# Etude géologique et modélisations sismiques d'une coupe de la bordure méridionale de la plate-forme urgonienne du Vercors ( France) ; Contribution à la caractérisation sismique d'un réservoir carbonaté.

Bruno Virlouvet

▶ **To cite this version:**

Bruno Virlouvet. Etude géologique et modélisations sismiques d'une coupe de la bordure méridionale de la plate-forme urgonienne du Vercors ( France) ; Contribution à la caractérisation sismique d'un réservoir carbonaté.. Stratigraphie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1997. Français. NNT : . tel-00819747

**HAL Id: tel-00819747**

**https://theses.hal.science/tel-00819747**

Submitted on 2 May 2013

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

DUMONT

# THESE

Présentée par

Bruno VIRLOUVET

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

Spécialité : Sciences de la Terre

Mention : Géologie

---

## ETUDE GEOLOGIQUE ET MODELISATIONS SISMIQUES D'UNE COUPE DE LA BORDURE MERIDIONALE DE LA PLATE-FORME URGONIENNE DU VERCORS (FRANCE); CONTRIBUTION A LA CARACTERISATION SISMIQUE DE RESERVOIR CARBONATE.

---

Soutenue le 19 juin 1997 devant la commission d'examen :

| | | |
|---|---|---|
| Président : | Monsieur Mascle G. | Université Joseph Fourier |
| Directeur de thèse : | Monsieur Arnaud H. | Université Joseph Fourier |
| Rapporteur : | Madame De Voogd B. | Université de Pau |
| Rapporteur : | Monsieur Tucker M.E. | Université de Durham |
| Examinateur : | Madame Fournier F. | Institut Français du Pétrole |
| Examinateur : | Monsieur Guilbot J. | TOTAL S.A. |
| Invité : | Monsieur Duval B.C. | ENSPM |

## RESUME

Le but de ce travail est une étude pluridisciplinaire de modélisation sismique 2D et d'inversion d'une coupe géologique de la bordure méridionale du Vercors. L'originalité de ce travail réside dans l'emploi de techniques qui mènent à la caractérisation sismique de réservoir à partir d'une coupe géologique.

Le modèle géologique est construit à partir de l'étude sur le terrain des affleurements de la bordure de la plate-forme urgonienne (Barrémien - Aptien inférieur). Les corrélations cartographiques et séquentielles de coupes lithologiques de détail permettent d'établir une coupe géologique de 16 kilomètres de long pour 800 mètres d'épaisseur environ. Les calcaires hémipélagiques du Barrémien inférieur et les calcaires bioclastiques du prisme de bas niveau et de l'intervalle transgressif de la séquence BA3 montrent une diminution d'épaisseur en direction du Nord. Cette géométrie résulte d'une érosion des couches du Barrémien inférieur et une disposition en biseau d'aggradation ("onlaps") des paraséquences du prisme de bas niveau et de l'intervalle transgressif de la séquence BA3 sur la limite SbB3. Ces calcaires bioclastiques ont pu être datés de la base du Barrémien supérieur. Les Calcaires urgoniens montrent une position rétrogradante par rapport aux calcaires bioclastiques de Glandasse, indiquant qu'ils appartiennent à une formation transgressive dont l'âge est Barrémien supérieur.

L'échantillonnage des différents lithofaciès identifiés permet de réaliser la mesure en laboratoire des propriétés pétrophysiques et acoustiques (Vp, Vs et densité) de ces roches. Des relations linéaires entre les vitesses et la porosité ou l'argilosité sont déterminées. Ces relations sont utilisées pour construire les modèles d'impédance, à partir des valeurs de porosité d'un réservoir réel. La construction des modèles d'impédance est réalisée en accord avec les hypothèses de la stratigraphie séquentielle, toutes les limites des paraséquences sont des réflecteurs potentiels.

La modélisation sismique a été réalisée par deux approches différentes, tracé de rayons à déport nul et différences finies "multioffset". Les signaux sources employés ont un contenu fréquentiel comparable à ceux généralement extraits des profils sismiques de prospection pétrolière. L'interprétation des profils sismiques est comparée à la coupe géologique. Cette comparaison montre qu'il est difficile de retrouver le découpage en séquences de dépôt à partir de l'interprétation des relations géométriques et des terminaisons des biseaux des événements sismiques.

La dernière partie de ce travail est consacrée à la mise en oeuvre de deux techniques de caractérisation sismique de réservoirs sur les profils simulés. Dans un premier temps, une inversion stratigraphique a été réalisée sur les données modélisées par tracé de rayons. Les sections d'impédance acoustiques obtenues sont caractérisées par des valeurs d'impédance proches du modèle d'origine. Dans un second temps, les attributs sismiques après sommation sont employés pour réaliser une interprétation lithologique des données sismiques. L'emploi de l'impédance sismique comme attribut permet une première discrimination lithologique. Un second attribut (attribut instantané) permet de discriminer les classes lithologiques présentant la même impédance sismique. Les profils lithologiques obtenus après prédiction sont comparables au modèle géologique.



Mots - clés : Plate-forme carbonatée, Calcaires urgoniens, modélisation sismique, stratigraphie séquentielle, paraséquence, interprétation sismique, inversion stratigraphique, attributs sismiques.

## ABSTRACT

**Geological study and seismic modeling of a cross-section from the south urgonian platform-margin of the Vercors massif; Contribution to seismic reservoir characterization.**

The aim of this work is an integrated multi-disciplinary study concerning the seismic modeling and inversion of a realistic 2D geological model. The approach which involves an impedance model building, a pre-stack seismic modeling and seismic inversions, is based on the study of outcrops from a carbonate platform.
To build the geological model, we focused on the urgonian limestones (Barremian - lower Aptian) and their basement situated on the leeward side of the platform, on the south-western part of the Vercors massif. The outcrops show a semi-continuous exposure of the stratal anatomy from the inner to the outer-slope of the platform. Stratal pattern study, associated with cartography and correlation of fifth-order cycles, allowed to build a 16 kilometers long and about 800 meters thick cross-section.

By sampling the different lithofacies, rock physic properties (Vp, Vs, porosity and density) were measured in laboratory. The measured velocities and porosity or clay-content are linearly related. The linear coefficients were determined and used to build impedance models from porosity values of a real reservoir. The impedance contrasts will be localized at the top of all the parasequence of the cross-section.

The seismic modeling was performed with two approaches, a zero-offset ray tracing and a 2D finite differences scheme. The source frequency content was chosen to reproduce the frequency range of standard seismic profiles of oil exploration. Usual as well as AVO processings were performed on the dataset modelised by finite difference method to obtain a time migrated profile. The interpretation of the seismic profiles is compared to the geological model. This comparison shows that the stratal pattern is difficult to recover from the interpretation of the seismic events in terms of geometry and pinch-out.

Stratigraphic inversion and seismic attributes analyses were carried out on a profile and results were compared to the model geological model. The stratigraphic inversion gives impedance profiles close to the original impedance model. A lithological prediction was made using the seismic impedance as an attribut and a instantaneous attribut. This attribut discriminate the lithology classes which show the same seismic impedance. After prediction, the lithological section are close to the geological cross-section.



Key-words : platform-margin, urgonian limestones, seismic modeling, sequence stratigraphy, parasequences, seismic interpretation, stratigraphic inversion, seismic attributs.

## REMERCIEMENTS

Cette thèse est le résultat de travaux qui ont débuté à l'Institut Dolomieu de l'Université Joseph Fourier et qui se sont poursuivis au sein du service de Recherche et Traitement Sismique (RTS) de TOTAL Exploration et Production. A son terme, je tiens à remercier :

La société TOTAL S.A. pour avoir financé la totalité de ce travail,

Monsieur Hubert Arnaud, professeur à l'Université Joseph Fourier de Grenoble, mon directeur de thèse, et Madame Annie Arnaud-Vanneau, Directeur de recherche au CNRS. Je tiens tout particulièrement à les assurer de ma plus profonde gratitude pour m'avoir accueilli au sein de leur "famille néocomienne" et pour m'avoir fait part de leurs connaissances sur les Calcaires urgoniens du Vercors. Leurs conseils et leur soutien m'ont été d'une aide inestimable tout au long de cette étude. Je ne saurai oublier les membres permanents de la "famille", Martine Argot et Elisabeth Carrio-Schaffhauser,

Monsieur Georges Mascle, professeur à l'Université Joseph Fourier de Grenoble, pour avoir accepté de présider ce jury de thèse,

Madame Béatrice de Voogd, professeur à l'Université de Pau, et Monsieur Maurice Tucker, professeur à l'Université de Durham, pour avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse,

Madame Frédérique Fournier, de l'Institut Français du Pétrole, d'avoir accepté d'examiner ce travail,

Monsieur Jérôme Guilbot, ingénieur géophysicien de TOTAL Exploration et Production, qui a assuré le suivi des travaux de géophysique de cette thèse, pour ses recommandations et critiques quant à la rédaction de ce mémoire et pour avoir accepté d'examiner ce travail,

Monsieur Bernard C. Duval, ancien directeur de la division Exploration de TOTAL Exploration et Production, à l'initiative de cette étude et qui a bien voulu accepté de faire parti de ce jury,

Monsieur Jacques Pion, puis Jean Tachet des Combes, pour m'avoir accueilli au sein du service Recherche et Traitement Sismique,

Les ingénieurs de la "recherche" de RTS (P. Blondel, Y. Le Stunff, C. Bordenave, J-M Rodriguez, Ph. Julien, O. Bernet-Rollande, F. Lefeuvre) pour m'avoir fait partagé leur connaissance de la sismique "pétrolière". Je n'oublie pas Pascale Bruneaux, la secrétaire du service, pour sa jovialité et sa gentillesse, et Hery Rakotoarisoa, mon ancien voisin de bureau, sans qui UNIX serait resté pour moi qu'un grand mystère,

Les ingénieurs du traitement (L. Margherita, F. Mila, F. Merlet, H. Lancien, JL. Piazza, L. Stéphane, G. Gilletta, les CGG's boys) pour leurs conseils avisés (en sismique comme au tennis...), leur bonne humeur communicative et leur "brunch" du deuxième mardi du mois,

Le service des carbonates du C.S.T., et plus particulièrement C. Javaux, qui m'a permis d'avoir accès aux données du Golfe Persique,

B. Zinszner et M. Masson, du laboratoire de Physique des roches de l'Institut Français du Pétrole, pour m'avoir initié aux mesures des vitesses dans les échantillons de roche,

L.G. Bulot pour des déterminations d'ammonite, ces conseils et pour m'avoir accompagné quelques journées sur le terrain,

mes amis futurs et ex-thésards parisiens (S. Charles, S. Mansar, S. Mora, H. Tabti) ou grenoblois (Ph. Rochat, S. Cannic, O. Blein, P. Leturmy),

P. Dréano, C. Freydier, N. Grillot, J. Graham, O. Kirstetter, P. & P. Laurier, G. Lemestre, I. Petitiqueux,

et tous ceux que j'aurai pu oublier.

Enfin, je tiens à remercier toute ma famille, et plus particulièrement mes parents, pour leurs soutiens et encouragements de tous les instants. Je n'oublie pas Régis, Christie et Charlène à qui je réserve une mention très spéciale.

*"D'un coup sec de son marteau, il choqua le granite lisse et posa presque immédiatement l'oreille contre la surface tiédie par le soleil, dont un rayon moyen tombait plutôt à cet endroit. Il entendit le son se divertir et s'égarer dans les lointains prolongements et comprit qu'il trouverait là de grandes choses."*

Boris Vian
(L'Automne à Pékin)

*Ce mémoire est dédié à ma mère et à Albert Deleuil, aujourd'hui disparus*

TABLE DES MATIERES

Introduction générale.....1

Partie 1
Etude géologique de la bordure méridionale de la plate-forme urgonienne (Barrémien - Aptien inférieur) du plateau du Vercors.

1.1 Introduction.....5
1.2 La plate-forme du Vercors.....5
1.2.1 Les dépôts de la plate-forme urgonienne du Vercors.....6
1.2.11 La formation des calcaires de Glandasse.....6
1.2.1.2 La formation des Calcaires urgoniens.....11
1.2.1.3 Interprétation en stratigraphie séquentielle des dépôts Barrémien - Aptien inférieur.....13
1.2.2 Choix de la coupe géologique.....15
1.3 La coupe Serre de Pélandré / But St. Génix.....16
1.3.1 Le secteur d'étude.....16
1.3.2 Description de différents faciès identifiés.....18
1.3.2.1 Les dépôts de talus externe.....18
1.3.3 Organisation spatiale de la coupe Serre de Pélandré/But St. Génix.....24
1.3.3.1 Le Barrémien inférieur.....24
1.3.3.2 Le Barrémien supérieur.....33
1.4 Conclusions.....59

2ème Partie
Mesures des propriétés pétrophysiques et acoustiques des calcaires du Vercors méridional

2.1 Introduction.....62
2.3 Vitesses de propagation des ondes dans un milieu poreux.....63
2.4 Vitesses de propagation des ondes dans les roches carbonatees.....68
2.5 Mesures de quelques paramètres pétrophysiques des calcaires du Vercors.....70
2.5.1 Echantillonnage des différents faciès sur le terrain.....70
2.5.2 Le réseau poreux des échantillons du Vercors.....70
2.5.3 Mesures de la porosité et de la masse volumique des échantillons du Vercors.....73
2.5.3.1 Principe de mesure de la masse volumique et de la porosité.....73
2.5.3.2 Distribution des valeurs de porosité suivant le lithofaciès.....73
2.5.3.3 Distribution des valeurs de masse volumique suivant le lithofaciès.....73
2.5.4 Vitesses de propagation des ondes P et S dans les échantillons de roches carbonatées du Vercors....76
2.5.4.1 Appareillage et conditions expérimentales.....76
2.5.4.2 Résultats des mesures de vitesse des ondes P et S aux conditions atmosphériques.....77
2.5.4.3 Relations entre paramètres pétrophysiques et vitesses de propagation.....80
2.4.4.4 Influence de la pression sur les mesures de vitesses de propagation des ondes des calcaires du Vercors.....91
2.4.4.4.1 Influence de la contrainte uniaxiale sur les mesures de vitesse P et S.....91
2.4.4.4.2 Mesures de vitesse sous pression de confinement.....94
2.5 Conclusions.....97

3ème Partie
Construction des modèles d'impédances à partir de la coupe géologique du Vercors.

3.1 Introduction.....99
3.2 Les différentes méthodes de construction des modèles d'impédance.....99
3.3 Vitesses et masses volumiques employées pour la construction du modèle d'impédance.....101
3.3.1 Vitesse P et S.....101
3.3.2 Les masses volumiques.....103
3.3.3 Construction des modèles d'impédance.....105
3.3.4 Conditions d'acquisition pour la modélisation sismique.....109
3.6 Conclusions.....110

4ème Partie
Modélisations sismiques de la coupe géologique de la bordure méridionale de la plate-forme urgonienne du Vercors.

4.1 Introduction.....112
4.1.1 La sismique réflexion.....112
4.1.2 La méthode d'acquisition à couverture multiple.....114
4.2 La modélisation sismique.....116
4.2.1 La modélisation sismique par tracé de rayons.....117
4.2.1.1 Introduction.....117
4.2.1.2 La modélisation par tracé de rayons à déport nul.....119
4.2.2 Modélisation sismique par différences finies.....123
4.3 Modélisations sismiques de la coupe du Vercors par tracé de rayon à déport nul.....124
4.3.1 Signaux sources et géométrie d'acquisition.....124
4.3.2 Profils modélisés par la méthode de tracé de rayons et interprétations.....125
4.3.2.1 Profils modélisés avec le signal source "passe-bande".....125
4.3.2.2 Interprétation des profils sismiques modélisés.....127
4.3.2.3 Interprétation en stratigraphie sismique des profils simulés.....131
4.3.2.4 Profil modélisé avec un signal source de type Ricker.....133
4.4 Conclusions.....134
4.5 Résultats de la modélisation par différences finies de la coupe géologique du Vercors.....136
4.5.1 Algorithme utilisé.....136
4.5.2 Source et géométrie d'acquisition utilisées.....137
4.5.3 Résultats de la modélisation par la technique de différences finies.....137
4.5.4 Le traitement sismique des données modélisées par la technique de différences finies.....143
4.5.5 Interprétations des profils sismiques après-sommation.....144
4.5.5.1 Le profil sismique migré temps après-sommation.....144
4.5.5.2 Interprétation du profil sismique migré temps après-sommation par différences finies.....147
4.5.5.3 Interprétation du profil migré profondeur avant-sommation.....148
4.5.5.4 Comparaison entre les profil migré temps après-sommation et modélisé par tracé de rayons.....152
4.6 Conclusions.....158

5ème Partie
Caractérisation sismique de réservoir appliquée aux données synthétiques du Vercors: inversion stratigraphique et interprétation lithologique par analyse d'attributs sismiques.

5.1 Introduction.....160
5.2 Inversion stratigraphique.....161
5.2.1 Introduction.....161
5.2.2 Inversion stratigraphique appliquée au profil sismique synthétique du Vercors.....161
5.2.2.1 Estimation de l'ondelette sismique et calibrage puits - sismique.....161
5.2.2.2 Construction du modèle a priori.....163
5.2.2.3 Détermination du modèle optimal.....163
5.2.3 Résultats de l'inversion stratigraphique avec trois et cinq puits.....166

5.2.3.1 Inversion stratigraphique avec trois puits.....166
5.2.3.2 Inversion stratigraphique avec cinq puits.....171
5.3 Prédiction lithologique a partir des attributs sismiques.....175
5.3.1 Introduction.....175
5.3.2 Les attributs sismiques.....175
5.3.3 Définition du "classet" et des classes.....177
5.3.4 Comparaison Impédances sismiques et des données de puits et interprétation des puits.....177
5.3.5 Définition de l'espace d'apprentissage à partir des attributs sismiques.....180
5.3.6 Résultats et interprétation.....184
5.4 Conclusions.....186

Conclusion générale.....187
Bibliographie.....190
Glossaire
Annexes

# INTRODUCTION GENERALE

### *Pièges structuraux et pièges stratigraphiques*

Née à la fin du XIX$^{e}$ siècle, l'exploration pétrolière a pour but l'investigation des formations géologiques des bassins sédimentaires afin de localiser et de produire des hydrocarbures. Les premiers réservoirs découverts se situaient dans des pièges structuraux, tels que les anticlinaux. Leurs recherches intensives à travers le monde ont favorisé le développement de la sismique réflexion. Cette méthode géophysique fournit une image de l'empilement sédimentaire à partir de laquelle les structures du sous-sol sont interprétées. Les développements technologiques pour améliorer le pouvoir de résolution vertical et latéral de la sismique réflexion amènent les explorateurs à s'intéresser aux pièges stratigraphiques (Dobrin, 1977). Justice et Hawkins (1987) définissent ces pièges comme des masses de roches poreuses qui ne sont pas des pièges structuraux. Les réservoirs stratigraphiques se localisent autant dans des dépôts sédimentaires siliciclastiques que carbonatés. Ces pièges stratigraphiques s'interrompent latéralement par différents types de terminaison, tels que les troncatures, les biseaux ou les transitions vers un faciès non poreux. De par la nature de ces réservoirs, le piégeage des hydrocarbures est fonction des lithofaciès des roches du sous-sol. Même après la localisation de ces pièges, les méthodes conventionnelles d'interprétation sismique ne permettent pas toujours de cartographier avec précision les limites de ces réservoirs et ainsi d'en prédire le potentiel économique. La recherche de ces pièges particuliers a conduit au développement de la stratigraphie sismique pour interpréter les profils sismiques de subsurface. Les techniques d'interprétation développées par Vail *et al.* (1977) permettent de déduire les environnements de dépôt des roches sédimentaires par l'analyse de la géométrie et de l'organisation des réflecteurs sismiques. Une telle analyse permet d'isoler les faciès potentiellement favorables à l'accumulation d'hydrocarbures. Cette méthode d'interprétation des profils sismiques rend possible la localisation des pièges stratigraphiques avec un minimum d'informations géologiques. Malgré les améliorations technologiques pour accroître le potentiel de la sismique réflexion à localiser les pièges stratigraphiques, la prédiction de leurs extensions latérales reste difficile. Les efforts pour accroître le succès des puits d'exploration et la production des pièges pétrolifères ont conduit aux techniques de caractérisation sismique des réservoirs.

### *Caractérisation sismique des réservoirs*

La caractérisation sismique de réservoir a pour but la prédiction des extensions latérales et verticales du réservoir à partir de la description détaillée des variations spatiales des lithofaciès traversés par les puits et des données sismiques. La cartographie horizontale et verticale de ces couches devra permettre une meilleure production des champs pétrolifères en utilisant le moins de puits possible tout en réduisant les incertitudes quant aux prévisions des réserves. Pour atteindre ces objectifs, les techniques de caractérisation sismique de réservoirs intègrent diverses informations issues de données sismiques et de données de puits. Ces dernières, généralement peu nombreuses, n'offrent malheureusement qu'une vision ponctuelle du réservoir autour du puits. Elles permettent néanmoins des descriptions géologiques et pétrophysiques très précises de l'empilement des couches sédimentaires traversées par les puits. Quant aux données de la sismique réflexion, de par leur importante couverture spatiale, elles apportent une contrainte latérale au modèle de réservoir issu de l'étude de puits.

Malgré les nombreuses méthodes développées, les résultats connus à ce jour montrent l'importance de la méthodologie dans ce type de travaux. Cette méthodologie passe par la définition de paramètres de traitement, l'interprétation des données de puits, une connaissance fine de la géologie, par le choix et la manipulation des attributs sismiques. Chacun de ces choix est directement associé à l'interprétation du profil sismique, celle-ci étant liée à un modèle géologique donné.

Afin de mettre au point une telle méthodologie et de mieux comprendre la réponse sismique des réservoirs, géologues et géophysiciens ont recours à des modélisations sismiques de modèles géologiques réalistes.

### *Les objectifs de ce travail*

Le travail présenté dans ce mémoire s'inscrit dans le cadre d'une modélisation sismique en deux dimensions d'une coupe géologique de bordure de plate-forme carbonatée et d'une caractérisation des profils modélisés. Pour atteindre ces objectifs, différentes étapes sont nécessaires:

- Construire une coupe géologique d'échelle décakilométrique qui montre l'organisation géométrique des dépôts sédimentaires,
- Mesurer les propriétés pétrophysiques (porosité, masse volumique) et acoustiques (vitesses P et S) des roches,
- Transformer la coupe lithostratigraphique en des modèles d'impédance P et S à partir des vitesses et densités de chaque lithofaciès,
- Modéliser des données sismiques par différentes méthodes. Les fréquences des signaux sources utilisés dans ces simulations ont été volontairement restreintes aux fréquences employées en exploration pétrolière.

Enfin, les profils sismiques simulés servent à réaliser une étude de caractérisation sismique de réservoir. Elle a pour but l'interprétation lithologique des données sismiques.

Cette étude s'est intéressée aux roches carbonatées qui montrent de nombreuses particularités, tant dans leur mode de dépôt que dans leur évolution diagénétique.

***Pourquoi un réservoir carbonaté?***

Le choix d'un réservoir carbonaté a été motivé par deux constatations. Les séquences de plate-forme carbonatée sont caractérisées par de rapides variations latérales de faciès et de géométries des corps sédimentaires (Campbell et Stafleu, 1992; Handford et Loucks, 1993). De plus, les roches carbonatées sont connues pour être sensibles à l'impact des processus diagénétiques qui entraînent des modifications importantes de leurs paramètres pétrophysiques (porosité, perméabilité).

Les roches carbonatées ont un intérêt pétrolier certain car de nombreuses accumulations d'hydrocarbures se localisent dans des réservoirs carbonatés à travers le monde (Etats-Unis, au Moyen-Orient...).

D'origine essentiellement marine, les roches carbonatées sont issues de l'évolution diagénétique de sédiments produits par des processus organiques ou inorganiques et contrôlés par les paramètres écologiques qui définissent des environnements de dépôt. Ainsi, l'étude des éléments constituants ces roches permet de reconstituer directement les paléoenvironnements des plates-formes carbonatées. La majorité de ces dépôts est issue de l'activité biologique, ce qui conduit à relier le taux de sédimentation et taux de production des organismes vivants (Schlager, 1990). Le développement et l'évolution des plates-formes carbonatées dépend de l'interaction de différents facteurs, tels que la latitude, la salinité, la température, la profondeur d'eau et l'apport en nutriments (Wilson, 1975; Schlager, 1990; Handford et Loucks, 1994). L'un des éléments clés au développement des dépôt carbonatés est le facteur bathymétrique. Les organismes ont tendance à se maintenir dans un milieu favorable à leur croissance et s'adaptent aux variations graduelles du niveau marin relatif. En revanche, les variations brutales de la profondeur d'eau peuvent engendrer la migration des environnements de dépôts, voire la disparition des plates-formes carbonatées (Schlager, 1981).

En complément à ce mode particulier de sédimentation, les roches carbonatées, de par la relative solubilité de leurs minéraux constitutifs, peuvent subir des transformations diagénétiques importantes. Ces dernières induisent des changements de la nature minéralogique et l'altération de la texture originelle des sédiments (Moore, 1980). Ces différents processus, comme les recristallisations, dissolutions et dolomitisations, sont globalement d'origine chimique. Ils contrôlent étroitement l'évolution du réseau poreux de la roche et sa perméabilité. La relation porosité - faciès de dépôt n'est que rarement conservée, ce qui rend difficile l'attribution de mêmes caractéristiques pétrophysiques à un faciès donné. La variabilité spatiale des processus diagénétiques postérieurs au dépôt des sédiments peut engendrer la compartimentation des réservoirs carbonatés.

***Construction du modèle géologique***

Dans le cadre d'une modélisation sismique, l'un des points les plus importants est la méthode de construction du modèle géologique (géométrie, vitesses et masses volumiques attribuées aux couches). Pour cela, différentes méthodes sont employées en fonction des données disponibles et des objectifs de la simulation sismique. Une première approche consiste à bâtir un modèle géologique à partir de l'interprétation d'une section sismique. Cette technique est utilisée pour évaluer l'influence des variations de faciès sur la réponse sismique (Galloway *et al.*, 1977; Meckel et Nath, 1977). Elle permet de valider des hypothèses géométriques envisagées lors de l'interprétation des profils sismiques (Fischer *et al.*, 1993). Une seconde approche exploite les corrélations réalisées entre un grand nombre de puits. Elle a l'avantage d'utiliser directement les données de diagraphies (vitesses et densité) des roches traversées (Schuster *et al.*, 1993; Zeng, 1994). Par contre, la géométrie des corps reste mal contrainte entre les puits. Une autre approche, retenue dans ce travail, consiste à construire le modèle géologique à partir de l'étude d'affleurements le long de coupes géologiques décakilométriques (Biddle *et al.*, 1992; Helland-Hansen *et al.*, 1994; Stafleu, 1994; Suchecki *et al.*, 1994). L'avantage d'une telle méthode est la bonne connaissance de la géométrie des corps sédimentaires et de l'organisation spatiale des faciès. Les mesures pétrophysiques et de vitesses peuvent être obtenues soient par des mesures en laboratoire soit à partir de données de puits de lithofaciès analogues. L'établissement d'une relation entre ces mesures et les lithofaciès permet la construction de modèle d'impédance acoustique sans perdre la complexité de l'organisation géométrique des strates. De plus, la connaissance de la géométrie du modèle géologique va permettre d'étudier lors de l'interprétation sismique les relations entre lithofaciès et réflecteurs sismiques. Cette relation est fondamentale afin de transposer ces résultats pour l'interprétation stratigraphique des sections sismiques réelles.

***Stratigraphie séquentielle et biosystèmes carbonatés***

Les concepts de la stratigraphie séquentielle développés par de Vail et collaborateurs (Vail *et al.*, 1977) intègrent la stratigraphie sismique et les

enregistrements sédimentaires des variations du niveau marin relatif. Etablie à partir de l'interprétation de profils sismiques, la stratigraphie séquentielle analyse les relations géométriques et les terminaisons des réflecteurs des dépôts marins. Les différentes unités sont repérées par l'analyse des faciès sismiques des profils du sous-sol (Sangree et Widmier, 1977; Roksandic, 1978; Ramsayer, 1979). Elles sont regroupées en séquences de dépôt, définies comme "a stratigraphic unit composed of a relatively confortable succession of genetically related strata and bounded at its top and base by unconformities or their correlative conformities" (Mitchum *et al.*, 1977). Ces séquences de dépôt sont définies comme des intervalles chronostratigraphiques. Chacune d'elles est subdivisée en trois cortèges sédimentaires (Posamentier *et al.*, 1988), caractérisés par des arrangements géométriques différents des strates (progradation, aggradation ou rétrogradation). Conçus sur l'analyse de dépôts siliciclastiques, les concepts de stratigraphie séquentielle sont largement appliqués aux systèmes biosédimentaires carbonatés, autant sur les profils sismiques (Sarg, 1988; Eberli et Ginsburg, 1989) que pour l'étude d'affleurements (Bosselini, 1984; Goldhammer *et al.*, 1990; Jacquin *et al.*, 1991; Hunt et Tucker, 1991; Jacquin et Vail, 1995).

La stratigraphie séquentielle analyse la configuration des réflecteurs sismiques pour prédire la distribution des lithofaciès des couches du sous-sol par le développement de modèle empirique de l'organisation stratonomique des différents cortèges sédimentaires. L'un des concepts clés de la stratigraphie séquentielle est que les limites des bancs et les discordances sont assimilées à des lignes temps géologiques (Vail *et al.*, 1977). Elles séparent des roches plus anciennes de roches plus récentes. Les limites de bancs sont caractérisées par des variations lithologiques, les plus importantes se localisent au sommet des cycles. Ces variations lithologiques engendrent des variations d'impédance acoustique, à l'origine des réflecteurs sismiques. Cette constatation conduit Vail *et al.* (1977) à considérer les réflecteurs sismiques comme des lignes temps. Ces auteurs suggèrent même qu'il n'existe pas, dans la nature, de surface pouvant générer une réflexion parallèle au toit d'une formation lithologique diachrone. Ainsi, les profils sismiques reproduisent assez fidèlement une coupe chronostratigraphique.

Depuis près de trente ans, ces hypothèses dominent l'interprétation géologique des données sismiques. Néanmoins, de nombreuses questions restent posées quant à la signification géologique des réflecteurs sismiques:

Les limites des cycles ont-elles des contrastes d'impédance significatifs pour engendrer des réflexions sismiques?

Les surfaces de strates produisent-elles des réflexions sismiques parallèles aux lignes de temps géologiques ?

A partir de l'étude d'affleurements, le découpage en séquences de dépôt se retrouve-t-il sur les profils sismiques modélisés ?

Par la modélisation sismique d'une coupe géologique réaliste, ce travail apporte une réponse à ces questions, qui ont une application directe pour l'interprétation des profils sismiques réels.

***Organisation du mémoire***

Le découpage de ce mémoire en chapitres reflète les différentes étapes nécessaires depuis l'étude géologique de terrain à l'inversion des données sismiques simulées.

Le premier chapitre sera consacré à l'étude géologique sur le terrain de la bordure méridionale de la plate-forme urgonienne (Barrémien - Aptien inférieur) du Vercors. Cette étude a porté sur le secteur situé en partie dans la forêt de Lente, au sud-ouest du massif du Vercors. Cette coupe géologique, peu étudiée en comparaison des affleurements du plateau de Glandasse, offre la particularité d'observer la superposition de la Masse inférieure des Calcaires urgoniens sur la formation des Calcaires de Glandasse (Arnaud, 1981). Le travail de terrain a consisté au lever de coupes lithologiques de détail, qui sont interprétées en cycles et en séquences de dépôts. Associées à la cartographie des faciès et aux données biostratigraphiques, les corrélations des coupes lithologiques de détail permettent d'établir une section de seize kilomètres de long pour environ huit cent mètres d'épaisseur.

Le second chapitre présente l'étude des différents paramètres pétrophysiques (porosité et masse volumique) et des vitesses de propagation des ondes sur des échantillons prélevés sur le terrain. Ces mesures ont pour but d'établir un lien entre lithofaciès et propriétés acoustiques. Ces vitesses et masses volumiques sont nécessaires afin de construire les modèles d'impédance. Les mesures des vitesses P et S sont réalisées sous différentes conditions expérimentales pour connaître l'influence de la saturation, de la porosité, du type de pore et de la pression sur les propriétés acoustiques des roches carbonatées échantillonnées.

Le troisième chapitre présente le mode de construction des modèles d'impédance acoustique. Cette étape permet de transformer la coupe lithostratigraphique du Vercors en modèles

d'impédances P et S qui seront alors employés pour la modélisation sismique. Le mode de construction choisi tient compte de l'organisation verticale et latérale de la porosité dans les paraséquences de type "shallowing upward" et de l'argilosité dans les paraséquences de calcaires hémipélagiques. Les variations latérales de faciès sont établies à partir des données sédimentologiques de la coupe lithostratigraphique du Vercors.

Le quatrième chapitre traite des modélisations sismiques en deux dimensions et de l'interprétation des profils modélisés. Deux approches ont été employées pour la modélisation, le tracé de rayons et la méthode de résolution de l'équation des ondes par différences finies. Dans le cadre du tracé de rayons, les profils non migrés, migrés temps et migrés profondeur sont présentés. Ces différents profils permettent une première interprétation sismique de la géométrie des dépôts d'une bordure de plate-forme carbonatée. La technique de modélisation sismique par différences finies, plus coûteuse en temps de calcul mais plus proche de la réalité, consiste en une simulation de points de tir, comparables à ceux d'une acquisition sismique marine réelle. Ces données ont été traitées selon deux séquences différentes pour obtenir un profil migré temps et un profil migré profondeur. Ce dernier est obtenu à partir du modèle de vitesse exact, et constitue la section sismique de référence.

Le cinquième chapitre de ce mémoire expose une technique de caractérisation sismique de réservoirs sur un profil sismique. Dans une première partie, les résultats d'une inversion stratigraphique d'une section sismique modélisée sont présentés. Les sections d'impédance acoustiques obtenues sont comparées au modèle d'impédance d'origine. Des conclusions peuvent être tirés tant au niveau de la géométrie de l'ensemble de la coupe que sur l'individualisation du réservoir simulé. La seconde partie de ce chapitre traite de l'utilisation des attributs sismiques après-sommation sur les différentes sections sismiques. Cette étude utilise comme attribut sismique le profil d'impédance P issu de l'inversion stratigraphique. Après un processus d'apprentissage, une interprétation lithologique des données sismiques simulées est réalisée.

# 1ème PARTIE

# Etude géologique de la bordure méridionale de la plate-forme urgonienne (Barrémien - Aptien inférieur) du plateau du Vercors (France).

*"Le lendemain, la petite troupe, évitant les grands axes, pique vers la foret de Lente. C'est, dans la partie sud-ouest du Vercors, un massif de près de 7000 hectares. Accès difficile, routes et chemins rares, épaisses futaies de sapins et de hêtres, tout y favorise le maquisard. Tout y gène les entreprises de l'ennemi..."*

Paul Dreyfus. "Vercors, Citadelle de Liberté".
En hommage aux résistants du Vercors.

## 1.1. INTRODUCTION

La première étape de ce travail a pour but d'étudier une section géologique décakilométrique du membre inférieur des Calcaires urgoniens et des niveaux sous-jacents (Barrémien - Aptien inférieur) situés sur la partie occidentale du plateau du Vercors. Les modélisations sismiques en deux dimensions seront réalisées à partir de cette coupe géologique, établie par l'étude d'affleurements sur le terrain. Cette méthode de construction de la coupe permet de connaître avec précision la géométrie et les variations latérales de faciès d'un ensemble de couches sédimentaires. Quelques études de modélisations sismiques de coupes géologiques issues de l'étude d'affleurements ont été déjà réalisées soit sur des dépôts carbonatés (Garber *et al*, 1989; Biddle *et al.*, 1992; Campbell et Stafleu, 1992; Stafleu, 1994) soit sur des dépôts silicoclastiques (Suchecki *et al.*, 1994 ; Helland-Hansen *et al.*, 1994; Johansen *et al.*, 1994; Mora, 1996)

Le secteur d'étude choisi est le plateau du Vercors, situé dans le Sud - Est de la France. Ce massif offre la rare possibilité d'observer à l'échelle d'une plate-forme carbonatée l'évolution des dépôts du Barrémien - Aptien inférieur. Dans ce secteur des Alpes, ces affleurements ont été faiblement déformés par l'orogenèse alpine permettant l'observation des grandes géométries le long d'affleurements continus sur plusieurs kilomètres. C'est ainsi que les affleurements spectaculaires du plateau de Glandasse permettent l'observation à l'échelle sismique de l'organisation spatiale des différentes séquences de dépôts du Barrémien et l'interprétation des variations relatives du niveau marin qui ont affecté ce secteur (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990 ; Jacquin *et al.*, 1991 ; Hunt et Tucker, 1993 ; Stafleu et Schlager, 1993 ; Everts, 1994 ; Quesne et Ferry, 1994 ; Everts *et al.*, 1995 ; Arnaud, *et al.*, 1995; Clavel *et al.*, 1995). Pour ces raisons, la plate-forme urgonienne du Vercors apparaît comme l'une des plus belles applications aux carbonates du concept de stratigraphie séquentielle défini par Vail *et al.* en 1977.

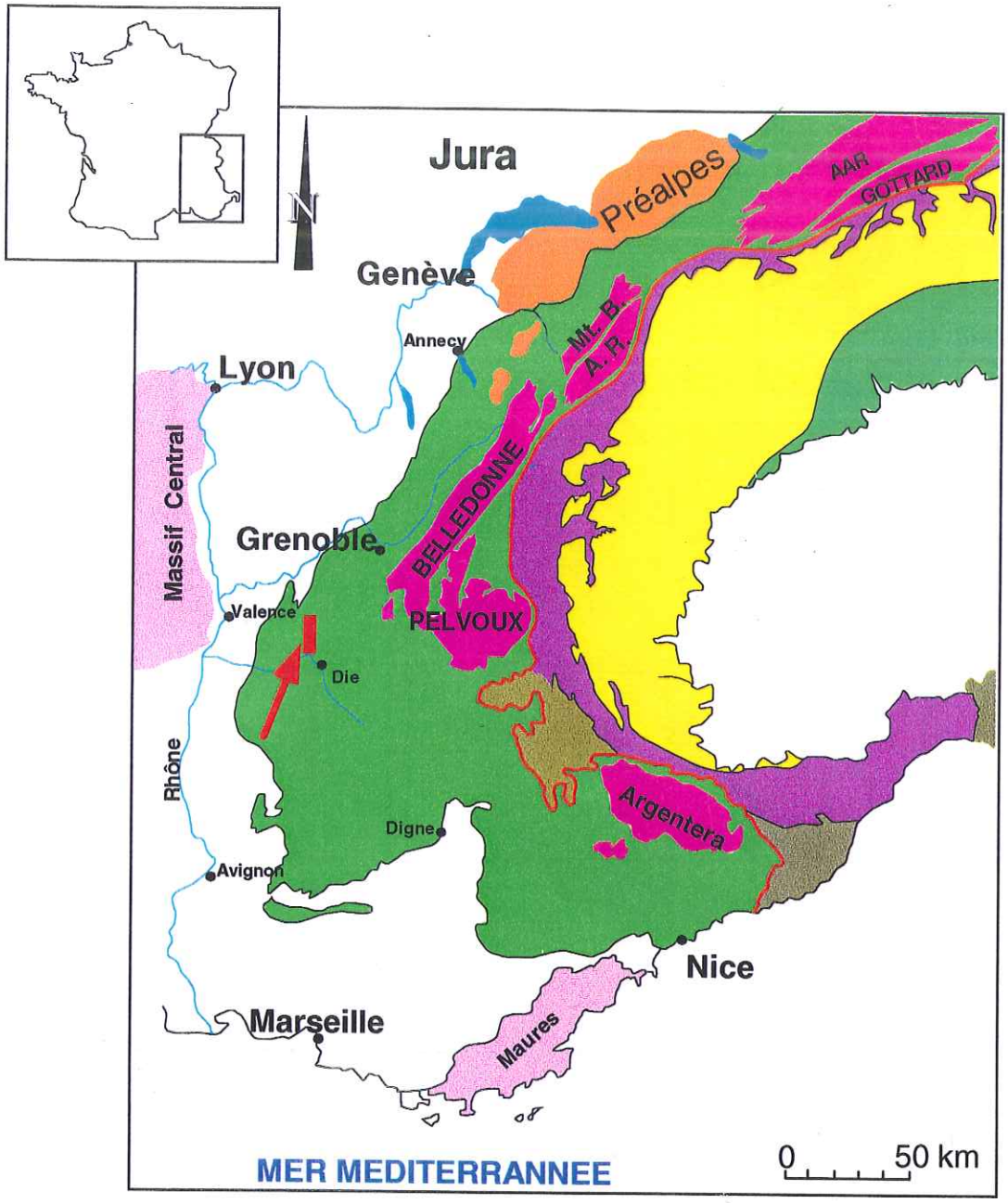
Après un bref rappel sur le contexte géodynamique de cette partie du bassin du Sud-Est, les résultats (faciologiques et biostratigraphiques) obtenus lors de l'étude du profil entre le Serre de Pélandré et le But St. Génix sont exposés. A partir des différentes coupes lithologiques levées banc par banc sur le terrain, les corrélations effectuées permettent d'illustrer l'organisation spatiale des séquences de dépôts de troisième ordre le long du profil étudié. Elles permettent d'élaborer une coupe géologique décakilométrique de la géométrie des dépôts du Barrémien - Aptien inférieur.

## 1.2. LA PLATE-FORME DU VERCORS

Le massif du Vercors se situe dans la partie occidentale du domaine externe des Alpes françaises (Fig. 1.1), plus précisément dans le secteur méridional des massifs subalpins septentrionaux. Il s'étend du Diois, au Sud, au rebord du bassin molassique du Bas-Dauphiné, au Nord. A l'Ouest, les assises crétacées du Vercors plongent sous le bassin tertiaire du Valentinois. Par contre à l'Est, ce massif subalpin est délimité par une falaise, plus ou moins continue, depuis le Diois jusqu'au Nord de la région grenobloise (Fig. 1.2).

Au début du Crétacé inférieur, la plate-forme urgonienne s'installe sur les bordures du bassin du Sud - Est, siège de l'évolution géodynamique de la marge passive européenne de la Téthys Ligure. A partir du Lias, les différentes étapes du "rifting" de la Téthys entraînent l'individualisation du bassin Dauphinois (ou Pré-Vocontien, Lemoine *et al.*, 1986) autour duquel se développent les plates-formes carbonatées du Jura - Bas Dauphiné et de Provence. Ce bassin est structuré par des accidents majeurs de direction NE - SW et NW - SE, héritage de l'orogenèse hercynienne (Blès *et al.*, 1989), réactivées lors de l'extension mésozoïque (Lemoine *et al.*, 1986; Lemoine et de Graciansky, 1988). Dans le secteur d'étude, la faille de l'Isère, située au Nord du Vercors, est l'un des témoins de cette extension jurassique.

Au Nord du bassin Dauphinois, l'évolution Jurassique supérieur - Hauterivien supérieur de la plate-forme Jura - Bas Dauphiné est marquée par deux événements majeurs : progradation entre le Jurassique supérieur et le Valanginien inférieur suivi de son ennoyement du Valanginien supérieur à l'Hauterivien supérieur (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990). Ces variations du niveau marin relatif sont accompagnées de changements morphologiques importants de la plate-forme (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990; Arnaud-Vanneau *et al.*, 1992; Arnaud *et al.*, 1995).




**Secteur étudié.**

| Terrains périalpins | Zone alpine externe | Zones alpines internes |
|---|---|---|
| Socle | Couverture secondaire et tertiaire | Zone valaisane, subriançonnaise et briançonnaise |
| Couverture | Massifs Cristallins Externes | Zone piémontaise et Massifs Cristallins Internes |
| | | Flyschs exotiques et terrains associés |
| | | Zones Austro-alpines et sud-alpines |
| | | Préalpes |
| | | Chevauchement Pennique Frontal |

Fig. 1. 1 – Carte géologique de l'arc alpin occidental (d'après Debelmas et Kerkhove, 1980)

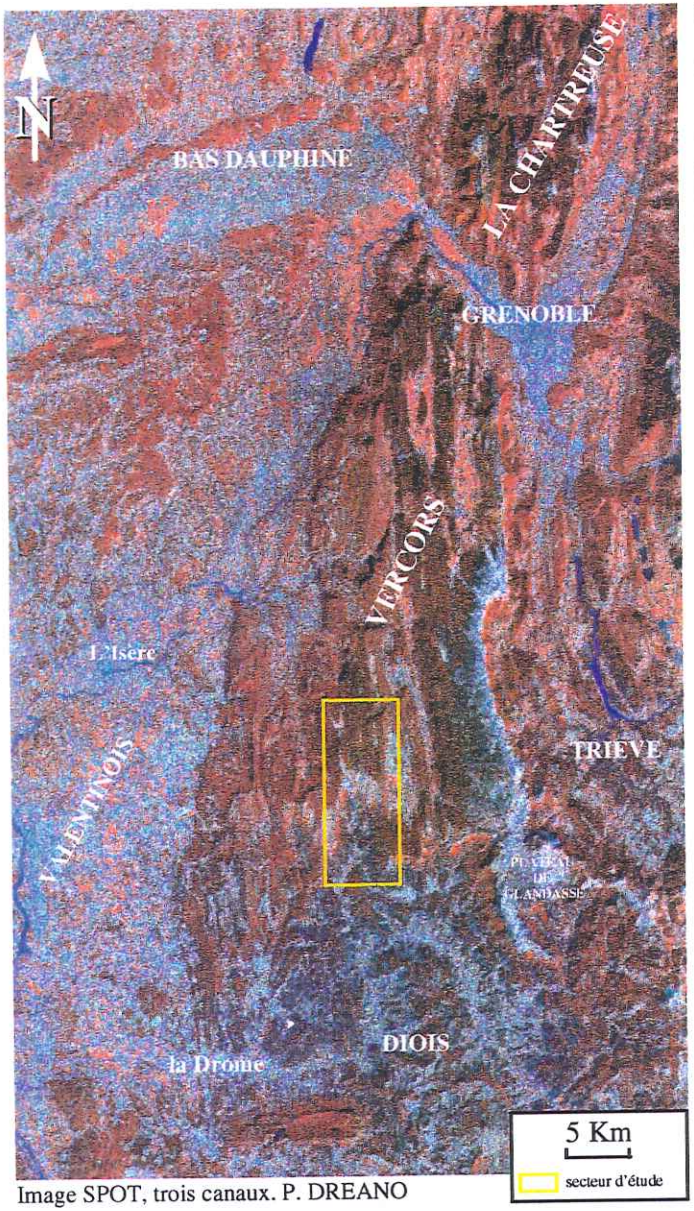



Image SPOT, trois canaux. P. DREANO

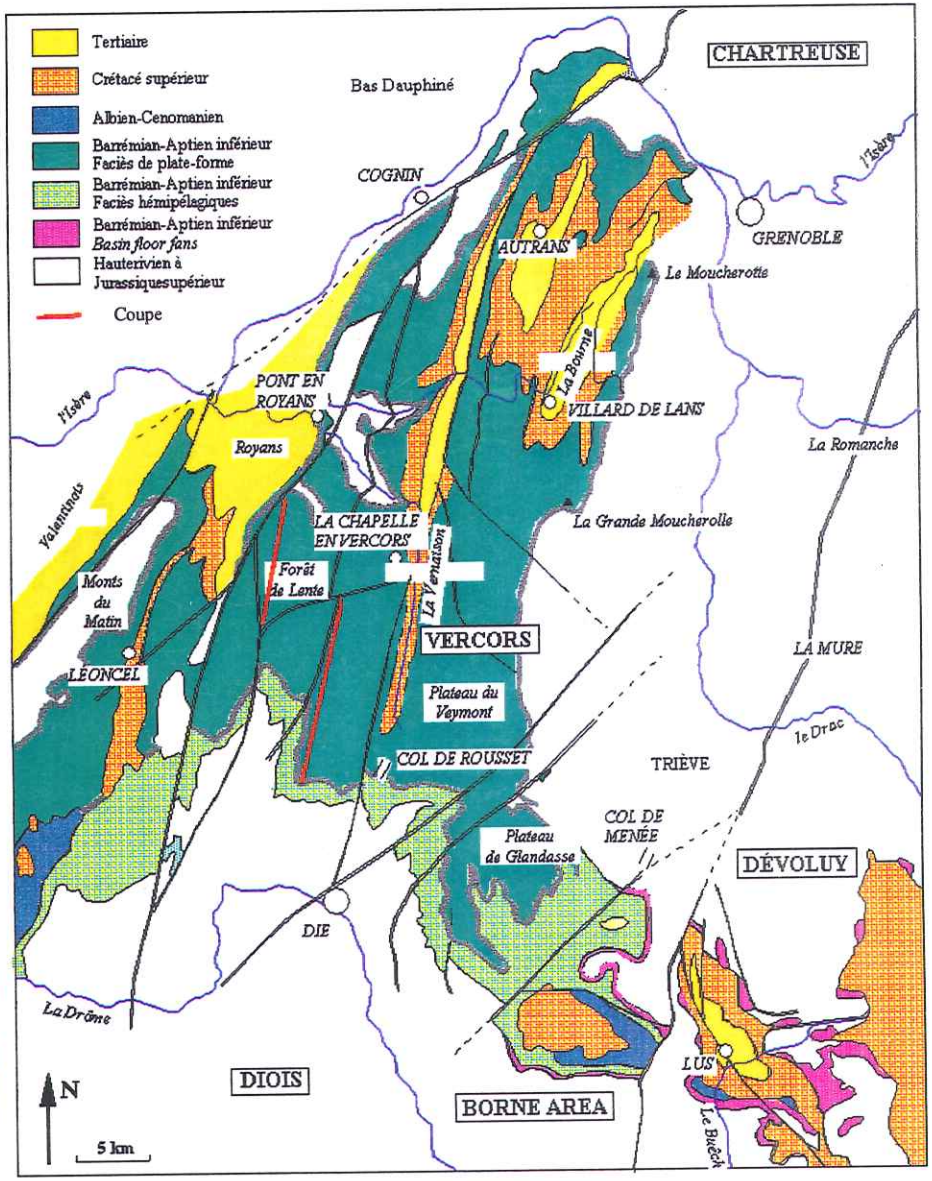



Fig. 1.2 – Photographie satellite et carte géologique du massif du Vercors.

Dans les massifs subalpins septentrionaux, la limite Hauterivien - Barrémien est marquée par une discontinuité d'origine tectonique (« tectonically enhanced boundary »), résultat de la réactivation des failles téthysiennes du bassin Dauphinois (« crise barrémienne » de Arnaud, 1988). Ainsi, la faille de l'Isère sépare deux domaines paléogéographiquement distincts. Au Nord-Ouest de celle-ci, la plate-forme Jura - Bas Dauphiné subit un soulèvement important (« uplift ») et émerge. Par contre, le domaine situé au Sud-Est de la faille de l'Isère enregistre une subsidence importante, entraînant une augmentation significative de l'espace disponible, en particulier aux abords de la faille de Menée. Ces modifications paléogéographiques à la fin de l'Hauterivien permettent d'individualiser, au Sud du Vercors, le bassin Vocontien dont les limites sont sensiblement différentes de celle du bassin Dauphinois (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1990 et 1992; Arnaud *et al.*, 1995). Cette «crise barrémienne», localisée entre les deux limites de séquences de dépôt SbH7 et SbB1 (Arnaud-Vanneau *et al.*, 1992, et Arnaud *et al.*, 1995), se traduit par un saut de progradation majeur des faciès (de près de 50 kilomètres) sur la bordure de la plate-forme urgonienne du Vercors (Fig. 1.3).

### 1.2.1 Les dépôts de la plate-forme urgonienne du Vercors

Les dépôts du Barrémien - Aptien inférieur de la plate-forme urgonienne du Vercors sont divisés en deux formations, la formation des calcaires de Glandasse à la base et la formation des Calcaires urgoniens au sommet. Ces dépôts calcaires se caractérisent par des faciès et un mode de sédimentation différents.

Les dépôts barrémiens du Vercors méridional débutent par des calcaires bioclastiques, mis en place par remaniements gravitaires et constituant des cônes sous-marins (*slope fan* de Jacquin *et al.*, 1991). Il s'agit des calcaires de Borne *sensu* Arnaud (1981) qui tronquent les calcaires hémipélagiques de l'Hauterivien supérieur. Cette limite, visible sur la bordure orientale du plateau de Glandasse souligne la base des séquences de dépôts du Barrémien. Les ammonites récoltées sous cette discordance (Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976; Arnaud, 1981; Clavel *et al.*, 1987; Clavel *et al.*, 1994) permettent de la situer dans le Barrémien basal, dans la zone à *Hugii* de Busnardo (1984) ou à la base de la zone à *Colombiana* de Vermeulen (1995). Cette disposition illustre la progradation des faciès en direction du bassin Vocontien. Au-dessus de ce cône sous-marin, la formation des calcaires de Glandasse souligne l'installation de la plate-forme urgonienne du Vercors.

L'ensemble de la description lithostratigraphique et l'interprétation séquentielle des dépôts de la plate-forme urgonienne du Vercors est résumé sur la figure 1.4.

#### *1.2.1.1 La formation des calcaires de Glandasse*

La formation des calcaires de Glandasse (Arnaud, 1981) est constituée d'anciens sables bioclastiques, relativement homogènes sur l'ensemble de la bordure méridionale du Vercors. D'une épaisseur de près de 750 mètres sur le plateau de Glandasse, cette formation est constituée de calcaires bioclastiques grossiers à nombreuses statifications obliques, riches en foraminifères benthiques. Ces sables se sont déposés dans des environnements peu profonds et soumis à une agitation constante, en milieux infralittoraux à circalittoraux. Localement, quelques niveaux à madréporaires, à rudistes ou oolitiques peuvent être observés (Arnaud, 1981; Everts 1994). Des traces d'émersions (dissolution de coquilles) s'observent au sommet de séquences de dépôt, marquant une baisse du niveau marin relatif (Hunt et Tucker, 1993; Fourke *et al.*, 1994). Latéralement en direction du Sud, ces faciès évoluent vers des faciès hémipélagiques (Arnaud, 1981; Quesne et Ferry, 1994).

Ces calcaires à débris s'organisent en lobes étalés sur le talus externe de la plate-forme. Ils peuvent avoir des épaisseurs importantes sur le plateau de Glandasse mais montrent également de grandes variations latérales d'épaisseur (Arnaud, 1981).

Ces calcaires sont interprétés comme des dépôts de haut-fond isolé orienté suivant la direction NE - SW (Arnaud, 1979) soumis à l'action de la houle et des courants marins. Ce haut-fond du plateau de Glandasse est alors interprété comme la partie "au-vent" de la plate-forme (Arnaud , 1979; Arnaud, 1981). Au cours du Barrémien, l'orientation des vents dominants, représentés par les alizés, étaient de secteur Sud. Certains auteurs (Hunt et Tucker, 1993; Everts *et al.*, 1994) soulignent que ce secteur "au-vent" correspond à la partie "sous le vent" de la plate-forme carbonatée actuelle des Bahamas. Cette observation est fondée sur l'absence d'une barrière corallienne développée et le fort développement des dépôts sur le talus externe de la plate-forme.

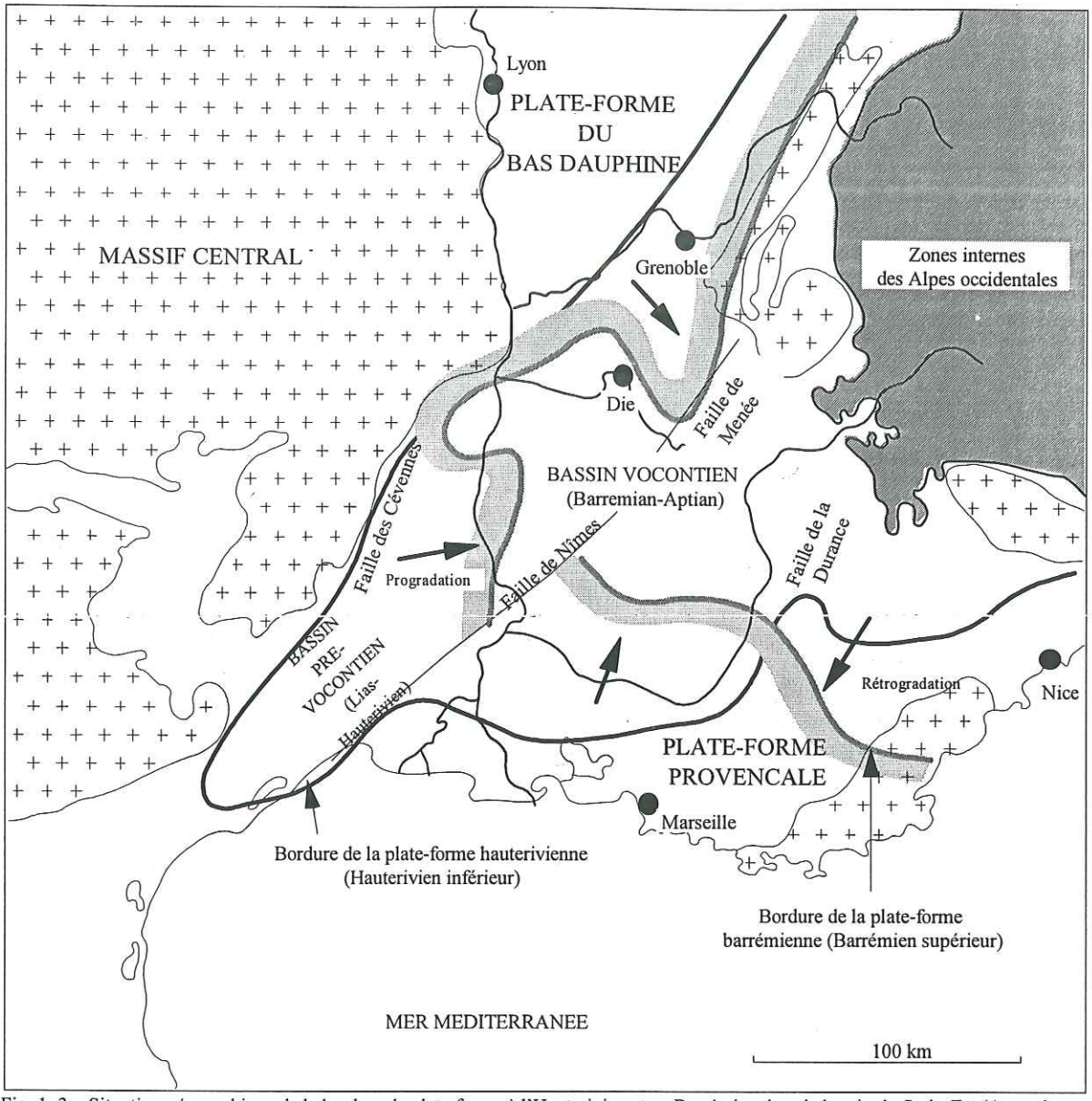



Fig. 1. 3 – Situation géographique de la bordure de plate-forme à l'Hauterivien et au Barrémien dans le bassin du Sud - Est (Arnaud *et al.*, 1995).

Cette formation des calcaires de Glandasse contient deux intercalations marneuses à faciès hémipélagique: les marnes de Fontaine Graillère et les marnes de Fontaine Colombette (Arnaud, 1981). Les premières montrent la superposition de deux niveaux marno - calcaires séparés par un faisceau de bancs calcaires. La récolte d'ammonites dans les marnes de Fontaine Graillère permet de localiser ces dépôts dans le Barrémien inférieur, plus précisément dans la zone à *Pulchella* pour le membre inférieur et la limite entre les zones à *Pulchella* - *Compressissima* de Vermeulen (1995) pour le membre supérieur. Par contre, les marnes de Fontaine Colombette n'ont pas livré de céphalopodes. Un âge de Barrémien inférieur de ces dépôts n'a pu être attribué que par encadrement.

La partie supérieure des calcaires bioclastiques de Glandasse est datée du Barrémien supérieur, la limite basale de ce sous - étage se localisant à l'intérieur du membre Bi6 (entre les membres Bi6c et Bi6d de Arnaud, 1981). Cette limite n'a pas été datée par ammonite dans le massif du Vercors. Son attribution au Barrémien supérieur n'a été constaté que par des arguments indirects. Cette limite marque un changement lithologique majeure dans tout le Vercors méridional et jusque dans le Dévoluy (Arnaud, 1981). Dans la coupe stratotypique d'Angles, la limite Barrémien inférieur - Barrémien supérieur souligne une limite lithologique nette, au-dessus du banc 136 (comm. orale H. Arnaud, 1996).

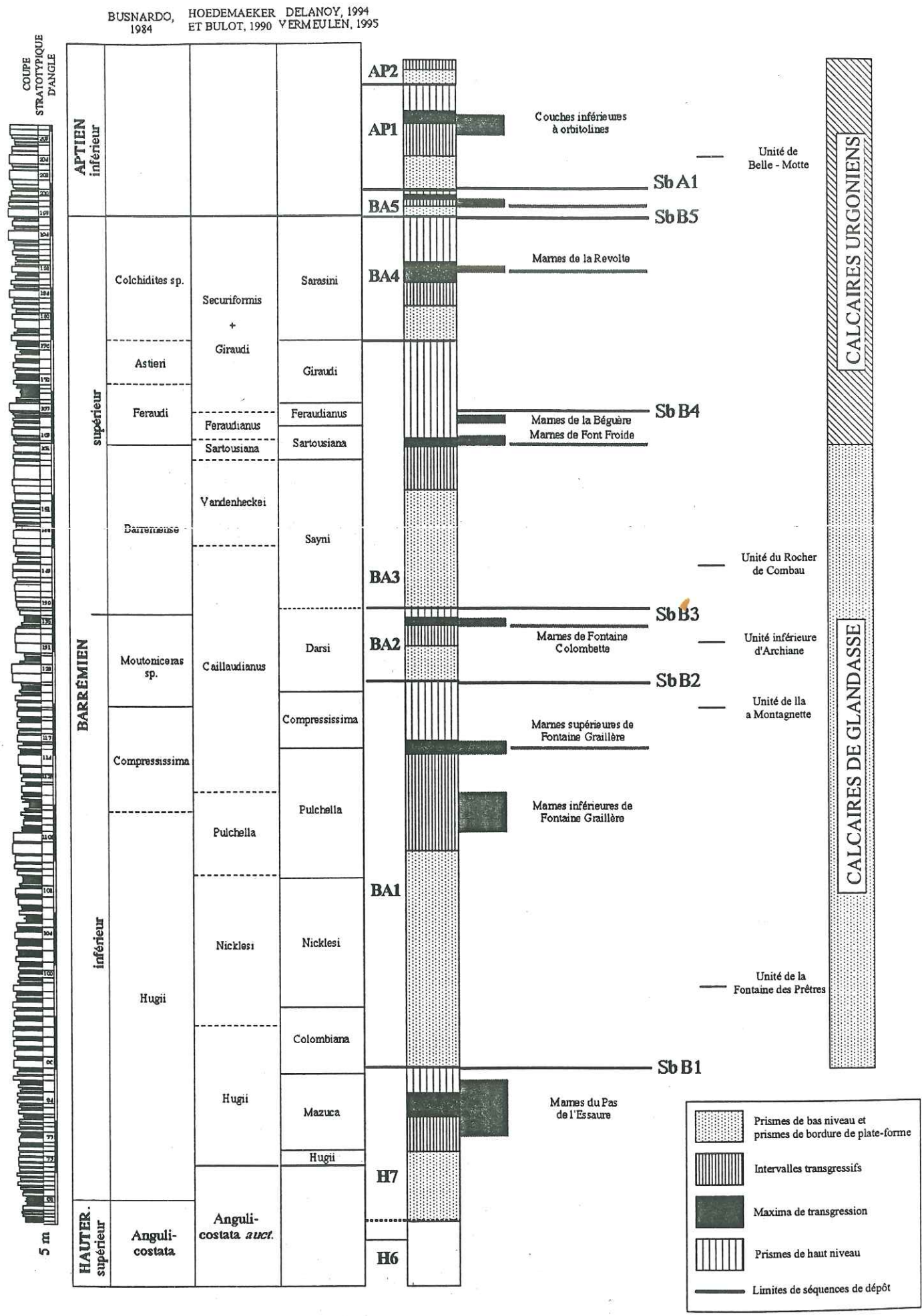



Fig. 1. 4 – Tableau stratigraphique et interprétation en stratigraphie séquentielle des dépôts carbonatés de la plate-forme urgonienne du Vercors (d'apres Arnaud - Vanneau *et al.*,1992 et Arnaud *et al.*, 1995)

*1.2.1.2 La formation des Calcaires urgoniens*

Au-dessus du dernier banc des calcaires à débris de Glandasse, la formation des Calcaires urgoniens débute par des niveaux marneux visibles sur toute la bordure méridionale du Vercors. Ces couches sont les marnes de Font Froide et de la Béguère (membres Bs2a et Bs3a de Arnaud, 1981), séparées par une série de faisceaux de bancs calcaires de quelques mètres. Ces couches marneuses sont relativement riches en ammonites qui permettent de les situer dans la zone à *Feraudi* (au sens de Busnardo, 1984) ou *Feraudianus* de Hoedemaeker *et al.*, (1990) du Barrémien supérieur (Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976; Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1991). Ces intervalles marneux témoignent d'une transgression du niveau de la mer qui conduit à la remise en eau de la plate-forme du Jura - Bas Dauphiné (Arnaud et Arnaud-Vanneau, 1991; Jacquin *et al.*, 1991; Arnaud *et al.*, 1995). Dans les massifs subalpins septentrionaux, la formation des Calcaires urgoniens (Bs2 à Ai2 de Arnaud-Vanneau, 1980, et Arnaud, 1981) est alors interprétée comme des dépôts transgressifs. Dans le bassin Vocontien, le membre inférieur des Calcaires urgoniens est représenté pour l'essentiel par la "vire à Hétérocères" *sensu* Pasquier (1900).

Les premiers bancs de calcaires Urgoniens *sensu stricto* apparaissent quelques mètres au-dessus des marnes de la Béguère. Le qualificatif d'urgonien ne sert qu'à désigner un faciès calcaire particulier qui est caractérisé essentiellement par la présence de rudistes déposés dans le domaine interne de la plate-forme (Rat et Pascal, 1979). Ils ont été décris la première fois par d'Orbigny, vers 1850 à partir de l'observation des couches sédimentaires de la région d'Orgon (Vaucluse). Dès 1861, C. Lory décrivait cette formation dans les massifs subalpins comme constituée de trois unités, une masse inférieure et une masse supérieure séparées par un niveau marneux représentant les "couches inférieures à orbitolines". Elle est surmontée par les "couches supérieures à Orbitolines", visibles dans le Nord du Vercors et en Chartreuse. Ces dépôts étaient alors datés du Barrémien supérieur - Aptien inférieur (Paquier, 1900).

Dans le massif du Vercors, les calcaires urgoniens *sensu stricto* sont essentiellement composés de calcaires à rudistes et de calcaires bioclastiques, déposés dans l'étage infralittoral. Ils s'organisent en séquences de comblement ("shallowing upward") qui débutent souvent par des dépôts de sédiments sablo-vaseux à péloïdes et bioclastes et, parfois, par des calcaires oolitiques. Ces faciès constituent les "faciès d'installation" des biotopes à rudistes. Ces premiers dépôts sont surmontés par des faciès micritiques à rudistes, associés à des algues, orbitolines et milioles. Ces séquences se terminent par des sédiments déposés dans des milieux supra à médiolittoraux (micrite à "bird-eyes", dépôts de tempête, micrite à "keystone-vugs"), où des faciès d'émersion s'observent parfois (Arnaud-Vanneau, 1980; Arnaud, 1981). Ces différents types de dépôts varient latéralement en direction du bassin vers des faciès représentant des milieux de plus en plus profonds. Entre les deux membres de Calcaires urgoniens, les "couches inférieures à orbitolines" sont constituées de dépôts marneux riches en foraminifères benthiques.

Contrairement aux dépôts des calcaires de Glandasse qui sont calés stratigraphiquement par des ammonites, l'âge des Calcaires urgoniens ne peut être établi de manière directe dans le massif du Vercors. Leur datation est difficile car ils ne contiennent pas d'ammonites. Seules les "couches à orbitolines" ont pu fournir quelques rares spécimens de céphalopodes qui les situent dans l'Aptien inférieur (Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976). Les "couches supérieures à orbitolines" sont également datés par ammonites dont l'apparition est voisine de la limite Aptien inférieur - Aptien supérieur.

A l'heure actuelle, les attributions stratigraphiques des Calcaires urgoniens sont discutés. Ils montrent l'affrontement de deux écoles; pour certains auteurs (Arnaud-Vanneau *et al.*, 1976; Arnaud-Vanneau , 1980; Arnaud, 1981; Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1991; Jacquin *et al.*, 1991; Arnaud *et al.*, 1995) la formation des Calcaires urgoniens serait d'âge Barrémien supérieur et Aptien inférieur (Fig. 1.5). Pour d'autres (Clavel *et al.*, 1987; Busnardo *et al.*, 1994; Clavel *et al.*, 1994; Clavel *et al.*, 1995), ces dépôts débutent dans l'Hauterivien supérieur dans le Jura et s'achèvent au Barrémien inférieur dans le Vercors (Fig. 1.5). Ces deux propositions différentes conduisent à considérer une géométrie et des modes de sédimentations différents pour les dépôts de la plate-forme urgonienne. Pour les premiers, l'émersion de la partie septentrionale de la plate-forme Jura - Dauphiné à la limite Hauterivien - Barrémien conduit à un lacune de sédimentation dans ce secteur. Par la suite, ce secteur est immergé au Barrémien supérieur et durant l'Aptien inférieur. Les autres auteurs proposent un mode de sédimentation continue, les calcaires bioclastiques de Glandasse correspondant à l'équivalent latéral des Calcaires urgoniens, sans lacune de dépôts (Fig. 1.5).

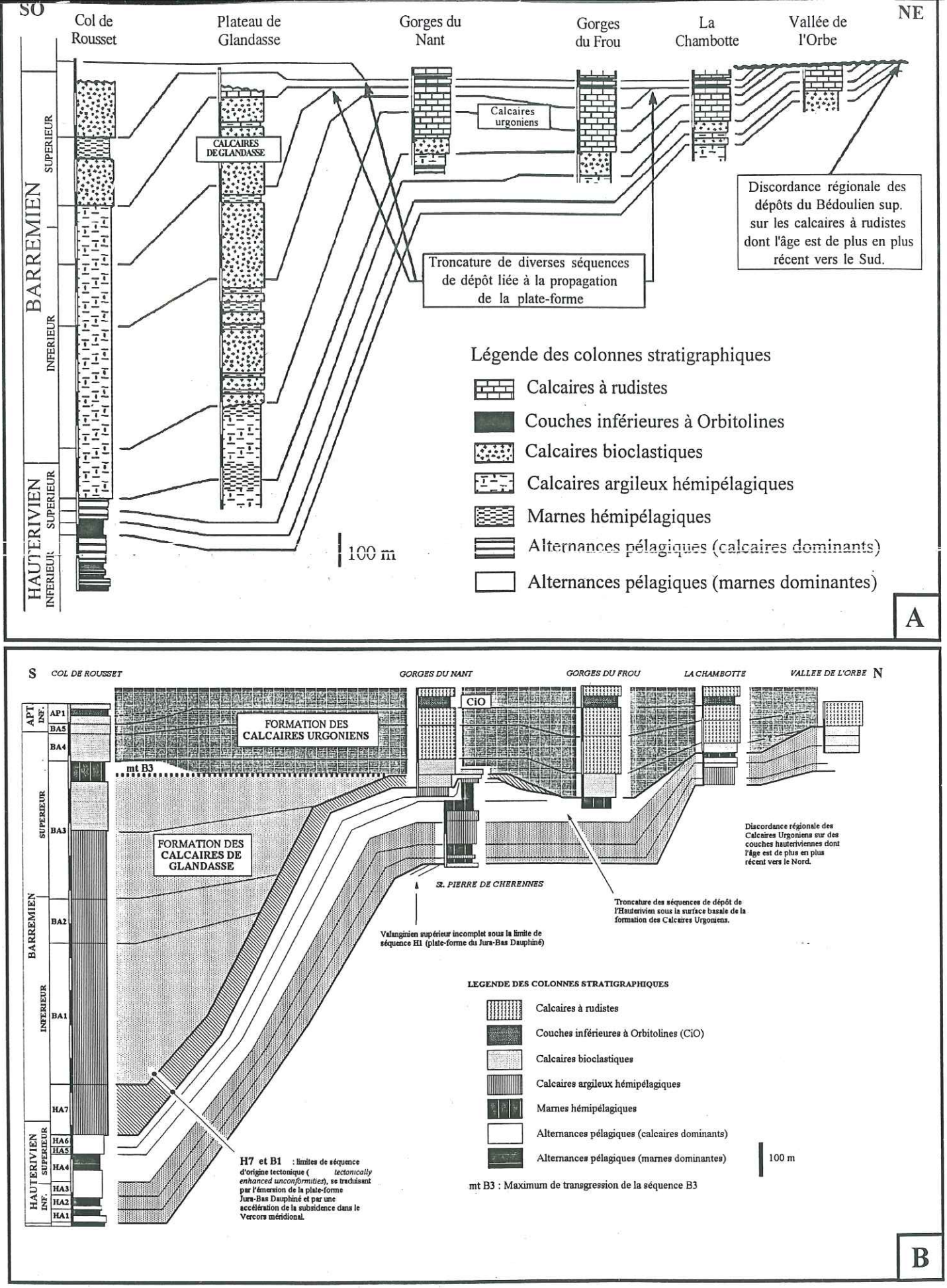



Fig. 1. 5 – Corrélations des séries carbonatées de la plate-forme urgonienne, entre le Jura vaudois et le Sud du Vercors. Schéma A d'après Clavel *et al.* (1995), schéma B d'après Arnaud *et al.* (1992 et 1995).

*1.2.1.3 Interprétation en stratigraphie séquentielle des dépôts Barrémien - Aptien inférieur.*

Dans ce mémoire, les terminologies en séquence de dépôt de troisième ordre (**BA1, BA2, BA3, BA4, BA5 et AP1**) et en limites de séquences de dépôt (**SbB1, SbB2, SbB3, SbB4, SbB5 et SbA1**) sont celles définies par Arnaud-Vanneau et Arnaud (1991) et Arnaud *et al.*, (1995)

Les calcaires bioclastiques de Glandasse d'âge Barrémien inférieur sont découpés en deux séquences de dépôts. La première, BA1, débute à la base des calcaires de Borne. Sa limite de séquence est soulignée par ces dépôts turbiditiques, dans la zone à *Colombiana*. Son maximum de transgression (ou d'inondation) est représenté par le membre supérieur des marnes de Fontaine Graillère. La seconde séquence de dépôt du Barrémien inférieur débute à la limite des zones à *Compressissima* et à *Moutoniceras* sp. de Busnardo (1984). Elle correspond à l'unité inférieure du cirque d'Archiane d'Arnaud-Vanneau et Arnaud (1991). Son maximum de transgression est marqué par les marnes de Fontaine Colombette. Ces deux séquences, essentiellement constituées de calcaires bioclastiques, marquent une progradation modérée à importante des faciès en direction du bassin, associée à une baisse du niveau marin relatif. Ces séquences sont des séquences de type "*forestepping*", développées dans les derniers stades d'une régression de deuxième ordre (Arnaud *et al.*, 1995; Jacquin et Vail, 1995). L'ensemble des différents types de séquences de dépôts de troisième ordre s'intègre dans un schéma d'évolution du niveau marin relatif de deuxième ordre, représenté sur la figure 1.6.

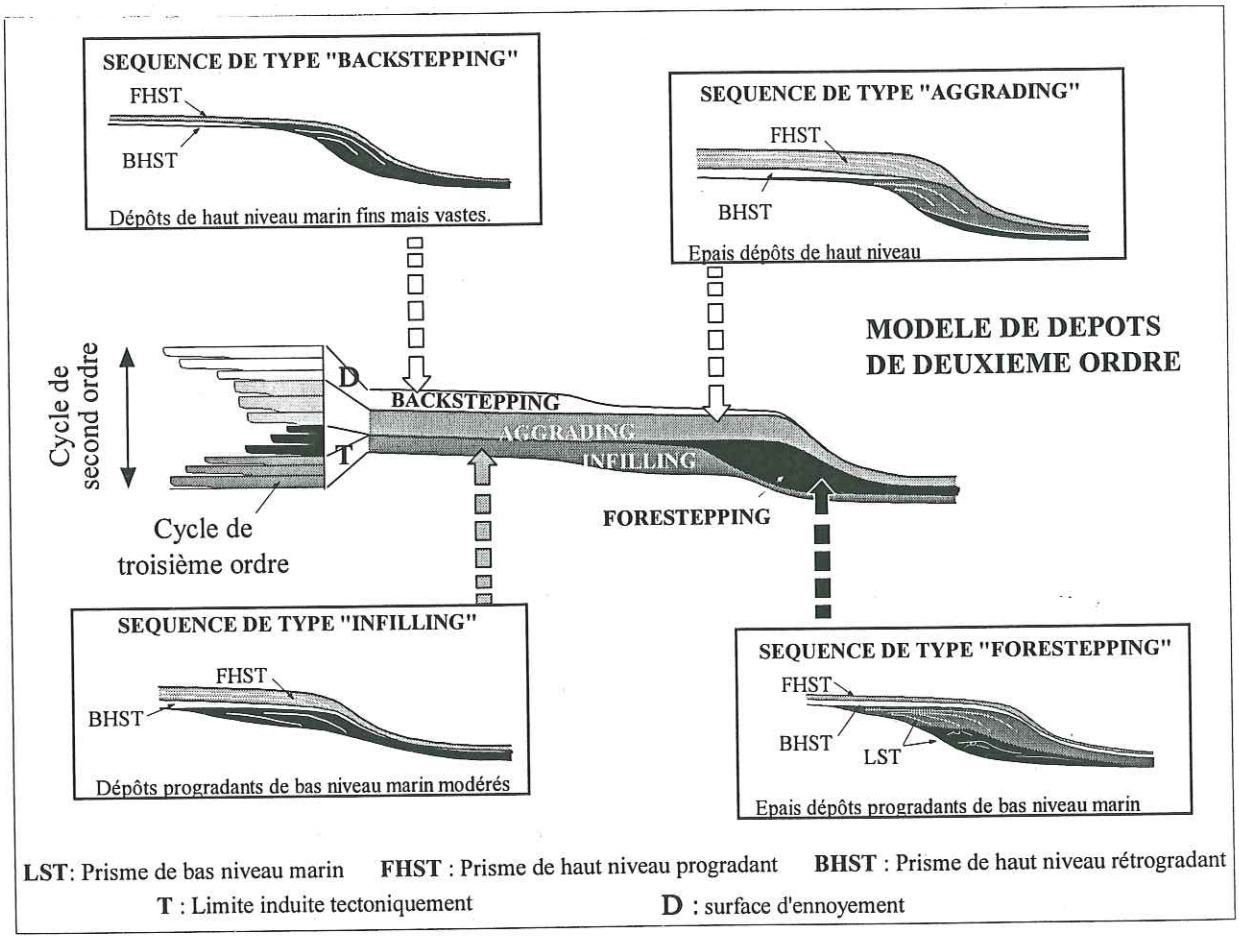



Fig. 1. 6 – Les différents types de séquences de dépôt rencontrées au sein d'une plate-forme carbonatée au cours d'un cycle eustatique de deuxième ordre (Jacquin et Vail, 1995).

### 1.2.2 Choix de la coupe géologique.

Les falaises du plateau de Glandasse offrent la possibilité de lever des coupes géologiques décakilométriques des assises barrémiennes du Vercors. Leurs modélisations sismiques ont déjà été réalisées par Stafleu (1994). Elles se limitent à la formation des calcaires bioclastiques de Glandasse, la base des Calcaires urgoniens n'affleurant que sur les plus hauts sommets de ce plateau.

Par contre, ce travail s'est focalisé sur la coupe géologique entre le Serre de Pélandré et le But St. Génix, située à une dizaine de kilomètres du plateau de Glandasse. Ce choix a été guidé par plusieurs critères :

- Ce secteur de la bordure méridionale du Vercors est, avec celui du col de Rousset, le seul qui permette d'observer la superposition du membre inférieur des Calcaires urgoniens sur les calcaires bioclastiques de Glandasse.
- Cette partie de la bordure de la plate-forme urgonienne a été choisie pour la diversité de ses faciès et sa situation "sous le vent" qui amoindrit l'effet de l'hydrodynamisme sur les dépôts (Arnaud,1981).
- La coupe montre le passage continu entre des faciès de plate-forme interne (Calcaires urgoniens) et des faciès de talus externe.
- Les différentes unités s'observent bien sur le terrain malgré la médiocre qualité des affleurements, localisés en partie dans la forêt de Lente.
- De plus, la morphologie actuelle semble refléter fidèlement la morphologie de la bordure méridionale de la plate-forme du Vercors au Barrémien.

Au cours de ce siècle, la coupe Serre de Pélandré - But St. Génix a été relativement peu étudiée, comparée aux affleurements du plateau de Glandasse. Seuls, Arnaud (1981) et Arnaud - Vanneau et Arnaud (1991) proposent une coupe géologique longitudinale de ce secteur du Vercors.

