

CHAPITRE 3

LES LITHOFACIES STRUCTURAUX

CHAPITRE 3. LES LITHOFACIES STRUCTURAUX

Afin de mieux comprendre la manière dont les formations des domaines waulsortiens furent déformées, il nous a semblé important de les percevoir, non plus en termes stratigraphiques, mais plutôt mécaniques. C'est durant cette approche que nous aurons l'occasion de décrire, dans ces formations, les caractères lithologiques et géométriques qui contrôlent leur mode de structuration tectonique. C'est la raison de ce chapitre plus théorique qui servira de trait d'union entre ce que nous connaissons des formations dans leur domaine waulsortien respectif (Chap. 2.) et l'inventaire des structures de déformation (Chap. 4.).

Nous définirons donc ici les entités de l'agrégat waulsortien et de son enveloppe périlwaulsortienne qui ont un comportement spécifique propre, vis-à-vis de la déformation, en raison surtout de leur lithologie et géométrie primaire. C'est sur ces bases qu'ultérieurement nous établirons un inventaire interprété des structures tectoniques en ayant à l'esprit des corps à comportement tectonique comparable ou non.

*
* *

Section 3.1.

LE CONCEPT DU LITHOFACIES EN TERME DE MECANIQUE DES ROCHES.

Si l'on reprend, aux fondements de la géologie structurale, la définition de la rhéologie, celle-ci est comprise comme l'étude des relations entre les contraintes imposées à un corps (*stress*) et les déformations résultantes (*strain*) (Ramsay & Huber 1983). La grande diversité des déformations des roches, à niveau structural équivalent, est due à la variation, parfois très locale, de la contrainte mais aussi à la diversité lithologique des roches et à leurs relations géométriques. Knipe (1989) a ainsi précisé certaines conditions en exprimant comment les procédés intimes de déformation des matériaux, intra- et/ou intergranulaires, se réalisent sous contrôle lithologique (minéralogie du matériau, porosité et texture, etc.) et physique (température, pressions des fluides, etc.). Pour nous, la géométrie des corps joue un rôle aussi important, surtout dans le sens où l'on évoquera non seulement la forme propre des corps sédimentaires et leurs structures primaires mais aussi leurs relations vis-à-vis des autres corps qui les entourent. Ces relations géométriques prendront de l'importance quand nous aborderons les problèmes d'interactions et de dysharmonies tectoniques liées à la proximité de corps dissemblables durant la structuration.

§ 3.1.a. Définitions de base en mécanique des roches.

Rappelons d'abord les termes de base utilisés lorsqu'on caractérise, par des tests en laboratoire, les propriétés mécaniques des roches. Les essais de compression simple ont montré qu'à chaque valeur de contrainte σ correspondait une valeur de déformation ϵ . La courbe contrainte-déformation passe ainsi d'abord par un stade de réversibilité (domaine élastique) avant d'atteindre un seuil d'irréversibilité, où le retour à l'état initial devient impossible (fig. 3.1). De là, soit **(1)** la déformation se développe facilement sans accroissement important de la contrainte dans le domaine de la déformation plastique, soit **(2)** la rupture est atteinte immédiatement (Blès & Feuga 1981).

Dans le premier cas, le comportement de la roche sera qualifié de ductile ou souple et dans le second cas, de cassant, rigide ou fragile (*brittle*). Ces termes extrêmes de comportement, liés à des compressions simples, doivent être étendus avec prudence dans les cas naturels où les contraintes responsables des déformations sont triaxiales. Des comportements intermédiaires dans le domaine plastique, correspondant à des variations de contrainte selon σ_1 - σ_3 , permettent ainsi de nuancer les termes de la limite ductile-cassant (fig. 3.1).

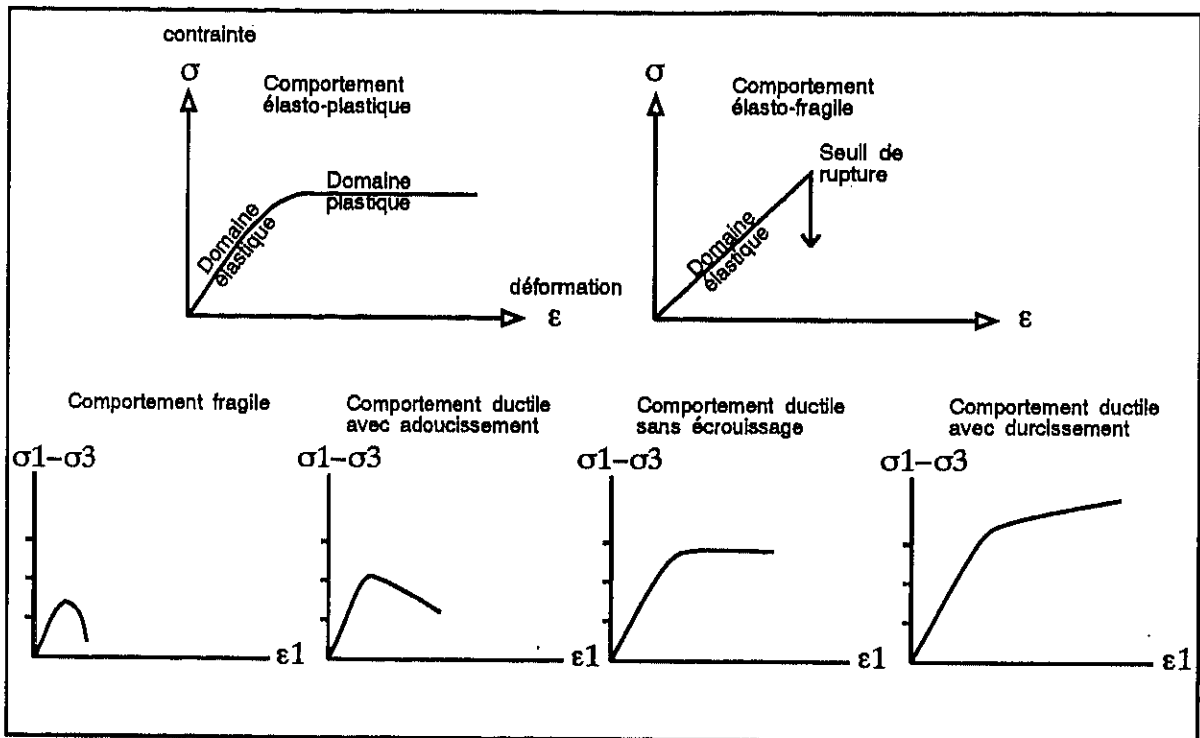


Figure 3.1

Courbes théoriques contrainte-déformation des comportements plastique et fragile des matériaux (d'après Blès & Feuga 1981).

L'anisotropie est généralement comprise comme la variation, dans l'espace, des propriétés physiques d'un matériau. L'anisotropie mécanique d'un corps sédimentaire est ainsi le fait principal de trois types d'hétérogénéités relatives à la direction des structures primaires: (1) le litage et la stratification qui impliquent l'alternance de matériaux dissemblables et la compaction qui provoque l'apparition de joints parallèles à S_0 , (2) les structures synsédimentaires qui peuvent induire des variations multidirectionnelles de propriétés mécaniques, et (3) les plans de clivages précoces et obliques à S_0 , dont la moindre cohésion rend possible des glissements ultérieurs. La compétence caractérise quant à elle la susceptibilité qu'ont les roches à se déformer. Les matériaux compétents (grès et calcaires par exemple) sont plus rigides, dans le sens où ils ont une capacité réelle à mieux marquer le plissement, à niveau structural identique. Par contre, les roches incompétentes plus ductiles (schistes, etc.) subiront, par exemple, un fluage normal à la contrainte maximale. Cette notion de compétence, comme le conseillent Ramsay & Huber (1983), doit être relativisée comme un qualificatif de comparaison car elle n'a pas de valeur précise dans l'approche rhéologique. Cette idée est confortée par la variation, suivant la profondeur, de la compétence relative d'une roche par rapport aux autres comme en témoigne, le tableau de la fig. 3.2 (de Sitter 1964).

