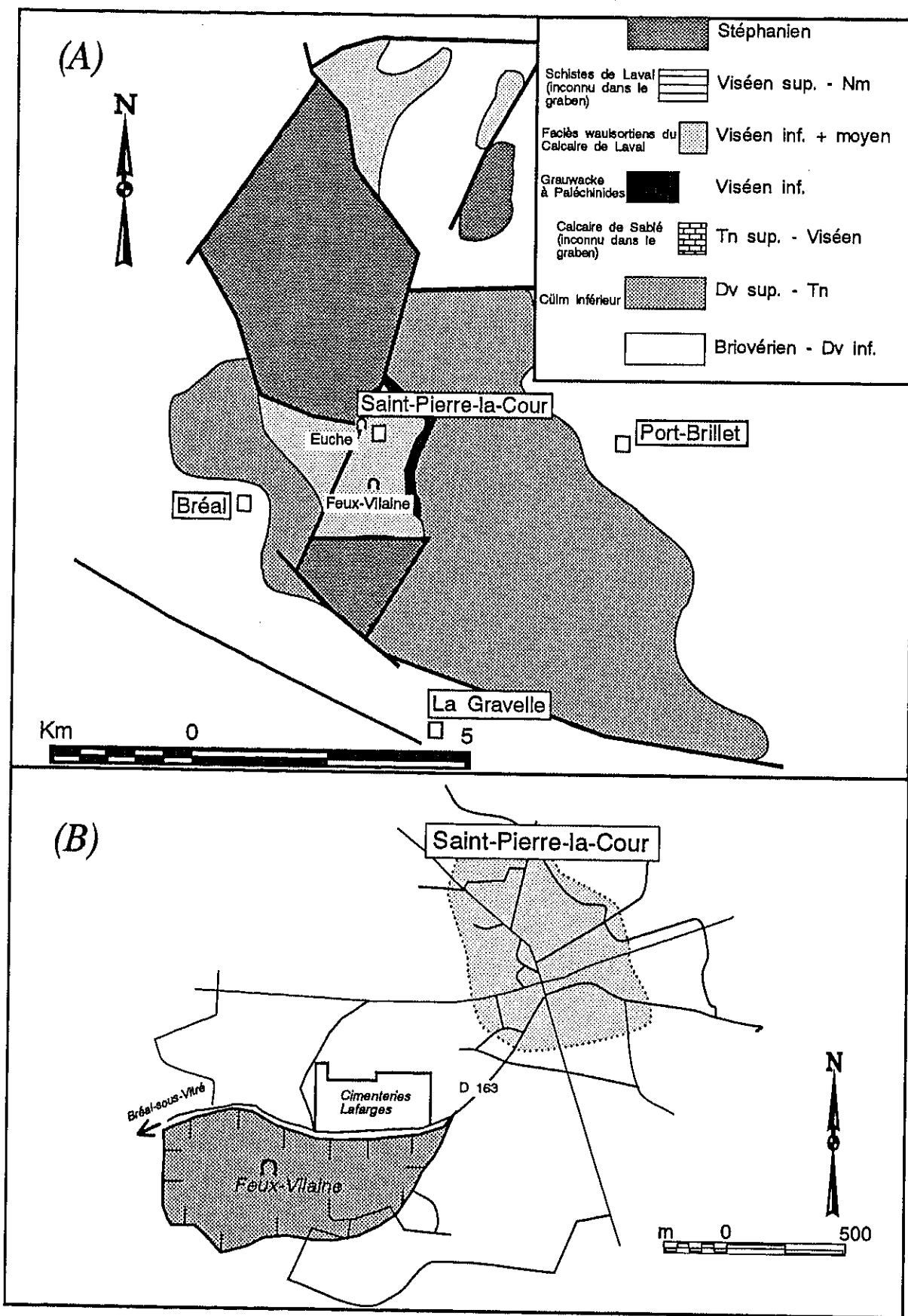


Figure 2.15

(A) carte des formations et structures majeures (en gras les failles) du graben de St-Pierre-la-Cour (N-W du Bassin carbonifère de Laval, d'après Pelhâte 1971 et Houlgatte, Le Hérisse, Pelhâte & Rolet 1988) et (B) schéma de localisation de la carrière de Feux-Vilaine (Cim. Lafarges).

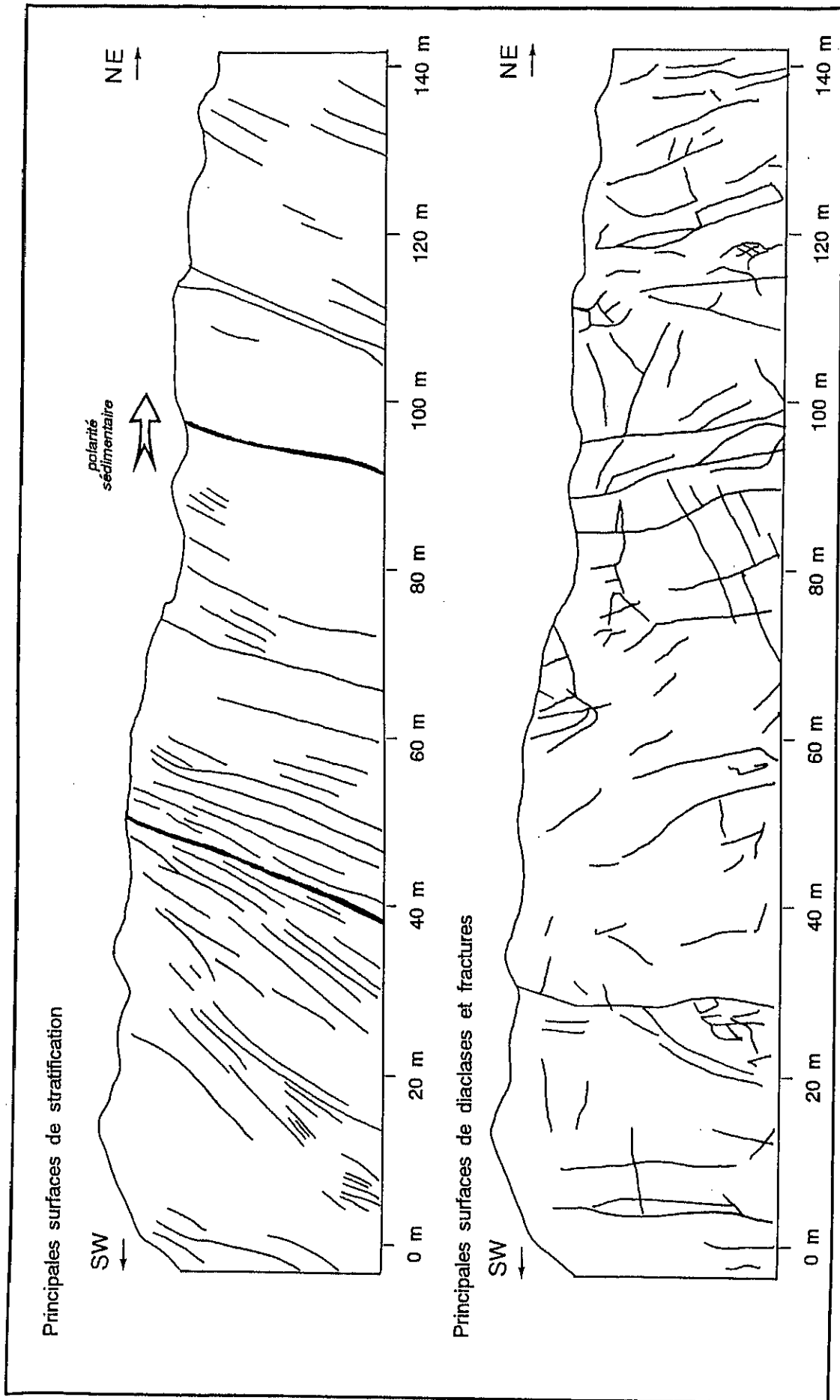


Figure 2.16
 Coupes composites de la stratification et des diagenèses du paléier - 80 de la coupe NE-SW de la carrière de Feux-Vilaine à St-Pierre.

La coupe SW-NE du paller - 80 fait précisément 140 m de long et a été divisée en deux parties suivant l'importance des plans de stratification et de fractures ou diaclases (fig. 2.16). De 0 à 60 m, la forte densité des surfaces de stratification, en regard des fractures, permet d'identifier un secteur stratifié dans lequel une lentille waulsortienne de quelques mètres a pu être identifiée à la base. La partie supérieure de 60 à 140 m est constituée d'un faciès plus massif à rares surfaces discontinues de stratification où les plans de fractures et diaclases sont nettement mieux marqués. Les échantillons prélevés à intervalles constants le long de la coupe ont permis une description de ces faciès attribués au Waulsortien (Pelhâte 1971 ; Pelhâte, comm. pers., mai 1988). Globalement ce sont des calcaires du type *mudstone-wackestone* à crinoïdes et cavités spartiques. Des fragments de fenestelles ont été reconnus, malgré l'importance des transformations diagénétiques et de la déformation, ainsi que des ostracodes, de rares coquilles et autres bioclastes. Outre cela, des niveaux très crinoïdiques alternent çà et là avec ces faciès du type waulsortien dont deux fins bancs à encrinites du type *packstone* qui serviront de référence pour la stratification aux niveaux 40 m et 95 m.

L'ensemble de ces calcaires a été affecté par la diagenèse : forte micritisation, ciments granulaires et plages de sparites secondaires. La diagenèse présente aussi des phénomènes de remplacement néomorphique (microspar-pseudospar et calcites fibreuses). Les stylolithes sont relativement bien développés et plus particulièrement dans la partie massive. Ces stylolithes de hauteur millimétrique passent latéralement à des joints plats suturés ou anastomosés remplis d'insolubles opaques ou d'argiles de teintes vertes (§ 4.2.b.). L'attitude générale des surfaces de stratification précise le déversement de cet agrégat du type waulsortien dans le graben de St-Pierre : N 88°E, 58°S dans la partie stratifiée et N 98°E, 65°S pour les plus rares bancs de la partie massive.