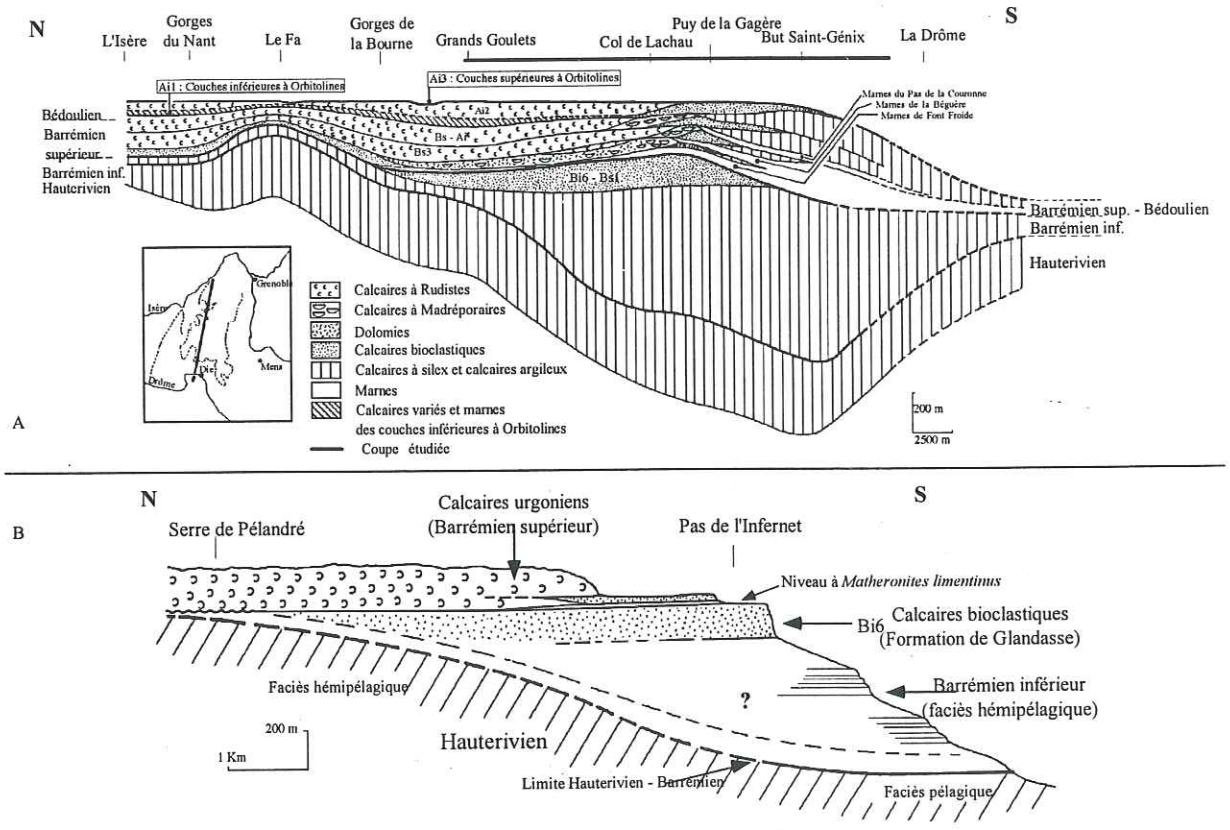



Fig. 1. 8 – Coupes géologiques entre le Serre de Pélandré et le But St. Génix.,
- coupe A d'après Arnaud (1981)
- coupe B d'après Arnaud - Vanneau et Arnaud (1991)

## 1.3. La coupe Serre de Pelandre / But St. Genix

### 1.3.1 Le secteur d'étude

La coupe présentée ici se situe dans la partie occidentale du plateau du Vercors, du Serre de Pélandré au But St. Génix. Elle permet d'observer les assises du Barrémien et de l'Aptien inférieur sur seize kilomètres environ, presque perpendiculairement à la bordure de la plate-forme urgonienne (Arnaud, 1981). Elle se divise en deux tronçons (Fig. 1.9). Le premier du But St. Génix au col de Carri permet l'observation directe de l'évolution sédimentologique de la plate-forme du Vercors méridional. Le second tronçon, légèrement décalé vers l'Ouest, permet d'observer la formation des calcaires urgoniens et son substratum, notamment le Barrémien inférieur.

Du point de vue morphologique, le secteur étudié se divise en deux parties distinctes. Dans sa partie septentrionale, cette coupe traverse un plateau couvert de végétation où les couches sont sub-horizontales (Forêt domaniale de Lente). Par contre, dans sa partie méridionale, la coupe s'observe naturellement sous la forme d'un talus, haut de cinq cent mètres, à l'Est de St Julien-en-Quint. Les couches y sont pentées vers l'Est (30° environ) à cause de la faille longitudinale du Puy de la Gagère.

Bien que se situant dans l'avant-pays des Alpes occidentales, les différentes couches restent assez peu déformées dans le massif du Vercors. Les seules structurations observables sont des failles longitudinales à jeu apparent normal et des failles transverses (de direction N 75 et N 110 à N 135), plus tardives (Arnaud, 1971) (Fig. 1.10). Ces dernières ne montrent que de faibles rejets horizontaux, sans décalage vertical significatif des couches. Seule la faille de la Cîme du Mas, qui coupe le profil Serre de Pélandré - But St. Génix, présente des mouvements polyphasés dont la dernière phase est un décrochement.

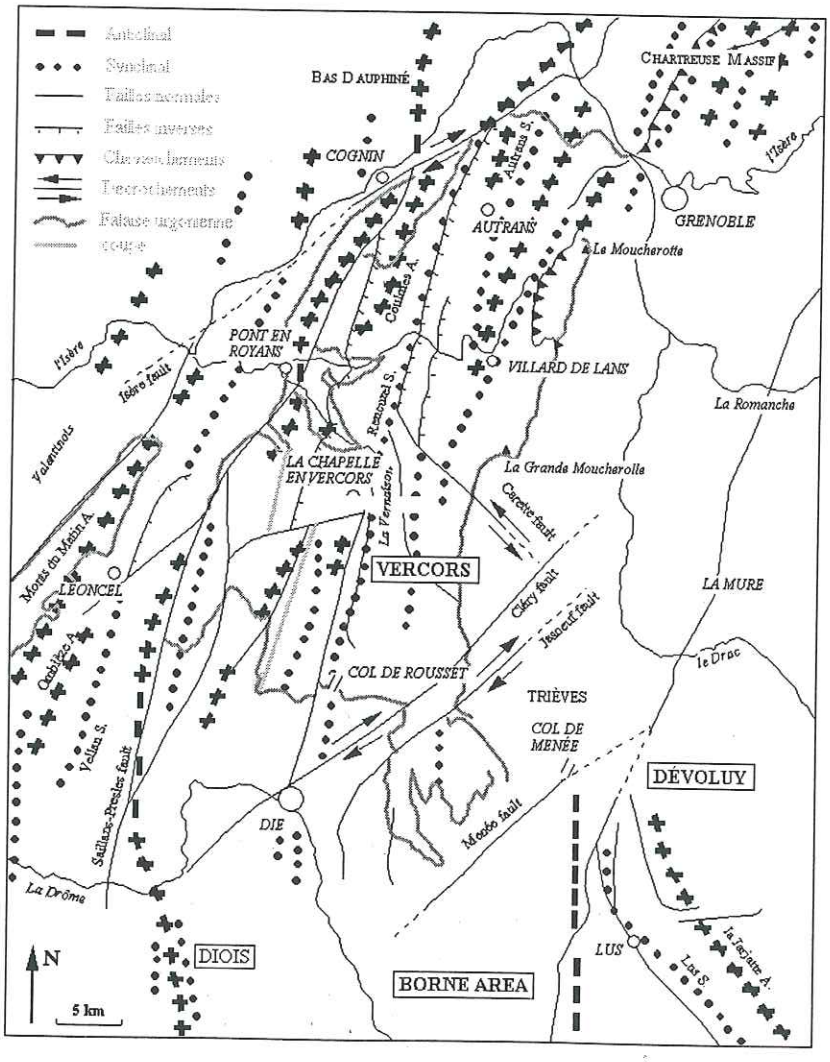



Fig. 1. 10 – Schéma structural montrant la disposition des plis et des failles post-miocènes entre la vallée de l'Isère et le Dévoluy (Arnaud, 1981).

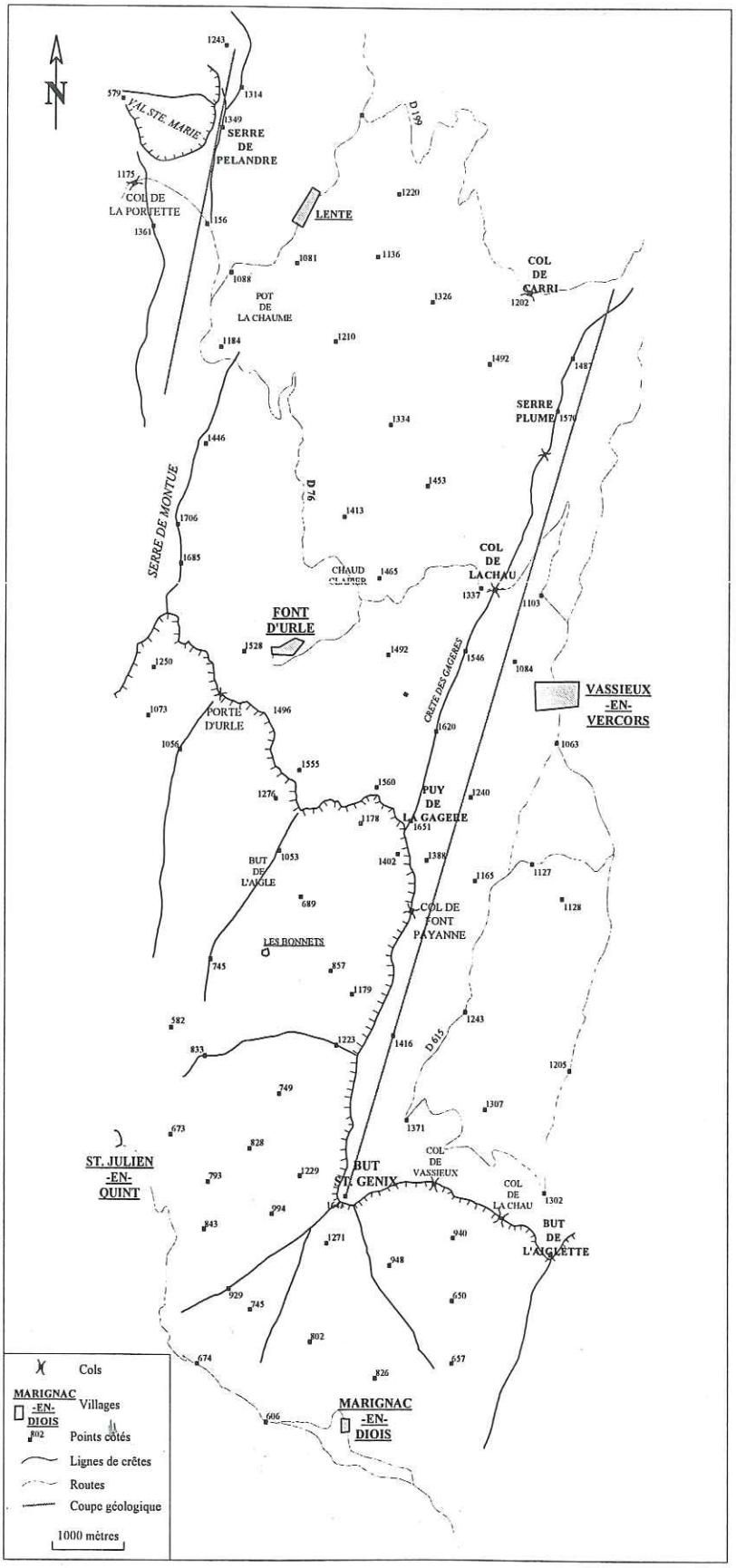



Fig. 1.9– Carte géographique du secteur d'étude et localisation de la coupe géologique du Serre de Pélandré au But St. Génix.

### 1.3.2 Description de différents faciès identifiés

La coupe paléogéographique Serre de Pélandré - But St. Génix a été reconstituée à partir du lever de nombreuses coupes lithologiques, échantillonnées et détaillées du point de vue faciologique et séquentiel. Les descriptions des microfaciès ne sont pas exhaustives car les variations latérales sont progressives d'un faciès à l'autre.

Les classifications utilisées pour les textures sont celles de Dunham (1962), Folk (1959) et de Embry et Klovan (1971). Les notations F1 à F11 correspondent à la notation des familles de faciès définies par Arnaud-Vanneau *et al.*, (1992) sur la plate-forme du Crétacé inférieur dans le Jura méridional et les massifs subalpins septentrionaux (Fig. 1.11 et Fig. 1.12).

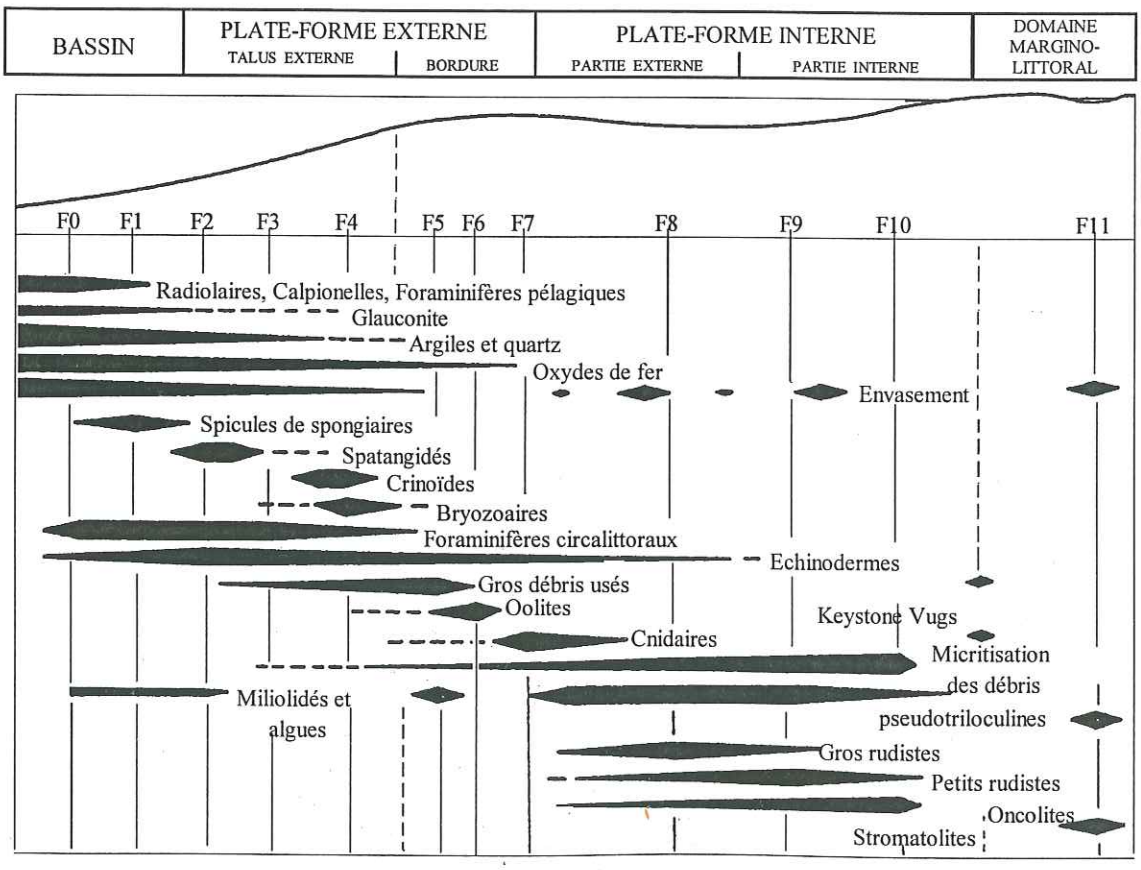
#### *1.3.2.1 Les dépôts de talus externe*

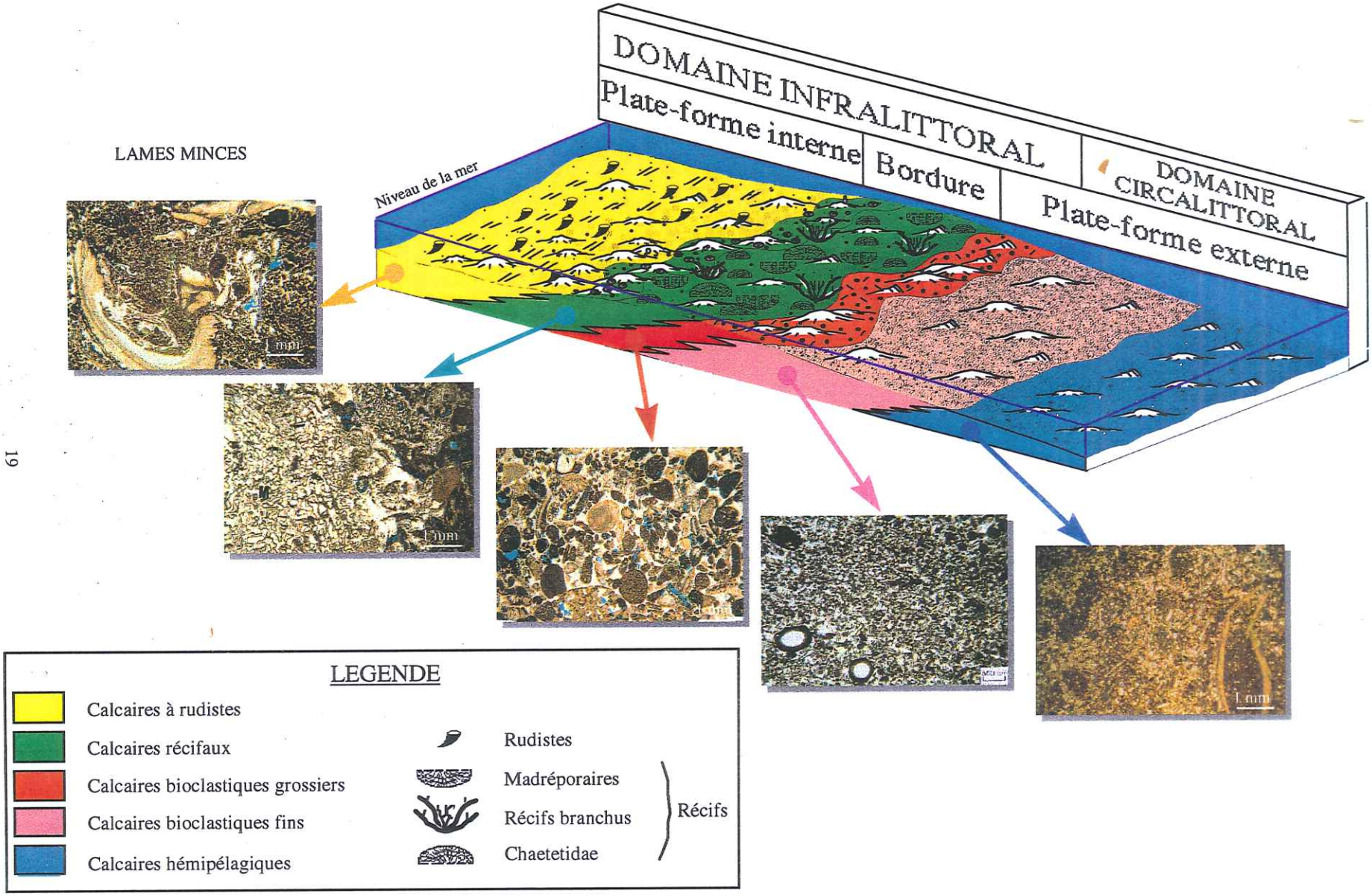
##### *1.3.2.1.1 Le faciès hémipélagique (F1 - F2)*

Dans le secteur d'étude, le faciès hémipélagique est soit calcaire, soit marneux. La différence entre les deux se situe principalement dans la proportion en calcite et en éléments d'origine terrigène). Cette différence est issue des variations climatiques (Cotillon *et al.*, 1980).

A l'affleurement, ces faciès, de couleur gris foncé à jaune - beige clair, s'organisent en faisceaux de bancs ou en alternances marnes-calcaires (cycles) plus ou moins bien rythmées. Les bancs calcaires ou marno-calcaires, à limites rarement franches, se présentent sous des épaisseurs variables (centimétrique à métrique) et sont affectés par de nombreux terriers et bioturbations.

La macrofaune récoltée dans ces faciès est surtout constituée d'échinodermes, de fragments de lamellibranches, de gastéropodes et de brachiopodes. Certains organismes pélagiques, principalement des ammonites et des bélemnites, apparaissent dans les faciès les plus marneux. Généralement, un mauvais état de conservation rend difficile leur identification précise.








1.12.
Fig. – Morphologie, environnements de dépôts et lames minces de la plate-forme urgonienne du Vercors (d'après Arnaud-Vanneau, 1979; Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1976)

A l'échelle microscopique, ce faciès est une biomicrite - biopelmicrite à petits foraminifères et à spicules de spongiaires. Les textures sont de type wackestone à packstone. Les minéraux authigènes présents sont la glauconie et la pyrite, parfois oxydée secondairement.

L'environnement de dépôt de ce faciès se situe dans l'étage circalittoral inférieur (Arnaud-Vanneau *et al.*, 1991).

#### *1.3.2.1.2 Les faciès bioclastiques (F3 - F5)*

A l'affleurement, ces faciès s'observent en bancs massifs d'épaisseur décimétrique à métrique de couleur grisâtre à beige - roux. Certains bancs contiennent des silex globuleux, parfois stratiformes, centimétriques à décimétriques. Des litages obliques et/ou des litages mamelonnés (de type H.C.S) peuvent être observés localement. La macrofaune associée se limite à la présence de serpules, de coquilles entières ou de fragments centimétriques de lamellibranches et de cnidaires. La taille des bioclastes permettent de différencier deux sous-lithofaciès, bioclastiques fin et grossier.

Au microscope optique, ces faciès montrent une grande variété, de biopelmicrites à biosparites, et des textures de type wackestone à grainstone. Ils renferment de nombreux organismes et fragments plus ou moins bien classés. Les bioclastes sont représentés par des foraminifères, algues, fragments de bryozoaires et de madréporaires, radioles et plaques d'échinodermes. Certains de ces bioclastes peuvent présenter une micritisation importante. Des extraclastes (millimétriques à centimétriques) et quelques ooïdes superficielles sont présents dans certains échantillons.

Du point de vue environnement de dépôt, ces faciès, déposés sur la partie sommitale du talus externe de la plate-forme, caractérisent un milieu calme à agité, proche ou au-dessus de la limite inférieure d'action des vagues.

### *1.3.2.2 Les dépôts de bordure de plate-forme et de plate-forme interne*

#### *1.3.2.2.1 Les faciès récifaux (F6 - F7)*

Ces faciès sont en position intermédiaire entre les dépôts de plate-forme externe et les dépôts de plate-forme interne. Ils englobent les faciès de démantèlement récifal, les faciès à bioconstructions coralliennes et les faciès situés en arrière du récif (dépôts de tempêtes essentiellement).

A l'affleurement, ces faciès correspondent le plus souvent à de gros bancs métriques, de couleur blanchâtre à beige.

La macrofaune associée est constituée de différents types de cnidaires, en colonies ou en fragments de taille centimétrique à décimétrique. Ces coraux sont généralement des madréporaires branchus ou en boule, associés à des chaetétidés. De grandes nérinées, quelques lamellibranches et des fragments de bryozoaires complètent la macrofaune présente dans ce faciès. Dans la partie sommitale du Barrémien supérieur, des rudistes à canaux (caprinidés de Arnaud, 1981) associés à des bioconstructions, montrent une ouverture du milieu de dépôt aux vents et courants océaniques.

A l'échelle microscopique, ces calcaires sont des biosparites - biomicrites à cnidaires, à texture du type grainstone à rudstone, voire bindstone. Une dolomisation secondaire partielle peut intervenir dans certains cas.

Du point de vue environnement de dépôt, ces faciès illustrent une sédimentation dans l'étage infralittoral à hydrodynamique modérée à forte, ce qui explique les nombreux démantèlements récifaux observés.

#### *1.3.2.2.2 Les faciès à rudistes (F8 - F9)*

A l'affleurement, ces faciès apparaissent sous forme de gros bancs métriques à décimétriques, grisâtres à blanchâtres, sans litage apparent.

La macrofaune comporte essentiellement des rudistes coniques, surtout des monopleuridés (agriopleura). Cette faune de rudistes est typique de la zone externe du domaine interne de la plate-forme (Masse, 1976 ; Arnaud, 1981). Les rudistes s'observent soit entiers, basculés ou non, soit en fragments centimétriques. Les colonies de rudistes sont généralement rares dans le secteur d'étude.

A l'échelle microscopique, il s'agit de biomicrites à biosparites à grands foraminifères et coquilles de rudistes. La texture est de type wackestone à bindstone. Outre les fragments de coquilles de rudistes et de gros péloïdes, la microfaune se réduit à de grandes milioles, orbitolines et algues rouges. Ces faciès révèlent parfois une dolomitisation tardive et partielle, soulignée par des rhomboèdres généralement dissous.

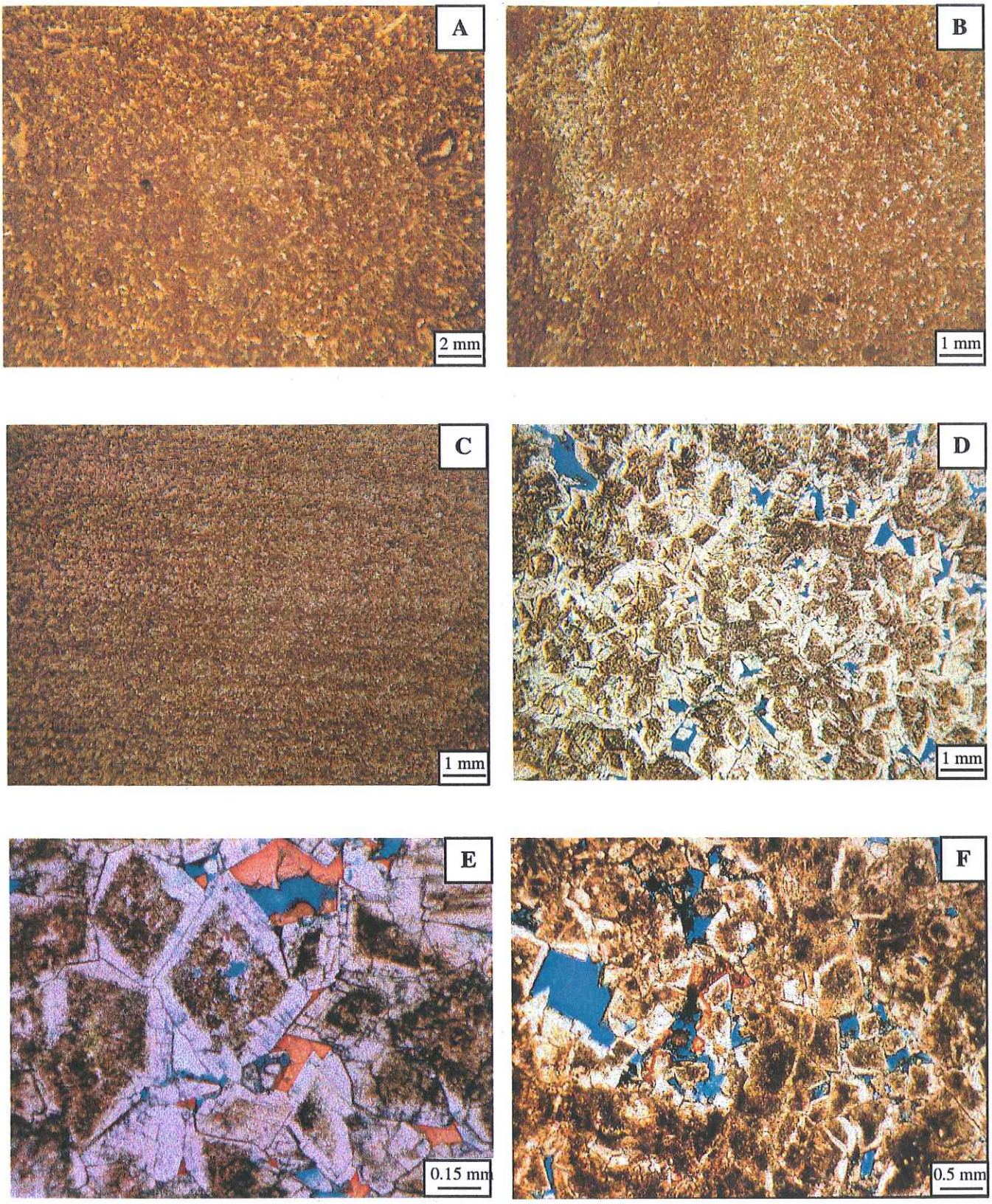
Du point de vue environnement de dépôt, les calcaires à rudistes caractérisent l'étage infralittoral, dans la partie externe de la plate-forme interne (Arnaud-Vanneau *et al.*, 1991), ce qui peut expliquer l'absence de gros rudistes du type requieniidés le long de la coupe étudiée.

*1.3.2.2.3 Les dolomies*

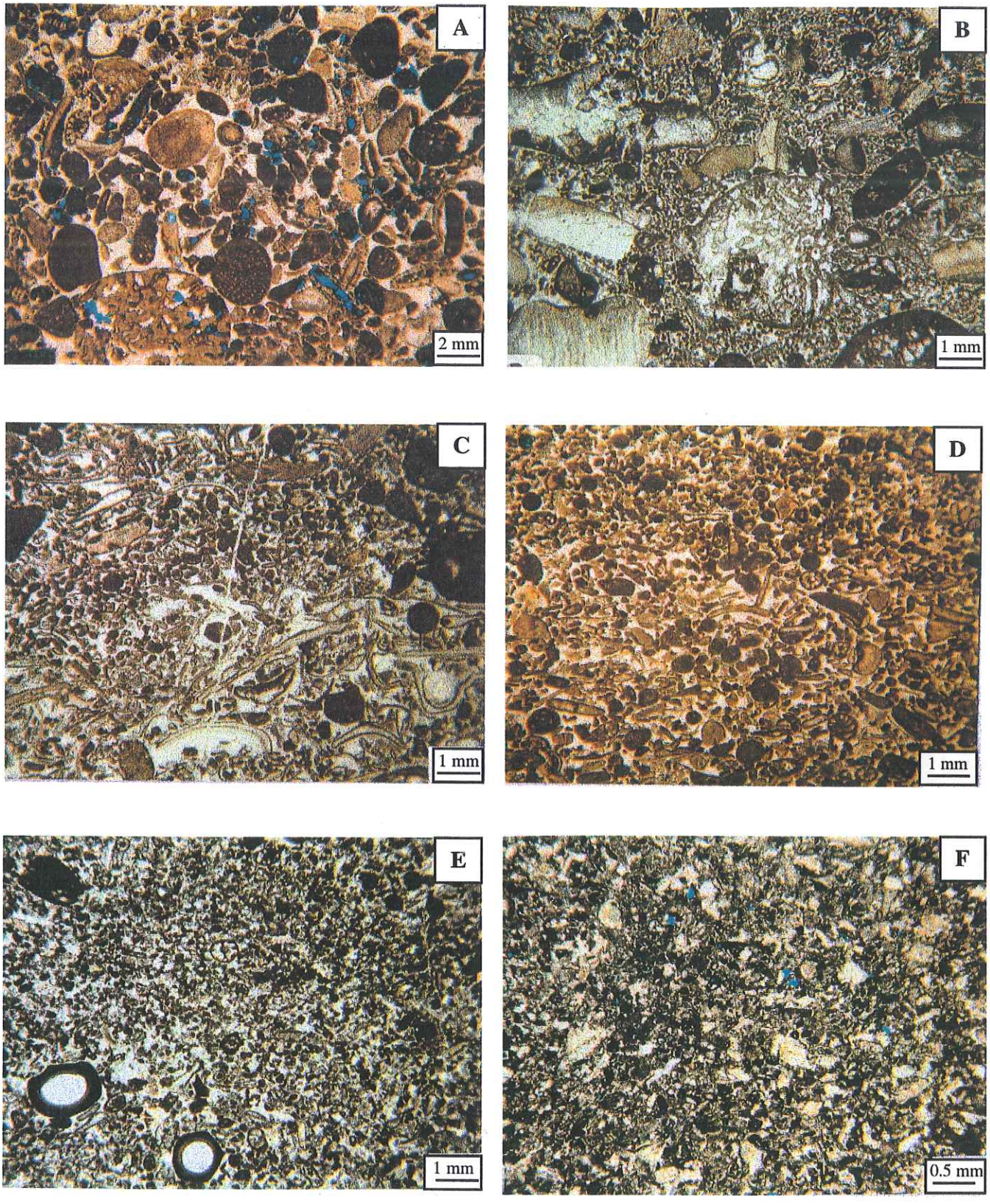
A l'affleurement, elles sont représentées par de la dolomie sucrosique pulvérulente secondaire de couleur beige - roux à brun foncé et sans limite de banc nette. Dans certains cas favorables, des restes de la roche originelle permettent d'identifier des faciès de talus externe, en particulier des calcaires bioclastiques fins à Palorbitolines et Eopalorbitolines.

Des cavités métriques, à remplissages micritiques blanc-jaunâtre et des brèches polygéniques constituées de blocs centimétriques les affectent. Ces cavités et brèches sont interprétées comme le résultat d'une paléokarstification, dont l'âge n'a pu être déterminé à cause du manque de données biostratigraphiques dans ces figures sédimentaires.

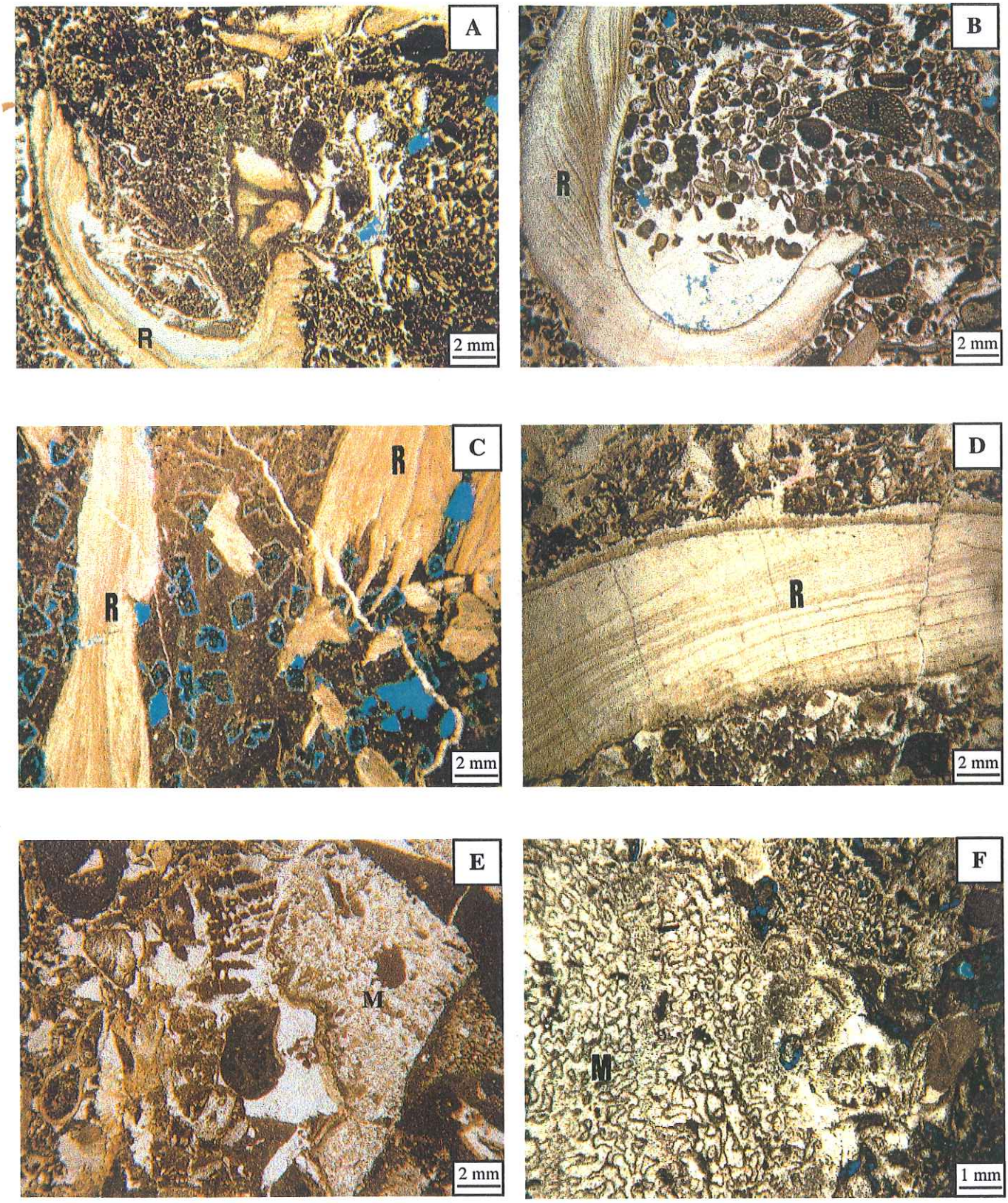
A l'échelle microscopique, ce faciès dolomitique est constitué de cristaux millimétriques subhédraux à anhédraux (Tucker, 1993), généralement zonés avec des micro-alternances de calcite et de dolomie. Le coeur de ces cristaux montre une structure micritique, poreuse et légèrement oxydée.




Pl.1 – Calcaires hemipelagiques (A, B, C) et dolomies (D, E, F)(la porosité est colorée en bleu).
Fig. A – Biopelmicrite à spicules de spongiaires et petits foraminifères (lumière naturelle).
Fig. B – Biopelmicrite bioturbée à spicules de spongiaires et petits foraminifères (lumière naturelle).
Fig. C – Biopelmicrite à spicules de spongiaires et petits foraminiferes a lamines (lumière naturelle).
Fig. D – Dolosparite à texture sucrosique et cristaux subhédraux à euhédraux (lumière naturelle).
Fig. E – Agrandissement des cristaux de dolomie zonés à coeur micritique faiblement calcitique et poreux. A noter le remplissage par de la calcite (en rouge) de l'espace intercristallin (lumière naturelle).
Fig. F – Cristraux de dolomie subhédraux à anhédraux dont la zonation est peu developpée (lumière naturelle).

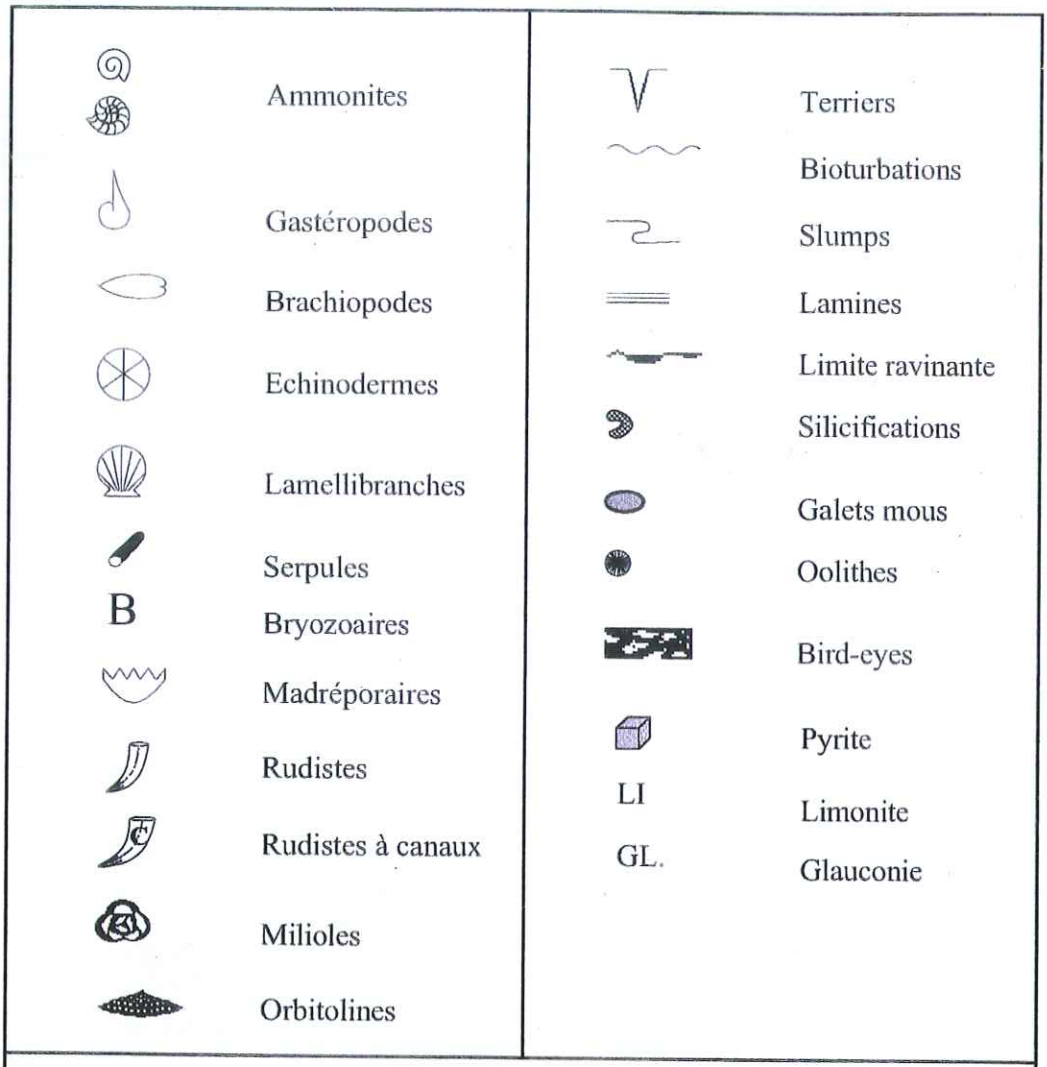



Pl.2 – Calcaires bioclastiques grossiers (A, B, C) et fins (D, E, F) (la porosité est colorée en bleu).
Fig. A – Biopelsparite à orbiltolines, algues et agrégats mal classés (lumière naturelle).
Fig. B – Biopelsparite à gros bioclastes (madréporaires, bryozoaires) et lithoclastes mal classés (lumière naturelle).
Fig. C – Biopelsparite à orbiltolines, algues et agrégats mal classés (lumière naturelle).
Fig. D – Biosparite à bioclastes bien classés (lumière naturelle).
Fig. E – Biopelmicrosparite à biopelmicrite à annélides, petits foraminifères et extraclastes (lumière naturelle).
Fig. F – Biopelmicrite à petits foraminifères et plaques d'échinides (lumière naturelle).



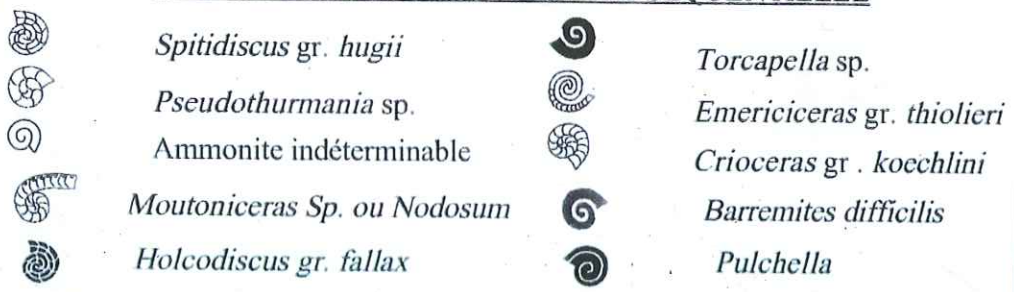

Pl.3 – Calcaires à cnidaires et calcaires à rudistes (la porosité est colorée en bleu).
Fig. A – Biomicrite à biosparite à gros fragments de coquilles de rudistes (**R**) (lumière polarisée).
Fig. B – Biopelsparite à gros fragments de coquilles de rudistes (**R**) (lumière naturelle).
Fig. C – Biomicrite à gros fragments de coquilles de rudistes (**R**) et foraminifères (lumière naturelle).
Fig. D – Biomicrosparite à gros fragments de coquilles de rudistes (lumière polarisée).
Fig. E – Biomicrite à débris de madréporaires (**M**) et ciment jaune (lumière naturelle).
Fig. F – Biosparite à biomicrite à gros débris de madréporaires (**M**) (lumière naturelle).

## Principaux figurés utilisés dans les descriptions de coupes lithologiques




### Faciès

### AMMONITES ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE



### 1.3.3 Organisation spatiale des séquences de la coupe Serre de Pélandré - But St. Génix

A partir de différentes coupes lithologiques levées sur le terrain, l'étude de l'organisation stratonomique ("stratal pattern") et faciologique des différents membres a permis d'établir un découpage en paraséquences ou cycles de cinquième ordre (Van Wagoner *et al.*, 1988 et 1991; Vail *et al.*, 1990; Goldhammer *et al.*, 1990; Ferry, 1991). La paraséquence est une succession de bancs ou de faisceaux de bancs génétiquement liés, limités à leur base par une surface de transgression ou leur équivalent latéral, formée en réponse aux variations relatives du niveau marin. Ces successions sont épaisses de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Dans le Vercors, les paraséquences montrent principalement des successions verticales de faciès de type "shallowing upward" ou "coarsening upward" (Arnaud, 1981). Elles sont comparables aux cycles de Wilson (1975), aux cycles carbonatés de Read *et al.* (1986), aux séquences simples de Vail *et al.* (1990) ou aux séquences génétiques de Homewood *et al.* (1992).

Dans les dépôts alternants hémipélagiques de talus externe de plate-forme, les variations verticales de faciès sont peu importantes. Le découpage en paraséquence s'effectue en fonction de l'évolution verticale des bancs en réponse aux variations du niveau marin (Ferry, 1991).

Dans ce mémoire, les biozonations d'ammonites employées sont celles établies par Delanoy (1994) et Vermeulen (1995). Quelques ammonites récoltées au cours de ce travail sont figurées en annexe.

Dans un premier temps, les différentes séquences identifiées sont décrites au travers de quelques coupes lithologiques de détail. Dans un second temps, les corrélations entre elles permettent d'établir la section géologique entre le Serre de Pélandré et le But St. Génix.

#### *1.3.3.1 Le Barrémien inférieur*

Les dépôts du Barrémien inférieur n'ont été analysés en détail que le long du talus situé entre Puy de la Gagère - But St Génix, à l'Est du village de St Julien-en-Quint. Une première étape a consisté en l'étude des assises barrémiennes inférieures entre le Puy de la Gagère et le But St. Génix. La seconde étape propose une corrélation possible entre ces niveaux et ceux observés près du Serre de Pélandré, plus précisément dans le Val de Ste Marie .

##### *1.3.3.1.1 La coupe Puy de la Gagère - But St Génix*

La coupe débute à la limite Hauterivien - Barrémien, localisée grâce aux ammonites. En effet, les niveaux de l'Hauterivien terminal se caractérisent par de nombreuses *Pseudothurmannia angulicostata*, tandis que *Barremites* sp., *Crioceras* gr. *koechlini* et *Spitidiscus hugii* ont été récoltés dès la base du Barrémien inférieur (zone à *Mazuca*). Du point de vue lithologique, cette limite se localise à la base d'un membre de marno-calcaires hémipélagiques, qui serait, d'après les fossiles collectés, l'équivalent latéral des marnes du Pas de l'Essaure de Arnaud (1981). Cet ensemble marneux constitue l'intervalle transgressif de la séquence HA7, dont le sommet marque la surface de maximum de transgression (Arnaud-Vanneau et Arnaud, 1991; Arnaud *et al.*, 1995). Il est surmonté par un membre constitué de calcaires massifs hémipélagiques à bancs globalement stratocroissants (Fig. 1.13). Cette unité est interprétée comme le prisme de haut niveau de la séquence HA7. Il est à noter qu'aucune discontinuité n'a été observée au voisinage le la limite Hauterivien - Barrémien le long de la coupe Puy de la Gagère - But St. Génix.

*La séquence BA1*

Cette séquence de dépôt correspond à l'équivalent latéral de la séquence visible sous la Montagnette, sur la bordure orientale du plateau de Glandasse.

Le long de la coupe Puy de la Gagère - But St. Génix, elle est constituée de calcaires et marno-calcaires hémipélagiques déposés sur le talus externe de la plate-forme. Le regroupement des bancs en paraséquences étudiées le long de quelques coupes lithologiques permet de réaliser l'interprétation suivante. A sa base, la limite de séquence SbB1, qui ne peut être localisée avec précision sur cette coupe, à cause de la concordance des bancs de calcaires hémipélagiques, se situe dans l'ensemble de bancs proche à la base de la zone à *Colombiana*. Au-dessus de celle-ci, les alternances hémipélagiques deviennent graduellement de plus en plus calcaires, jusqu'à l'individualisation de bancs massifs métriques (Fig. 1.13). Cette légère variation verticale de la stratonomie est interprétée comme résultant d'une progradation du système sédimentaire en période de bas niveau marin relatif. Le corps ainsi formé est surmonté d'un ensemble de paraséquences à alternances marno-calcaires devenant de plus en plus marneuses. Ce corps est divisé en deux par un faisceau de bancs plus calcaires. Ces dépôts illustrent une remontée du niveau marin relatif et sont interprétés comme l'intervalle transgressif de la séquence BA1. Il est constitué de deux intervalles marneux, séparés par une série de bancs calcaires. Les coupes du chemin forestier de St Julien-en-Quint et du But de l'Aigle illustrent cet enregistrement sédimentaire (Fig. 1.13, 1.14, 1.15). Entre les deux intervalles marneux, un niveau à brachiopodes et gastéropodes, renfermant des blocs remaniés centimétriques de calcaires bioclastiques, est interprété comme un dépôt turbiditique de type II (Mutti, 1985), dans un contexte transgressif (Fig. 1.16).

La présence d'ammonites renforce le caractère transgressif de ces dépôts marneux. En effet, dans la partie inférieure de ces marnes, ont été récoltés *Torcapella* sp., *Moutoniceras* sp., *Emericiceras* gr.*Thiolerei* et *Pulchella* sp.. Par contre, la partie supérieure a livré *Moutoniceras* gr. *nodosum* et *Holcodiscus* gr. *fallax*. Ces ammonites désignent la limite des biozones à *Nicklesi* et à *Pulchella* pour l'unité inférieure et la limite des biozones à *Pulchella* et *Compressissima* pour l'unité supérieure. L'association de ces fossiles est comparable à celle récoltée dans les marnes de Fontaine Graillère sur le plateau de Glandasse (Arnaud, 1981). Dans ce secteur du Vercors, ces marnes ont également livré à la base de la Montagnette des *Torcapella* et un *Moutoniceras* gr. *nodosum* (Wilsphaar, 1992).

Au-dessus de ces marnes, la séquence de dépôt BA1 se termine par une barre de calcaires hémipélagiques massifs. Elle marque le retour des dépôts de calcaires hémipélagiques, signes d'une nouvelle progradation des faciès. Deux paraséquences ont pu être identifiées, caractérisées par une succession de bancs à tendance stratocroissante. Dans la première, un second *Holcodiscus* gr. *fallax* a été récolté. Ce corps carbonaté marque une nouvelle progradation des calcaires hémipélagiques et est interprété comme le prisme de haut niveau de la séquence BA1.

*La séquence BA2*

Sur cette coupe, la séquence BA2 s'observe difficilement car elle est généralement recouverte d'éboulis. Par rapport aux ammonites récoltées dans la séquence BA1, la limite de séquence SbB2 se placerait au moins dans la partie supérieure de la zone à *Compressissima*. La séquence BA2 débute par une barre de calcaires hémipélagiques séparée du prisme de haut niveau de la séquence BA1 par une discontinuité ravinante, interprétée comme la limite de séquence SbB2. Tout comme la limite SbB1, de part et d'autre de cette limite, les couches reposent en concordance dans ce secteur. Les bancs de calcaires hémipélagiques constituent une barre rocheuse difficile d'accès. Elle peut être observée dans le ravin de Pelas, au-dessus du point coté 878. Les paraséquences sont caractérisées par une stratocroissance des bancs de calcaires massifs. Une telle organisation conduit à l'interpréter comme un prisme de bas niveau. Ce corps est surmonté par une série d'alternances hémipélagiques marneuses. Elle a pu être étudiée près du Clot St Hubert, sous le But St. Génix (Fig. 1.15). Cette série, localement très riche en glauconie, est formée de trois paraséquences de marno-calcaires hémipélagiques. Ces marnes ont livré de nombreux *Barremites difficilis* qui, malheureusement, sont sans intérêt biostratigraphique. La géométrie des dépôts, la présence de glauconie et l'abondance relative d'ammonites conduisent à interpréter ces niveaux comme l'intervalle transgressif de la séquence BA2. Par rapport aux affleurements du plateau de Glandasse, cet ensemble de paraséquences marneuses est interprété comme l'équivalent latéral des marnes de Fontaine Colombette de Arnaud (1981), car ces niveaux constituent l'unique passée marneuse présente au-dessus des marnes de Fontaine Graillère.

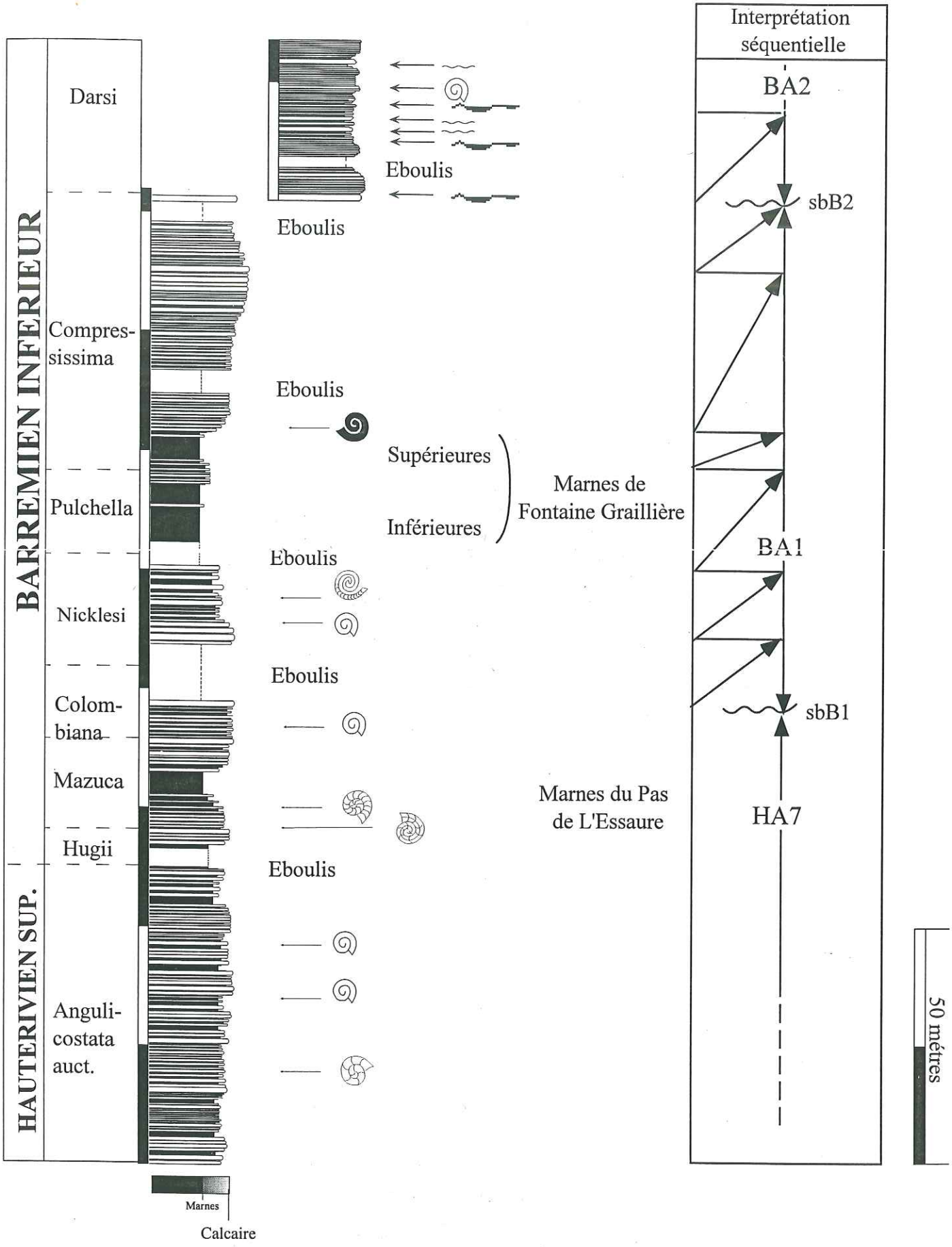



Fig. 1.13 – Coupe lithologique de détail des assises de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur situées le long du But de l'Aigle.

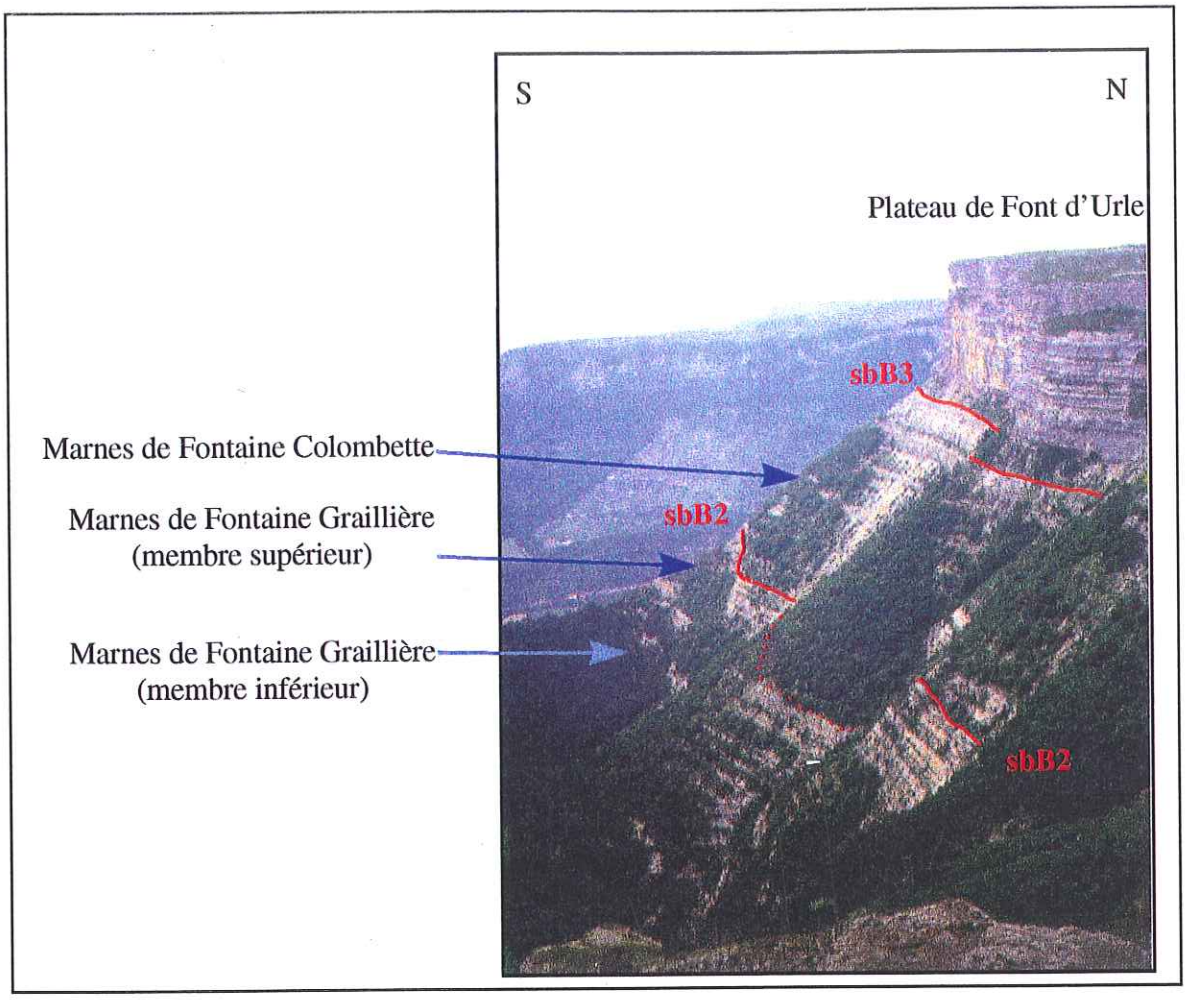



Fig. 1.14 – Localisation des niveaux marneux et des limites de séquences des dépôts du Barrémien inférieur au-dessus du But de l'Aigle.

Cet intervalle transgressif est surmonté d'une nouvelle barre caractérisée par des bancs de calcaire massif à joint centimétriques argileux. Ils constituent la base de la falaise visible sous le But St. Génix. Ces strates s'agencent en paraséquences progradantes ce qui nous amène à l'interpréter comme le prisme de haut niveau de la séquence BA2. Les données biostratigraphiques sont inexistantes dans ces couches. Par encadrement, elles seraient situées dans la partie moyenne de la zone à *Sayni*. Tout comme dans la séquence BA1, aucun remaniement gravitaire important n'a été observé dans la séquence BA2.

En conclusion, les affleurements du Barrémien inférieur le long de la coupe Puy de la Gagère - But St. Génix ont une puissance de trois cents mètres environ. Ils sont constitués de calcaires et de marno-calcaires hémipélagiques suivant les fluctuations du niveau marin relatif. La prépondérance des bioturbations, surtout dans les marno-calcaires, et l'absence de remaniements gravitaires conduisent à interpréter cette accumulation de calcaires et marno-calcaires hémipélagiques comme des dépôts de rampe distale faiblement inclinée. Ces résultats corroborent ceux de Arnaud (1981) qui proposait une très faible inclinaison du talus externe de la plate-forme (2 à 3°). Sa morphologie se rapproche alors d'une rampe homoclinale *sensu* Read (1985).

La limite Hauterivien-Barrémien a été située grâce à la présence d'ammonites. Au-dessus, deux séquences de dépôt de troisième ordre ont pu être identifiées. La première, BA1, débute à la base de la zone à *Colombiana*. Son intervalle transgressif, situé dans la zone à *Pulchella,* est surmonté par des dépôts de haut niveau marin situés dans la partie moyenne de la biozone à *Compressissima.*

La seconde séquence du Barrémien inférieur (séquence BA2) a été relativement peu étudiée à cause de la mauvaise qualité des affleurements. Elle est plus épaisse que la séquence BA1 le long de la coupe étudiée, et se situe vraisemblablement dans la zone biozone à *Sayni*. Ces deux séquences de troisième ordre sont limitées par les limites de séquences SbB1 et SbB2 qui sont difficilement repérables dans ces dépôts de talus externe, à cause des faibles variations verticales de faciès et la concordance des couches sédimentaires.

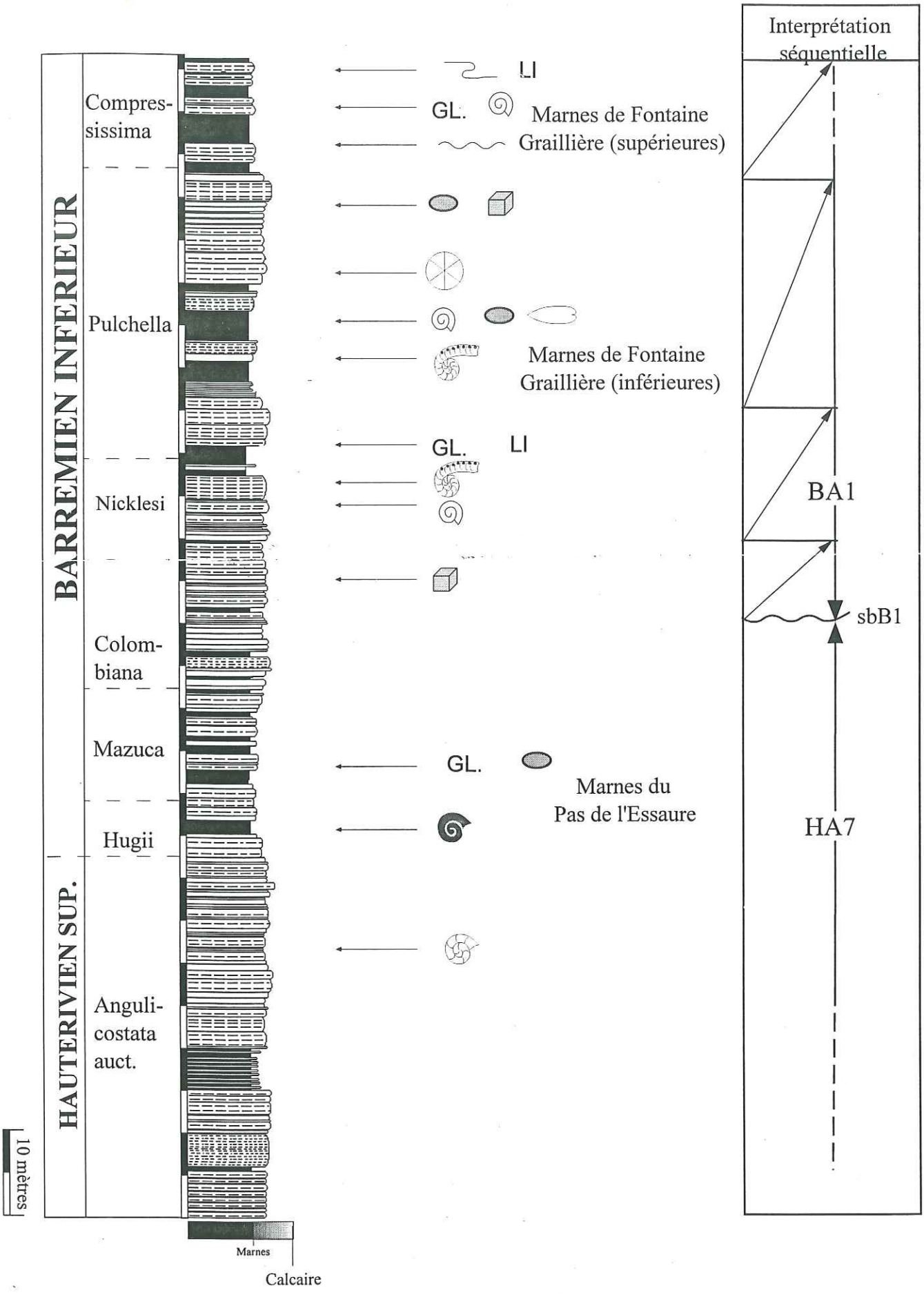



Fig.1.15 - Coupe lithologique de détail et interprétation en séquence de dépôts des assises de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur situées le long du chemin forestier de St. Julien-en-Quint.

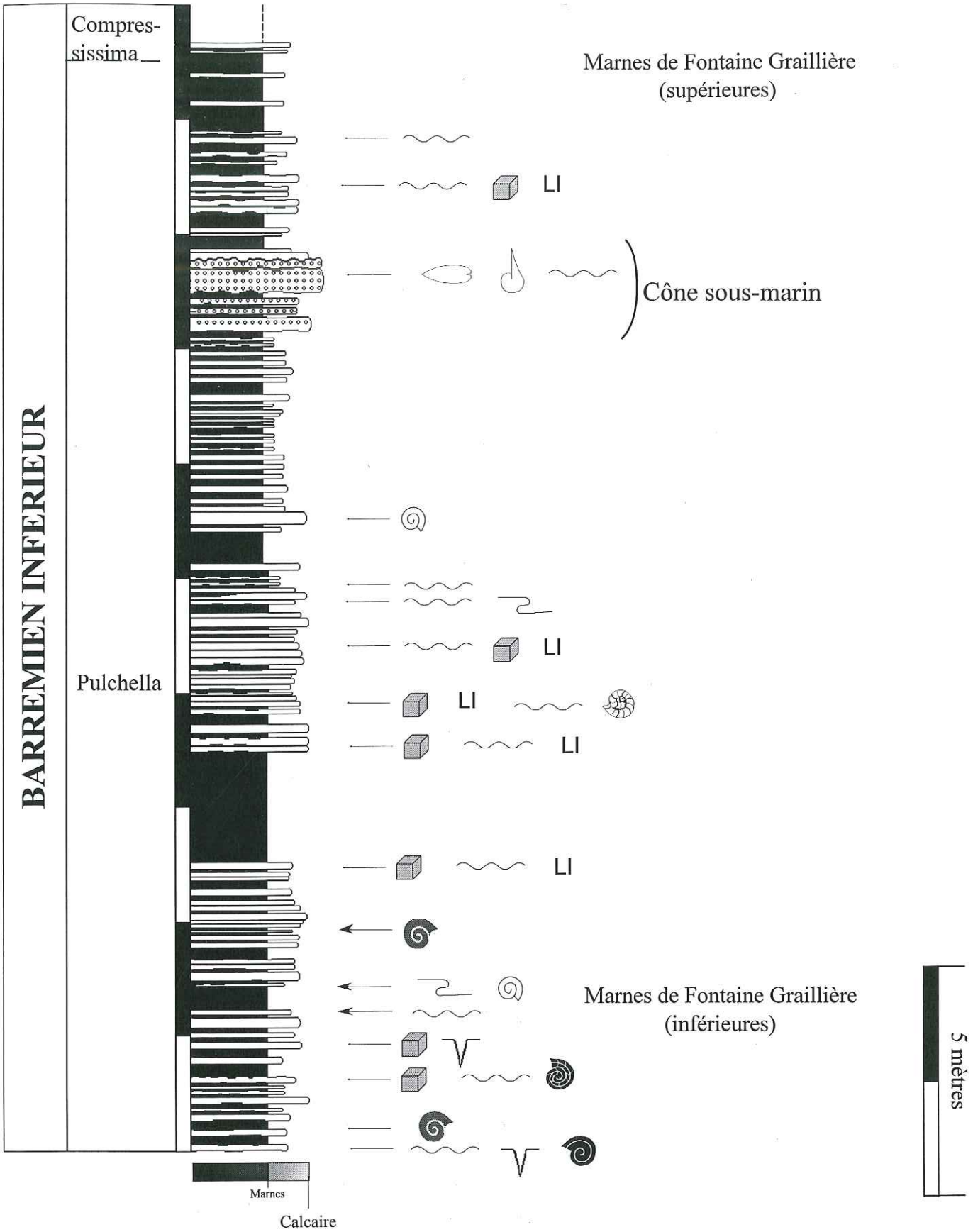



Fig. 1.16 - Coupe lithologique de détail des assises du Barrémien inférieur situées au nord du ravin de la Pare (point cote 828).

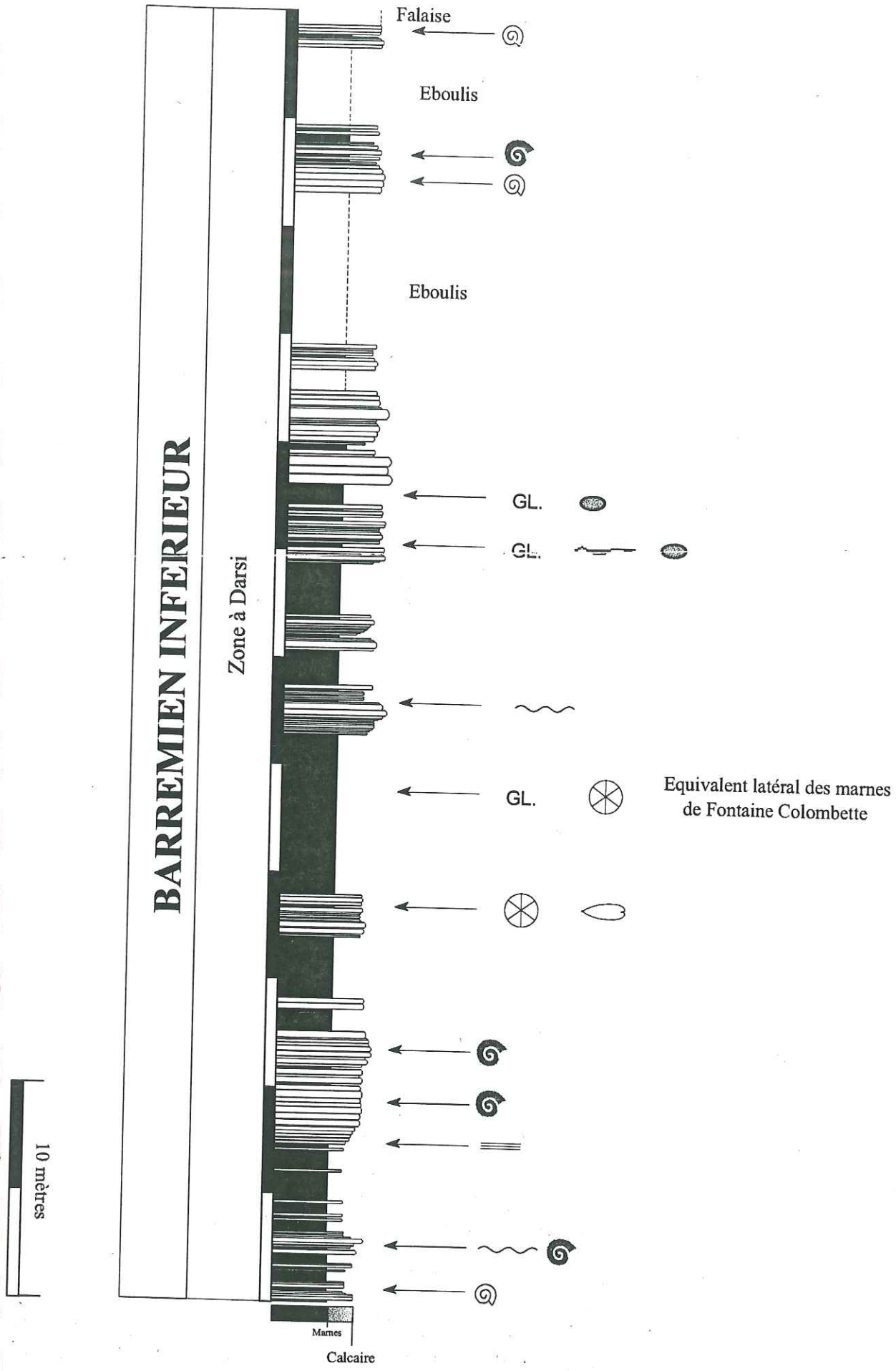



Fig. 1.16 - Coupe lithologique de détail des assises du Barrémien inférieur situées au Clot-St.-Hubert, sous le But St. Génix. Ces dépôts correspondent à l'équivalent latéral des marnes de Fontaine Colombette de Arnaud (1981), intervalle transgressif de la séquence BA2.

*1.3.3.1.2 Le Barrémien inférieur : corrélations avec le secteur du Serre de Pélandré*

Les observations sur le Barrémien inférieur entre le Puy de la Gagère et le But St. Génix sont complétées dans le secteur du Serre de Pélandré, situé au Nord de la faille de la Cîme du Mas. Les corrélations entre les différentes coupes lithologiques de détail sont fondamentales afin de proposer une évolution latérale des dépôts du Barrémien inférieur pour la coupe Serre de Pélandré - But St. Génix. Entre ces deux points, l'absence d'entaille d'érosion suffisamment profonde dans la Forêt de Lente ne permet pas l'observation directe des dépôts du Barrémien inférieur.

Les principales observations ont été effectuées dans le val Ste Marie, plus précisement dans le ravin de Ste-Catherine, où affleurent une alternance de membres calcaires et marno-calcaires (Fig. 1.17). Les données biostratigraphiques y sont faibles et reposent en partie sur les récoltes d'ammonites effectuées par Le Page (1963) et Clavel *et al.* (1987). Ces derniers localisent avec précision la limite Hauterivien - Barrémien, « à 23 mètres sous la falaise » sommitale sur la foi de *Pseudothurmania angulocostata* et *Moutoniceras annulare* pour l'Hauterivien supérieur, et *Raspailiceras cassida* et *Acrioceras* sp. pour le Barrémien inférieur. Clavel *et al.*(1987) localisent la limite Hauterivien-Barrémien dans la partie basale du membre marneux situé directement sous la falaise sommitale du Serre de Pélandré (Fig. 1.18). Ces observations biostratigraphiques permettent d'interpréter ce membre marneux comme l'équivalent latéral des marnes du Pas de l'Essaure, intervalle transgressif de la séquence HA7, déjà observé le long de la coupe Puy de la Gagère- But St. Génix.

De plus, une autre ammonite a été découverte à la base de la barre sommitale du ravin de Ste Catherine, le long du chemin de Pélandré. Son identification est en cours, une détermination rapide de ce fossile l'attribue *a priori* dans la partie moyenne du Barrémien supérieur (J-P Thieuloy et L-G Bulot, communication orale).

Ces observations permettent de conclure à une presque totale absence des dépôts du Barrémien inférieur entre le Puy de la Gagère et le Serre de Pélandré. Cette disparition des séquences de troisième ordre du Barrémien inférieur, déjà mentionnée par Arnaud-Vanneau et Arnaud (1990), semble être occasionnée par un ravinement important, visible au sommet du sommet du ravin de Ste Catherine. L'existence d'une érosion est difficile à confirmer formellement, car les niveaux des marnes du Pas de l'Essaure ne permettent d'illustrer clairement les structures sédimentaires engendrées par les phénomènes de ravinement.

La surface qui tronque les dépôts du Barrémien basal près du Serre de Pélandré est interprétée comme la limite de séquence SbB3. Latéralement vers le Sud, elle marque le long de la coupe entre le Puy de la Gagère et le But St. Génix une limite lithologique importante, comme dans le Dévoluy et sur la coupe stratotypique d'Angles (Arnaud *et al*, sous presse). Le manque de données paléontologiques ne permet pas de la situer précisément. Néanmoins, une approche indirecte fondée sur les récoltes d'ammonites dans les niveaux sus-jacents et sous-jacents conduisent à la positionner à proximité de la limite du Barrémien inférieur - Barrémien supérieur (près de la limite des zones à *Sayni* et à *Darsi* de Vermeulen, 1995).

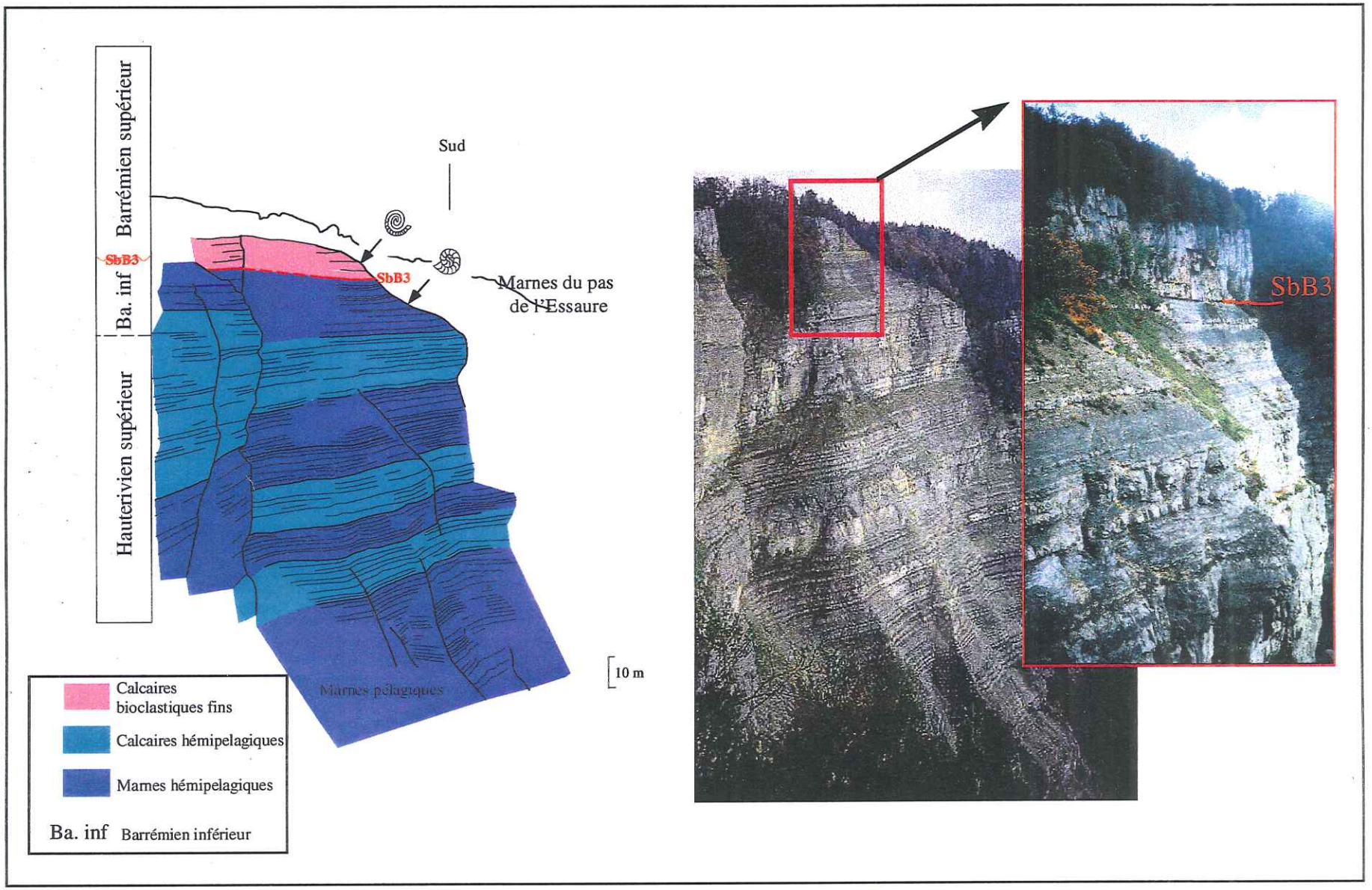



Fig. 1.18 – Secteur du Serre de Pélandré, Ravin de Ste Marie. La falaise sommitale (constituée de calcaires bioclastiques fins) est interprétée comme appartenant à la sequence BA3. A sa base, se localise la limite de séquence SbB3. En dessous de celle-ci, les niveaux marneux correspondent à l'équivalent latéral des marnes du Pas de l'Essaure. La limite Hauterivien - Barrémien est placée, d'après Clavel *et al.* (1986), à 23 mètres sous cette falaise sommitale. Les ammonites symbolisent les fossiles cités dans le texte.