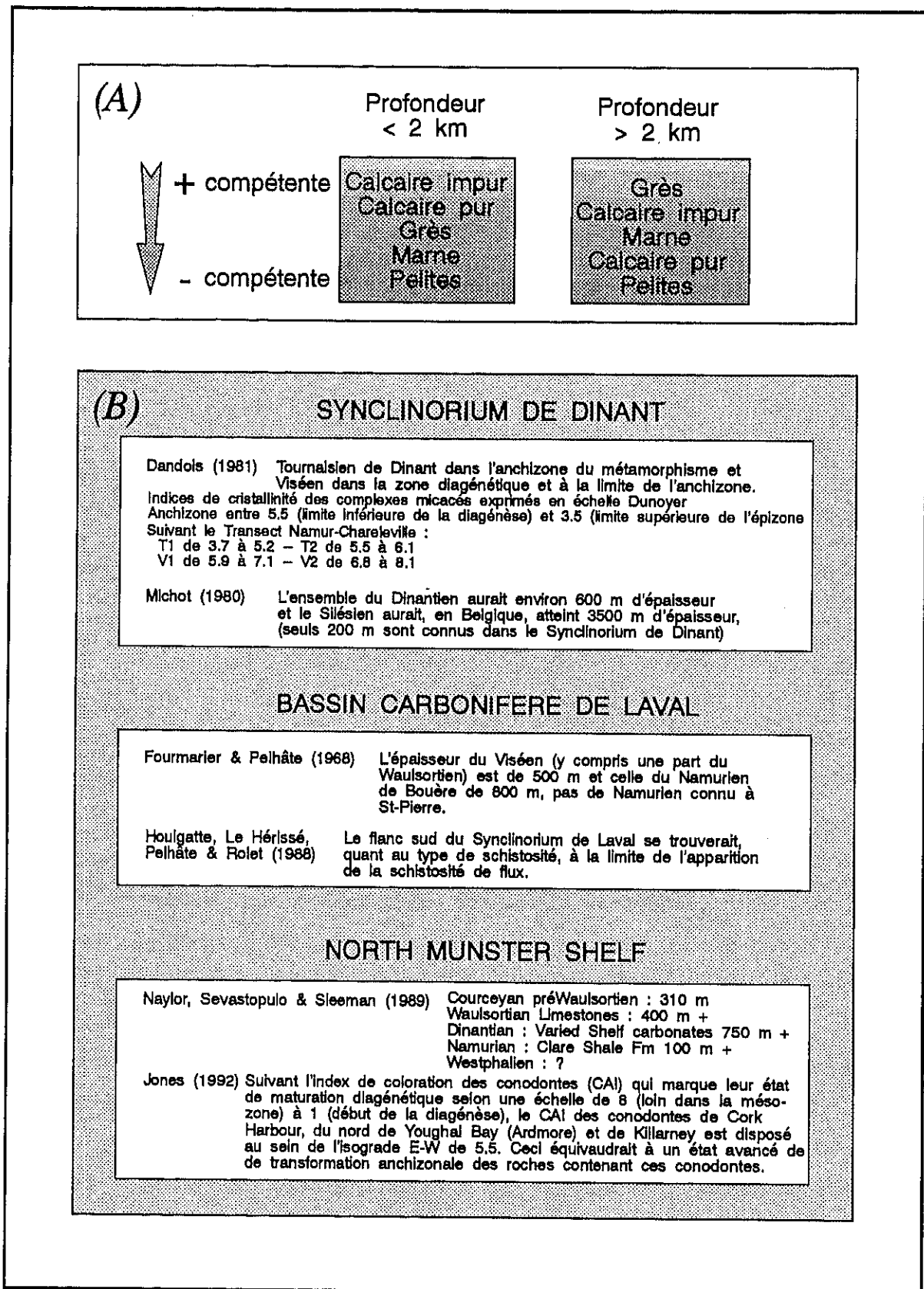


Figure 3.2

(A) tableau des variations de compétence de diverses roches suivant la profondeur d'enfouissement (d'après de Sitter 1964) et (B) évaluation des conditions d'enfouissement dans les domaines pour les terrains étudiés suivant les données connues.

Lors de l'application des forces, les masses intimes de la roche sont amenées, via les changements que subissent des points initialement voisins, à changer (1) de position (le déplacement) et (2) de forme (la déformation). Si l'on prend un objet unitaire, initialement sphérique par exemple, c'est le résultat du changement de forme vers l'ellipsoïde, sans déplacement ou transposition de l'objet, qui marque la déformation *sensu stricto*. Pris au sens large, et par extension des qualificatifs appliqués au comportement des matériaux, ce terme comprend les déformations permanentes qui dépassent la limite d'élasticité soit (1) par une perte brutale de cohésion, la déformation cassante ou soit, (2) qui augmentent encore sans atteindre la rupture, la déformation ductile (*ductile flow*, Ramsay & Huber 1983). Ces termes rejoignent les notions de déformations continues et discontinues qui dépendent de la ductilité des matériaux et de l'échelle d'observation (Cobbold & Gapals 1986). Rappelons encore que le niveau structural auquel les déformations se produisent est un élément majeur à considérer, comme nous l'avons signalé pour la compétence des matériaux. La fig. 3.2 présente ainsi les profondeurs d'enfouissement atteintes, au moment de leur déformation, par les domaines waulsortiens étudiés.

D'autres détails seront encore donnés sur la déformation dans les lignes qui suivent et lors de l'inventaire des structures. Pour l'instant, nous insisterons sur les deux points fondamentaux qui, à conditions équivalentes dans les domaines waulsortiens, vont influencer le comportement des corps rocheux : leur lithologie et leur géométrie. Les effets de la pression de confinement et la température, qui s'expriment par les transformations métamorphiques, ont aussi une influence sur la compétence des matériaux (Logan & Semeluk 1976), même si en ce qui nous concerne les différences ne sont pas suffisantes que pour être marquantes (fig. 3.2).

§ 3.1.b. La texture et la composition des roches.

La nature des roches dans le domaine waulsortien est globalement du type carbonaté avec, aux extrêmes, des calcaires purs, des dolomies et des calcschistes. Pour ces derniers, leur composition, favorisant le développement de joints pré-tectoniques marqués par des niveaux serrés où se concentrent les argiles et insolubles, explique qu'ils auront un comportement rhéologique différent des autres lithologies. Pour les calcaires et dolomies, la littérature récente est assez pauvre en travaux concernant leur comportement dans des milieux naturellement déformés. Par contre, il existe beaucoup d'études où des essais mécaniques ont été appliqués à différentes roches carbonatées de compositions et textures variables.

Hugman & Friedman (1979) ont ainsi contribué à la connaissance du comportement mécanique des matériaux carbonatés. Grâce à leurs expérimentations sur différentes roches carbonatées à diverses pressions de confinement, ces auteurs ont pu chiffrer les coefficients de corrélations linéaires entre les paramètres pétrographiques des carbonates et leur seuil de rupture, matérialisé par la limite graphique des comportements élastiques et fragiles. Pour simplifier leur analyse mécanique, Hugman & Friedman (1979) ont classé les éléments texturaux des roches carbonatées de leur étude selon quatre types : les carbonates microcristallins (micrites pures), les calcites d'allochems (*detrital* sauf pellets), les calcites sparitiques (*coarse-grained clear calcite*), les dolomites (rhomboédriques et anhédras). Des corrélations qu'ils ont recherchées entre les seuils de rupture et les lithologies (composition - texture) des roches carbonatées, Hugman & Friedman (1979) ont conclu :

- (1) que les éléments importants qui influencent le comportement mécanique sont la calcite sparitique, les carbonates microcristallins et la dolomite.
- (2) que les marbres et calcaires sparitiques sont les roches les plus ductiles. Si le contenu de la roche en carbonates microcristallins dépasse 50 %, la roche est plus résistante et cassante. Il en est de même pour les dolomites où les variétés cristallines anhédras sont moins cassantes que les dolomites microcristallines ou euhédrales.
- (3) que de tous les facteurs considérés, la taille des grains est le facteur le plus important étant donné qu'il influence la limite de rupture à un point tel que même un pourcentage élevé en dolomite a son effet masqué par l'effet de la taille des grains.

Ces variétés de comportement, entre des micrites microcristallines et des calcites sparitiques peuvent être expliquées par l'étude du *strain partitioning* des carbonates grossiers. Ce genre d'analyse, présentée entre autres par Groshong, Pfiffner & Pringle (1984), permet d'approcher la déformation à l'échelle des grains et de comprendre la succession des mécanismes individuels de déformation qui conduisent à la structuration des roches carbonatées. La déformation se réalise ainsi de deux manières, les grains étant intimement déformés ou non (fig. 3.3) :

- (1) Le maclage et la déformation intragranulaire lorsque les grains sont intimement déformés : lamelles de macles, déformation intracristalline avec recristallisation, *crystal-plasticity* et clivages.
- (2) La déformation (trans-) ou intergranulaire qui recoupe les grains sans les déformer intimement : stylolithes, *grain-to-grain pressure-solution* (Durney 1976), microfractures et veines.

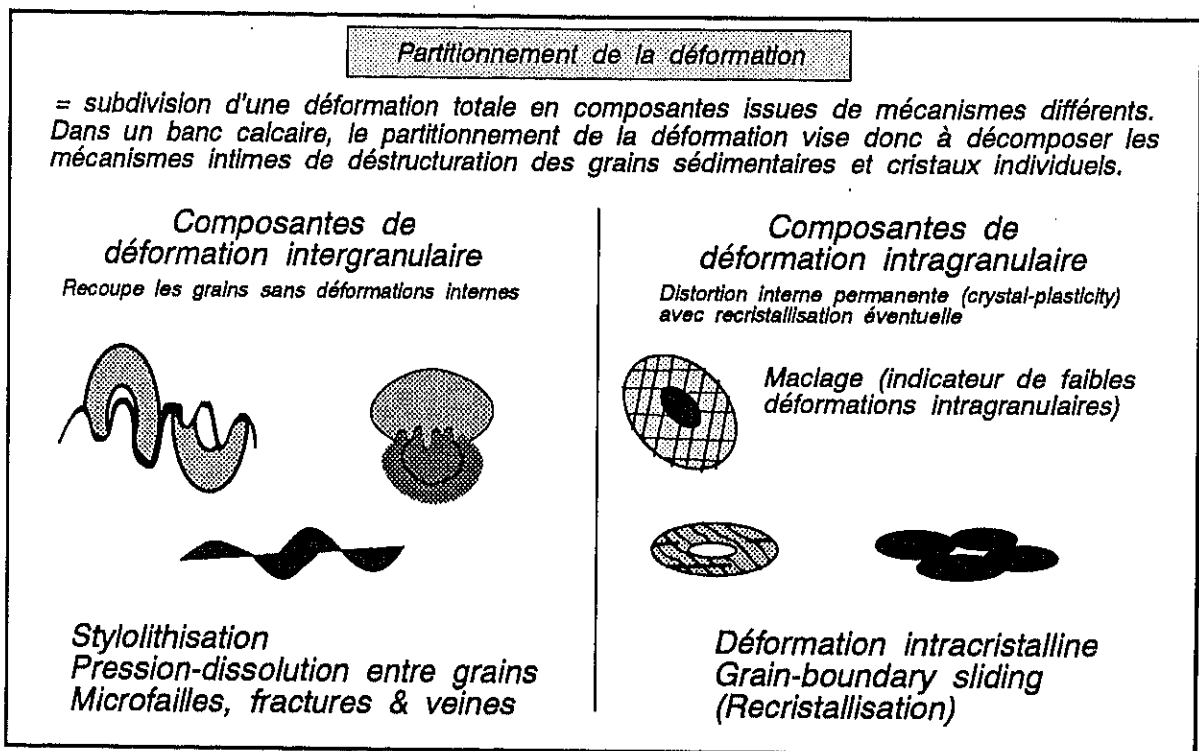


Figure 3.3

Le partitionnement de la déformation dans un calcaire grossier en termes de déformations intergranulaires et intragranulaires (d'après Groshong, Pfiffner & Pringle 1984).