La faille normale, située au paller - 40, est d'attitude N 45°E, 55°SE et met en contact direct le faciès massif du type waulsortien avec des schistes de teintes vert-noir correspondant au faciès Cülm qui constitue son encaissant. Nous verrons plus loin que des critères, comme l'attitude subverticale des schistes, nous permettront d'attribuer ce failage normal à la distension stéphanienne tardi-varisque (§ 4.10.c.). Les détails des autres déformations locales comme les systèmes de fractures ou diaclases, les veines en échelon, les failles, le boudinage, etc. seront aussi étudiés lors de l'inventaire des structures tectoniques.

*

* *

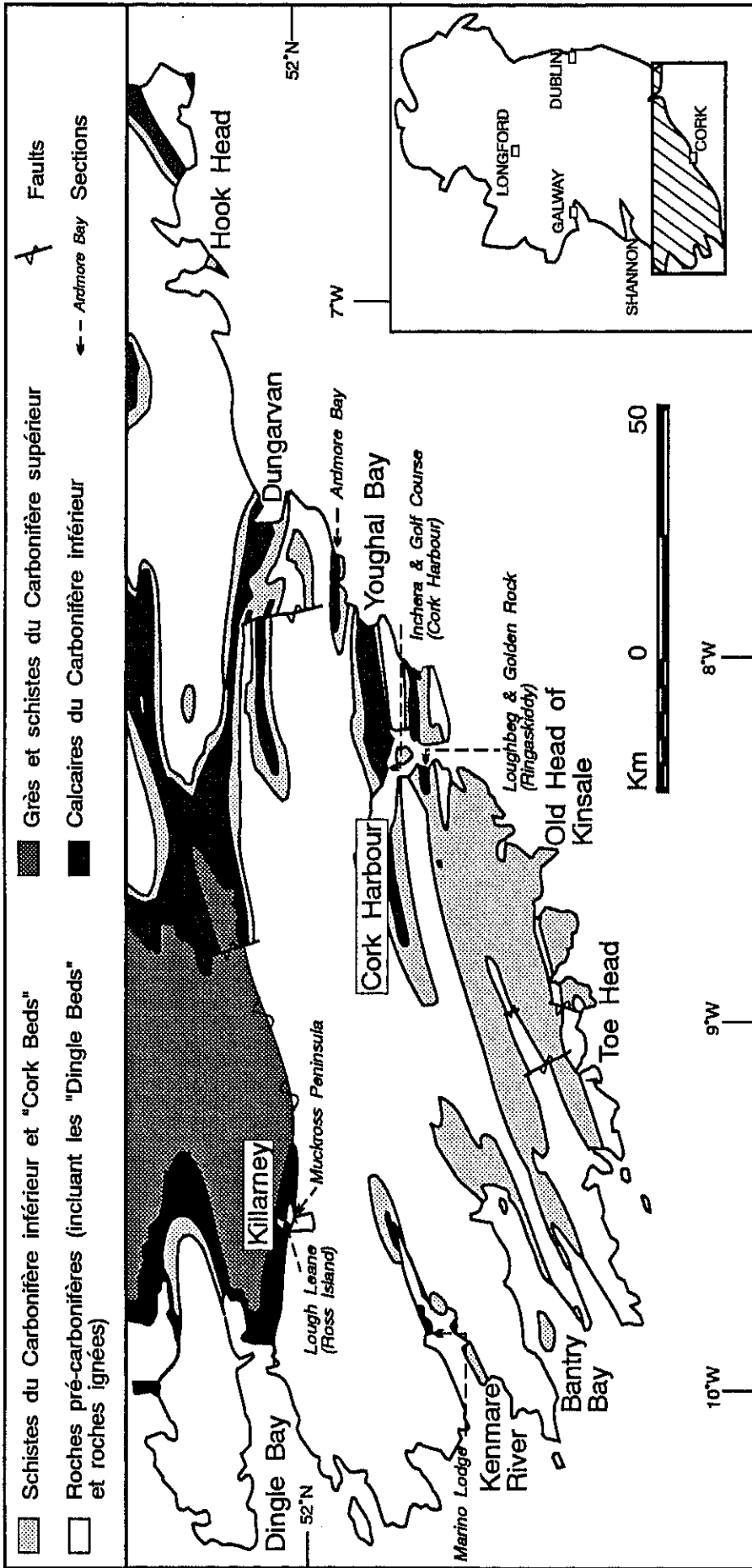


Figure 2.17

Carte géologique des structures majeures des Variscides irlandaises avec localisation des sections visitées (d'après Naylor, Sevastopulo, Sleeman & Reilly 1981)

Section 2.5.

LE WAULSORTIEN DU SUD DE L'IRLANDE ET SON CADRE TECTONIQUE.

§ 2.5.a. Historique et définition du Waulsortien d'Irlande.

Une majeure partie des formations géologiques anciennes du centre de l'Irlande est constituée de roches dinantiennes. Si la plupart du pays est recouvert par les dépôts quaternaires et récents, l'Irlande n'en reste pas moins une terre privilégiée pour l'étude du Carbonifère marin. Contrairement à la Belgique, les faciès waulsortiens d'Irlande se caractérisent par leur importante extension, tant latérale que verticale, constituant ainsi le complexe waulsortien. Au moment de leur plus grand développement (à la fin du Tournaisien), ils se seraient étendus depuis la ligne Cork-Kenmare jusqu'à la hauteur de Longford, 220 km plus au nord (fig. 2.17, fig. 2.18). L'épaisseur des *Waulsortian Limestones* est assez variable et difficile à estimer dans le Sud de l'Irlande en raison des raccourcissements tectoniques. Au nord du front varisque par contre, les épaisseurs sont plus aisées à calculer et Lees & Miller (*In press*) ont ainsi pu présenter une carte isopaque du Waulsortien à la fin du Tournaisien (fig. 2.18) Dans la région de Shannon, Lees (1961) a montré que les développements waulsortiens pouvaient atteindre 1 km - à titre de comparaison la Formation du Calcaire de Laval atteint à peine \pm 500 m et le Waulsortien de Furfooz 350 m environ.

En 1909, Douglas commentait les levés géologiques de la fin du siècle passé qui avaient mis en évidence, dans le Carbonifère Inférieur, l'importante occurrence de calcaires gris clairs, massifs ou stratifiés. Comparant les lithologies, la géométrie et surtout les faunes, cet auteur remarqua la similarité des faciès du comté de Clare avec la Phase Waulsortienne de Belgique connue à l'époque à la limite Tournaisien-Viséen (*op. cit.* p. 542) : "*Lower Unstratified Limestone : Massive grey and mottled limestones containing abundant bryozoa. Often very dolomitic ; crinoidal at the base. Chert never present - Syringothyris-Zone - Waulsortian Phase*"

Fort de son expérience en Belgique et en France, Delépine précisa en 1926 les critères lithologiques, faunistiques et stratigraphiques caractérisant les faciès waulsortiens d'Europe occidentale. Dans ce document, des exemples furent cités dans les comtés de Clare (Douglas 1909), de Cork et de Kildare. Continuant ses travaux sur les faciès waulsortiens, en Irlande même, Delépine publia en 1949 ces considérations (p. 155) : "*Les réclfs waulsortiens sont une formation complexe (...). Il y entre pour une part des dolomies et calcaires à crinoïdes localisés, des calcaires à ostracodes ou avec foraminifères et débris variés de*

bryozoaires. Mais l'élément dominant et vraiment caractéristique en est le calcaire à velnes bleues dont la trame est constituée par des fenestellidés (...)" et (p. 158-159) "(...) Il (le Carbonifère inférieur d'Irlande) s'apparente par contre avec celui du Bassin Franco-Belge. Les récifs waulsortiens à velnes bleues ou noires, (...) ont pris en Irlande un développement aussi important qu'au sud de Dinant (...). L'époque où ils se sont formés est la même en Irlande qu'en Belgique : Tournaisien supérieur et Viséen inférieur."

Les nombreux travaux qui suivirent ceux de Delépine, conjointement aux études qui visèrent à mieux définir leur position stratigraphique en corrélation avec l'Angleterre et la Belgique surtout, ont tenté pour la plupart de mieux saisir le phénomène Waulsortien quant à sa constitution, sa faune et son environnement sédimentaire. La diversité des faciès récifaux dinantiens d'Irlande, dont les *knoll-reefs* du Viséen supérieur, ont amené les auteurs de cette période à utiliser l'âge stratigraphique comme un des critères de définition des faciès waulsortiens. Il doit être ainsi comparable à celui de Belgique (Hudson & Philcox 1965) : Tournaisien supérieur et Viséen inférieur. Parmi les titres les plus cités des années 60'-70', sur la sédimentologie et stratigraphie du Waulsortien, nous épingleons Lees (1961 ; 1964) dans la Région ouest-centrale et Shepard-Thorn (1963) qui étudia la séquence dinantienne dans le NW du comté de Limerick.

A la fin de cette époque, les faciès waulsortiens d'Irlande étaient donc compris comme des faciès de plate-forme carbonatée ; le *North Munster Shelf* s'étendant à travers toute la Région centrale. Les *mudmounds (banks)* et faciès latéraux (*off-banks*) s'y sont progressivement développés du sud au nord (Sevastopulo 1982), avec un maximum de développement à la fin du Courceylen (fig. 2.18). Les *mudmounds* sont constitués par l'accumulation locale de boues carbonatées, de débris squelettiques et de fenestelles ; un système de retenue des boues aurait fonctionné grâce à l'intervention d'organismes dont les squelettes n'ont pas été préservés (Lees 1964). Les collapsés laissés par ces organismes pourraient être à l'origine des cavités spartiques du type *Stromatactis*, les *sheet spars* étant plutôt dues à l'ouverture de plans de faiblesse dans la boue encore non lithifiée. Toujours pour Lees (1964), ces accumulations de boues calcaires (*bank beds*), sont constituées de corps lenticulaires et irréguliers d'un mètre environ d'épaisseur, pour des extensions latérales de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. La croissance et l'éventuelle coalescence de ces accumulations se réalise progressivement en *knoll* ou plus rarement en *sheet forms*, ou des intermédiaires. L'agrégation de ces différents types de *banks*, parfois avec des intercalations stratifiées en dépôts sur leurs flancs, constitue l'agrégat waulsortien (fig. 1.3).