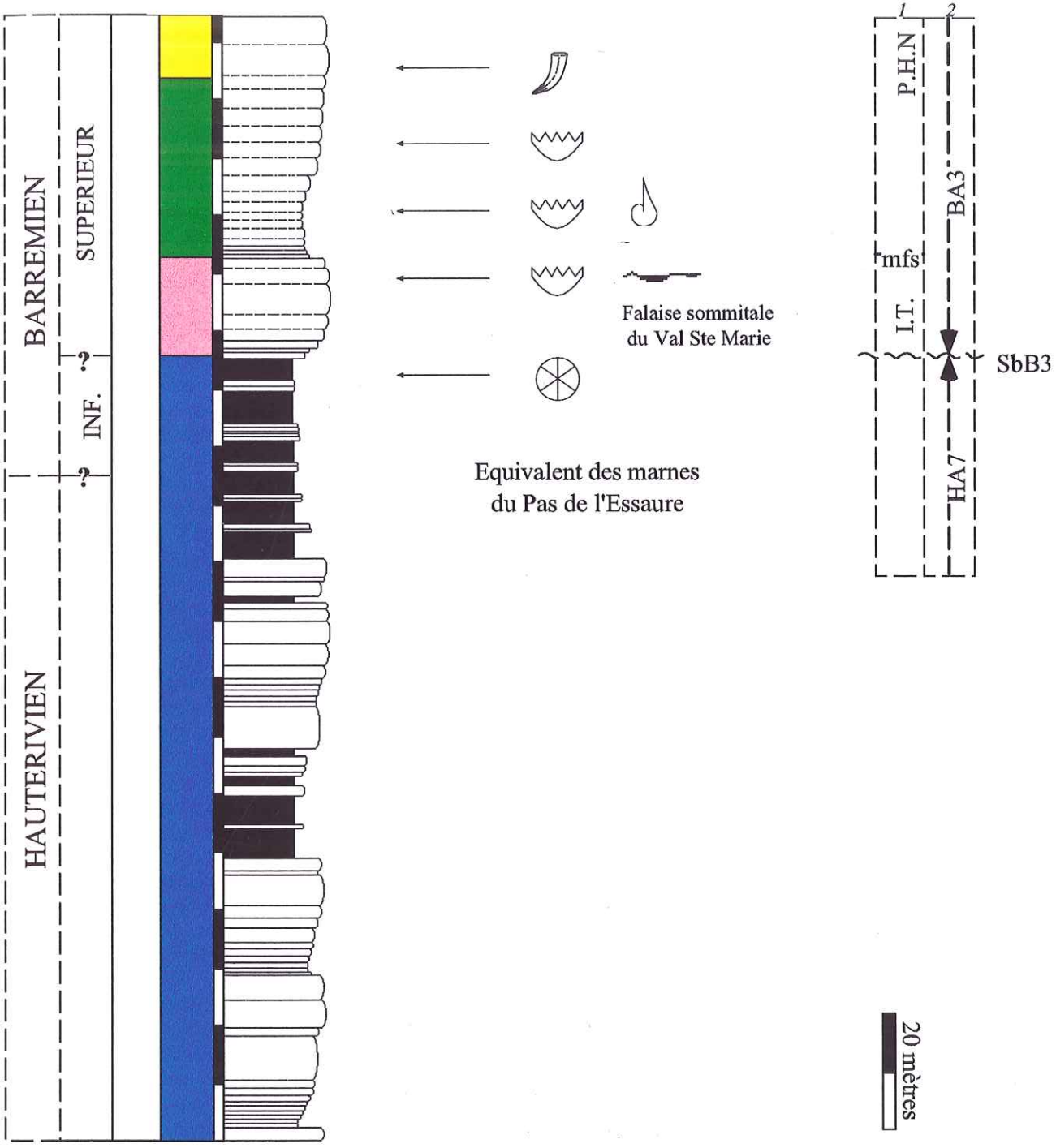



Fig. 1.19 - Coupe lithologique des assises de l'Hauterivien et du Barrémien présentent dans le Val Ste Marie. Les dépôts du Barrémien inférieur montrent une faible épaisseur.
*1* : interprétation en cortèges sédimentaire,
*2* : Séquences de dépôts

### *1.3.3.2 Le Barrémien supérieur*

#### *1.3.3.2.1 La séquence BA3*

Le long de la coupe Puy de la Gagère - But St. Génix, il est relativement difficile d'identifier formellement la limite de séquence SbB3, car les bancs situés de part et d'autre de celle-ci sont constitués de calcaires hémipélagiques et concordants. Elle se situe à la limite inférieure d'un corps carbonaté en relief par rapport aux calcaires hémipélagiques sous-jacents (Fig. 1.19). Vers le Nord, l'ensemble de ces paraséquences constituent la falaise massive de Font d'Urle. Le long du talus situé sous les crêtes des Gagères, différentes coupes lithologiques de détail ont pu être étudiées. Dans sa partie septentrionale, à l'aplomb du Puy de la Gagère, le corps carbonaté est constitué de calcaires bioclastiques majoritairement fins qui surmontent des calcaires hémipélagiques à la base (Fig. 1.20). L'étude de l'organisation stratonomique et faciologique des dépôts permet de d'y distinguer sept paraséquences de type "coarsening upward", dont la base est formée de calcaires hémipélagiques massifs évoluant verticalement vers des calcaires bioclastiques. La base de ce corps carbonaté n'a pas pu être détaillée à cause des conditions d'affleurement. En direction du Col de Lachau, vers le Nord, ces dépôts passent latéralement à des calcaires bioclastiques grossiers.

Vers le Sud, les paraséquences situées à la base du corps carbonaté évoluent vers des calcaires hémipélagiques massifs (Fig. 1.21). Les passages latéraux entre les faciès ont pu être identifiés par leur cartographie et par des coupes de détail secondaires.

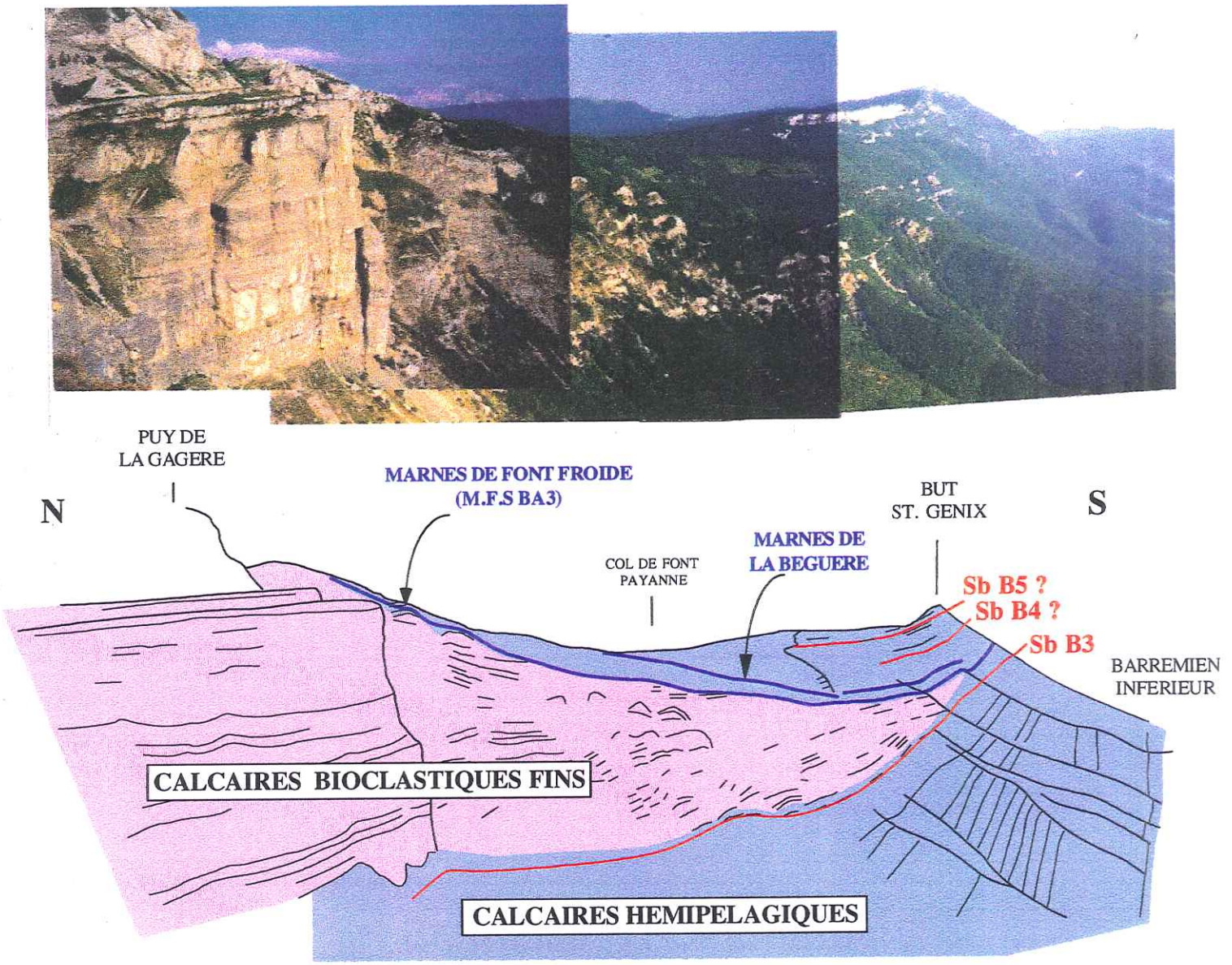
L'organisation verticale et latérale de la base des dépôts bioclastiques illustre très clairement une progradation des faciès en direction du bassin situé au Sud du secteur étudié. Cette progradation est directement visible à l'affleurement, car chaque paraséquence constitue une petite falaise décamétrique, en relief par rapport aux couches argilo-carbonatées sous-jacentes (Fig. 1.19). L'assemblage des cinq premières paraséquences montre la progradation des faciès bioclastiques en direction du bassin soulignée verticalement par la présence de plus en plus importante des calcaires bioclastiques grossiers. La partie inférieure du corps visible entre le Puy de la Gagère et le But St. Génix est alors interprétée comme le prisme de bas niveau de la séquence BA3. Il correspond à l'équivalent latéral de l'unité du Rocher de Combau du plateau de Glandasse qui marque le maximum de progradation de la plate-forme durant le Barrémien. Les deux dernières paraséquences de ce corps marquent une rétrogradation des faciès. Elles sont placées pour cela à la base de l'intervalle transgressif de la séquence BA3.

Vers le Nord, le corps bioclastique affleure jusqu'à la faille de la Cîme de Mas, au Nord de laquelle il n'est plus observé (Arnaud, 1981). La grotte du Brudour permet d'observer la base de ce corps, alors constituée de calcaires hémipélagiques, comme le long de la coupe du téléski de l'Infernet, au-dessus du hameau de Font d'Urle. Leur évolution verticale est la même que celle observée le long de la crête des Gagères : les calcaires hémipélagiques sont surmontés de calcaires bioclastiques fins visibles le long de la route D76 jusqu'au sommet du Serre de Jujuffrey où ils deviennent plus grossiers.

Les informations paléontologiques recueillies au Serre de Pélandré et la disparition cartographique de ces dépôts au Nord de la faille de la Cîme de Mas conduisent à penser que les paraséquences se terminent en biseau d'aggradation ("onlap") sur la limite de séquence SbB3. Le ravinement des niveaux du Barrémien inférieur au Serre de Pélandré ainsi que la progradation des faciès bioclastiques dans le prisme de bas niveau illustrent une baisse du niveau marin relatif proche de la limite entre le Barrémien inférieur et le Barrémien supérieur. Cette hypothèse sera discutée plus loin dans ce mémoire.

Du point de vue biostratigraphique, les marqueurs sont rares dans ce corps bioclastique progradant. Lors de ce travail, deux grands *Emericiceras* gr. *barremense* ont été découvert au Serre de Jujuffrey, dans la partie centrale de la coupe. Ils se localisent stratigraphiquement dans la partie supérieure de ce corps bioclastique dans des niveaux de calcaires bioclastiques grossiers. La répartition de ces fossiles s'étend de la zone à Sayni à la zone à Sartousiana de Vermeulen (1996). Sur les Haut-plateaux du Vercors, un *Audouliceras* sp. a été découvert dans des faciès oolitiques (membre Bi6g de Arnaud, 1981) au sommet de la formation des Calcaires de Glandasse. Selon G. Delanoy qui l'a déterminé, ce genre a une répartition qui s'étend de la zone à Sartousiana du Barrémien inférieur jusqu'à l'Aptien inféreiur. Ces récoltes d'ammonites permettent de situer sans ambiguïté le prisme de bas niveau de la séquence BA3 dans le Barrémien supérieur, de la biozone à *Sayni* de jusqu'à la zone à *Sartousiana*. Par conséquent, la limite de séquence SbB3 est située obligatoirement entre les zones à *Compressissima* et à *Sayni*. Elle se localise probablement près de la limite entre les zones à *Darsi* et à *Sayni*.

Du point de vue morphologique, les sables bioclastiques se déposent sur la rampe homoclinale héritée des dépôts du Barrémien inférieur. Cette accumulation de sédiments induit un changement morphologique important. En effet, ce corps bioclastique marque une évolution d'une rampe homoclinale à une rampe à talus distal (« distally steepened ramp », Read, 1985).




1.20
Fig. – La crètes des Gagères et le talus occidental du plateau de Vassieux entre le Puy de la Gagère et le But St. Génix. La progradation des calcaires bioclastiques fins sur les calcaires hémipélagiques du Barrémien inférieur est directement visible à l'affleurement. Cette coupe naturelle permet d'observer les faciès équivalents latéraux des Calcaires urgoniens *sensu stricto* (séquence BA4 et BA5) (la falaise au premier plan mesure près de 180 mètres de haut).

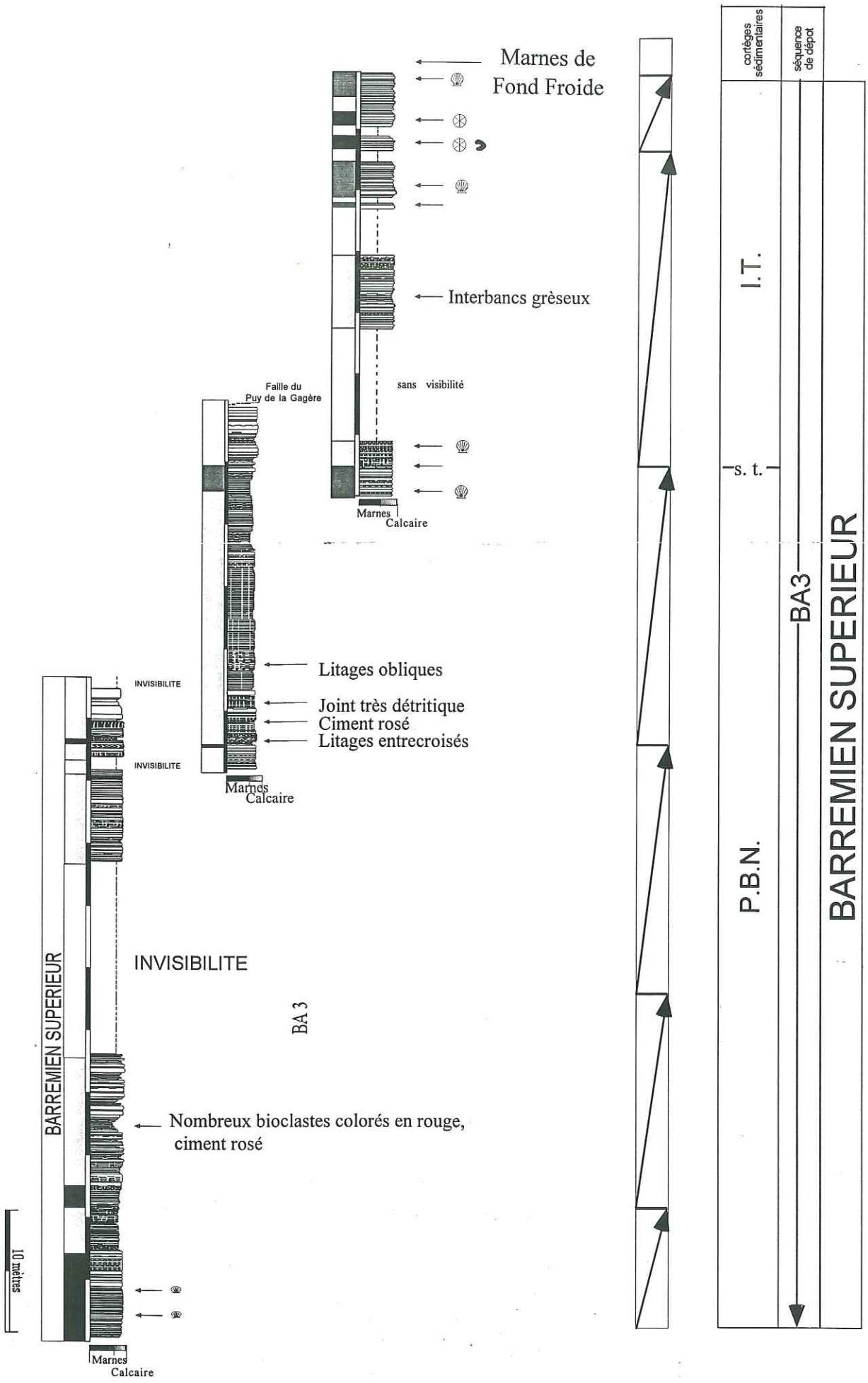



Fig. 1.21 – Coupes lithologiques de détail de la partie basale du Puy de la Gagère et son interprétation en stratigraphie séquentielle. Ces coupes ont été levées dans le prisme de bas niveau de la séquence BA3, essentiellement constitué de calcaires bioclastiques fins. Au sommet les marnes de Font Froide marque le retour d'une sédimentation marneuse. P.B.N. : prisme de bas niveau, I.T. : intervalle transgressif, s.t. : surface de transgression.

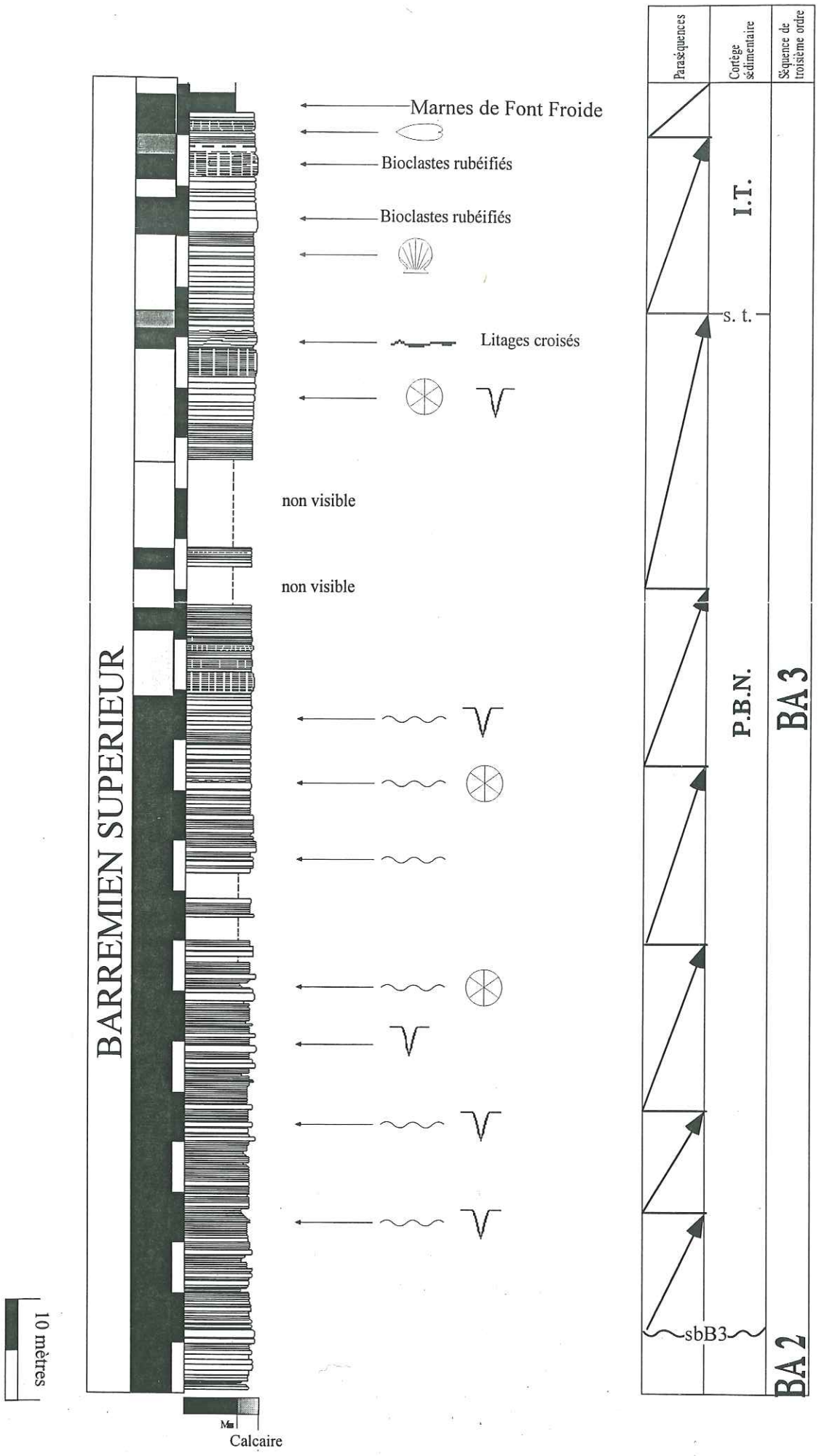



Fig. 1.21 - Coupe lithologique de détail des assises du Barrémien supérieur situées au sud du Clot-de-la-Vie, sommet de coupe au point 1179 mètres. La partie méridionale du prisme de bas niveau de la séquence BA3 est constituée à sa base de calcaires hémipélagiques, les calcaires bioclastiques n'apparaissent qu'au sommet.

s.t. : Surface de transgression; P.B.N. : Prisme de bas niveau; I.T. : Intervalle transgressif.

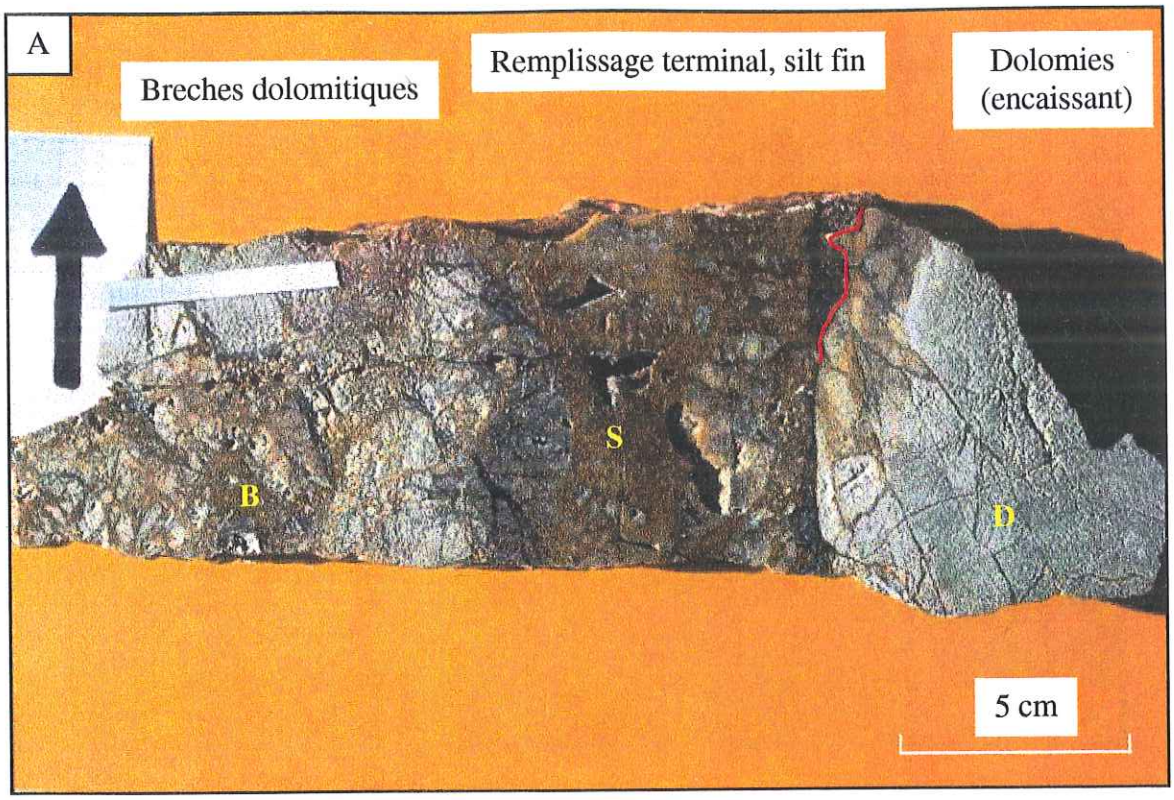
Le long de la coupe Puy de la Gagère - But St. Génix, les deux dernières paraséquences du corps de sables bioclastiques marquent une rétrogradation des faciès, signe d'une élévation du niveau relatif marin qui correspond au début de l'intervalle transgressif de la séquence BA3. Cette disposition est clairement observée sur le terrain, avec la superposition des calcaires bioclastiques sur des calcaires hémipélagiques (Fig. 1.22). Cette rétrogradation des faciès est surtout soulignée par deux niveaux marneux, les équivalents des marnes de Font Froide et des marnes de la Béguère (membres Bs2a et Bs3a1 de Arnaud, 1981). La base de cet intervalle constitue la base du niveau à *Matheronites limentinus* de Arnaud (1981) et Arnaud - Vaneau et Arnaud (1990), l'horizon à *Camericeras limentinus* de Delanoy (1994) et la base de la formation des Calcaires urgoniens. En direction du Nord de la coupe, les marnes de Font Froide deviennent graduellement plus calcaires, avant d'évoluer vers des calcaires bioclastiques fins. Au Serre de Pélandré, la falaise sommitale du Val Ste Marie surmontant les marnes du Pas de l'Essaure est interprétée comme l'équivalent latéral des marnes de Font Froide (Fig. 1.18). Cette superposition illustre la disparition de la presque totalité des dépôts du Barrémien inférieur et de la base des dépôts du Barrémien supérieur. Cette interprétation est fondée sur la première détermination de l'ammonite trouvée et la géométrie du prisme de bas niveau de la séquence BA3. Cette hypothèse reste néanmoins à vérifier pour réaliser les corrélations entre le secteur du Serre de Pélandré et le secteur de Combe Laval.

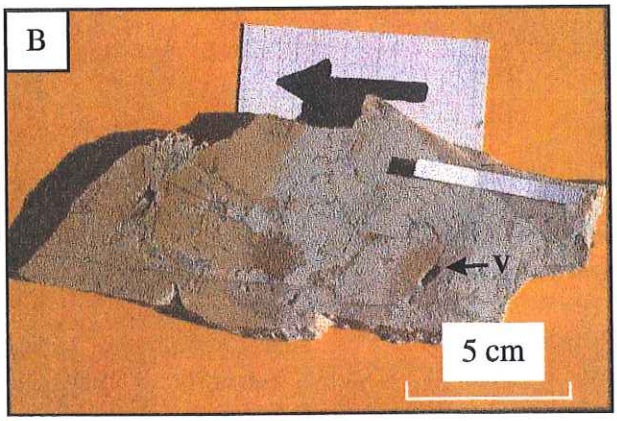
Du point de vue paléontologique, de nombreuses ammonites ont été découvertes dans ce niveau, mais la majorité de ces fossiles proviennent du plateau de Beure, à l'Est du Col de Rousset. Les marnes de Font Froide ont ainsi livré *Hemihoplites* sp., *Costidiscus recticostatus* et *Heteroceras* gr. *baylei*. Ces ammonites, associées à d'autres récoltées dans les mêmes niveaux (Arnaud - Vanneau *et al.*, 1976; Arnaud, 1981), permet d'attribuer ces marnes à la zone à *Sartousiana* du Barrémien supérieur. Dans les marnes de la Béguère un *Camereiceras limentinus* (juv.) a été récolté, ce qui conduit à attribuer ce niveau à la zone à *feraudianus* (Arnaud *et al.*, sous presse).

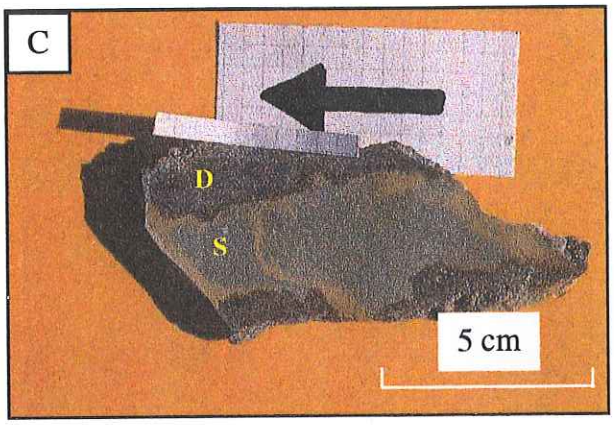
Entre ces deux niveaux marneux, un corps carbonaté constitué de trois paraséquences de calcaires hémipélagiques est observé entre le Puy de la Gagère et le But St. Génix. Par rapport au niveau marneux sous-jacent, ce corps est légèrement progradant. Il est constitué sur le plateau de Font d'Urle de calcaires bioclastiques fins renfermant l'association *Palorbitolina lenticularis* et *Eopalorbitolina charollaisi* (Arnaud - Vanneau et Arnaud, 1991). En direction du But St. Génix, plus précisément au col de Vassieux, ces niveaux évoluent vers des marnes (Arnaud, 1981). Il est ainsi relativement difficile de les différencier des autres intervalles marneux les encadrant.

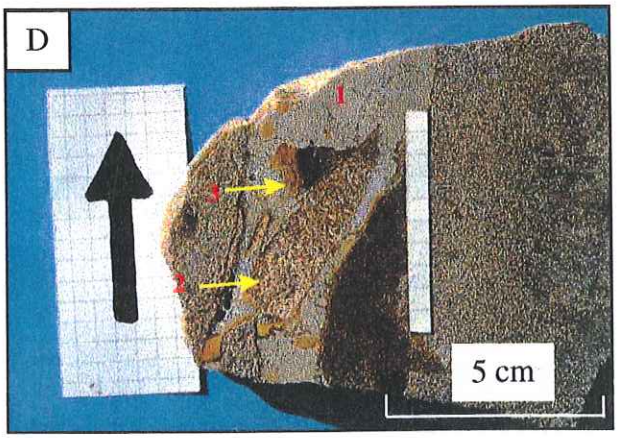
Dans le secteur de Chaud Clapier, les calcaires bioclastiques s'enrichissent en madréporaires et *chaetetidae* associés de niveaux de tempestites grossières. Ces couches montrent une dolomitisation secondaire qui a été observé sur l'ensemble du secteur étudié. Localement, ces dolomies sont associées à une paléokarstification, caractérisée par des poches karstiques métriques. Les remplissages de ces cavités sont polyphasé. Le plus ancien est une micrite jaune d'origine bactérienne, suivie de remplissage de brèches diverses (Pl. 4 et 5). L'histoire de cette structure sédimentaire se termine par le dépôt de silt glauconieux, qui s'insinue dans des fractures ouvertes. Cette paléokarstification, ainsi que ces remplissages associés, n'a pu être daté à cause de l'absence de données paléontologiques dans ces derniers.

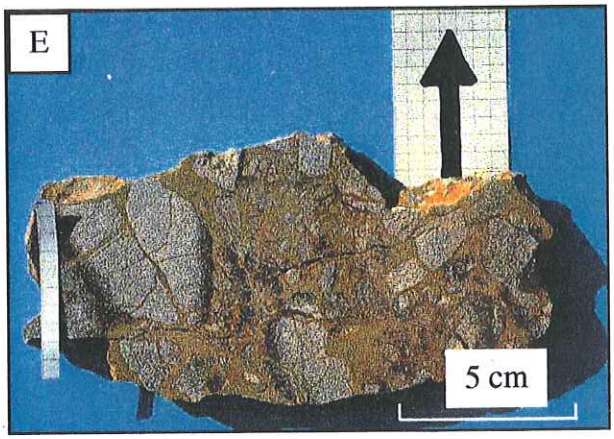
L'intervalle transgressif de la séquence BA3 est caractérisé par deux niveaux de marnes, celles de Font Froide et de la Béguère. Leur superposition sur quelques mètres d'épaisseur pose le problème de l'interprétation de la surface de maximum de transgression de la séquence BA3. Précédemment, certains auteurs (Arnaud-vanneau et Arnaud, 1986 et 1991) localisaient cette surface au toit des marnes de la Béguère. Pour d'autres (Hunt et Tucker, 1993; Quesne et Ferry, 1994), l'étude de ces dépôts sur le flanc Ouest du cirque d'Archiane conduit à un nouveau découpage des paraséquences. Il entraîne à la création d'une nouvelle séquence de dépôt, le toit des deux niveaux marneux constituant alors la surface de maximum de transgression de deux séquences de dépôts distinctes. Cette proposition reste difficile à admettre sur le terrain. En effet, sur le plateau de Font d'Urle, les couches situées entre les deux niveaux marneux sont constitués de calcaires bioclastiques fins à hémipélagiques (Fig. 1.23). La concordance des bancs et leur nature rend difficile l'observation d'un hiatus de sédimentation voire d'une troncature des couches, synonyme de limite de séquence de dépôt. Dans le domaine de plate-forme interne, la présence de dolomies secondaires empêche le plus souvent d'observer les couches présentes entre les marnes de Font Froide et de la Béguère. En conclusion, le manque d'arguments sédimentologiques ne permet pas de justifier ou non de l'existence d'une limite de séquence entre les marnes de la Font Froide et de la Béguère sur le secteur étudié.



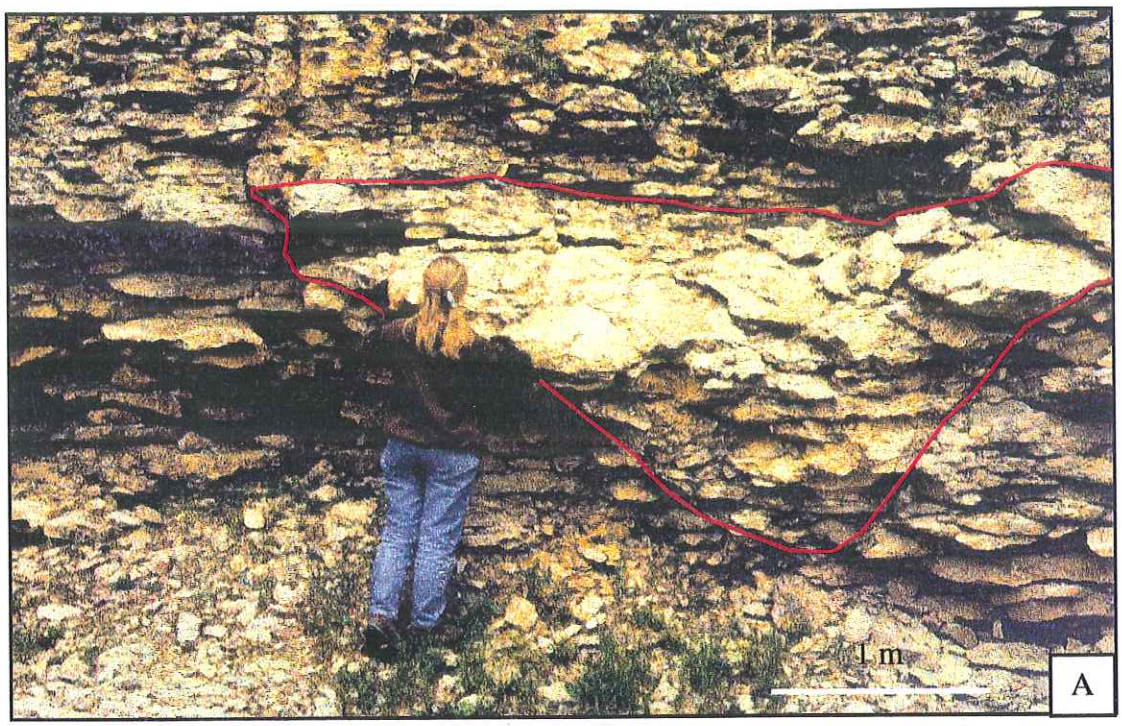



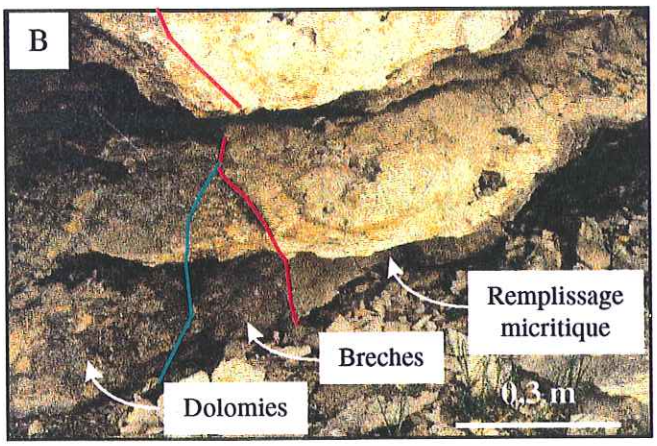



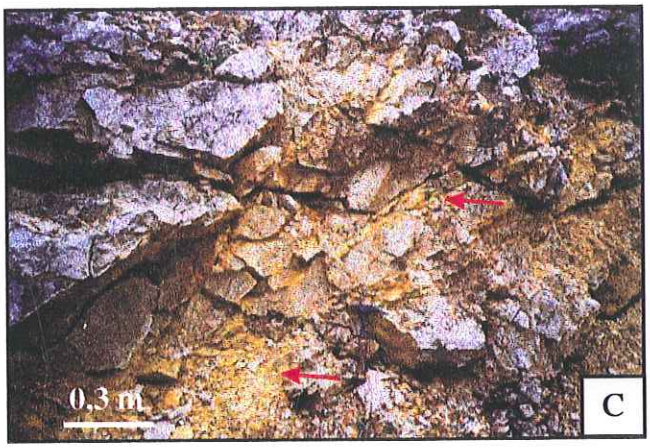



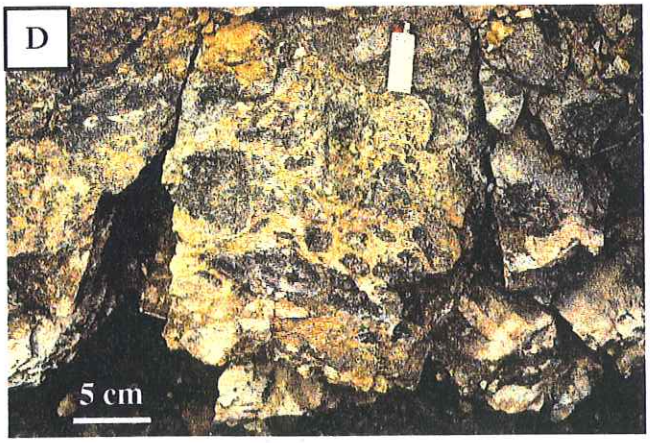

Pl.4 – La paléokarstification de Chaud Clapier (les flèches en gras indique le haut).

Fig. A – Contact (en rouge) entre l'encaissant dolomitique (D) et les remplissages silteux (S) et bréchique (B).
Fig. B – Remplissage primaire des cavités; micrite blanche à orangée à vacuoles (V) centimétriques et plages de sparite.
Fig. C – Remplissage final des cavités, silt (S) vert alternant avec un silt plus fin jaune (D : dolomies).
Fig. D – Fente ouverte montrant les différentes phases de remplissage des cavités; 1, micrite blanche; 2, brèche dolomitique, 3, remplissage silteux.
Fig. E – Brèches monogéniques à éléments dolomitiques dans une matrice silteuse jaune.




Pl. 5 – La paleokarstification de Chaud - Clapier.
Fig. A – Poche karstique à remplissage de calcaire micrite jaune. Le contact entre les dolomies de l'encaissant et le remplissage est souligné par un trait rouge.
Fig. B – Contact entre les calcaires micritiques d'une cavité et les dolomies. Ce contact est cette fois marqué par des brèches.
Fig. C – Silt glauconieux en remplissage de fractures. Leur dépôt marque la fin de l'évolution de cette karstification.
Fig. D – Brèches monogéniques à éléments dolomitiques.

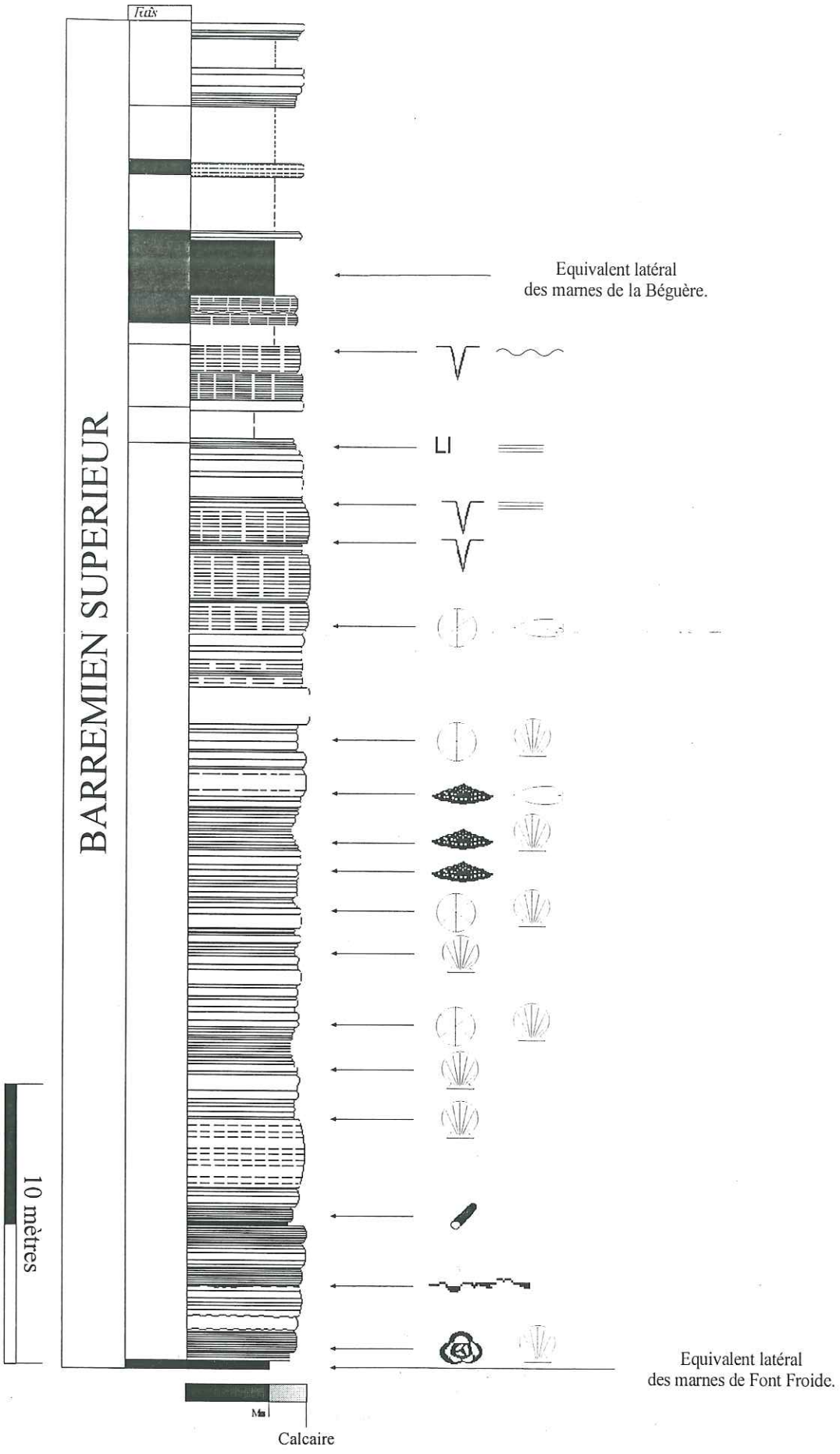



Fig. 1.23 - Coupe lithologique de détail des assises du Barrémien supérieur entre les marnes de Font Froide et les marnes de la Bégère sur le plateau de Font d'Urle.

Dans le cadre du schéma classique d'organisation verticale des séquences de dépôt proposé par Arnaud *et al.* (1995), les observations de terrain conduisent à positionner la surface de maximum de transgression de la séquence BA3 au sommet des marnes de Font Froide. Cette affirmation est fondée sur deux points:

- - au Sud du Puy de la Gagère (Pas de la Trappe), les bancs directement situés au-dessus des marnes de Font Froide renferment une forte concentration de glauconie. La présence de ce minéral dans ces calcaires hémipélagiques témoigne d'un faible taux de sédimentation signe d'une augmentation significative de la couche d'eau. La concentration de ce minéral, quand il est autochtone, représente souvent le maximum de transgression de la séquence de dépôt (Amorisi, 1995). Cette observation a été également effectuée près du Col de Rousset, dans les couches situées au-dessus du tunnel.
  En revanche, au-dessus des marnes de la Béguère, ce minéral n'a pas été rencontré; de plus les niveaux surmontant cette couche marneuse sont constitués assez rapidement de calcaires bioclastiques fins avant de passer aux calcaires Urgoniens *sensu stricto*.

- De plus sur le plateau de Font d'Urle où la succession des deux niveaux marneux est possible par le manque de la dolomitisation secondaire, les marnes de Font Froide sont plus épaisses que les marnes de la Béguère, une vingtaine de mètres pour l'une et moins de dix mètres pour l'autre. Près de la Cabanne de l'Infernet, à l'ouest du Hammeau de Font d'Urle, les marnes de la Béguère n'ont plus qu'une épaisseur de cinq mètres environ, elles surmontent un niveau à calcaires bioclastiques grossiers et un niveau hémipélagique passant verticalement à des calcaires bioclastiques fins (Fig. 1.24). Il est alors bien difficile de positionner le maximum de transgression au sommet de ces marnes sur l'observation de ces simples constatations.

En conclusion, la surface de maximum de transgression est placée au sommet des marnes de Font Froide, les marnes de la Béguère marquant qu'un enregistrement secondaire d'une fluctuation du niveau marin relatif. Selon cette interprétation, les marnes de la Béguère correspondraient à la partie basale de la quatrième paraséquence du prisme de haut niveau de la séquence BA3.

Au-dessus des marnes de la Béguère, les premiers dépôts des calcaires Urgoniens *sensu stricto* (calcaires à rudistes) apparaissent le long de ce profil. Les datations des intervalles marneux ayant été établi par ammonite, il ne fait alors aucun doute que ces calcaires de plate-forme se sont déposés dans la partie supérieure du Barrémien supérieur.

Ces calcaires s'organisent en paraséquence de type "shallowing upward":

- leur base est constituée de calcaires bioclastiques généralement fins, qui remanient parfois les niveaux sous-jacents. Des fragments de coquilles de rudistes peuvent y être observées,

- Leur sommet correspond à des calcaires à rudistes, évoluant verticalement à des milieux confinés. Ces dépôts sont généralement associés à des faciès récifaux en aval de la plate-forme. Des niveaux de dépôt subtidaux (micrite à "keystone vugs" par exemple), peuvent être localement observées.

La coupe du Col de Lachau permet d'observer la presque totalité de la Masse inférieure des Calcaires urgoniens (Fig. 1.25). Elle montre le développement d'une bordure récifale qui est unique sur toute la plate-forme urgonienne du Vercors. Cette coupe a fait l'objet d'un levé précis accompagné de l'identification sur lames minces des différentes faunes constituant ces dépôts (détermination A. Arnaud - Vanneau). La classification relative des éléments constituants permet d'interpréter la variation verticale du niveau marin. Associée aux observations de terrain, elle permet de réaliser un découpage en paraséquences de ces dépôts (Fig. 1.26).

Au-dessus des marnes de la Béguère, trois paraséquences de type urgoniennes se distinguent. Deux seulement sont visibles le long de la route du col de Lachau. Elles sont caractérisées par l'association de madréporaires, de nérinées de grande taille (Pl.6), de *Lithocodium aggregatum* et de rudistes (*Agriopleura*) (Pl. 6). Une telle disposition des couches est également observée au niveau de la coupe du téléski de Arnaud (1981) (Fig.1.27), où la première paraséquence est constituée des calcaires à madréporaires, directement au-dessus des dolomies. Les calcaires récifaux sont également associés à des dépôts de tempêtes, caractérisés par des éléments mal classés et arrondis de madréporaires, lamellibranches et bryozoaires.

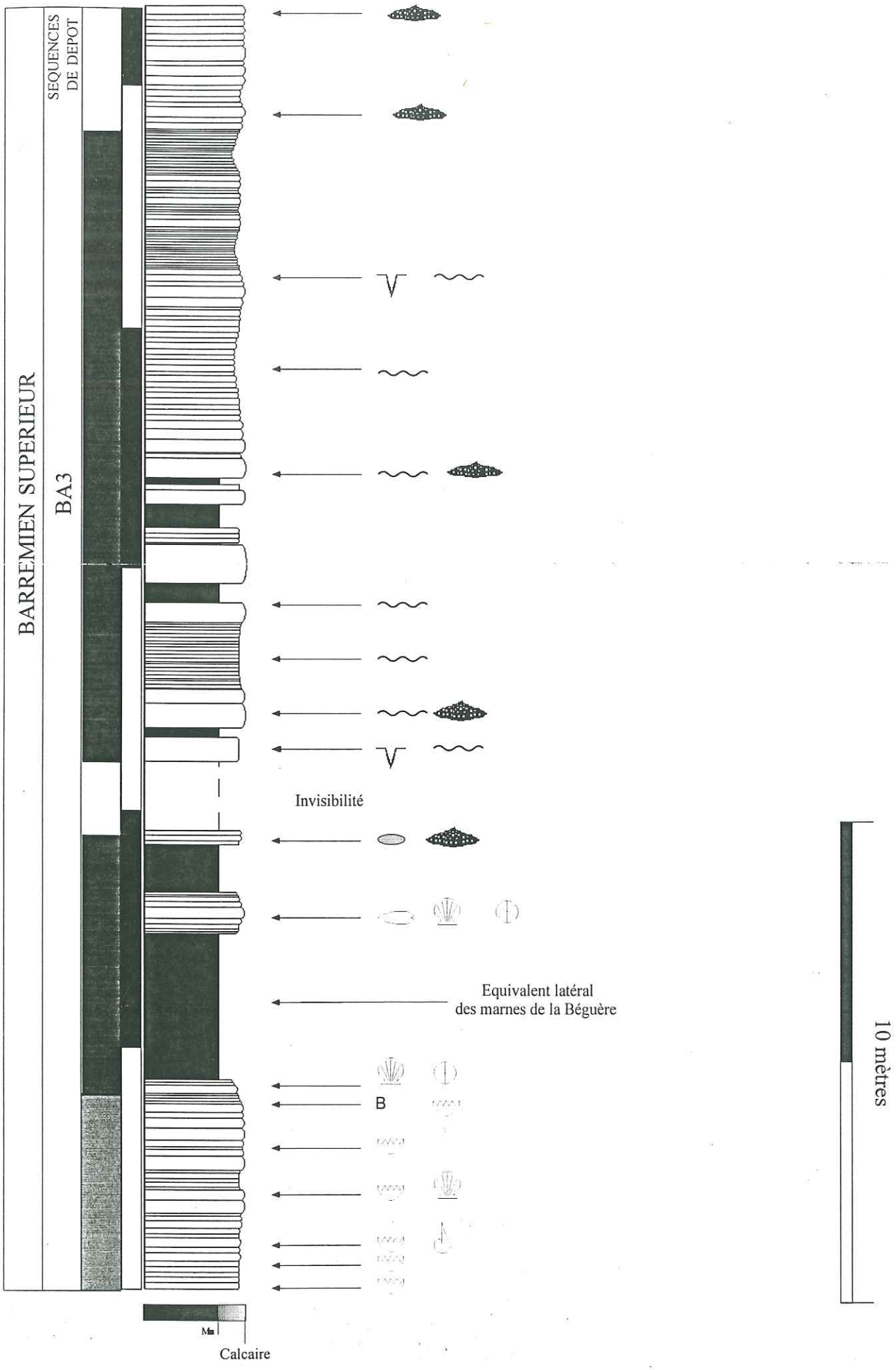
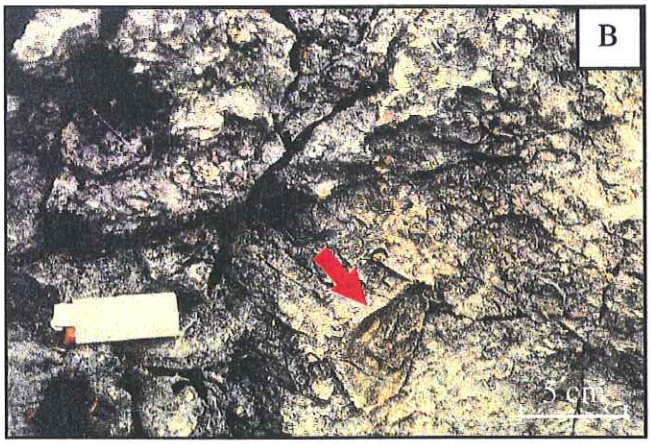


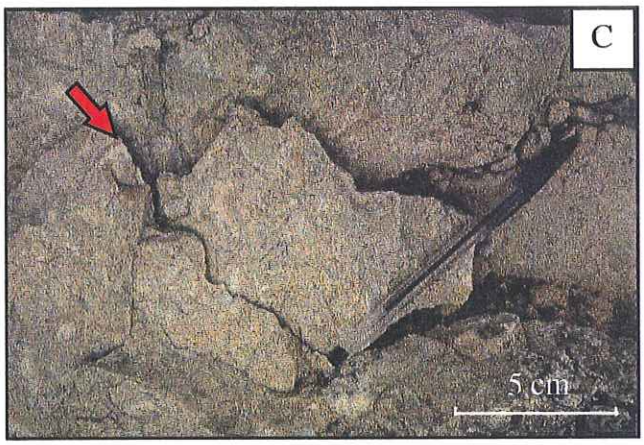

Fig. 1. 24 - Coupe lithologique de détail des assises du Barrémien supérieur situées à la cabanne du Pas de l'Infernet, à l'Est du hameau de Font d'Urle.

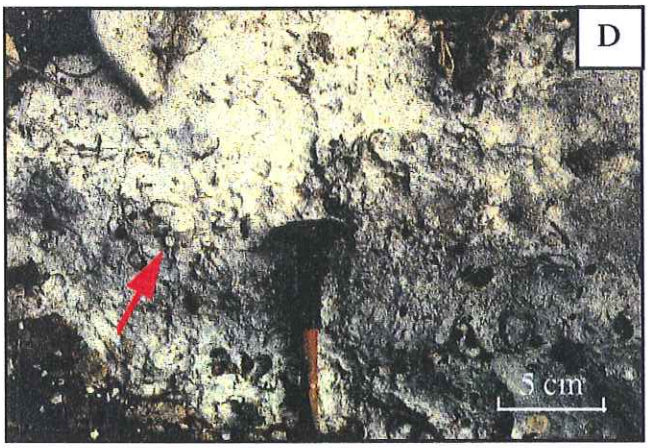
Pl. 6 – Les calcaires à rudistes.

Fig. A – Colonie de monopleurides (*Agriopleura*).
Fig. B et C – Fragments plus ou moins entiers de coquilles de rudistes.
Fig. D – Affleurement de calcaires (biomicrite) à rudistes (Forêt de Lente).
Fig. E – Accumulation de fragments de coquilles de rudistes et de madréporaires (coupe du Col de Lachau).
Fig. F – Coupe équatoriale (flèche jaune) et coupe longitudinale (flèche rose) d'une nérinée (coupe du Col de Lachau).
Fig. G – Agrandissement d'un rudiste (*Agriopleura*).

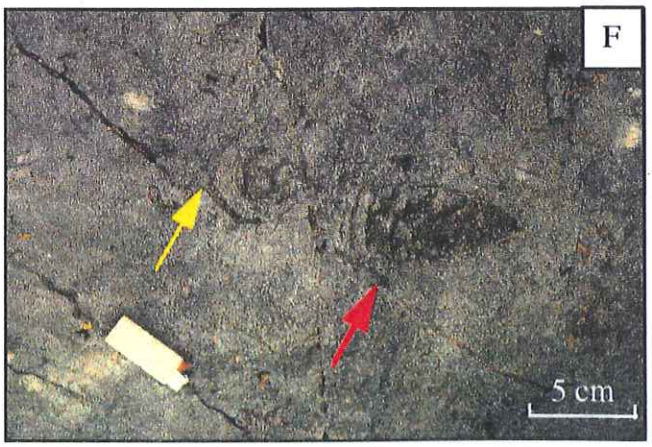
A
R
R
20 cm


B
5 cm


C
5 cm


D
5 cm

E
5 cm


F
5 cm

G
5 cm

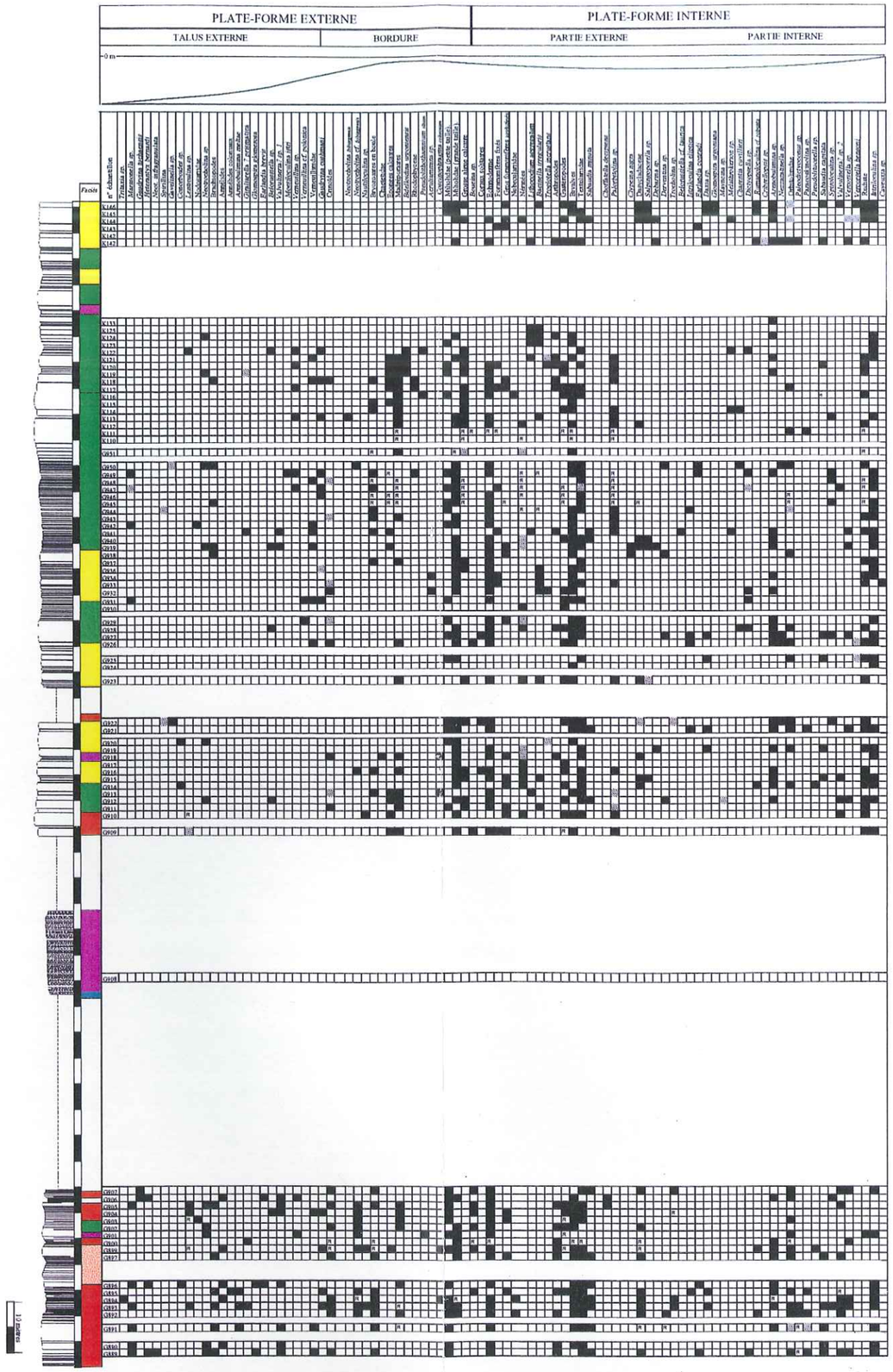
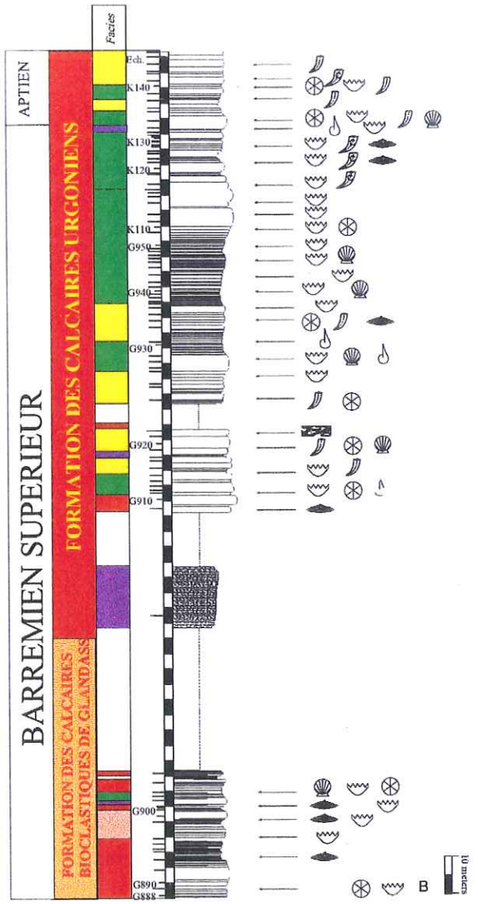



Fig. 1.25 – Coupe lithologique du Col de Lachau, détermination sur lames minces de la microfaune présente dans les échantillons.
R : éléments remaniés; carré grisé : incertitude de détermination ; carré noir : présence de l'élément.





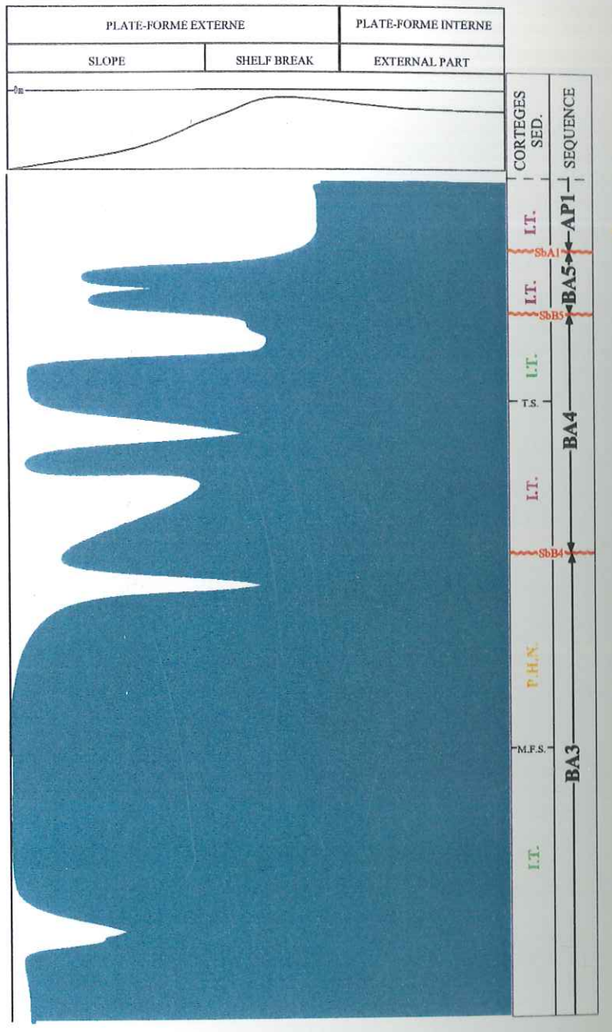




Fig. 1.26 – Interprétation séquentielle et des variations relatives du niveau marin associées au dépôt de la Masse inférieure des Calcaires urgoniens le long de la coupe du Col de Lachau.

La présence de nombreux madréporaires permet de situer cette coupe à proximité de la bordure de la plate-forme. Latéralement en direction du Sud, ces faciès de bordure de plate-forme évoluent vers des calcaires bioclastiques fins. Il est à noter le faible développement de calcaires bioclastiques grossiers, les calcaires récifaux passant latéralement au calcaires bioclastiques fins. En direction du But St. Génix, ces calcaires évoluent vers des calcaires hémipélagiques, à silex centimétriques stratiformes ou en rognons (Fig. 1.28). Ces dépôts constituent la ligne de crête entre le Puy de la Gagère et le But St. Génix. Globalement, les passages latéraux de faciès entre les calcaires de plate-forme interne et les calcaires de talus externe se réalisent sur une faible distance, en moyenne un kilomètre pour cette séquence.

En direction du Col de Carri, les calcaires à madréporaires passent à des calcaires à rudistes (Fig. 1.29). Ces derniers sont constitués essentiellement de monopleuridae, dont les coquilles sont généralement cassées. Cela pourrait montrer l'existence de l'effet de l'hydrodynamisme sur ces dépôts proches de la bordure de la plate-forme. De plus, très peu de colonies en place ont été observées le long de cette coupe. Ces fossiles illustrent une position externe de la plate-forme interne (Masse, 1976; Arnaud, 1981). Cette sédimentation de plate-forme interne est également associée à une variation d'épaisseurs des paraséquences. Cette observation illustre la différence de productivité entre la plate-forme ~~plate-forme~~ interne sa bordure visible près du Col de Lachau.

Vers le Serre de Pélandré, des dépôts oolithiques s'intercalent entre les calcaires bioclastiques situés à la base et les calcaires à rudistes du sommet de la paraséquence (Fig. 1.30).

La séquence de dépôt BA3 se termine le long de la coupe du Col de Lachau par des dépôts de plages à "keystone vugs", associés à des figures de ravinement qui illustrent une exposition aérienne.

La morphologie de la bordure de la plate-forme montre un accentuation du type rampe à talus distal, et la limite entre dépôts de plate-forme et les dépôts de talus externe se situait non loin du col de Lachau. Les variations latérales de faciès entre plate-forme interne et externe sont très rapides. Cette morphologie de plate-forme pourrait expliquer les faibles distances observées entre les dépôts de plate-forme interne et ceux de talus externe.

La séquence de dépôt BA3 présente un caractère particulier sur la coupe étudiée. Elle marque l'apparition de calcaires bioclastiques fins au-dessus des marno-calcaires du Barrémien inférieur. Ces dépôts constituent un prisme de bas niveau se biseautant sur la limite de séquence SbB3, qui tronque les calcaires hémipélagiques du Barrémien inférieur. Les récoltes d'ammonites permettent d'attribuer ces dépôts à la zone à *Sayni* de Vermeulen (1995). Au-dessus de ce corps, les équivalents latéraux des marnes de Font Froide et de la Béguère affleurent. Ils marquent la transgression du niveau marin relatif, la surface de maximum de transgression est placée au toit des marnes de Font Froide. Ces couches ont livré quelques ammonites qui permettent de les situer respectivement dans la zone à *Feraudianus* et à *Sartousiana*. Entre ces deux intervalles marneux, un corps carbonaté présente une dolomitisation secondaire de ces couches, associée à une paléokarstification. L'âge de la karstification reste à déterminer. Les premiers dépôts des Calcaires urgoniens se situent dans le prisme de haut de cette séquence. Il surmontent les marnes de la Béguère dans le secteur du Col de Lachau. Ces dépôts sont ainsi situés dans la partie supérieure du Barrémien supérieur. Ils sont caractérisés dans le secteur du Col de Lachau de dépôts de bordure de plate-forme évoluant rapidement à des dépôts de talus externe vers les Sud. Les passages latéraux entre ces calcaires sont alors très rapides. En direction de la plate-forme interne, les calcaires récifaux évoluent vers des dépôts de plate-forme interne caractérisés par des calcaires à rudistes, déposés dans la zone externe de cette portion de la plate-forme interne. Par comparaison aux dépôts de bordure, une variation latérale d'épaisseur des dépôts est observée.

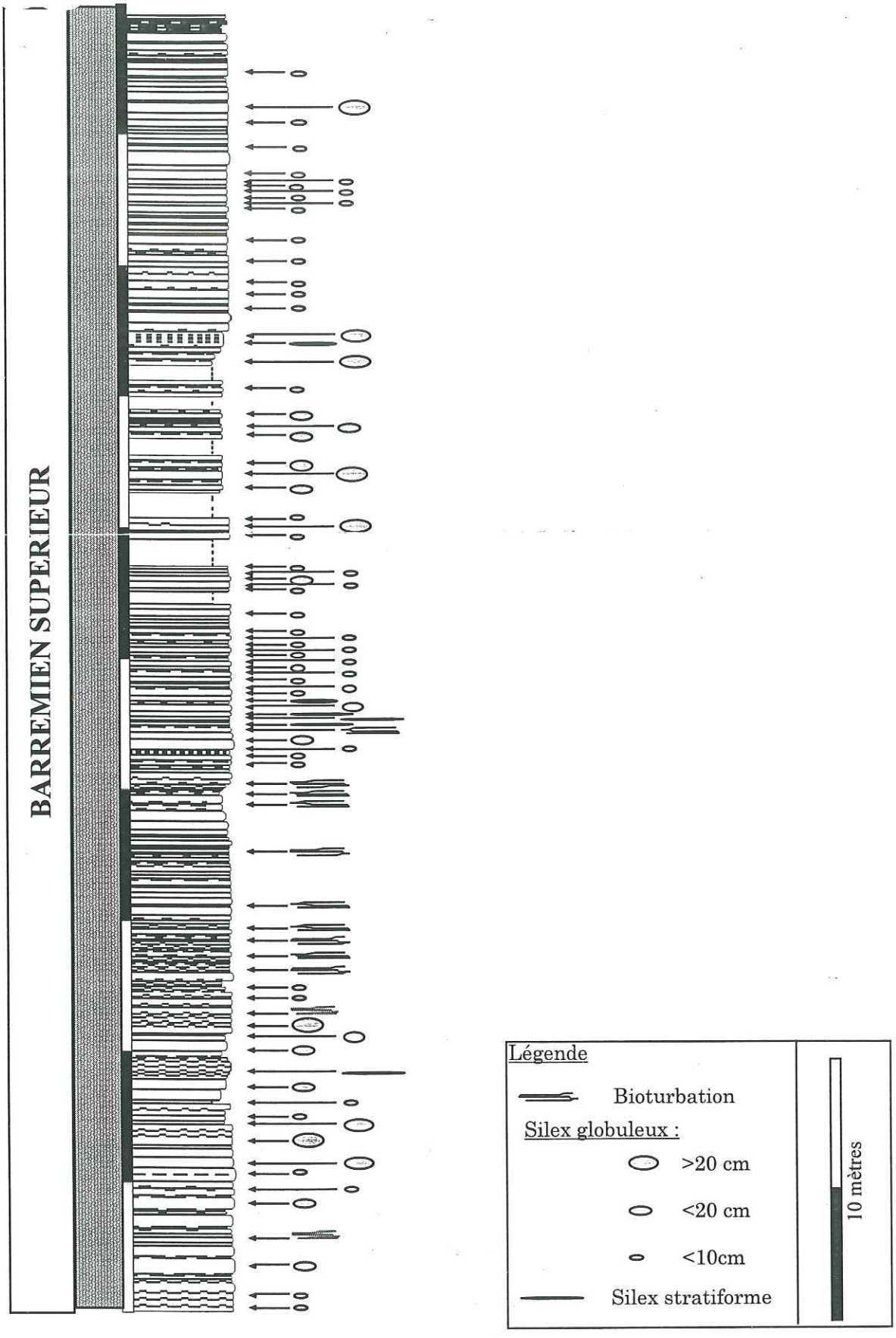



**Fig. 1.28 - Coupe lithologique de détail des falaises situées près du But St. Génix. Les dépôts sont constitués de calcaires hémipélagiques à silex correspondant aux équivalents latéraux des calcaires urgoniens du Col de Lachau.**

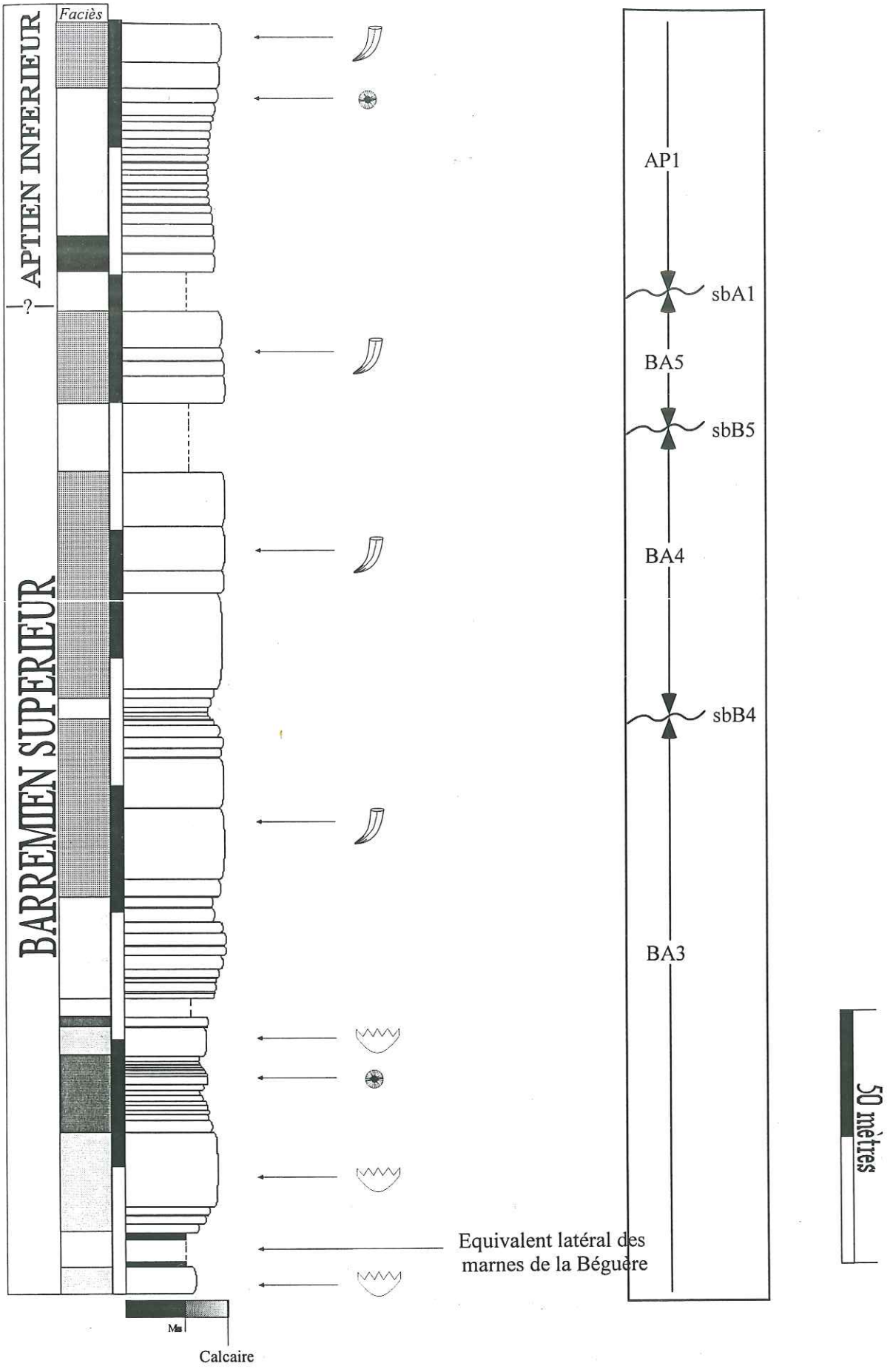



Fig. 1. 29 - Coupe lithologique des assises du Barrémien supérieur situées dans le secteur du col de Carri (d'après Arnaud,1981).

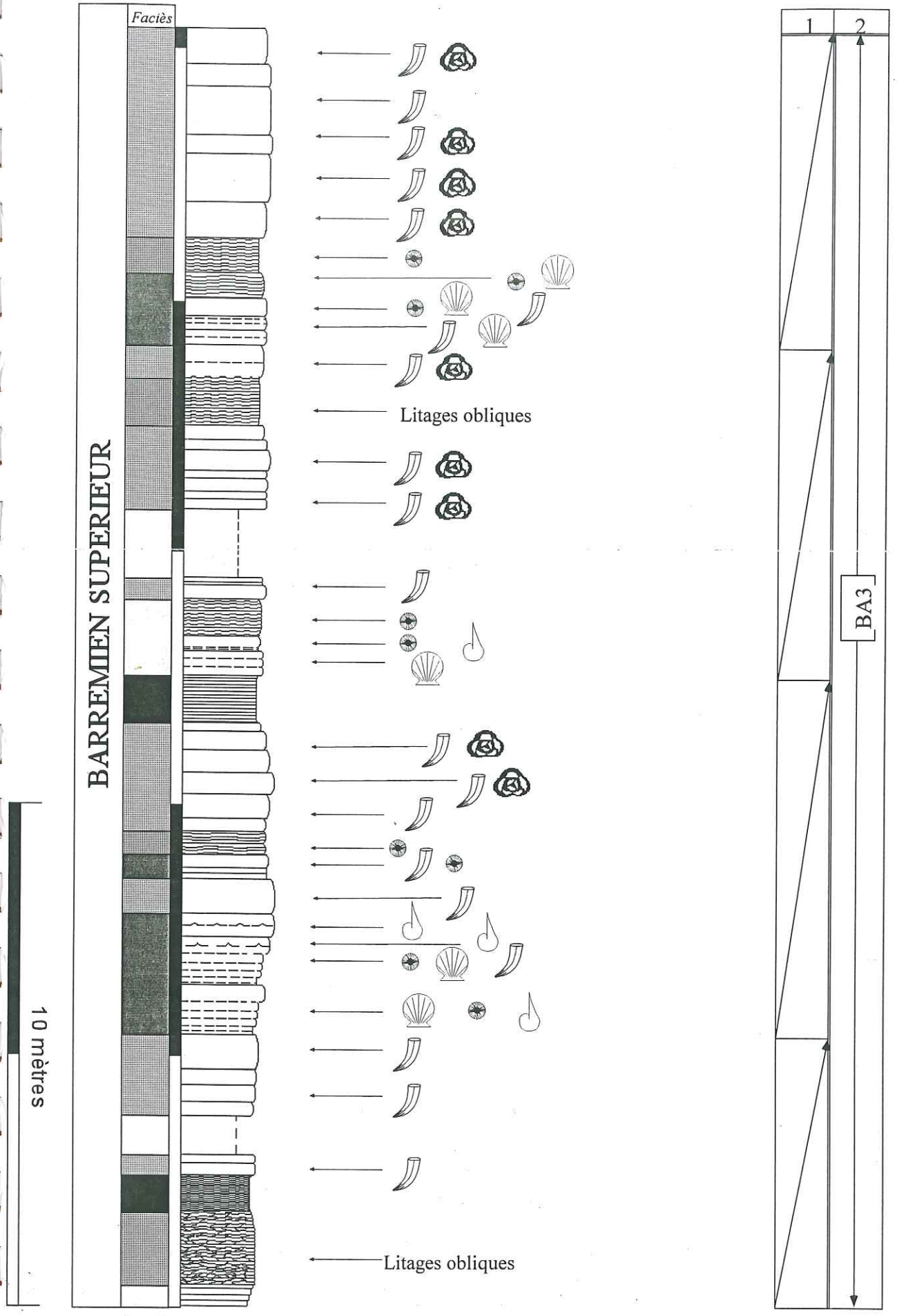



Fig. 1.30 - Coupe lithologique de détail des assises du Barrémien supérieur de la route des 4 chemins (S du Serre de Pélandré). Les calcaires oolitiques apparaissent dans les paraséquences "urgoniennes".
1 : Paraséquence; 2 : Séquence de dépôt.

3.3.2.2 - Les séquences « urgoniennes », BA4, BA5 et AP1

Au-dessus de la séquence de dépôt BA3, la formation des Calcaires des calcaires urgoniens se poursuit. L'étude et l'interprétation de ces dépôts permet de différencier trois séquences, BA4, BA5 et AP1 selon la nomenclature de Arnaud *et al.* (1995). Comme dans le prisme de haut niveau de la séquence BA3, les paraséquences de calcaire urgoniens sont du type "shallowing upward".

Le long de la coupe du Col de Lachau, la séquence BA4 est constituée de trois paraséquences. Elle est séparée de la séquence sous-jacente BA3 par une limite ravinante (SbB4)(Fig. 1.26). Ces dépôts sous-jacents montrent des figures d'émersion soulignés par la dissolution non sélective des éléments constitutifs et associé à des remplissages de biomicrite. Les deux première paraséquence de BA4 sont caractérisées par la présence de nombreux fragments de coquilles de rudistes. Le long de la D86 en direction de Font d'Urle, les niveaux équivalents permettent d'observer la seule colonie de rudistes en place de l'ensemble de la coupe Serre de Pélandré - But St Génix. Dans ces paraséquence de type "shallowing upward", leur base permet d'observer une biosparite grossière à crinoïdes, rudistes et madréporaires. Ces paraséquences se terminent par une biopelmicrite à rudistes. Au-dessus une troisième paraséquence marque le développement des calcaires à madréporaires au détriment des faciès à rudistes le long de la coupe du Col de Lachau. Néanmoins des fragments de coquille de rudistes remanés peuvent être observé. Cette paraséquence est essentiellement constituée d'une biopelsparite fine à échinodermes, madréporaires et gastéropodes. Dans cette paraséquence, l'étude en lames minces des éléments constitutifs de ces roches révèle qu'une grande partie de ces éléments sont remaniés. Cette observation conduit à interpréter ces dépôts comme le signe d'une transgression. La remise en eau de la plate-forme conduit au remaniement des éléments déposés dans les niveaux sous-jacents. Du point de vue interprétation en cortège sédimentaires, il est difficile de positionner ces trois paraséquences. Néanmoins, les conclusions qui ont pu être effectuées sur la troisième paraséquence permettent de penser que cette dernière, qui illustrent des dépôts lors d'une transgression, se place dans l'intervalle transgressif de la séquence BA4. Par rapport à cette paraséquence, les deux paraséquences sous-jacentes peuvent être placées à la base de l'intervalle trangressif voire au sommet d'un prisme de bas niveau. Ces observations effectuées au voisinage de la limite de séquence SbB4 le long de la coupe du Col de Lachau conduisent à considérer comme une limite de séquence de type 1. Cette hypothèse a déjà été énoncée par Hunt et Tucker (1994). Latéralement ces faciès déposés près de la bordure de la plate-forme évolue vers des dépôts de talus externe représentés par des calcaires bioclastiques fins puis des calcaires hémipélagiques massifs à silex en direction du Sud. Tout comme la séquence BA3, les passages latéraux sont très rapides, une distance de près de 2 kilomètres sont observées entre ces faciès. Au niveau de la partie la plus septentrionale, ces dépôts sont représentées par des calcaires à rudistes, sans madréporaires.

La séquence BA5 débute par une limite de séquence individualisée par une surface ravinante, à perforations et rubéifiée sans indice d'émersion identifiés. Les observations de terrain ainsi que l'étude des éléments constitutifs permettent de mettre en évidence deux paraséquences (Fig. 1.26). Elles sont constituées de biosparite à madréporaires, algues calcaires, échinodermes, *lithocodium aggregatum* et rares fragments de rudistes. Elles montrent les seules bioconstructions massives à madréporaires observées le long du Col de Lachau. On voit également apparaître des coraux branchus et des rudistes à canaux (Caprinidés du genre *Offneria* de Arnaud, 1981) non observés jusqu'à présents (pl. 7). Comme dans les deux séquences précédentes, ces dépôts constituant les Calcaires urgoniens évoluent très rapidement à des calcaires de talus externe. Vers le Col de Carri, ces dépôts de bordure de plate-forme se transforment peu à peu vers des calcaires (biomicrite) à rudistes.

Ces deux paraséquences constituant la séquence BA5 sont difficilement rattachables à un cortège sédimentaire vu le peu d'informations disponibles. La présence de bioconstructions en position de vie conduit à les positionner à proximité de la bordure de la plate-forme. Ces dépôts peuvent ainsi appartenir à l'intervalle transgressif de cette séquence. La séquence BA5 se termine par un banc dolomitisé secondairement, à la base duquel une surface ravinante est interprétée comme la limite de séquence SbA1.

La séquence AP1 n'a pu être étudiée en détail à cause de conditions d'affleurements défavorables. Le long de la route du Col de Lachau, cette séquence débute par une paraséquence qui se termine en biseau d'aggradation ("onlap") sur la limite SbA1. Deux autres paraséquences ont pu être mises en évidence par les observations de terrain et l'étude d'échantillons sur lames minces (Fig. 1.26). Elles sont constituées de biosparite à échinodermes, madréporaires et fragments de lamellibranches. Ces dépôts passent verticalement à des biomicrites à bivalves, *bacinella irregularis*, rudistes et orbitolines.