Les effets de chacun de ces mécanismes sont clairement contrôlés par la taille des grains, la texture d'arrangement des grains entre eux et leur composition minérale. Les calcaires sparitiques et, par extension, ceux contenant de grandes calcites monocristallines, ainsi que les marbres, ont un comportement beaucoup plus ductile à la contrainte que les calcaires microcristallins. Les éléments grossiers développent en effet, assez tôt pendant la déformation, les microfractures et macles qui permettront le développement futur de glissements intracrystallins - ce sont des roches grossières où ces déformations sont exacerbées qui prendront l'aspect final de calcmylonites (de Roo, Duyster & Weber 1992). Au contraire, l'agrégation intime et la petite taille des carbonates microcristallins ne permettent pas le développement précoce des microfractures. Ceci, à pression et température égales, abaisse leur seuil de rupture par rapport aux calcites grossières et l'on qualifie donc leur comportement de plus fragile. Parmi d'autres auteurs qui ont étudié cet aspect, citons Schmid, Boland & Paterson (1977) qui ont montré que l'hétérogénéité d'une déformation peut être due à la différence de granulométrie entre des oïdes et leur matrice, ainsi que Doukhan, Henry & Paquet (1976) qui ont montré que les fractures se développant dans des micrites de granulométrie ne dépassant pas 0.003 à 0.004 mm sont intergranulaires alors que dans les micrites plus "grossières", les fractures deviennent intragranulaires.

C'est donc, comme nous l'apprennent ces travaux, la diversité des réponses mécaniques apportées par les carbonates qui nous a amené à considérer les diverses lithologies des formations étudiées en terme de qualité mécanique de leurs composantes minérales et texturales.

§ 3.1.c. Les formes et discontinuités des corps.

La géométrie des corps est la seconde cause principale de diversité de la déformation des roches soumises aux mêmes contraintes. Le principal point à considérer est la présence ou non d'interfaces primaires ou diagénétiques, causes de la manifestation la plus spectaculaire de la déformation que sont les plis isopaques - l'interface étant comprise comme une surface de séparation facile (1) entre deux bancs de formes, d'âges et/ou de lithologies distinctes, et (2) entre deux pseudobancs séparés par une surface diagénétique de dissolution. Par définition, les plis ne se marquent aisément que si il y a présence d'une interface, ou discontinuité, entre deux bancs. Une surface primaire de stratification plus lisse serait ainsi plus favorable aux glissements que le *pseudobedding* à surface stylolithique rugueuse issu du processus diagénétique de pression-dissolution (Simpson 1985).

Dans les domaines waulsortiens étudiés, nous allons donc considérer les trois formes de banc qui constituent des extrêmes d'une série où les différences sont parfois peu importantes. Ces formes de banc ne peuvent être appréhendées que si elles sont marquées par une surface de stratification - indépendante du litage interne qui peut être oblique. Ce sont ainsi (1) les bancs planaires au sens strict du terme, (2) les bancs tabulaires, auxquels nous ajouterons souvent le terme effilés pour exprimer le fait qu'ils ont une forme lenticulaire mais plate, et (3) les bancs lenticulaires, pour lesquels nous parlerons aussi de monticules pour exprimer leur extension verticale mieux marquée. Les bancs tabulaires et lenticulaires correspondent dans les faciès waulsortiens aux modes de croissance du type *tabular form* et *knoll-form* décrit par Lees & Miller (*In press*).

Un autre type de surface était déjà cité en 1939 par de Slitter qui avait mis en évidence des plans de cisaillement (ou de foliations) perpendiculaires aux poussées dans des blocs d'argilles d'expérimentation. Cet auteur inventait, sans le citer explicitement, le concept du *layer-parallel shortening*. Dans les séries stratifiées, le plissement se déclenche parfois rapidement par ripage banc sur banc alors que dans d'autres conditions, plus hétérogènes, le raccourcissement implique une importante pression-dissolution et stylolithisation avant que le ploiement n'apparaisse (Trémolières & Reulet 1978). Une notion de temps intervient ici, à même contrainte et niveau structural, dans l'étude des systèmes multicouches. Une forme de

dysharmonie apparaîtra si la période de raccourcissement n'a pas été suffisante pour que l'un des corps développe la même intensité de plissement que l'autre. Dans l'analyse géométrique des corps constituant les domaines waulsortiens nous devons ainsi distinguer (1) les séries clivées, partiellement ou complètement, liées à la présence de lithologies qui permettent le développement de joints serrés de compaction et/ou d'un clivage tectonique, et (2) des séries non clivées où ces structures pénétratives ne se marquent pas.

Outre ces différences de formes, l'approche de la géométrie des corps doit tenir compte de leurs interactions. C'est ainsi que des déformations locales et induites peuvent s'ajouter aux déformations régionales lorsque deux corps adjacents ont une géométrie dissemblable et/ou des comportements différents qui ne permettent pas une même accommodation aux contraintes tectoniques.

Pour la description géométrique des corps sédimentaires du Waulsortien, une remarque particulière doit être faite sur les termes de "lithosomes" et "agrégats". Cette attention transparait dans la description que Lees & Miller (*In press*) donnent des agrégats waulsortiens où suivant le cas, des objets lenticulaires de tailles diverses se superposent et s'amoncellent avec ou sans la présence de faciès de flancs (fig. 2.3). Ailleurs, des lentilles waulsortiennes semblables mais isolées ont pu être individualisées au sein de faciès différents. Nous tenterons donc dans l'analyse structurale de différencier le lithosome perceptible en tant qu'objet, d'un agrégat composite où la discrimination des objets est rendue difficile par les conditions même de l'agrégation et/ou la qualité des affleurements.

Une dernière condition relative à la définition géométrique des corps est celle de l'échelle à laquelle ils sont définis. Si l'on considère ainsi, à mêmes conditions de contrainte, le comportement cassant d'un chert et ductile d'un banc calcaire qui le contiendrait, nous constatons que les comportements sont opposés. Même s'il faut tenir compte de ces variations de compétence, nous traiterons ici un ensemble de roches, dans le sens où c'est, dans cet exemple, la discontinuité chert-matrice qui joue un rôle mécanique majeur et non le chert lui-même.

§ 3.1.d. La définition du lithofaciès structural.

Une étape essentielle de ce travail, afférente à la diversité des lithologies et géométries rencontrées, a été de définir l'unité d'étude de la déformation que nous utiliserons pour des domaines aussi variés que ceux du Waulsortien et de leur enveloppe. Cette unité d'étude sera en fait définie ici comme un ensemble de roches qui par ses caractéristiques tant

lithologiques que géométriques est propre à se déformer, à conditions équivalentes, d'une manière différente des corps qui lui sont proches. Cet ensemble sera appelé ici lithofaciès structural : le substantif "lithofaciès" étant utilisé selon la définition qu'en donne Reading (1986 p. 4) "A facies is a body of rock with specified characteristics. (...) If (...) emphasis is on the physical and chemical characteristics of the rock, then the term lithofacies is appropriate." Le qualificatif "structural" sera employé pour insister sur le fait que, parmi ces caractéristiques physiques et chimiques, ce sont celles qui jouent un rôle durant la déformation qui nous intéressent.

Sur base de cela, nous avons défini sept lithofaciès structuraux dont nous décrivons les caractéristiques dans les paragraphes qui suivent. Ils sont présentés à la fig. 3.4 qui schématise leur constitution et disposition et au tableau de la fig. 3.5 où nous avons établi leurs correspondances avec les formations ou faciès des domaines waulsortiens étudiés :

- Ce sont d'abord ce que nous appellerons ici des séries : d'une part celles qui sont constituées de calcaires (ou localement de dolomies) en couches régulières et bien stratifiées et d'autre part, les séries où alternent des couches stratifiées de calcaires et de schistes et/ou de calcschistes. Nous utiliserons les termes de séries stratifiées et séries alternées (calcaires-schistes) pour dénommer ces deux lithofaciès structuraux.

- Viennent, également dans les ensembles composites, les deux lithofaciès structuraux définis pour les agrégations waulsortiennes. Ce sont d'abord les agrégats tabulaires où les bancs waulsortiens sont tabulaires et effilés (*tabular form* de Lees & Miller *In press*) et alternent ou non avec des niveaux interstratifiés pour former l'agrégation. Ce sont ensuite les agrégats lenticulaires où les bancs waulsortiens sont plus lenticulaires et "massifs" (*knoll-form* de croissance) et s'empilent pour former un agrégat également massif plus en relief auquel s'associeront des faciès de flancs.

- Enfin, les trois autres lithofaciès structuraux ont la particularité d'être des corps non composites comme les séries ou agrégats. Ils sont stratifiés ou plus ou moins massifs, et surtout, intercalés ou individualisés au sein des autres lithofaciès structuraux. De par cette définition, ils ne peuvent être caractérisés que si leur identification est possible par les conditions d'affleurement. Ce sont (1) les intercalations crinoïdiques, correspondant à des niveaux très riches en crinoïdes, (2) les lentilles isolées qui sont des bancs waulsortiens isolés et monticulaires avec ou sans litage interne, et (3) les noyaux dolomitiques, massifs et souvent difformes au sein des autres lithofaciès structuraux.