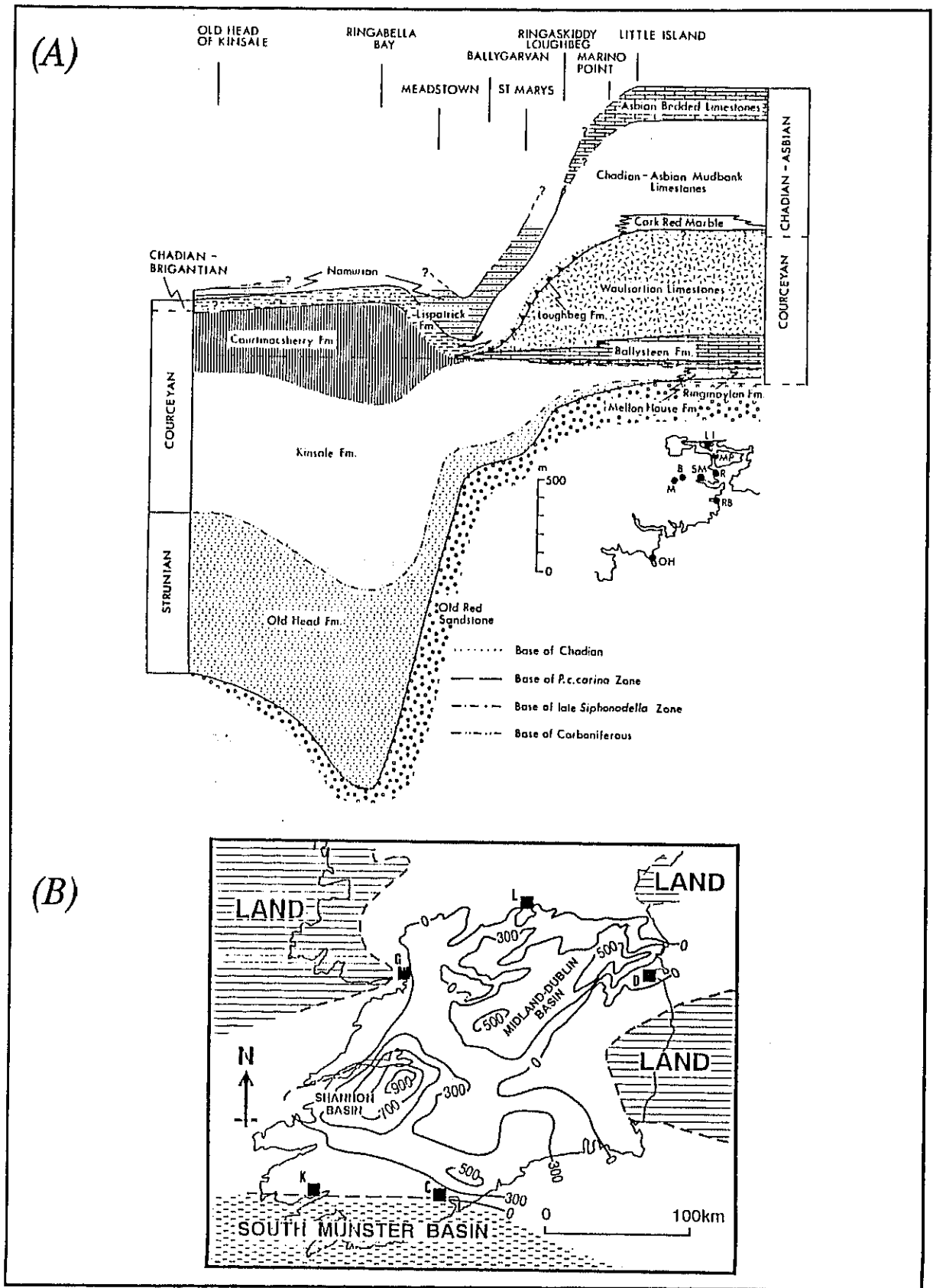


Figure 2.18

Paléogéographie du Waulsortien d'Irlande : (A) stratigraphie du North Munster Shelf au South Munster Basin en leur partie orientale - épaisseurs actuelles et section restaurée non palinspatique (extrait de Naylor, Sevasopulo & Sleeman 1989, Fig. 2) et (B) distribution et épaisseur (en mètres) du Waulsortien à la fin du Tournaisien (extrait de Lees & Miller (in press), Fig. 34 - adapté pour la localisation : D = Dublin, G = Galway, C = Cork, K = Kenmare, L = Longford).

Dans les années 70'-80', le champ des investigations s'élargit grâce aux nombreux sondages et aux corrélations stratigraphiques présentées dans la synthèse de George *et al.* (1976). Sevastopulo présenta ainsi au symposium d'El Paso (Texas) en 1982 une synthèse sur l'âge et l'environnement de dépôt des faciès waulsortiens. Cet auteur insista sur la notion de complexe waulsortien (*banks and off-bank facies*, Lees 1964) en montrant la continuité de cet ensemble à travers toute la plate-forme carbonatée - à l'opposé du Waulsortien de Belgique où, malgré que la tectonique y complique leur étude, les agrégats waulsortiens sembleraient plus isolés.

D'autres études ont encore menées dans les années '70 puis '80 et plus particulièrement sur le Dinantien du Sud de l'Irlande et, enfin dirions-nous, sur la structure des Variscides Irlandaises au sud du front varisque (ligne Dungarvan-Dingle). De nombreux auteurs comme Cooper, Gill, Matthews, Naylor, Reilly et Sleeman ont ainsi remarquablement contribué à l'étude du Dinantien d'Irlande et de sa déformation. Ils seront dès lors cités plus en détails lors de la présentation des domaines waulsortiens étudiés à Ardmore, Cork Harbour et Killarney (fig. 2.17). Signalons enfin qu'en 1985, Lees & Miller ont étudié diverses occurrences du Waulsortien d'Irlande suivant la méthode qui permet d'identifier des phases waulsortiennes, caractérisées par des assemblages particuliers de composants (fig. 1.2 ; Lees, Hallet & Hilbo 1985). Malgré qu'une étude plus complète devrait être menée, il semblerait ainsi que les phases **A** et **B** sont celles du Waulsortien des *Midlands* et de la région allant du Comté de Limerick à celui de Galway, les phases **C** et **D** caractérisant mieux des régions plus à l'est et au nord.

Actuellement, comme en Belgique, de jeunes chercheurs d'une équipe animée par le Prof. Lees poursuivent l'étude du Waulsortien d'Irlande. C'est entre autres le cas de R. Heselden qui, réalisant sa thèse dans la région de Cork, nous a guidé en 1989 lors de notre levé structural à Loughbeg. C'est également dans cet esprit de continuité que Lees & Miller (*in press*) poursuivent leurs travaux de caractérisation des *Waulsortian banks* à l'heure où ces lignes font l'objet d'une dernière révision.

§ 2.5.b. Les structures tectoniques des Variscides Irlandaises.

La paléogéographie du *Munster Basin*.

Les roches sédimentaires d'une majeure partie du SW de l'Irlande sont des dépôts de l'*Old Red Sandstone* du type molasse, surtout du Dévonien supérieur. Ces épais dépôts remplissaient une auge, le *Munster Basin*, dont la subsidence a été contrôlée par des failles (Naylor, Sevastopulo, Sleeman & Reilly 1981 ; Clayton *et al.* 1980). Durant le Carbonifère, qui

succéda sans discordance l'*Old Red Sandstone*, les incursions marines ont progressé du sud vers le nord et deux zones se sont individualisées de part et d'autre d'une ligne E-W. C'est la ligne Cork-Kenmare, qui marque un changement de faciès du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur (fig. 2.17, fig. 2.18). Au sud de cette ligne qui est aussi la limite nord du Dévonien marin, le *South Munster Basin* est caractérisé par un Dinantien essentiellement ferrugineux déposé dans une aire en subsidence (George *et al.* 1976 ; Naylor, Sevastopulo, Sleeman & Reilly 1981 ; Sleeman & Sevastopulo 1987). Les niveaux calcaires sont relativement peu importants surtout lorsqu'on compare, au Courceyien, les formations de bassin à dominante gréseuse ou boueuse (*Kinsale* et *Courmacsherry Formation*), avec leurs équivalents latéraux de la plate-forme au nord où sont établis les épais développements waulsortiens (fig. 2.18 et stratigraphie fig. 2.19).

En effet, au nord de la ligne Cork-Kenmare, le *North Munster Shelf* correspond à l'établissement d'une plate-forme carbonatée très importante qui s'étend jusqu'aux massifs du Paléozoïque inférieur du Nord de l'Irlande. C'est dans cette Région centrale (*Midlands*), et à la suite des *Lower Limestone Shales*, que s'est développé le complexe waulsortien, d'abord dans le sud (zone à *P. c. carina*) puis progressivement vers le nord. Il s'étendra alors à presque toute la Région centrale jusqu'à la fin du Courceyien avant de régresser et de se limiter, durant le Chadrien, dans les comtés méridionaux de Cork et de Kerry (Naylor, Sevastopulo, Sleeman & Reilly 1981). Dans le Sud de l'Irlande, la partie sud du complexe waulsortien correspond à un épais développement de structures entassées, ou éventuellement coalescentes, où les corps waulsortiens massifs (leurs sous-faciès agrégés) sont parfois mal individualisés.

La zonation structurale et le front varisque irlandais.