Au-dessus, les affleurement n'ont pu être étudiés. Néanmoins, un arrachement situé à quelques centaines de mètres au Sud du col de Lachau permet d'observer un affleurement de marnes situé au-dessus de l'ensemble des couches des Calcaires urgoniens du col de Lachau. Cet affleurement est constitué de marnes jaunes finement litées d'une dizaine de mètres d'épaisseur qui renferment de nombreux échinodermes, lamellibranches et orbitolines de

grandes tailles. Un lavage de ces marnes a livré que des *palorbitolina* sp.. L'absence de *Paleodictyoconus actinostona* (ARNAUD-VANNEAU ET SCHROEDER) dans ces strates ne permet pas de les considérer comme l'équivalent latéral des marnes des couches inférieures à orbitolines. Néanmoins, une ammonite a été récoltée dans ce niveau. Il s'agit de *Toxoceratoïdes* sp. *cf.* gr. *Karateni*, dont la répartition s'étend du Barrémien supérieur à l'Aptien inférieur. Une position stratigraphique plus précise ne peut être donnée que sur cet unique échantillon. Ce fossile, récolté au sommet de la coupe du Col de Lachau, renforce l'attribution à un âge Barrémien supérieur des Calcaires urgoniens de la bordure méridionale du Vercors.

A partir des coupes lithologiques de détail et de la cartographie des différents faciès identifiés sur le secteur d'étude (Fig. 1.31), des corrélations sont effectuées paraséquence par paraséquence (Fig. 1.32). Elles tiennent également compte des passages latéraux et verticaux de faciès (Fig. 1.33). Une contrainte supplémentaire est introduite par les données biostratigraphiques. La figure 1.34 représente la coupe de la bordure méridionale du Vercors obtenue.

Les principales caractéristiques de cette section de 16 kilomètres de long peuvent être résumées en quatre points :

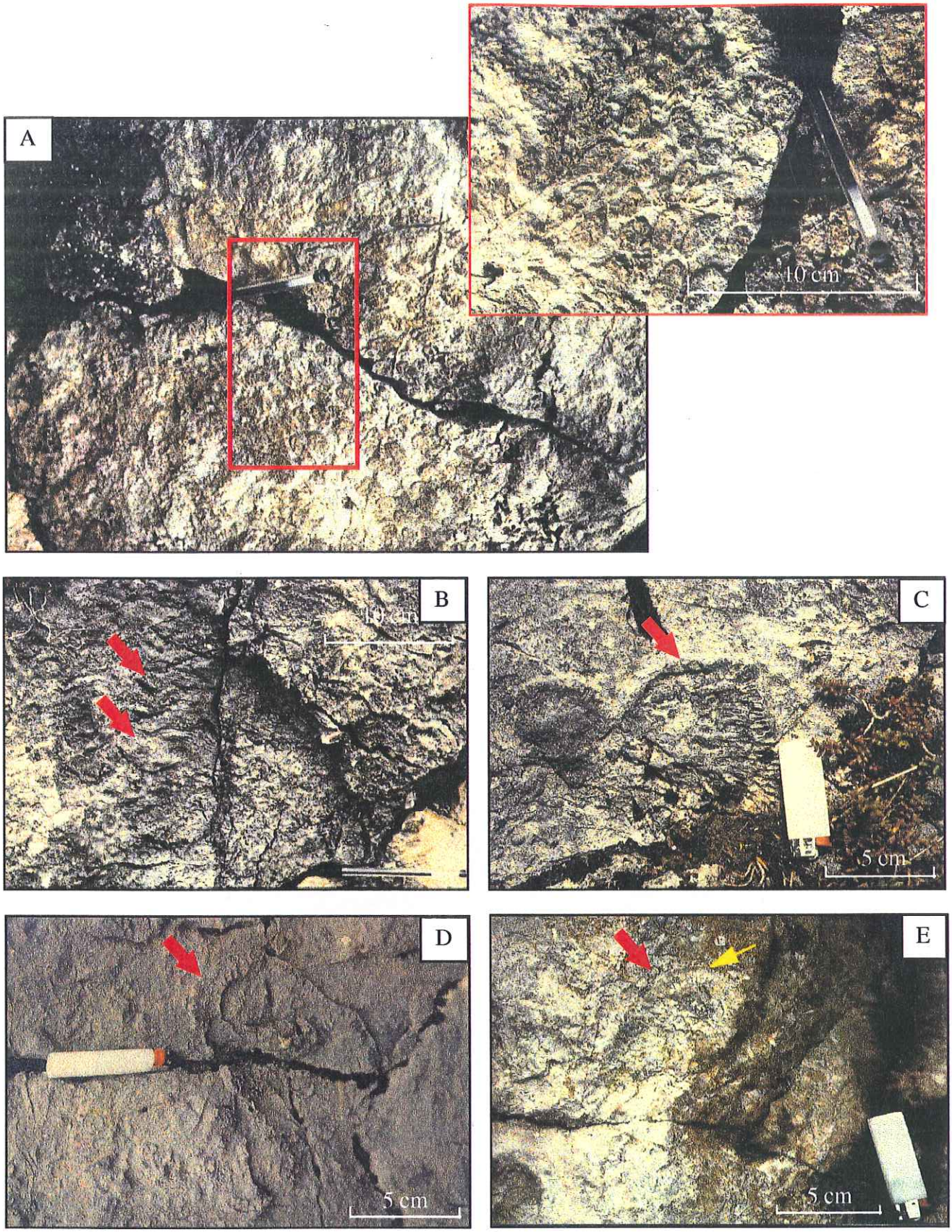
- Les dépôts du Barrémien inférieur sont représentés par des calcaires et marno-calcaires hémipélagiques entre le Puy de la Gagère et le But St. Génix. Deux séquences de dépôts ont pu être identifiées, BA1 et BA2. Au Serre de Pélandré, la limite de séquence BA3 tronque ces calcaires ce qui permet d'observer une forte diminution d'épaisseurs des calcaires du Barrémien inférieur. Ainsi, une terminaison en biseau sommital ("toplap") de ces dépôts est envisagée, cette hypothèse sera discutée par la suite.

- Les Calcaires bioclastiques de Glandasse, localisés dans le prisme de bas niveau et l'intervalle transgressif de la séquence BA3, surmontent des calcaires et marno-calcaires hémipélagiques du Barrémien inférieur. Les calcaires bioclastiques fins se suivent vers le Nord jusqu'à la faille de la Cîme de Mas. Les différentes paraséquences se déposent alors en biseau d'aggradation successifs ("onlap") sur la limite de séquence SbB3. Un âge Barrémien supérieur de ces calcaires bioclastiques a été établi par la récolte de deux gros *Emericiceras* gr. *barremense*.

- Un corps calcaire se développe entre les marnes de Font Froide et les marnes de la Béguère. Il présente dans le secteur de Chaud Clapier une dolomitisation secondaire associée à une paléokarstification. Vers le Serre de Pélandré, ce faisceau calcaire passe latéralement à des calcaires récifaux. Ces strates ont livré quelques ammonites qui permettent de leur attribuer un âge Barrémien supérieur (zones à *Feraudianus* et à *Sartousiana*)

- Les Calcaires urgoniens ont une position rétrogradante par rapport aux Calcaires de Glandasse. Cette observation complète celle réalisée par Arnaud (1981) sur les plateaux du Veymont et de Glandasse. Cela prouve que les Calcaires urgoniens appartiennent à une formation transgressive. Ils sont caractérisés par de rapides passages latéraux de faciès (2 kilomètres environ) entre les calcaires de plate-forme interne (calcaires à rudistes) et les calcaires de talus externe (calcaires hémipélagiques). L'âge de cette formation est Barrémien supérieur car ils sont toujours situés au-dessus des marnes de Font Froide et de la Béguère ou leurs équivalents latéraux.

La couverture végétale de la forêt de Lente n'a pas permis d'observer directement les terminaisons des séquences de dépôt du Barrémien inférieur. Une hypothèse a donc été établi pour construire la coupe géologique de la figure 1.34. A la suite de la réactivation des failles téthysiennes à la limite Hauterivien - Barrémien, la partie septentrionale de la plate-forme est exondée (Arnaud, 1988). Les séquences de dépôt du Barrémien inférieur montrent alors une disposition en biseau d'aggradation successifs (Arnaud - Vanneau et Arnaud, 1991; Arnaud *et al.*, 1995). Elles s'organisent comme des séquences de type "forestepping", associées à une progradation modérée des faciès. Elles sont uniquement constituées de calcaires bioclastiques et hémipélagiques (Fig 1.36).




Pl. 7 – R écifs et rudistes à canaux de la coupe du Col de Lachau.

Fig. A – Calcaires à récifs branchus en position de vie (séquence BA5).
Fig. B – Madreporairesde la sequence BA5.
Fig. C – Rudistes à canaux, coupe longitudinale (séquence BA5).
Fig. D et Fig. E – Rudistes à canaux en coupe équatoriale (Caprinidés du genre *Offneria* de Arnaud, 1981)

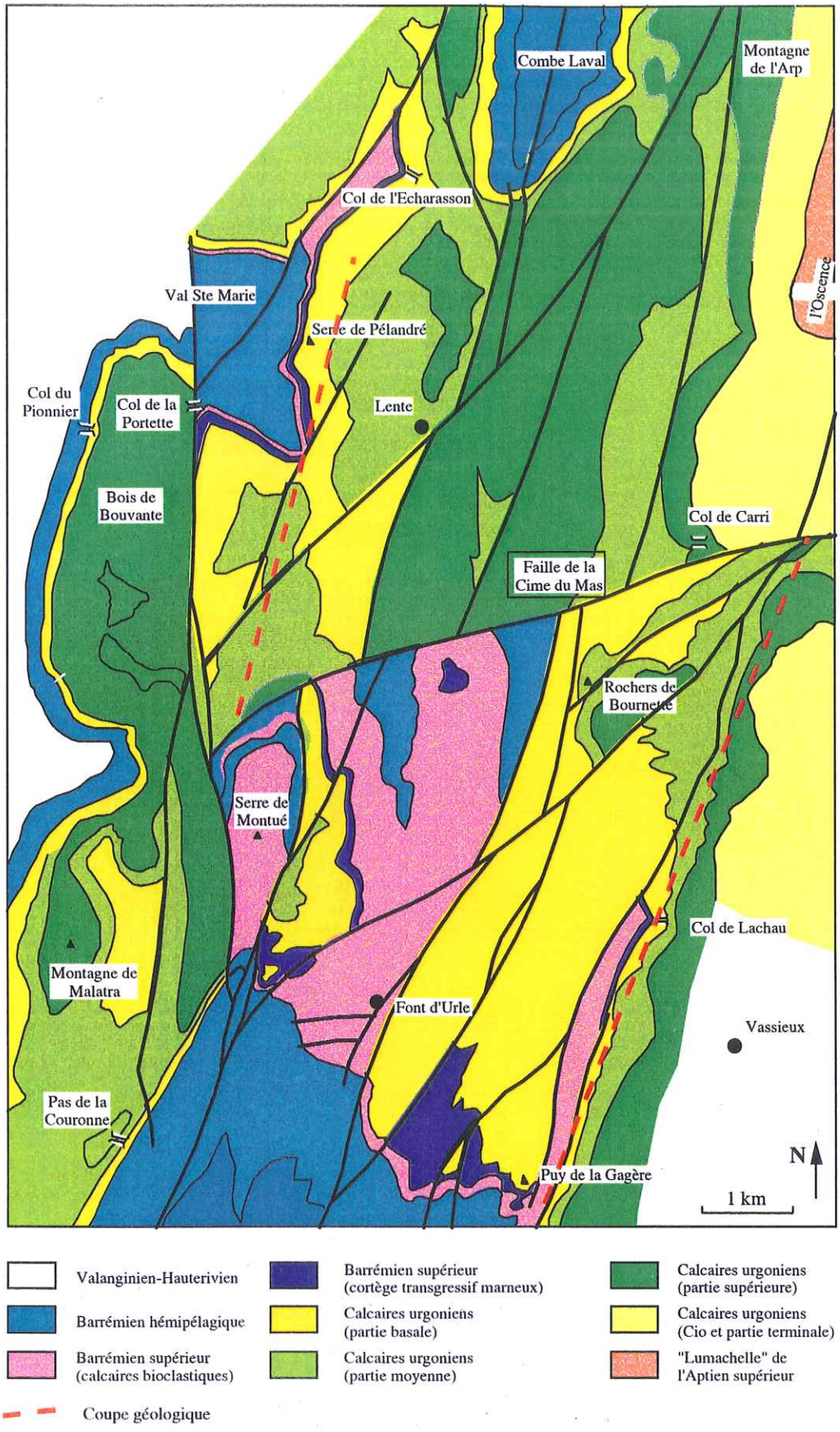



Fig. 1.31 – Carte géologique des assises du Barremien et de l'Aptien de la forêt de Lente.

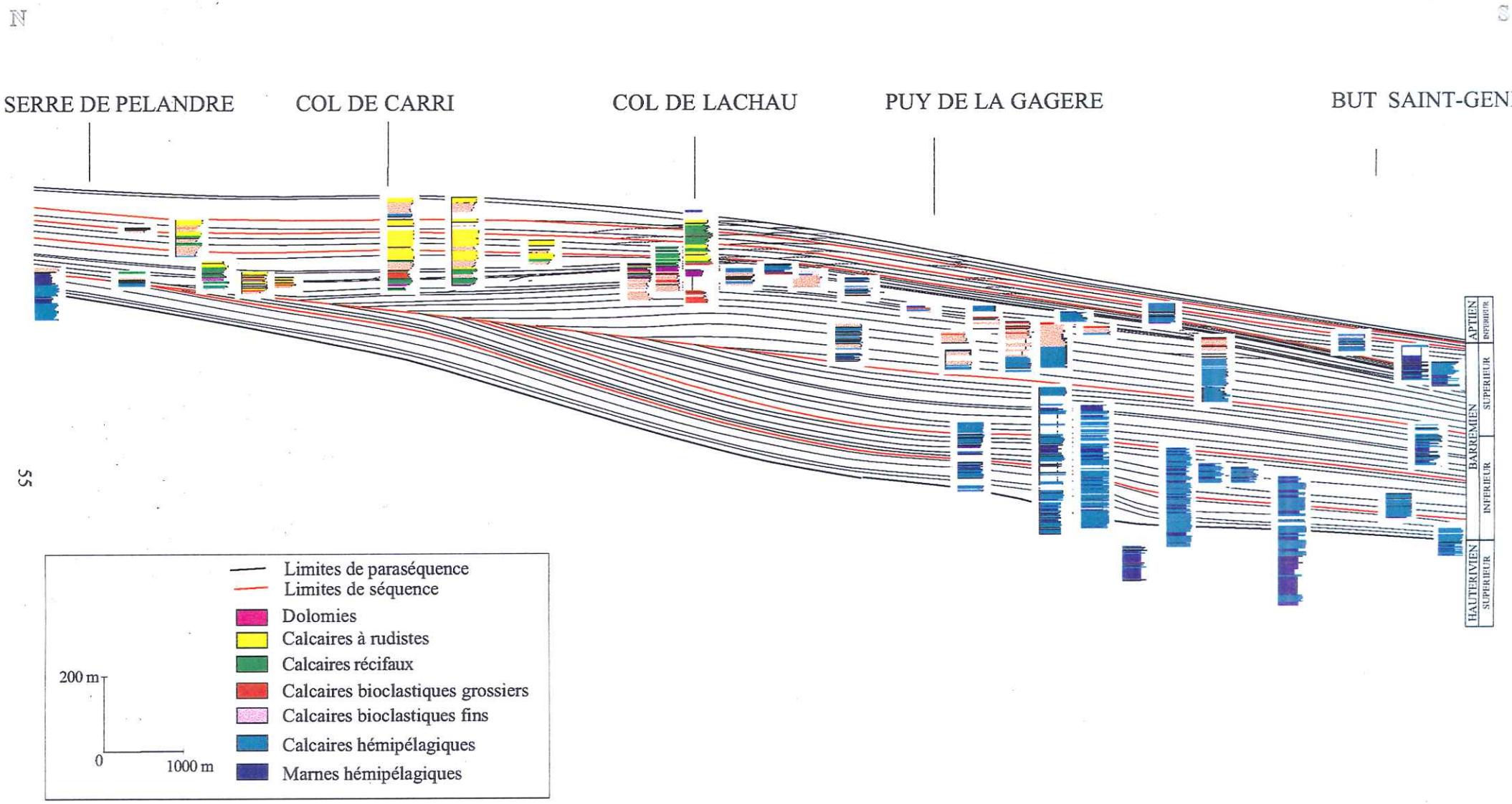



Fig. 1.32 – Corrélations des paraséquences entre les différentes coupes lithologiques de détail levées entre le Serre de Pélandré et le But St. Génix.

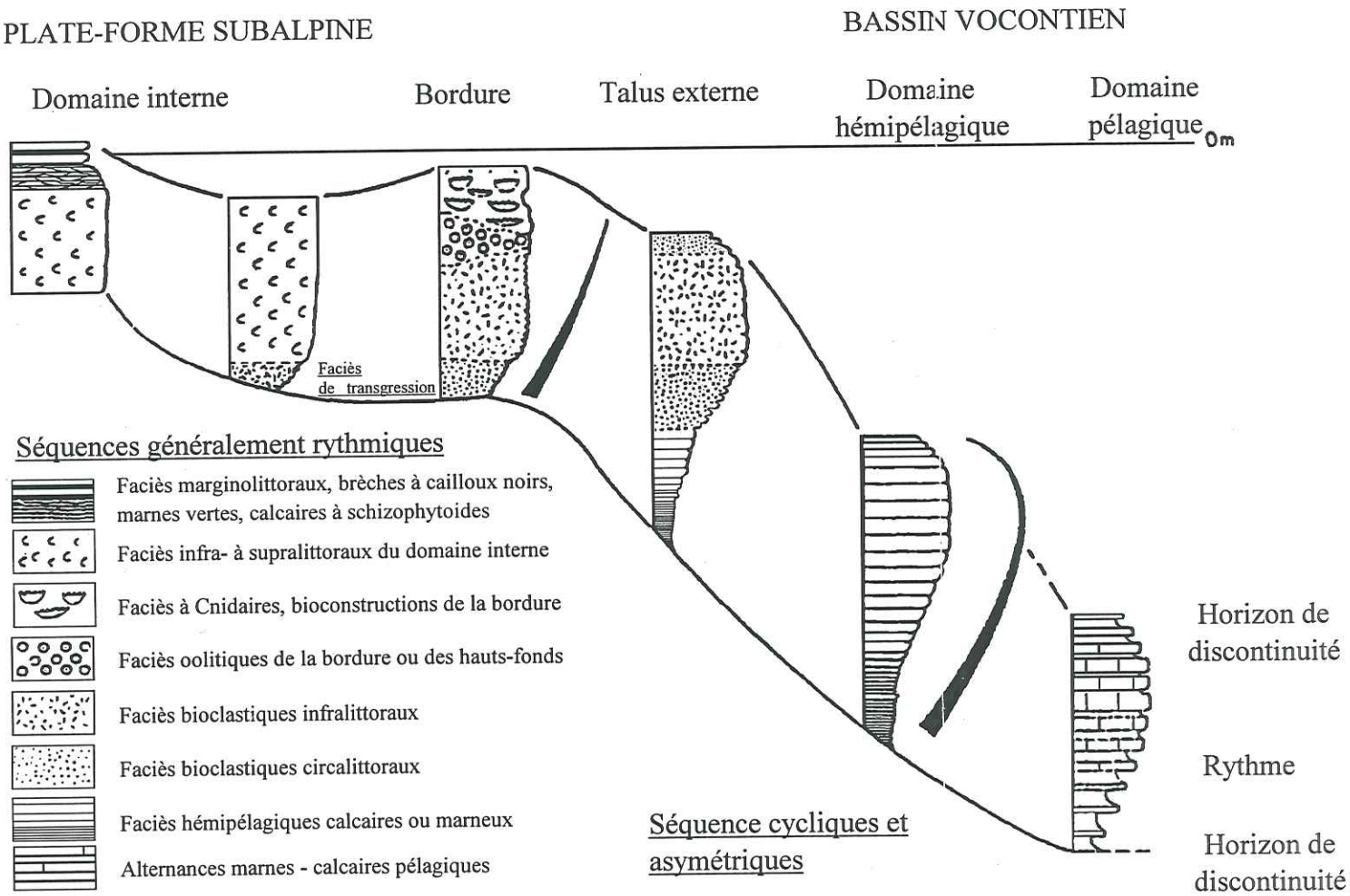



Fig. 1.33 - Association verticale et latérale des faciès de dépôt dans une paraséquence, du domaine interne de la plate-forme au domaine de bassin (Arnaud, 1981).

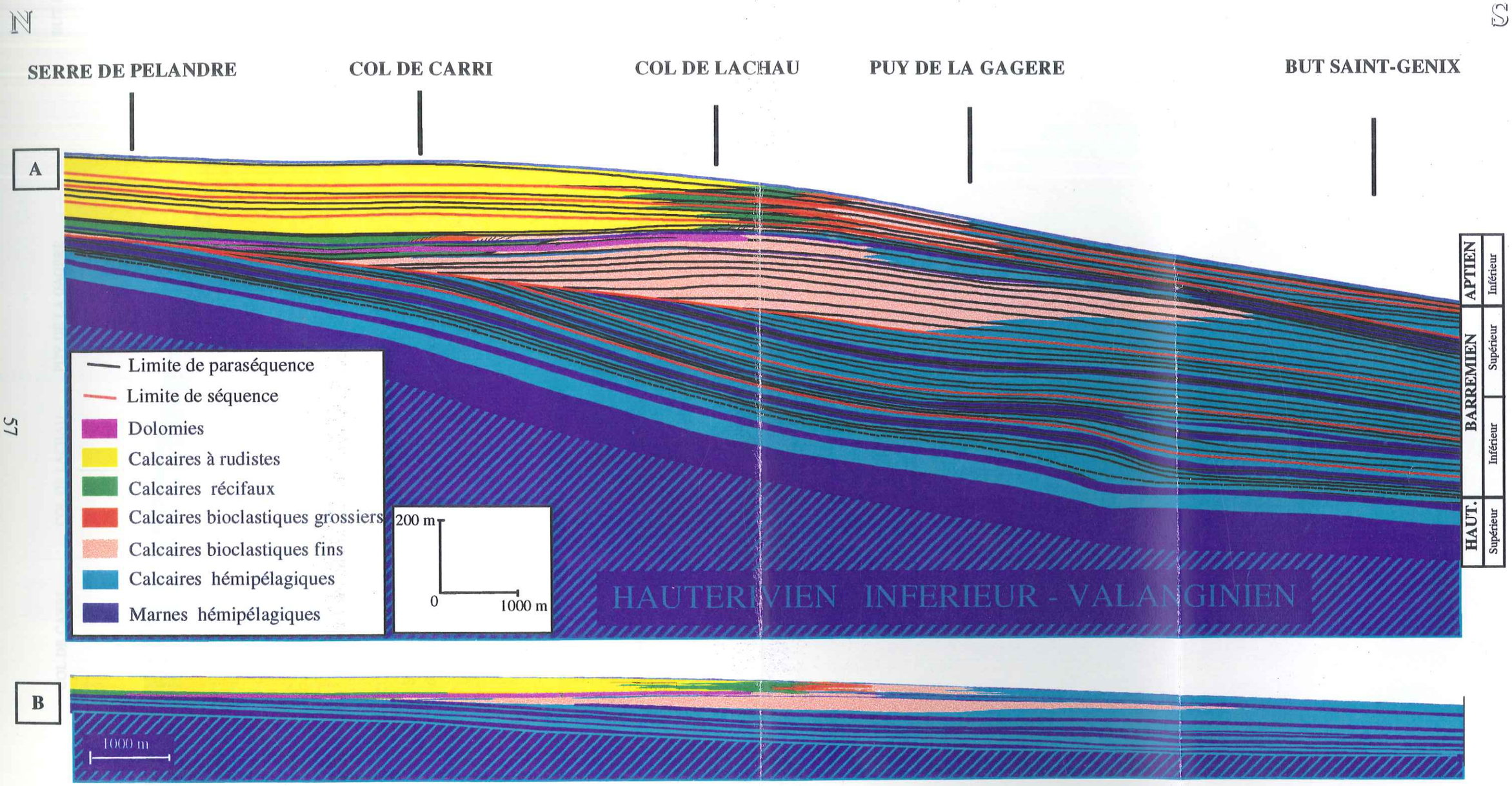



Fig. 1.34 – Coupe géologique de la bordure de la plate-forme urgonienne entre le Serre de Pélandré et le But St. Génix.
**A**, coupe avec une exagération verticale de 5; **B**, coupe sans exagération verticale.

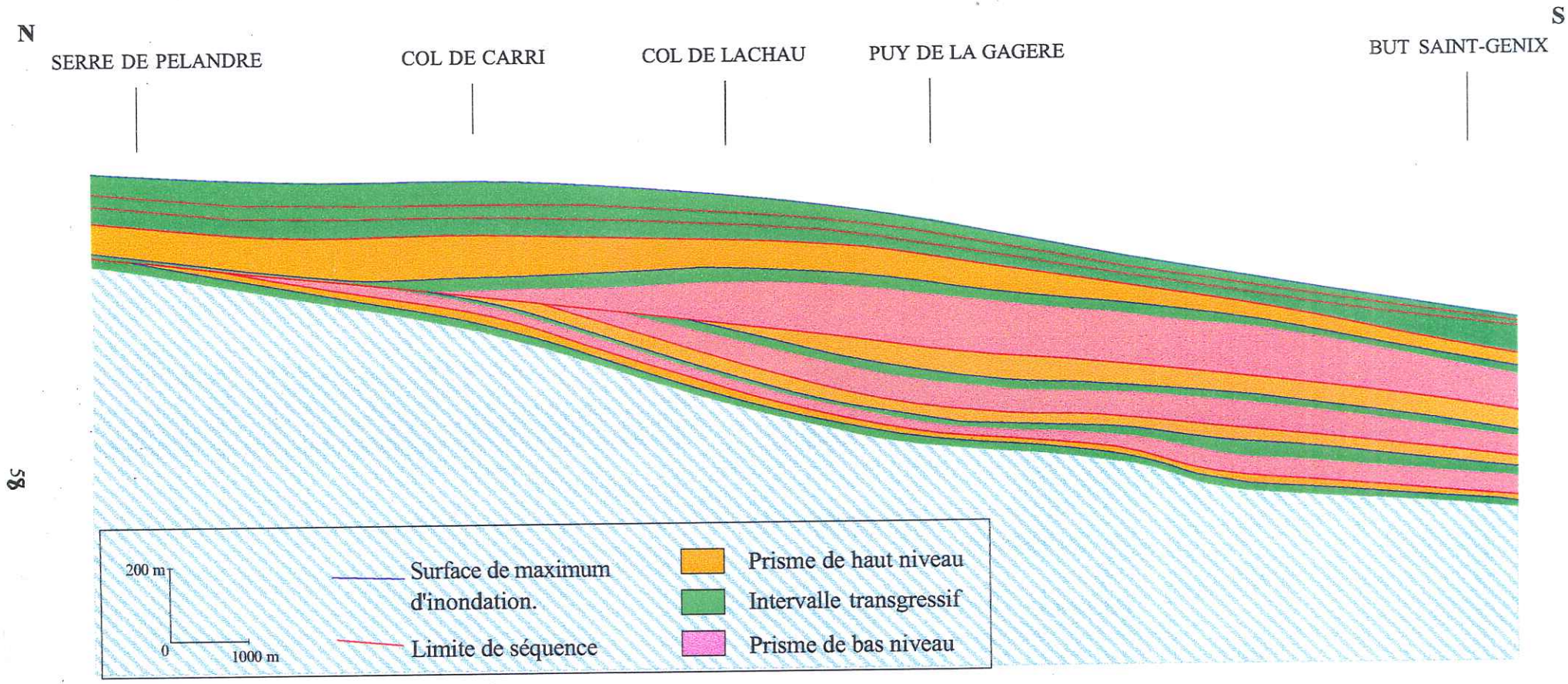



Fig. 1.35 – Interprétation en cortèges sédimentaires des dépôts de la coupe entre le Serre de Pélandré et le But St. Génix.

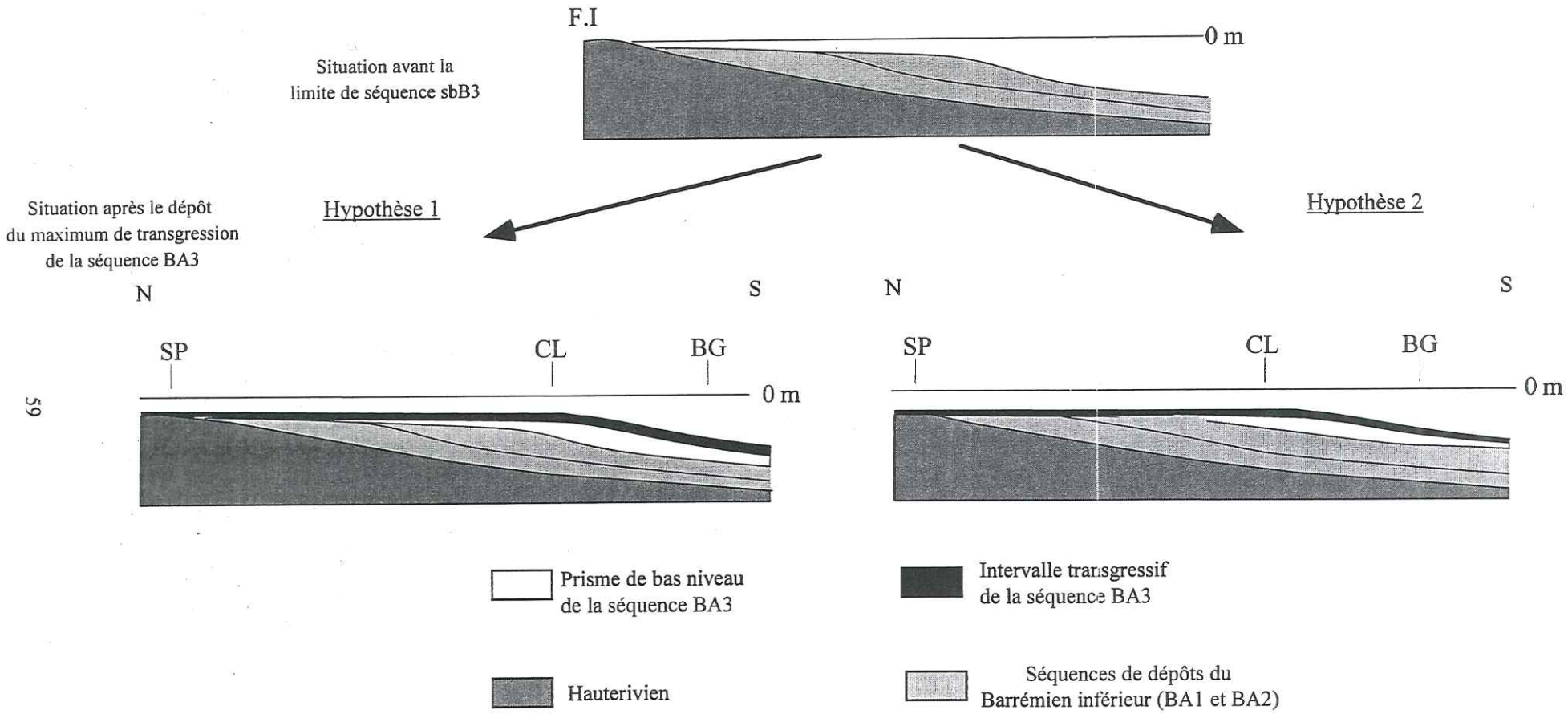



Fig. 1.36 - Schéma des hypothèses conduisant à la disparition des dépôts du Barrémien inférieur dans la partie septentrionale de la coupe (secteur du Serre de Pélandré). L'hypothèse 1 ne conduit pas à l'érosion des couches des séquences de dépôts du Barrémien inférieur. Dans ce cas, on observe une progradation des séquence de dépôt en direction du bassin. L'hypothèse 2 montre la troncature des séquences de dépôts du Barrémien inférieur à la limite de séquence BA3. Cette érosion est associée à une exposition aérienne de la partie septentrionale de la plate-forme.
FI : Faille de l'Isère; SP : Serre de Pélandré; CL : Col de Lachau; BG : But St. Génix.

Les observations et les données biostratigraphiques du Serre de Pélandré montrent une diminution d'épaisseur des calcaires du Barrémien inférieur. Vu le peu d'information disponible, deux options peuvent être envisagées.

- Le secteur du Serre de Pélandré émerge à la base du Barrémien supérieur et la limite de séquence SbB3 érode les niveaux sous-jacents jusqu'aux marnes du Pas de l'Essaure (hypothèse 2 de la figure 1.36). Cette érosion peut être associée au fonctionnement de la faille de l'Isère à la limite Barrémien inférieur - Barrémien supérieur qui conduit à l'individualisation de petits hauts-fonds locaux (crise du Barrémien supérieur basal de Arnaud, 1981). Malheureusement, aucun réel témoin de cet événement n'a pu être conservé car il affecte des marnes dont les niveaux altérés ont pu être remobilisés lors de la remise en eau de la plate-forme urgonienne. Cette hypothèse conduit alors à des terminaisons en biseaux sommitaux des dépôts du Barrémien inférieur.

- L'autre hypothèse (hypothèse 1 de la figure 1.36) est de considérer que le secteur du Serre de Pélandré émerge dès la limite l'Hauterivien - Barrémien. Le prisme de bas niveau de la séquence BA3 se dépose en biseaux d'aggradation successifs, sans être associé à une émersion.

La première a été retenue pour construire la coupe géologique de la figure 1.34, car la progradation des faciès au Barrémien inférieur est difficilement observable sur la coupe entre le Puy de la Gagère et le But St. Génix. De plus, l'apparition des calcaires bioclastiques le long de cette même coupe pourrait être occasionnée par un événement brutal, comme un mouvement tectonique.

Par la suite, la plate-forme du Jura - Bas-Dauphiné est inondée lors de la transgression du Barrémien supérieur des auteurs (Arnaud, 1981; Jacquin *et al.*, 1991; Jacquin et Vail, 1995). Cette transgression est enregistrée sur le secteur d'étude par le dépôt des marnes de Font Froide et de la Béguère. Il précède la mise en place des calcaires urgoniens sur l'ensemble de la plate-forme.

## 1.4. CONCLUSIONS

Un secteur de la bordure méridionale de la plate-forme urgonienne du Vercors a été étudié par le levé de coupes lithologiques de détail. Les corrélations cartographiques et séquentielles réalisées entre le Serre de Pélandré et le But St. Génix permettent d'établir une coupe géologique de 16 kilomètres de long.

Les calcaires hémipélagiques du Barrémien inférieur et les calcaires bioclastiques du prisme de bas niveau et de l'intervalle transgressif de la séquence BA3, épais de plusieurs centaines de mètres au Puy de la Gagère, disparaissent complètement au Nord de la faille de la Cîme de Mas, dans la forêt de Lente. Cette géométrie résulte de deux conséquences; la limite de séquence SbBA3 tronque les couches du Barrémien inférieur. On observe alors une disposition en biseau d'aggradation ("onlaps") des paraséquences du prisme de bas niveau et de l'intervalle transgressif de la séquence BA3 sur cette limite. Ces calcaires bioclastiques ont pu être datés de la base du Barrémien supérieur.

Les Calcaires urgoniens apparaissent dans le prisme de haut niveau de la séquence BA3, au-dessus des marnes de Font Froide et de la Béguère. La récolte d'ammonite dans ces niveaux marneux permet d'attribuer un âge Barrémien supérieur aux dépôts constituant la Masse inférieure des Calcaires urgoniens, contrairement aux affirmations de Clavel et al. (1995) Cette dernière montre une position rétrogradante par rapport aux calcaires bioclastiques de Glandasse. Cette géométrie illustre une modification des variations du niveau, avec le passage d'une tendance générale progradante au Barrémien inférieur - base du Barrémien supérieur à une tendance générale rétrogradante dans la partie supérieure du Barrémien supérieur.

# 2ème PARTIE

## Mesures des propriétés pétrophysiques et acoustiques des calcaires du Vercors méridional

## 2.1. INTRODUCTION

L'étude des propriétés pétrophysiques et acoustiques des roches tient une place importante dans l'exploration et la production pétrolière. Elle a recours à un large éventail de techniques et d'outils, et intègre l'analyse des diagraphies de puits et des échantillons en laboratoire. En général, la physique des roches se restreint à l'étude de la propagation des ondes acoustiques dans les roches du sous-sol.

En exploration pétrolière, la physique des roches est utilisée pour mesurer et interpréter les vitesses de propagation des ondes en termes de propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité, saturation en fluide) des roches constituant les réservoirs. Ces valeurs de vitesses sont généralement obtenues à partir de mesures effectuées dans les puits ou issues des données de la sismique. Ces deux approches emploient respectivement des signaux dont les fréquences sont comprises entre 1 et 10 kHz, pour les données de puits, et entre 10 et 100 Hz pour les données sismiques. A l'intérieur du sous-sol, les conditions *in situ* sont assez bien identifiées (pression, température), ce qui n'est pas le cas des paramètres pétrophysiques (porosité, perméabilité, saturation en fluide) dont la connaissance est essentielle en exploration pétrolière. L'analyse des vitesses des ondes dans les formations géologiques du sous-sol peut être complétée par des mesures en laboratoire, réalisées à des fréquences ultrasonores (de 0,1 à 1 MHz). Dans ce cadre expérimental, l'utilisation de fragments de roche permet de connaître avec précision leurs paramètres pétrophysiques et de reproduire les conditions (pression, fluide, saturation...) qui règnent dans le sous-sol. Ces mesures de laboratoire ont pour but d'analyser l'impact de différentes conditions expérimentales et des paramètres pétrophysiques sur les vitesses de propagation des ondes dans les roches afin de pouvoir mieux interpréter les données du sous-sol issues de mesures de puits par exemple.

La comparaison des mesures de vitesse réalisées en laboratoire avec celles acquises sur le terrain (diagraphies de puits et sismique principalement) doit se réaliser avec précaution. L'utilisation de signaux de fréquences différentes pour réaliser ces mesures est à l'origine de la dispersion des différentes valeurs observées (Winkler, 1986; Cadoret, 1993). La dispersion est définie comme la variation de la vitesse avec la fréquence du signal employé. Winkler (1986) estime la dispersion maximale de la vitesse des ondes acoustiques entre les basses fréquences (quelques hertz) et les fréquences ultrasonores entre 2 et 25% pour des mesures réalisées à faible pression effective. Cette dispersion est fonction de la saturation de la roche, de sa porosité et de sa consolidation.

Dans le cadre de ce travail, la mesure des vitesses de propagation des ondes P et S et de la masse volumique sur des échantillons prélevés à l'affleurement est une étape intermédiaire entre l'établissement de la coupe géologique et la modélisation sismique. L'objectif de ces mesures ultrasonores est de pouvoir déterminer une masse volumique et des vitesses ou une loi empirique de vitesse pour chacun des lithofaciès identifiés sur le terrain. A partir de ces paramètres, des profils d'impédance P et S (produit de vitesses P et S par la masse volumique) sont construits. Ils refléteront ainsi la distribution des différents faciès de la coupe lithostratigraphique. Ces profils d'impédance sont ensuite directement utilisés lors des modélisations de sismique réflexion.

Dans cette partie, un premier chapitre aborde succinctement quelques éléments de théorie sur la définition des vitesses de propagation des ondes dans un milieu poreux. Il est complété par l'exposé des connaissances actuelles sur les vitesses de propagation des ondes ultrasonores dans les roches carbonatées. Le prélèvement de nombreux échantillons des faciès identifiés sur la bordure méridionale du Vercors permet l'étude sur lames minces des types de pores présents dans ces roches et la mesure en laboratoire de leurs paramètres pétrophysiques (masse volumique et porosité). Le second chapitre présente l'ensemble de ces résultats expérimentaux. Le troisième chapitre se divise en trois parties. La première consiste en la présentation de l'ensemble des résultats de mesures de vitesse de propagation des ondes P et S sur les échantillons secs et saturés à 0 bar de pression. La seconde partie étudie la relation entre les valeurs de vitesses en fonction des paramètres pétrophysiques (porosité, masse volumique et fraction argileuse). Cette analyse permettra de proposer une loi empirique de la vitesse en fonction de la porosité de quelques lithofaciès identifiés sur le terrain. La troisième partie traite de l'influence de la pression sur les mesures de vitesses des échantillons prélevés à l'affleurement.

## 2.2. VITESSES DE PROPAGATION DES ONDES DANS UN MILIEU POREUX

Il s'agit dans ce chapitre de faire une synthèse bibliographique des principales lois régissant les vitesses de propagation des ondes dans un milieu poreux.

Une onde peut être décrite comme étant une déformation du milieu de propagation (solide, fluide) dans l'espace. Dans le cas d'un milieu homogène, infini et isotrope, deux types d'ondes peuvent se propager; les ondes P (ou de compression) où les particules de matière se déplacent selon la direction de la propagation (polarisation longitudinale) tandis que dans le cas des ondes S (ou de cisaillement) les particules vibrent selon un plan perpendiculaire à cette direction (polarisation transverse)(Fig. 2.1). Chacune de ces ondes est caractérisée par une vitesse propre Vp pour les ondes P et Vs pour les ondes S. Dans un milieu élastique, isotrope et homogène, ces vitesses sont reliées aux modules élastiques (K et μ) par les relations suivantes:

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{3}{4}\mu}{\rho}} \qquad \text{(II. 1)}$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \qquad \text{(II. 2)}$$

K, le module d'incompressibilité du milieu
μ, le module de cisaillement du milieu,
ρ, la masse volumique du milieu

Les ondes P se propagent plus rapidement que les ondes S. Le module de cisaillement des fluides étant nul, il ne peut s'y propager d'onde S.

L'application directe de ces deux relations est difficile, car elles ne prennent pas en compte explicitement la présence de pores, de microfractures et du type de fluide contenu.

Des études sur la relation entre les comportements des ondes élastiques et les paramètres pétrophysiques des roches ont été menées pour créer des modèles théoriques. Ils ont pour but de reproduire les variations de vitesse observées expérimentalement. Ces modèles décrivent la roche comme un agrégat d'éléments solides entre lesquels se trouvent des vides saturés ou non de fluide. La roche est faite d'une matrice, association de différents minéraux. Le squelette de la roche correspond à cet agrégat de grains séparés par des pores vides mais connectés. Il constitue la charpente solide de la roche.

Gassmann (1951) propose une expression simple du module d'incompressibilité d'une roche en fonction de sa porosité (Φ) et des différents modules d'incompressibilité de la matrice rocheuse sèche, des grains et du fluide contenu dans les pores. La matrice est la partie solide de la roche, c'est-à-dire l'ensemble des cristaux. Cette équation, dans le cas d'un seul minéral, relie les modules d'incompressibilité de la roche saturée et le module d'incompressibilité de la roche sèche:

$$\frac{K_{sat}}{K_0 - K_{sat}} = \frac{K_{sec}}{K_0 - K_{sec}} + \frac{K_{fl}}{\Phi\left(K_0 - K_{fl}\right)} \qquad \text{(II. 3)}$$

$K_{sec}$, module d'incompressibilité de la roche sèche (squelette),
$K_{sat}$, module d'incompressibilité de la roche saturée en fluide,
$K_0$, module d'incompressibilité du minéral constituant la roche,
$K_{fl}$, module d'incompressibilité du fluide contenu dans les pores,
Φ, la porosité totale de la roche.

La relation présentée par Gassmann (1951) ne prédit aucun changement du module de cisaillement avec la saturation, soit:

$$\frac{1}{\mu_{sat}} = \frac{1}{\mu_{sec}} \qquad \text{(II. 4)}$$

$\mu_{sat}$, module de cisaillement de la roche saturée,
$\mu_{sec}$, module de cisaillement de la roche sèche.

Pour établir ces relations, Gassmann estime que le réseau poreux de la roche est statistiquement isotrope et indépendant de la géométrie des pores. Cette théorie suppose la connexion de tous les pores de la roche. De plus, les modules élastiques de chaque grain constituant la matrice sont considérés comme identiques. Ces relations sont limitées à des fréquences suffisamment basses pour que la pression de pores soit équilibrée dans tout le réseau poreux. L'application de ces relations aux données de vitesse issues des profils de sismique réflexion fournit de bons résultats (Mavko *et al.*, 1993) car l'hypothèse de basse fréquence se justifie. Les mesures de vitesse dans les puits peuvent ne pas être situées dans la gamme de fréquences compatible avec l'application des relations de Gassmann (cela arrive pour certaines lithologies et viscosité du fluide). Par contre, les relations II.3 et II.4 ne sont pas applicables aux mesures de vitesses à partir de fréquences ultrasonores (Wang et Nur, 1992).

La relation de Gassmann est principalement utilisée pour prédire les modules d'une roche saturée à partir du module de la roche sèche, et *vice versa*. En considérant que les modules d'incompressibilité de la roche sèche (squelette) et du minéral constituant la roche sont fixés, l'équation (II.3) peut s'écrire :

$$\frac{K_{sat1}}{K_0 - K_{sat1}} - \frac{K_{fl1}}{\Phi(K_0 - K_{fl1})} = \frac{K_{sat2}}{K_0 - K_{sat2}} - \frac{K_{fl2}}{\Phi(K_0 - K_{fl2})} \quad \text{(II. 5)}$$

$K_{sat1}$ et $K_{sat2}$ , les modules d'incompressibilité de la roche saturée des fluides 1 et 2,
$K_{fl1}$ et $K_{fl2}$ , les modules d'incompressibilité des fluides 1 et 2.

Cette relation a été utilisée au cours de ce travail pour simuler la présence d'hydrocarbures dans la couche dolomitique du modèle géologique (Troisième partie).

Biot (1956) élabore une théorie permettant de prédire les vitesses des ondes dans les roches saturées à différentes fréquences à partir des propriétés élastiques des roches sèches. Il suppose que la roche est homogène à l'échelle de la longueur d'onde du signal utilisé. Ce formalisme inclut la perméabilité des roches sous la forme de mécanismes interactifs entre le fluide et la matrice minérale de la roche. L'un de ces mécanismes est le couplage inertiel entre le fluide et le solide prenant en compte leurs mouvements relatifs. Ce phénomène nécessite des échantillons présentant une bonne perméabilité. Aux basses fréquences, la formulation de Biot des modules d'incompressibilité et de cisaillement est identique à celle de Gassmann. Quand la fréquence augmente de zéro à l'infini, la vitesse prédite par la théorie de Biot n'augmente que de 1 à 3% (Wang *et al.*, 1991).

Afin de prendre en compte la géométrie du réseau poreux des roches sédimentaires, Kuster et Toksoz (1976) ont développé une théorie pour calculer les vitesses de propagation des ondes dans les milieux poreux. Ces auteurs considèrent différentes formes de pores, sphériques, en aiguilles, en disques. Ils estiment que le milieu est isotrope et que la distribution des pores est aléatoire. Dans le cas où la roche ne contient que des pores sphériques, la relation proposée des vitesses des ondes P et S est identique à celle de Gassmann (1951). La différence majeure entre ces deux modèles se situe dans la prise en compte de pores fins sphériques et de microfractures. Kuster et Toksoz incorporent, dans leur calcul de vitesses, le coefficient de forme des pores $\alpha$. Ce coefficient varie de 0, pour les pores aplatis ou allongés (microfracture,) à 1 pour les pores sphériques (Fig. 2.2). Cette méthode est particulièrement indiquée pour déterminer le type de pores présents dans des échantillons de grès à partir de mesures de vitesses en laboratoire. L'inconvénient de ce modèle est que la valeur de porosité d'une roche ne peut être déterminée directement par l'analyse des vitesses des ondes P d'une roche (Tao et King, 1993).

Dans tous ces modèles mathématiques, la porosité joue un rôle crucial sur la propagation des ondes dans les roches sédimentaires. De manière générale, dans tous les matériaux, les vitesses des ondes P et S diminuent lors de l'augmentation de la porosité. Wyllie *et al.* (1956) appliquent "l'équation du temps de trajet moyen" aux roches sédimentaires, fondée sur les hypothèses de la théorie des rais sismiques. L'expression du temps de trajet moyen indique que le temps de trajet de l'onde dans la roche est la somme de son temps de trajet dans la phase minérale (la matrice) et de son temps de trajet dans le fluide contenu dans le réseau poreux. La traduction mathématique de ces hypothèses conduit à la vitesse de propagation (V) des ondes P[1] en fonction de la porosité ($\Phi$) des roches sédimentaires (Fig. 2..3)::

$$\frac{1}{V} = \frac{\Phi}{V_f} + \frac{1-\Phi}{V_r} \quad \text{(II. 6)}$$

où
$\Phi$, porosité totale de la roche,
V, vitesse de propagation des ondes P de la roche saturée en fluide,
$V_f$, vitesse de propagation des ondes P dans le fluide,
$V_r$, vitesse de propagation des ondes P dans la matrice rocheuse.

Cette relation n'est réellement applicable que pour des échantillons saturés en fluide (eau, saumure, huile...) et des roches à composition minéralogique relativement uniforme. Lorsque la porosité est nulle, la vitesse des ondes P est proche de la vitesse de la matrice de la roche.

[1] L'inverse de la vitesse a la même signification qu'un temps de trajet pondéré par l'inverse de la vitesse, c'est-à-dire un temps nécessaire pour parcourir une distance. Cela explique le nom "d'équation de temps de trajet moyen" de la formule de Wyllie *et al.* (1956).

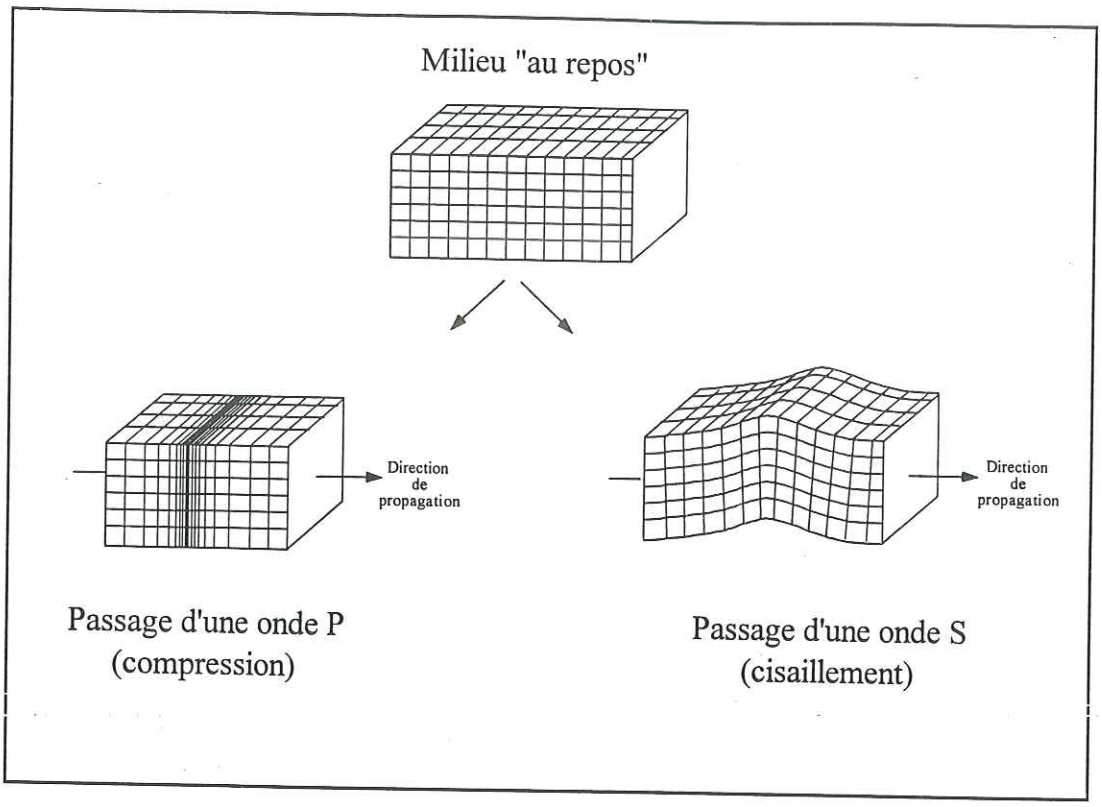



Fig. 2.1 - Déformations associées à la propagation des ondes P (ou de compression) et des ondes S (ou de cisaillement) dans un milieu homogène et isotrope.

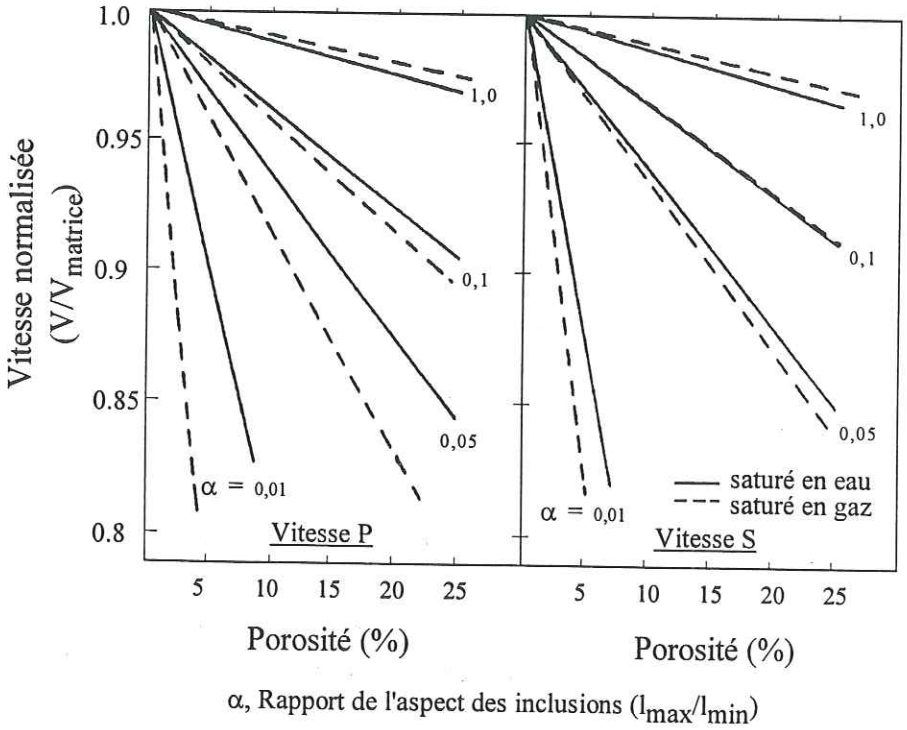



Fig. 2.2 - Calcul des vitesses P et S (V) en fonction de la porosité d'échantillons saturés d'eau ou de gaz incorporant le coefficient de forme des pores, α, rapport de la longueur maximale et de la longueur minimale observées (Kuster et Toksoz, 1976).

Cette relation est parfois appliquée pour connaître les variations de porosité dans un puits (Angeleri et Carpi, 1982 par exemple). Son utilisation dans l'interprétation de données de puits peut nécessiter l'ajout d'un coefficient de correction de la compaction. En laboratoire, la relation de Wyllie *et al.* (1956) n'est que rarement vérifiée (Raymers *et al.* 1980). Par rapport aux mesures ultrasonores, l'équation des temps moyens permet de déterminer des vitesses P qui sont sous-estimées pour les faibles porosité et surestimées pour les fortes porosités (Raymers *et al.* 1980; Bourbié et al., 1986).

La formule de Wyllie *et al.* (1956) a fait l'objet de modifications afin de différencier les roches consolidées (porosité inférieure à 35%) et les sédiments marins non consolidés (porosité supérieure à 45%). Raymers *et al.* (1980) proposent les relations suivantes (Fig. 2.3)

1 – pour les roches consolidées:

$$V = (1-\Phi)^2 V_r + \Phi V_f \qquad \text{(II. 7)}$$

2 – pour les roches non consolidées (sédiments marins):

$$\frac{1}{\rho V^2} = \frac{\Phi}{\rho_f V_f^2} + \frac{1-\Phi}{\rho_s V_r^2} \qquad \text{(II. 8)}$$

Dans la littérature, de nombreux auteurs ont testé ces relations ou définissent d'autres relations empiriques entre les mesures acoustiques et la porosité sur des mesures en laboratoire ou aux puits (Gardner *et al.*, 1974; Domenico, 1976; Gregory, 1977; Timur, 1978). De nombreuses études traitent d'échantillons de sables et de grès (Castagna *et al.*, 1985; Bourbié et Zinszner, 1985; Han *et al.*, 1986; Strandenes et Blangy, 1991). Ces roches, constituées par l'agencement de grains sphéroïdiques, présentent un réseau poreux relativement simple (principalement intergranulaire). La diagenèse, qui couvre l'ensemble des processus physico-chimiques qui transforment les sédiments en roches, n'a qu'un faible impact sur ces roches.

La porosité des roches mise à part, d'autres paramètres influencent les mesures de vitesses des ondes P et S en laboratoire ou *in situ*.

L'argilosité des roches apparaît également comme un facteur important influençant les valeurs de vitesse de propagation des ondes. Du point de vue théorique, l'impact des argiles sur les vitesses des ondes dans les roches reste assez peu connu. Ceci est dû principalement à la grande diversité minéralogique des argiles, à la variabilité de leur cristallinité et de leur texture et, enfin, à une porosité et une teneur en eau variables.

Han *et al.* (1986), à partir de mesures en laboratoire, propose une relation empirique linéaire entre les mesures de vitesses des ondes P et S, la porosité et la fraction argileuse contenue dans des grès. Cette expression s'écrit :

$$V = c - b\phi - aC \qquad \text{(II. 9)}$$

$\phi$, porosité totale des roches
V, vitesse de propagation des ondes P ou S
C, fraction argileuse des roches
a, b, c, coefficients de la droite de régression qui varient en fonction de la pression.

Ces résultats confirment ceux de Tosaya et Nur (1982) sur les grès argileux. Castagna *et al.* (1985) établissent, à partir de nombreuses données de puits, des relations empiriques entre les valeurs de vitesses des ondes P et S et l'association porosité - argilosité pour les roches siliciclastiques. Ces auteurs démontrent ainsi la nécessité de prendre en compte la fraction argileuse des roches pour avoir une prédiction fiable de la porosité dans les roches réservoirs.

Généralement, l'augmentation de la pression conduit à une augmentation des vitesses de propagation des ondes dans les milieux poreux (Gregory, 1977; Bourbié *et al.*, 1986). L'étude des effets de la variation de pression effective sur les mesures de vitesses en laboratoire permet de les relier aux mesures acquises *in situ* (diagraphies de puits) où les roches subissent d'importantes contraintes principalement dues à leur enfouissement. La pression effective est définie comme la différence entre la pression de confinement (pression à laquelle l'échantillon est soumis) et la pression de pores (pression du fluide à l'intérieur des pores). Seule cette différence a une influence significative sur les vitesses des ondes élastiques (Gregory, 1977).

Globalement, la pression de confinement conduit à une augmentation de la vitesse de propagation des ondes dans les roches (Fig. 2.4), par la fermeture des "défauts mécaniques" des roches, c'est-à-dire des microfractures, des joints, des microfissures... Cet effet peut se résumer par un accroissement de la rigidité du squelette de la roche, son module d'incompressibilité augmentant alors pour se stabiliser à forte pression (Bourbié *et al.*, 1986). La courbe de la vitesse en fonction de la pression de confinement a une tendance asymptotique, les valeurs se rapprochant de la "vitesse terminale" à quelques centaines de bars de pression.

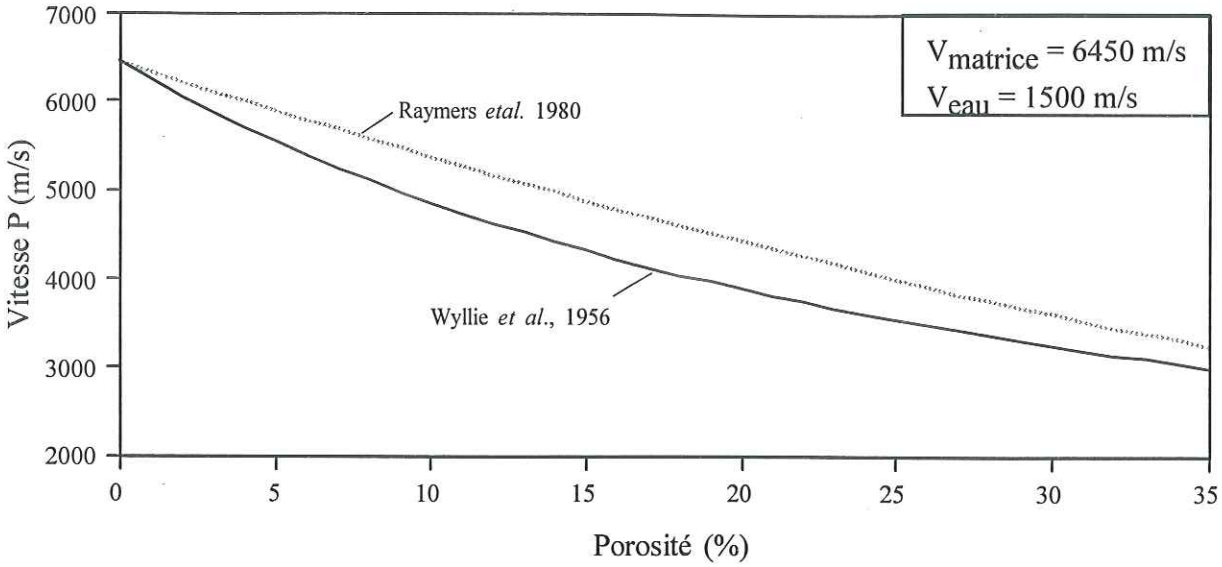



Fig. 2.3 - Relations vitesse des ondes P - porosité pour les calcaires selon Wyllie et al. (1956) et selon Raymers et al. (1980) pour les roches consolidées.

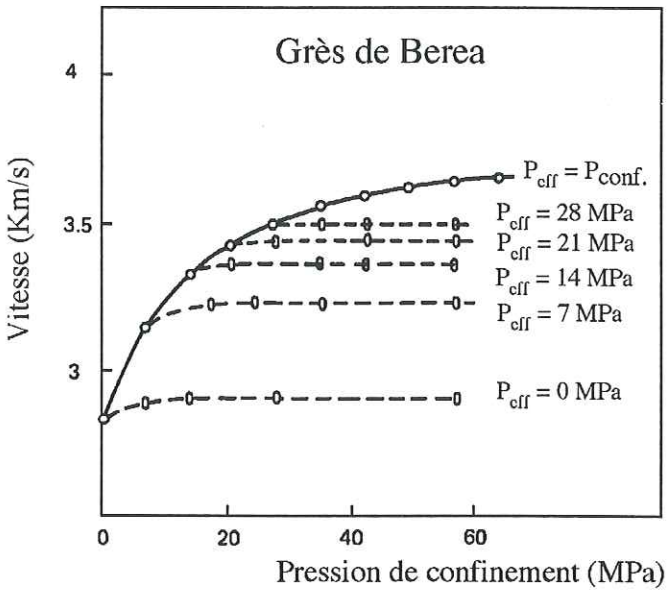



Fig. 2.4 - Vitesses des ondes de compression dans un échantillon de grès en fonction de la pression de confinement et de la pression effective (mesures ultrasonores) (Bourbié *et al.*, 1986).

## 2.3. VITESSES DE PROPAGATION DES ONDES DANS LES ROCHES CARBONATEES

Dans toutes les théories développées sur la propagation des ondes élastiques dans les roches, la composition minéralogique apparaît comme l'un des facteurs clés. Pour les roches sédimentaires, les vitesses de propagation des ondes élastiques varient en fonction de la lithologie. Les propriétés acoustiques de la matrice de la roche sont fonctions de sa composition minéralogique. Pour les calcaires et les dolomies, les mesures de laboratoire des vitesses de propagation des ondes élastiques dans les minéraux purs de calcite et de dolomite sont figurés dans le tableau 2.1. Les valeurs de vitesses des ondes P et S d'une roche dépendent directement de la vitesse dans chacun des minéraux qui la constituent et de la proportion volumique de chacun d'eux.

Il existe relativement peu d'études publiées consacrées spécifiquement aux vitesses de propagation des ondes dans les roches carbonatées mesurées en laboratoire (Rafavitch *et al.*,1989; Wang *et al.*, 1991; Anselmetti et Eberli., 1994; Han, 1996). La détermination de relations empiriques entre vitesses des ondes P et porosité pour les roches carbonatées montre une grande dispersion des valeurs de vitesse, contrairement aux sables et grès. Cet effet s'explique par l'existence de propriétés intrinsèques aux roches carbonatées (réseau poreux complexe, cimentation ou variation de la composition minéralogique), résultat de l'interaction entre dépôt et évolution diagénétique (Rafavitch *et al.*,1989). Ces auteurs soulignent, à partir de mesures en laboratoire, le manque de relation directe entre lithofaciès et vitesses des ondes acoustiques dans les calcaires. Anselmetti et Eberli (1994) montrent l'influence et l'impact de la diagenèse sur les mesures acoustiques des calcaires issus du carottage de puits (Fig. 2.5). Ces auteurs proposent différentes évolutions des vitesses des ondes P en fonction de la porosité pour différents processus diagénétiques affectant les roches ou les sédiments. Ces transformations influencent directement les vitesses de propagation des ondes dans les calcaires par modification du réseau poreux. Anselmetti et Eberli (1994) constatent que le type de pore affectant les roches carbonatées agit directement sur leurs modules élastiques. Certaines des transformations diagénétiques, comme la compaction précoce du sédiment ou la cimentation des grains, conduisent à l'augmentation de la vitesse de propagation des ondes P. D'autres phénomènes, comme les dissolutions sélectives ou non, accroissent la porosité des roches diminuant ainsi la vitesse des ondes P. La dolomitisation secondaire de type sucrosique des calcaires tend également à diminuer la vitesse des ondes P de ces roches par la modification du réseau poreux. Han (1996), par des mesures de laboratoire, montre l'impact du type de pore présent dans les calcaires. A valeur de porosité équivalente, les valeurs de vitesse P et S sont plus faibles pour une roche à pores intergranulaires que vacuolaires.

Dans les roches carbonatées, la présence d'une fraction argilo-détritique, associée ou non à la porosité, contribue à diminuer les valeurs de vitesse des ondes P et S (Stafleu, 1994; Han, 1996). L'impact des minéraux argileux reste peu étudié dans les calcaires.

Les calcaires sont connus pour posséder des caractéristiques acoustiques moins dépendantes aux pressions de confinement que les grès (Cadoret, 1993; Han, 1996). Ce phénomène s'explique par la forte cimentation des grains constituants ces roches ce qui engendre une forte cohésion.

| | Calcite | | | | Dolomite | Quartz |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Masse volumique ($g/cm^3$) | 2,71 | 2,71 | 2,70 | 2,71 | 2,87 | 2,65 |
| Vitesse P (m/s) | 6260 | 6640 | 6260 | 6530 | 7340 | 6000 |
| Vitesse S (m/s) | 3240 | 3440 | 3420 | 3360 | 3960 | 4110 |
| Vp/Vs | 1,93 | 1,93 | 1,83 | 1,94 | 1,85 | 1,47 |

Tabl. 2. 1 : Exemple de valeurs de vitesses de propagation des ondes dans les minéraux constituants les roches carbonatées (Données compilées dans la littérature par Mavko *et al.* (1996)).

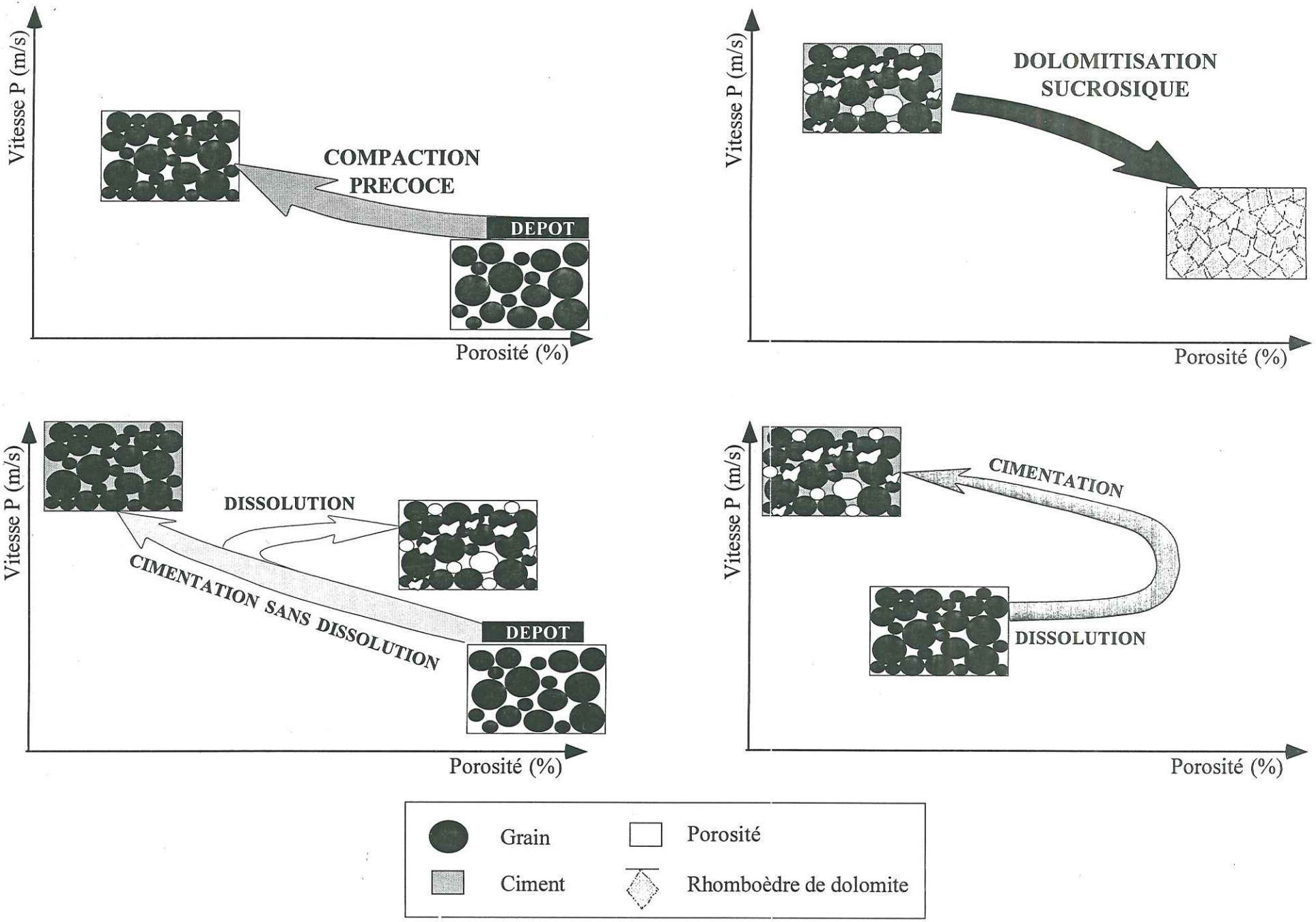



Fig. 2.5 – Effets de différents processus diagénétiques après dépôt des sédiments carbonatés sur la relation entre vitesses de propagation des ondes Pet la porosité (d'après Anselmetti et Eberli, 1994). Les mesures des vitesses ont été effectuées sur échantillons en laboratoire.

## 2.4. Mesures de quelques parametres petrophysiques des calcaires du Vercors

### 2.4.1 Echantillonnage des différents faciès sur le terrain

Exception faite des marno-calcaires trop friables pour être prélevés, les six autres lithofaciès (calcaires à rudistes, calcaires récifaux, calcaires bioclastiques grossiers, calcaires bioclastiques fins, calcaires hémipélagiques et dolomies) ont été échantillonnés en différents endroits de la bordure méridionale du massif du Vercors (Fig. 2.6). Cet échantillonnage a consisté à prélever une dizaine de blocs rectangulaires par lithofaciès identifié, suffisamment gros (30 cm x 30 cm x 15 à 20 cm) pour en extraire un cube de dix centimètres de côté et ainsi diminuer les problèmes d'altération superficielle liés à la position en surface de ces roches. Ce mode d'échantillonnage exclut toutes les roches trop fracturées et celles ne présentant qu'une faible cohésion comme les marnes. Chaque cube de roche est situé géographiquement, positionné dans la série stratigraphique et orienté par rapport au nord. Dans chaque échantillon, une lame mince a été taillée; elle permet d'étudier le réseau poreux présent dans les roches.

Dans chacun des cubes de roche, des cylindres d'un diamètre de 2,5 centimètres ont été carottés suivant la verticale. Toutes les mesures (porosité, masse volumiques et vitesses P) présentées dans ce mémoire ont été effectuées selon la verticale et avec une position du nord constante.

### 2.4.2 Le réseau poreux présent dans les échantillons du Vercors.

Les lames minces issues des différents échantillons prélevés à l'affleurement permettent d'étudier les différents constituants et le réseau poreux de ces roches carbonatées. Cette étude pétrographique a surtout porté sur les types de porosité qui affectent les échantillons du Vercors. Dans ce chapitre, la nomenclature des différentes porosités de Choquette et Pray (1970) est employée.

Les différents types de pores observés dans les échantillons du Vercors méridional sont figurés sur la planche 8. Dans ces roches carbonatées, seules des porosités secondaires ont pu être identifiées, les échantillons prélevées n'ont pas permis de mettre en évidence de porosités primaires, comme c'est le cas dans certains niveaux des Calcaires urgoniens du Vercors septentrional et en Chartreuse (Arnaud-Vanneau *et al.*, 1993; Arnaud-Vanneau et Carrio-Schaffhauser, 1994).

Dans les calcaires, deux grands types de porosité peuvent être observés, une porosité moldique et une porosité vacuolaire. La porosité moldique se localise essentiellement dans d'anciens rhomboèdres de dolomite dissous (Pl. 8). Ce type de porosité est présent dans une grande majorité des échantillons étudiés, sans différenciation de faciès. Ce type de porosité peut évoluer vers une porosité de type vacuolaire. La circulation d'eau superficielle peut induire cette évolution du réseau poreux. Parfois, la porosité présente est essentiellement vacuolaire. Dans ce cas, on obtient le stade ultime de l'évolution de la porosité. Ce type de porosité peut être de taille réduite dans les calcaires hémipélagiques.

Un unique spécimen présente une porosité de type intraorganique et il se localise dans les loges d'un madréporaire. Quelques échantillons peuvent montrer également une porosité de fracture ou de stylolithe, liée à une déformation tardive de ces roches.

Dans les dolomies sucrosiques, une porosité intercristalline est présente entre les rhomboèdres de dolomies. Cette porosité est associée à une bonne connexion des pores grâce à la grande taille (millimétrique) de ces cristaux. Dans quelques rares échantillons, cette porosité évolue vers une porosité de type vacuolaire par dissolution, sous l'action d'eau météorique, des rhomboèdres de dolomite. Il est à noter que la porosité intercristalline des dolomies est répartie de manière hétérogène dans ces roches.

En conclusion, les échantillons de roches carbonatées du Vercors, récoltés à l'affleurement, montrent le développement d'un système poreux secondaire, sans conservation de la porosité primaire. Ils sont affectés d'une porosité de type vacuolaire, moldique et de fracture. Une porosité intercristalline se localise uniquement dans les dolomies à texture sucrosique.

La porosité moldique est issue de la dissolution sélective de rhomboèdres de dolomies automorphes, d'origine secondaire. Ce type de porosité évolue vers une porosité vacuolaire non sélective par circulations d'eaux superficielles. La présence de ces rhomboèdres de dolomite dans les différents faciès est issue du faible enfouissement des calcaires urgoniens de la plate-forme du Vercors (Moss et Tucker, 1995). Durant cette étape diagénétique, la libération d'eau connée par compaction des boues pélagiques de l'Hauterivien cause la dolomitisation partielle des calcaires de la plate-forme urgonienne.

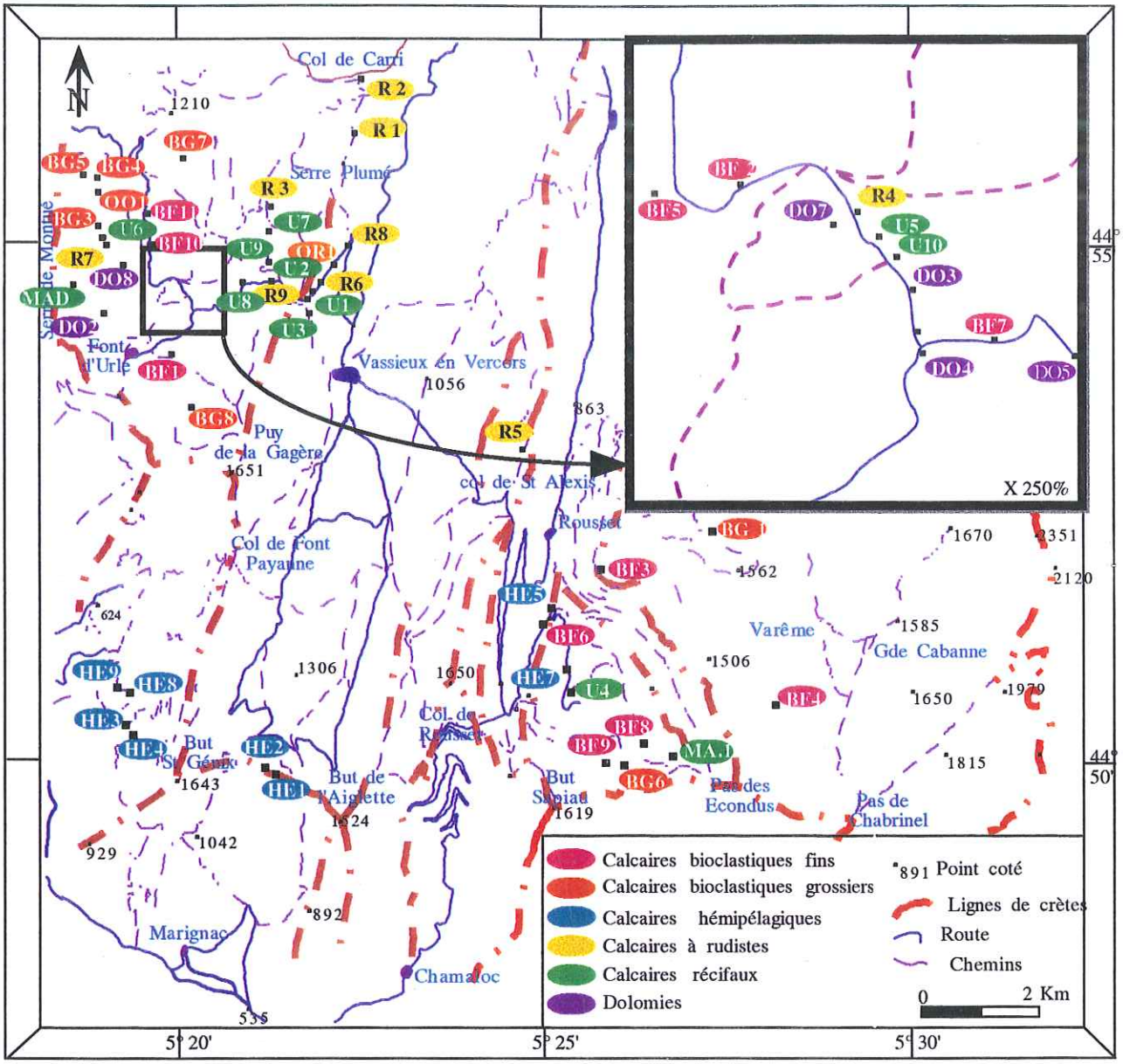
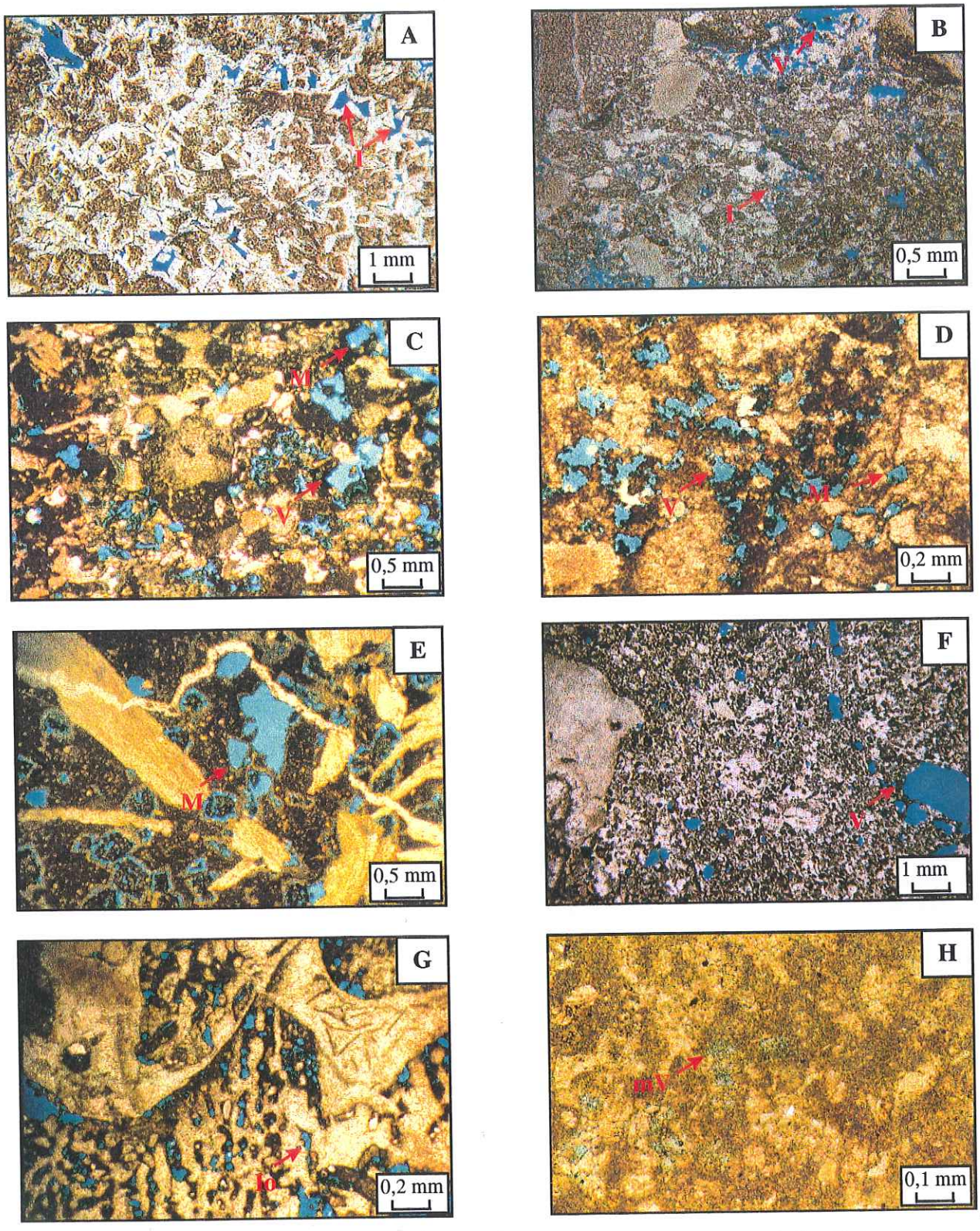



Fig. 2.6 - Carte de répartition géographique des échantillons récoltés pour les mesures pétrophysiques.