Une notion proche du lithofaciès structural a été trouvée dans Currie, Patnode & Trump (1962) qui ont étudié la formation de plis dans des séries stratifiées. Ils ont dénommé "*structural lithic unit*", une portion de la colonne stratigraphique dont les réactions à la déformation lui sont caractéristiques. Ces réactions sont infléchies par une unité dominante de la séquence dont la compétence est marquante lors du plolement des strates. Nous tenterons dans l'étude des dysharmonies tectoniques entre lithofaciès structuraux de mettre en évidence les caractères de la déformation qui sont dus au rôle des lithofaciès structuraux dominant. Un autre concept semblable est celui qu'utilisèrent Logan & Semenluk (1976) dans leur étude du métamorphisme dynamique de roches carbonatées du Dévonien situées à la bordure septentrionale du *Canning Basin* en Australie. Dans leur problématique, ces auteurs cherchaient un terme pour définir les entités susceptibles de réagir aux pressions-dissolutions ou d'en résulter. Ces entités pouvant avoir la taille d'allochems, de formations, ou même de corps discordants tels les accumulations récifales, Logan & Semenluk (1976 p. 8) ont défini le terme "*lith*" comme "*a body of material that behaves as a statistically homogeneous unit under a set of specific physical and chemical conditions; it is a finitely extended body independent of scale, geometry and composition.*"

*

* *

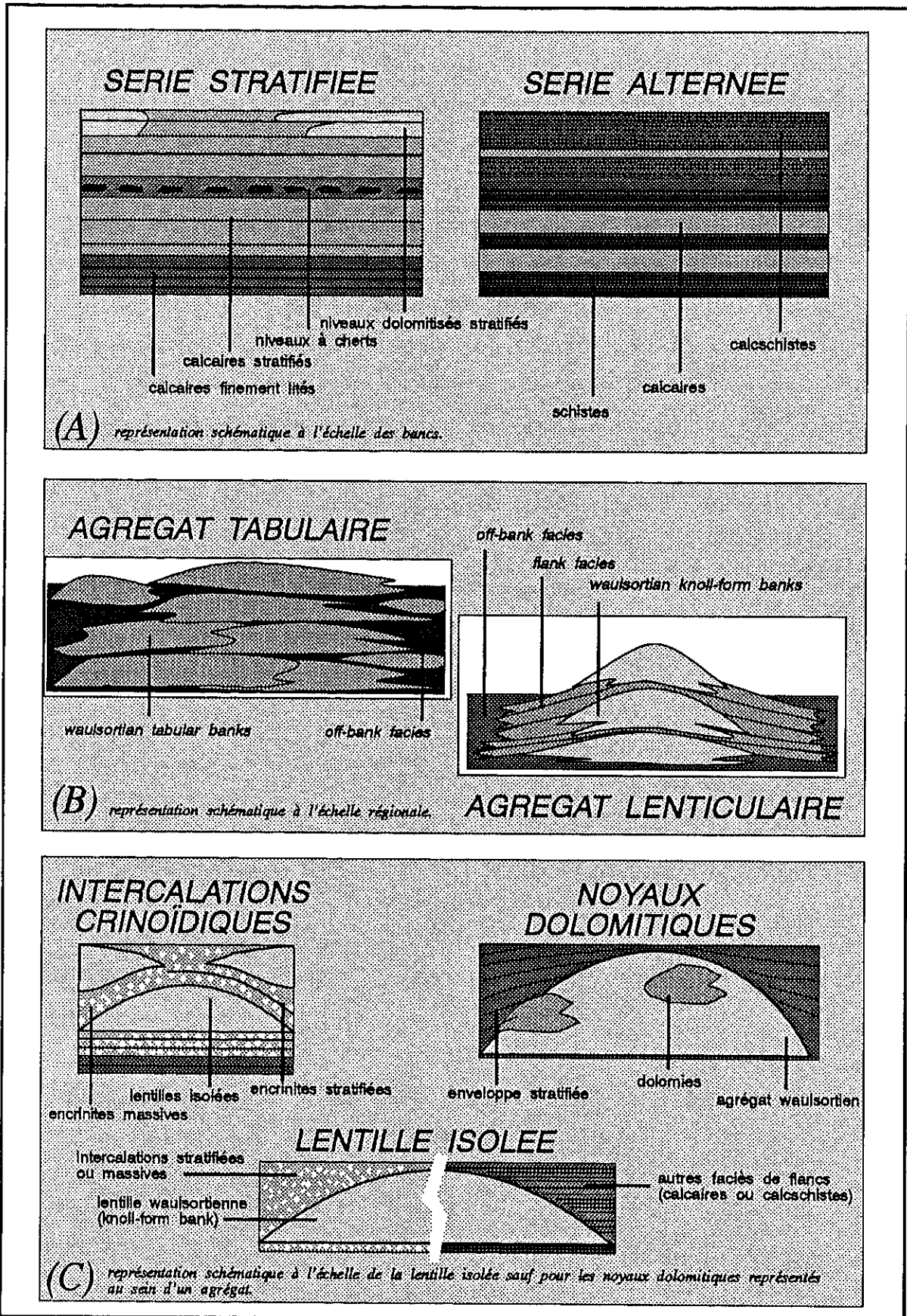


Figure 3.4

Présentation schématique des lithofaciès structuraux : (A) les séries stratifiées calcaires et alternées calcaires-schistes, (B) les agrégations waulsortiennes (d'après Lees & Müller (in press)) et (C) les corps non composites et individualisés.

LITHOFACIÈS STRUCTURAUX DOMAINES WAULSORTIENS	séries stratifiées	séries alternées	agrégats tabulaires	agrégats lenticulaires	intercalations crinoïdiques	lentilles isolées	noyaux dolomitiq.ues
Furfooz Bassin de Dinant (Ardenne)	Facès de Lefte & Facès de la Molignée (Tr3-V1)	Calcschistes de Maurrenne (Tr2c)	_____	"Récif waulsortien sauf les Lf. isolés (crit., lent., dol.) (Tr3bc-V1a)	Facès de Bayard & Facès crinoïdique du Waulsortien (Tr3a-Tr3b)	Lentilles à la base du Waulsortien (Tr3b)	Dolomies intra-waulsortiennes (Tr3bc-V1a)
Bouère Bassin de Laval (Bretagne)	Facès E,F du Jars (Tr1b3-12a, Calcaires de Bouère)	Facès A,C,D du Jars (Tr1b3-12a, Calcaires de Bouère)	_____	_____	Facès G du Jars (Tr1b3-12a, Calcaires de Bouère)	Facès B du Jars (Tr1b3-12a, Calcaires de Bouère)	_____
St-Pierre Bassin de Laval (Bretagne)	Facès stratifiés de 0 à 60 m de Feux-Vilaine (Tr sup.)	_____	Facès interstratifiés de 60 à 140 m de Feux-Vilaine (Tr sup.)	_____	Fins bancs à 40 & 90 m Feux-Vilaine (Tr sup.)	Lentille à 30 m Feux-Vilaine (Tr sup.)	_____
Ardmore North Munster Shelf (Sud de l'Irlande)	_____	Ballysteen Fm. - partie terminale (Courcoyan)	Waulsortien Limestones (Courcoyan)	_____	Niveaux crinoïdiques dans les Waulsortien (Courcoyan)	_____	_____
Loughbeg North Munster Shelf (Sud de l'Irlande)	Waulsortien Lst. - partie supérieure & Loughbeg Fm. (Courcoyan-Chadian ?)	_____	Waulsortien Limestones (Courcoyan)	_____	_____	_____	_____
Muckcross North Munster Shelf (Sud de l'Irlande)	_____	_____	Facès interstratifiés (Courcoyan)	Facès massifs au NE et SE (Courcoyan)	_____	_____	_____

Figure 3.5

Tableau des correspondances entre les lithofaciès structuraux et les formations ou faciès ou faciès connus dans les divers domaines waulsortiens étudiés.

Section 3.2.

LES SÉRIES STRATIFIÉES ET ALTERNÉES.

§ 3.2.a. Les séries stratifiées des domaines waulsortiens.

L'enveloppe stratifiée du Waulsortien de Furfooz.

Dans le domaine waulsortien de Furfooz, l'enveloppe du récif est constituée par une série calcaire stratifiée - dorénavant comprise ici comme un lithofaciès structural - regroupant le Faciès de Leffe et le Calcaire noir de la Mollignée (§ 2.2.a.). Nous en rappelons la description de Paproth, Conil *et al.* (1983, p. 218) : "(Le Faciès de Leffe est constitué de) *Calcaires bien lités avec cherts généralement pâles : micrites, blomicrites et localement blomicrudites. Teinte grise à gris-violet, parfois plus claire. De petites unités rythmiques se développent par endroits au voisinage des grandes masses waulsortiennes (...) elles se modifient ou s'amortissent très vite latéralement. On peut également observer des "slumps" et des brèches. (...) Il est surmonté par le Calcaire noir de la Mollignée caractérisé par ses plaquettes et bancs noirs finement lités : le passage de l'un à l'autre se fait par alternances (...).*" (fig. 1.1, fig. 2.4). Ce sont ces deux faciès, qui, en passage latéral et progressif depuis le Waulsortien, constituent l'enveloppe des récifs. Nous avons vu plus haut (§ 2.2.b.) que c'est en grande partie grâce à la présence de cette série stratifiée dans le domaine waulsortien que l'analyse structurale des plis fut possible (Brodtkorn 1985).

Les faciès E, F de Bouère.

La série stratifiée de la carrière du Jars à Bouère est constituée par les faciès E et F (§ 2.4.b., fig. 2.13, fig. 2.14). Ces niveaux calcaires, successivement des calcaires lités blomicritiques en bancs d'environ 35 cm et des bancs plus épais de teinte bleue foncée, sont situés entre la lentille précoce et le développement waulsortien de Bois Jourdan, juste avant la sole crinoïdique de celui-ci. C'est enfin et surtout, grâce à la déformation de cette série stratifiée, appartenant aux Calcaires de Bouère, que nous avons pu identifier d'une manière précise les structures majeures de la carrière du Jars comme par exemple le pli dissymétrique.

La série stratifiée de 0 à 60 m à St-Pierre.

La série stratifiée de St-Pierre est située au paller - 80 de la carrière de Feux-Villaine depuis l'extrémité SW jusqu'à 60 m vers le NE (§ 2.4.d., fig. 2.15, fig. 2.17). Les calcaires sont ici des *mudstone-wackestones*, très diagénétisés, dans lesquels une lentille isolée a été décrite à la base ainsi que des intercalations crinoïdiques que nous étudierons plus loin. Stratigraphiquement, cette série précède des niveaux nettement moins bien stratifiés et

planaires mais de même caractère lithologique, l'ensemble ayant été attribué à des faciès du type waulsortien (ici intégrés au Calcaire de Laval). Néanmoins, le caractère géométrique de cette série, marqué par une stratification régulière et planaire délimitant des bancs uniformes, nous a incité à en différencier le statut mécanique en regard de l'agrégat tabulaire qui lui fait suite.

Le Waulsortien final et la *Loughbeg Formation* à Loughbeg.

Dans le domaine waulsortien de Loughbeg, la partie supérieure du Waulsortien et la *Loughbeg Formation* qui lui fait suite sont des niveaux bien stratifiés qu'il convient de classer, d'un point de vue mécanique, dans une même série stratifiée (§ 2.6.b., fig. 2.23). Les *Waulsortian Limestones* se terminent en effet par 25 m de *wackestones* bien stratifiés auxquels succèdent les calcaires stratifiés de la *Loughbeg Formation*, du type *mudstone*, nodulaires et à cherts. Comme élément supplémentaire de discontinuité, un niveau, en apparence stratiforme, constitué de cendres volcaniques anciennes a été repéré. Source de dysharmonie tectonique, il l'a sûrement été aussi durant la sédimentation puisqu'il est en partie responsable d'un *slump* cartographié dans sa proximité immédiate (§ 4.1.b.). C'est, finalement comme partout ailleurs, la présence de cette série stratifiée qui a permis la cartographie structurale du Synclinal de Loughbeg.