La zonation structurale des Variscides irlandaises, entièrement incluses dans la Zone Rhéno-Hercynienne de l'orogénèse varisque, fut présentée par Gill (1962) puis affinée par Cooper *et al.* (1986) et Murphy (1990) (fig. 2.1, fig. 2.20). Globalement, l'intensité de la déformation varisque post-westphalienne diminue progressivement du sud vers le nord. La Zone 1, qui correspond plus ou moins au *Munster Basin*, est avant tout caractérisée par le clivage qui s'y est développé en premier lieu dans la séquence de déformation par *layer-parallel shortening*. Les plis, à clivage plan-axial, sont serrés, de direction E-W à NE-SW, à ennoyage d'axe inférieur à 15° et de demi-longueur d'onde ($W/2$) de 5 à 10 km. Leur vergence est sud le long de la côte sud de l'Irlande, droite au centre du bassin et nord depuis la baie de Bantry jusqu'au front varisque entre Dungarvan et Dingle.

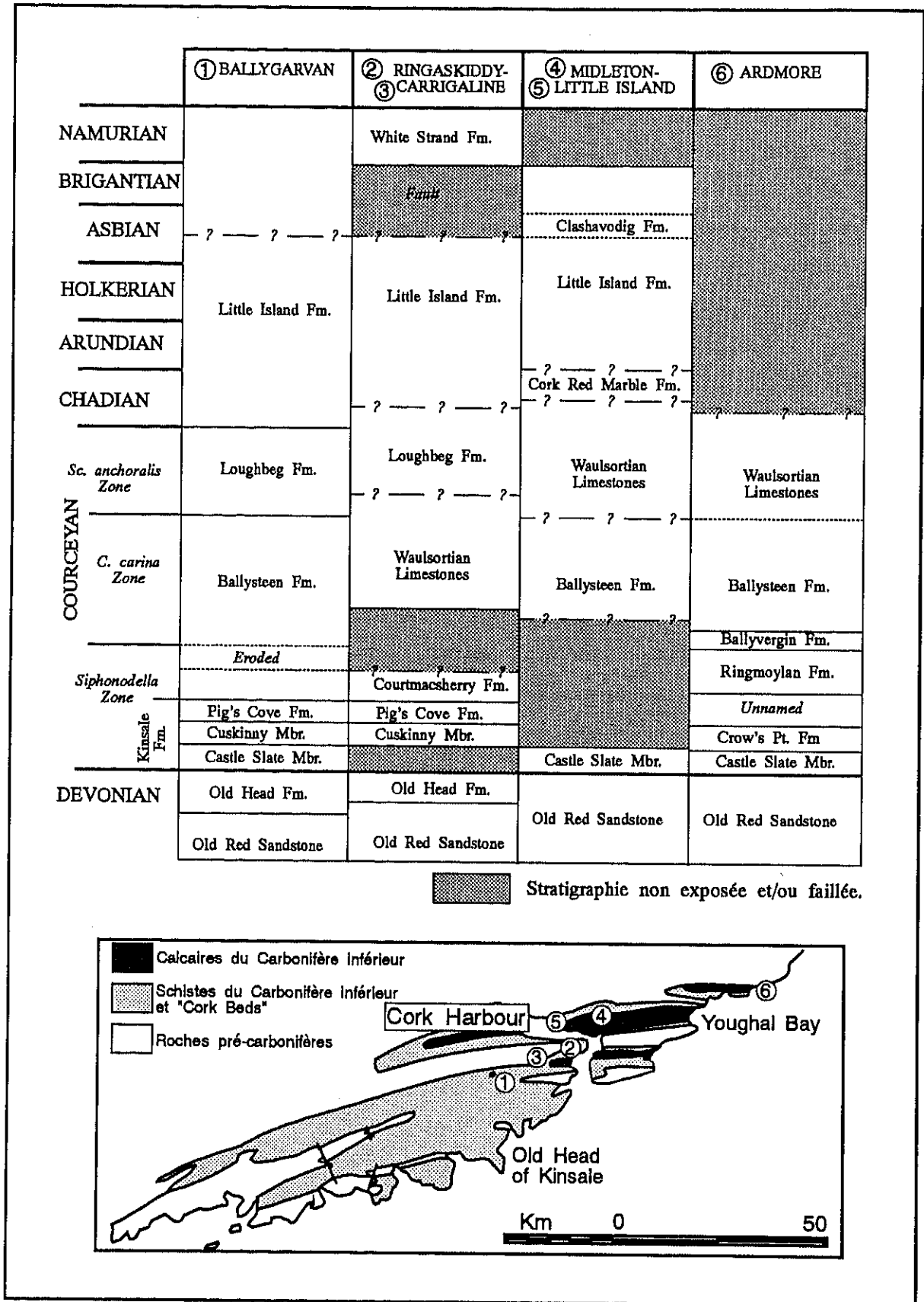


Figure 2.19

La position stratigraphique des Waulsortian Limestones de divers sections du SE de l'Irlande entre Ballygarvan (Co. Cork) et Ardmore (Co. Waterford) (carte générale Fig. 2.17, d'après Sleeman & Sevastopulo 1987).

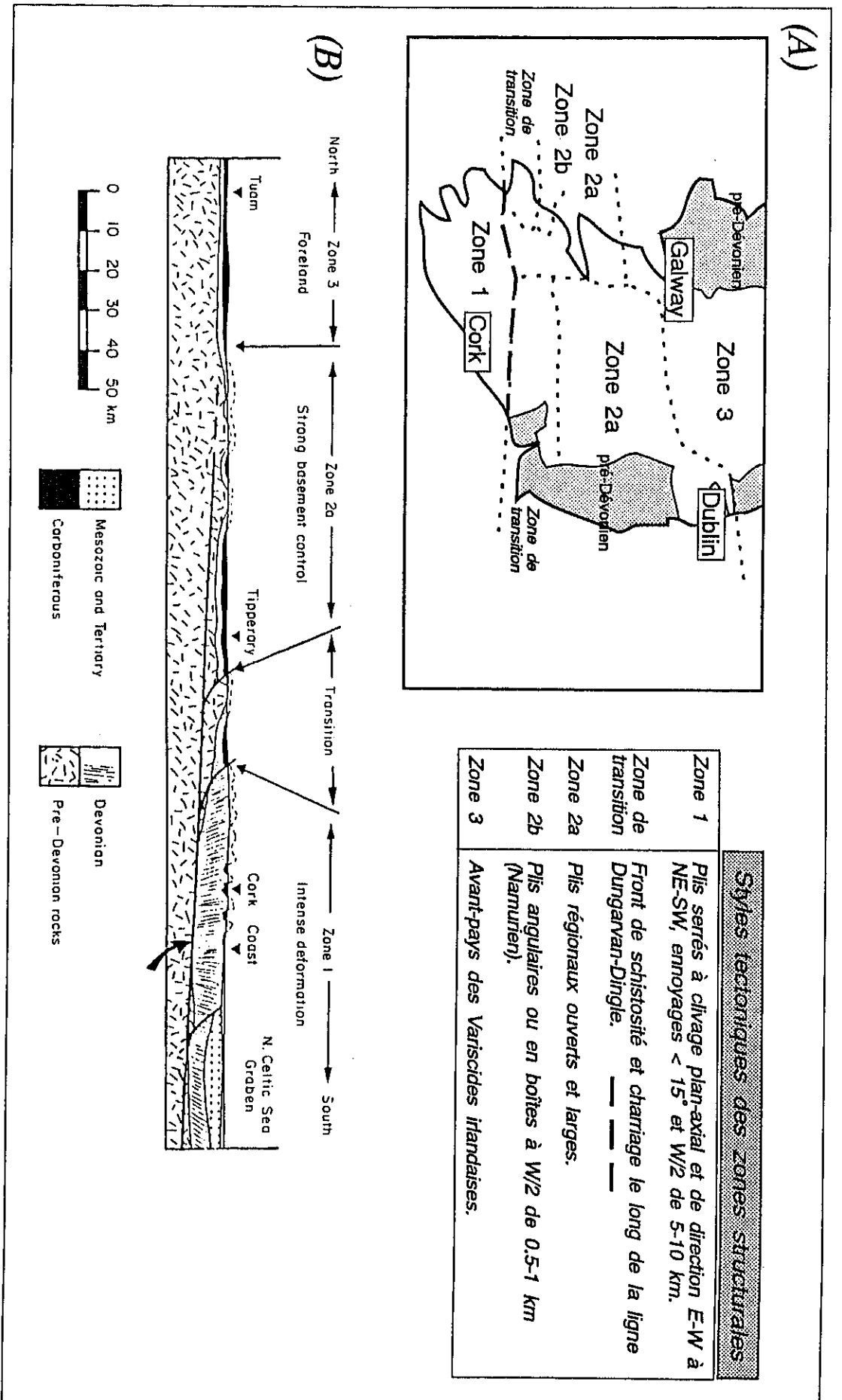


Figure 2.20

(A) zonation structurale des Variscides irlandaises (d'après Cooper et al 1986) et (B) coupe structurale N-S de l'Irlande - Centrale et Sud - (extrait de Cooper et al 1986, Fig. 8).

Ce qui est appelé le front varisque (*Hercynian* ou *Thrust Front*) fait référence à la ligne E-W où émerge, de manière discontinue (Le Gall 1991 (b)), le charriage de base qui sépare en profondeur les Variscides Irlandaises du sous-bassement pré-dévonien : la ligne Dungarvan-Dingle. Le front de schistosité, lié aux charriages, a été mis en évidence dans la zone de transition, elle même limitée au nord par cette ligne Dungarvan-Dingle. Les plis qu'on retrouve au nord, avant l'avant-pays (Zone 3), sont (1) ouverts et larges dans la Zone 2a, très contrôlée par les structures calédoniennes sous-jacentes, ou (2) angulaires et en boîte de taille moindre (0,5 - 1 km) dans la Zone 2b, localisée dans le Namurien au sud de la River Shannon (Cooper *et al.* 1986).