Pl. 8 – Les différents types de porosité observés dans les échantillons du Vercors méridional (la porosité est colorée en bleu)

Figure A : Porosité intercristalline (I) dans une dolomie sucrosique.
Figure B : Porosité intercristalline (I) à vacuolaire (V).
Figure C : Porosité moldique (M) (dissolution de rhomboèdres de dolomies) évoluant vers une porosité vacuolaire (V).
Figure D : Porosité moldique (M) (dissolution de rhomboèdres de dolomies) évoluant vers une porosité vacuolaire (V).
Figure E : Porosité moldique (M) (dissolution de rhomboèdres de dolomies).
Figure F : Porosité vacuolaire (V).
Figure G : Porosité intraorganique (Io) qui se localise dans un fragment de madréporaire.
Figure H : Porosité micro-vacuolaire (mV) dans un calcaire hémipélagique.

### 2.4.3 Mesures de la porosité et de la masse volumique des échantillons du Vercors

*2.4.3.1 Principes de mesure de la masse volumique et de la porosité.*

Par définition, la porosité ($\phi$) est le rapport du volume des vides (Vv) au volume total (Vt) du corps considéré. Elle est déterminée par la relation suivante:

$$\phi = \frac{V_t}{V_v}.100 \qquad \text{(II.10)}$$

La porosité des échantillons a été mesurée par la méthode de la poussée d'Archimède dans un fluide mouillant saturant (Bourbié *et al.*, 1986). Cette méthode permet de mesurer la porosité connectée, c'est-à-dire le volume de vide relié à l'extérieur. De plus, à partir des différents volumes et masses mesurés, la masse volumique de la matrice et la masse volumique globale ("bulk density") des échantillons sont évaluées.

La masse volumique globale ($\rho_{globale}$) est déterminée du rapport de la masse totale ($m_t$) par le volume total du solide considéré.

$$\rho_{globale} = \frac{m_t}{V_t} \qquad \text{(II.11)}$$

De plus, la masse volumique de la matrice est déterminé par le rapport de la masse de la matrice par le volume de la matrice, obtenu par la différence entre le volume total et le volume des vides du solide.

Une relation peut être établie entre la porosité et les masses volumiques globale ($\rho_{globale}$) et de la matrice ($\rho_{matrice}$) de la roche concernée. L'expression reliant ces quantités s'écrit:

$$\frac{\%porosité}{100} = 1 - \frac{\rho globale}{\rho matrice} \qquad \text{(II.12)}$$

*2.4.3.2 Distribution des valeurs de porosité suivant le lithofaciès*

Les roches carbonatées sont connues pour être relativement peu poreuses. En général, leur porosité se situe entre 5 et 15% du volume de roche (Choquette et Pray, 1970; Mazzullo et Chilingarian, 1992). Sur l'ensemble des échantillons étudiés, la porosité des roches est faible, comprise entre 0 et 10,8% (Fig. 2.7). Une forte majorité d'échantillons (80% du nombre total) affiche une porosité inférieure à 6%, dont 35% ont une porosité inférieure à 1%.

La valeur de porosité diffère d'un lithofaciès à l'autre (Fig. 2.8). Les calcaires hémipélagiques présentent une porosité nulle à faible, tandis que les faciès bioclastiques fins et grossiers montrent une même distribution, avec une forte proportion d'échantillons ayant une porosité comprise entre 0 et 3% (Fig. 2. 6). Par contre, les calcaires récifaux présentent une distribution homogène des porosités entre 0 et 7%. Enfin, les mesures de porosité sur les échantillons de calcaires à rudistes se répartissent en deux pôles, l'un de 0 à 2% et l'autre de 5 à 10% (Fig. 2. 8). Les dolomies, contrairement aux autres calcaires, ont un mode statistique situé entre 5 et 6%. Un seul échantillon présente une porosité supérieure à 10%.

*2.4.3.3 Distribution des valeurs de masse volumique globale suivant le lithofaciès*

Globalement, les calcaires et dolomies échantillonnés sur la bordure méridionale du Vercors ont une masse volumique comprise entre 2,45 et 2,75 g/cm$^3$. La majorité des roches étudiées présente une masse volumique de 2,65 à 2,70 g/cm$^3$. L'origine de ces valeurs proches de la masse volumique de la calcite (2,71 g/cm$^3$) est dû aux faibles valeurs de porosité présente dans ces roches. De plus, l'observation de ces échantillons en lames minces montre l'absence de minéraux autres que la calcite.

En considérant chaque lithofaciès, la plupart des calcaires hémipélagiques ont une masse volumique comprise entre 2,65 et 2,70 g/cm$^3$, seuls trois échantillons présentent une masse volumique plus basse (Fig. 2.9). La présence d'une proportion d'éléments détritiques (argiles et quartz) et le développement d'une microporosité explique cette diminution de masse volumique pour ces échantillons. Les échantillons de calcaires bioclastiques fins et grossiers montrent sur les histogrammes des fréquences une répartition des masses volumiques similaire (Fig. 2.9). Les calcaires récifaux ont une distribution assez homogène de leur masse volumique entre 2,45 et 2,75 g/cm$^3$. Par contre, les calcaires à rudistes montrent une majorité d'échantillons avec une masse volumique de 2,65 à 2,70 g/cm$^3$ (Fig. 2.9). Les dolomies, malgré une masse volumique de matrice plus élevée (2,87 g/cm$^3$), ont une masse volumique globale étalée entre 2,5 et 2,75 g/cm$^3$ (Fig. 2.9). Ces valeurs relativement faibles s'expliquent par leur porosité et par la présence de cristaux zonés à alternances de dolomie - calcite. Parfois, ces roches montrent la pseudomorphose complète de la dolomie en calcite.

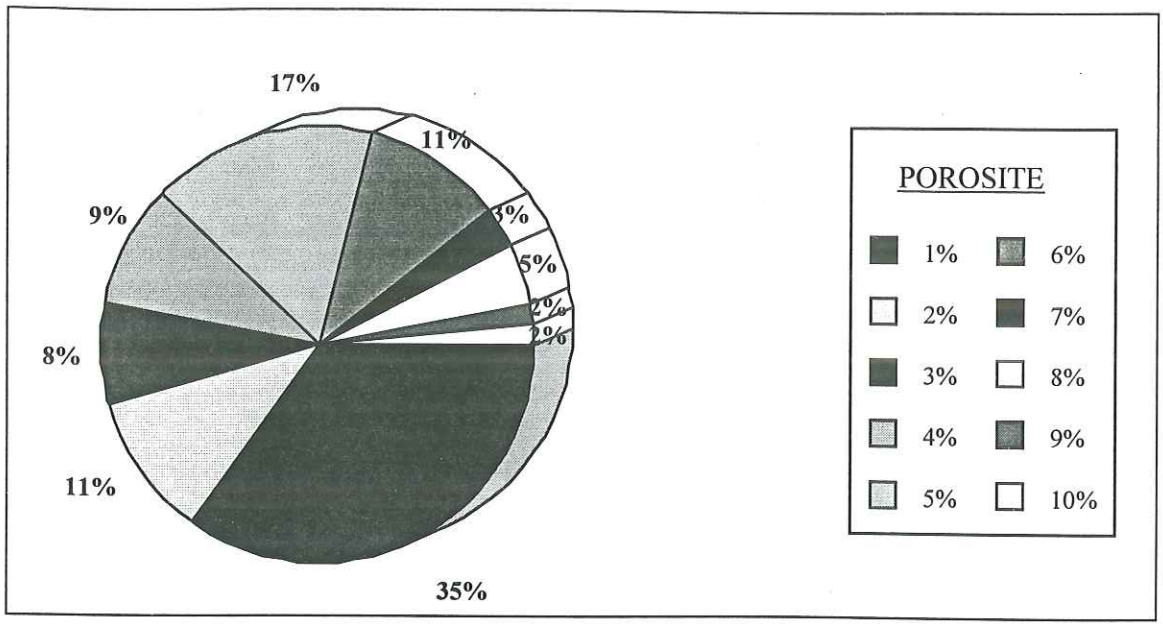



Fig. 2.7 - Fréquence établie sur 89 échantillons (en pourcentages) des mesures de la porosité sur les échantillons.

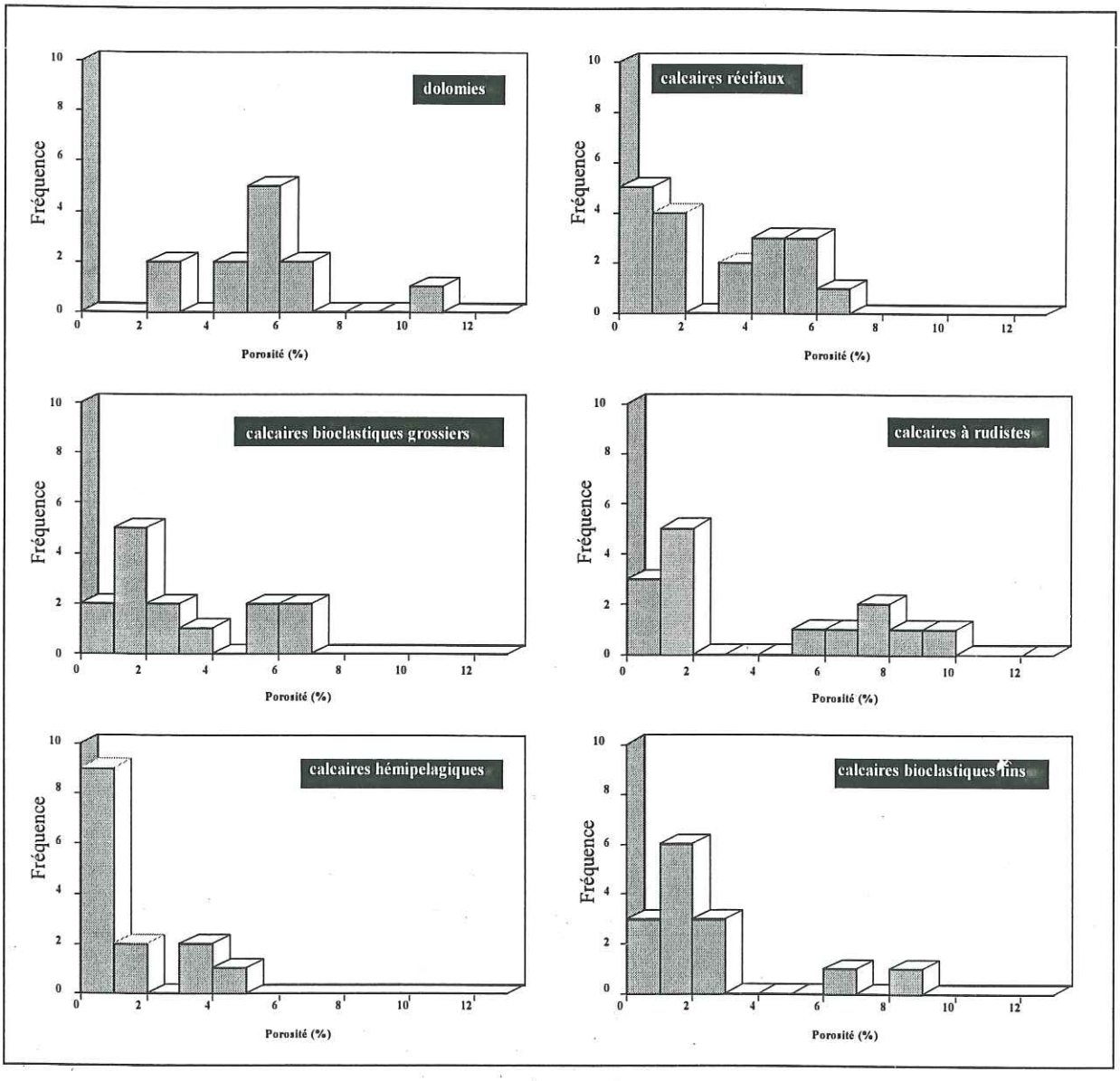



Fig. 2.8 - Histogrammes des fréquences des valeurs de porosité pour chacun des faciès échantillonnés dans le Vercors.

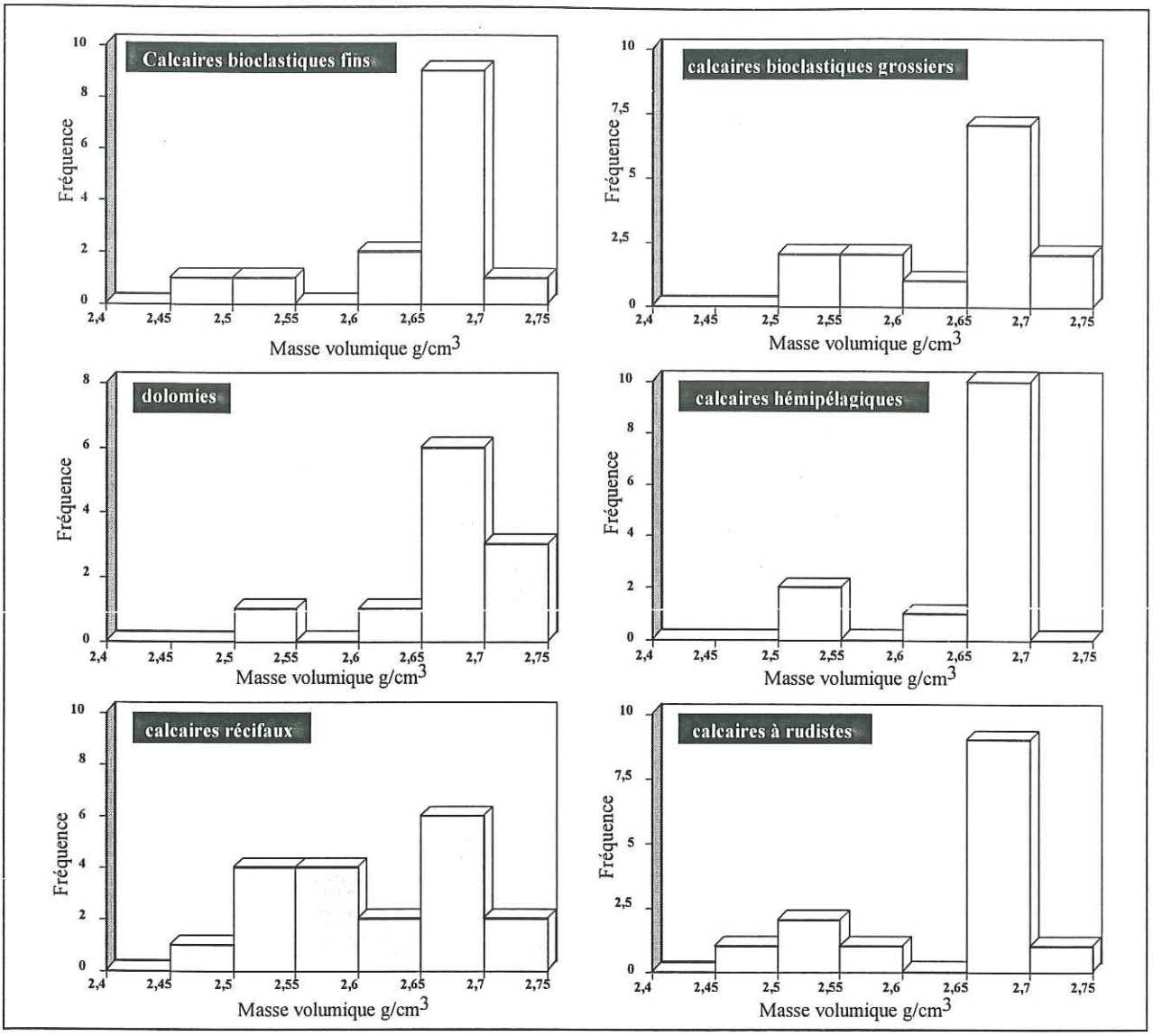



Fig. 2.9 - Histogrammes des fréquences de masse volumique globale ("bulk density") des différents lithofaciès du Vercors.

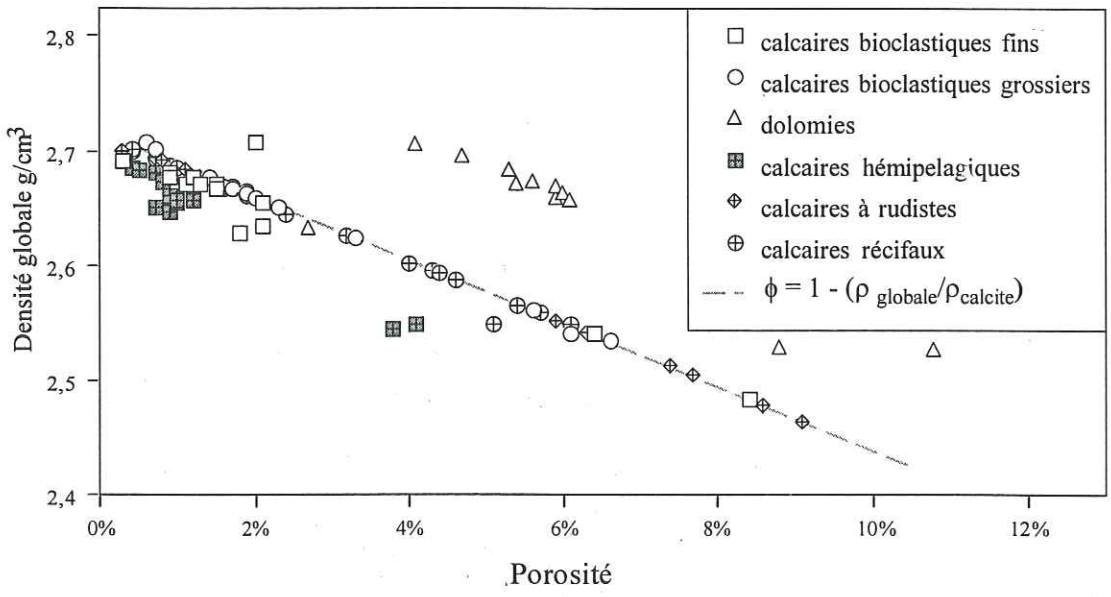



Fig. 2.10 - Relation densité globale - porosité pour les échantillons prélevés du Vercors.

La figure 2.10 présente la masse volumique des échantillons prélevés en fonction de leur porosité. La majorité des échantillons s'aligne suivant l'équation (II.9), avec la masse volumique de matrice de la calcite (2,71 g/cm$^3$). Les calcaires hémipélagiques se situent en dessous de cette droite et se placent le long d'une droite de régression dont la masse volumique de matrice est égale à 2,69 g/cm$^3$. Cette droite a un fort coefficient de corrélation (0.99) qui s'explique par le faible nombre de mesures. La présence d'argiles et/ou de quartz détritique, à masse volumique plus faible, diminue la masse volumique globale de ces roches. Par contre, les dolomies se localisent au-dessus des calcaires, avec une masse volumique de matrice égale à 2,82 g/cm$^3$. La masse volumique des minéraux purs de dolomite est de 2,87 g/cm$^3$. La présence de cristaux zonés à alternances dolomite - calcite ainsi que d'espace intercristallin et de fractures à remplissages calcitiques contribuent à diminuer la masse volumique de ces dolomies sucrosiques.

Sur la figure 2.10, on remarque également que certains échantillons de calcaires ne s'alignent pas sur la droite de régression de la calcite. Plus particulièrement, les échantillons de calcaires bioclastiques fins se "rapprochent" de la droite de régression des calcaires hémipélagiques. L'étude microscopique de ces échantillons souligne la présence de quartz détritique qui diminue la masse volumique globale de la roche. Par contre, un seul échantillon, partiellement dolomitisé, se situe entre les droites de régression de la calcite et des dolomies.

### 2.4.4 Vitesses de propagation des ondes P et S dans les échantillons de roches carbonatées du Vercors.

#### *2.4.4.1 Appareillage et conditions expérimentales*

Les mesures de vitesse de propagation des ondes ont été réalisées sur des échantillons cylindriques, de 2,5 cm de diamètre et de 8 cm de long. Les mesures de vitesse aux conditions atmosphériques ont été réalisées sur les mêmes cylindres employés pour déterminer la porosité et les masse volumiques des roches.

L'échantillon est placé entre deux transducteurs piézo-électriques qui transforment l'impulsion électrique produite par un générateur en une vibration mécanique. Le couplage entre échantillons et transducteurs piézo-électriques est assuré par une faible contrainte uniaxiale (de l'ordre de 0,2 bar) et une fine pellicule de couplant. La reproductivité des mesures de vitesse est fonction de la qualité de ce couplage entre transducteurs et échantillon. Le signal utilisé lors de ces mesures a une fréquence centrale de 500 kHz, la longueur d'onde correspondante est d'environ 1 centimètre. Un oscilloscope relié aux transducteurs piézo-électriques permet de visualiser les signaux recueillis (Fig. 2.11).

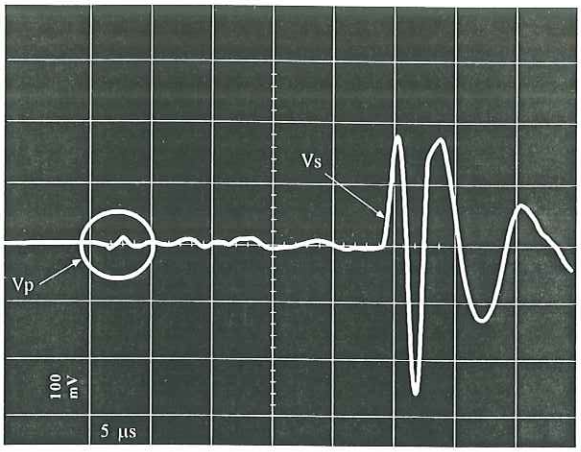



Fig. 2.11 - Localisation temporelle des arrivées associées aux différentes ondes sur l'écran de l'oscilloscope.

Les valeurs de vitesses de propagation des ondes P et S sont calculées à partir du pointé du temps de parcours de première arrivée (impétus) d'une onde transmise (Fig. 2.12). Après avoir soustrait de ce temps la durée de passage du signal dans les transducteurs, le temps de propagation de l'onde à travers l'échantillon est obtenu. Le rapport de la longueur de l'échantillon par le temps de parcours de l'onde permet d'obtenir la vitesse de propagation.

La longueur des échantillons étant connue avec une bonne exactitude, la précision de la mesure de la vitesse dépend de la précision du pointé d'impétus. L'estimation de l'erreur sur les mesures de vitesse des ondes P et S par cette méthode est de l'ordre de 4%.

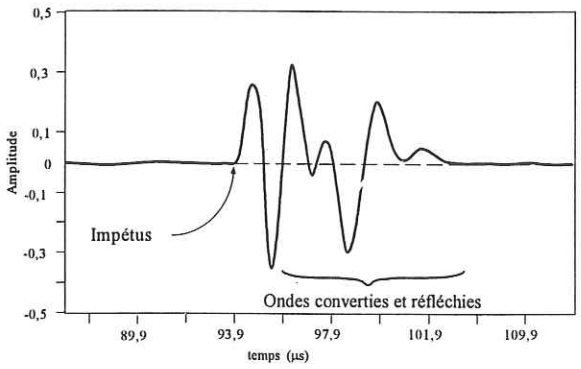



Fig. 2. 12: Illustration de la mesure du temps de trajet de la première arrivée par pointé d'impétus.

Les mesures de la vitesse des ondes S n'ont été effectuées que sur des échantillons secs. Par des mesures en laboratoire, Bourbié *et al.* (1986) mettent en évidence la quasi-indépendance entre la vitesse des ondes de cisaillement et la saturation totale en

fluide. Cette constatation vérifie l'hypothèse de Gassmann (voir § 2 de cette partie). Les mesures des vitesses des ondes S sur échantillons totalement saturés n'ont donc pas été entreprises.

Différentes conditions expérimentales ont été testées sur les calcaires du Vercors. Une série de mesures a été effectuée sur échantillons secs. Les cylindres de roches sont laissés aux conditions de température et de pression du laboratoire. Une autre série de mesures a été réalisée sur échantillons saturés. La saturation complète du réseau poreux des roches nécessite deux étapes. Dans la première, les roches sont placées durant une nuit dans une cloche sous vide. La seconde étape consiste à injecter de l'eau déminéralisée dans l'enceinte hermétique. L'eau pénètre alors dans le système poreux en envahissant tous les volumes disponibles. Par la suite, les échantillons sont conservés aux conditions ambiantes dans un récipient rempli d'eau.

Des mesures sous contrainte uniaxiale et sous pression de confinement ont été également réalisées. Leurs conditions expérimentales seront exposées plus loin dans ce chapitre.

*2.4.4.2 Résultats des mesures de vitesse des ondes P et S aux conditions atmosphériques.*

L'ensemble des mesures de vitesse de propagation des ondes P et S sur échantillons secs et saturés aux conditions atmosphériques sont figurés en annexe (tableau B. 1).

Les valeurs des vitesses des ondes P mesurées sur échantillons secs se distribuent entre 2400 m/s et 6400 m/s. Leur mode statistique est compris entre 5000 m/s et 6000 m/s (Fig. 2.14).

Les vitesses des ondes P mesurées sur échantillons saturés d'eau sont comprises entre 6600 et 4900 m/s. La majorité des échantillons a une vitesse P située entre 6000 m/s et 6500 m/s (Fig. 2.13).

Les vitesses d'ondes S dans les roches carbonatées du Vercors, mesurées seulement sur échantillons secs, ont des valeurs comprises entre 2350 m/s et 3330 m/s. Leur mode statistique se situe entre 3000 m/s et 3250 m/s (Fig. 2.14). Pour les dolomies, la faible cohésion de ces roches introduit un mauvais couplage entre ces échantillons et les transducteurs. Cet effet rend difficile les mesures de vitesse, expliquant le petit nombre (5) de mesures de vitesses des ondes S pour les dolomies.

Les différentes valeurs de vitesses P et S par lithofaciès et mesurées aux conditions atmosphériques sont figurées dans le tableau 2.2. Leur observation montre que, pour les différentes conditions expérimentales appliquées, les différents lithofaciès du Vercors montrent des intervalles de vitesse proche. Cette constatation doit être néanmoins nuancée pour les dolomies et, dans une moindre mesure, pour les calcaires hémipélagiques.

En conclusion, pour les échantillons de roches carbonatées du Vercors, les mesures réalisées montrent qu'il est difficile d'associer une valeur de vitesse P ou S mesurée aux conditions atmosphériques à un faciès donné. L'étude des paramètres influençant la propagation des ondes dans ces roches contribuera à l'analyse des disparités ou des similitudes de la réponse acoustique de chacun de ces lithofaciès.

| | Calcaires à rudistes | Calcaires récifaux | Calcaires bioclastiques grossiers | Calcaires bioclastiques fins | Calcaires hémipélagiques | Dolomies |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $Vp_{sec}$ | 4710 ±190 | 5070 ±200 | 4400 ±170 | 4500 ±180 | 5150 ±200 | 2400 ±100 |
| | 6400 ±230 | 6300 ±250 | 6200 ±250 | 6050 ±240 | 5830 ±230 | 6100 ±240 |
| $Vp_{saturé}$ | 5740 ±230 | 5920 ±240 | 5670 ±230 | 5000 ± 200 | 5350 ± 210 | 4910 ±200 |
| | 6560 ±260 | 6590 ±260 | 6320 ±250 | 6460 ± 260 | 6130 ± 250 | 6070 ±240 |
| Vs | 2680 ±110 | 2980 ±120 | 2900 ±120 | 2740 ±110 | 2980 ±120 | 2350 ±90 |
| | 3330 ±130 | 3330 ±130 | 3260 ±130 | 3330 ±120 | 3150 ±120 | 3300 ±120 |

Tabl. 2. 2 : Valeurs des vitesses P et S des différents lithofaciès identifiés sur la bordure méridionale du Vercors. Ces mesures ont été réalisées sur échantillons secs et saturés (Vitesse P uniquement) et aux conditions atmosphériques.

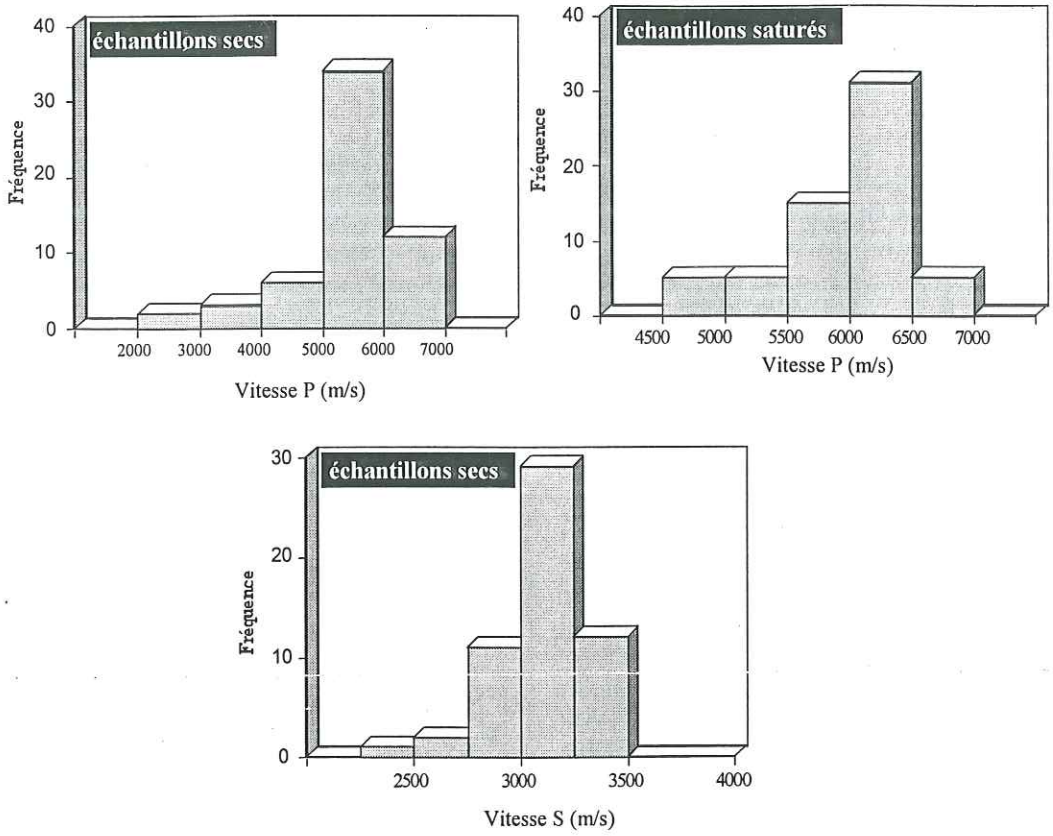



Fig. 2.13 - Histogrammes des fréquences des différentes vitesses P et S mesurées aux conditions atmosphériques sur échantillons secs et saturés du Vercors.

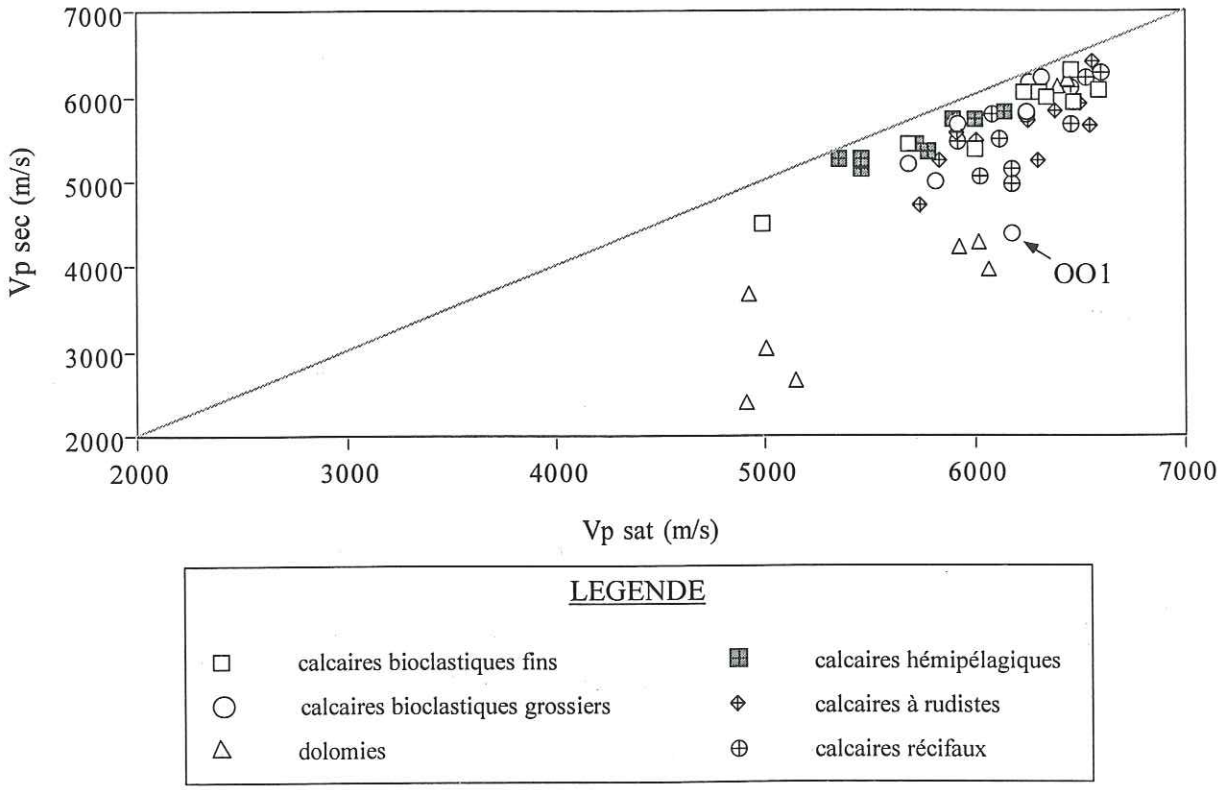



Fig. 2.14 - Mesures de la vitesse des ondes P sur échantillons secs en fontion des mesures de la vitesse des ondes P sur échantillons saturés en eau (Echantillons du Vercors).

*2.4.4.2.1 Effet de la saturation sur les mesures des vitesses des ondes P*

La formule de Gassmann (1951) souligne que les vitesses des ondes dans les roches sont sensibles à la saturation en fluide. Les mesures des vitesses des ondes P sur échantillons secs et saturés permettent d'étudier l'impact de la saturation sur les vitesses associées aux différents lithofaciès (Fig. 2.14). Les échantillons saturés ont des valeurs de vitesse P relativement plus fortes que celles des échantillons secs. Le rapport entre ces deux vitesses permet de différencier les différents lithofaciès. Les calcaires bioclastiques fins et hémipélagiques montrent un rapport Vpsat/Vpsec de 1,01 à 1,11. Les mêmes valeurs s'observent pour les calcaires bioclastiques grossiers, sauf pour l'échantillon OO1 qui présente des microfractures partiellement ouvertes. Ainsi, pour ces lithofaciès, la saturation en eau ne semble avoir qu'un faible impact. Il est peut être lié au faible développement de la porosité dans ces roches.

Par contre, une nette augmentation des valeurs de la vitesse P dans les roches saturées est observée pour les calcaires récifaux et les calcaires à rudistes. Ce phénomène est causé par une porosité plus importante dans ces faciès. L'accroissement de la vitesse P dans les échantillons saturés s'accentue pour les dolomies, bien que ces roches possèdent globalement les mêmes valeurs de porosité que certains calcaires à rudistes ou récifaux. Le rapport Vpsat/Vpsec des dolomies est compris entre 1,4 et 2,05. Ce phénomène s'explique par la texture particulière de ces roches. Les dolomies sucrosiques sont constituées par l'agencement de cristaux automorphes (rhomboèdres) de dolomite peu cimentés. A sec, le squelette de ces roches est relativement peu rigide et facilement déformable, ce qui engendre une vitesse faible des ondes P. Sa saturation totale fait intervenir la compressibilité du fluide lui même ce qui a pour effet d'augmenter la vitesse. Ce phénomène est généralement observé dans les grès ou les sables bien perméables.

En résumé, la saturation en eau ne conduit qu'à une faible augmentation des valeurs de vitesse P des calcaires prélevés. Par contre, les valeurs de vitesse P dans les dolomies montrent une forte sensibilité à la saturation en eau.

*2.4.4.2.2 Le rapport Vp/Vs*

Pickett (1963) a popularisé l'emploi du rapport de la vitesse P sur la vitesse S (mesurées en laboratoire et dans les puits) comme indicateur de lithologie des roches sédimentaires. La figure 2.15, reproduite de l'article de Pickett, montre les variations de ce rapport pour les calcaires, les dolomies et les grès. La figure 2. 16 montre que le rapport Vp/Vs en fonction de Vp mesurées sur échantillons secs permet la discrimination des calcaires et des dolomies. Ce résultat a été déjà observé par Rafavich *et al.* (1984) dans les roches carbonatées. Les calcaires étudiés dans ce travail, sans différenciation de faciès, ont un rapport Vp/Vs mesuré sur échantillons secs compris entre 1,64 et 1,92 (Fig. 2.16). Ces valeurs correspondent à celles généralement admises pour les calcaires (Rafavich *et al.*, 1984; Domenico, 1984). Par contre, les dolomies sont caractérisées par un rapport compris entre 1,3 et 1,56 (Fig. 2. 16). Ces valeurs sont plus faibles que celles présentées dans la littérature (de 1,85 à 1,56). Cet écart peut être expliqué par la texture sucrosique des dolomies du Vercors. Le rapport des valeurs de vitesse P et S de ces dolomies peut conduire à les interpréter comme un grès. Ces derniers sont caractérisés par un rapport de 1,5 à 1,6 (Mavko *et al.*, 1996).

Pickett (1963) observe que le rapport des vitesses des ondes P et S mesurées en laboratoire et au puits est constant pour une large gamme de porosité et reste indépendant de la pression effective. Ce rapport est égal au rapport des vitesses de la matrice rocheuse. A partir des mesures réalisées aux conditions atmosphériques sur les échantillons secs du Vercors, la figure 2.17 représente le rapport des vitesses des ondes P et S en fonction de la porosité. Les échantillons de calcaires faiblement poreux (porosité inférieure ou égale à 3%) sont caractérisés par un rapport Vp/Vs compris entre 1,65 et 1,92. Dans ces valeurs de porosité, les valeurs de ce rapport restent indépendantes de la porosité. Il est à noter qu'un échantillon (OO1) a un rapport de 1,52 pour une porosité de 1,6%. Une telle valeur du rapport peut conduire à l'interpréter comme une dolomie. En fait, cet échantillon est traversé par des microfractures partiellement ouvertes qui conduisent à une valeur de la vitesse P anormalement basse. Pour une porosité supérieure à 3%, le rapport entre les vitesses P et S chute légèrement. Il est compris entre 1,82 et 1,64. L'observation de la décroissance du rapport des vitesses P et S avec une augmentation de la porosité est en accord avec la constatation de Anstey (1991). Cette auteur interprète un tel comportement des roches à une fabrique particulière, c'est-à-dire autre qu'un agencement de grains sphériques. Par contre, les dolomies conservent un rapport proche de 1,52, sans influence notable de la porosité.

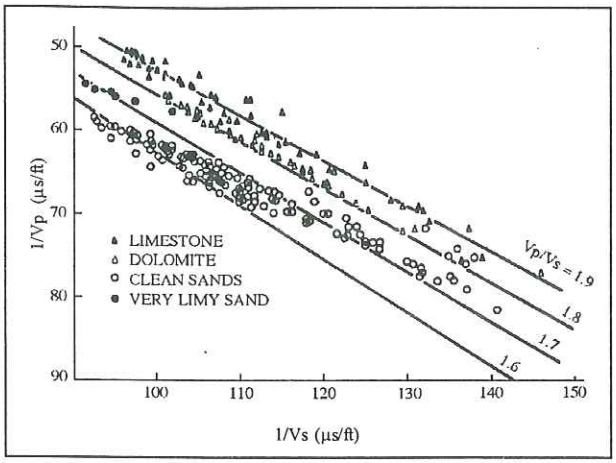



Fig. 2.15 - Inverse de la vitesse des ondes P (1/Vp) en fonction de l'inverse des vitesses S (1/Vs). Mesures de puits et de laboratoires sur des calcaires, dolomies, grès et grès carbonatés (Pickett, 1963).

*2.4.4.3 Relations entre paramètres pétrophysiques et vitesses de propagation.*

*2.4.4.3.1 Relation entre les vitesses de propagation et la porosité des échantillons du Vercors.*

Mesures sur échantillons secs

La figure 2.18 montre les mesures de vitesse des ondes P et S effectuées sur les échantillons secs à pression atmosphérique en fonction de la porosité. Globalement, sur ces deux relations (Vitesses P et S), une diminution de la vitesse est accompagnée d'une augmentation de la porosité. Pour les ondes P, il est facile de discriminer les calcaires des dolomies. Les échantillons de dolomies se localisent entre 4500 m/s et 2200 m/s. Par contre, les échantillons de calcaires ont une vitesse des ondes P supérieure à 4500 m/s, quel que soit leur porosité. Cette observation est contraire à celle présentée par Rafavich *et al.* (1984). Cette différence provient vraisemblablement de la texture des dolomies du Vercors. Ces roches sont issues de processus diagénétiques secondaires. Elles sont caractérisées par l'agencement de cristaux euhédraux et anhédraux de dolomite, relativement peu cimentés. Le squelette de ces roches est relativement fragile et leur vitesse P mesurée sur échantillons secs est faible. De plus, la figure 2.18 permet d'observer que l'échantillon le plus poreux n'a pas la vitesse la plus basse. Pour une porosité de 10,8%, l'échantillon a une vitesse P de 3668 m/s tandis que les échantillons DO3 ont une vitesse P de 2660 et 2390 m/s pour une porosité de 6% environ. Cet effet a pour origine la présence de microfractures qui modifie le comportement mécanique de ces roches. En conclusion, la relation entre les valeurs de vitesse P et la porosité dans les dolomies du Vercors est difficile à définir à cause de la présence de microfractures dans certains échantillons.

Pour les roches calcaires, il est difficile de différencier visuellement les lithofaciès prélevés. Les calcaires se répartissent en deux nuages de points, l'un situé entre 0 et 3% de porosité, le second entre 4 et 9% de porosité. Il est à noter qu'un échantillon de calcaire bioclastique grossier (OO1) est caractérisé par une vitesse P faible (4390 m/s) pour une porosité de 1,6%. Cette vitesse est engendrée par les microfractures présentent dans cet échantillon. De plus, certains échantillons de calcaires bioclastiques fin ont une vitesse P plus faible que les autres lithofaciès à porosité équivalente. Cet effet est produit par la présence d'une fraction argilo-détritique qui contribue à diminuer la vitesse de ces roches.

Pour les vitesses des ondes S, la discrimination entre les calcaires et les dolomies observée sur les mesures de vitesse des ondes P n'existe pas (Fig. 2.18). Pour les calcaires, les deux nuages de points observés précédemment se retrouvent clairement. De plus, l'échantillon le plus poreux présente la vitesse S la plus faible. Cette observation tend à montrer le faible impact des microfractures affectant les dolomies sur les vitesses S, contrairement aux valeurs de vitesse P.

Cette relation entre la vitesse S et la porosité ne permet pas de différencier de façon globale les différents lithofaciès étudiés. Néanmoins, les calcaires hémipélagiques ont une valeur de vitesse S plus faible que les autres calcaires à porosité équivalente. La fraction argilo-détritique contenue dans ces roches contribue à diminuer leur vitesse S.

Mesures sur échantillons saturés en eau.

La figure 2. 18 montre les mesures de vitesse des ondes P effectuées sur échantillons saturés en fonction de la porosité. Comme pour les mesures effectuées sur échantillons secs, une baisse de la vitesse est constatée lorsque la porosité augmente. De plus, l'échantillon le plus poreux n'a pas la plus faible valeur de vitesse P. La microfracturation de l'échantillon tend à diminuer également les vitesses P sur échantillons saturés. Cet effet est cependant amoindri sur les mesures sur échantillons secs. A porosité équivalente, les échantillons de calcaires hémipélagiques ont une vitesse plus basse que les autres calcaires. Cet effet est probablement produit par la proportion d'éléments argilo-détritiques contenues dans ces roches.

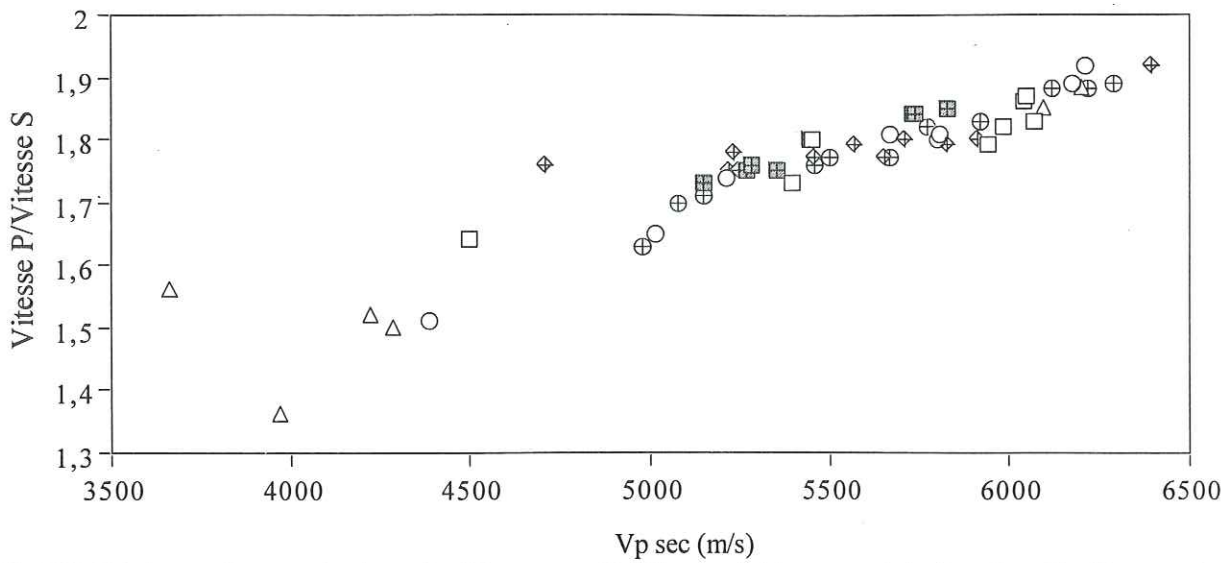



Fig. 2.16 - Relation entre le rapport des vitesses P et S (mesures sur échantillons secs) et les mesures de la vitesse P sur échantillons secs du Vercors.

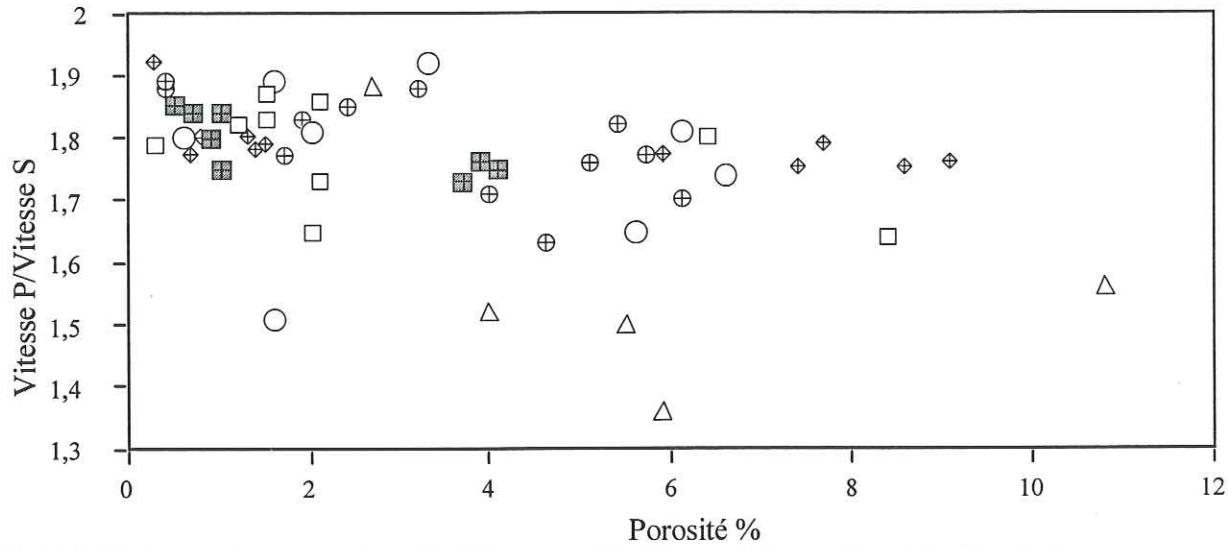



Fig. 2.17 - Relation entre le rapport des vitesses P et S (mesures sur échantillons secs) et la porosité des échantillons du Vercors.

LEGENDE

| | | | |
|---|---|---|---|
| □ | calcaires bioclastiques fins | ▩ | calcaires hémipélagiques |
| ○ | calcaires bioclastiques grossiers | ⌖ | calcaires à rudistes |
| △ | dolomies | ⊕ | calcaires récifaux |

Sur la figure 2.18 sont reportées les courbes de Wyllie *et al.* (1956) et de Raymers *et al.* (1980) pour les roches consolidées appliquées aux calcaires (vitesse de matrice de 6500 m/s; vitesse de l'eau de 1500 m/s). Par rapport à la courbe de Wyllie *et al.*, la plupart des échantillons étudiés se placent au-dessus de cette courbe. Les échantillons à faible porosité se localisent pratiquement sur la courbe. Seuls les échantillons de faciès hémipélagiques et les dolomies se situent en dessous. Pour les premiers, la présence d'éléments argilo-détritiques explique cette situation. Pour les dolomies, les échantillons à porosité comprise entre 5 et 6% se localisent sous la courbe de Wyllie *et al.* (1956), appliquée aux calcaires.

Par rapport à la courbe de Raymers *et al.* (1980), une partie des échantillons récoltés a une position compatible avec cette courbe, en étant toutefois au-dessus. Les échantillons présentant "des défauts mécaniques et minéralogiques", comme les microfractures ou la présence d'une fraction argilo-détritique, se localisent en dessous.

Types de pore et relation vitesses - porosité.

Dans les roches carbonatées, les pores secondaires sont directement reliés aux processus diagénétiques. A partir de l'étude pétrographique en lames minces, les différents types de pores affectant les échantillons récoltés ont été identifiés. Ces informations sont reportées sur les graphiques représentant la vitesse de propagation des ondes P et S en fonction de la porosité (Fig. 2.19). La présence de microfractures plus ou moins cimentées peut modifier l'impact du type de pores des roches. Sur les trois graphiques (vitesses des ondes P sur échantillons secs et saturés et vitesses des ondes S), les roches affectées d'une porosité de type microfractures et/ou stylolithes se placent dans les fortes valeurs de vitesses, proche de 6000 m/s sur échantillons secs et 6400 m/s sur échantillons saturés. Les échantillons sont fortement cimentés, sans autre porosité que celle des microfractures et/ ou des stylolithes. La position de ces roches vers les fortes vitesses (aux alentours de 6500 m/s) vérifie la proposition d'Anselmetti et Eberli (1994) indiquant que la cimentation des calcaires se traduit par une forte diminution de la porosité et l'augmentation de la vitesse.

Les échantillons du Vercors à porosité de type moldique sont peu nombreux. Leur porosité est comprise entre 2 et 3%. La saturation en eau ne semble pas modifier la vitesse des ondes P. L'impact de la porosité matricielle et vacuolaire des calcaires hémipélagiques est difficile à évaluer. Ces échantillons contiennent une fraction argilo-détritique qui contribue également à diminuer la vitesse P de ce lithofaciès.

Les échantillons de calcaire montrant l'association des porosités de types moldique et vacuolaire ont des porosités comprises entre 2 à 6%. Ils se différencient mal des échantillons ayant une porosité de type essentiellement vacuolaire. L'application des hypothèses d'évolution du réseau poreux envisagées dans le chapitre traitant de la relation entre porosité et perméabilité (*cf.* Annexe B) conduit au schéma suivant: la transformation des pores de type moldique en pores de type vacuolaire et moldique est accompagnée d'une augmentation de la porosité. La vitesse des ondes diminue. Les valeurs des vitesses des ondes P sur échantillons secs ne sont que faiblement sensibles à cette diminution de la porosité. Par contre, les vitesses P mesurées sur échantillons saturés et les vitesses S montrent une faible décroissance. L'évolution du système poreux vacuolaire - moldique en un système poreux vacuolaire conduit globalement à une diminution de la porosité des roches et un accroissement des vitesses. Ces résultats peuvent parfois être faussés par la présence de microfractures ou d'éléments argilo-détritiques. En effet, sur la figure 2.19, quatre échantillons affectés d'une porosité vacuolaire ont des vitesses inférieures à tous les autres calcaires. Seule la porosité intercristalline se différencie des autres types de pore car elle n'affecte que les dolomies. Les conclusions établies lors de l'analyse de la relation entre vitesses et porosité des dolomies peuvent être directement appliquées à la porosité intercristalline. L'évolution des vitesses P en fonction de la porosité des roches carbonatées sous l'effet d'une dolomitisation secondaire confirme les résultats obtenus par Anselmetti et Eberli (1994). Ce processus diagénétique conduit à une forte diminution de la vitesse P. Ce n'est pas toujours le cas pour les vitesses S.

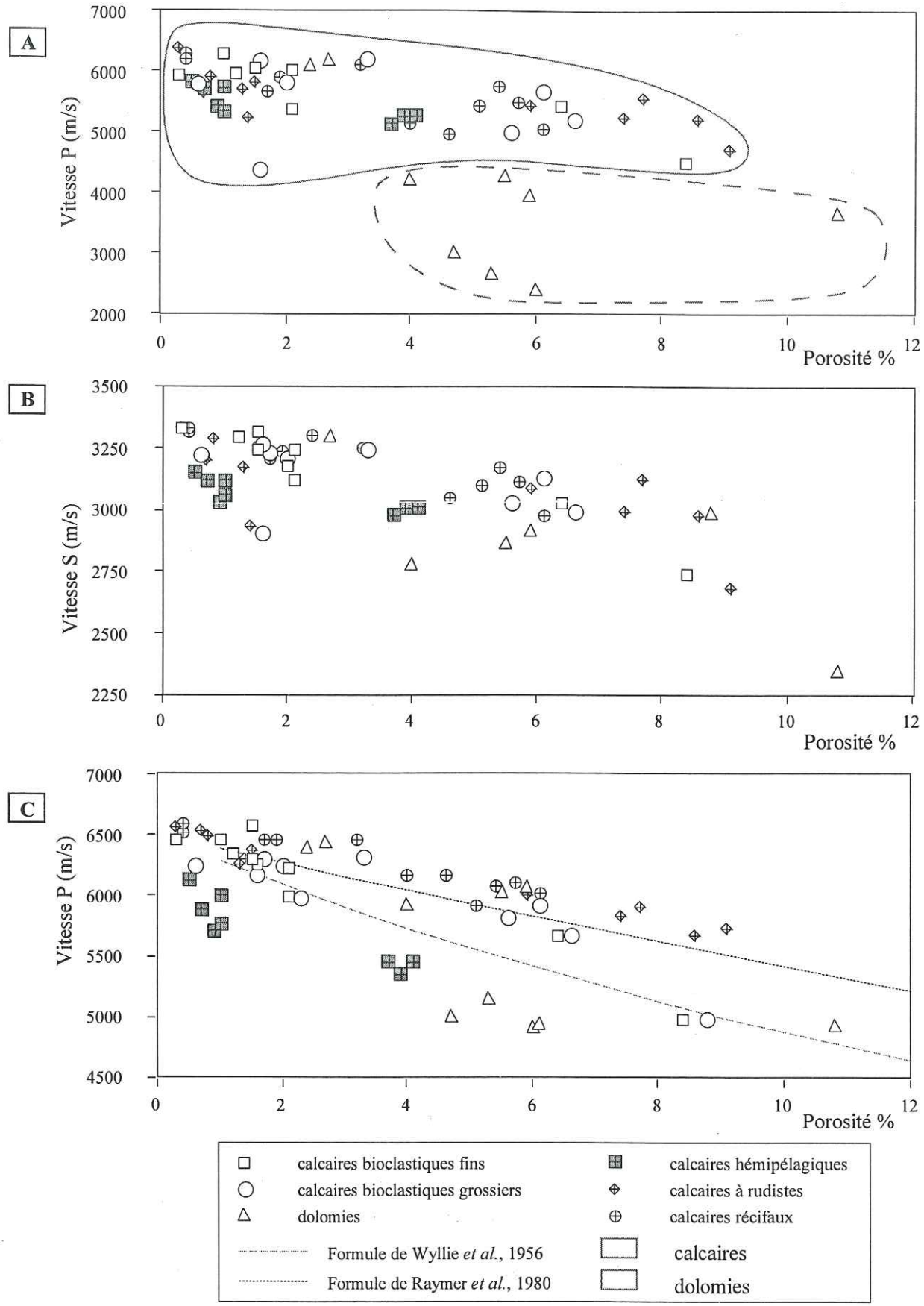



Fig. 2.18 - Relation entre les valeurs de vitesse P et S et la porosité pour les échantillons secs (A et B) et pour les échantillons saturés (C) aux conditions atmosphériques.

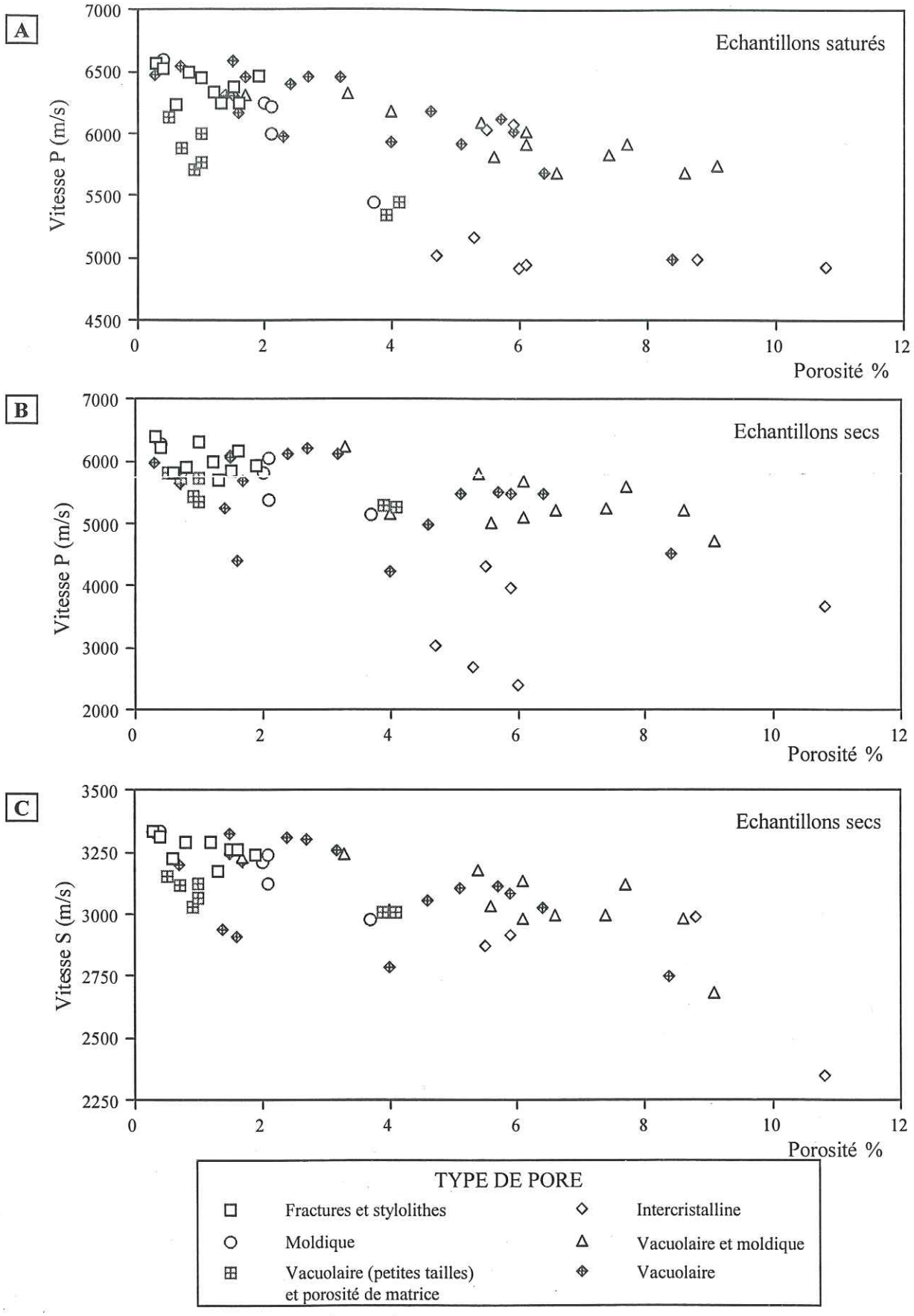



Fig. 2.19 - Relation entre les valeurs de vitesse P et S sur échantillons secs (A et C), échantillons saturés (B) et la porosité des échantillons du Vercors. Ces mesures ont été réalisées aux conditions atmosphériques et les roches sont classées en fonction du principal type de pore.

Corrélations entre vitesses et porosité

Afin d'établir une loi pour chacun des faciès présents sur la coupe géologique, l'analyse des relations entre les vitesses des ondes et la porosité a été réalisée pour chacun des six faciès. Les droites de régression ont été calculées pour chacun de ces faciès, dans la gamme de porosité mesurée (Fig. 2.20). Les coefficients de corrélation des vitesses des ondes P sur échantillons saturés sont relativement forts pour les calcaires (de 0,84 à 0,97), ce qui n'est pas le cas des dolomies (0,5). Les coefficients de régression des vitesses des ondes S (compris entre 0,95 et 0,73) sont légèrement inférieurs aux coefficients des ondes P. Ces droites de régression nous permettent de connaître les vitesses de la matrice rocheuse, c'est-à-dire la vitesse de ces roches pour une porosité nulle.

Pour les calcaires, les valeurs de la vitesse de matrice pour les calcaires bioclastiques fins, les calcaires bioclastiques grossiers, les calcaires récifaux et les calcaires à rudistes sont compatibles avec celles publiées dans la littérature pour la calcite, c'est-à-dire comprises entre 6640 et 6260 m/s. Les calcaires hémipélagiques montrent une valeur de 6030 m/s, bien plus basse que la calcite à cause de la présence d'une fraction argilo-détritique. La vitesse de matrice pour les dolomies est de 6300 m/s. Cette valeur est difficilement exploitable à cause du faible coefficient de corrélation de la droite de régression (0,5). Il peut être en partie expliqué par la zonation des rhomboèdres constituants cette roche, qui montrent des alternances de calcite et de dolomie.

Pour les vitesses des ondes S, les vitesses de la matrice des faciès bioclastiques fins, bioclastiques grossiers, des calcaires à rudistes et récifaux s'échelonnent entre 3250 et 3340 m/s. Ces valeurs, comme pour les vitesses de matrices des vitesses des ondes P, sont comparables à celles publiées dans la littérature pour les minéraux purs de calcite. Les calcaires hémipélagiques ont une vitesse S de matrice de 3120 m/s. Dans ce cas aussi la présence de la fraction argilo-détritique diminue la vitesse de matrice de ces roches. Les cinq mesures de vitesse S sur les dolomies conduisent à une vitesse S de matrice de 3420 m/s. Cette valeur est relativement faible pour cette lithologie car les valeurs généralement admises pour les dolomies sont comprises entre 3900 et 4200 m/s. La propagation des ondes S dans ces roches semblent être influencée par leur texture et, vraisemblablement, par la présence de rhomboèdres zonés à alternances de dolomie - calcite qui modifie la composition minéralogique de la roche.

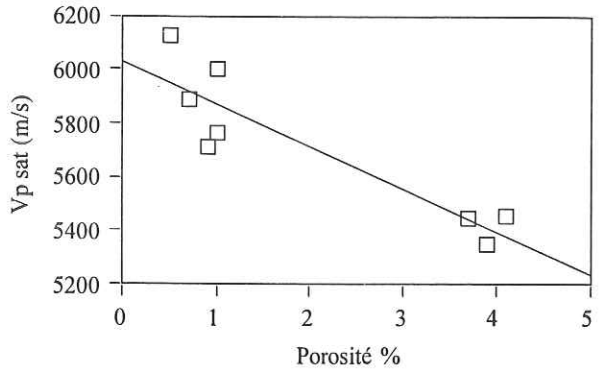
La figure 2.21 montre le report de l'ensemble des droites de régression de la vitesse de ondes P et S en fonction de la porosité. Les courbes issues des formules de Wyllie *et al.* (1956) et de Raymers *et al.* (1980) appliquées aux vitesses de propagation des ondes P dans les calcaires sont aussi figurées. Pour les mesures des vitesses des ondes P sur échantillons saturés, les droites de régression des calcaires bioclastiques grossiers, à rudistes et récifaux sont proches de la courbe de Raymers *et al.* (1980). Un écart maximum de 5% (de l'ordre de l'erreur sur les mesures) est observé entre chacune de ces trois droites et cette courbe. De plus, ces droites de régression restent au-dessus de la courbe de Wyllie *et al.* (1956). La droite des calcaires bioclastiques fins montre une forte vitesse de matrice de ces roches. La pente de cette droite est plus forte que celle des lithofaciès examinés précédemment, à cause de la présence d'éléments argilo-détritiques dans certains échantillons. Les dolomies sont caractérisées par une droite de régression qui est relativement similaire à la courbe de Wyllie *et al.* (1956), dont le coefficient de corrélation est faible. La droite des calcaires hémipélagiques se localise en dessous de toutes les droites et courbes. Cette localisation est causée par le contenu argilo-détritique de ce faciès.

Pour les vitesses des ondes S, les droites caractérisant les calcaires bioclastiques grossiers, à rudistes et récifaux sont relativement proches. La droite de régression des calcaires bioclastiques fins a une pente plus forte. Les calcaires hémipélagiques se localisent en dessous des quatre droites précédemment décrites. Néanmoins, les droites de régression de l'ensemble des calcaires montrent une évolution similaire des valeurs de la vitesse S en fonction de la porosité. Seule la droite caractérisant les dolomies montrent une diminution rapide de la vitesse S avec une augmentation de la porosité.

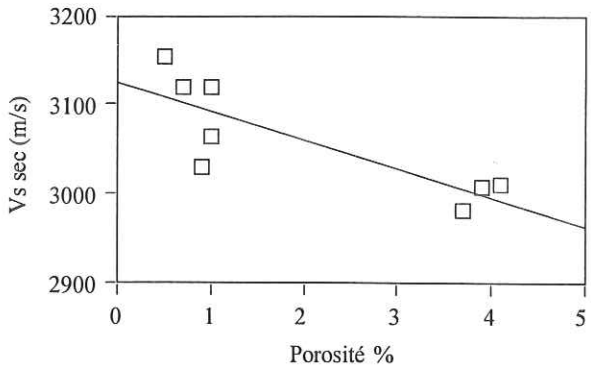
En conclusion, l'étude des valeurs de vitesse P effectuées aux conditions atmosphériques en fonction de la porosité a permis de discriminer les calcaires des dolomies pour les mesures réalisées sur roches sèches. Par contre, cette discrimination n'est plus observée par les mesures de vitesse P sur échantillons saturés en eau et les mesures de vitesse S. L'analyse des variations des valeurs de vitesse en fonction de la porosité a permis d'établir une relation linéaire entre ces paramètres pour les échantillons saturés (vitesse P) et les échantillons secs (vitesse S). Ce phénomène a été déjà observé par Han (1996) pour un réservoir carbonaté. Cette relation linéaire peut permettre de faire varier la porosité lors de la construction des modèles d'impédance P et S. Une telle relation n'a pu être établie pour les dolomies.

Enfin, la relation entre les valeurs de vitesse P et S et la porosité ne permet pas de discriminer les principaux types de pores affectant les échantillons du Vercors, à l'exception de la porosité intercristalline uniquement présente dans les dolomies sucrosiques.

## CALCAIRES HEMIPELAGIQUES

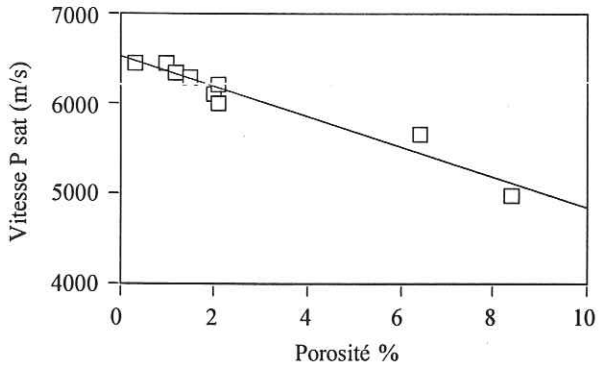



Droite de régression : y = 6033-1 59,5x r = 0,905

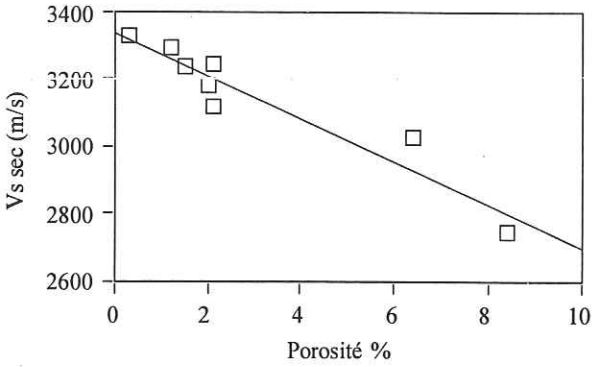



Droite de régression : y = 3124 - 32,3x r = 0,816

## CALCAIRES BIOCLASTIQUES FINS

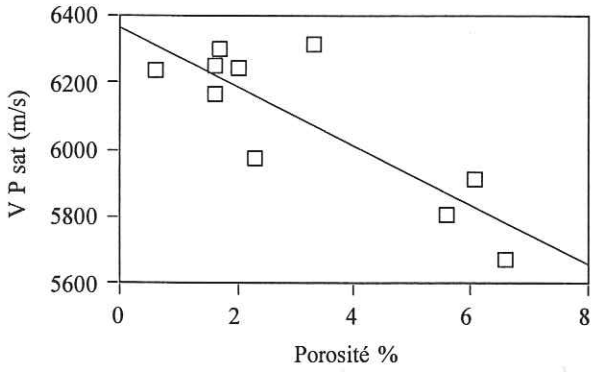



Droite de régression : y = 6528 - 167,7x r = 0,967

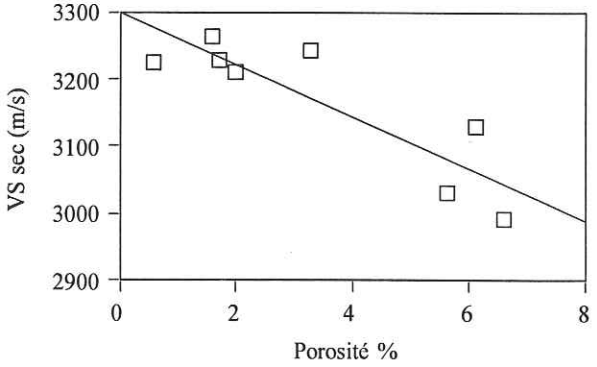



Droite de régression : y = 3340 - 64,2x r = 0,954

## CALCAIRES BIOCLASTIQUES GROSSIERS



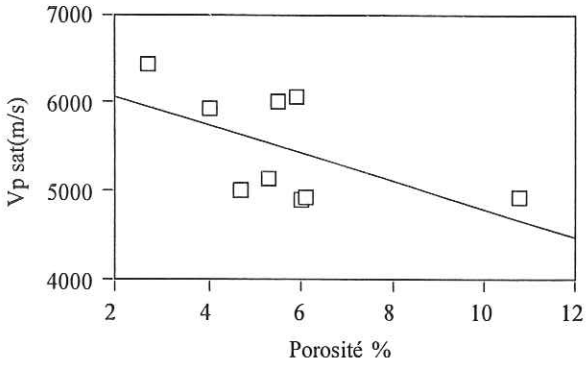

Droite de régression : y = 6366 - 88,5x r = 0,843



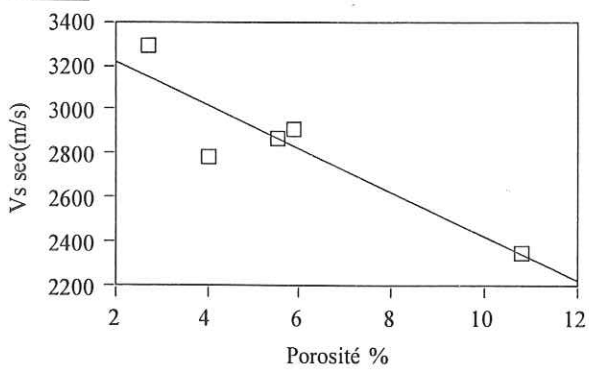

Droite de régression : y = 3297 - 38,5x r = 0,872

Fig. 2. 20 - Droites de régression linéaire pour les différents lithofaciès entre les vitesses P (échantillons saturés) et les vitesses S (échantillons secs) en fonction de la porosité. r, coefficient de corrélation.

## DOLOMIES

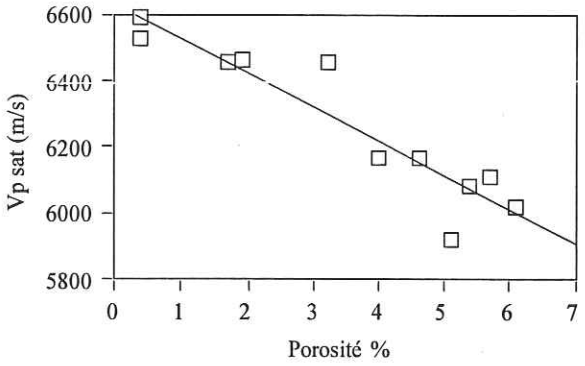



Droite de régression : y = 6385 - 158,2x r = 0,571

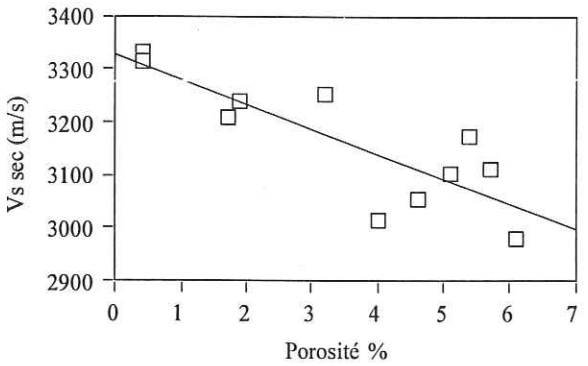



Droite de régression : y = 3415 - 99,2x r = 0,901

## CALCAIRES RECIFAUX

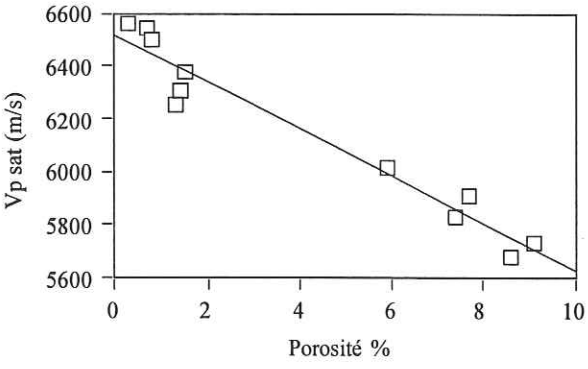



Droite de régression : y = 6630 - 103,2x r = 0,933

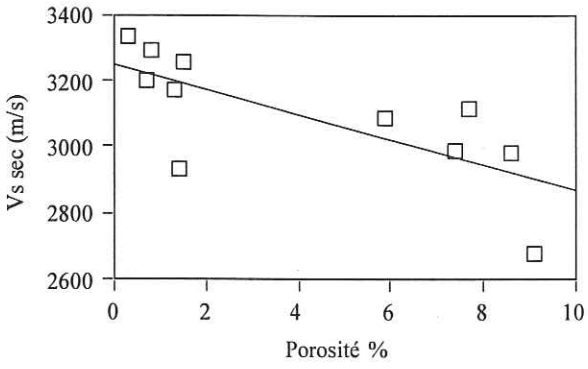



Droite de régression : y = 3327 - 47x r = 0,834

## CALCAIRES A RUDISTES




Droite de régression : y = 6518 - 89,3x + r = 0,973




Droite de régression : y = 3249 - 38,1x r = 0,725

Fig. 2.20 (suite) : Droites de régression linéaire pour les différents lithofaciès entre les vitesses P (échantillons saturés) et les vitesses S (échantillons secs) en fonction de la porosité. r, coefficient de corrélation.

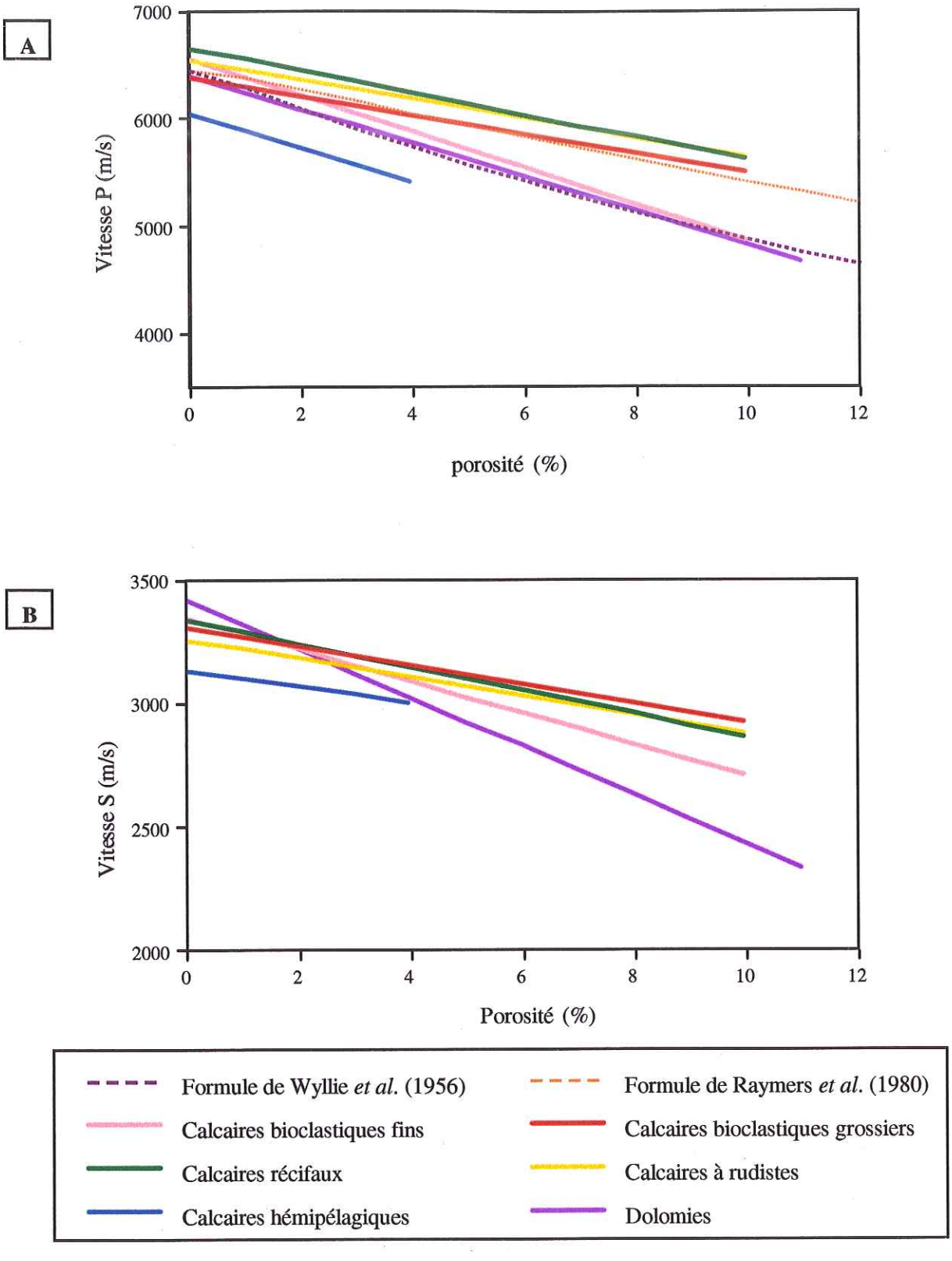



Fig. 2.21 - Droites de régression linéaire des différents lithofaciès exprimant les valeurs de vitesse P (A) et S (B) en fonction de la porosité pour les échantillons du Vercors.

*2.4.4.3.2 Relation Vitesse des ondes P et masse volumique*

Gardner *et al.* (1974) démontrent qu'il existe une relation empirique entre la masse volumique globale des roches (ρ) et la vitesse des ondes P (V) tel que:

$$\rho = 0{,}23V^{0{,}25} \qquad \text{(II. 13)}$$

ρ, la masse volumique des roches,
V, la vitesse de propagation des ondes P.

Cette relation, établie sur échantillons saturés, est valable pour toutes les différentes lithologies et s'applique aux échantillons de laboratoire ou de puits. Les masses volumiques des roches sédimentaires varient relativement peu par rapport aux vitesses. Cette relation permet la prise en compte de la porosité et des variations minéralogiques dans la masse volumique globale. La figure 2.22 présente la vitesse des ondes P sur échantillons saturés en fonction de la masse volumique globale mesurée. La totalité des calcaires se situent au-dessus de la courbe de Gardner *et al.*. Il est difficile d'y différencier les différents lithofaciès. Les calcaires hémipélagiques se localisent dans la partie inférieure du nuage de points. Les échantillons de calcaires bioclastiques fins se répartissent plutôt différemment les uns des autres. Cet effet est dû à l'action conjuguée de la fraction argilo-détritique et d'une porosité qui engendre une large gamme de valeurs de masse volumique. L'impact de la fraction argilo-détritique conduit à baisser la vitesse des ondes P bien que la matrice soit à dominante calcaire. Elle doit être prise en compte dans l'étude des calcaires, en plus de la porosité. Par contre, les dolomies sont très proches ou se localisent en dessous de cette courbe, malgré une masse volumique globale plus forte.

La relation empirique, établie par Gardner *et al.* (1974), entre la vitesse P mesurée sur échantillons saturés en fonction de la masse volumique globale des roches semble s'appliquer difficilement aux échantillons récoltés sur la bordure méridionale du Vercors. En effet, les échantillons calcaires, sans distinction de lithofaciès, se localisent au-dessus de la courbe de Gardner *et al.* Par contre, les dolomies se situent en dessous de cette courbe. L'origine de cet effet peut être expliquée par la texture de ces roches.