§ 3.2.b. Les caractères mécaniques des séries calcaires stratifiées.

Les séries calcaires bien stratifiées et régulières sont une forme commune de glissement des calcaires. Leur caractéristique fondamentale est leur disposition en couches calcaires (ou parfois dolomitiques) qui peuvent ou non varier latéralement quant à leur lithologie. Par opposition à d'autres lithofaciès structuraux, les séries stratifiées ne contiennent pas de niveaux schisteux. Les bancs qui composent la série stratifiée ont, par définition, une géométrie planaire, au sens le plus strict du terme et bien sûr, à l'échelle d'observation dans le cadre des structures régionales. Les bancs de ce lithofaciès structural dans les domaines waulsortiens étudiés sont rarement fort épais, de quelques centimètres à maximum 2 m d'épaisseur, toujours séparés par des joints de stratification résultant de la mise en strate ou plus rarement identifiables comme étant le fait de processus diagénétiques. Lorsqu'ils sont très finement lités, un déblit en plaquettes peut même apparaître, ce qui accentue la facilité de ce lithofaciès structural à se plisser. Par les contrastes d'épaisseurs ou de textures entre les bancs, ou même par la présence de *slumps*, des dysharmonies peuvent apparaître. Elles joueront cependant dans le sens d'une plus grande capacité, pour la série stratifiée, à prendre en charge les glissements interstrates à l'origine de sa déformation.

Dans les séries stratifiées ici étudiées, les textures des calcaires sont assez variées, des *wackestone-packstones* aux *mudstones* extrêmement fins. Cette diversité est renforcée par la présence plus ou moins importante de divers constituants tels les intraclastes et éléments de microbrèches, les blocs grossiers, les microsparites et les boues parfois très finement litées. En divers endroits également des niveaux de cherts plus ou moins continus et des dolomies stratifiées sont présents ainsi que des structures synsédimentaires tels des *load casts* ou *slumps*.

La série calcaire stratifiée est donc avant tout marqué par la présence régulière et serrée de niveaux de stratification planaire - discontinuités primaires simples qui serviront de vecteurs au plissement des couches par ripage. A ces plans de stratification, débitant parfois la roche en plaquettes, il faut ajouter, comme facteur déterminant vis-à-vis du plissement, des contrastes intimes de compétences entre les divers éléments qui constituent la diversité de ces calcaires. Ces contrastes, quand ils existent, favorisent la flexuration des couches par déformations intergranulaires et glissements de bordures.

§ 3.2.c. Les séries alternées calcaires-schistes.

Les Calcschistes de Maurenne à Furfooz.

La première formation que nous attacherons aux séries alternées calcaires-schistes des domaines waulsortiens étudiés est celle des Calcschistes de Maurenne du Synclinorium de Dinant (§ 2.2.a., pl. 1). Ils furent redéfinis par Paproth, Conil et al. (1983, p. 219) comme des "Calcschistes foncés avec passées de calcaire argileux très coquillier.(...) Les 2,50 m du sommet sont constitués du calcaire argileux avec quelques niveaux de cherts. Ces calcschistes sont surmontés par les calcaires à faciès Bayard (ici 3,50 m) des régions waulsortiennes." A Furfooz, l'épaisseur de cette série est d'environ 40 m. Dans ce travail, les Calcschistes de Maurenne ont fait l'objet d'un intérêt particulier lors du levé structural surtout pour leur capacité à marquer l'attitude régionale du clivage plan-axial.

Les faciès calcschisteux A, C et D de Bouère.

Dans le domaine waulsortien de Bouère, c'est en bordure de la lentille précoce de la carrière du Jars (faciès B) que nous avons levé des séries alternées du type calcschisteuse (fig. 2.14). Ce sont les faciès A, C, et surtout D qui sont essentiellement constitués de niveaux calcschisteux bien marqués (§ 2.4.b.). Le faciès D est un calcschiste gris-noir finement clivé par des microjoints de dissolution avec concentration d'insolubles. Il s'étend au-dessus de la lentille waulsortienne sur une épaisseur de 50 cm et contient des niveaux de calcite de cristallisation. En dessous de la lentille, le faciès A est un calcaire riche en stylolithes et

Intercalations schisteuses. Enfin, et latéralement, le faciès C constitue un terme de passage entre A et D : c'est un *mudstone* calcaire à nombreux joints stylolithiques argileux. L'ensemble de ces niveaux, ainsi que la lentille waulsortienne précoce entourée par ces calcschistes, appartient à la Formation des Calcaires de Bouère et constitue le premier terme d'une séquence correspondant au développement du Waulsortien.

La partie supérieure de la *Ballysteen Formation* d'Ardmore.

Pour les domaines waulsortiens étudiés dans le Sud de l'Irlande, le seul faciès que nous avons levé en détail et où se marque une alternance de calcaires et schistes est la partie supérieure de la *Ballysteen Formation* à Ardmore (§ 2.6.a., ann. 3, fig. 2.21). Dans cette partie, la *Ballysteen Formation* est constituée d'une alternance de niveaux schisteux inférieurs à 20 cm et de bancs calcaires de 20 cm à plus d'un mètre d'épaisseur. L'importance que revêtira, pour l'analyse structurale et le comportement mécanique de cette série, la présence d'un clivage précoce particulièrement bien développé dans les passées schisteuses sera démontrée en détail dans l'inventaire des structures.

§ 3.2.d. Les caractères mécaniques des séries alternées calcaires-schistes.

D'un point de vue rhéologique, l'alternance de niveaux schisteux et/ou calcschisteux au sein de calcaires stratifiés plus ou moins argileux est un important facteur pour le développement du plissement. Chaque joint, qu'il sépare un niveau calcaire et un niveau schisteux, ou qu'il soit un domaine clivé dans un calcschiste, est une surface potentielle de glissement favorable à la déformation ultérieure.

Dans les Calcschistes de Maurenne à Furfooz, par exemple, les domaines clivés séparent des microlithons constitués de calcaires du type *wackestone* (pl. 1). Ces domaines clivés résultant de la compaction ont une forme qui fut conditionnée par la texture initiale de la roche en voie de transformation, au même titre que le seront des clivages obliques purement d'origine tectonique. Bhagat & Marshak (1990) ont ainsi présenté les changements de fabrique qui accompagnent le développement d'un clivage dans la transition des calcaires aux calcschistes (fig. 3.6 pour la *Kalkberg Formation* du Dévonien Inférieur de Catskill - New York). Par sa composition plus riche en minéraux des argilles (> 10 %) et sous l'effet de la compaction et/ou des contraintes tectoniques, le calcschiste développe un clivage plus intense et mieux marqué. Si les joints stylolithiques affectent bien la plupart des calcaires que nous étudierons, les calcschistes présentent quant à eux un débit beaucoup plus serré et surtout des joints non suturés (pl. 1, Sect. 4.2.).

ROCHE NON CLIVEE	ROCHE TRES CLIVEE
DOMAINES CLIVES	
Clivages fins et discontinus (< 0.5 mm) Domaines pauvrement définis Attitude non planaire	Clivages épais et discontinus (env. 0.5 cm) Domaines bien définis Attitude plus planaire
ESPACE ENTRE LES DOMAINES CLIVES	
Espace variable entre les domaines Espace moyen large (env. 10 cm)	Espace constant entre les domaines Espace moyen étroit (env. 2 cm)
MICROLITHONS	
Microlithons pauvrement définis Fabrique non orientée et légère Faible contenance en microstylolithes	Microlithons bien définis Fabrique très bien marquée Contenance plus élevée en microstylolithes
BORDURES DE PRESSION ET SEPARATION DE GRAINS	
Peu de bordures de pression Uniquement des bordures droites Pas de décalage des grains tranchés	Bordures de pression abondantes Bordures droites ou courbes Décalage courant des grains tranchés
CARACTERES GENERAUX	
Mouchetage prononcé de la couleur Pas de veines d'extension	Uniformisation de la couleur Veines d'extension microscopiques

Figure 3.6

Tableau de synthèse des changements de la fabrique d'un calcschiste de référence lors du développement d'un clivage (Kalkberg Fm. - Dévonien de New York, d'après Bhagat & Marshak 1990).

La série alternée calcaires-schistes et/ou calcschistes dispose donc, avant plissement ou failage, de multiples discontinuités propres aux glissements : stratification, joints plats de compaction (parallèles à S_0) et/ou clivages tectoniques précoces (obliques à S_0). La texture de la plupart des niveaux de cette série, qui varie du pôle schisteux au calcaire crinoïdique, est variée et riche en microdiscontinuités également favorables aux glissements intergranulaires. Ce lithofaciès structural est donc également, par ses caractères lithologiques et géométriques, un lithofaciès sensible aux déformations souples et favorable au plissement. Cette règle générale n'empêche pas que certains de ses niveaux plus schisteux pourraient se déformer en dysharmonie sur des lithofaciès plus rigides proches comme les lentilles waulsortiennes.

*

*

*

Section 3.3.

LES AGREGATS TABULAIRES ET LENTICULAIRES.

§ 3.3.a. Les agrégats tabulaires du Sud de l'Irlande et de St-Pierre.

Les *Waulsortian Limestones* du Sud de l'Irlande.

Dans le Sud de l'Irlande, pour les sections étudiées à Ardmore et Loughbeg, les *Waulsortian Limestones* (§ 2.6.a., § 2.6.b.) sont typiques de la forme tabulaire de croissance des *Waulsortian banks* définie par Lees & Miller (*In press* p. 4) : "*Tabular banks are mainly or entirely composed of flat-lying, thin, laterally extensive, lenticular bank beds. (...) such banks pass laterally into off-bank rocks of roughly equivalent thickness (...) In others, banks of general tabular construction have depositional slopes around the margins (...) showing that there was relief of a few metres above the surrounding seafloor.*"

Globalement et comme l'a décrit Heselden (1991) à Loughbeg, les bancs waulsortiens (à bryozoaires et crinoïdes) sont épais de quelques mètres, de formes tabulaires à effilées avec une longue extension latérale. Ainsi constitués, ces bancs s'empilent et se recouvrent, avec parfois des niveaux plus fins de calcaires mieux stratifiés, selon un ensemble que nous avons appelé "agrégat tabulaire". L'agrégat correspond à l'amoncellement de *Waulsortian banks*, avec ou sans faciès d'accompagnement, à textures et compositions variées. Les *banks* se distinguent également par les surfaces de séparation ondulante, en l'occurrence la stratification, et leur litage interne. L'adjectif "tabulaire" sera ici compris non seulement pour qualifier la forme de croissance des *Waulsortian banks* mais également pour exprimer l'aspect perceptible à l'affleurement de l'ensemble agrégé.