La ligne Dungarvan-Dingle est encore l'objet de controverses, surtout du fait que dans sa partie est, entre Mallow et Dungarvan, la limite entre l'*Old Red Sandstone* et le Carbonifère ne montre pas de dislocations structurales significatives. Cependant, et nous le verrons dans l'étude du domaine de Muckross (Killarney, Co. Kerry), d'importantes failles, de transport tectonique sud-nord, mettent en contact des calcaires dinantiens avec des horizons dévoniens plus bas de quelques kilomètres dans la colonne stratigraphique. Pour Cooper *et al.* (1984), le déplacement le long du charriage de base qui émerge surtout entre Killarney et Mallow, aurait été de 5 à 7 km et marque un changement brutal dans le style tectonique. Williams, Ford & Edwards (1990), en réponse au modèle de Price & Todd (1988) qui proposaient que la Faille Killarney-Mallow soit une faille normale dinantienne réactivée en faille inverse à la fin du Carbonifère, ont montré que le système de failles Muckross-Killarney-Mallow était un système de charriage, modérément incliné (45° à 60°SE). Les structures associées en sont les plis déversés vers le NNW aux toits des failles et, au mur, dans le secteur de Lough Leane, une zone imbriquée où nous avons travaillé. Enfin, malgré qu'ils ne négligent pas l'importance des chevauchements varisques, des auteurs comme Naylor (1978) ont suggéré que certaines failles pouvaient être, dans la région de Lough Leane, plus redressées et probablement affectées d'une composante longitudinale en décrochement (§ 5.8.d.).

Enfin, de part et d'autre du front, d'importantes failles longitudinales (*strike-parallel faults*) et transverses (*cross faults*) ont été décrites par nombre d'auteurs. Les déplacements et types de mouvement qu'elles impliquent sont variables mais, globalement, les failles longitudinales charrient les flancs de plis sur quelques centaines de mètres tandis que les failles transverses déplacent les axes de plis sur 50 à 200 m (Murphy 1990). Ces failles pourraient être la manifestation en surface de rampes secondaires et de failles perpendiculaires (*tear faults*) qui individualisent ainsi des segments de charriages. D'autres failles transverses pourraient aussi être du type normale et nous verrons dans l'inventaire les

difficultés d'identification de ces structures non continues (Sleeman 1987). Enfin, signalons que l'ensemble de ces observations sur la tectonique de chevauchements dans le Sud de l'Irlande est corroborée par les profils sismiques récents SWAT en Mer Celtique (Le Gall 1991 (a-b)).

Notre étude de la déformation des faciès waulsortiens a été menée dans trois secteurs du *North Munster Shelf* affectés par les déformations varisques - entre la ligne Dungarvan-Dingle et la ligne Cork-Kenmare (localisation fig. 2.17) :

- A l'est, à *Ardmore Bay* (Co. Waterford), nous avons fait le levé structural de la section de *Black Rock*. Ce secteur est dans la Zone 1 des Variscides Irlandaises (fig. 2.17, fig. 2.20) et au nord de la ligne Cork-Kenmare.
- Près de *Ringaskiddy* (Cork Harbour), à la limite sud des faciès de la plate-forme carbonatée dinantienne et toujours dans la Zone 1 des Variscides Irlandaises, nous avons levé la section côtière de *Loughbeg Point* (est & ouest) et le sud de *Golden Rock*.
- Dans le NW du *Munster*, la péninsule de *Muckross*, au coeur des lacs de *Killarney* (Co. Kerry), a fait l'objet d'un levé structural de détail. Nous sommes dans la Zone de transition, précisément où l'émergence du charriage se marque par des failles inverses redressées et/ou des décrochements dans les faciès carbonatés dinantiens.

Nous présenterons dans la section suivante les formations et structures caractéristiques de ces trois domaines étudiés en détail et nous ferons état des éléments principaux de nos levés structuraux en préparant l'inventaire structural. D'autres secteurs ont fait l'objet de levés moins détaillés, de visites avec nos correspondants Irlandais ou d'échantillonnages dans les faciès waulsortiens ou semblables, comme le *Cork red marble*. Les affleurements étudiés ont été pour nous un complément d'information et de comparaison (fig. 2.17) :

- Kenmare (Co. Kerry) : affleurements côtiers de *Marino Lodge Point* et *Roughly river section*.
- *Little Island* (Cork Harbour) : affleurements du *Golf Course* et section d'*Inchera*.
- Région de *Carrigaline* : sondage, entre autres dans les faciès waulsortiens.
- *Lough Leane* (*Killarney*, Co. Kerry) : affleurements de *Ross Island*.
- *Ballybunion* (*Doon point*) : affleurements dans la baie et *Castle section*.

*

* *

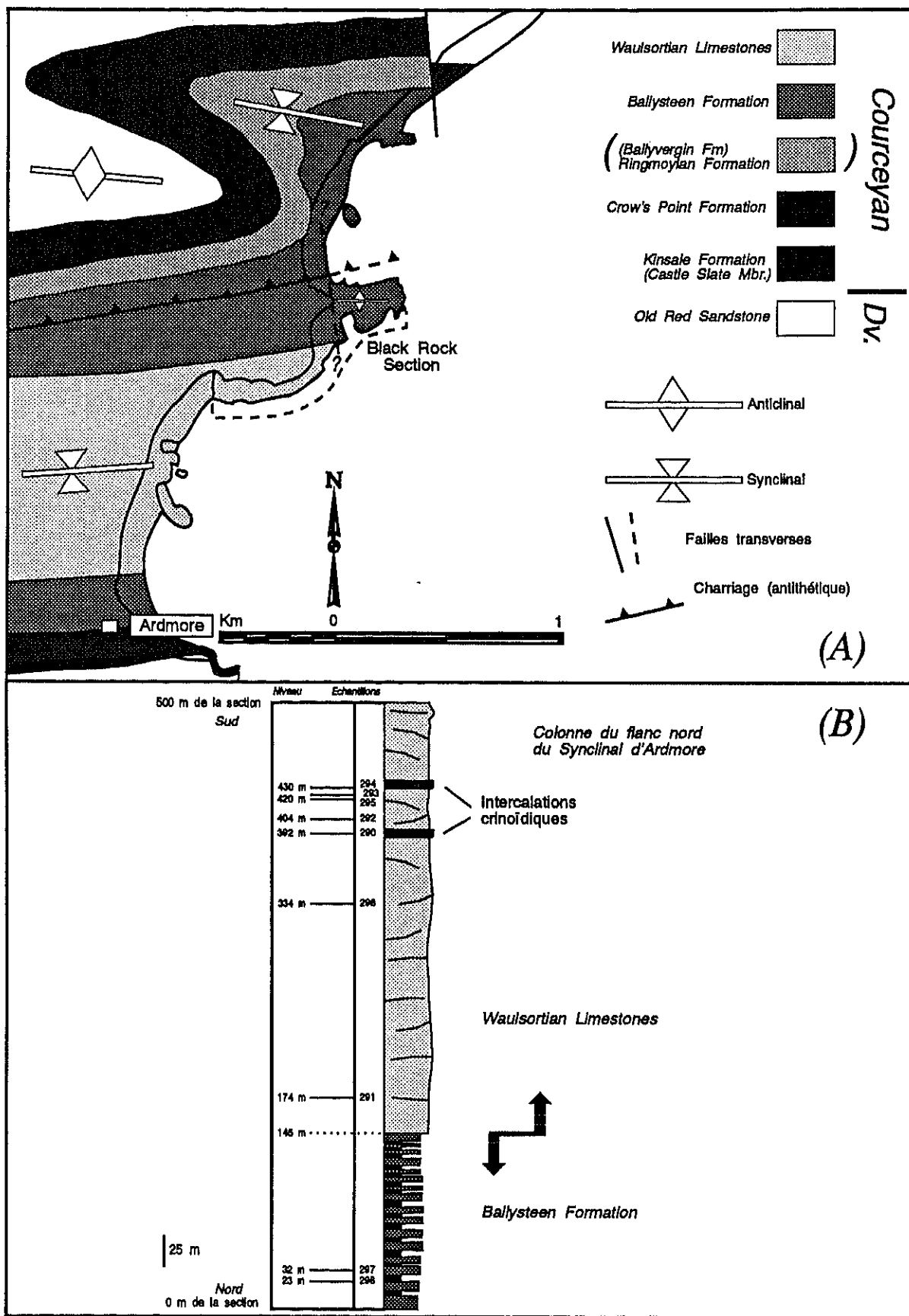


Figure 2.21

(A) carte géologique de la région d'Ardmore (Co. Waterford, localisation fig. 2.17) dans le North Munster Shelf avec localisation de la section de Black Rock (d'après Sleeman & Sevastopulo 1987) et (B) colonne d'échantillonnage pour la section de Black Rock - le log tramé a uniquement un caractère symbolique, représentatif des formations.

Section 2.6.

LES DOMAINES WAULSORTIENS D'ARDMORE, LOUGHBEG ET MUCKROSS.

§ 2.6.a. Les formations et structures d'Ardmore.

La baie d'Ardmore est située à 15 km au SW de Dungarvan Harbour (fig. 2.17, Co. Waterford). La zone côtière est constituée d'affleurements rocheux qui débutent au bout d'une plage sableuse, à environ 1 km au nord d'Ardmore (fig. 2.21, ann. 3). Ces rochers se prolongent ensuite suivant une direction E à NE pour former la pointe de Black Rock (*Ir. Nat. Grid X 202 791*). Dans la partie sud de la section, la bande rocheuse d'une largeur de 50 à 75 m est constituée de calcaires des *Waulsortian Limestones* tandis qu'au NE, à la pointe de Black Rock, ce sont les calcaires et schistes de la *Ballysteen Formation* qui affleurent. Ces deux formations ont parfois des noms plus locaux, successivement *Ardmore Limestone Formation* et *Whiting Bay Formation* (Collins & De Paor 1986).