*2.4.4.3.3 Relation Vitesses - fraction argilo-détritique*

Des mesures de calcimétrie ont été effectuées sur les échantillons de calcaires hémipélagiques du Vercors méridional. Cette méthode permet de connaître la teneur en calcite d'une roche et d'en déduire la valeur de la fraction argilo-détritique présente dans celle-ci. L'étude des lames minces permet de préciser que cette fraction regroupe les argiles, le quartz détritique ou néoformé et les constituants accessoires comme les oxydes de fer. Par cette méthode, on tente de connaître l'influence de cette fraction argilo-détritique sur l'évolution des vitesses des ondes. Les résultats de ces mesures figurent dans l'annexe B.

Dans les roches siliciclastiques, les vitesse P et S décroissent avec l'augmentation de la fraction argileuse (Castagna *et al.*, 1985). Stafleu (1994) établit cette même constatation en étudiant les valeurs de vitesse P mesurées en laboratoire sur des échantillons de calcaires du Vercors. Les valeurs de vitesses P et S à pression atmosphérique sont exprimées en fonction de la fraction argilo-détritique (Fig. 2.23). Les vitesses diminuent avec une augmentation de la proportion d'éléments argilo-détritiques. Les corrélations entre ces deux paramètres sont assez bonnes. Les droites de régression linéaire calculées montrent un coefficient de corrélation de 0,91 pour les vitesses des ondes P sur échantillons saturés. Les coefficients sont plus faibles pour les mesures effectuées sur échantillons secs: 0,86 pour les vitesses des ondes P et 0,83 pour les vitesses des ondes S. Ces résultats ne tiennent pas compte de la porosité présente dans ces roches. Trois des échantillons étudiés ont des valeurs de porosité comparables (4% environ). En les comparant, on peut s'apercevoir de l'influence directe de la quantité de fraction argileuse sur les vitesses des ondes.

L'étude des vitesses de propagation des ondes en fonction de la porosité et de la proportion d'éléments argilo-détritiques n'a pas été entreprise à cause du faible nombre d'échantillons prélevés. Néanmoins, les relations empiriques établies entre les vitesses des ondes et la proportion de la fraction argilo-détritiques vont servir pour prendre en compte les variations d'argilosité dans la modélisation sismique. Le problème de l'attribution des vitesses aux marnes, identifiées sur le terrain mais non prélevées, sera discuté dans la troisième partie de ce mémoire.

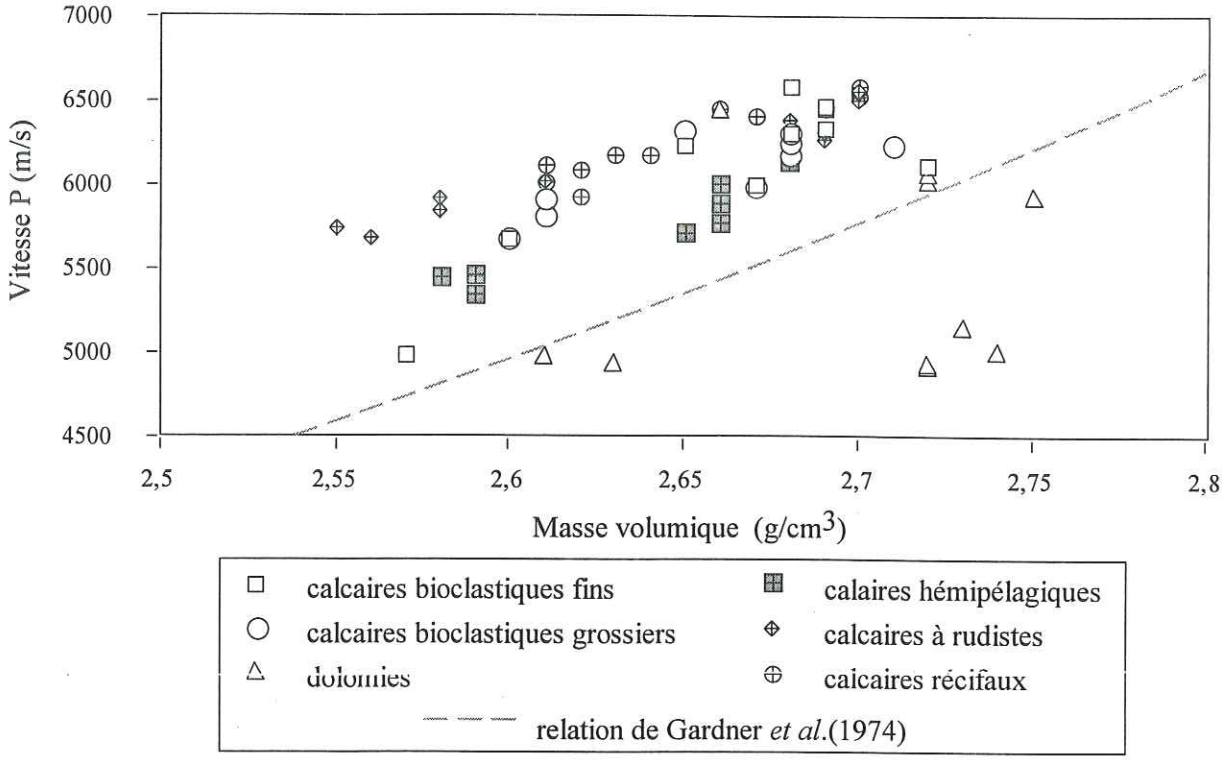



Fig. 2.22 - Relation entre la vitesse P mesurées sur échantillons saturés d'eau et la densité globale.

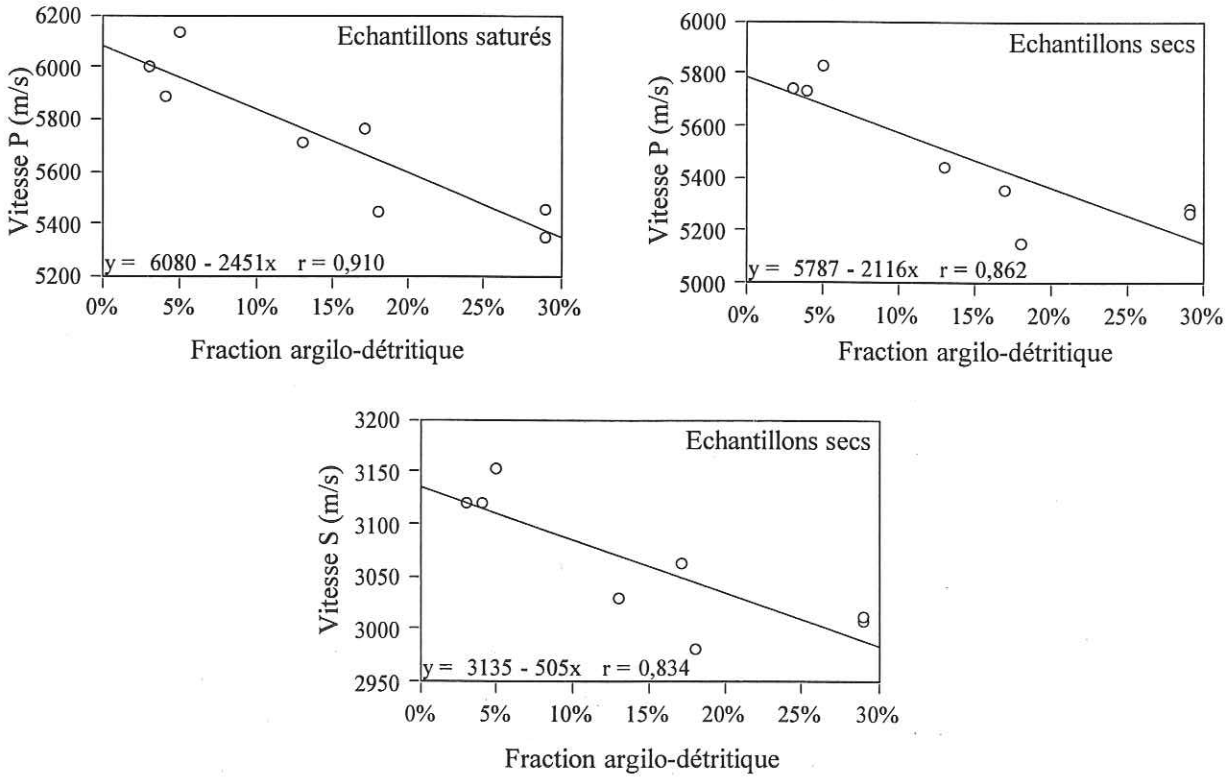



Fig. 2.23 - Relation entre les vitesses P et S mesurées sur échantillons secs et saturés en eau en fonction de la fraction argilo-détritique contenue dans les échantillons prélevés. Détermination des droites de régression pour chacune des relations et des coefficients de corrélation (r).

*2.4.4.4 Influence de la pression sur les mesures de vitesses de propagation des ondes des calcaires du Vercors.*

Dans ce chapitre, l'influence de la pression sur les mesures de vitesses de propagation des ondes des échantillons du Vercors est étudiée. Tout d'abord, des mesures ont été réalisées sur les échantillons secs sous une contrainte uniaxiale de 200 bars. Les résultats obtenus sont directement confrontés aux mesures réalisées à pression atmosphérique. Cette technique, facile à mettre en œuvre, permet un grand nombre de mesures. En première approximation, on peut dire que les échantillons sont soumis à une contrainte uniaxiale engendrée par le poids de la colonne de sédiments sus-jacents. Cette définition se rapproche de la notion de pression géostatique de Gregory (1977). Les mesures de vitesses d'échantillons secs sous contrainte uniaxiale n'ont pas de significations concrètes vis-à-vis des conditions réelles du sous-sol car cette technique ne prend pas en compte les diverses pressions de fluide. L'objet de ces mesures n'est que d'observer l'impact de la pression sur les échantillons de roches carbonatées étudiés.

Sur quelques échantillons, des mesures de vitesses de propagation des ondes sous pression de confinement sont effectuées. Elles nécessitent un appareillage particulier et un long temps de mesure. Ce type d'expérience a été réalisé sur neuf échantillons saturés d'eau.

*2.4.4.4.1 Influence de la contrainte uniaxiale sur les mesures de vitesse P et S.*

Les variations des vitesses acoustiques, sous contrainte uniaxiale, sont fonction du rapport de cette contrainte à la contrainte de rupture de l'échantillon et de la direction d'application de la contrainte par rapport à la direction de propagation des ondes (Bourbié *et al.*, 1986). Pour les faibles contraintes, la vitesse augmente car les microfractures de la roche se ferment, entraînant ainsi la rigidification du matériau. Par contre, les fortes contraintes créent des fissures transverses à la direction de la déformation et contribuent à diminuer les vitesses des ondes.

Les résultats des mesures de vitesse des ondes à 200 bars de contrainte uniaxiale figurent sur le tableau 2.3. Ce chapitre se contente de comparer les vitesses effectuées à 200 bars aux mesures réalisées à pression atmosphérique.

Les vitesses P

Globalement, les échantillons de calcaires montrent des valeurs de vitesses des ondes P à 200 bars plus fortes que celles réalisées à pression atmosphérique. Le diagramme représentant la vitesse P à 200 bars en fonction de la vitesse P à pression atmosphérique permet de visualiser les différences entre ces deux mesures (Fig. 2.24). Pour les calcaires, les vitesses à 200 bars sont supérieures de 8%[2] en moyenne aux mesures effectuées à pression atmosphérique. Les calcaires les moins poreux se répartissent suivant la bissectrice de ce graphique. Les échantillons les plus poreux s'en écartent légèrement (6% d'écart). Un seul échantillon (calcaire bioclastique grossier) montre une vitesse P à 200 bars inférieure à celle mesurées à pression atmosphérique ce qui s'explique par une fracturation durant la mise sous contrainte. Pour les roches traversées de microfractures, tel que l'échantillon OO1, l'écart entre les vitesses P mesurées aux deux pressions est compris entre 17 et 25%.

Du point de vue lihofaciès, les calcaires hémipélagiques ne montrent pas de sensibilité à la pression (1% d'écart). Une majorité de calcaires à rudistes, récifaux et bioclastiques grossiers et fins s'écartent de la bissectrice. L'écart entre leurs vitesses P mesurées aux deux pressions est compris entre 1 et 7%. Ces lithofaciès sont caractérisés par de bonnes porosité et perméabilité. La mise sous contrainte referme les espaces d'interconnexion des pores. La rigidité de la roche augmente, et par conséquence la vitesse P aussi. Les échantillons de calcaires mesurés présentent une faible sensibilité à la pression, sauf quand ils sont affectés de microfractures partiellement ouvertes.

La vitesse P des échantillons secs de dolomies montre une forte sensibilité à la pression. Les valeurs de vitesse à 200 bars de contrainte uniaxiale atteignent dans certains cas le double des vitesses mesurées à pression atmosphérique. Plus communément, l'écart entre les vitesses P de ce lithofaciès est de 30% environ.

[2] L'écart, en pourcentage, entre les vitesses mesurées à 0 et à 200 bars est calculé de la façon suivante:

$$écart = \frac{V_{200} - V_0}{V_{200}} .100$$

| | Calcaires à rudistes | Calcaires récifaux | Calcaires bioclastiques grossiers | Calcaires bioclastiques fins | Calcaires hémipélagiques | Dolomies |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $Vp_{sec/200}$ | 5560 ±220 | 5600 ±220 | 5460 ±220 | 5100 ±200 | 5320 ±210 | 5070 ±200 |
| (m/s) | 6470 ±260 | 6400 ±260 | 6170 ±240 | 6420 ±250 | 5950 ±240 | 6100 ±240 |
| $Vs_{sec/200}$ | 2740 ±110 | 3070 ±120 | 2990 ±120 | 2840 ±110 | 3000 ±120 | 2260 ±90 |
| (m?s) | 3350 ±130 | 3340 ±130 | 3270 ±130 | 3330 ±130 | 3160 ±120 | 3280 ±130 |
| $Vp_0/Vp_{200}$ | 0,99 | 0,94 | 0,98 | 0,9 | 0,98 | 0,71 |
| $Vs_0/Vs_{200}$ | 0,99 | 0,98 | 1 | 0,98 | 1 | 0,85 |

Tab. 2.3 – Valeurs des vitesses P et S des différents lithofaciès identifiés sur la bordure méridionale du Vercors. Ces mesures ont été réalisées sur échantillons secs sous une contrainte uniaxiale de 200 bars. Les deux dernières lignes comparent les mesures réalisées sous une contrainte uniaxiale de 200 bars avec les mesures effectuées à pression atmosphérique.

Ce phénomène est occasionné par la texture sucrosique de ces roches. La contrainte uniaxiale augmente la cohésion des dolomies. Les joints entre les différents cristaux sont très nombreux et sont assimilables à des microfractures. Ils conduisent de très faibles vitesses à pression atmosphérique à cause de la compressibilité de la matrice de la roche. Le fait d'appliquer une contrainte uniaxiale à ces roches provoque la fermeture des microfractures et des joints intercristallins perpendiculaires à la direction de la contrainte. Les modules élastiques de ces roches augmentent alors, d'où les valeurs de vitesse élevées observées sous la contrainte uniaxiale de 200 bars. Ce type de comportement s'observe plutôt dans les grès, mais rarement pour les roches carbonatées.

Les vitesses S

L'augmentation de la vitesse S avec la contrainte est moins prononcée que celle de la vitesse P (Tab. 2.3). L'écart moyen entre les mesures de vitesses S aux deux pressions (atmosphérique et 200 bars) est de 2%. Cela montre la faible sensibilité de la propagation de ces ondes à la pression pour les roches étudiées. La majorité des points se rassemble sur la bissectrice du graphique exprimant la vitesse S à 200 bars en fonction de la vitesse S à pression atmosphérique (Fig. 2.24). Les échantillons parcourus de microfractures sont caractérisés par des écarts de 3 à 8%. Par contre, les échantillons poreux et les calcaires hémipélagiques ont un écart compris entre 0 et 2%.

Un faible nombre de mesures de vitesses S sous une contrainte uniaxiale de 200 bars est présenté pour les dolomies car de nombreux échantillons se sont fracturés durant l'expérience. L'écart calculé entre les vitesses S de ces roches est compris entre 6 et 18%. Le même phénomène décrit pour les vitesses des ondes P est à l'origine de ce saut de vitesse.

Le rapport Vp/Vs

La figure 2. 24 montre la relation entre le rapport Vp/Vs à 200 bars et ce rapport mesuré à pression atmosphérique. Il varie, pour les mesures à 200 bars de contrainte uniaxiale, entre 1,74 et 1,93. Les échantillons présentant un rapport supérieur à deux se sont fracturés durant la mesure de leur vitesse S. Par comparaison aux mesures effectuées à pression atmosphérique, le rapport des vitesses à 200 bars est globalement constant. Les échantillons de calcaires hémipélagiques montrent les rapports les plus faibles, occasionnés par leurs fractions d'éléments argilo-détritiques. Le même effet est observé pour quelques échantillons de calcaires bioclastiques fins. Les dolomies sont caractérisées par un rapport des vitesses presque constant (1,8).

En résumé, les valeurs des vitesses P et S des échantillons secs du Vercors réalisées sous contrainte uniaxiale de 200 bars montrent globalement une augmentation de la vitesse par rapport aux mesures effectuées à pression atmosphérique. Un écart moyen de 8% pour les vitesses P et de 2% pour les vitesses S a été observé, ce qui souligne une faible sensibilité de ces vitesses à la pression. Ces résultats sont comparables à ceux obtenus par Han (1996), qui observe un faible impact de la pression sur les mesures de vitesses dans les roches carbonatées. Seules les valeurs de vitesses P et S des échantillons de calcaires microfissurés et des dolomies montrent une forte sensibilité à la pression.

Afin de poursuivre l'étude de l'influence de la pression sur les mesures de vitesses de propagation des ondes, des mesures sous pression de confinement ont été réalisées sur quelques échantillons. Un échantillon de chaque lithofaciès a été choisi et un effort particulier a été porté sur les dolomies.

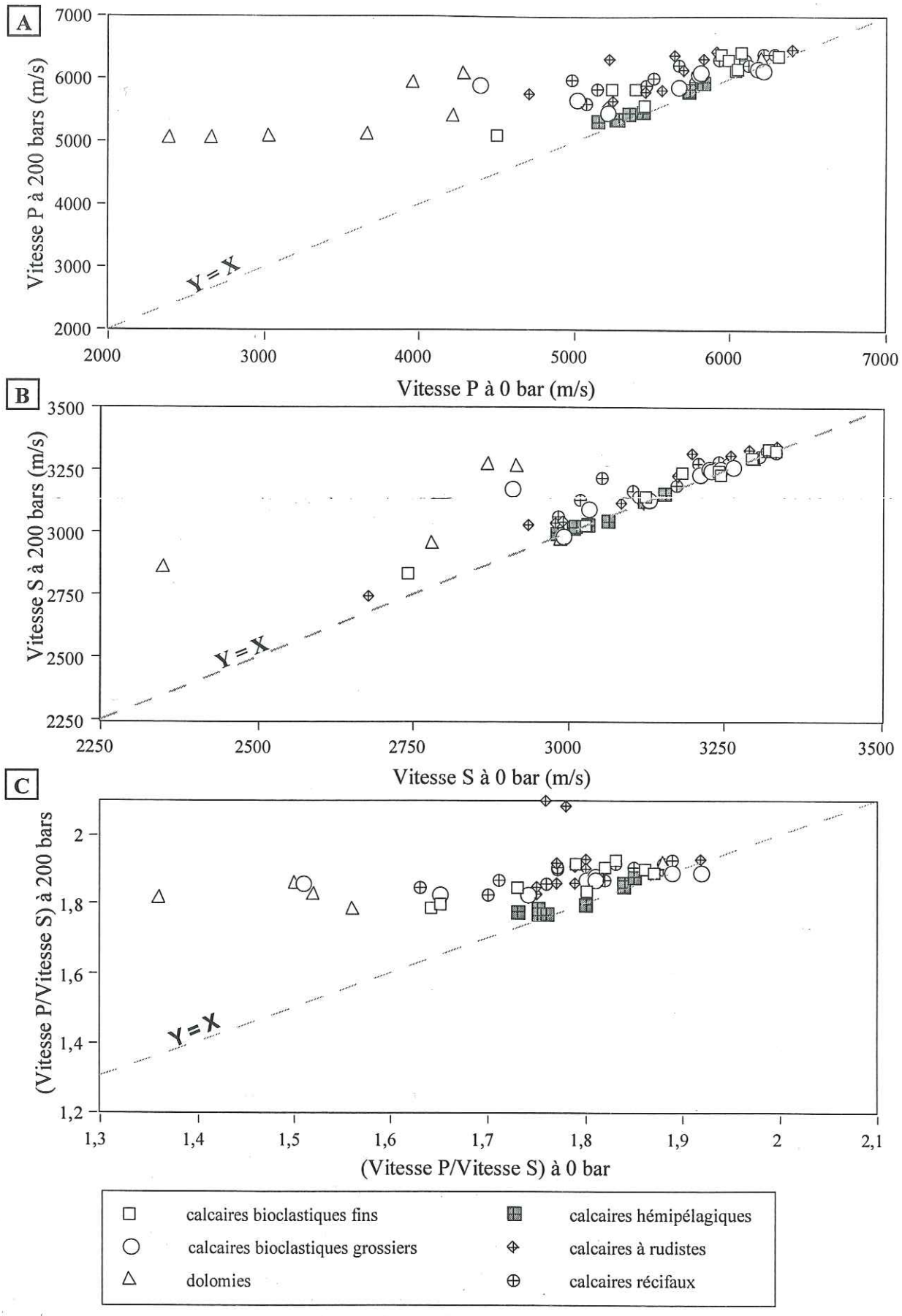



Fig. 2.24 - Influence des la contrainte uniaxiale sur les vitesse de propagation des ondes P et S. Comparaison des valeurs de vitesse P (A) et S (B) et du rapport Vp/Vs (C) mesurées sur échantillons secs aux conditions atmosphériques et sous 200 bars de contrainte uniaxiale.

*2.4.4.4.2 Mesures de vitesse sous pression de confinement.*

Les mesures sous pression de confinement ont été effectuées sur des cylindres de 6 cm de diamètre issus des cubes de roches. Les échantillons sont placés dans une autoclave (Fig. 2.25), enveloppés dans une gaine en caoutchouc pour empêcher le fluide saturant de s'échapper. Le couplage entre l'échantillon et les deux transducteurs est réalisé par des tiges de serrage. Pour les neufs échantillons sélectionnés, les mesures de vitesses P et S ont été réalisées à différents paliers de pression de confinement de 5, 10, 20, 50, 100, 200, 300, 440 bars. La montée en pression est réalisée par injection d'azote dans l'autoclave. Un temps de latence (de l'ordre d'une dizaine de minutes) doit être observé à chaque palier pour que la pression et la température s'égalisent dans l'enceinte. La technique du pointé d'impétus (*cf.* §4.4.1) est utilisée pour mesurer les vitesses des ondes P et S dans les échantillons choisis. Ces mesures ne pourront être comparées aux mesures réalisées sous une contrainte uniaxiale de 200 bars car les échantillons sont saturés dans un cas et secs dans l'autre.

Les différents résultats des mesures de vitesses P et S sur échantillons saturés sous pression de confinement sont figurés sur le tableau 2.4. Certaines mesures n'ont pu être effectuées à cause d'un mauvais couplage entre l'échantillon et les transducteurs. Les résultats sont reportés sur la figure 2.26, les diagrammes expriment les vitesses P et S en fonction de la pression de confinement. Les écarts entre les vitesses minimales (à pression atmosphérique) et celles à partir de 100 bars de pression sont quantifiés. Pour les mesures de vitesses P, ils varient entre 1% et 9%. A partir de 100 bars, les variations de vitesse sont faibles entre chaque palier (1% en moyenne). Les échantillons BG6, HE9b, R9b et R7 ne montrent que peu de variations (2 à 4%) de vitesses P entre 0 et 440 bars de pression de confinement. Elles sont de l'ordre de l'erreur sur les mesures de vitesse par pointé d'impétus. La pression de confinement conduit à la fermeture des microfractures ouvertes et des espaces interporeux quand ils existent. La rigidité de la roche augmente et donc la vitesse P des roches aussi. Cet effet s'accentue pour les échantillons U3b et BF1 qui montrent une variation de 6% et 9%. La proportion d'éléments argilo-détritiques contenue dans l'échantillon de calcaire hémipélagique HE9b ne semble pas influencer les mesures de vitesse P sous pression de confinement. En conclusion, les calcaires étudiés ne montrent qu'une faible sensibilité à la pression de confinement sur les valeurs des vitesses P.

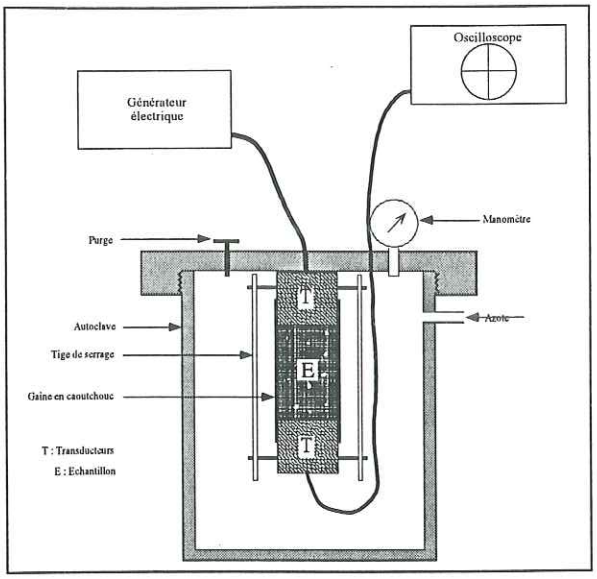



Fig. 2.25 - Schéma du dispositif expérimental de mesures de vitesses sous pression de confinement.

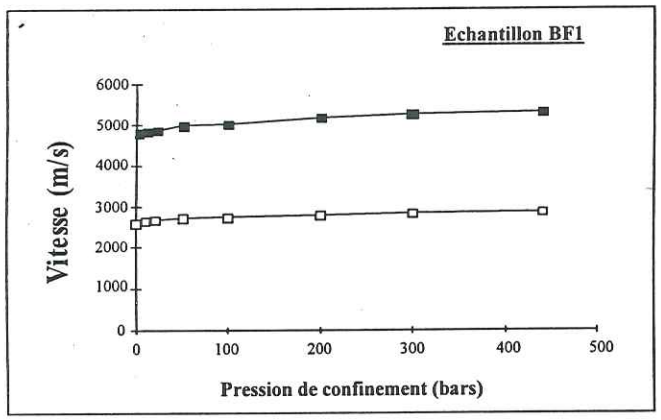
Pour l'échantillon MADO, une baisse brutale de la vitesse P à 100 bars de pression souligne une rupture (microfracture?) de l'échantillon. Ces résultats ne devront pas être pris en compte. Les vitesses P des autres échantillons de dolomies (DO2 et DO4a) varient de 4% et 9%. Ces roches sont constituées de la juxtaposition de rhomboèdres de dolomite automorphes à xénomorphes. Les joints situés entre ces cristaux sont très nombreux et sont assimilés à des microfractures. La mise sous pression de confinement de ces roches provoque la fermeture des microfractures et des joints. La rigidité du squelette de la roche croît et la vitesse augmente.

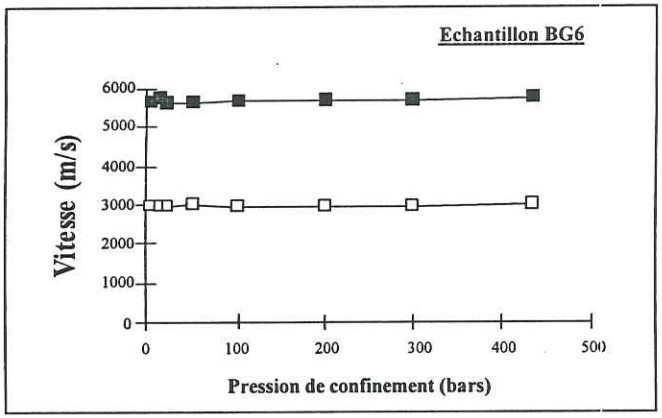
Les vitesses S des échantillons étudiés varient de 1 à 13%. Pour les calcaires, les variations observées sur les mesures des vitesses P se retrouvent globalement sur ces mesures. Les origines des variations évoquées pour les vitesses P restent valables pour les vitesses S. Seul l'échantillon R7 montre une variation de la vitesse S avec l'augmentation de la pression de confinement supérieure aux variations de la vitesse P. Pour les dolomies, l'échantillon DO4a montre une variation de la vitesse S de 13%. Cet écart est supérieur à celui observé pour les mesures de la vitesse P. L'évolution des mesures de vitesse S en fonction de la pression de confinement sur l'échantillon DO2 (10%) sont comparables à celles des vitesses P.

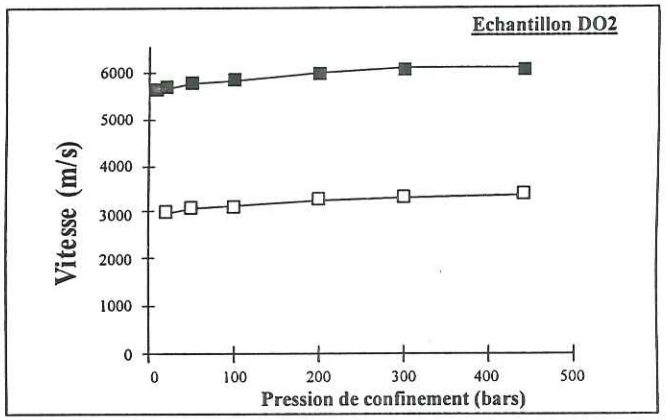
En conclusion, les échantillons de calcaires récoltés ont des vitesses P et S relativement peu sensibles à la pression de confinement. Les mesures de vitesses sur les dolomies sont affectées par la variation de pression de confinement à cause de leur texture particulière qui les rapproche du comportement de grès. De plus, les vitesses des ondes S sont plus sensibles que les vitesses P des dolomies.

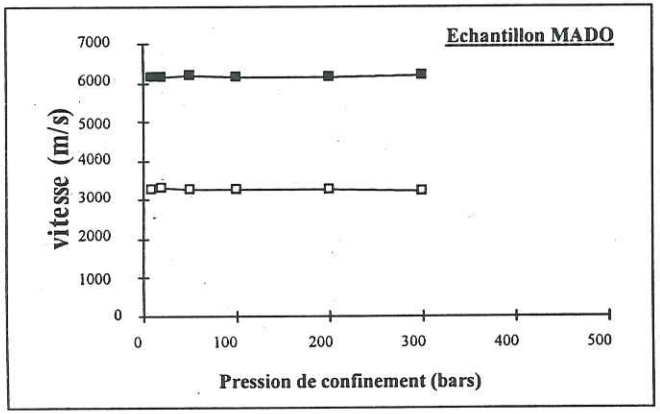
| | Pression de confinement (bars) | Vp (m/s) | Ecart Vp (Vp-Vmin)/Vp*100 | Vs (m/s) | Ecart Vs (Vs-Vmin)/Vs*100 |
|---|---|---|---|---|---|
| | 0 | 4822 | | 2616 | |
| | 10 | 4851 | | 2652 | |
| | 20 | 4870 | | 2670 | |
| BF1 | 50 | 4988 | | 2714 | |
| | 100 | 5028 | 4% | 2738 | 4% |
| | 200 | 5165 | 7% | 2793 | 6% |
| | 300 | 5264 | 8% | 2822 | 7% |
| | 440 | 5298 | 9% | 2845 | 8% |
| | 0 | 5624 | | 2948 | |
| | 10 | 5730 | | 2942 | |
| | 20 | 5624 | | 2952 | |
| | 50 | 5636 | | 2977 | |
| BG6 | 100 | 5706 | 1% | 2955 | 0% |
| | 200 | 5682 | 1% | 2964 | 1% |
| | 300 | 5706 | 1% | 2968 | 1% |
| | 440 | 5730 | 2% | 2971 | 1% |
| | 0 | | | | |
| | 10 | 5551 | | | |
| | 20 | 5643 | | 2994 | |
| | 50 | 5760 | | 3089 | |
| DO2 | 100 | 5843 | 5% | 3140 | 5% |
| | 200 | 6016 | 8% | 3253 | 8% |
| | 300 | 6091 | 9% | 3302 | 9% |
| | 440 | 6121 | 9% | 3342 | 10% |
| | 0 | | | | |
| | 10 | | | | |
| | 20 | | | | |
| | 50 | 5641 | | 2884 | |
| | 100 | 5720 | | 3077 | |
| DO4a | 200 | 5786 | 3% | 3217 | 10% |
| | 300 | 5896 | 4% | 3316 | 13% |
| | 440 | 5896 | 4% | 3311 | 13% |
| | 0 | 5080 | | 2812 | |
| | 10 | 5109 | | 2833 | |
| | 20 | 5109 | | 2836 | |
| HE9b | 50 | 5099 | | 2815 | |
| | 100 | 5158 | 2% | 2842 | 1% |
| | 200 | 5178 | 2% | 2848 | 1% |
| | 300 | 5188 | 2% | 2854 | 1% |
| | 440 | 5228 | 3% | 2857 | 2% |
| | 10 | 6146 | | 3273 | |
| | 20 | 6146 | | 3285 | |
| | 50 | 6187 | | 3254 | |
| Mado | 100 | 6132 | | 3261 | |
| | 200 | 6146 | | 3257 | |
| | 300 | 6187 | | 3227 | |
| | 440 | | | | |
| | 0 | 5616 | | 2997 | |
| | 10 | 5640 | | 3030 | |
| | 20 | 5616 | | 3017 | |
| R7 | 50 | 5652 | | 3051 | |
| | 100 | 5724 | 2% | 3151 | 5% |
| | 200 | 5798 | 3% | 3192 | 6% |
| | 300 | 5786 | 3% | 3200 | 6% |
| | 440 | 5836 | 4% | 3208 | 7% |

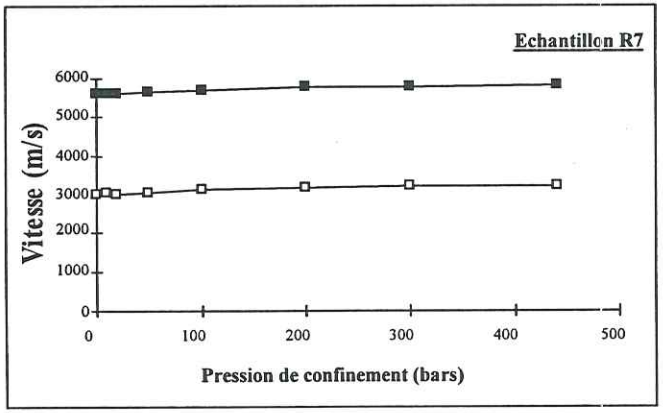
Tab. 2.3 – Mesures des vitesses P et S sur échantillons satures sous différentes pressions de confinement et écart par rapport à la vitesse mesurée sans pression.

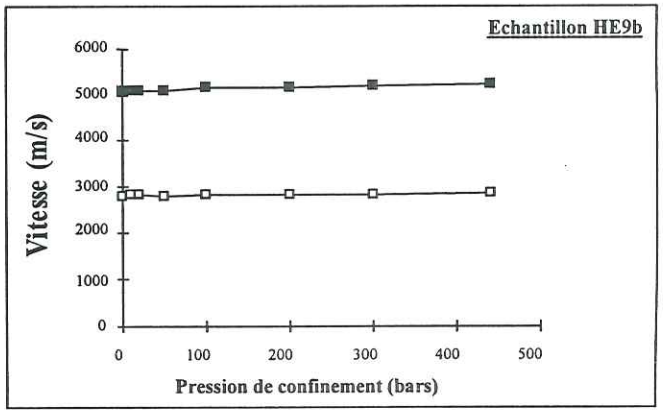


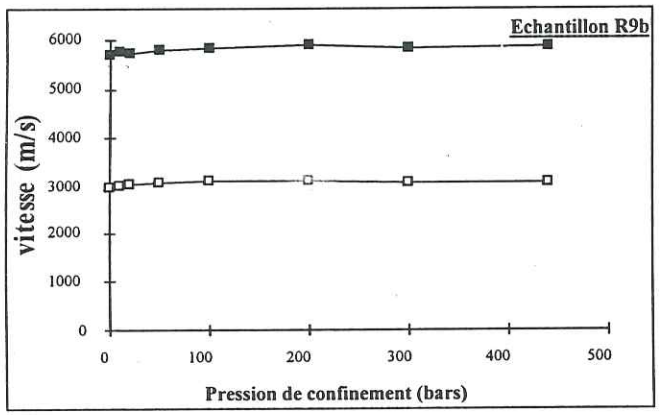



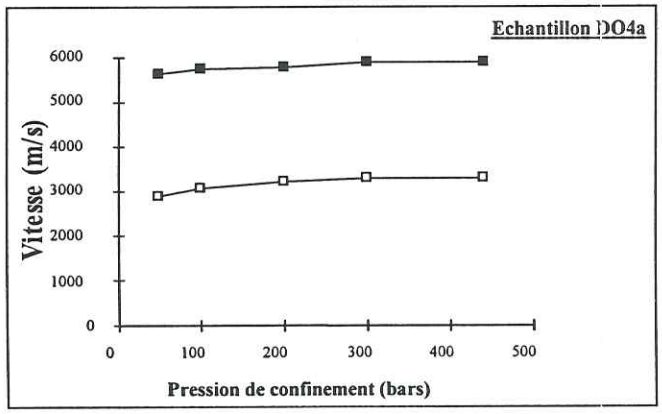



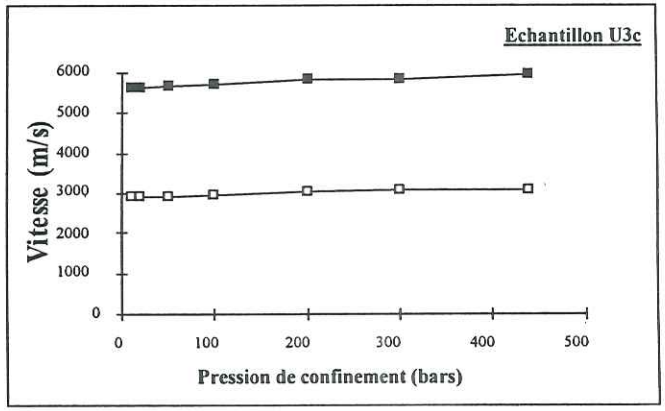



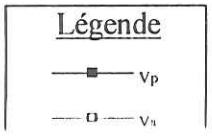




Fig. 2.26 - Vitesses des ondes P et S dans les échantillons sélectionnés en fonction de la pression de confinement. On note la faible variaton des vitesses des calcaires en fonction de la pression de confinement.

## 2.5. Conclusions

L'échantillonnage des lithofaciès identifiés sur le terrain a permis de mesurer les paramètres pétrophysiques et les vitesses de propagation des ondes P et S sous différentes conditions expérimentales.

L'ensemble des échantillons récoltés à l'affleurement est affecté par une porosité secondaire, issue de l'évolution diagénétique de ces roches. Les différents pores observés sont de quatre types; fracture, vacuolaire, moldique et intercristallin. Les mesures de paramètres pétrophysiques se limitent aux mesures de la porosité et de la masse volumique globale des roches. Les valeurs de porosité des échantillons récoltés à l'affleurement varient entre 0 et 11%. La masse volumique globale des échantillons est comprise entre 2,45 et 2,75 g/cm$^3$.

Les mesures de vitesse des ondes P et S sont réalisées sous différentes conditions expérimentales.

Aux conditions atmosphériques (de pression et de température), ces mesures indiquent qu'il est difficile d'associer une valeur de vitesse P et S à un lithofaciès donné.

Les mesures réalisées sur échantillons saturés montrent une légère augmentation des vitesses P par rapport à la vitesse P mesurée sur échantillons secs. Ce phénomène est particulièrement observable dans les dolomies.

L'examen du rapport des vitesses de propagation des ondes P et S sur échantillons secs apparaît comme un excellent moyen de différencier les calcaires et les dolomies. Les calcaires échantillonnés ont des rapports équivalents à ceux publiés dans la littérature. Les dolomies montrent un rapport faible comparable à celui d'un grès. L'origine de cet effet est la texture sucrosique de ces roches. Pour les calcaires, le rapport des vitesses P et S montre une faible décroissance avec l'augmentation de la porosité des roches.

L'étude de la relation entre les vitesses et la porosité des roches permet de tirer les conclusions suivantes. Sur échantillons secs, les dolomies se discriminent des calcaires par une faible vitesse P. Mécaniquement, le comportement de ces roches se rapproche des grès plutôt que des calcaires. Des échantillons de dolomies, affectés de microfractures, présentent des vitesses P plus lentes. Pour les calcaires, la présence de microfractures et d'une proportion d'éléments argilo-détritiques contribue à diminuer la vitesse des ondes dans ces roches. Cette constatation s'observe également pour les mesures de vitesse S sur échantillons secs et de vitesse P sur échantillons saturés.

L'étude des relations liant la vitesse et porosité montre l'existence de relations linéaires entre ces deux paramètres. Des droites de régression ont pu être calculées pour les calcaires uniquement.

Les différents types de pores affectant les roches ont été reportés sur le diagramme vitesses P et S - porosité. Un schéma d'évolution de la relation entre vitesses et porosité en fonction des différents types de pore est difficile à établir. En effet, l'influence d'autres facteurs, comme le contenu argileux ou la présence de microfractures affectant les vitesses P et S, empêche d'étudier directement les effets de différents types de pores.

Les corrélations entre vitesses P mesurées sur échantillons saturés et masse volumique globale sont difficiles à établir pour les roches récoltées.

A partir de mesures de calcimétrie sur les échantillons de calcaires hémipélagiques, la vitesse est exprimée en fonction de proportion d'éléments argilo-détritiques. Elle contribue également à diminuer les vitesses P et S des échantillons. Des droites de régression linéaire entre ces deux paramètres sont établies. La porosité n'a pu être associée à la proportion d'éléments argilo-détritiques pour exprimer la vitesse des calcaires hémipélagiques car peu d'échantillons de ce lithofaciès en sont affectés.

La comparaison entre les mesures de vitesse P et S aux conditions atmosphériques et sous pression (contrainte uniaxiale et pression de confinement) montre une faible sensibilité de ce paramètre à la pression, à l'exception des échantillons traversés de microfissures partiellement ouvertes et des dolomies.

A la suite de ces mesures, les dolomies secondaires à texture sucrosique apparaissent comme un faciès d'intérêt. Ces roches se comportent au sens mécanique comme un grès faiblement consolidé. Ce lithofaciès est considéré comme un excellent réservoir car il est généralement pourvu d'une porosité et perméabilité bien développées (Sun, 1995). Il nécessiterait une étude plus complète en intégrant des mesures de vitesses à différentes saturations en fluide et à des différentes fréquences pour être confronté aux diagraphies des puits. Ces mesures sur les dolomies montrent que la composition minéralogique influence relativement peu les vitesses de propagation des ondes.

A partir des mesures des paramètres pétrophysiques et des vitesses de propagation des ondes élastiques, des modèles d'impédances acoustiques ont été construits pour la modélisation sismique.

# 3ème PARTIE

Construction des modèles d'impédances à partir de la coupe géologique du Vercors.

## 3.1. INTRODUCTION

Après acquisition de la coupe géologique, la modélisation sismique nécessite la construction d'un modèle décrivant les distributions verticale et latérale des impédances acoustiques. Le but recherché est que cette distribution soit le plus proche de la distribution spatiale des lithofaciès de la coupe géologique.

Les travaux antérieurs publiés de modélisations sismiques ont utilisé ou proposent différentes techniques de construction du modèle d'impédance. Elles sont exposées dans le premier chapitre de cette partie du mémoire.

Le second chapitre traite des vitesses et des densités qui seront utilisées pour construire le modèle d'impédance.

Le troisième chapitre explicitera le mode de construction du modèle d'impédance.

Enfin, le quatrième chapitre définit les paramètres le modèle d'impédance final qui sera utilisé pour la une modélisation sismique.

## 3.2. LES DIFFERENTES METHODES DE CONSTRUCTION DES MODELES D'IMPEDANCE.

Différents modes de construction du modèle d'impédance peuvent être proposées.

L'approche la plus classique consiste à attribuer une valeur d'impédance à chaque faciès de la coupe géologique (Lindsey *et al.*, 1976; Neidell et Poggiagliolmi, 1977; Meckel et Nath, 1977; Galloway *et al.*, 1977; Schramm *et al.*, 1977; Fontaine *et al.*, 1987; Garber *et al.*, 1989). Un tel modèle est représenté sur la figure 3.1 par le modèle A. Dans ce cas, les variations d'impédance acoustique se localisent au niveau des variations lithologiques des couches géologiques. Les variations latérales de faciès ne sont pas prises en compte. Après simulations sismiques, ce modèle permet d'individualiser à la fois des réflexions sismiques parallèles aux lignes des temps géologiques et diachrones au niveau des variations de faciès.

Une seconde approche utilise les limites de paraséquence comme des contrastes majeurs d'impédance (Rudolph *et al.*, 1989; Biddle *et al.*, 1992; Campbell et Stafleu, 1992; Stafleu et Schlager, 1993; Stafleu et Sonnenfeld, 1994). Ce choix est en accord avec les hypothèses de base de la stratigraphie séquentielle car les réflexions sismiques obtenues sont à l'image des lignes - temps géologiques (Mitchum *et al.*, 1977; Vail et Mitchum, 1977; Cross et Lessenger, 1988; Sarg, 1988). Cette approche nécessite un découpage en paraséquences ou hémicycles de hautes fréquences de la coupe lithostratigraphique.

Reste ensuite le problème des variations latérales de faciès à l'intérieur des paraséquences. Celles-ci doivent à la fois tenir compte des observations de terrain et ne pas conduire à des réflexions sismiques irréalistes lors de la modélisation. Pour résoudre ce problème, différentes techniques peuvent être employées.

Une première a été choisie par Stafleu et Everts (1993), Stafleu *et al.* (1994) et Stafleu et Sonnenfeld (1994) qui utilisent un gradient horizontal de vitesse dans chaque paraséquence pour simuler les variations latérales de faciès. Par contre, une impédance acoustique est choisie pour chaque lithologie, sans tenir compte du découpage en paraséquence (modèle B de la figure 3.1). Après modélisation, les réflexions sismiques obtenues sont latéralement continues. Dans ce cas, les réflecteurs correspondent bien à des lignes-temps, sans réflexions parasites induites par les variations latérales de faciès.

Une deuxième technique, proposée par Stafleu et Sonnenfeld (1994) mais pas encore utilisée en modélisation sismique. Elle combine un découpage en paraséquences de la coupe géologique associé à un gradient vertical de vitesse dans chacune d'elles (modèle C de la figure 3.1). Les variations verticales d'impédance se localisent ainsi au sommet des paraséquences. Cette technique tient compte des approches et techniques déjà décrites. Le passage latéral entre deux faciès s'obtient alors par une zone de transition. Cette technique nécessite donc une bonne connaissance de la géologie de terrain pour les variations latérales de faciès et le découpage en paraséquences. Elle a été choisie pour réaliser la construction du modèle d'impédance de la coupe lithostratigraphique de la plate-forme méridionale du Vercors.

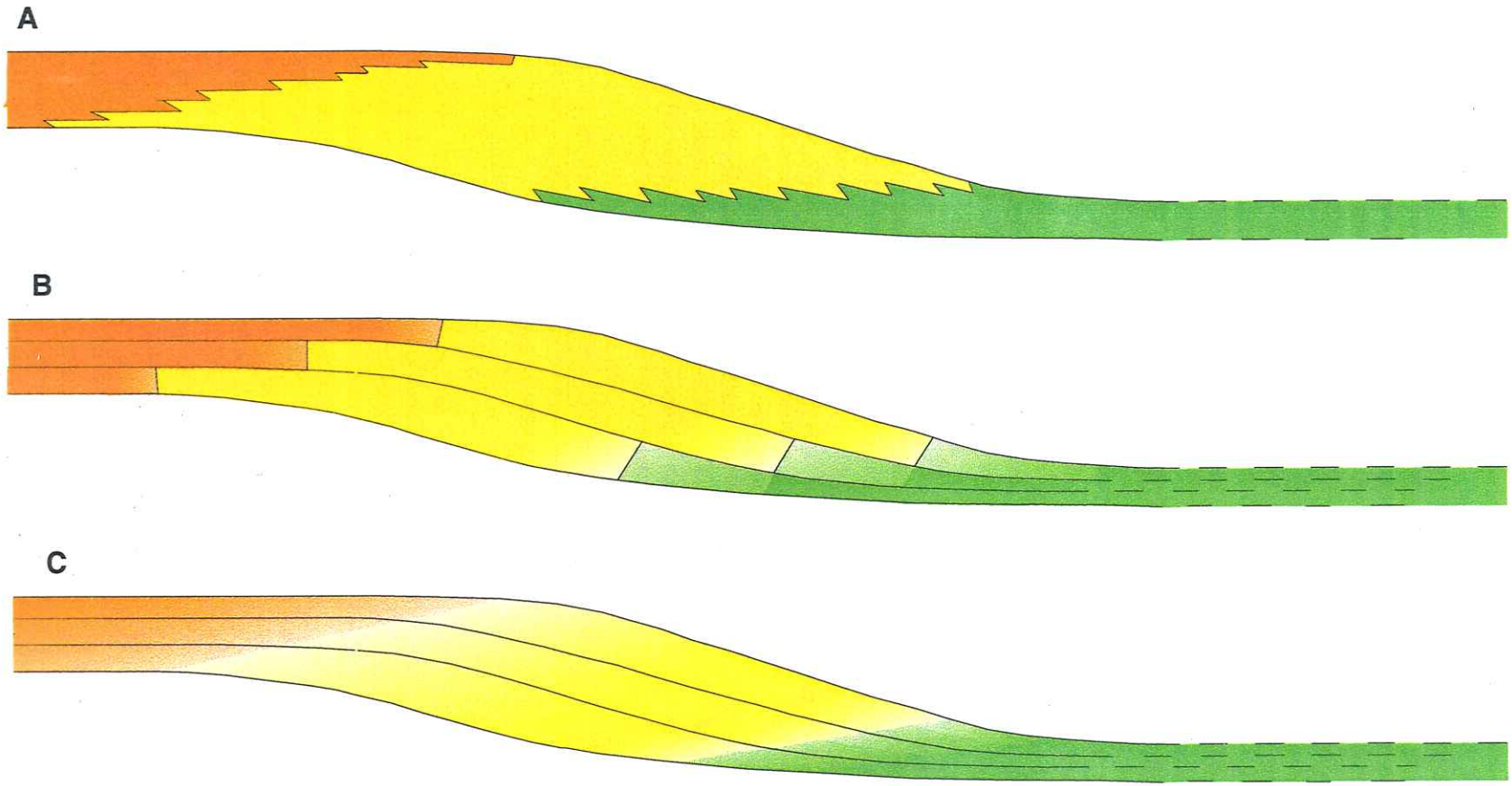



Fig. 3. 1 – LES DIFFERENTS MODES DE DISTRIBUTION DE L'IMPEDANCE ACOUSTIQUE DANS LES MODELES.

Modèle A : Distribution en fonction de la lithologie des roches. Les variations latérales de faciès ne sont pas prises en compte.
Modèle B : Distribution en fonction de la lithologie. Les variations latérales de faciès sont simulées par un gradient horizontal de vitesse dans les paraséquences identifiées.
Modèle C : Distribution de l'impédance acoustique suivant un découpage en paraséquences. Chacune d'elles est caractérisée par un gradient vertical de vitesse, les contrastes d'impédance se localisent à leur sommet.
Les variations latérales de faciès sont simulées par des zones de transition simulées par un gradient horizontal.

## 3.3. VITESSES ET MASSES VOLUMIQUES EMPLOYEES POUR LA CONSTRUCTION DU MODELE D'IMPEDANCE.

### 3.3.1 Vitesses P et S

L'étude des paramètres pétrophysiques des échantillons prélevés à l'affleurement n'a pas permis d'établir de relations directes entre les vitesses P et S et les différents faciès calcaires du Vercors. Ceci est dû à la non conservation de la porosité primaire et le développement d'une porosité secondaire peu importante (6% de moyenne). Dans un contexte d'exploration pétrolière, des porosités si faibles sont relativement peu intéressantes. C'est pourquoi la recherche d'un exemple choisi dans un champ pétrolifère a été entreprise.

Le choix s'est porté sur les couches réservoirs du Golfe Persique qui renferment les mêmes lithofaciès que ceux du Vercors et montrant une organisation verticale en paraséquences similaire (C. Javaux, comm. oraie; Chenot *et al.*, 1996). Dans ce cas, les faciès de plate-forme évoluent vers des dépôts de bordure externe jusqu'aux calcaires hémipélagiques, selon une disposition proche de celle observée dans le Vercors. Leurs études sur carottes et lames minces a révélé l'existence d'un même type de porosité, essentiellement moldique et vacuolaire (près de 20% en moyenne pour les calcaires de plate-forme). Malheureusement, l'utilisation des données de vitesse et de densité de ce champ pétrolier n'a pas été possible, en raison de leur confidentialité. En conséquence, les valeurs de vitesses P et S qui ont été utilisées pour cette modélisation tiennent compte, d'une part, des valeurs de porosité mesurées dans les roches de l'exemple choisi du Moyen-Orient et, d'autre part, des relations linéaires mises en évidence pour les échantillons du Vercors entre la vitesse de propagation des ondes et la porosité.

Les relations linéaires entre vitesses P et S et la porosité ont été obtenues par mesures sur échantillons saturés (vitesse P) et échantillons secs (vitesse S) à pression atmosphérique. Ces dernières peuvent être considérées comme indépendantes de la saturation en eau (Bourbié *et al.*, 1987). Les relations linéaires entre les vitesses et la porosité ont été déterminées pour une gamme limitée de porosité (0 à 10%), de sorte que leur extrapolation pour des porosités beaucoup plus fortes est généralement difficile, voire impossible (Mavko *et al.*, 1996). Toutefois, pour les calcaires bioclastiques grossiers, les calcaires récifaux et les calcaires à rudistes du Vercors, les droites de régression linéaire de ces roches saturées sont très proches de la courbe de Raymers *et al.* (1980) appliquée aux roches carbonatées consolidées (un écart maximum de 5% les sépare). En conséquence, ces droites peuvent être considérées comme une approximation de la courbe de Raymers *et al.* (1980), valide jusqu'à une porosité de 35%. C'est la raison pour laquelle une porosité maximale de 25% a été employée pour les calculs de vitesses et de masses volumiques (Fig. 3.2). Pour les calcaires bioclastiques fins et hémipélagiques, les porosités utilisées sont dans la même gamme de valeurs que celles mesurées sur les échantillons du Vercors. Pour ces faciès, les valeurs de vitesse issues des droites de régression peuvent être utilisées directement.

Les vitesses employées pour établir les relations linéaires entre ce paramètre et la porosité ont été mesurées à pression atmosphérique. La justification de l'emploi de ces mesures résulte du fait que la pression n'a qu'un faible impact sur les valeurs de vitesse dans les calcaires prélevés. Cette observation n'est valide que dans le cas de roches non fracturées.

Dans les calcaires hémipélagiques, la présence d'une fraction argileuse va permettre de prendre en compte les variations de la teneur en argiles dans les séquences du Barrémien inférieur. Les droites de régression reliant l'argilosité aux vitesses de propagation des ondes sont directement utilisées (Fig. 3.3). Ces pourcentages d'argiles dans les roches ont été déterminés à partir de mesures de calcimétrie, mesures complétées par les observations de Cotillon *et al.* (1980) dans la fosse vocontienne. La porosité dans ces roches n'a pas été prise en compte dans le présent travail.

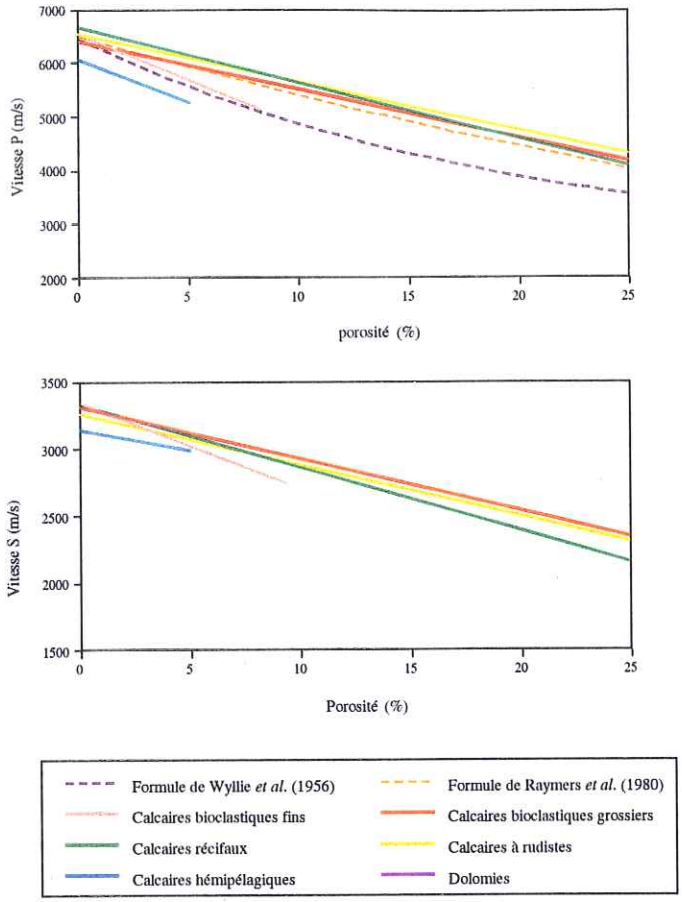



Fig. 3. 2 – Droites de régression linéaires des différents lithofaciès exprimant les vitesses des ondes P (échantillons saturés) et S (échantillons secs) en fonction de la porosité.

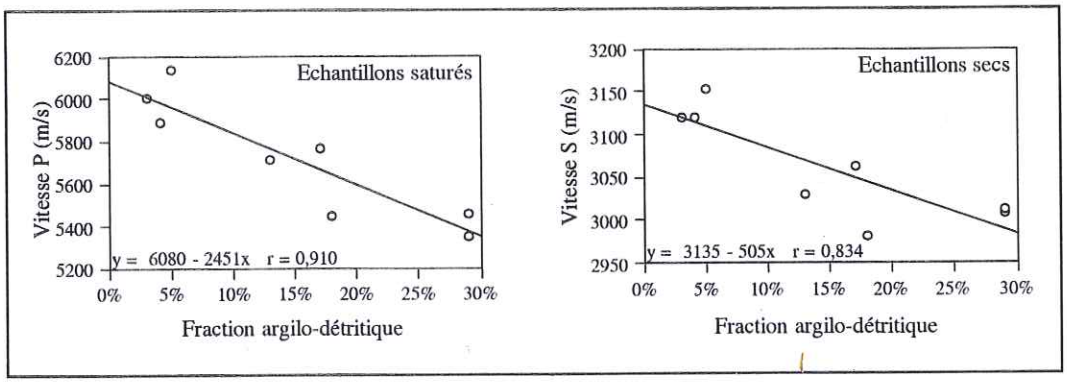



Fig. 3.3 - Relations entre les vitesses P (mesurées sur échantillons saturés en eau) et S (mesurées sur échantillons secs) en fonction de la fraction argilo-détritique contenu dans les échantillons de calcaires hémipélagiques prélevés.

Se pose ensuite le problème du choix des vitesses de propagation dans les marnes, qui n'ont pas pu être prélevées à l'affleurement à cause de leur fragilité. Les données bibliographiques sur les mesures de vitesses de propagation des ondes dans ce type de roches sont rares. La valeur de vitesse P employée pour cette modélisation est tirée d'un puits situé dans le secteur de la Tailla (Jura méridional). Une diagraphie sonique permet de déterminer une valeur de vitesse P de l'ordre de 4700 m/s. Du point de vue sédimentologique, ce niveau équivaut aux marnes du Pas de l'Essaure. Les mesures du taux d'argilosité effectuées sur quelques échantillons de marnes du Vercors donnent une valeur moyenne de 45%. L'interprétation de l'équation de la droite de régression reliant la vitesse P à l'argilosité déterminée fournit le même ordre de grandeur pour les vitesses P dans les marnes. C'est cette valeur qui a été employée pour la construction du modèle d'impédance. Quant à la valeur de la vitesse S des marnes, elle résulte de l'application de la loi de Castagna *et al.* (1993) qui relie la porosité et l'argilosité des roches à la vitesse mesurée au puits.

Les valeurs de vitesses mesurées dans les dolomies du Vercors montrent un comportement particulier (*cf.* 2ème partie). Il est apparu difficile de les utiliser directement dans le cadre de cette modélisation. A partir d'une porosité de 25% (donnée Golfe Persique), la relation de Raymer *et al.* (1980) permet d'obtenir une vitesse P de 4800 m/s pour une dolomie saturée en eau. Voulant simuler la présence d'un réservoir à hydrocarbures (gaz et huile) dans le modèle, la loi de Biot-Gassmann permet de réaliser une substitution de fluide entre l'eau et les deux hydrocarbures. Après application de cette loi, les vitesses et densités obtenues pour les différents fluides sont représentées dans le tableau III.1.

Les dolomies à gaz présentent une valeur de vitesse P plus forte que les dolomies à huile. Cet effet peut s'observer en réalité dans le cas où la saturation en gaz n'est pas totale, la présence d'eau pouvant modifier le comportement des roches. Leur module d'élasticité est indépendant de la saturation d'eau (comprise entre 2% et 95%) alors que la masse volumique augmente avec la saturation. Cet effet provoque une légère augmentation de la densité d'où une baisse de la vitesse. Cet effet a déjà été observé dans des grès (Bourbié *et al.*, 1986). Il est apparu intéressant de modéliser ces effets car généralement les vitesses des roches saturées en gaz sont plus faibles que celles saturées en huile.

Les valeurs de vitesse P obtenues sont confrontées à celles publiées par Fischer *et al.* (1994). Ces dernières ont été obtenues par diagraphies de puits pour réaliser une modélisation sismique. La comparaison de ces valeurs de vitesse P et de masse volumique avec celles employées dans ce travail ne peut être directe à cause de modes d'acquisition différents (puits et mesures ultrasonores). Néanmoins, une conservation des ordres de grandeur des vitesses P pour les différents lithofaciès est observée à porosité équivalente (Tabl. III.2). Les valeurs mesurées au puits sont en général toujours plus faibles (de 200 m/s en moyenne) que celles utilisées dans ce travail.

### 3.3.2 Les masses volumiques

Pour ce paramètre, la relation linéaire déterminée dans la deuxième partie entre la masse volumique et la porosité pour les calcaires est utilisée. Pour les calcaires hémipélagiques, c'est la relation entre la densité et l'argilosité qui est employée.

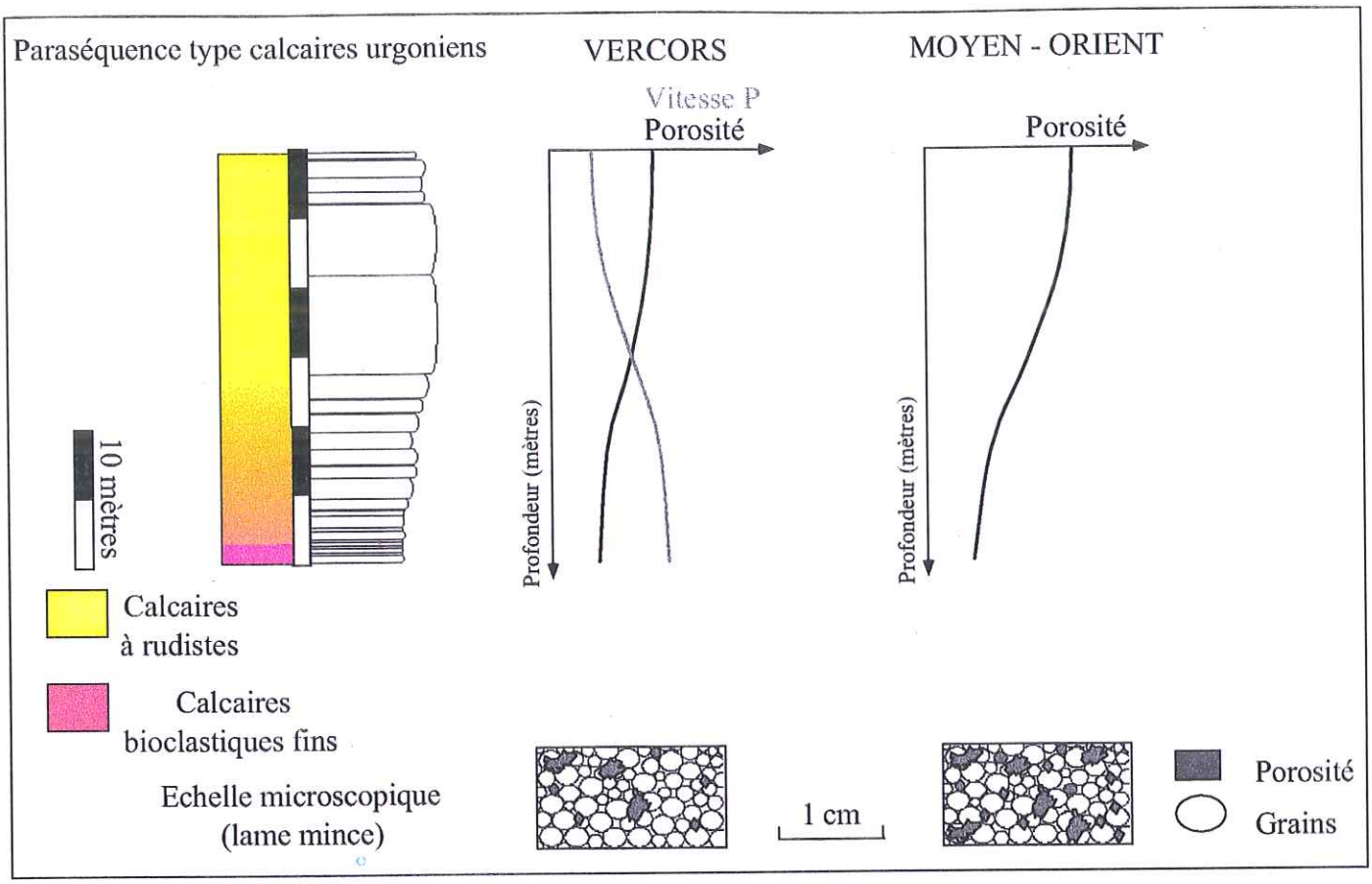
| | Vitesse P (m/s) | Vitesse S (m/s) | Masse volumique ($g/cm^3$) |
|---|---|---|---|
| Dolomie à eau | 4800 | 2360 | 2,35 |
| Dolomie à gaz | 4870 | 2850 | 2,16 |
| Dolomie à huile | 4780 | 2780 | 2,34 |

Tabl. III. 1 – Les valeurs de vitesse P et S et de densité attribuées aux dolomies contenant des hydrocarbures.

## 3.4. CONSTRUCTION DES MODELES D'IMPEDANCES

Les modèles d'impédances sont construits à partir des profils de vitesses P et S et de masse volumique. Chaque lithofaciès de calcaires de plate-forme est caractérisé par une gamme de vitesse propre et un gradient vertical de vitesse. Il simule la variation verticale de la porosité dans une paraséquence de type "shallowing upward" (Kerans, 1994) (Fig. 3.4). L'ensemble de l'organisation verticale de la porosité reflète celle observée dans les couches réservoirs du Moyen - Orient. Deux options ont été suivies (Fig. 3.5) : la première pour les paraséquences du type calcaires urgoniens et la seconde pour le prisme de bas niveau de la séquence BA3. Dans les paraséquences constituées de faciès hémipélagiques, un gradient de vitesse simule au contraire la variation verticale de l'argilosité dans un ensemble de bancs constituant la paraséquence (Fig. 3.4). L'organisation verticale des paraséquences hémipélagiques dans les séquences est fondée sur les observations de terrain et complétées par les travaux de Ferry (1991) .

A




B

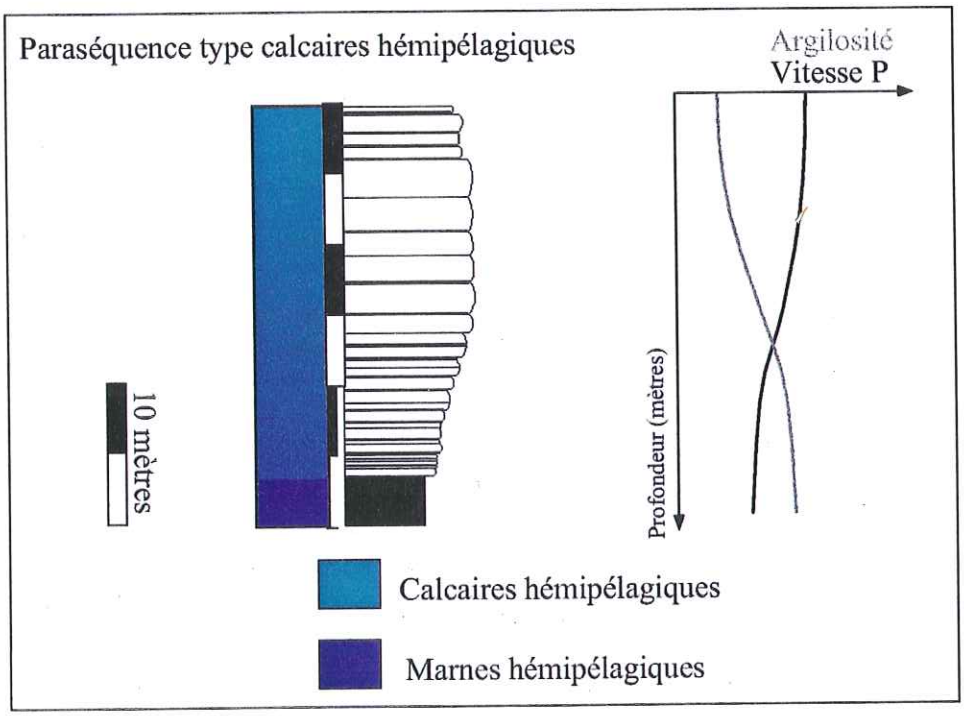



Fig. 3. 4 - Variations verticales de la porosité dans une paraséquence de type calcaire urgonien dans le Verçors et dans l'exemple choisi du Moyen - Orient (A). Variations verticales de l'argilosité dans une paraséquence de type calcaires hémipélagiques du Vercors (B).

Dans le corps dolomitique, les dolomies à gaz sont placées dans la partie supérieure tandis que les dolomies à huile sont dans la partie inférieure de ce corps (Fig. 3.6). Entre les deux, une zone tampon caractérisée par une vitesse intermédiaire est placée pour simuler le passage entre les deux fluides.

A partir de ces données, des profils montrant les variations latérales de porosité et d'argilosité sont obtenus (Fig. 3.7).

Les variations latérales de faciès sont représentées par une zone de transition simulée par un gradient horizontal de vitesse (Fig. 3.8). La longueur de la zone de variations latérales entre deux faciès est définie en fonction des observations de terrain. Cette distance est comprise généralement entre 500 et 800 mètres suivant les cas. Cette technique a l'avantage de se rapprocher des données sédimentologiques observées sur le terrain. Ainsi, les variations rapides de faciès entre les calcaires de plate-forme interne et les calcaires de talus externe qui caractérisent les dépôts des Calcaires urgoniens pourront être simulées. Elles ne conduisent pas nécessairement à produire des réflexions sismiques au niveau des variations lithologiques.

L'inconvénient pratique de cette technique de construction est la nécessité d'introduire un grand nombre de points d'entrée de valeurs de vitesses et masse volumique afin de respecter les variations de pendage et d'épaisseur des couches. Au total, près de 4000 points d'entrée (vitesse P, vitesse S, masse volumique et gradient) ont été nécessaires pour définir le modèle d'impédance de la coupe réalisée.

Les différents profils de vitesses et de masse volumique sont présentés sur la figure 3.9. De la base au sommet, ces modèles peuvent être décrits comme suit.

Les calcaires hémipélagiques du Barrémien inférieur sont caractérisés par une vitesse P comprise entre 6000 m/s et 4700 m/s, une vitesse S de 3100 m/s à 2800 m/s et une masse volumique située entre 2,66 g/cm$^3$ et 2,56 g/cm$^3$. Le prisme de bas niveau de la séquence BA3 montre une variation latérale de faciès entre calcaires bioclastiques vers des calcaires hémipélagiques. Les valeurs des calcaires du sommet du talus externe (en moyenne 5200 m/s pour les vitesses P, 2800 m/s pour les vitesses S et 2,53 g/cm$^3$ pour les masses volumiques) évoluent vers des valeurs plus fortes pour les calcaires hémipélagiques (en moyenne 5400 m/s pour les vitesses P, 3000 m/s pour les vitesses S et 2,59 g/cm$^3$ pour les masses volumiques). Cette variation des valeurs des paramètres physiques indique une variation latérale de porosité entre les deux lithofaciès. Enfin, les calcaires à rudistes sont représentés par des valeurs de vitesse P comprises entre 4200 m/s et 4800 m/s, de vitesse S situées dans l'intervalle 2200 m/s et 2470 m/s et de masse volumique proches de 2,35 g/cm$^3$. Ces valeurs évoluent en direction du Sud du profil vers des valeurs plus fortes, signalant aussi dans ce cas une variation latérale de porosité.

A partir des profils de vitesse et de masse volumique, une section d'impédance P est calculée (Fig. 3.10). Ainsi, les calcaires hémipélagiques du Barrémien inférieur sont caractérisés par de fortes impédances P (comprises entre 12000 g.m/s.cm$^3$ et 15000 g.m/s.cm$^3$). Le prisme de bas niveau de la séquence BA3 est représenté par une valeur d'impédance P proche de 12500 à 14000 g.m/s.cm$^3$ pour les calcaires bioclastiques et de pour les calcaires hémipélagiques. Les calcaires à rudistes montrent une faible impédance (11000 à 9400 g.m/s.cm$^3$) qui évoluent latéralement vers des valeurs plus fortes (entre 12000 g.m/s.cm$^3$ et 14000 g.m/s.cm$^3$). De la même façon, un profil d'impédance S a été construit.

| Faciès | Porosité | Fisher *et al.*, 1994 | | Cette étude | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Vitesse P (m/s) | Masse volumique (g/cm$^3$) | Vitesse P (m/s) | Masse volumique (g/cm$^3$) |
| Calaires à rudistes | 25% | 3900 | 2,27 | 4280 | 2,28 |
| Calcaires récifaux | 19% | 4250 | 2,32 | 4650 | 2,38 |
| Calcaires biocl. grossiers | 18% | 4300 | 2,35 | 4770 | 2,4 |
| Calcaires biocl. fins | 9% | 5000 | 2,48 | 5020 | 2,56 |
| Calcaires hémipélagiques | 5% | 5200 | 2,65 | 5240 | 2,58 |

Tabl. III. 1 – Comparaisons, à porosité équivalente pour chaque lithofaciès, entre les valeurs de vitesses P et de densité issues de diagraphies de puits dans les réservoir du Moyen-Orient et celles utilisées dans cette étude, issues des droites de régression entre les valeurs de vitesses mesurées sur échantillons et la porosité.

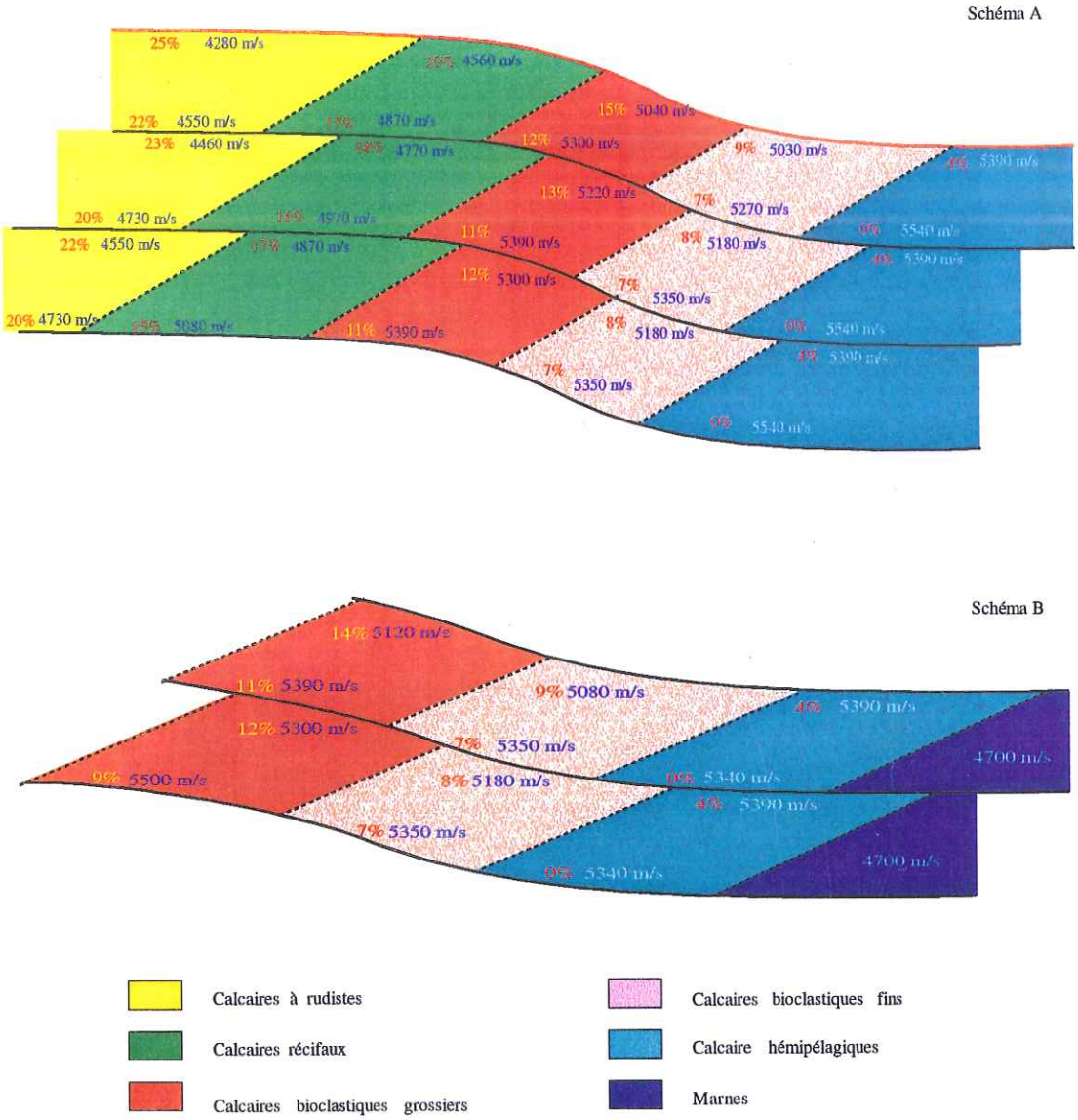



Fig. 3. 5– Répartition de la porosité (en rouge et en jaune) et des vitesses P (en bleu) dans les paraséquences simulant les calcaires urgoniens et leur équivalents latéraux (Schéma A) et dans le prisme de bas niveau de la séquence BA3 (Schéma B).

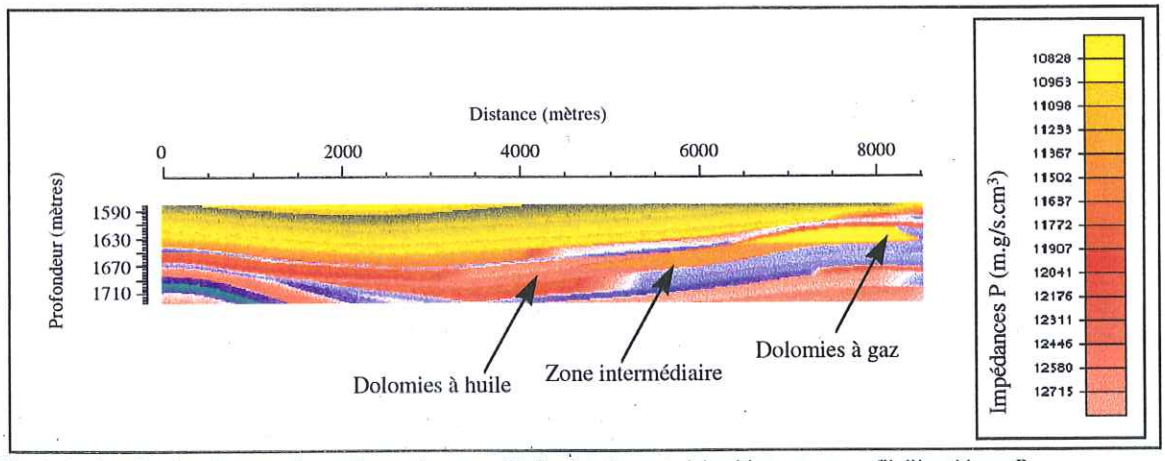



Fig. 3. 6 – Localisation des zones à remplissage de gaz et d'huile dans le corps dolomitique sur un profil d'impédance P.