A l'ouest, dans le domaine de Muckross, nous avons vu au § 2.6.c la disposition des deux zones massives au NE et SE du terrain cartographié. Entre ces zones et latéralement, il apparaît des calcaires où l'alternance de lentilles effilées et de niveaux stratifiés nous permettent de les attribuer aux agrégats tabulaires (ann. 5). C'est le cas par exemple du secteur oriental, entre les deux zones massives, où les bancs tabulaires à monticulaires se distinguent clairement et du secteur occidental, au sud de Doo Lough, où la composante stratifiée à cherts semble plus importante (fig. 2.24). Il est difficile pour ces secteurs de trancher réellement sur l'extension stratigraphique et la continuité latérale des lithofaciès structuraux car l'ensemble du domaine est affecté de failles et *shear zones*.

L'agrégat tabulaire de St-Pierre.

Il est apparu qu'une bonne partie des Calcaires de Laval de la carrière de Feux-Villaine à St-Pierre avait les caractères géométriques et lithologiques de l'agrégation tabulaire waulsortienne (Lees & Miller *in press*). Par contraste avec la partie SW de la coupe du pailier - 80 m, rattachée aux séries stratifiées (à bancs planaires, réguliers et continus), les faciès du type waulsortien de la partie NE de cette coupe, entre 60 et 140 m, ont une géométrie particulière dominée par deux éléments. D'une part, ce sont des bancs grossièrement tabulaires avec des pentes latérales effilées et d'autre part, ce sont des bancs plus fins et réguliers alternant et/ou s'interdigitant avec les premiers. Les calcaires ainsi disposés forment une agrégation superposée et de forme tabulaire globalement distincte de la série stratifiée au SW. Ce sont des *mudstone-wackestones* à sparites, crinoïdes et fenestelles, malheureusement très affectés par la diagenèse mais sans dolomies (§ 2.4.d.). A notre sens, cet agrégat de bancs du type waulsortien à forme de croissance tabulaire, d'au moins 80 m et à faible relief primaire par rapport à la série stratifiée, est comparable aux agrégats waulsortiens du Sud de l'Irlande.

§ 3.3.b. Les caractères mécaniques de l'agrégat tabulaire.

Les calcaires waulsortiens du Sud de l'Irlande sont assez diversifiés quant à leur texture et allochems. Globalement cependant la tendance est celle d'un calcaire du type *wackestone* à fenestelles et crinoïdes, parfois plus fin ou à tendance *packstone*, parfois plus riche en d'autres bioclastes, cavités sparitiques ou en cherts. Cette diversité du calcaire, favorable aux contrastes de compétence et glissements intimes, est pour une bonne part responsable de la bonne compétence au plissement de ce lithofaciès structural.

Les *Waulsortian Limestones* offrent de plus, par la forme de leurs bancs, de nombreuses surfaces de discontinuités favorables aux glissements d'interfaces. Ces caractères géométriques sont peut-être plus importants pour la perception du statut mécanique des agrégats tabulaires. L'agrégation des *Waulsortian banks* constitue un milieu hétérogène où les discontinuités verticales et latérales sont abondantes et serrées. Ce sont d'abord des discontinuités primaires ondulantes, suivant la forme des corps tabulaires et les niveaux plus finement stratifiés, et qui sont dues aux variations de texture et composition des unités de sédimentation. Ce sont ensuite des discontinuités secondaires, produits de la compaction ou des premiers raccourcissements. Ces dernières sont irrégulières suivant les niveaux de dissolution induits par l'anisotropie du milieu, soit par compaction avant une lithification complète du système, soit par raccourcissement tectonique précoce.

En conclusion, l'agrégat tabulaire est un lithofaciès structural propice au développement d'une déformation ductile et favorable au plissement par le fait essentiel de sa géométrie. Les niveaux de *wackestones* massifs à sparites et crinoïdes, qui se disposent de manière tabulaire et/ou en lentilles très effilées, se superposent et peuvent alterner latéralement et verticalement avec des niveaux stratifiés de flancs. L'hétérogénéité qui résulte de ces dernières dispositions est la cause majeure du développement des discontinuités qui supporteront les déformations ultérieures comme vecteurs des glissements.

§ 3.3.c. Les agrégats lenticulaires de Furfooz et Muckross.

Le récif waulsortien de Furfooz.

A Furfooz, l'agrégat lenticulaire correspond à peu près - si l'on en exclut les noyaux dolomitiques intrarécifaux - au développement du faciès biomicritique décrit par Lees, Noël & Bouw (1977 p. 293) comme une *"pale-grey biomicrite of variable composition. The allochems components are similar to those just mentioned (bryozoaires, débris de coquilles et crinoïdes, foraminifères, ostracodes, moravaminides, intraclastes et peloïdes) but crinoid debris is relatively unimportant and the sparry masses and fenestellid fronds are absent. No evidence for significant depositional slopes has been noted."* Il forme une part majeure du développement waulsortien de Furfooz, avec les intercalations crinoïdiques et les lentilles isolées à la base, avec lesquelles il forme un ensemble grossièrement lenticulaire de près de 370 m d'épaisseur pour 2 km de long dans la région de Furfooz (fig. 2.7, ann. 1). Latéralement, cette épaisseur diminue plus ou moins rapidement pour faire place aux faciès stratifiés.

Les calcaires massifs de Muckross.

A Muckross, dans la région de Killarney (fig. 2.17), le levé structural a permis d'identifier deux secteurs bien massifs, distincts des secteurs à développements tabulaires et stratifiés (fig. 2.24, ann. 5). Le premier, dans la partie SE des terrains levés, au NW de Dundag Bay, est un corps massif cartographié sur au moins 200 m et bordé au nord et à l'ouest de niveaux tabulaires et/ou interstratifiés bien marqués. L'autre secteur massif, dans la partie NE, débute juste au nord de la zone des échantillons 309-310-319 constituée de niveaux stratifiés et lenticulaires en alternance. Il s'étend vers l'WSW, parallèlement à la stratification, suivant une zone massive d'au moins 550 m de long jusqu'au secteur de l'échantillon 311. La cartographie, réalisée dans des conditions difficiles d'affleurement et de déformation, n'a pas permis une meilleure évaluation de l'importance de ces niveaux massifs. C'est cet aspect massif et leur grande extension qui nous a incité à rattacher ces entités aux agrégats lenticulaires, semblables en ces points au développement de Furfooz.

§ 3.3.d. Les caractères mécaniques des agrégats lenticulaires.

Si au point de vue des textures et de la composition globale, l'agrégat lenticulaire est plus ou moins semblable à l'agrégat tabulaire, si ce n'est peut-être par une moindre quantité de crinoïdes et fenestelles, deux aspects fondamentaux les différencient. Ce sont (1) la forme monticulaire de leurs lithosomes de croissance, en lentilles à reliefs prononcés du type *knoll-form*, et (2) un aspect général plus massif à rares joints de stratification. L'agrégat lenticulaire est également distinct des lentilles isolées par le fait qu'ici les lentilles se superposent et se recouvrent pour former une agrégation relativement massive, en relief par rapport aux faciès latéraux.

La relative rigidité de l'agrégat lenticulaire, liée à l'absence de plans de glissement, est cependant nuancée par la présence en son sein, en tout cas à Furfooz, d'éléments d'hétérogénéités vis-à-vis de la déformation. On y trouve ainsi des noyaux dolomitiques, des lentilles isolées à la base, des intercalations crinoïdiques et même des éléments de stratification. Le caractère hétérogène de l'ensemble et les interactions inévitables au sein de l'agrégat durant la structuration devrait engendrer, nous le pensons, des formes spécifiques de déformation. Nous considérons que ce lithofaciès présente un comportement rhéologique qui pourrait être intermédiaire entre d'une part les petites lentilles isolées et les noyaux dolomitiques, tous les deux plus rigides et de tailles plus modestes, et d'autre part l'agrégat tabulaire dont sa géométrie interne lui confère une meilleure participation au plissement.

*

* *

Section 3.4.

LES INTERCALATIONS CRINOÏDIQUES, LENTILLES ISOLEES ET NOYAUX DOLOMITIQUES.

§ 3.4.a. Les intercalations crinoïdiques des domaines waulsortiens.

Le Faciès de Bayard et le Faciès crinoïdique à Furfooz.

Dans la région de Furfooz, les intercalations crinoïdiques sont de deux ordres : d'une part le Faciès de Bayard (stratifié) et d'autre part le Faciès à crinoïdes. Là où il n'est pas entièrement dolomitisé, le Faciès de Bayard est "un calcaire foncé, grenu, plus ou moins crinoïdique, divisé par de nombreux joints stylolithiques. Quelques niveaux de cherts noirs. (...) et constitue la sole et l'équivalent latéral des développements waulsortiens antérieurs à la zone à *Sc. anchoralls*." (Paproth, Conil et al. 1983 p. 208). Dans l'agrégat waulsortien, ce lithofaciès structural correspond non seulement aux intercalations stratifiées de Bayard mais aussi au Faciès à crinoïdes plus massif (Lees, Noël & Bouw 1977). Ce faciès crinoïdique constitue le pourtour des lentilles à veines bleues (pl. 2) et marque donc là une discontinuité qui ne saurait être sans rôle mécanique durant la déformation.

Le faciès crinoïdique G à Bouère.