Les structures de la région d'Ardmore sont propres au style tectonique varisque du Sud de l'Irlande :

- Le Synclinal d'Ardmore à noyau waulsortien, dont l'axe E-W, à peine ennoyé vers l'ouest, passe au niveau de la plage sableuse, avec un petit anticlinal secondaire à Black Rock. Ces plis correspondent aux structures majeures ou secondaires typiques de la côte sud-est dont les coeurs synclinaux font apparaître le *Carboniferous Limestone* (§ 4.4.c.).
- Une faille longitudinale du type *strike-parallel back thrust* qui traverse ici la *Ballysteen Formation* et qui plus à l'ouest la met en contact avec des niveaux de l'*Old Red Sandstone* (§ 4.8.c.). Ce type de faille préfigure celles qui marquent le charriage de la limite nord du front varisque.
- Une faille transverse, encore incertaine, de direction plus ou moins N-S appartenant à l'ensemble des *cross faults* NW-SE à NE-SW. Ces structures, typiques des Variscides Irlandaises, ont soit été attribuées à des décrochements soit à du failage normal (§ 4.9.c.).

Les données actuelles sur les structures d'Ardmore (Cooper *et al.* 1984 ; Collins & De Paor 1986 ; Sleeman & Sevastopulo 1987), même si elles sont parfois contradictoires, s'écartent sensiblement des premiers travaux où une part trop importante avait été faite aux failles (Dawson-Grove 1955). Un levé complet des structures tectoniques a donc été effectué à *Ardmore Bay* concernant la stratification et le clivage, les fractures et veines simples ou en échelon, et les zones de cisaillements ou de forte déformation (ann. 3).

Suivant leurs origines tectoniques, ces structures ont été regroupées en trois associations structurales : (1) un clivage pré-plissement, (2) une association directement relative au plissement des bancs (diaclasses longitudinales, diaclasses transversales NNE-SSW, veines tectoniques) et (3) une association relative aux décrochements transverses (fractures NNW-SSE, zones de cisaillements).

La Ballysteen Formation.

La *Ballysteen Formation* constitue la dernière formation bien stratifiée qui précède les calcaires waulsortiens (fig. 2.19, fig. 2.21). Cette formation a livré des assemblages de conodontes de la zone à *P. c. carina* puis, dans sa partie supérieure sous les *Waulsortian Limestones*, les assemblages montrent le début de la zone à *Sc. anchoralis* (Sleeman & Sevastopulo 1987).

Cette formation est constituée à Black Rock d'une alternance de bancs calcaires de 20 cm à plus d'un mètre d'épaisseur et de fins niveaux schisteux. Les niveaux calcaires sont des *wackestones* sombres contenant de rares micas détritiques et parcourus de films argileux. Certaines passées sont très fossilifères (crinoïdes, fenestelles et débris de coquilles) et riches en coraux. La diagenèse est marquée par la micritisation et la silicification.

La stratification a une attitude générale N 92°E, 49°S, plus ou moins de même direction E-W que celle du Waulsortien mais nettement moins raide (ann. 3). L'attitude moyenne du clivage, très nettement marqué dans cette formation, est N 90°E, 84°S. Dans les niveaux calcaires, c'est un clivage du type espacé, disjonctif et localement anastomosé en taches millimétriques alors qu'il est continu et serré dans les niveaux schisteux. Ce clivage est sécant à la stratification - des passées fossilifères dans la matrice boueuse montrant un aspect haché oblique (§ 4.5.c.) - et grossièrement plan-axial. A l'affleurement, sa géométrie apparaît légèrement sigmoïde et nous verrons que cet aspect la conjonction de deux phénomènes structuraux : la réfraction du clivage lors de son passage dans des couches de compétence variable et son entraînement aux limites de couches lors du plissement (§ 4.4.c).

Les Waulsortian Limestones.

Les *Waulsortian Limestones* du Synclinal d'Ardmore apparaissent grossièrement stratifiés et diversifiés quant aux sous-faciès le constituant. Du NW au SE - de Black Rock à la base de la séquence vers le cœur du Synclinal - on note successivement (fig. 2.21) :

- A Black Rock, un calcaire du type *mudstone*, localement *wackestone*, riche en crinoïdes et fenestelles. Les cavités de sparites fibroradiées sont peu importantes mais des zones plus claires de sparites alternent avec la micrite pour donner l'aspect rubané (de l'ordre du cm),

accentué ici par la déformation. Dans les *wackestones*, des débris de coquilles et ostracodes avec sédiments géopétaux sont présents.

- Des *packstones* à gros crinoïdes jointifs et/ou en contacts stylolithiques apparaissent plus haut dans la séquence. La diagenèse se marque par la micritisation et les ciments syntaxiaux.
- Plus au sud, le calcaire est un *wackestone-packstone* à gros crinoïdes dans une matrice partiellement dolomitisée et micritisée. Il passe ensuite à un *mudstone-wackestone* à crinoïdes et grandes cavités spartiques.
- Enfin, à l'extrémité sud de la section, le calcaire est une calcilutite micritisée dont les bioclastes étirés, les microlaminations et les ombres de pression autour des crinoïdes marquent un certain étirement tectonique.

La géométrie des *Waulsortian limestones* d'Ardmore est celle d'une alternance de calcaires waulsortiens en bancs tabulaires à lenticulaires et de plusieurs mètres d'épaisseur, avec des niveaux interstratifiés de flancs en bancs variant de 10 à 40 cm d'épaisseur. Les joints de stratification du Waulsortien d'Ardmore sont d'attitude générale N 102°E, 67°S, ici en position normale dans le flanc nord du synclinal (ann. 3, § 4.4.c.). L'attitude moyenne du clivage de raccourcissement dans ces faciès est N 100°E, 88°N et, à titre indicatif, l'attitude d'une des zones d'étirement est quasi identique, à savoir N 110°E, 86°S. Il faut noter que, si les directions du clivage et de l'étirement sont semblables à celles de la stratification, leur pendage moyen est par contre plus élevé. La géométrie du clivage traduit son attitude planaxiale tandis que ses variations de pente indiquent, comme dans la *Ballysteen Formation*, qu'après sa formation il aurait subi l'effet d'entraînements. Le clivage est donc précoce par rapport au plissement, tous deux étant les effets consécutifs du raccourcissement varisque (§ 4.4.c.). L'analyse ne pouvait être complète sans un relevé des fractures et veines tectoniques. Diverses familles de fractures, surtout longitudinales et transversales, associées à des veines ou veines en échelon ont été reconnues et seront analysées dans l'inventaire des structures tectoniques.

§ 2.6.b. Les formations et structures de Loughbeg (Cork Harbour).

Les sections levées dans l'avant-port de Cork sont celles de *Loughbeg Point* (*Ir. Nat. Grid W 791 630*), à 1.5 km au SE de Ringaskiddy, et de *Golden Rock*, à plus ou moins même distance à l'ESE de cette même localité (fig. 2.22, ann. 4). Ces deux sections sont constituées d'affleurements côtiers. Enfin, signalons que les sections de Loughbeg et Golden Rock se situent à la limite de la ligne Cork-Kenmare et marquent donc l'extrémité méridionale des faciès de la plate-forme carbonatée dinantienne (fig. 2.18).

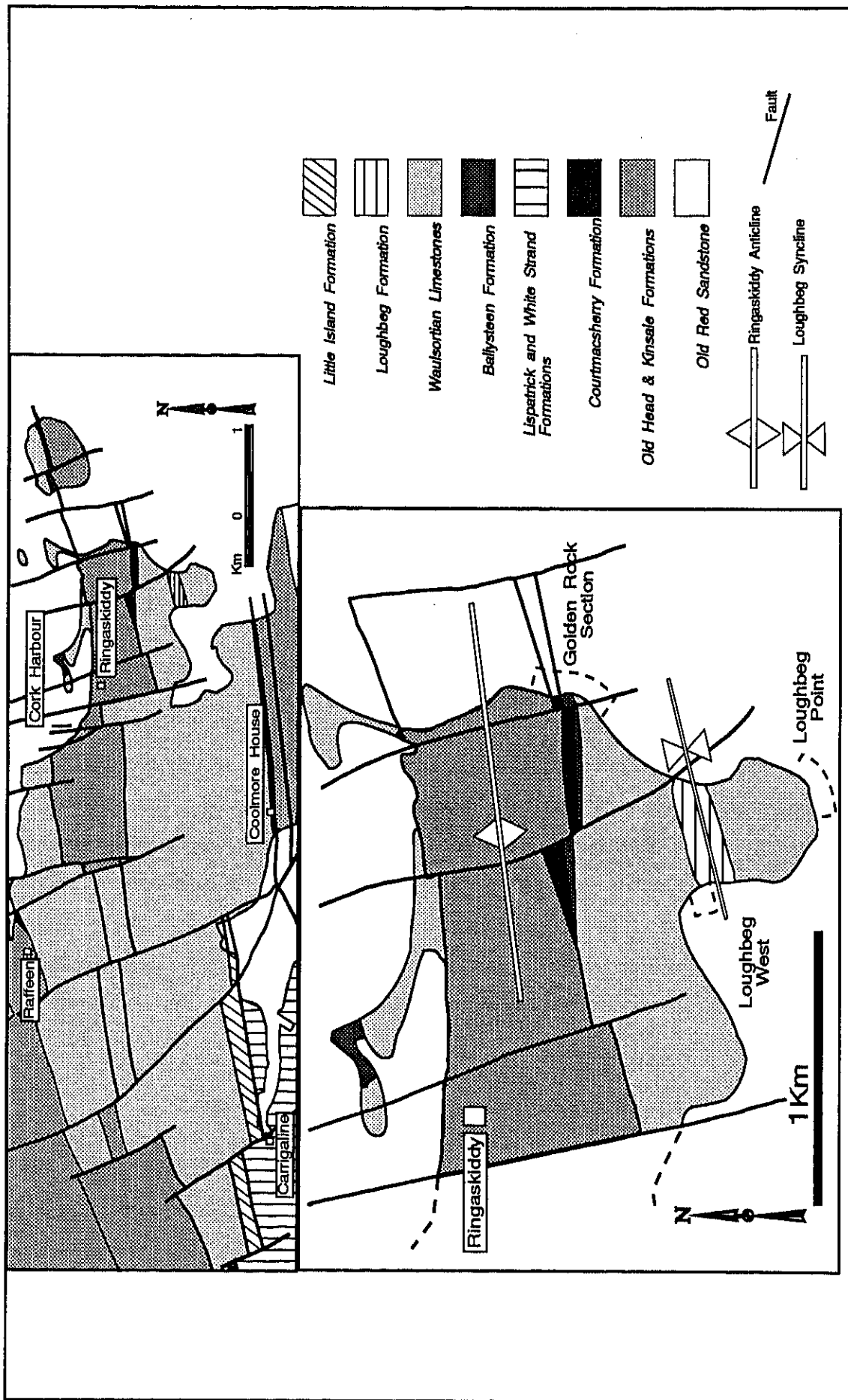


Figure 2.22. Cartes géologiques au sud de Ringaskiddy (Cork Harbour, localisation fig. 2.17) avec les sections de Loughbeg et Golden Rock.