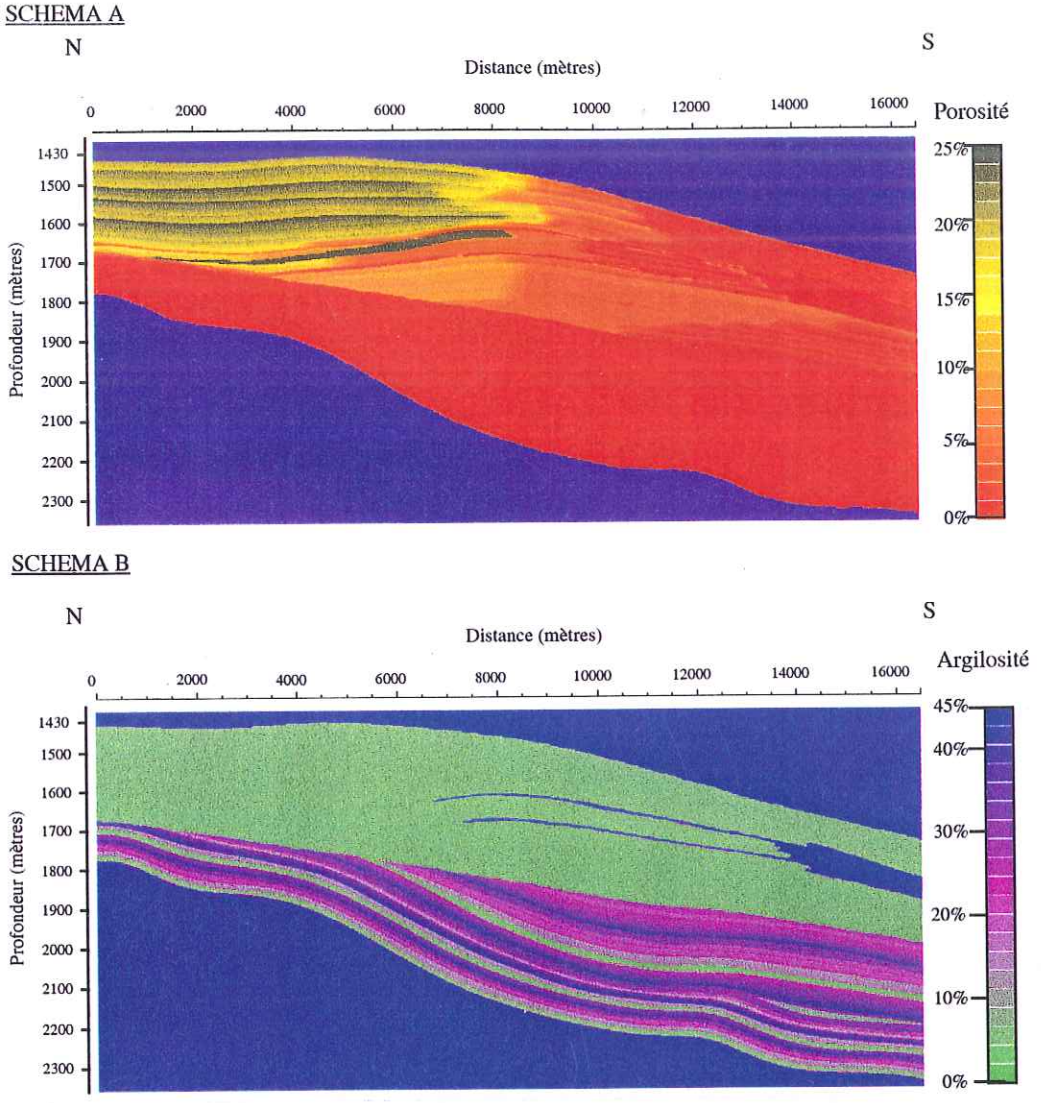



Fig. 3. 7 – Organisation de la porosité (Schéma A) et de l'argilosité (Schéma B) simulées dans le modèle géologique. Les dépôts de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur montrent une variation verticale de l'argilosité, tandis que les dépôts du Barrémien supérieur et Aptien inférieur sont caractérisés par des variations verticale et latérale de la porosité.

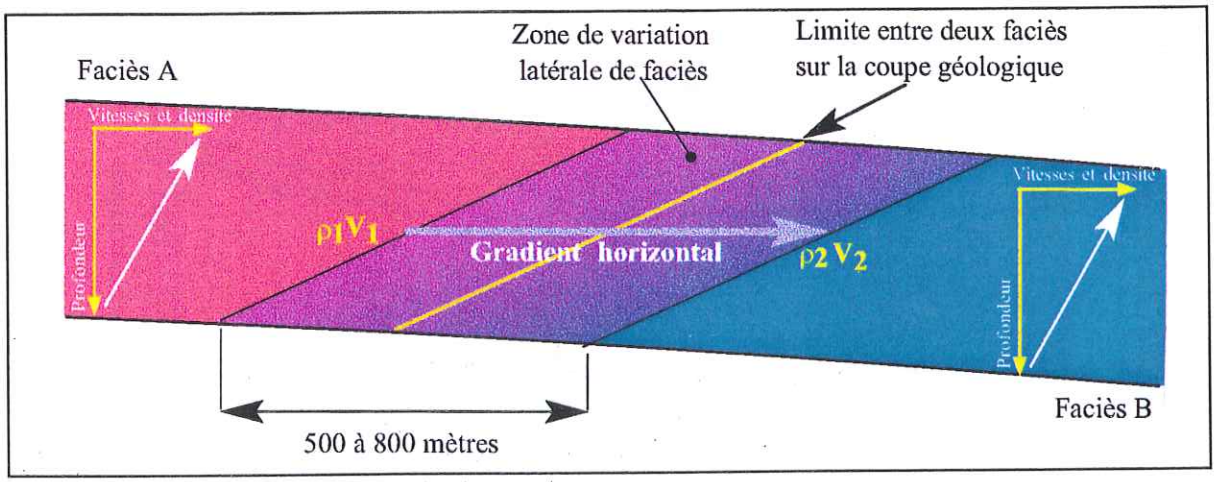



Fig. 3. 8 – Visualisation de la zone de transition simulant les variations latérales de faciès. Cette zone est caractérisée par l'association de deux gradients (en vitesse et en masse volumique), l'un vertical et l'autre horizontal.

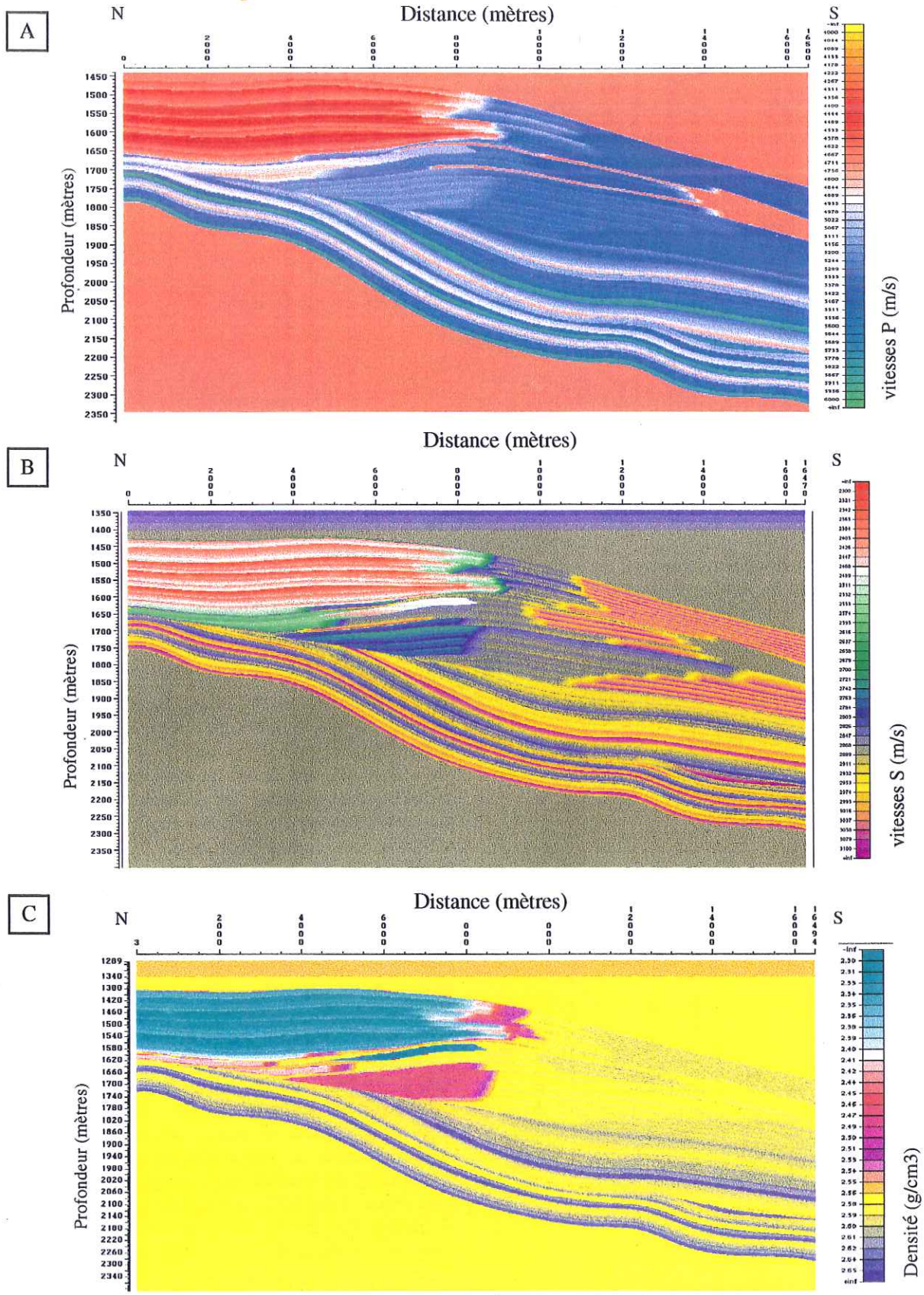



Fig. 3.9 – Distributions de la vitesse P (A), de la vitesse S (B) et de la masse volumique (densité) (C) dans le modèle géologique.

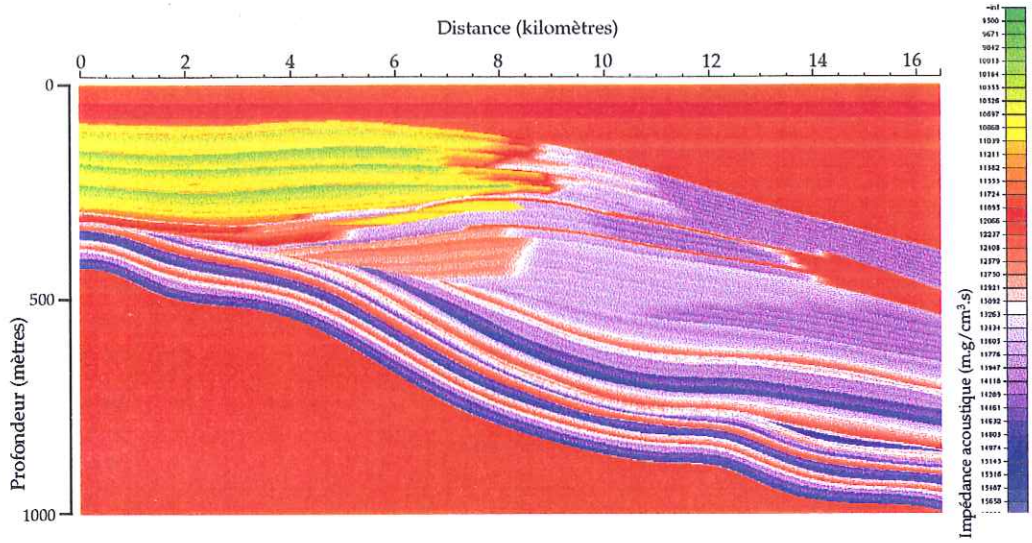



Fig. 3. 10– Distribution de l'impédance P dans le modèle géologique.

### 3.5. CONDITIONS D'ACQUISITION POUR LA MODELISATION SISMIQUE

Dans ce travail, la modélisation sismique a pour but de simuler une acquisition réelle de données sismiques marines. Pour cela, le modèle géologique décrit précédemment est placé sous un milieu de référence. L'ensemble est surmonté d'une couche simulant une tranche d'"eau". Cette dernière a une épaisseur de 150 mètres. Sa vitesse P est de 1800 m/s et une densité de 1,5 g/cm3, la vitesse S étant nulle dans l'eau (Fig. 3.11). Ces valeurs atypiques de la vitesse P et de la densité pour une couche d'eau ont été introduites pour ne pas créer une réflexion trop forte sur le fond de l'"eau" évitant ainsi des arrivées multiples gênantes. Le milieu de référence débute du fond de l'eau et se termine à une profondeur de 1430 mètres. Les variations des vitesses P dans cette couche sont simulés par un gradient vertical de 1,5 m/s par mètre. Son emploi, qui peut traduire un effet de compaction, permet d'éviter des contrastes d'impédance brutaux entre la couche d'eau et le modèle géologique. Ce milieu de référence débute sous la couche d'eau à une vitesse P de 2800 m/s. Il se termine à une vitesse P de 4700 m/s à l'entrée dans le modèle géologique (Fig. 3.11). Ce milieu de référence conduit à englober le modèle géologique d'un milieu à valeurs constantes des paramètres physiques (Vp=4700 m/s; Vs=2885 m/s et ρ=2,56 g/cm$^3$). Elles correspondent aux valeurs utilisées pour les marnes qui sont proches des valeurs moyennes de vitesses et de densité du modèle géologique.

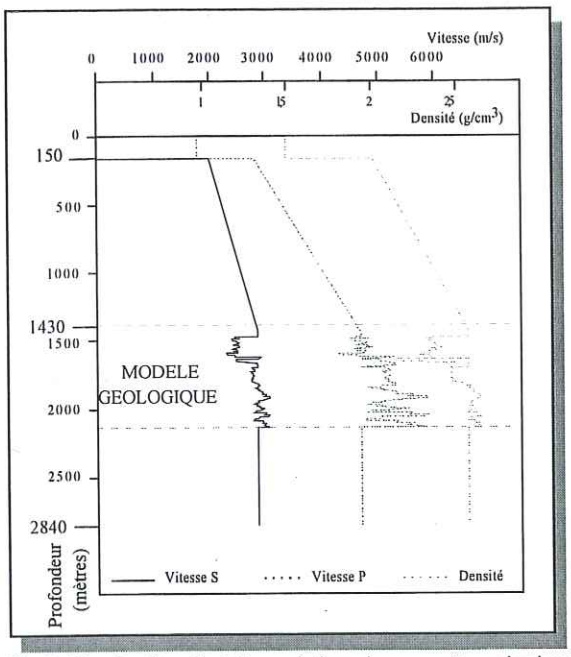



Fig. 3. 11 – Profil vertical des variations des paramètres physiques (vitesses P et S et de densité) dans la couche d'eau, le milieu de référence et le modèle géologique.

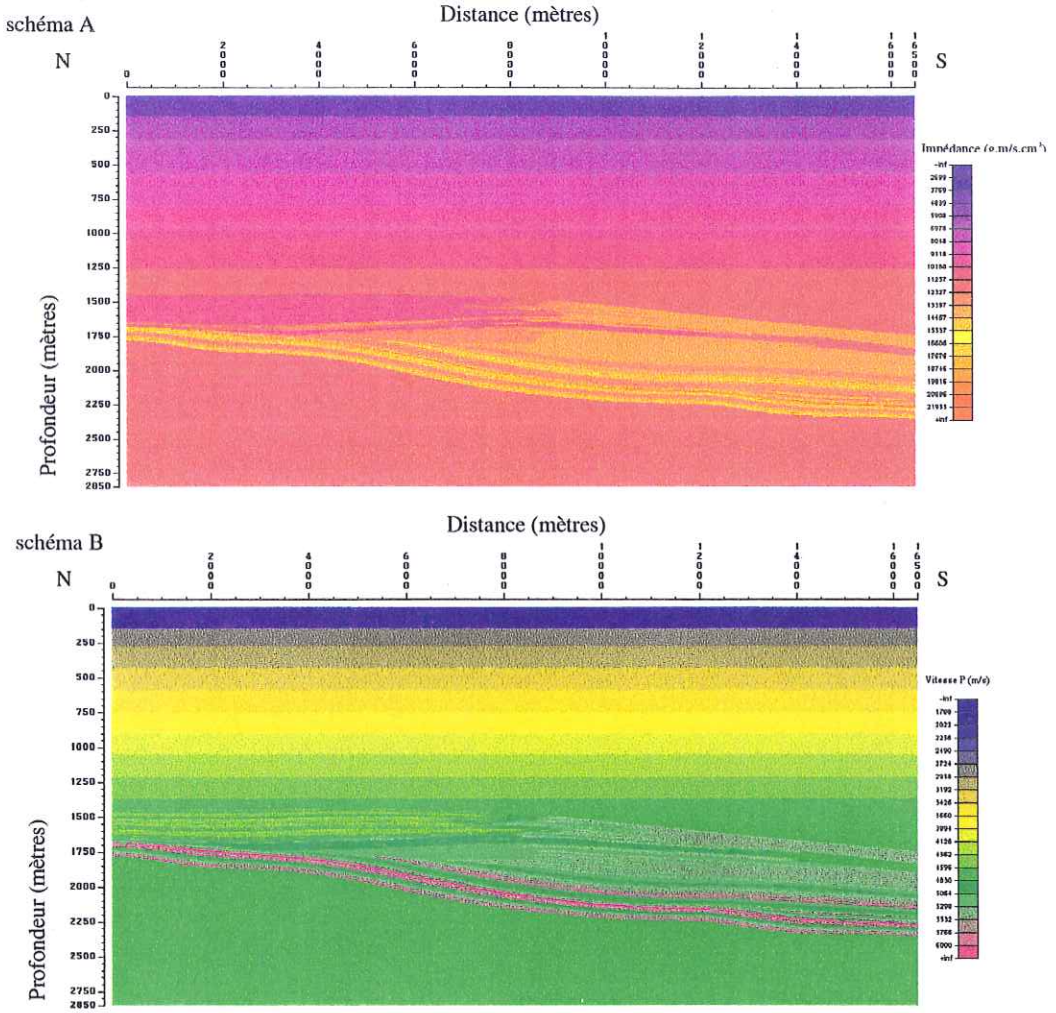



Fig. 3. 12 – Distribution de l'impédance P (A) et de la vitesse P (B)dans le milieu de référence et le modèle géologique.

## 3.6. CONCLUSIONS

Ce chapitre a concerné la construction des modèles d'impédances à partir de la coupe lithostratigraphique du Vercors.

Les vitesses employées sont déterminées à partir des données de porosité observées dans un réservoir réel du Golfe Persique. Ce paramètre est utilisé par la suite pour établir les vitesses et densité des lithofaciès à partir des corrélations linéaires entre la vitesse et la porosité observées sur les calcaires du Vercors. Pour les séquences de dépôt constituées uniquement de calcaires hémipélagiques, la vitesse et la densité déterminées pour ce lithofaciès tient compte des variations de l'argilosité dans les différentes paraséquences.

Le mode de construction des modèles d'impédances P et S tient compte de l'organisation verticale et latérale de la porosité dans les paraséquences de type "shallowing upward" et de l'argilosité dans les paraséquences de calcaires hémipélagiques. Les variations latérales de faciès sont établies à partir des données sédimentologiques de la coupe lithostratigraphique du Vercors. Elles sont simulées par un gradient horizontal de vitesses ou de densité.

Ainsi, l'ensemble des limites des paraséquences de la coupe géologique est caractérisée par un contraste d'impédance. Ces limites constituent alors des réflecteurs sismiques potentiels. Ceci est en accord avec les hypothèses de la stratigraphie séquentielle.

Enfin, les modèles d'impédance sont placés sous une couche d'"eau" et un milieu de référence pour simuler une acquisition de données marines lors de la modélisation sismique.

# 4ème PARTIE

## Modélisations sismiques de la coupe géologique de la bordure méridionale de la plate-forme urgonienne du Vercors.

4.1. INTRODUCTION.

### 4.1.1 Introduction sur la sismique réflexion

De toutes les méthodes géophysiques modernes, la sismique réflexion est la plus utilisée dans le cadre de la recherche de gisements d'hydrocarbures. La sismique réflexion est une méthode d'exploration qui consiste à provoquer des ébranlements dans le sous-sol et à enregistrer en surface les ondes réfléchies sur des discontinuités situées dans les couches géologiques. Les ondes sismiques sont générées en surface par des sources artificielles (dynamite, "air-gun", vibrateur...). Elles émettent une énergie qui se propage dans le sous-sol sous forme d'ondes. A la suite d'un ébranlement, divers fronts d'ondes prennent naissance dans le sous-sol. Dans un milieu élastique, leur propagation se réalise sous deux mécanismes différents représentant deux types d'ondes, les ondes de compression, dites ondes P, et les ondes de cisaillement, dites ondes S. Lorsqu'un front d'onde atteint une discontinuité séparant deux milieux à impédance acoustique différente, l'énergie sismique est partiellement réfléchie et partiellement transmise au milieu sous-jacent. L'impédance acoustique se définit comme le produit de la vitesse de propagation des ondes par la densité des roches. Les ondes réfléchies remontent vers la surface où elles sont détectées par des récepteurs (Fig. 4. 1). Le signal enregistré par un récepteur est désigné comme le signal sismique. Ce dernier diffère en amplitude et en phase du signal émis car il a traversé les couches du sous-sol avant d'être enregistré par les récepteurs. La représentation des variations du signal sismique en fonction du temps de trajet d'une onde pour parcourir la distance source - interface - récepteur constitue la trace sismique. Le temps de trajet dépendra de la vitesse des milieux traversés et de la profondeur des interfaces. Après réorganisation des traces sismiques, leur juxtaposition constitue un profil sismique.

Dans le cadre d'une acquisition sismique à couverture multiple, une série de récepteurs répartis régulièrement est employée (Fig. 4. 1). Ce mode d'acquisition permet, après traitement, une amélioration du rapport signal sur bruit et la détermination des vitesses de propagation des ondes dans le sous-sol (Yilmaz, 1992; Henry, 1994). Le dispositif d'acquisition (sources et récepteurs) se déplace suivant une direction donnée. Pour chaque ébranlement issu de la source sismique, la collection de toutes les traces sismiques est qualifié de "point de tir commun" (Fig. 4. 2). Lors de cette étude, nous avons cherché à simuler une acquisition sismique marine, où les récepteurs sont des hydrophones qui enregistrent les variations du champ de pression créé par l'onde sismique.

Les signaux enregistrés permettent de mesurer les temps de parcours des ondes entre la source et les différents récepteurs, ainsi que l'amplitude des réflexions. Cette dernière est fonction de la valeur du coefficient de réflexion entre deux couches superposées. L'amplitude des réflexions est également fonction de l'angle d'incidence des ondes et donc, de la distance entre source et récepteur (déport).

Le coefficient de réflexion (R) entre deux couches (couches 1 et 2) est défini à partir des variations d'impédance acoustique entre ces couches, tel que:

$$R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2} \text{ ou } R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_1 + Z_2} \quad \text{(IV. 1)}$$

où

$Z_1$ et $Z_2$ sont les impédances acoustiques définies comme le produit de la vitesse par la densité dans les milieux 1 et 2,

$V_1$ et $V_2$ sont les vitesses de propagation des ondes P dans les milieux 1 et 2,

$\rho_1$ et $\rho_2$ sont les densités des roches des milieux 1 et 2.

De même, un coefficient de transmission (T) entre les couches 1 et 2 est défini, tel que:

$$T = \frac{2.\rho_1 V_1}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2} \text{ ou } T = \frac{2.Z_1}{Z_1 + Z_2} \quad \text{(IV. 2)}$$

En sismique réflexion, la trace enregistrée est souvent modélisée comme le produit de convolution du coefficient de réflexion (en fonction du temps), aussi appelé réponse impulsionnelle, et de la source sismique. L'un des objectifs du traitement est alors de supprimer l'effet de la source.

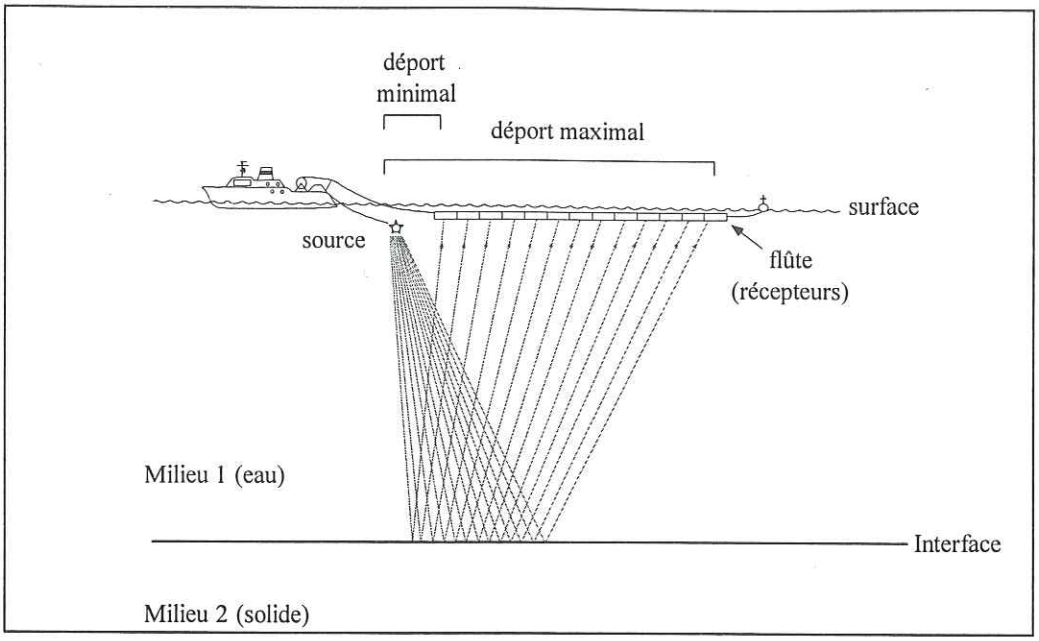



Fig. 4. 1 – Dispositif d'acquisition de sismique réflexion marine.

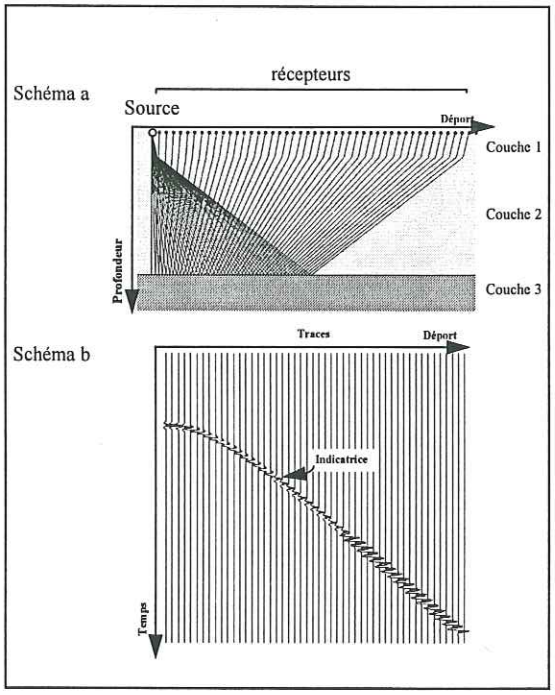



Fig. 4. 2 – Enregistrements sismiques de l'ensemble des récepteurs après un ébranlement de la source.

Schéma a – Trajets des rayons au travers d'un milieu a trois couches homogènes.

Schéma b – Sismogramme ("point de tir") issu du modèle a

Cette partie du mémoire a pour objet de présenter les modélisations sismiques du modèle de plate-forme carbonatée. Ces simulations ont été réalisées d'une part par la méthode de tracé de rayons et d'autre part par la technique des différences finies.

Le premier chapitre est constitué de rappels sur la méthode d'acquisition à couverture multiple et les modélisations sismiques utilisées.

Dans le second chapitre, la méthode du tracé de rayons en deux dimensions et ses limitations sont présentées. Les différents modes de simulations à déport nul sont alors introduits. Les résultats de la modélisation sismique du modèle géologique du Vercors sont présentés, interprétés et discutés. Ils permettent d'établir des premières conclusions quant aux relations liant les réponses sismiques au modèle géologique.

Le troisième chapitre est consacré à la modélisation sismique par la méthode des différences finies. Il débute par une présentation générale de cette méthode de modélisation et une description de l'algorithme utilisé. Un second paragraphe expose la géométrie d'acquisition et la source sismique employées. Le troisième paragraphe décrit les séquences de traitement appliquées aux données sismiques modélisées et présente l'interprétation des profils sismiques.

### 4.1.2 La méthode d'acquisition sismique à couverture multiple

Cette méthode d'acquisition sismique permet une amélioration du rapport signal sur bruit et la détermination des vitesses de propagation des ondes dans le sous-sol. L'ensemble des points de tir enregistrés est utilisé pour obtenir une collection de point milieu. Il s'agit de regrouper entre elles les traces pour lesquelles le point défini comme le milieu géométrique entre la source et le récepteur est le même. Ce point est appelé point milieu commun ("*common mid-point*").

Ce tri s'effectue à partir des paramètres de la géométrie du dispositif d'acquisition (nombre de traces, distances entre traces et entre tirs, déport minimum...). Le nombre de traces élémentaires constitutives d'une collection point milieu est égal à l'ordre de couverture. Dans le cas d'interfaces horizontales, la projection verticale sur les réflecteurs d'un point milieu commun est qualifié de point miroir commun ("*common depth point*"). Ce dernier est "illuminé" par l'ensemble des trajets source - récepteur. Cette hypothèse est erronée lorsque le milieu de propagation est constitué d'interfaces pentées ou de structures géologiques complexes (i.e. à variations latérales de vitesse). Des opérations au cours du traitement sismique (comme le "*dip move-out*" ou la migration) ont pour but de corriger ces effets de pendage.

Chaque point miroir commun situé sur une interface est caractérisé par une série de réflexions s'effectuant sous des angles d'incidence croissants ou à déport ("offset") croissant (Fig. 4.3). En général, les temps de réflexion sont d'autant plus longs que le déport est grand. La représentation d'une onde réfléchie sur une collection de traces caractérisant un point miroir commun est appelée indicatrice. Dans le cas d'un milieu à interfaces horizontales, cette indicatrice est une hyperbole (Henry, 1994) (Fig. 4. 3).

Après le tri des traces sismique en collection de point miroir, une seconde opération consiste à aligner les indicatrices des réflexions avant de les sommer (Fig. 4. 4). Elle est appelée la correction dynamique ou correction d'indicatrices ("*normal move-out*"). Elle a pour but d'"horizontaliser" les hyperboles visibles sur l'ensemble des traces sismiques décrivant un point milieu commun. Quel que soit le déport, l'indicatrice de réflexion a un temps de trajet égal à celui d'un déport nul, source et récepteur sont supposés être confondus. Chaque trace sismique est alors corrigée d'une valeur $\Delta t$, croissante avec le déport (Fig. 4. 4). Les temps de réflexion des différents doublets source - récepteur pour un même point miroir sont ainsi égaux à celui du déport nul. Les traces sismiques pourront alors être sommées et l'amplitude de la réflexion sur la trace obtenue sera égale à la somme des amplitudes des traces individuelles. La juxtaposition de toutes les traces caractérisant chacune un point miroir commun différent constitue une section sismique après - sommation (ou "*stack*") (Fig. 4. 4).

La section sismique acquise après - sommation est généralement migrée. L'opération de migration a pour but de replacer les réflecteurs pentés à la position où ils seraient recontrés si un forage vertical dans le sous-sol était réalisé. De plus, elle contribue a faire disparaître les hyperboles de diffractions issues de points brillants. Deux types de migrations peuvent être utilisés, la migration temps et la migration profondeur.

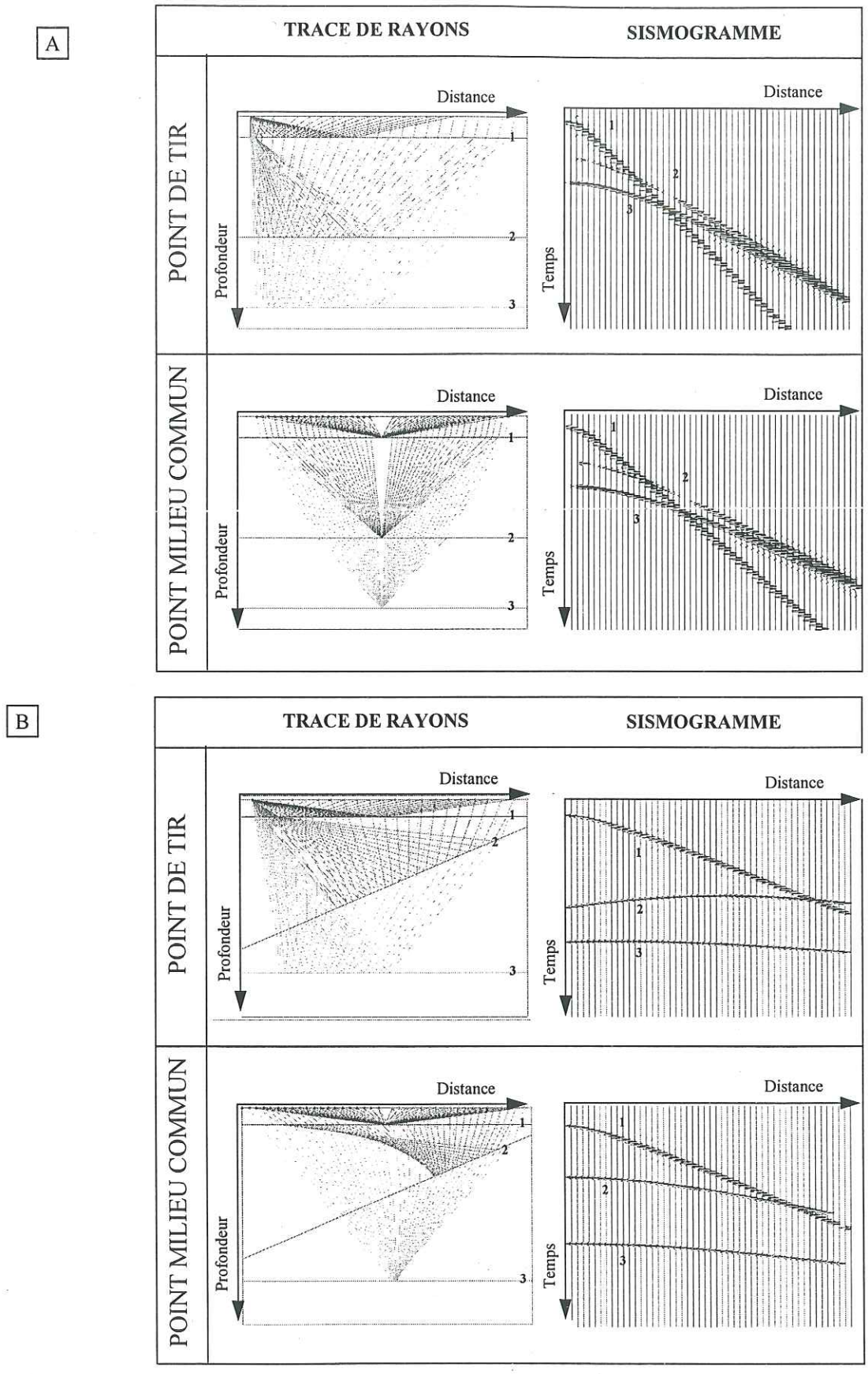



Fig. 4. 3 – Points de tir et points milieux communs pour un modèle géologique à interfaces horizontales (A) et pentées (B); trajet des rayons et réponse sismique (modélisation par tracé de rayons).

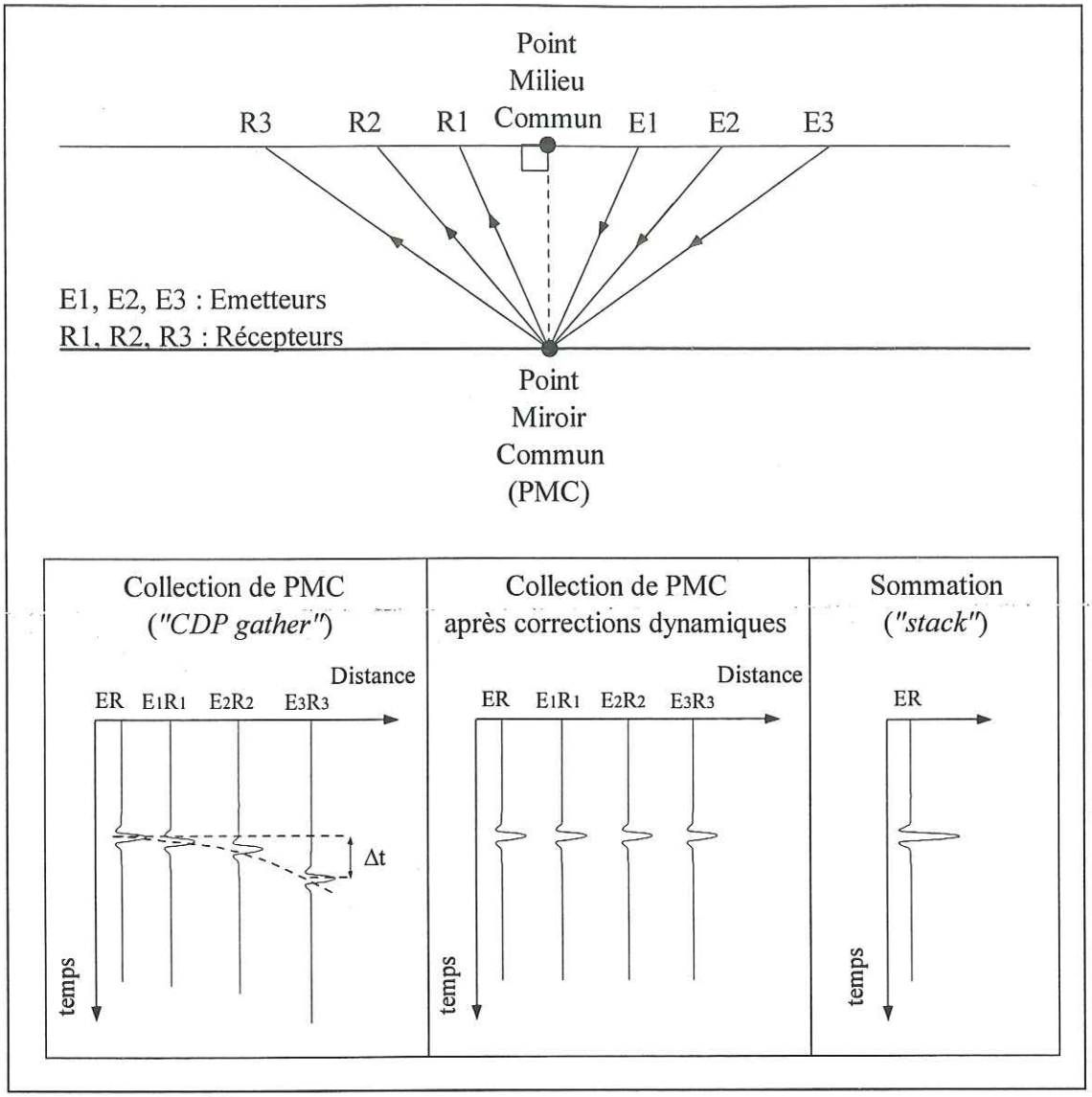



Fig. 4. 4 – Principe de la sommation des données sismiques acquises en couverture multiple (d'après Henry, 1994).

## 4.2. LA MODELISATION SISMIQUE

La modélisation sismique est une approche géophysique qui permet de simuler la propagation des ondes sismiques dans un modèle géologique donné. Elle est fondée sur un modèle élastique de propagation des ondes dans le sous-sol (Sheriff, 1981). Les enregistrements sismiques synthétiques obtenus peuvent alors être comparés aux profils sismiques réel. Afin de simuler la propagation des ondes dans le sous-sol, un modèle mathématique a été établi à partir de la loi de Hook et du principe fondamental de la dynamique (Sheriff, 1981; Lavergne, 1986). Ce modèle repose sur l'équation des ondes dont l'expression, dans le cas d'une source ponctuelle et d'un milieu à deux dimensions acoustique,homogène et isotrope (Henry, 1994) s'écrit :

$$\frac{\delta^2\phi}{\delta x^2}+\frac{\delta^2\phi}{\delta z^2}=\frac{1}{V^2}\frac{\delta^2\phi}{\delta t^2} \qquad \text{(IV. 3)}$$

où:

$\phi$ est le champ de pression,

x et z, les coordonnées horizontale et verticale dans le repère associé au milieu de propagation,

t, le temps de propagation,

V, la vitesse des ondes de compression. Une même équation existe pour les ondes S en remplaçant V par la vitesse de ces ondes.

Afin de résoudre cette équation, deux types de méthodes sont souvent proposés.

Les premières méthodes regroupent de nombreuses techniques dont la plus utilisée est le tracé de rayons à travers le milieu de propagation. Fondée sur l'approximation asymptotique haute fréquence de l'équation des ondes, la théorie du tracé de rayons (ou rais) permet de simuler la propagation dans des milieux présentant des variations spatiales lentes des paramètres physiques du milieu par rapport à la longueur d'onde dominante du signal sismique utilisé (Cerveny *et al.*, 1977). La propagation des ondes dans le modèle est simulée par des rayons normaux aux fronts d'ondes, dans le cas d'un milieu homogène et isotrope. Des lois physiques, comme le principe de Fermat, régissent leur comportement au cours de leur propagation dans le modèle. Cette théorie a conduit au développement d'outils de modélisation sismique rapides en temps de calcul. Cette méthode a été largement employée pour étudier la réponse sismique de modèles géologiques à deux dimensions (Galloway *et al.*, 1977; Briddle *et al.*, 1991; Schuster *et al.*, 1993; Helland-Hansen *et al.*, 1994; Johansen *et al.*, 1994; Stafleu, 1994). Dans ce travail, une première série de modélisations de la coupe géologique de la plate-forme carbonatée du Vercors a été réalisée par tracés de rayons.

Le deuxième type de méthodes de modélisation sismique repose sur la résolution numérique directe de l'équation des ondes. Ces méthodes simulent les perturbations du milieu produites par la propagation d'une source sismique dans le sous-sol. Les données modélisées sont proches de celles enregistrées lors d'acquisitions sismiques réelles. Selon la nature et la complexité du modèle géologique, cette résolution numérique fait appel à différentes méthodes, intégrales (Cole *et al.*, 1978; Aubry, 1991), pseudo-spectrales (Fornberg, 1985), de différences finies (Kelly *et al.*, 1976; Virieux, 1986) et d'éléments finis (Marfurt, 1984). L'utilisation de ces méthodes pour modéliser des coupes géologiques reste limitée à cause des longs temps de calcul nécessaires à ce type de simulation (Garber *et al.*, 1989; Suchecki *et al.*, 1994). Parmi celles-ci, la plus couramment utilisée est celle basée sur la technique des différences finies. Elle constitue la seconde méthode de modélisation sismique employée dans ce travail.

### 4.2.1 Modélisation sismique par tracé de rayons

#### *4.2.1.1 Introduction*

La méthode de tracé de rayons est la modélisation sismique la plus couramment utilisée. Elle permet de réaliser des simulations rapides préalables à l'exécution d'une campagne sismique pour tester différentes géométries d'acquisition (variation de l'espacement entre source et récepteur, ouverture optimale...) ou d'inverser des temps de trajet comme en tomographie sismique (construction de modèles de vitesse pour la migration).

La théorie des rayons est fondée sur une approximation haute fréquence de l'équation des ondes. Elle est régie, comme en optique géométrique, par le principe de Fermat qui établit que les rayons suivent des trajets à durée minimale. Leur propagation dans le sous-sol est fondée par le principe de Huygens et les lois de Snell - Descartes.

Le principe de Huygens propose une description de la propagation des ondes dans le sous-sol. Il établit que toute particule mise en vibration peut être considérée comme une nouvelle source à partir de laquelle un nouveau front d'onde se développe. Les nouveaux fronts d'onde ainsi formés interfèrent pour constituer une enveloppe continue (Fig. 4. 5).

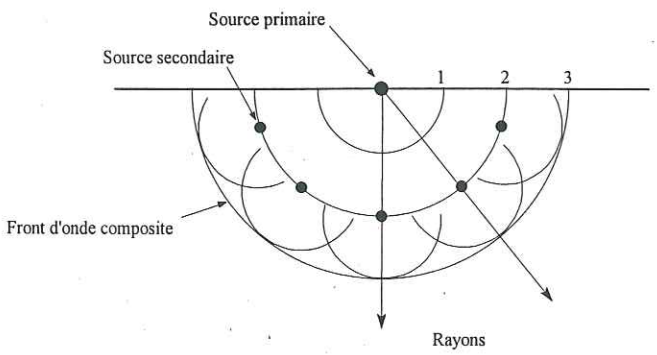



Fig. 4. 5 – Principe de Huygens qui établit que chaque point d'un front d'onde agit comme source d'un nouveau front d'onde.

Les lois de Snell - Descartes permettent de relier les angles d'incidence aux angles de réflexion et de transmission à une interface. Quand une onde (dite incidente) rencontre sur son trajet une discontinuité séparant deux milieux à impédance différente, elle se décompose en une onde réfléchie et une onde transmise. D'après la loi de Snell - Descartes, les directions de chacun de ces rayons sont liées entre elles par la relation:

$$\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_2}{V_2} \qquad \text{(IV. 4)}$$

$i_1$, l'angle d'incidence du rayon (défini par rapport à la normale à l'interface),

$V_1$, la vitesse du milieu 1,

$i_2$, l'angle du rayon transmis (défini par rapport à la normale à l'interface),

$V_2$, la vitesse du milieu 2.

L'angle du rayon réfléchi par rapport à la normale est égale à l'angle du rayon incident (Fig. 4. 6). Ce schéma de base peut être complété par l'introduction des ondes converties dans le cas d'un milieu élastique. Les lois de Snell - Descartes sont valables pour les ondes P et S.

Il existe un angle d'incidence limite (angle critique) il y a réfraction totale. L'onde réfractée ne pénètre pas dans le milieu 2 et se propage le long de l'interface. Ce schéma est plus complexe en sismique en raison de l'existence d'ondes de compression, de cisaillement et des ondes de conversion.

La méthode de tracé de rayons permet de simuler facilement tous les types de sismogrammes (point de tir, point milieu commun, profil sismique vertical, profiles sismiques à déport nul).

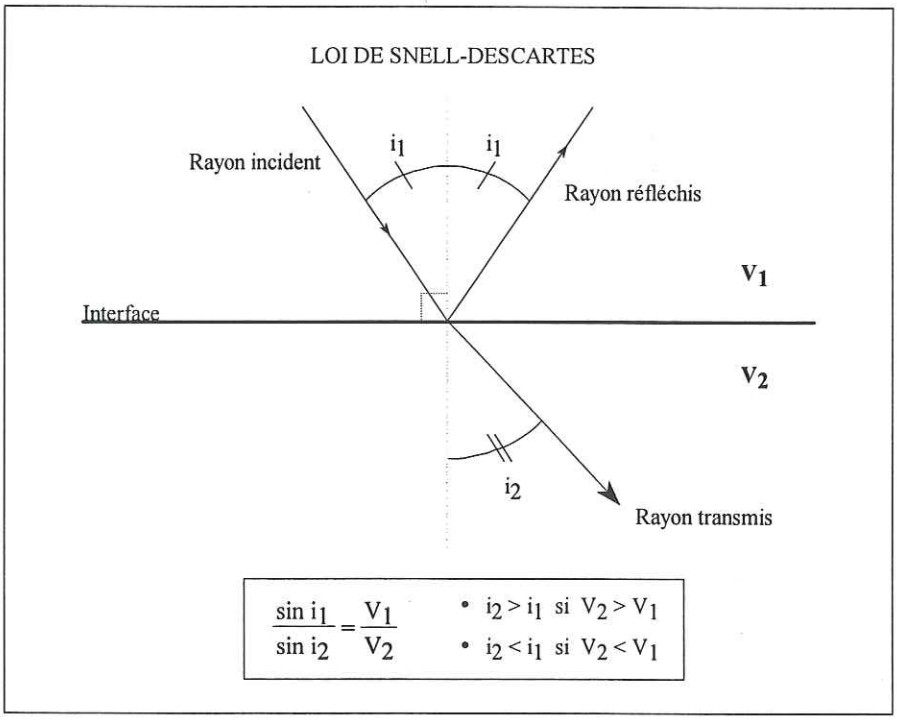



Fig. 4. 6 – Rayons sismiques transmis et réfléchis selon les lois de Snell - Descartes.

#### *4.2.1.2 Modélisation par tracé de rayons à déport nul*

Dans ce travail, la méthode du tracé de rayons n'a été utilisée que pour réaliser des modélisations sismiques à déport nul. Dans ce cas, la source et le récepteur sont confondus à la surface du modèle. Cette technique de modélisation repose sur le principe que le rayon reliant de la source au point de réflexion et le rayon reliant le point de réflexion au récepteur coïncident (Taner *et al.*, 1970). Chaque trace sismique obtenue équivaut alors à un point milieu commun. Ce type de simulation sismique, bien qu'irréaliste comparé aux acquisitions sismiques réelles, permet d'obtenir rapidement des profils sismiques interprétables pour différents paramètres de simulation (source, géométrie d'acquisition,...).
Trois types de simulation peuvent être mis en oeuvre : tracé de rayons à incidence normale, tracé de rayons à incidence verticale et tracé de rayons de rayons images (Fig. 4. 7). Chacun fournit des profils sismiques différents permettant de modéliser directement certaines étapes du traitement sismique (Fagin, 1991) (Tabl. 4. 1). Pour chaque couple source - récepteur, le temps de trajet du rayon sismique est calculé de la surface aux points de réflexion situés sur les interfaces. Ce temps est doublé pour simuler le temps de parcours inverse du rayon après réflexion. Ces temps sont fonction de la propagation des ondes dans chaque couche. Il est à noter que les simulations à déport nul présentées dans le présent mémoire n'ont été réalisées qu'à partir des seules les vitesses P (approche acoustique). Les phénomènes d'atténuation ne sont pas pris en compte dans ce type de simulations. Pour les trois techniques de modélisation à déport nul, l'amplitude des événements sismiques est calculée à partir de la détermination du coefficient de réflexion à chaque interface du modèle. La réponse impulsionnelle du modèle (*i.e.* la série verticale des coefficients de réflexion) sera ensuite convoluée par un signal source à contenu fréquentiel défini par l'utilisateur. Seul le mode de calcul des temps de trajets des rayons diffère donc entre les trois techniques de modélisation à déport nul. Ces trois techniques sont illustrées sur un modèle géologique simple. Ce modèle est constitué d'une interface pentée de 30° située entre deux autres interfaces horizontales (
Fig. 4. 8). La figure 4.9 représente le tracé de rayon et la réponse sismique obtenue par chacune des trois techniques de modélisation à déport nul pour ce modèle simple. Dans ces exemples, le signal utilisé est un "Ricker" à fréquence central de 30 Hz. Pour l'exemple traité, les trois profils sismiques montrent une position différente en temps des réflecteurs sismiques (surtout le réflecteur penté). Le profil migré profondeur se rapproche le plus du modèle géologique. La conversion des temps en profondeur doit permette de retrouver les mêmes profondeurs des interfaces que sur le modèle géologique.

##### *4.2.1.2.1 Tracé de rayons à incidence normale*

Les points miroirs communs d'une section après - sommation sont simulés par un tracé de rayons à incidence normale (Taner *et al.*, 1970). Les rayons partent perpendiculairement aux interfaces et obéissent à la loi de Snell - Descartes quand ils traversent les autres interfaces en remontant vers la surface (Fig. 4. 9). Pour chaque interface, une série de rayons est tracée pour les différentes positions des couples source - récepteur.

##### *4.2.1.2.2 Tracé de rayons à incidence verticale*

Cette méthode permet de simuler une section sismique migrée profondeur après-sommation. Elle représente le profil sismique idéalement désiré pour être interprété, c'est-à-dire une image où les événements sismiques du sous-sol sont correctement positionnés en profondeur. Pour chaque couple source - récepteur, les rayons sont tracés verticalement depuis la surface d'acquisition (Fig. 4. 9). Ils ne se courbent pas et n'obéissent pas à la loi de Snell - Descartes. Le temps de trajet vertical nécessaire aux rayons est calculé en temps double, c'est-à-dire le temps nécessaire pour atteindre chaque interface et rejoindre la surface. Dans ce cas, les rayons agissent comme de simples convertisseurs de la profondeur en temps. La section sismique obtenue peut être considérée comme un continuum de modèles sismiques à une dimension, convolués par le signal source.

#### *4.2.1.3 La méthode des rayons images*

Cette technique de modélisation à déport nul est basée sur le principe du rayon image établi par Hubral (1977). Cet auteur considère un point diffractant situé en profondeur; la réponse sismique enregistrée en surface est une hyperbole (Fig. 4. 10). L'apex de cette courbe de diffraction (*i.e.* point de trajet minimum) se localise à une position en surface où le rayon issu du point diffractant émerge verticalement. Ce rayon permet de modéliser la position des réflecteurs après une migration temps conventionnelle. Ce concept de rayon image a été établi pour estimer les erreurs de migrations temps conventionnelles occasionnées par les variations brutales de vitesses dans le sous-sol (Hubral, 1977; Larner *et al.*, 1981; Fagin, 1991).

Durant la modélisation, le rayon est issu de la source placée en surface et débute sa propagation verticalement. Par la suite, le rayon image est réfracté selon les lois de Snell - Descartes lorsqu'il rencontre sur son trajet des interfaces séparant des milieux à impédances différentes (Fig. 4. 9). A cause de la réfraction engendrant la courbure des rayons, la position du diffracteur sera imagé sous B et non sous A (Fig. 4. 11). L'erreur de migration sera représentée par le segment AB.

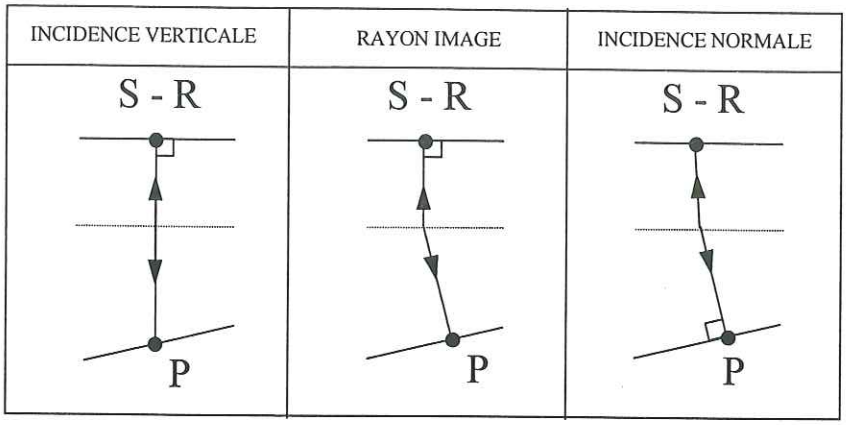



Fig. 4. 7 – Les différents modes de modélisation à déport nul.. Les rayons reliant la source (S) au point de réflexion (P) et le rayons reliant le point de réflexion au récepteur (R) coïncident.

| Méthodes de tracé de rayons | Type de section sismique obtenue |
|---|---|
| Incidence normale | section après-sommation ("stack") |
| Incidence verticale | section migrée profondeur après-sommation |
| Rayons images | section migrée temps après-sommation |

Tabl. 4. 1 : Les différentes méthodes de tracé de rayons à déport nul et les profils sismiques qui leur sont associés (Fagin, 1991).

MODELE GEOLOGIQUE

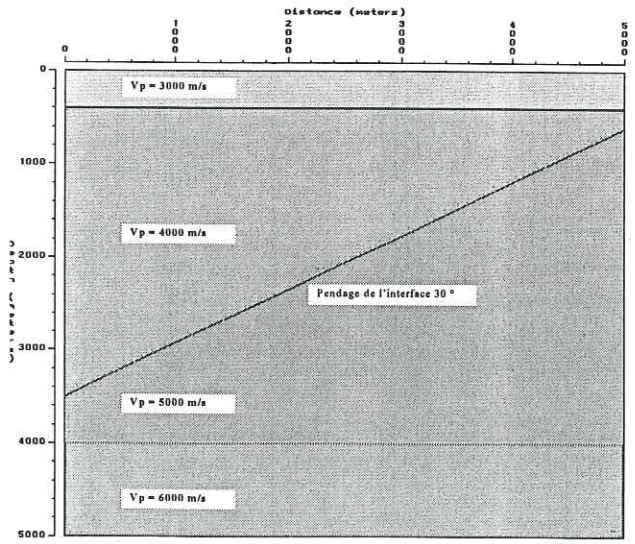



Fig. 4. 8 – Modèle géologique et vitesses employées

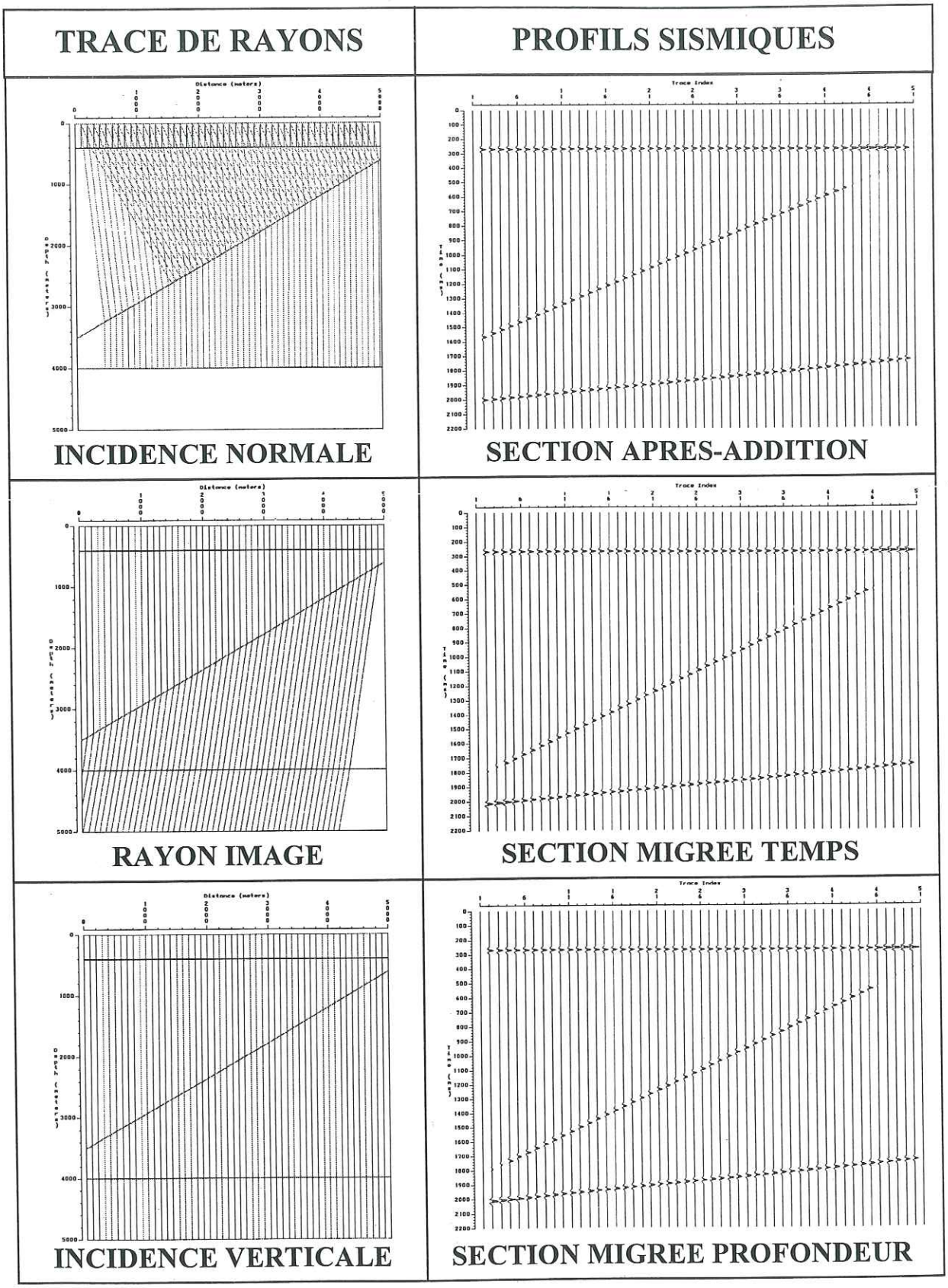



Fig. 4. 9 – Modélisation sismique par tracé de rayons à déport nul; les trois techniques employées (trajets des rayons et réponses sismiques). La position en temps des événements sismiques représentant les interfaces présentes à la base du modèle sont différents sur les trois profils.

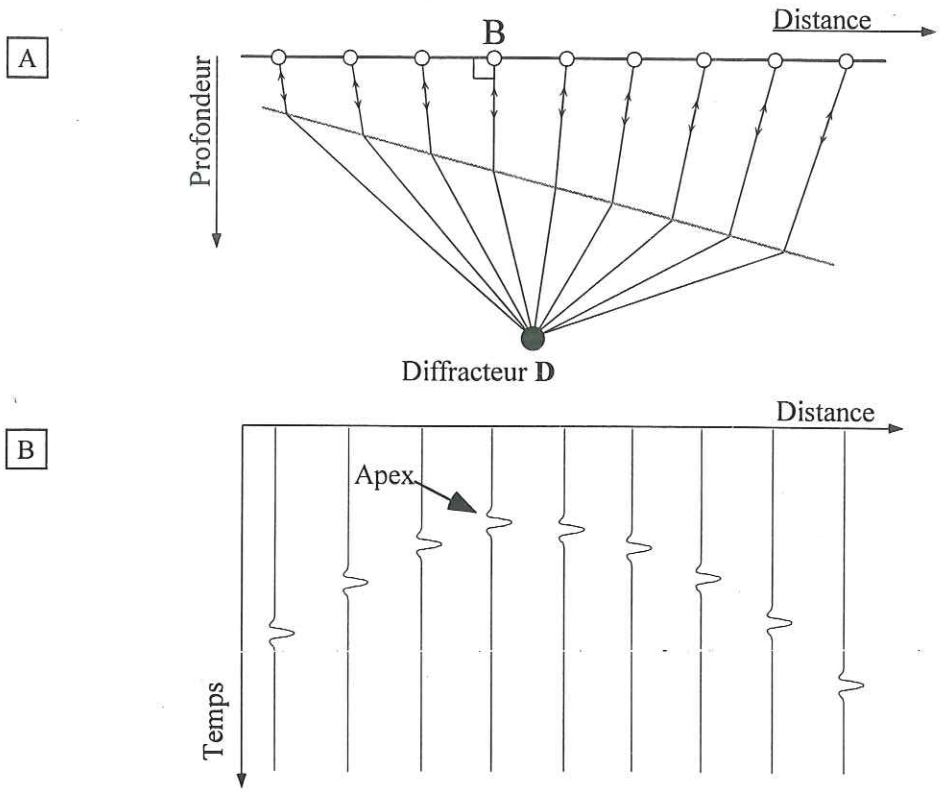



Fig. 4. 10 – Hyperbole de diffraction (B) associée à la réponse sismique d'un diffracteur D (A). Le rayon image émerge à la surface suivant la verticale.

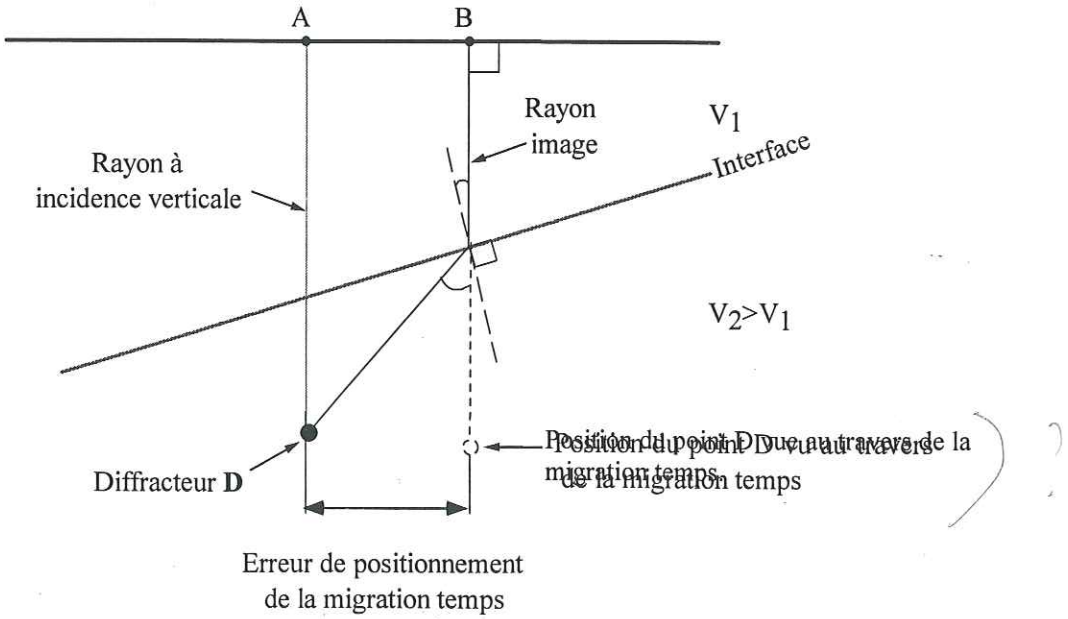



Fig. 4. 11 – Illustration de l'erreur de migration représentée par le rayon image et l'erreur causée par la migration temps par rapport à la migration profondeur.

### 4.2.2 Modélisation sismique par différences finies

#### *4.2.2.1 La méthode des différences finies*

La méthode de modélisation sismique par différences finies cherche à résoudre numériquement l'équation qui gouverne la propagation des ondes. Elle consiste à calculer pour un pas de temps ($\Delta t$) donné la valeur du champ d'onde en chacun des points du milieu de propagation (Kelly *et al.*, 1976). Elle permet également d'obtenir des images instantanées ("*snapshot*") du champ d'onde au cours de la propagation.

Le schéma explicite le plus simple pour résoudre l'équation des ondes consiste à approximer les dérivés partielles de l'équation d'onde par des différences du champs d'onde pour des positions spatiales, discrètes et successives. Dans la plupart des cas, le milieu de propagation est discrétisé sous la forme de grilles de trois paramètres physique (Vp, Vs et $\rho$). En chacune des mailles de cette grille sont associées des valeurs de vitesses P et S et une valeur de densité.

Comme dans tout schéma numérique, un certain nombre de contraintes liées à la discrétisation du milieu de propagation doivent être respectées pour s'assurer de la qualité du résultat final. Les conditions de stabilité et de dispersion doivent être satisfaites.

1- La condition de stabilité

Il faut que la condition de stabilité, dite loi de "Courant", soit respectée:

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{\sqrt{2}.V_{max}} \qquad \text{(IV.5)}$$

Elle signifie que dans le milieu de propagation, une vitesse supérieure à la vitesse maximale autorisée par le rapport ($\Delta x/\Delta t$) dans la direction diagonale ne peut être introduite.

2- La condition de dispersion

La discrétisation du modèle géologique en des grilles de paramètres physiques (vitesses et densité) peut transformer le milieu de propagation en milieu dispersif (numériquement). Cet effet va engendrer une déformation du signal émis par la source au cours de la propagation dans le milieu. Afin d'éviter cette dispersion, la dimension des mailles des grilles du milieu de propagation ($\Delta x$ et $\Delta z$) doit respecter l'inégalité suivante:

$$\Delta x \leq \frac{V_{min}}{\chi . f_{max}} \qquad \text{(IV..6)}$$

Le facteur $\chi$ mesure le nombre de points de discrétisation nécessaire par plus petite longueur d'onde. Dans le cadre d'un schéma numérique d'ordre 2, il doit être choisi entre 10 et 20 (Keiswetter *et al.*, 1995). Le paramètre $f_{max}$ représente la fréquence maximale que l'on souhaite propager sans dispersion.

La principale limitation de cette méthode de modélisation sismique est le besoin de puissance de calcul, tant en mémoire qu'en vitesse d'exécution. Des artefacts numériques peuvent s'observer, souvent occasionnés par une discrétisation inadaptée des grilles du modèle géologique. La présence d'interface à faible pendage séparant des milieux à forts contrastes d'impédance dans un milieu hétérogène peut induire des artefacts du type "marche d'escalier". Ils se signalent par une série de points diffractants, sans réalité géologique. Ces artefacts peuvent être évités au prix d'une discrétisation plus fine du milieu de propagation.

### 4.3.1 Signaux sources et géométrie d'acquisition

L'objet de ce paragraphe est la modélisation sismique du modèle géologique avec une source et une géométrie d'acquisition compatibles avec les paramètres généralement utilisés en exploration sismique pétrolière.

Pour étudier l'influence de la forme du signal source sur l'interprétation des profils sismiques, deux types de signaux sources ont été employés dans ces simulations (Fig. 4. 12). Le premier est un Ricker (dérivée temporelle seconde d'une fonction gaussienne) à fréquence centrale de 25 Hz et à phase nulle. Sa bande passante, à -6 dB, est comprise entre 10 et 42 Hz. Cette dernière est représentative de la bande fréquentielle généralement utilisée en prospection sismique pétrolière (Neidell, 1991). Le second signal est à spectre limité ("passe bande") et à phase nulle. Son contenu fréquentiel et sa forme sont proches de ceux d'un signal extrait au cours du traitement sismique de données réelles sur un champ pétrolifère à réservoir carbonaté (donnée TOTAL). Sa bande passante est comprise entre 11 et 46 Hz à -6 dB. Ces deux signaux ont des bandes passantes proches, la principale différence entre eux est constituée par la présence de lobes latéraux sur le signal "passe bande".

Le pouvoir de résolution verticale de la sismique réflexion est la possibilité de séparer en profondeur deux horizons proches. L'épaisseur minimale d'une couche dont on peut distinguer séparément le toit et le mur sur le profil sismique est appelée limite de résolution (Lavergne, 1986). L'expérience montre qu'elle est de l'ordre du quart de la longueur d'onde du signal sismique employé, la longueur d'onde étant calculée à partir du rapport de la vitesse des couches traversées et de la fréquence dominante du signal. Dans le cadre des modélisations réalisées, la vitesse moyenne des ondes P du modèle est de l'ordre de 4300 m/s. La longueur d'onde du signal est égale à 170 mètres environ pour une fréquence centrale de 25 Hz. La limite de résolution de la sismique sera de l'ordre de 40 mètres. En dessous de cette épaisseur, l'interférence du toit et du mur de la couche est observée sous la forme d'une seule réflexion (Fig. 4.13).

La géométrie d'acquisition employée pour les modélisations sismiques par tracé de rayons à déport nul est relativement simple. Elle se résume à la définition de l'espacement des traces sismiques. Dans tous les profils simulés, il est égal à 12 mètres. Les couples source - récepteur sont placés en surface. Par souci de clarté, 230 traces sont seulement présentées sur chacun des profils sismiques avec le même gain. Le temps d'écoute est de 1,8 secondes avec un pas d'échantillonnage temporel de 4 ms.

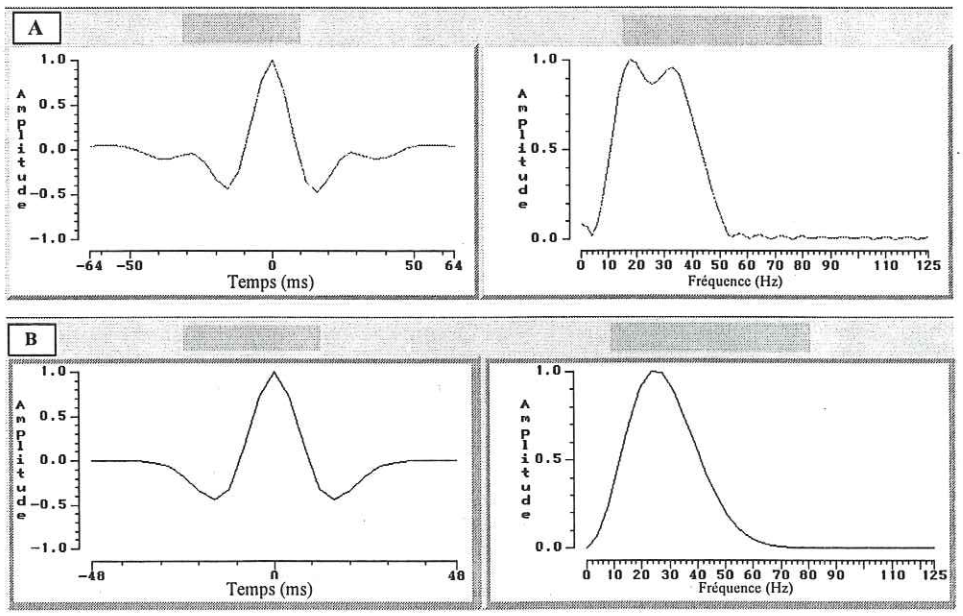



Fig. 4. 12– Les deux signaux sources utilisés pour les modélisations sismiques. A : signal de type "passe bande" et son spectre fréquentiel; B : signal de type Ricker et son spectre fréquentiel.

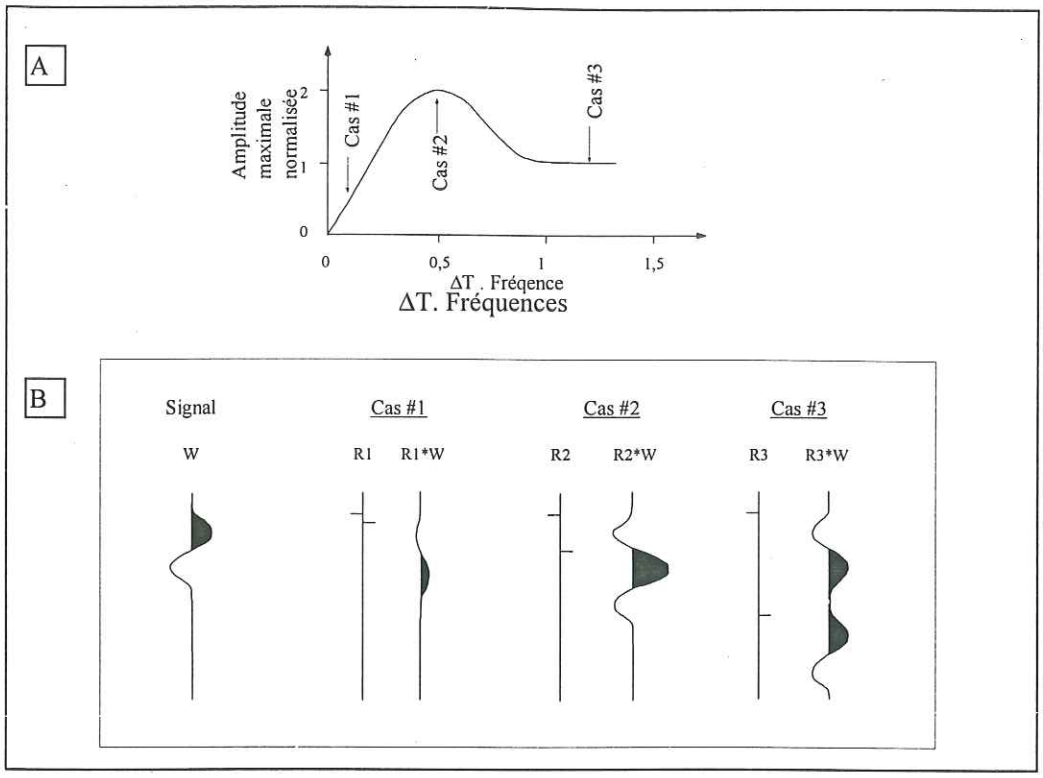



Fig. 4. 13 – Interférences de signaux sismiques réfléchis au toit et à la base d'une couche mince en fonction de la longueur d'onde du signal sismique incident (Castagna, 1993).

**A** :Amplitude normalisée en fonction du produit de la fréquence par le temps (épaisseur),
**B** : Convolution du signal source (W) par trois séries de réflectivité (R1, R2, R3). L'épaisseurs de la couche est inférieure à limite de résolution (cas1), à la limite de résolution (cas 2) et au-dessus de la limite de résolution (cas 3) du signal source.
Ri : Réflectivité
W : Signal source
Ri * W : Trace sismique

### 4.3.2 Profils modélisés par la méthode de trace de rayons et interprétations.

#### *4.3.2.1 Profils modélisés avec le signal source "passe bande"*

Une première série de modélisations a été réalisée avec un signal source de type "passe bande". Les trois profils obtenus par les trois techniques de modélisations par tracé de rayons à déport nul sont présentés sur la figure 4.14. Quel que soit la technique utilisée, les réponses sismiques du modèle sont très proches. Le faible pendage général du modèle géologique et les faibles contrastes latéraux d'impédance acoustique entre les couches expliquent cette observation. La seule différence provient du profil modélisé par le tracé de rayons à incidence normale. Il simule un profil après-sommation non migré et montre la présence d'hyperboles de diffraction au centre du modèle (entre 7200 et 9000 mètres) (Fig. 4.15).

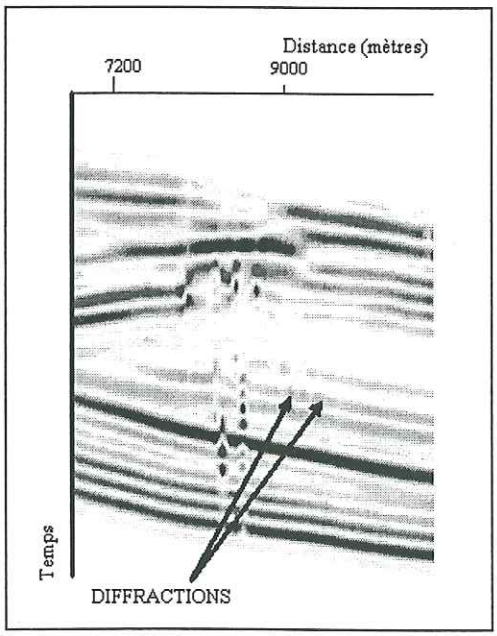



Fig. 4. 15 – Hyperboles de diffraction présentes entre 7200 et 9000 mètres sur le profil modélisé par tracé de rayons à incidence normale.

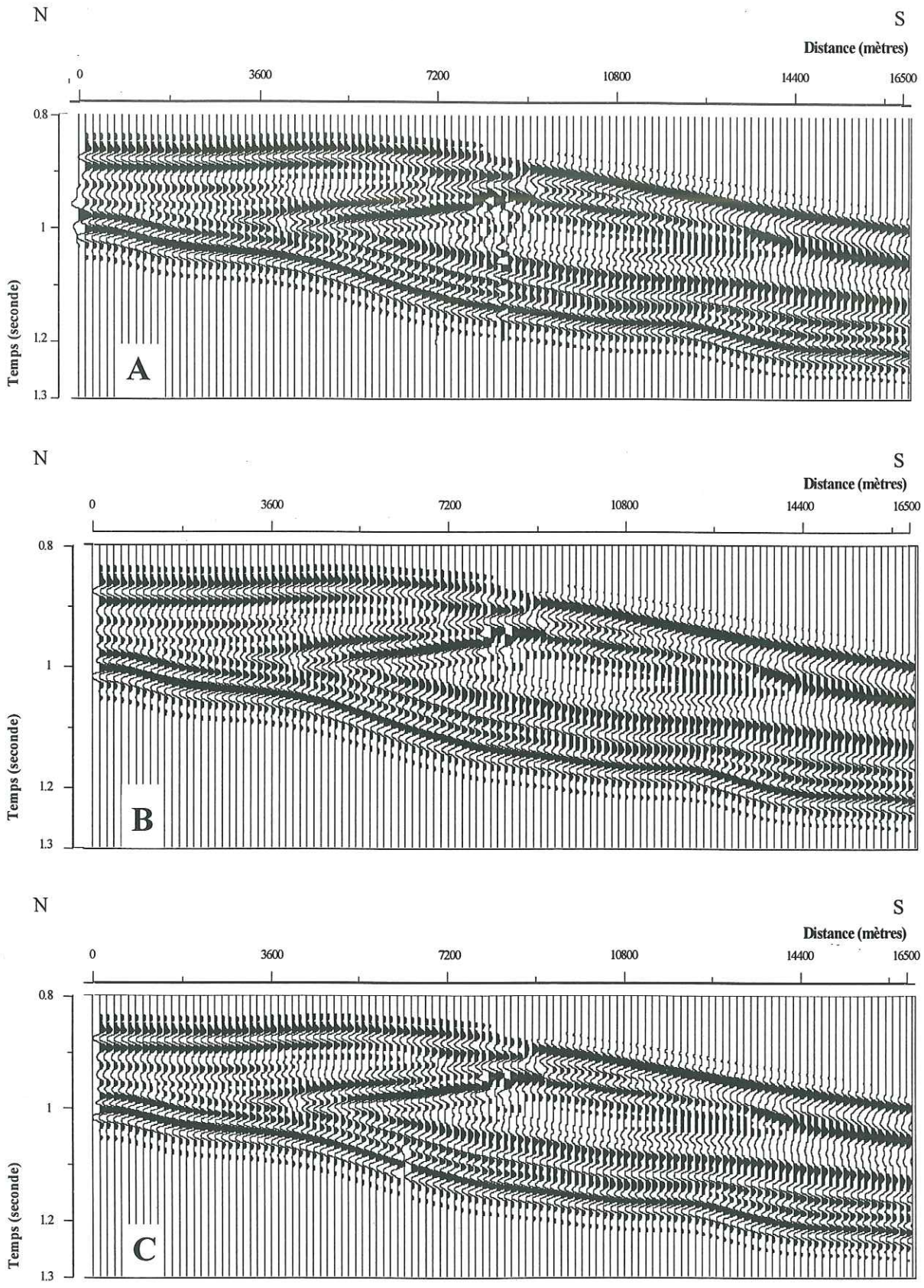



Fig. 4. 14 — Modélisations par tracés de rayons à déport nul; **Profil A**: modélisation à d'incidence normale; **Profil B**: modélisation par rayons images; **Profil C**: modélisation à d'incidence verticale.

Ces diffractions sont produites par les limites anguleuses du corps dolomitique. Pour les trois profils, ce secteur est mal modélisé par la technique utilisée. L'origine de ce problème peut être dû à la succession de fines couches à contrastes d'impédance dans ce secteur du modèle géologique.

L'ensemble des observations présentées dans ce paragraphe ont été effectuées sur le profil sismique simulé par tracé de rayon à incidence verticale. Bien que l'interprétation de sections réelles migrées profondeur soit moins communes que l'interprétation de sections migrées temps, ce choix ne devrait pas affecter les conclusions établies de part la similarité des trois profils de la figure 4.14.

Le profil sismique peut se diviser de bas en haut en trois unités différentes à partir de l'étude des faciès sismiques et leur distribution spatiale (Fig. 4.16). La première unité (Zone A), située à la base du profil, est constituée d'une série de quatre événements sismiques. Ils sont caractérisés par une forte amplitude (phase noire) et par une continuité latérale sur l'ensemble du profil, à l'exception de l'événement sommital de cette unité qui disparaît vers 5400 mètres.

La seconde unité (Zone B) est composée d'un faciès sismique pauvre en réflexions, présente uniquement dans la partie Sud du profil (entre 5000 et 16500 mètres). Elle est caractérisée à sa base par un réflecteur oblique penté vers le Nord. A son toit, cette unité est délimitée par deux événements sismiques parallèles qui se terminent au centre du profil par un biseau d'aggradation ("onlap").
Une troisième unité (Zone C) caractérise le profil sismique. Elle est plus épaisse dans la partie septentrionale et est composée d'événements à faible amplitude et discontinus. Ces derniers passent latéralement à un réflecteur large et à forte amplitude dans la partie médiane du profil (7000 à 9000 mètres). Le profil se termine par un événement sismique à forte amplitude qui montre un changement de polarité de part et d'autre du centre du profil (vers 8600 mètres).

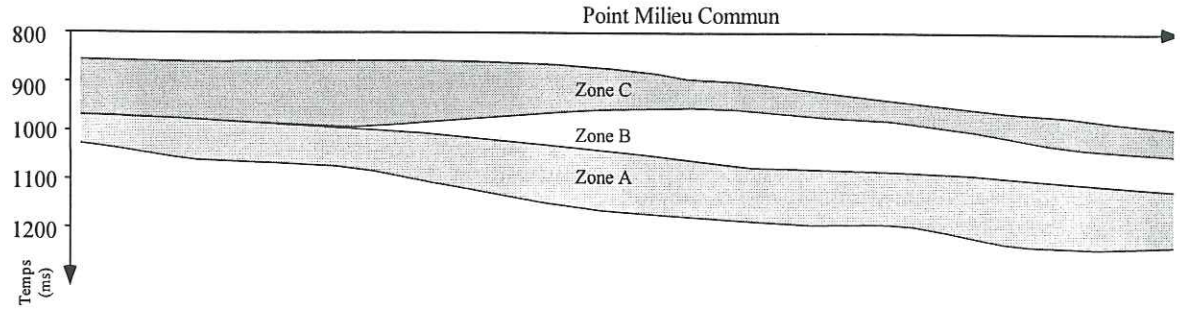



Fig. 4.16 –Les différentes unités identifiées sur le profil sismique migré profondeur modélisé par un signal source "passe bande".