Le faciès G au sommet de la carrière du Jars à Bouère est une série de bancs calcaires dominée par des encrinthes qui constituent la semelle du Waulsortien "classique" défini à Bois Jourdan (fig. 2.13, fig. 2.14). Leur aspect caractéristique est celui de *packstones* crinoïdiques très diagenésisés en une calcite grossière avec, en plus, des intercalations et injections mineures d'argilles vertes qui ne font qu'améliorer le ripage interbancs. Aucune dysharmonie particulière entre ces bancs subhorizontaux et ceux qui participent effectivement, en avant-plan de la carrière (faciès E et F), au pli dissymétrique n'est apparue.

Les fins bancs crinoïdiques à St-Pierre.

C'est au palier - 80 de la carrière de Feux-Vilaine à St-Pierre (fig. 2.16) qu'une des occurrences la plus remarquable des intercalations crinoïdiques a été décrite (Brodikom 1991). Deux fins bancs y sont en effet constitués d'un *packstone* extrêmement riche en crinoïdes, partiellement dissout et cimenté par une calcite granulaire. Alors que le banc situé à 90 m du début de la coupe, au sein de l'agrégat tabulaire, est régulier avec une épaisseur de 10 cm, celui situé à 40 m est nettement boudiné avec des lentilles ocellées de 15 cm d'épaisseur et des resserrements de 4-8 cm constitués de calcites pures issues de la dissolution sous contrainte du *packstone* (§ 4.6.a., pl. 2).

Les intercalations crinoïdiques du Waulsortien d'Ardmore.

Pour les domaines waulsortiens étudiés dans le Sud de l'Irlande, seul le terrain d'Ardmore nous a permis une description précise de ce lithofaciès structural particulier. En effet, deux niveaux très localisés y présentent les caractéristiques des intercalations crinoïdiques. Ce sont des *packstone-grainstones* crinoïdiques et sparitiques bien stratifiés (éch. 290 et 294, fig. 2.21). Marquant le début et la fin d'une séquence échantillonnée en détail, on constate qu'ils limitent une zone de 38 m d'épaisseur, partiellement stratifiée, de faciès plus typiques du Waulsortien (ann. 3). Cette relation caractéristique en intercalations tranchées au sein des *Waulsortian Limestones* justifie que nous les attachions à ce lithofaciès structural.

§ 3.4.b. Les caractères mécaniques des intercalations crinoïdiques.

Les intercalations crinoïdiques sont des encrinlites calcaires le plus souvent stratifiées ou parfois massives. Elles sont proches, quant à leur texture, des *packstones* et *grainstones* de Dunham (1962). Ce sont des calcarénites dont les allochems sont surtout constitués d'articles de crinoïdes, de débris de coquilles et d'autres blocs grossiers. L'arrangement en couches de ce lithofaciès quand il est stratifié est non seulement le fait de la stratification (*sensu stricto*), mais aussi le fait de la présence de joints de pression-dissolution marquant une pseudo-stratification parallèle à S_0 . Les joints stylolithiques sont ici un produit important de la compaction, produit bien marqué du fait que la texture grenue du lithofaciès favorise le développement de ces joints (Sect. 4.2.). Enfin, signalons que certaines de ces surfaces diagenétiques, lorsqu'elles sont prononcées, peuvent influencer le comportement de la roche car leur toucher présente des reliefs qui pourraient freiner les glissements d'interfaces.

D'un point de vue rhéologique, il est important de considérer (1) leur faible pourcentage de calcite microcristalline et (2) l'apparition durant la diagenèse de ciments syntaxiaux et sparitiques. La croissance de ciments syntaxiaux durant la diagenèse est facilitée autour des crinoïdes grâce à leur caractère monocristallin (Evamy & Shearman 1969). Les pièces monocristallines, et leurs ciments syntaxiaux, ont un comportement ductile en raison de la possibilité qu'ont ces calcites grossières de développer, précocement durant la déformation, les glissements inter- et intragranulaires. Ces glissements se réaliseront soit le long de leur bordure, soit suivant les plans intracristallins de macles, de clivages ou de microfractures (fig. 3.3).

Les grains de dolomite les plus souvent rencontrés dans les intercalations crinoïdiques, surtout à Furfooz, sont éparpillés, bien cristallisés et de taille variant autour de 0.16 mm (pl. 3). Nous pensons que la disposition et la faible quantité de dolomite n'influence pas la ductilité

d'ensemble, si ce n'est dans une éventuelle amélioration des glissements borduriers par contraste de compétence.

Les cherts sont eux en fins niveaux parallèles à la stratification constitués d'éléments oblongs de plusieurs centimètres et alignés. Leur réponse aux pressions de charge ou aux contraintes tectoniques se fait soit (1) par le développement de bordures de pression à leur pourtour qui peuvent évoluer en microfractures le long desquels des glissements se produiront, et (2) par l'écrasement et la bréchification du chert qui marque ainsi leur réponse intrinsèque du type cassant. Ils n'interfèrent ainsi dans l'ensemble que pour faciliter le glissement bordurier par contraste de compétence.

En conclusion, les intercalations crinoïdiques étudiées sont le plus souvent des corps stratifiés, bien qu'à Furfooz certaines sont massives en bordures des lentilles à "veines bleues". Elles sont constituées de grandes calcites monocristallines arrangées en *packstone-grainstones* et contiennent un certain pourcentage de dolomites grossières et des niveaux de cherts. La texture grenue et contrastée de l'ensemble facilite le maclage et la formation précoce, sous contrainte, de microfractures intra- et/ou intergranulaires. Celles-ci favoriseront (1) les microglissements aux frontières des calcites sparitiques, dolomites et cherts, et (2) la plasticité interne des grains de calcite. La conjugaison de ces éléments favorables à la déformation intime avec la géométrie stratifiée va conférer à l'ensemble un comportement assez compétent au plissement. Le seul frein réel aux glissements d'interfaces pourrait être la présence de stylolithes à pics élevés de dissolution, parfois visibles en surfaces régulières ou dégagées de pseudo-stratification parallèles à S_0 .

§ 3.4.c. Les lentilles isolées des domaines waulsortiens.

Les lentilles à veines bleues de Furfooz.

A Furfooz, et plus particulièrement à la base du récif waulsortien le long de la coupe de la Gare de Gendron-Celles, des lentilles bien individualisées et monticulaires de 8 à 16 m d'épaisseur maximale sont bien visibles (fig. 2.8). C'est le faciès classique du Waulsortien dit à "veines bleues" de la zone à *P. c. carina* (fig. 2.4), ici dans sa majeure partie complètement dolomitisée (Hallet 1982). Le discernement de ces lentilles à croissance du type *knoll-form* est le fait des intercalations crinoïdiques sur leurs flancs dont nous avons pu calculer les pentes originelles qui vont de 17° à 34° (Brodtkom 1985). Plus haut stratigraphiquement, et les rochers de l'Escarpement des Cavernes le montrent assez bien, l'agrégat waulsortien continue à se structurer par amoncellement de lentilles, mais leur caractère individualisé devient impossible à discriminer dans l'agrégation.

La lentille précoce du faciès B de Bouère.

Dans la région de Bouère, la carrière du Jars (fig. 2.13) montre, d'une manière assez tranchée dans un encaissant de calcschistes à la base de la paroi, une lentille subhorizontale de 2.5 m d'épaisseur de calcaire massif à "veines bleues" (faciès B, § 2.4.b., fig. 2.14). Le rapport longueur/hauteur de cette lentille fut estimé à 8/1 et l'inclinaison des "veines bleues" à une vingtaine de degré. En regard des développements waulsortiens de la carrière de Bois Jourdan situés stratigraphiquement plus haut, cette lentille isolée constitue un terme précoce des faciès waulsortiens au sein des Calcaires de Bouère. Cette tentative, probablement avortée par des soubresauts orogéniques et le dépôt des calcschistes, n'en reste pas moins un sujet privilégié d'étude par les déformations visibles tant au sein de la lentille que dans les lithofaciès structuraux qui l'entourent (Chap. 4.)

La lentille isolée de St-Pierre.

Dans la carrière de Feux-Villaine à St-Pierre, nous avons vu qu'au paller - 80 m, deux zones du Waulsortien se distinguent par leur géométrie. La stratification est ainsi soit bien planaire au début de la section, soit plus tabulaire et effilée dans la partie supérieure (§ 2.4.c., fig. 2.16). Nous présenterons néanmoins une exception visible à 30 m de l'extrémité SW de la coupe où une petite lentille isolée de quelques mètres d'épaisseur a été individualisée. Elle est à la base de la série stratifiée, toujours dans un calcaire du type *wackestone*, et nous verrons comment sa présence a permis le développement local d'un type particulier de déformation en cisaillement (§ 4.11.c.).

§ 3.4.d. Les caractères mécaniques des lentilles isolées.

Généralement et même historiquement compris comme "Le Waulsortien à veines bleues" caractéristique de ce nom, le lithosome lenticulaire dont nous parlons ici, présente une particularité essentielle. C'est son caractère limité et restreint à un corps monticulaire individualisé ou discernable au sein des autres lithofaciès structuraux. Ces lentilles isolées peuvent être appréhendées comme un lithofaciès structural distinct dès lors qu'elles sont (1) de taille appréciable à l'affleurement, (2) de forme monticulaire distincte et relevée, et (3) de lithologie et/ou géométrie différente de leurs flancs - ici crinoïdiques, calcschisteux ou stratifiés.

De manière assez commune à Furfooz et Bouère, les lentilles isolées sont constituées de deux composantes texturales : le calcaire du type *wackestone* à crinoïdes et fenestelles, parfois complètement ou partiellement dolomitisé, et les masses de sparite, soit en remplissage de cavités primaires soit en masses néomorphiques. Un litage interne traduisant

son mode de croissance peut être visible dans les lentilles isolées souvent par l'attitude des pentes de cavités primaires et les sédiments géopétaux.