Notre travail à Loughbeg avait deux objectifs majeurs : (1) identifier la manière dont les calcaires waulsortiens participent à la tectonique majeure (plissement et failage), et (2) caractériser l'éirement et/ou le clivage connus dans les faciès waulsortiens. Nous avons pour ce faire concentré notre levé structural en trois endroits le long de la presqu'île de Loughbeg (ann. 4) :

- A *Loughbeg Point* au sud-est, dans le flanc sud du synclinal, où des zones d'éirement ont été signalées dans les calcaires waulsortiens (Heseiden, comm. pers., juillet 1989).
- Le long des affleurements de la bordure nord-occidentale de la presqu'île de Loughbeg, là où, près du chemin d'accès venant de Ringaskiddy, le Waulsortien stratifié est en contact avec la *Loughbeg Formation*.
- A l'extrémité sud de la section de Golden Rock, dans le flanc nord du synclinal, là où affleurent les *Waulsortian Limestones* en contact normal avec la *Ballysteen Formation* sous-jacente.

Les formations et les structures tectoniques locales ont été récemment décrites par Sleeman, Thornbury & Sevastopulo (1986) et Sleeman (1987, 1991). Les structures plissées et les failles sont ainsi caractéristiques de ce secteur des Variscides irlandaises. Les plis que nous décrivons sont secondaires du Synclinal de Cloyne dans lequel les formations de référence ont été définies. Ce sont successivement du nord au sud :

- L'Anticlinal de Ringaskiddy qui est une structure secondaire périclinale d'une échelle de l'ordre de 1 à 2 km. Son coeur est constitué par un membre gréseux de la *Kinsale Formation* (fig. 2.19, fig. 2.22). Comme les autres structures régionales, il est droit et d'axe ennoyé faiblement vers l'est et l'ouest.
- Le Synclinal de Loughbeg qui est aussi une structure secondaire mais plus serrée et qui fait suite au sud à l'Anticlinal de Ringaskiddy. Son coeur est constitué de la *Loughbeg Formation* et les flancs sont occupés par les calcaires waulsortiens. C'est un pli à plan axial quasi vertical de direction N 74°E, à peine ennoyé vers N 247° E (§ 4.4.d.).
- Les failles longitudinales de la région de Cork ont une direction parallèle à la tendance générale des lignes de direction des bancs et plis (§ 4.8.c.). Elles sont déduites des relations stratigraphiques mais n'ont pu être réellement observées (Sleeman 1987).
- Les failles transverses ont une direction générale NNW-SSE et ont une dominante de mouvement normale avec une composante dextre ou en ciseaux mais sans grand déplacement. Elles sont postérieures aux failles longitudinales. Ici aussi, peu d'entre elles sont réellement visibles sur le terrain (§ 4.10.d.).

La Loughbeg Formation.

La Loughbeg Formation fut décrite ici par Sleeman, Thornbury & Sevastopulo (1986, p. 32) comme un "cherty and nodular, calcareous mudrocks with occasional beds of silicified, crinoidal limestone". Cette formation débute avec les cherts et a ici, dans sa localité type, une épaisseur d'un peu moins de 44 m (fig. 2.23). Elle est datée de la fin du Courceylen et du début du Chadlien - la zone à *So. anchoralis* débutant haut dans les calcaires waulsortiens et un spécimen de *M. beckmanni* ayant été trouvé au sommet de la Loughbeg Formation dans le cœur du synclinal (Sleeman, Thornbury & Sevastopulo 1986). Cette formation contient au moins un niveau de cendres volcaniques (Heseiden, comm. pers., juillet 1989) identifié par sa densité très faible, sa couleur vert-brun tranchée et le changement de lithologie entre sa base et son toit. Les déformations synsédimentaires liées à ces niveaux se marquent par un slump clairement identifié à 15 m du contact (§ 4.1.b.). La formation débute avec de fins bancs à cherts de 2 à 10 cm d'épaisseur qui ne marquent pas un réel changement d'inclinaison par rapport aux bancs qui terminent le Waulsortien. Globalement, le flanc nord du synclinal a une attitude variant autour N 64°E, 58°SE et le clivage y est d'attitude N 67°E, 85°SE. (§ 4.4.d., § 4.5.c.).

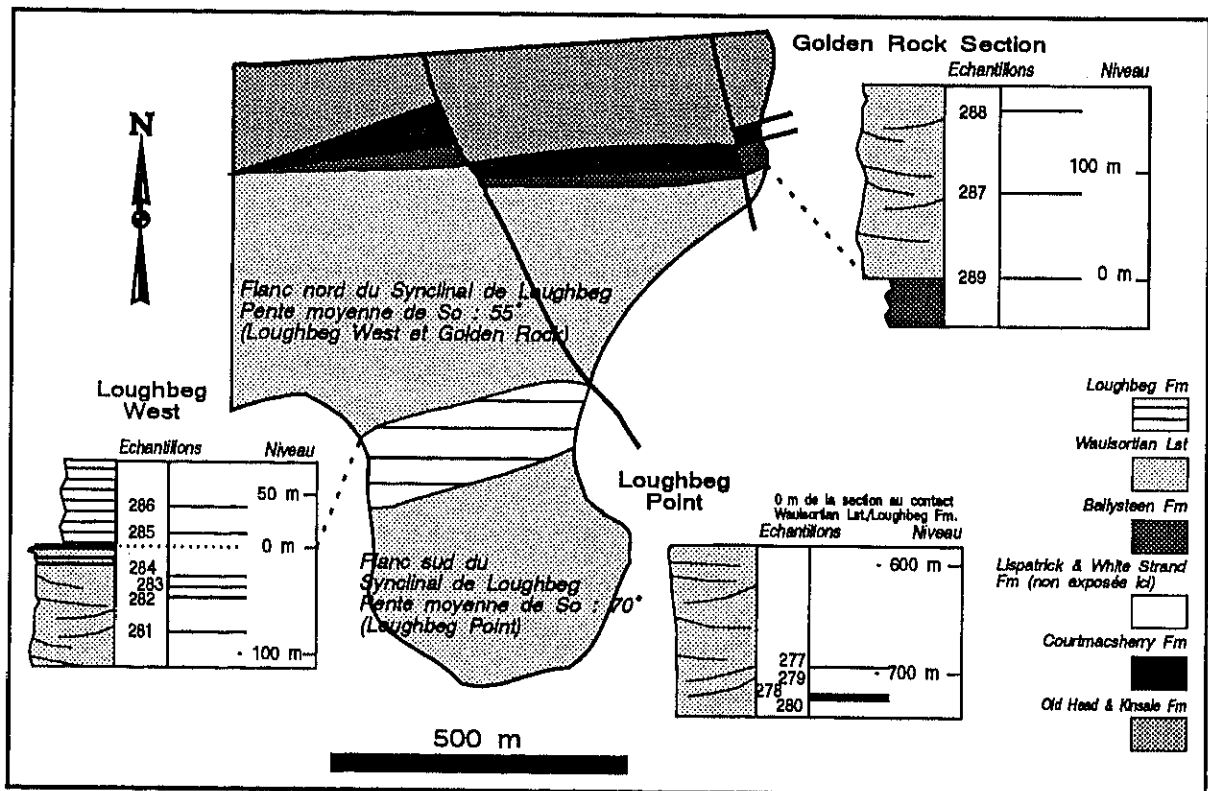


Figure 2.23

Colonnes d'échantillonnages des sections de Loughbeg et Golden Rock (Co. Cork, voir annexe 4).

Les Waulsortian Limestones.

Au sud de Golden Rock, dans le flanc nord du Synclinal de Loughbeg, Sleeman, Thornbury & Sevastopulo (1986) décrivent la *Ballysteen Formation* comme un "dark-grey, argillaceous, crinoidal biomicrosparite (packstone) with interbedded calcareous mudrock". Les faciès waulsortiens apparaissent ensuite d'abord comme des *wackestones* non argileux (parfois *mudstone-wackestones*) gris-pâles et de plus en plus massifs puis "of mottled, generally pale-grey, wackestone with spar-filled cavities interbedded with richly crinoidal wackestone". La séquence waulsortienne du flanc nord se termine à l'ouest de Loughbeg par des *wackestones* crinoïdiques d'abord massifs sur 15 m puis bien stratifiés sur 25 m juste avant la *Loughbeg Formation* (fig. 2.23). Dans le flanc sud du synclinal à *Loughbeg Point*, les calcaires waulsortiens montrent un tel étirement ductile que le *wackestone* crinoïdique s'est transformé en une variété de marbre rubané où alternent les couleurs grises et foncées marquant successivement les calcites grossières et les boues plus fines (§ 4.11.d.). Géométriquement, les *Waulsortian Limestones* constituent ici une alternance de *Waulsortian banks* tabulaires à effilés et de faciès interbanes stratifiés (Heselden 1991).

A l'ouest de Loughbeg, la stratification du Waulsortien est semblable à ce que nous décrivons pour la *Loughbeg Formation* - globalement inclinée de 60°SE , alors qu'au sud, à *Loughbeg Point*, les joints de stratification identifiés dans le Waulsortien sont plus raides 70° à 84°NW . Dans l'ensemble, en ce qui concerne le clivage dans le Waulsortien, celui-ci est quasi vertical de direction variant de $\text{N } 66^{\circ}\text{E}$ à $\text{N } 107^{\circ}\text{E}$. Signalons enfin la faille longitudinale de direction $\text{N } 65^{\circ}\text{E}$ que nous verrons en détail dans l'inventaire des structures (§ 4.8.c.) et les nombreuses diaclases et fractures qui affectent le Waulsortien : réseau oblique de direction WSW-ENE, subvertical de direction N-S, fractures conjuguées losangiques et en fuseaux, zones de veines en échelon de direction E-W (Chap. 4.).

§ 2.6.c. Le Dinantien de Muckross.

L'essentiel de notre levé dans la région des lacs de Killarney (Co. Kerry) a été effectué dans la péninsule E-W de Muckross qui sépare Lough Leane et Muckross Lake (ann. 5, fig. 2.17, fig. 2.24). La côte sud-est de cette péninsule (*Ir. Nat. Grid V 965 860*), jusque Doo Lough, et les deux chemins qui la parcourent (*Mossy Woods* et *Arthur Young's Walk*) ont été des lieux privilégiés d'analyse où affleurent les calcaires dinantiens. Nous montrerons par la suite que la plupart des structures étudiées sont liées au développement d'une *shear zone* majeure en transpression, relative aux charriages et failles qui structurent cette région.

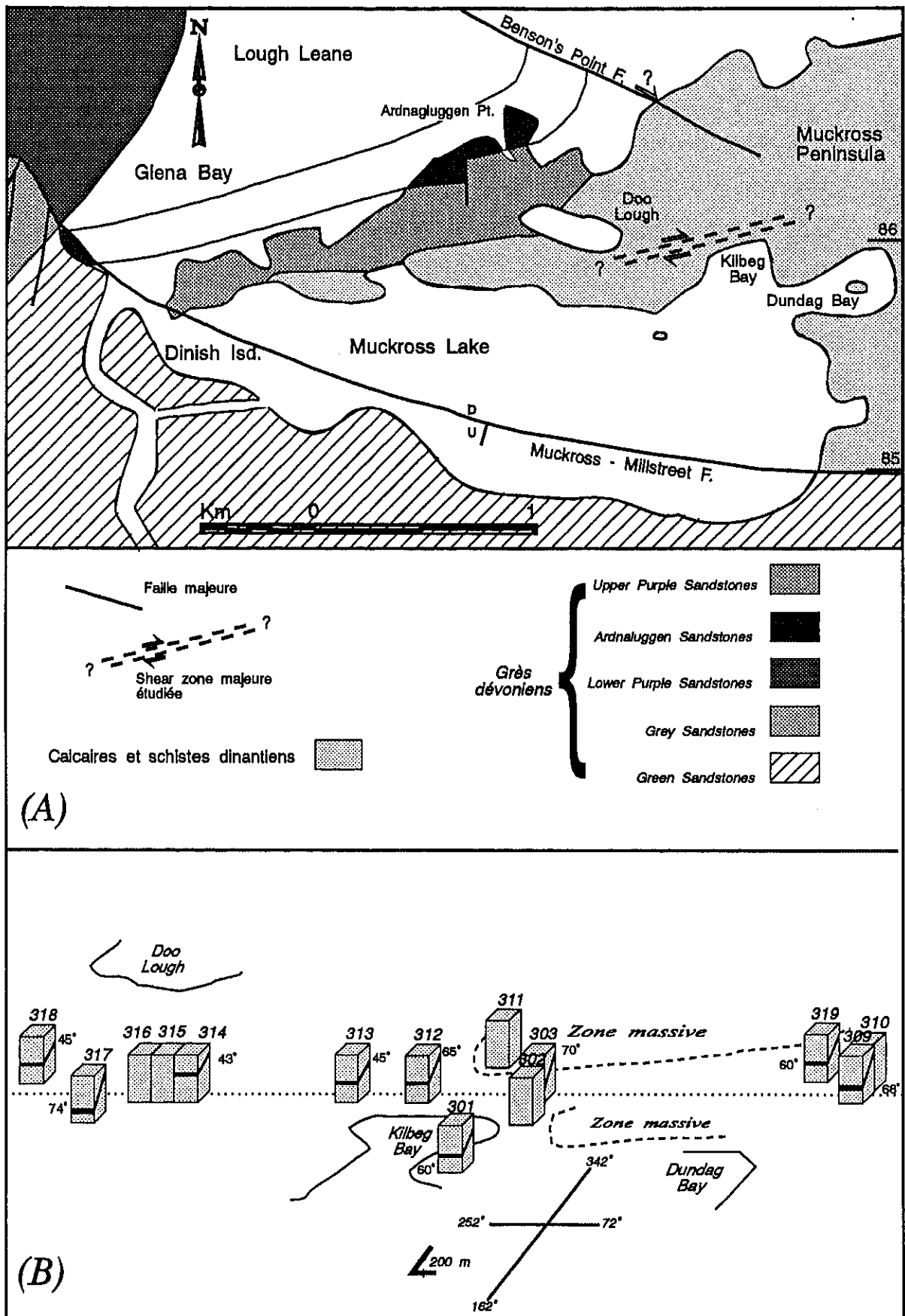


Figure 2.24
 (A) carte géologique de la péninsule de Muckross (Killarney, Co. Kerry, localisation fig. 2.17), section étudiée de Doo Lough à Dundag Bay (d'après Walsh 1968) et (B) vue en plan de la disposition de nos échantillons suivant une direction de So.

Les derniers faciès terrigènes du Dévonien supérieur, bien visibles dans la moitié nord-ouest de la péninsule, ont été cartographiés par Walsh (1968) et nommé *Ardnagluggen Sandstones* et *Upper Purple Sandstones*. Le passage aux *Lower Ilimestone Shales* du Tournaisien se fait de manière concordante près de Doo Lough. Enfin, au sud-est de Muckross Lake, des calcaires du type récifal du Viséen affleurent à environ 450 m des *Green Sandstones* du Dévonien inférieur. C'est donc là que Walsh (1968) fait passer la *Muckross-Millstreet Fault*, une structure WNW-ESE majeure du charriage varisque. Les roches dévoniennes inférieures, à pendage nord au toit de la faille, reposent ainsi par faille sur des calcaires dinantiens. Ceux-ci sont d'abord à pendage nord puis à pendage sud, comme le Dévonien supérieur qui le précède au nord de la péninsule. La structure anticlinale majeure déversée vers le nord, à laquelle participent les calcaires dinantiens, s'ennoie vers l'est près d'*Ardnagluggen Point* et est intersectée par la *Benson's Point Fault*, autre faille NW-SE participant au charriage (fig. 2.24).

Notre travail dans le secteur a eu pour but essentiel l'étude des faciès carbonatés dinantiens dans la zone de charriage. Fait unique s'il en est pour la comparaison, puisqu'on sait qu'en Belgique par exemple, le front du Midi n'émerge que sporadiquement et pas dans les faciès concernés. Les failles, et leurs effets dans les calcaires waulsortiens, sont encore mal étudiés à ce jour, nous avons donc échantillonné en conséquence non seulement à Muckross mais aussi plus au nord dans une autre zone faillée à Lough Leane.

Dans l'ensemble, les calcaires de Muckross sont fort recristallisés et en de nombreux endroits tellement déformés intimement qu'on leur attribuera le nom de calcmylonites en les associant au cisaillement (§ 4.11.d.). Malgré cela, quelques indices pétrographiques nous ont permis une rapide analyse de leur traits majeurs que nous énoncerons du SW au NE :

- Au sud et sud-est de Doo Lough, les calcaires sont assez foncés à noirs avec beaucoup de cherts clairs. Dans la partie centrale, au nord de *Kilbeg Bay*, les calcaires sont des *mudstones* et *wackestones* crinoïdiques, par endroits dolomitiques, mal stratifiés, à cavités sparitiques et fenestelles.
- Plus à l'ouest, entre *Kilbeg Bay* et *Muckross House*, deux agrégations massives de calcaires à veines bleues ont été identifiées. L'un de ces développements est situé au NNW de *Muckross House* et l'autre au nord de *Dundag Bay*. Entre les deux, à l'extrémité orientale de la péninsule, des petites lentilles calcaires alternent avec des niveaux de *mudstone-wackestones* bien lités.

D'un point de vue structural, la stratification des calcaires du bord sud de la péninsule est inclinée de 43° à 74° S et de direction moyenne $N 82^{\circ}E$, conforme à leur position dans le flanc sud de l'anticlinal (ann. 5). Le clivage observé est quant à lui de direction semblable et incliné de 65° S. La principale structure cartographiée se marque par des failles, des fractures pentées de 35° à $45^{\circ}SE$ et des cisaillements de même attitude. L'ensemble est une zone majeure de cisaillement en transpression, de direction NE-SW, identifiée depuis le bord SE de Doo Lough sur près de 1750 m jusqu'au NE. Elle est typique d'une zone de charriage et constituée de structures se référant tant à la déformation ductile que cassante (§ 4.8.d., § 4.11.d.). Nous verrons par ailleurs comment, à l'origine de cette *shear zone*, il y aurait pu y avoir des formes de déformation différentielle dont une part au moins pourrait être attribuée à des coulissements E-W et une autre à la présence des faciès plus massifs. Les autres éléments que nous présenterons durant l'inventaire des structures tectoniques sont, entre autres, des diaclases et veines tectoniques subverticales de direction moyenne N-S ainsi que d'autres structures transverses.

*

* *