L'approche rhéologique intime d'un tel lithofaciès est compliquée par la diversité des carbonates qu'on y trouve et dont on a vu au § 3.1.b. les rôles spécifiques qu'ils ont à jouer dans le comportement des calcaires (Hugman & Friedman 1979) : les carbonates microcristallins, les calcites d'allochems, les calcites sparitiques et les dolomites. Les carbonates grossiers se déforment ductilement d'une manière plus aisée que les carbonates microcristallins car leur taille et structure permettent le maclage, même à de faibles niveaux de contraintes, et les déformations intra- et/ou intergranulaires (§ 3.1.b.). Les contacts de calcites grossières primaires ou diagenétiques (crinoïdes et ciments syntaxiaux, débris calcitiques, sparites et pseudo-sparites) et des amas dolomitiques avec la calcite microcristalline plus rigide qui les englobe devraient donc théoriquement être le siège d'une déformation différentielle intergranulaire (*microstylolithes*, *pressure-solution*, *microglissement*). Cette déformation idéale n'a cependant été que rarement observée comme si la composante microcristalline avait annihilé toute possibilité de déformation ductile intime. La façon dont les lentilles isolées répondraient donc à la compaction et aux contraintes tectoniques dépendrait à notre sens de deux faits : (1) des boues calcaires microcristallines dont la lithification a impliqué l'uniformisation et la dispersion des contraintes, et (2) de la taille modeste et de la forme des corps lenticulaires dont ce sont les pourtours qui ont servi de chemins préférentiels pour les déformations.

Pour résumer, les lentilles isolées ont plusieurs des caractères attribués traditionnellement aux roches rigides à la déformation : (1) l'absence d'interfaces internes de glissement malgré un litage possible, (2) leur forme monticulaire tranchée par rapport à leur flancs, (3) leur taille restreinte et leur caractère isolé au sein d'un autre lithofaciès structural, (4) leur texture variée mais dont il semblerait que la composante microcristalline a eu un rôle de cohésion, (5) la dolomitisation parfois dominante qui renforcerait la rigidité d'ensemble. Les trois premiers points impliquent nécessairement un déplacement des lieux de glissement et de déformation en bordure de la lentille et les deux derniers pourraient avoir annihilé tout processus de déformation ductile intime.

§ 3.4.e. Les noyaux dolomitiques à Furfooz.

Parmi les domaines waulsortiens étudiés, seul celui de Furfooz a montré une dolomitisation poussée de ses calcaires. Le mode de gisement des dolomies est particulier en regard des autres lithofaciès structuraux. Malgré les hypothèses de Dupont (1969), sur la

position latérale et périphérique des dolomies par rapport aux récifs waulsortiens, nous confirmerons ici ce que Lees, Noël & Bouw (1977 p. 294) ont décrit à Furfooz : "(...) *pearl-grey to cream-coloured and mottled dolomites, apparently resulting from the dolomitisation of the other three Waulsortian facies, are almost invariably present and may be locally dominant*". De même, les Faciès de Leffe et de Bayard sont variablement affectés par la dolomitisation, à tous les niveaux et particulièrement près des masses récifales. La taille des masses identifiées de dolomies varie fortement de la dizaine de mètres jusqu'à environ 50 m d'extension visible à l'affleurement (ann. 1). Nous ne discuterons ici que des noyaux dolomitiques du récif ou de sa bordure, les dolomies stratifiées faisant partie intégrante des séries stratifiées dès lors qu'elles ont conservé les surfaces primaires.

La classification des textures des roches dolomitiques a fait l'objet d'une récente synthèse par Sibley & Gregg (1987) qui ont proposé une structure hiérarchique (fig. 3.7). Elle est basée sur la distribution de la taille des grains, de la forme planaire ou non des limites de grains et du mode de remplacement des allochems et sparites de cavités (*void filling*). L'étude pétrographique d'une cinquantaine d'échantillons prélevés à Furfooz, essentiellement dans les faciès waulsortiens et le Faciès de Leffe, a donc été réalisée suivant cette classification. Les principales caractéristiques en sont (pl. 3) :

- (1) une distribution polymodale de la taille des grains,
- (2) des grains à contour planaire et du type *subhedral*,
- (3) un remplacement souvent complet et uniforme de la matrice,
- (4) un remplacement partiel à mimétique des allochems et sparites de cavités.

La distribution polymodale de la taille des grains de dolomite s'exprime à Furfooz par la présence commune de microagrégats serrés dont la taille des grains est proche de 0.04 mm et de zones plus grossières où les grains atteignent jusqu'à 0.5 mm. Cette coexistence se fait de deux manières : soit (1) par la présence d'amas de grains à contours planaires, identiques et bien agrégés, soit (2) par l'occurrence de masses pseudo-sparitiques lobées constituées de dolomites remplaçant des structures primaires (*mimically replaced void filling*). Les principales exceptions à ces tendances se situent (1) dans le nord de la Montagne de Chalet (Coupe 11, fig. 2.7), un secteur sommital des faciès waulsortiens, et (2) dans le Faciès de Leffe des affleurements 4 et 12 à l'ouest du Chalet du Parc (ann. 1). La distribution y est quasi systématiquement unimodale avec des grains de 0.16 à 0.2 mm dans le premier cas et de 0.05 ou 0.1 mm dans le second cas. Le remplacement de la matrice y est moins complet et avec de belles formes euhédrales de dolomites (pl. 3).

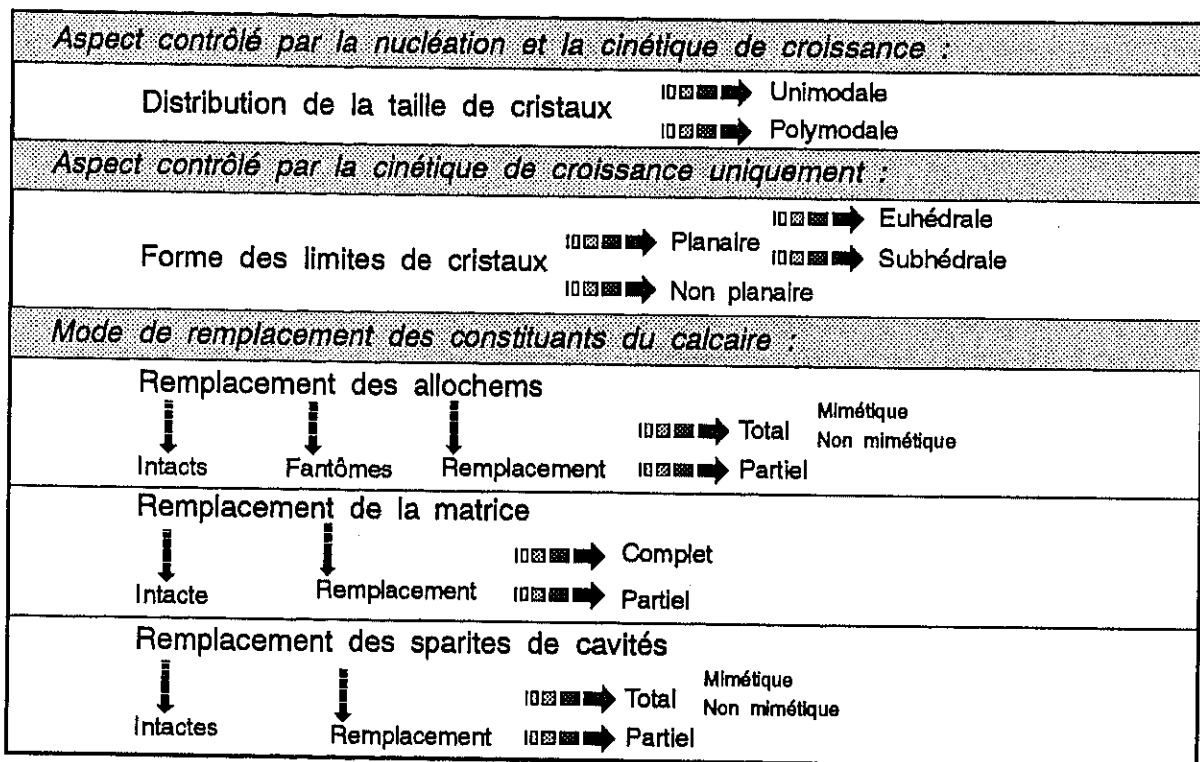


Figure 3.7

Les éléments de description hiérarchique pour la classification de dolomies (d'après Sibley & Gregg 1987).

Dans tous les cas, les grains de dolomite et leurs agrégats ne montrent pas de déformations intimes. Dans ce cas, (1) soit ils sont post-tectoniques - ce qui est peu probable car la déformation "contourne" les grains ou agrégats de dolomites, (2) soit ils sont pré-tectoniques auquel cas, le niveau structural atteint par ces roches n'aurait pas été suffisant que pour entraîner leur déformation par des glissements et translations intra- et/ou intergranulaires - les températures pour ce faire devant être celles de conditions métamorphiques (Wenk, Wagner, Esling & Bunge 1981), or Dandols (1981, 1985) a montré que nous étions, dans ce secteur du Synclinorium de Dinant, dans des conditions de P-T° à la limite de la diagenèse et de l'anchizone.

§ 3.4.f. Les caractères mécaniques des noyaux dolomitiques.

Parmi les lithofaciès structuraux que nous présentons, les noyaux dolomitiques sont caractérisés par deux points qui justifient de leur comportement mécanique spécifique au sein du domaine waulsortien : leur forme massive et leur texture fortement agrégée. Les noyaux dolomitiques apparaissent donc en masses difformes, anisotropes et parfois de taille importante. Le terme de "noyau" doit ici être compris comme un élément de résistance à la déformation (MacGill & Raney 1970). Cette relative rigidité est due à son manque de

surfaces internes de stratification et, au niveau textural, à la difficulté de glissement intra- et intergranulaires. Elle est ainsi une conséquence directe des formes cristallines et de la texture agrégée de ces dolomites. C'est autour de certains de ces noyaux que des zones d'étiement des calcaires ont été décrites, le noyau formant butoir aux contraintes exercées. A l'échelle de la lame mince, le même phénomène de résistance a été observé dans divers échantillons de Furfooz et du sondage de *Cannington Park* décrit par Lees & Hennebert 1982 (§ 4.11.a.). On y voit la matrice calcaire et les allochems étirés ductilement autour d'agrégats compacts de dolomites intacts de tout étiement et antérieurs à la déformations.

En conclusion, c'est l'aspect grenu, compact et massif du noyau dolomitique qui lui confère une résistance à toute déformation souple. Malgré la taille des grains qui pourrait être propice au développement de microfractures et glissements intergranulaires, aucune occurrence de déformation de ce type n'a été perçue en partie en raison du fort taux d'agrégation des grains et du faible niveau structural atteint. La géométrie en noyaux difformes est également une cause majeure de leur rigidité, car elle est impropre au développement des glissements qui affectent, parfois de manière différentielle plus importante, leur encaissant calcaire.

*

* *