*4.3.2.2 Interprétation des profils sismiques modélisés.*

A partir des vitesses des ondes connues dans chaque couche du modèle, la conversion de la profondeur en temps des interfaces définissant le modèle géologique est réalisée. La superposition de ces interfaces sur le profil sismique permet de déterminer l'origine des différents événements sismiques modélisés (Fig.4.17).

Les événements sismiques de la première unité (Zone A de la figure 4.16) du profil sismique se localisent sur les niveaux marneux des séquences de dépôt de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur du modèle géologique. Ces niveaux (marnes du Pas de L'Essaure, de Fontaine Graillère et de Fontaine Colombette) marquent une diminution de l'impédance acoustique due à l'augmentation de l'argilosité dans les roches. Par contre, les variations d'impédance au sommet des autres paraséquences ne sont pas représentées. Cet effet peut être expliqué par le faible pouvoir de résolution verticale du signal source utilisé. Les événements sismiques se localisent alors sur les variations d'impédance les plus fortes.
Malgré la continuité latérale des couches situées à la base du modèle géologique, les événements sismiques peuvent présenter des interruptions. Différentes terminaisons peuvent s'observer; soit un biseau de progradation ("downlap") (à 9200 mètres pour un temps de 1,1 seconde) soit par un biseau sommital ("toplap") (vers 12600 mètres et un temps de 1,12 seconde). Ces biseaux sont créés par de faibles variations d'épaisseurs dans les niveaux localisés au-dessus des marnes de Fontaine Graillère.

Sur le modèle géologique, une partie des niveaux du Barrémien inférieur se termine par un biseau sommital, issu d'une érosion située à la limite de séquence SbB3. Sur le profil sismique, pour deux de ces terminaisons, des biseaux d'aggradation s'observent à la place. L'allure générale des événements sismiques peut être alors interprétée comme des figures de progradation ("offlap"). Cet effet est occasionné par des variations d'impédance acoustique dues aux variations lithologiques de part et d'autre de la limite de séquence SbB3.

Par contre, la terminaison en biseau sommital des marnes de Fontaine Graillère située dans la partie septentrionale du modèle est bien représentée par ce type de terminaison sur le profil sismique. Néanmoins, elle n'est pas localisée à sa bonne position (en profondeur et latéralement) malgré que le profil sismique simule une section migrée profondeur. Ce biseau se localise à 1800 mètres pour un temps de 0,98 seconde au lieu de se localiser vers 2800 mètres et à un temps de 1 seconde environ. Cette terminaison a pour origine l'interférence des variations d'épaisseur et d'impédance acoustique au niveau des couches sus-jacentes.

La seconde unité (Zone B de la figure 4.16) du profil sismique est traversée par un événement sismique oblique (entre 10800 et 14400 mètres). Il est créé par des variations latérales de faciès entre les calcaires bioclastiques et les calcaires hémipélagiques du prisme de bas niveau de la séquence de dépôt BA3. Cet événement sismique ne correspond pas à une interface définie lors de la construction du modèle géologique. Il marque une variation lithologique diachrone par rapport aux temps géologiques. L'événement situé au sommet de ce prisme est engendré par le contact entre les calcaires bioclastiques et les marnes de Font Froide. Sa discontinuité est causée par une interférence destructive avec l'événement oblique sous-jacent. Cette unité est limitée par un événement sismique sommital à forte amplitude. Il se termine latéralement par un biseau de progradation induit par les variations latérales de faciès du corps carbonaté situé entre les deux niveaux marneux.

Latéralement vers le Nord, cet événement sismique se divise en deux en épousant l'allure du corps dolomitique rempli d'hydrocarbures (gaz et huile). Les variations d'amplitude de ces événements indiquent la présence des différents hydrocarbures et les variations d'épaisseur de cette couche dolomitique. Pour l'événement inférieur, la forte amplitude des dolomies à gaz évolue vers de plus faibles valeurs quand on passe à des dolomies à huile. De plus, la variation d'épaisseur du corps dolomitique en direction du Nord du profil et la longueur d'onde du signal source employé ne permettent pas de suivre l'événement sismique. Ces phénomènes conduisent à observer des terminaisons de cet événement sous la forme de biseau d'aggradation. Dans la partie septentrionale du modèle, ce réflecteur est surmonté d'un autre caractérisé par deux biseaux d'aggradation, délimitant ainsi une géométrie en forme de cuvette. Son origine reste difficile à établir. Cet événement sismique semble engendré par l'effet conjugué de la diminution d'épaisseur, de changement de direction du pendage des dolomies et à l'apparition de couches à faible impédance acoustique.

La troisième unité (Zone C de la figure 4.16) correspond aux niveaux les plus poreux du modèle géologique coïncidant avec la formation des Calcaires urgoniens. Ces couches, à faible impédance acoustique, n'engendrent qu'un seul événement sismique discontinu, situé entre deux limites de paraséquence. Le passage latéral au compartiment méridional de ces couches est difficile à visualiser sur le profil sismique. Dans sa partie centrale, un

réflecteur à forte amplitude marque l'interférence sismique de l'ensemble des couches de la bordure de la plate-forme. Ce réflecteur interfère avec le réflecteur sommital du profil. Ce dernier est engendré par la couche simulant "les couches inférieures à orbitolines", maximum de transgression de la séquence de dépôt AP1. Il montre la particularité d'avoir une variation de polarité entre les compartiments Nord et Sud du profil sismique. Cet effet est induit par les variations d'impédance acoustique entre les calcaires poreux de la plate-forme interne et les calcaires non poreux déposés sur le talus externe. Les variations rapides entre ces deux faciès marquent la brutalité de ce changement de polarité.

En conclusion, la modélisation sismique par tracé de rayons à déport nul montre que la géométrie globale du modèle géologique initial est retrouvée. Les profils sismiques simulés sont caractérisés par relativement peu d'événements sismiques en comparaison au nombre d'interfaces définissant le modèle géologique. Ceci s'explique par la grande longueur d'onde du signal sismique employé par rapport à l'épaisseur des couches. Cela conduit à la perte de continuité de certains événements par création de biseaux. De plus, les terminaisons des interfaces du modèle géologique ne sont pas toujours bien représentées sur les profils sismiques. Certains biseaux sommitaux peuvent être transformés en biseaux d'aggradation. Ce phénomène contribue a modifier la géométrie de l'événement sismique et, par conséquence, l'interprétation en stratigraphie sismique du profil étudié. Les influences des variations latérales d'épaisseur et d'impédance acoustique ont également un fort impact sur la réponse sismique, par la "création" de biseaux sur le profil sismique. Une telle observation a déjà été développée par de nombreux auteurs (Rudolph *et al.*, 1989; Schlager *et al.,* 1991; Biddle *et al.*, 1992; Stafleu, 1994; Mora, 1997). Ils introduisent ainsi la notion de pseudo-discordance, c'est-à-dire une discordance présente sur le profil sismique mais non construite sur le modèle géologique.
Enfin, la présence de variations latérales de faciès simulées par une variation d'impédance acoustique peut générer un événement sismique. Un exemple a été observé dans le prisme de bas niveau de la séquence BA3. Il correspond alors à une variation lithologique diachrone par rapport aux temps géologiques. La présence de cet événement est contraire aux hypothèses à la base du concept de stratigraphie séquentielle qui assimilent les réflecteurs sismiques à des isochrones des temps géologiques.

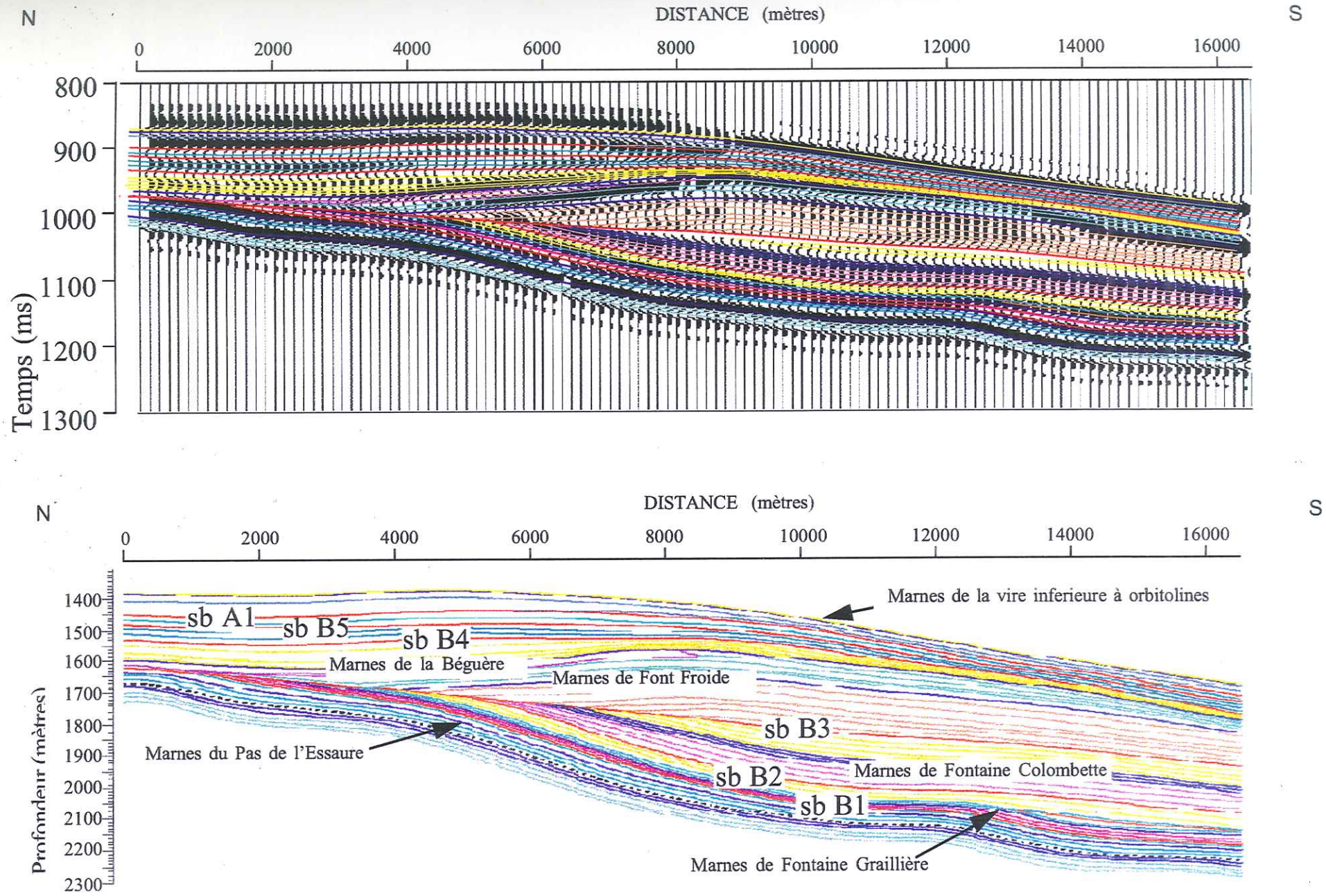



Fig. 4. 17 – Modèle géologique et superposition des interfaces sur le profil sismique simulé.
Les noms des maxima de transgression et des limites de séquences sont indiqués sur le modèle géologique et les interfaces sont de la même couleur sur les deux sections.

*4.3.2.3 Interprétation en stratigraphie sismique du profil simulé*

Cette interprétation en "aveugle" du profil sismique est réalisée sans se référer à la coupe géologique et à l'organisation des séquences étudiées à l'affleurement. Toutes les réflexions positives (coefficient de réflexion positif en noir sur le profil) sont pointées et reportées, leur géométrie et leurs terminaisons sont analysées. Ces informations permettent d'établir une interprétation en stratigraphie sismique et un regroupement des réflecteurs en séquence de dépôts (Mitchum *et al.*, 1977; Roksandic, 1978; Ramsayer, 1979; Sangree et Widmier, 1979; Hubbard *et al.*, 1985; Vail *et al.*, 1987; Vail *et al.*, 1990).
Sur le profil modélisé, trois séquences de dépôt ont pu être individualisées, elles correspondent aux trois unités de la figure 4.15.

La première séquence débute par les deux réflecteurs à forte amplitude. Ils ont surmontés par un événement sismique uniquement visible dans la partie méridionale du profil qui se termine latéralement par un biseau sommital ("toplap"). Il peut être interprété comme la partie proximale d'un remplissage de type cône sous-marin ("slope-fan fill" de Vail *et al.*, 1990). Ainsi, cet ensemble de réflecteurs est interprété comme un prisme de bas niveau. Au-dessus de celui-ci, un réflecteur se termine par un biseau de progradation. Il semble indiquer une transgression du niveau marin, accompagné par un manque de sédimentation dans la partie distale. Cette terminaison permet de situer le domaine de plate-forme, dans la partie Nord du profil, et le domaine de bassin au Sud. Cette séquence se termine par deux réflecteurs, caractérisés par des biseaux d'aggradation ("onlap"). Leur position relative illustre une progradation des dépôts en direction du bassin. Ces deux réflecteurs sont interprétés comme les dépôts d'un prisme de haut niveau marin, qui terminent cette première séquence.
La seconde séquence de dépôt débute par un prisme de bas niveau marin traversé par un réflecteur oblique légèrement penté vers le Nord. Cette géométrie particulière, et unique sur tout le profil, est difficile à interpréter sans connaître sa réelle signification. Il pourrait signifier une discordance angulaire. Au-dessus, un événement sismique se termine latéralement en direction du Nord en biseau d'aggradation ("onlap"). Il délimite ainsi un corps qui est interprété comme un prisme de bas niveau marin. Il est surmonté par un réflecteur discontinu qui se termine latéralement vers le Nord par un biseau d'aggradation. Au-dessus de ce prisme de bas niveau, un intervalle transgressif est caractérisé par un réflecteur se terminant par un biseau de progradation dans la partie Sud du profil et par un biseau d'aggradation dans la partie Nord du modèle. Il marque une transgression du niveau marin. Cette interprétation est renforcée par l'événement sismique situé au-dessus qui se termine dans la partie centrale du modèle par un autre biseau de progradation. La position relative de ces deux terminaisons semble indiquer une rétrogradation des dépôts. Par rapport aux événements sismiques situés au-dessus, la surface délimitée est interprétée comme le maximum de transgression de cette séquence. Dans la partie Nord du profil, ce dernier événement sismique se termine par un biseau terminal ("toplap") signe d'une érosion. La surface qui tronque cet événement sismique est interprétée comme la limite de séquence de la troisième séquence interprétée sur ce profil sismique. Elle est marquée dans la partie Sud du profil par un événement sismique qui se termine par un biseau d'aggradation contre cette surface. En amont de la plate-forme, la disposition des événements sismiques permet d'observer une figure qui est interprétée comme une vallée incisée. Elle correspond à une période d'émersion de cette partie de la plate-forme et semble cohérente avec l'existence du niveau qui aggrade en aval. Sa position est transverse par rapport à la direction générale de progradation de la plate-forme, comme illustré par le dépôt du prisme de bas niveau (direction Nord vers le Sud). De plus elle érode une partie de la première séquence pour constituer un biseau sommital. Au-dessus l'organisation des différents événements sismiques est floue. Néanmoins, deux des événements sismiques ont une terminaison en biseau de progradation ("downlap") qui marque une progradation en direction du bassin. Cet ensemble d'événements sismiques est interprété comme des dépôts de haut niveau marin.

En résumé, à partir du pointé des différents événements sismiques positifs, l'interprétation de leurs géométries et de leurs biseaux terminaux fait apparaître trois séquences de dépôt. Globalement, elles marquent une phase de progradation dans un premier temps suivi d'une phase transgression. Elles sont séparées par une phase d'émersion de la plate-forme interne, soulignée par la présence d'une vallée incisée et d'un biseau d'aggradation dans la partie méridionale du profil. Cette interprétation "en aveugle" du profil sismique montre qu'il est difficile de retrouver l'ensemble des séquences de dépôt du modèle géologique initial. Néanmoins, la grande tendance des variations du niveau relatif marin enregistrées par les dépôts de la bordure de la plate-forme urgonienne du Vercors est identifiée, c'est-à-dire la succession d'une régression suivie par une transgression.

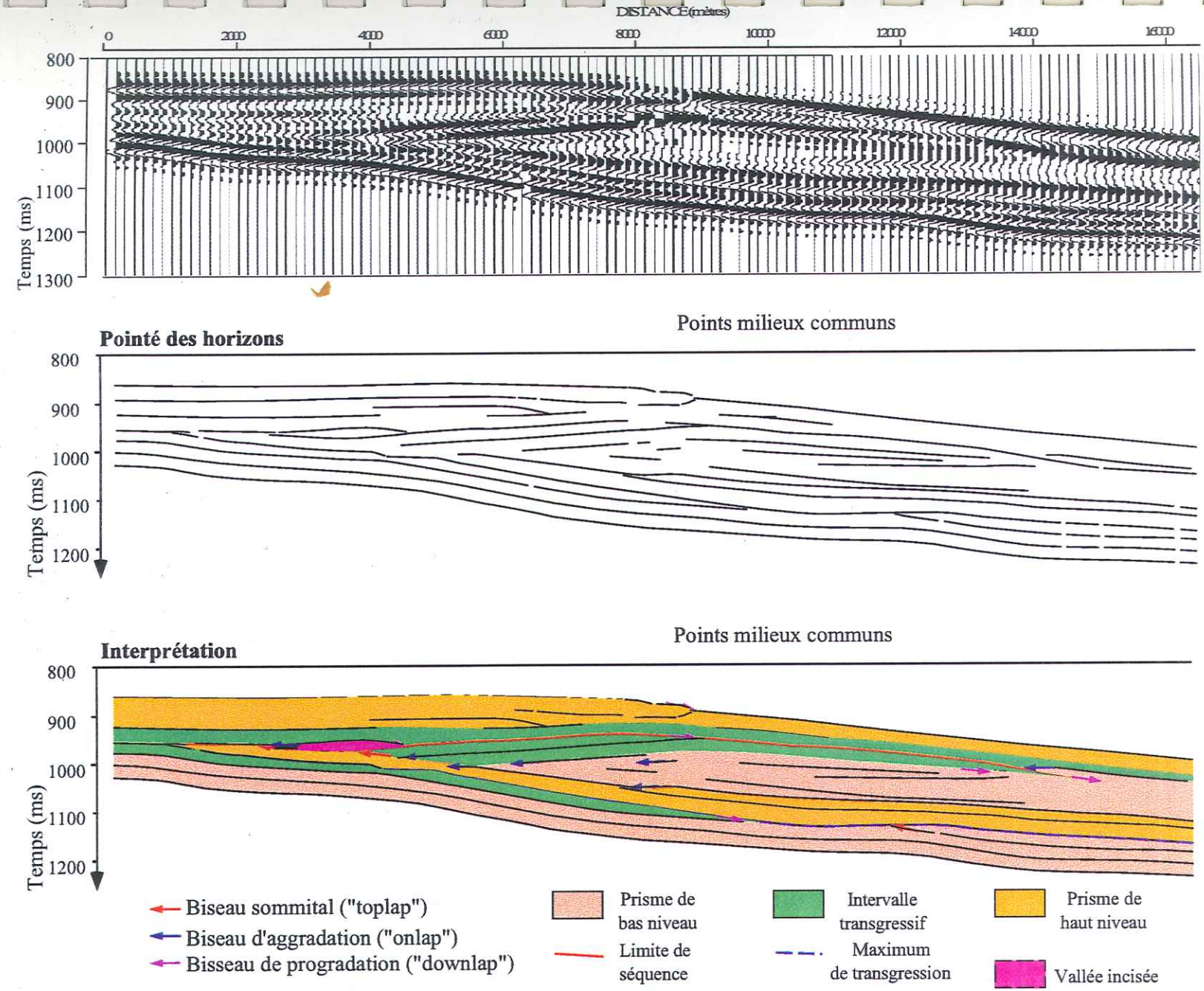



Fig. 4.18 – Pointé en "aveugle" du profil sismique modelisé avec un signal source de type "passe - bande".

*4.3.2.4 Profil modélisé par un signal source de type Ricker de 25 Hz.*

Globalement, la réponse sismique du modèle obtenue avec un Ricker à fréquence centrale 25 Hz diffère relativement peu de celle décrite dans le paragraphe précédent (Fig. 4.19). Ce paragraphe se limitera aux différences entre ce profil et celui modélisé avec le signal "passe-bande" et leurs conséquences sur l'interprétation en termes de stratigraphie sismique (Fig. 4.20).

Le même nombre de séquences est retrouvé sur ce profil sismique. Dans la première séquence, le biseau sommital de l'événement sismique représentant les marnes de Fontaine Graillère est correctement localisé avec le profil de la figure 4.19. L'interprétation de la première séquence qui reste identique à celle effectuée avec le signal de type "passe-bande".

Dans la seconde séquence de dépôt, le biseau de progradation ("downlap") de l'événement sismique sommital du prisme est plus clairement visible visible. Sa position relative par rapport au événement sismique qui le surmonte illustre clairement une progradation.
Un autre différence apparaît maintenant à la fin de cette deuxième séquence de dépôt. Le dernier événement sismique de cette séquence ne se termine plus en "toplap", mais un "onlap". Il est surmonté par un autre événement sismique qui tronque les unités de la première séquence identifiée. Il est a noter la disparition de la vallée incisée interprétée sur le profil modélisé avec le signal de type "passe-bande". Des simulations avec une source à bande fréquentielle plus élevée n'a pas permis d'observer à nouveau cette figure sur les profils sismiques. Son origine proviendrait de la forme du signal de type "passe-bande". Son absence modifie l'interprétation en stratigraphie sismique (Fig. 4.21).
La troisième différence apparaît dans la dernière séquence individualisée. Elle est constituée par la disparition du biseau de progradation de l'un des événements sismiques. Elle permet de placer sans ambiguïté le maximum de transgression au-dessus par interprétation des terminaisons des événements sismiques.

En conclusion, la modélisation avec un signal de type Ricker de fréquence centrale de 25 Hz montre globalement la même réponse sismique que celle obtenue avec une source de type "passe-bande". Elle est tout de même plus semblable au modèle géologique introduit au départ. Des différences au niveau des biseaux des événements sismiques modifient l'interprétation des profils sismiques. Du point de vue de l'exploration pétrolière, cette observation montrent la nécessité de réaliser un traitement adapté des données sismiques afin d'obtenir un signal sans lobes latéraux. Une déconvolution des données sismiques doit permettre de s'affranchir des effets de source avant l'interprétation des profils sismiques.

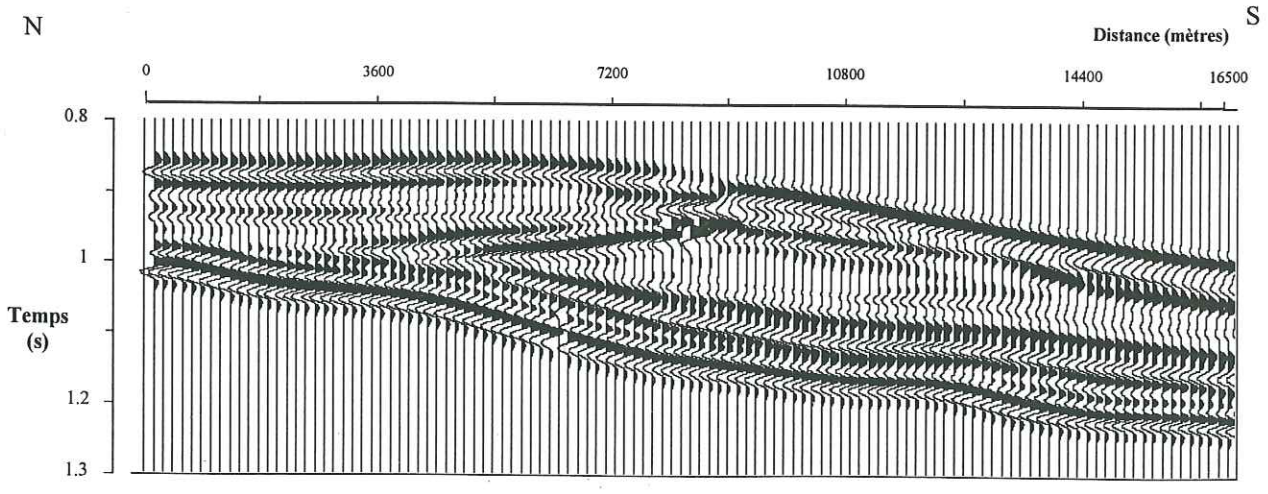



Fig. 4.19 – Modélisation par tracé de rayons à incidence verticale avec un signal source de type Ricker de fréquence centrale 25 Hz.

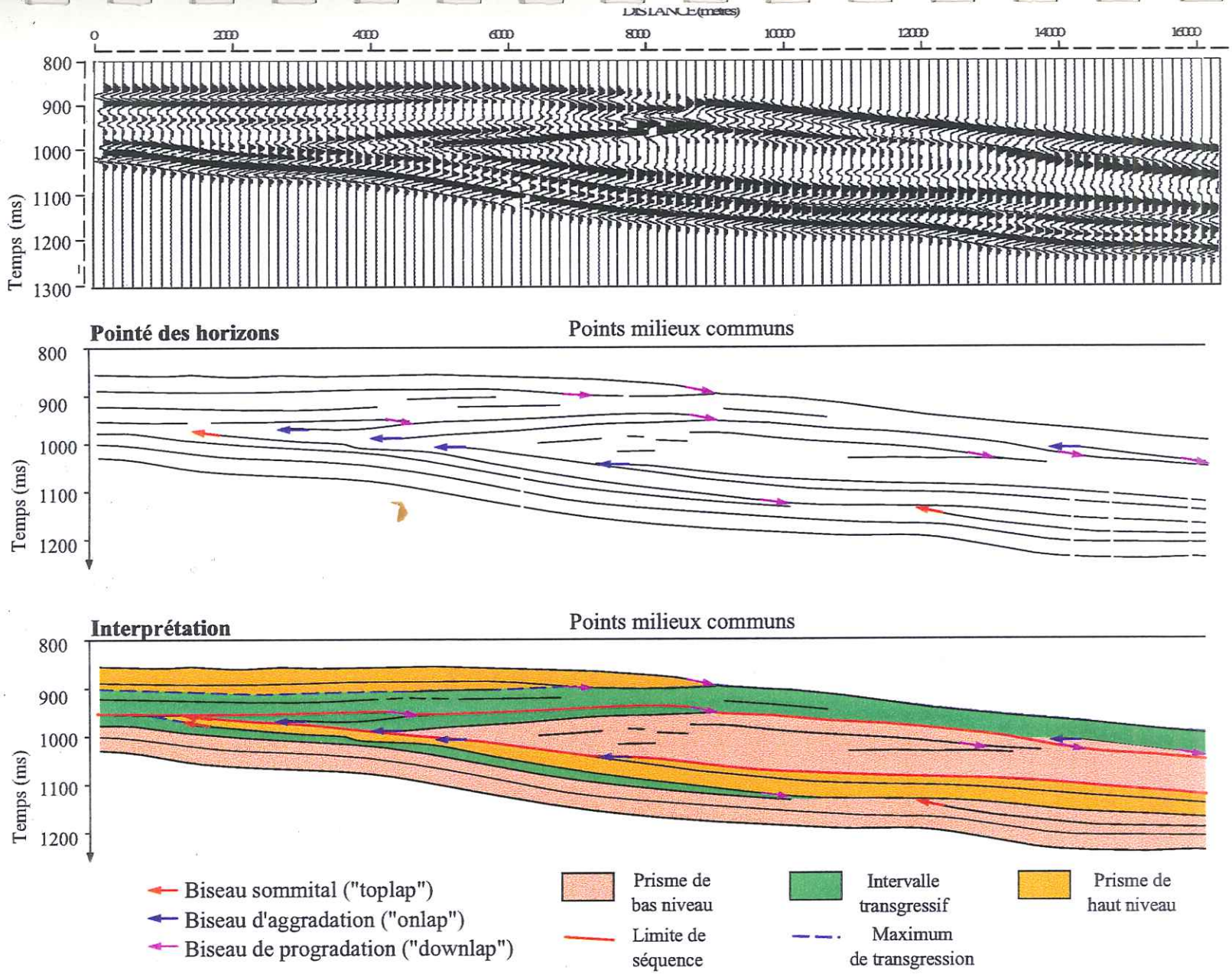



Fig. 4.20 – Pointé en "aveugle" du profil sismique modélisé avec un signal de type Ricker de fréquence centrale 25 Hz.

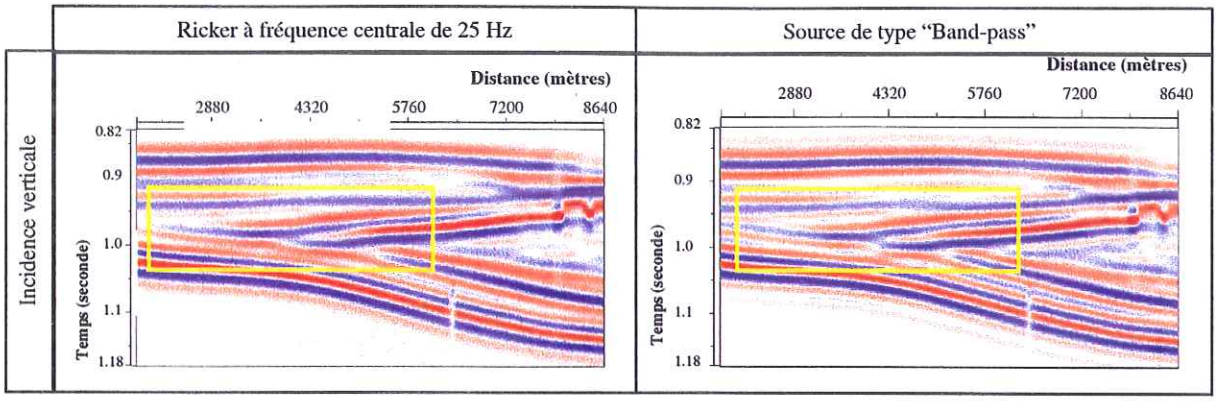



Fig. 4.21 – Principales différences entre les profils sismiques par trace de rayon a déport nul avec les deux signaux employés (visualisation en amplitude. Echelle de couleur, réflexions négatives en bleu , "zero-crossing" en blanc, réflexions positives en rouge). Le cadre jaune localise les principales différences.

### 4.3.3 Conclusions

Les profils sismiques modélisés par tracé de rayons à déport nul montrent que la géométrie globale est identique à celle de la coupe géologique. Les profils sismiques simulés sont caractérisés par relativement peu d'événements sismiques en comparaison au nombre d'interfaces définissant le modèle géologique. Ceci s'explique par la grande longueur d'onde du signal sismique employé par rapport à l'épaisseur des strates et aux faibles contrastes d'impédance entre les couches. Ces effets provoquent la perte de continuité de certains événements sismiques par création de biseaux alors qu'une continuité des strates est observée sur le modèle géologique.
De plus, les biseaux des couches présentes sur la coupe géologique ne sont pas toujours bien représentés ou sont modifiés sur les profils sismiques. De plus, les variations latérales d'épaisseur et d'impédance acoustique ont également un fort impact sur la réponse sismique, par la "création" de pseudo-discordances sur le profil sismique. Enfin, la présence de lobes latéraux sur l'ondelette sismique conduit à la formation de biseaux. Ce phénomène montre qu'il est difficile de réaliser l'interprétation en stratigraphie sismique du profil modélisé fondée sur l'interprétation des relations géométriques des événements sismiques.

Dans un seul cas, une variation latérale de faciès est matérialisée par un événement sismique primaire. Il correspond alors à une variation lithologique diachrone par rapport aux temps géologiques. La présence de cet événement est contraire aux hypothèses du concept de stratigraphie séquentielle. Ainsi, l'examen de ce profil sismique ne permet pas d'assimiler tous les événements sismiques à des isochrones des temps géologiques.

L'interprétation en terme de stratigraphie sismique du profil montre qu'il est difficile de retrouver l'ensemble des séquences de dépôt du modèle géologique initial. Néanmoins, la grande tendance des variations du niveau relatif marin semble être identifiée, c'est-à-dire la succession d'une régression suivie par une transgression.

Du point de vue de l'exploration pétrolière, ces profils sismiques modélisés par tracé de rayons montre que leur interprétation en sismostratigraphie n'est pas aisée à cause de la résolution limitée de la sismique conventionnelle. Cette contrainte peut conduire à l'interprétation de pseudo-discordances sur les profils sismiques. L'introduction d'autres données (autres profils sismiques, diagraphies et carottes de puits…) peut aider à appréhender de telles interprétations.

## 4.4. RESULTATS DE LA MODELISATION SISMIQUE PAR DIFFERENCES FINIES DE LA COUPE GEOLOGIQUE DU VERCORS.

### 4.4.1 Algorithme utilisé

Dans ce travail, la modélisation sismique par différences finies a été réalisée à partir d'un algorithme basé sur le schéma numérique proposé par Virieux (1986). Ce schéma est de deuxième ordre en temps et en espace (Charles, 1996).

L'algorithme comporte une programmation de bords absorbants (ou éponges). Ils ont pour but d'éliminer les réflexions sismiques parasites issues des limites du modèle. Les bords absorbants consistent en une région contenant un "matériel visqueux" dans lequel le champs d'onde est progressivement atténué (Sochaki *et al.*, 1987; Charles, 1996). Ils se localisent aux extrémités latérales et à la limite inférieure du modèle (Fig. 4.22 et Fig. 4.23). Leur épaisseur est conservée constante dans toutes les modélisations effectuées, soit 500 mètres. Cette épaisseur a été établie après de nombreux tests. Au sommet du modèle, une surface libre simule l'interface entre l'air et le milieu de propagation, des réflexions peuvent y avoir lieu, comme par exemple des réflexions multiples.

Afin de satisfaire aux conditions de stabilité et de dispersion liées à la modélisation sismique par différences finies, la maille carrée des grilles des paramètres physiques employée est de 4 mètres par 4 mètres, pour une fréquence maximale de 40 Hz et une vitesse minimale de 1800 m/s. Le pas de temps de la simulation doit être inférieur à 0,47 ms pour une vitesse maximale de 6000 m/s et de maille carrée de 4 mètres de côté. Un pas de temps de 0,4 ms est utilisé durant cette modélisation.

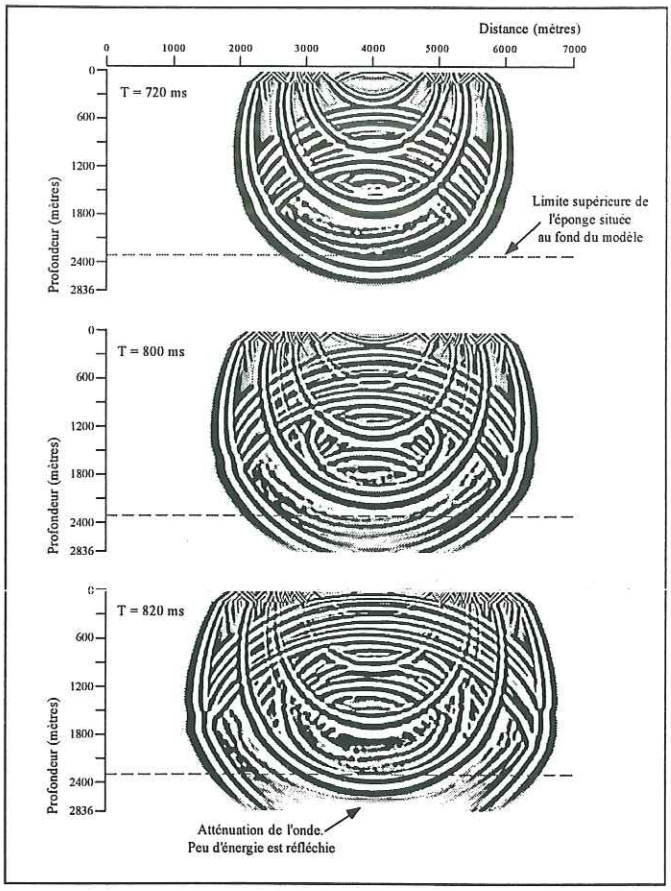



Figure 4. 22 – Effets des bords absorbants utilisés lors de la modélisation sismique pour différentes valeurs du temps de propagation (instantanés du front d'onde).

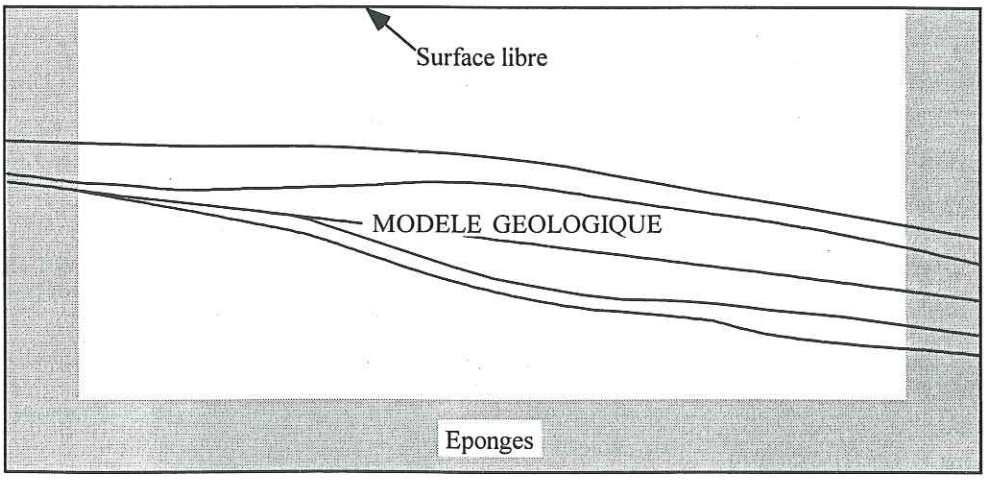



Figure 4. 23 – Le domaine de propagation est entouré par un milieux "visqueux" (éponges) dont la viscosité croit progressivement en allant vers les bords.

### 4.4.2 Source et géométrie d'acquisition utilisée

La source utilisée lors de cette simulation est un signal Ricker à fréquence centrale 25 Hz (figure 4.24).

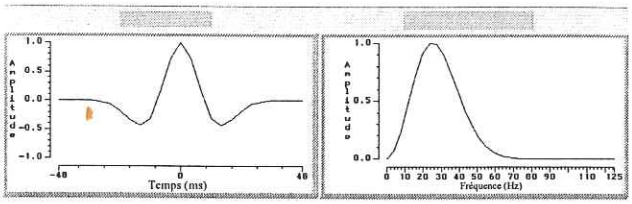



Fig. 4.24 – Le signal source utilisé lors de la modélisation par différences finies.

La géométrie d'acquisition employée dans cette simulation est très proche de celle utilisée lors des acquisitions de sismique marine réelle. L'ensemble des différents paramètres est présenté sur la figure 4.25. La cible (*i.e.* le modèle géologique) est située à 2000 mètres de profondeur, un déport maximal (distance source - dernier récepteur) de 2100 mètres est utilisé. La flûte (ensemble des récepteurs) est constituée de 168 récepteurs espacés de 12 mètres, le premier se situe à 96 mètres de la source (déport minimal). Une telle géométrie d'acquisition donne une couverture multiple de 42, c'est-à-dire que chaque point milieu commun est caractérisé par 42 traces sismiques. La distance entre chaque point milieu commun est de 6 mètres. Le temps d'écoute est de 1,8 seconde pour un échantillonnage temporel de 4 millisecondes.

Pour obtenir une couverture multiple sur l'ensemble du modèle géologique, des extensions latérales doivent lui être rajoutées à chaque extrémité. Le tri en collection de point milieu commun permettra de retirer alors les traces sismiques qui caractérisent ces extensions latérales (figure 4.26). Le calcul de la taille des extensions prend en compte la position du premier et du dernier point milieu commun, le déport maximal et l'épaisseur des éponges. Ces extensions latérales sont formées d'un milieu simulant une couche d'eau qui surmonte un milieu de référence identique à celui du modèle géologique (figure 4. 27). Ce dernier est remplacé par un milieu caractérisé par des paramètres pétrophysiques constants (Vp=4700 m/s; Vs=2885 m/s; $\rho$=2,56 g/cm$^3$) jusqu'à la base du modèle, soit jusqu'à une profondeur de 2832 mètres.

| | | |
|---|---|---|
| **Source** | Profondeur de la source | **8 mètres** |
| | Intervalle entre points de tirs | **24 mètres** |
| | Nombre de points de tir | **600** |
| **Flûte ("streamer")** | Longueur du câble | **2004 mètres** |
| | Distance source - premier récepteur (déport mimum) | **96 mètres** |
| | Profondeur du cable | **8 mètres** |
| | Nombre de récepteurs | **168 récepteurs** |
| | Intervalle inter-récepteurs | **12 mètres** |
| **Enregistrement** | Pas d'échantillonnage | **4 millisecondes** |
| | Durée d'enregistrement | **1.8 secondes** |
| **Couverture** | (nb traces * inter-récepteur) / (2 * inter-tir) | **42** |
| **Espace entre points miroirs (CMP)** | | **6 mètres** |

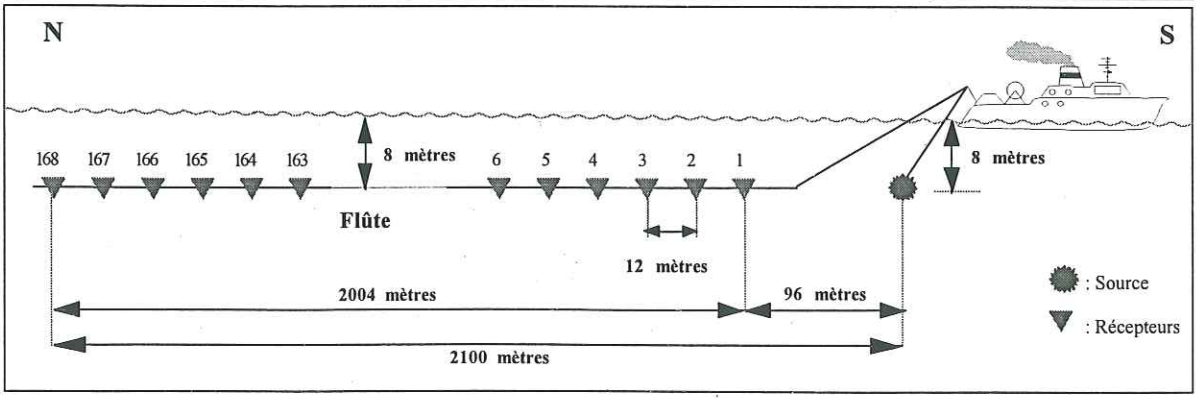



Fig. 4.25 - Paramètres d'acquisition sismique employés pour la modélisation par différences finies.

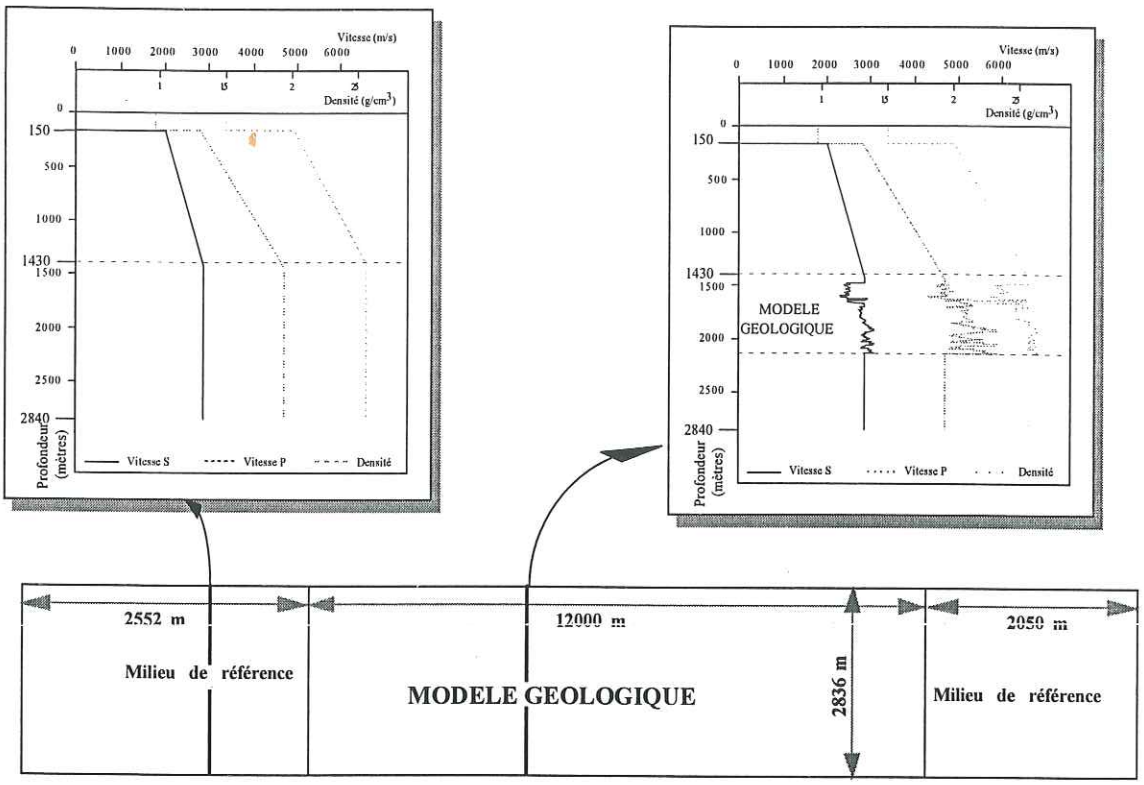



Fig. 4.26 - Milieu de référence et bordures employées pour la modélisation par différences finies.

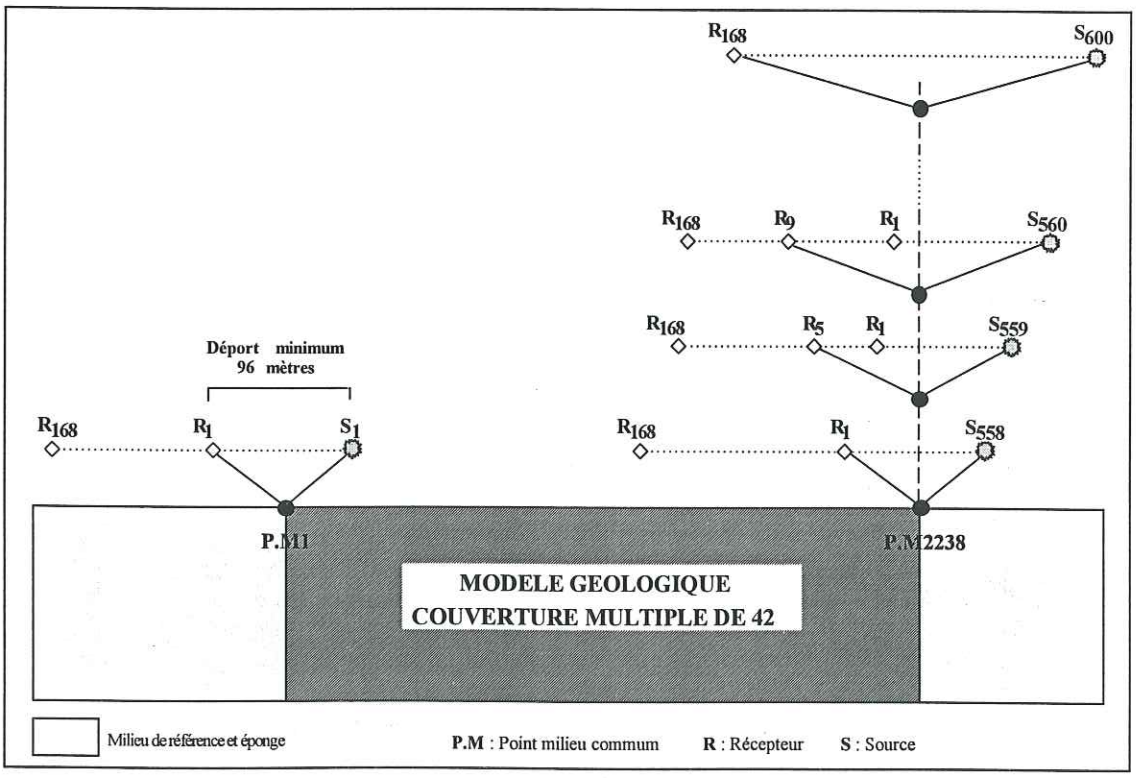



Fig. 4.27 - Position du premier et du dernier point milieu commun dans l'acquisition à couverture multiple lors de la modélisation par différences finies.

### 4.4.3 Résultats de la modélisation par la technique de différences finies

Deux types de données sont produites au cours de la modélisation sismique; une série d'images instantanées du champ d'onde permettant d'observer la propagation des ondes dans le milieu et une série de points de tir correspondant à l'enregistrement du champ de pression au niveau des récepteurs du dispositif d'acquisition.

Quelques instantanées du champ d'onde sont présentés sur les figures 4.28 et 4.29. Après l'explosion, l'onde se propage dans la couche d'eau (T=80 ms). Par la suite (T=240 ms), les variations d'impédance à l'interface entre la couche d'eau et le milieu de référence conduisent à une réflexion de l'onde émise par la source. L'onde transmise poursuit sa propagation dans le milieu de référence. Le fort contraste présent à l'interface fond de l'eau milieu de référence conduit à l'enregistrement par les récepteurs de quelques réflexions multiples du fond de l'eau.

480 ms après l'émission de l'onde, elle atteint le modèle géologique, ses différentes interfaces créent des ondes réflechies (T=720 ms) qui remontent en direction de la surface où elles seront enregistrées par les récepteurs situés près de la surface (T=880 ms). L'onde primaire poursuit sa propagation jusqu'à la base du modèle où elle est atténuée par l'éponge. Sur ces images instantanées du champ d'onde, il est difficile de visualiser les interfaces qui produisent les réflexions du modèle géologique. Ceci est expliqué par la grande longueur d'onde du signal sismique employé par rapport aux épaisseurs des couches qui constituent le modèle géologique.

A partir de ce moment, les ondes multiples du fond de l'eau atteignent le modèle géologique pour se réfléchir sur ses interfaces. Elles créent ainsi des réflexions multiples du modèle géologique, appelées aussi "peg-leg" (T=720 ms).

Une collection de 600 points de tir ont été modélisés. Ils correspondent aux variations du champ de pression enregistrées par les récepteurs, comme en sismique marine réelle. Sur un de ces sismogrammes (point de tir situé à 5400 mètres de la bordure Nord du modèle), différents types d'onde peuvent être observés (Fig. 4.30). L'onde directe est la première observée, elle est suivie par la réflexion du fond de l'eau située à un temps double de 166 ms (pour un déport minimal). En dessous de cet événement sismique, les différentes réflexions multiples du fond de l'eau sont espacées d'un temps double de 166 ms et caractérisées par des inversions de phases successives. Les réflexions sismiques primaires du modèle géologique se localisent entre 870 ms et 1150 ms. Les événements sismiques situés en dessous sont des réflexions multiples du modèle géologique induites par le fond de l'eau. Par rapport aux réflexions primaires, elles se répètent avec un intervalle de 166 ms. Des ondes converties peuvent être également observées à long déport, caractérisées par une pente de l'hyperbole plus forte.

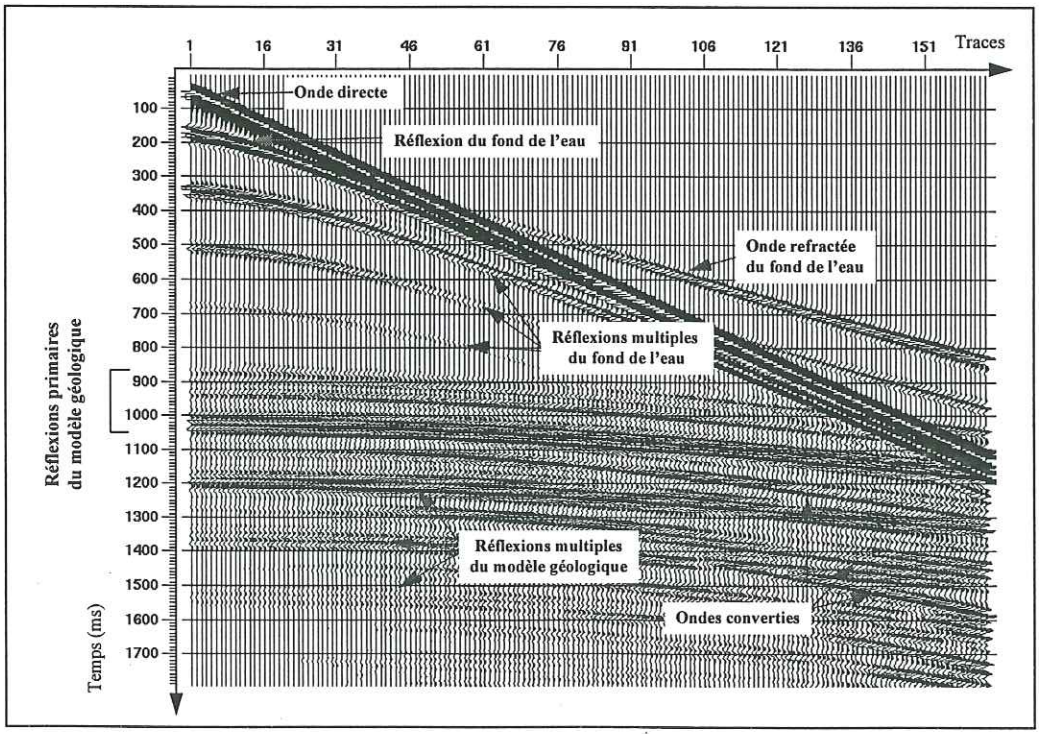



Fig. 4.30 - Exemple de point de tir modélisé par la technique de différences finies. (La source est localisée à 5400 mètres de la bordure Nord du modèle).

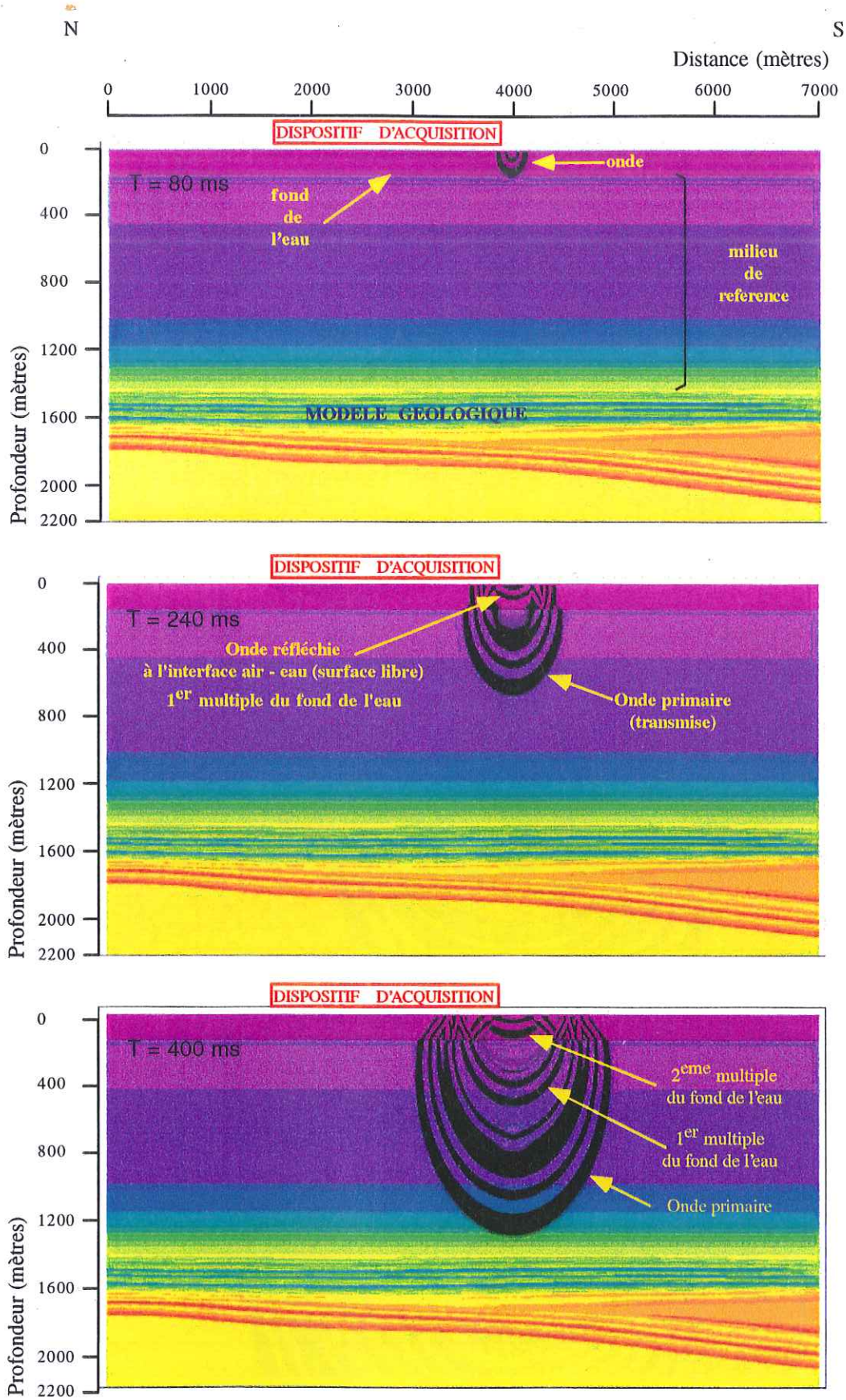



Fig. 4.28 – Instantanés du champ d'onde (pression) montrant la propagation d'une onde après 80, 240 et 400 millisecondes. Le dispositif d'acquisition correspond à l'ensemble des récepteurs situés à 8 mètres de la surface (La source est localisée à 5400 mètres de la bordure Nord du modèle).

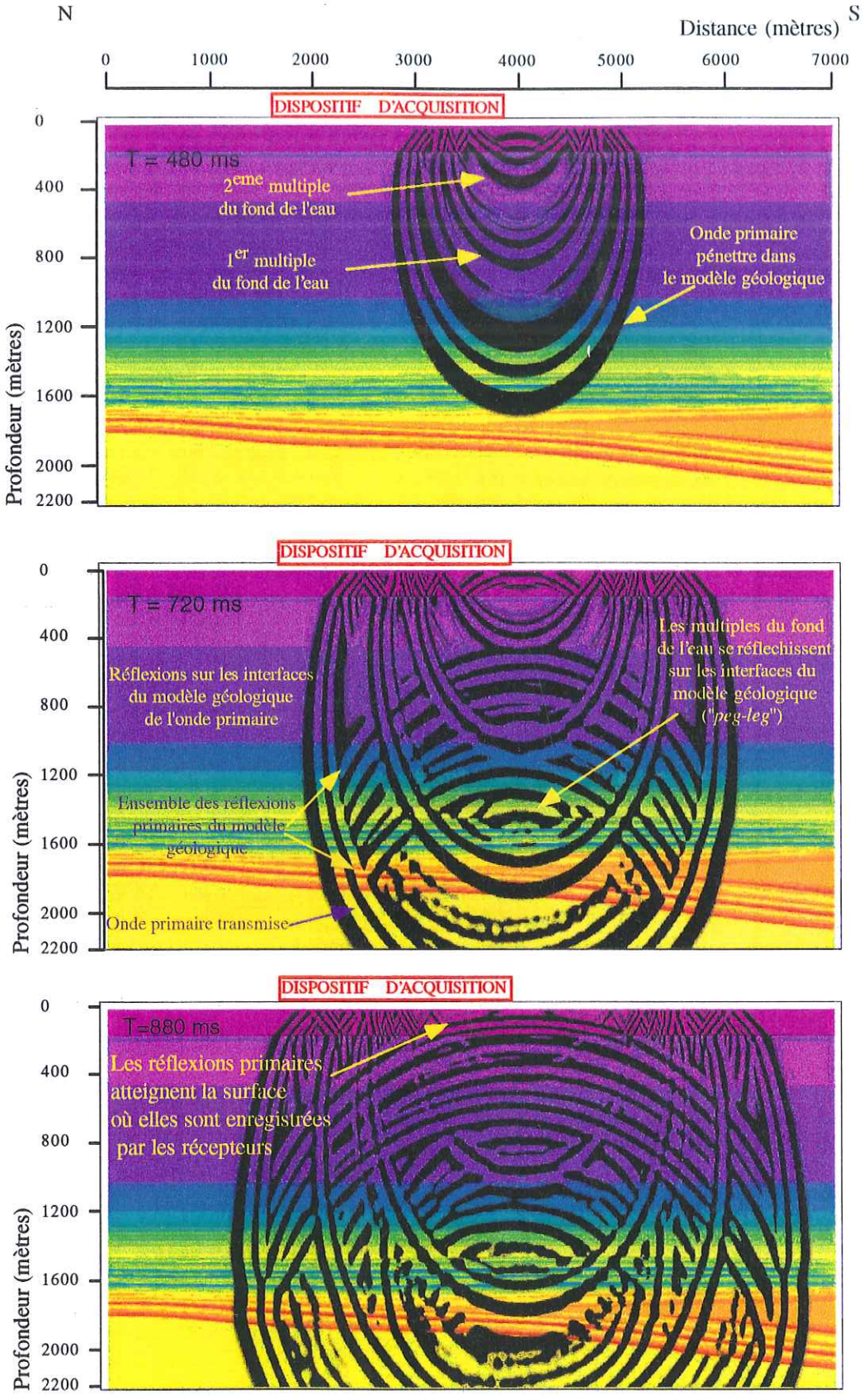



Fig. 4.29 – Instantanés du champ d'onde (pression) montrant la propagation d'une onde après 480, 720 et 880 millisecondes. Le dispositif d'acquisition correspond à l'ensemble des récepteurs situés à 8 mètres de la surface. (La source est localisée à 5400 mètres de la bordure Nord du modèle).

Le spectre d'amplitude du signal sismique permet d'observer une fréquence centrale de 32 Hz (Fig. 4.31), alors que le signal source utilisé est un Ricker de fréquence centrale 25 Hz. Cette migration du spectre de fréquence en direction des hautes fréquences est induite par la présence d'arrivées fantômes qui conduit à des interférences lors de l'enregistrement du signal sismique (Fig. 4.32). Ce phénomène d'arrivées fantômes est très connu en exploration pétrolière. Les conséquences de ces interférences sur l'ondelette est la déformation du signal source initial par l'apparition de lobes latéraux sur l'ondelette.

L'ensemble des points de tir nécessite un traitement afin d'obtenir une section sismique directement interprétable.

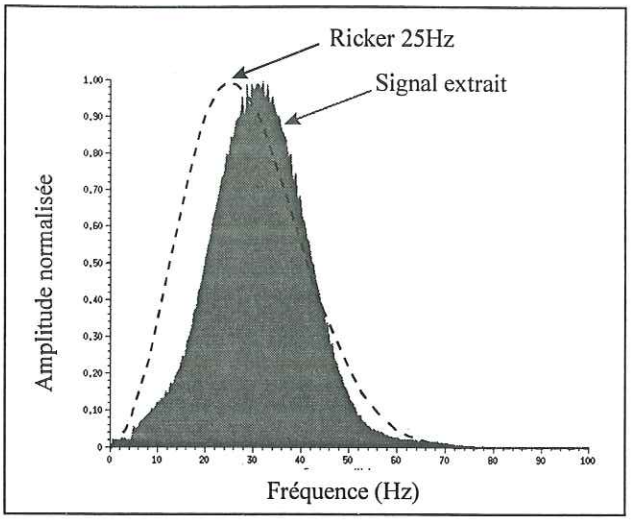



Fig. 4.31 - Spectre d'amplitude du signal extrait des traces sismiques enregistrées lors de la modélisation par différences finies.

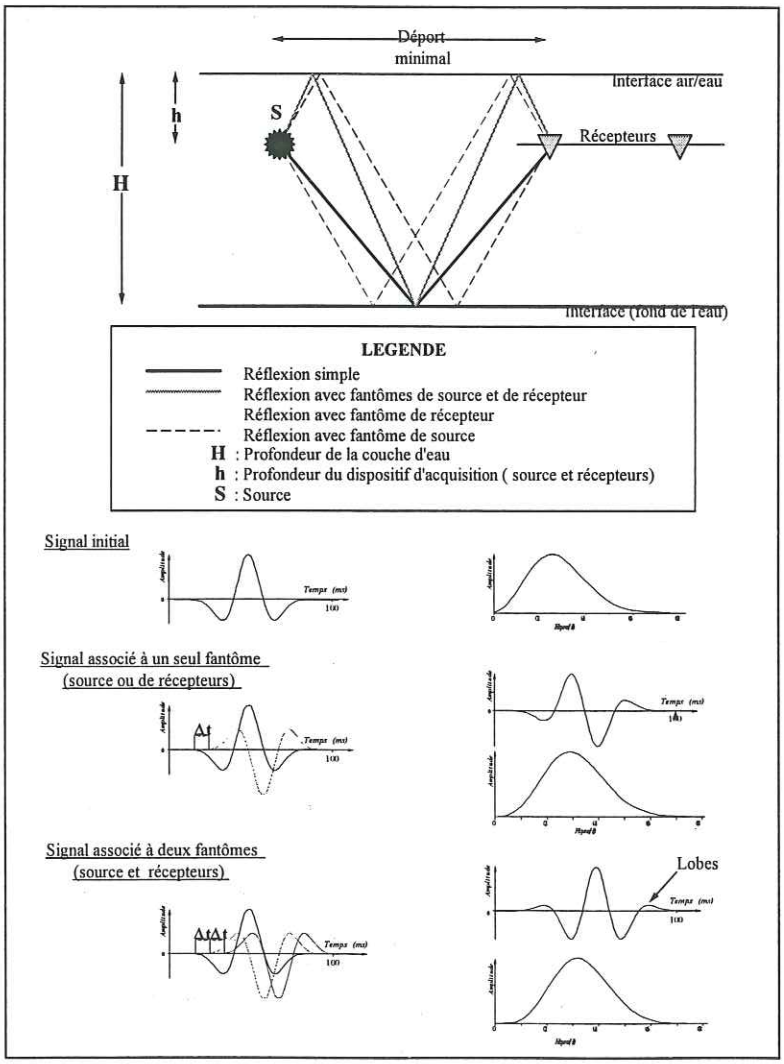



Fig. 4.32 – Le phénomène de fantôme ("ghost") observé lors de la modélisation sismique par la méthode de différences finies. Il conduit à l'apparition de lobes latéraux sur l'ondelette et à une migration du spectre d'amplitude vers les hautes fréquences.

### 4.4.4 Le traitement sismique des données modélisées par la technique des différences finies.

Après la modélisation d'une série de points de tir, l'enregistrement des récepteurs ne fournit pas des données directement exploitables par les géologues et les géophysiciens. Pour obtenir une image interprétable du sous-sol, un traitement spécifique des données sismiques est nécessaire. Il se compose d'une suite d'opérations dont le but est de fournir une image en temps ou en profondeur du sous-sol sondé.

Les données sismiques modélisées par la technique des différences finies ont été traitées suivant deux séquences différentes.

La première est une séquence de traitement standard avec préservation de l'amplitude. Elle a pour but de restituer une relation de proportionnalité fidèle entre les variations d'amplitude des réflexions sismiques et les variations verticales et latérales des impédances acoustiques du sous-sol (Yu, 1985; Resnick, 1993). Cette relation est affectée par différents phénomènes dont l'impact doit être éliminé par ce traitement. Ces phénomènes peuvent être liés à la méthode d'acquisition des données sismiques (multiples, interférences des signaux, diffractions, divergence sphérique...) ou liés aux propriétés pétrophysiques des roches (atténuation, ondes converties, coefficient de transmission aux interfaces...).

Cette séquence de traitement a été réalisée avec un minimum d'information *a priori* sur le modèle géologique initial pour simuler le traitement de données issues d'une acquisition sismique réelle. Elle est représentée ci-dessous.

1. Tri des traces en collection de points miroirs.
2. Déconvolution de source.
3. Correction de divergence sphérique.
4. Déconvolution "Zéro-phase".
5. Analyse de vitesse.
6. Corrections dynamiques.
7. Mute.
8. Elimination des multiples par transformée $\tau P$.
9. Addition à couverture complète.
10. Déconvolution prédictive.
11. Migration temps.

La première opération (étape 1) est réalisée pour trier les traces sismiques de la collection de points de tir en une collection de points miroirs communs (P.M.C.). Elle est suivie par deux déconvolutions (étapes 2 et 4). Ces opérations ont pour but d'estimer au mieux le log impulsionnel représentant la série des coefficients de réflexion du sous-sol. La déconvolution de source utilise une méthode déterministe fondée sur l'utilisation du signal issu de la réflexion du fond de l'eau. Un filtre est calculé pour rendre le signal enregistré "minimum phase", c'est-à-dire que son énergie est concentrée au début de l'onde. La déconvolution "zéro-phase" emploie une technique statistique sur l'ensemble des traces sismiques pour calculer un opérateur de déconvolution. Le signal recherché est théoriquement à phase nulle, l'amplitude maximale correspond à une variation du coefficient de réflexion du sous-sol.

Entre ces deux déconvolutions, une correction de divergence sphérique est appliquée (étape 3). Au cours de sa propagation dans le sous-sol, l'énergie émise par la source se répartit sur un front d'onde de plus en plus grand. L'amplitude du signal décroît alors avec la distance et donc avec le temps.

Grâce à la technique d'acquisition à couverture multiple, l'analyse des vitesses (étape 5) est réalisée par l'analyse des courbures des indicatrices (*i.e.* réflexions sismiques). Ces courbures dépendent de la vitesse de propagation de l'onde entre la surface et l'interface. Le modèle de vitesse obtenu permet ainsi d'effectuer les corrections dynamiques des collections en points miroirs communs (Fig. 4.33).

Pour retirer les éventuels multiples présents sur les sismogrammes, un filtrage dans le domaine $\tau p$ est effectué (étape 8). Cette transformée consiste à associer une courbe ou une droite de l'espace (déport, temps) à un point $(\tau,p)$, défini par :

p, la lenteur (inverse de la vitesse),

$\tau$, l'intersection

Cette opération transforme une droite de l'espace (temps - déport) en un point dans l'espace $(\tau, p)$

Après la sommation des traces (étape 9) caractérisant chaque point milieu commun, la déconvolution prédictive (étape 10) a pour but d'atténuer les multiples encore présents sur le profil sismique, comme les multiples du fond de l'eau.

Cette séquence de traitement standard se termine par une migration temps (étape 11) pour replacer les événements à une position temporelle et spatiale plus conforme à leur position vraie dans le modèle géologique. Le profil obtenu à la fin de cette séquence est un profil sismique migré temps après-sommation.

La seconde séquence de traitement choisie a utilisé le modèle de vitesse exact afin de réaliser une migration profondeur avant-addition idéale de ces données modélisées. Cette méthode est généralement utilisée en imagerie sismique afin d'améliorer l'image sismique en contexte tectonique complexe.

1. Rangement des traces en points miroirs.
2. Déconvolution prédictive,
3. Mute de l'onde directe et des multiples du fond de l'eau,

3. Mute de l'onde directe et des multiples du fond de l'eau,
4. Migration profondeur avant-addition avec le modèle de vitesse d'intervalle exact lissé (fenêtre rectangulaire de 100 mètres de coté),
5. Addition.

A partir de ces deux profils après-sommation, une interprétation en stratigraphie sismique est réalisée.

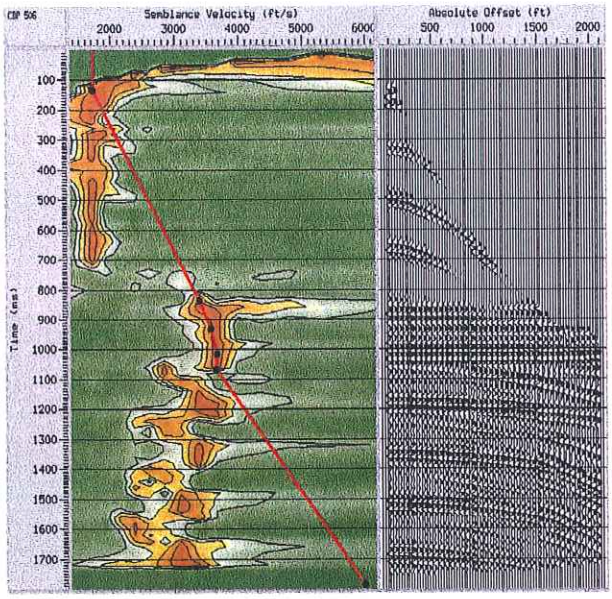



Fig. 4.33 – Pointé du champ de vitesse afin de réaliser les corrections dynamiques des réflexions primaires (Point miroir 506).

### 4.4.5 Interprétation des profils migrés.

*4.4.5.1 Le profil sismique migré temps après-sommation*

La section sismique obtenue après traitement standard avec préservation de l'amplitude est présentée sur la figure 4.34. Les différents événements sismiques d'amplitude positive (phase rouge) ont été pointés. L'interprétation des faciès sismiques de ces événements ainsi que de leur biseau permet d'individualiser quatre unités (Fig. 4.35).

De bas en haut, une première unité (Unité 1) est caractérisée par une série d'événements sismiques à fortes amplitudes et globalement parallèles entre eux. Les deux derniers événements se terminent par des biseaux sommitaux ("toplap") au voisinage du P.M.C. (Point Miroir Commun) 1000. A l'intérieur de cette unité, des terminaisons en biseau sommital et en biseau de progradation ("downlap") s'observent respectivement près des P.M.C. 1555 et 2110.

La seconde unité (Unité 2) a un faciès sismique transparent, les événements sismiques n'ont qu'une faible amplitude. Il est uniquement présent dans la partie Sud du profil, entre les P.M.C. 1050 et 2480. Les deux événements sismiques présents montrent une terminaison en biseau d'aggradation ("onlap") près du P.M.C. 1185. De petites diffractions peuvent être observées dans cette unité, elles prennent naissance au niveau de l'événement sommital. Elles sont induites par une interface faiblement pentée qui sépare deux milieux à fort contraste d'impédance (effet de "marche d'escalier"). Ces diffractions disparaissent à partir du point miroir commun 1400. Dans cette unité, la présence d'un événement penté vers le Sud du profil peut être souligné. Il s'agit d'un multiple du modèle géologique qui n'a pu être atténué durant le traitement de ces données.

Une troisième unité (Unité 3) est caractérisée par deux événements sismiques à forte amplitude entre les P.M.C. 500 et 1400. Latéralement, vers le Nord et vers le Sud du profil, leurs amplitudes deviennent plus faibles. Ces deux événements se terminent par des biseaux sommitaux près des P.M.C. 260 et 450.

Enfin, une quatrième unité (Unité 4) est mise en évidence. Les événements sismiques présentent une faible amplitude dans la partie Nord du profil qui évolue vers le Sud, à partir du P.M.C. 1370, vers des amplitudes plus fortes.

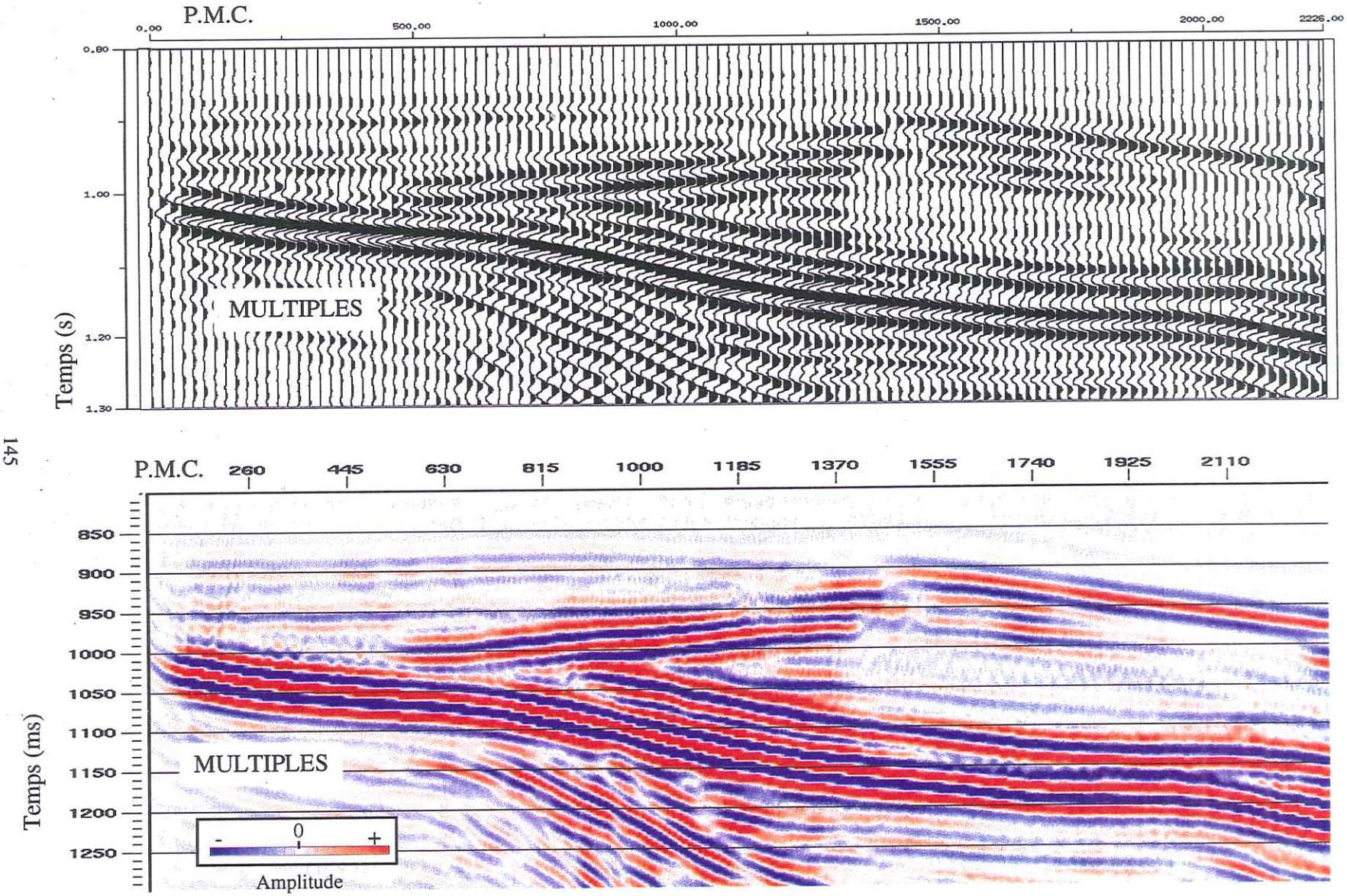



Fig. 4.34 – Profil sismique migré temps après-sommation, représentation des amplitudes en "wiggles" (A) et en aires variables (B).

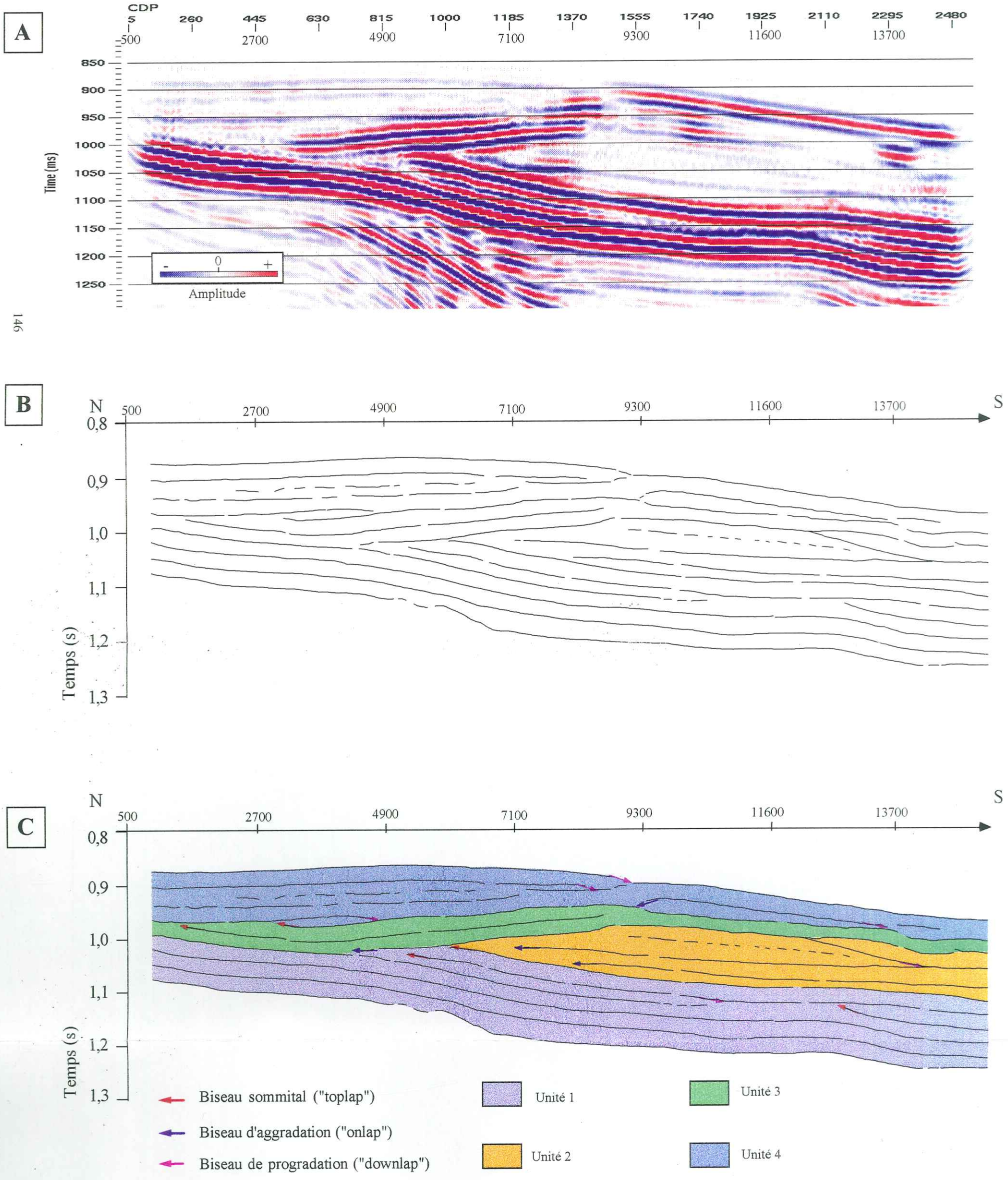



Fig. 4.35 – Profil sismique migré temps après-sommation (A), pointé des événements sismiques positifs (B) et interprétation en unités (C).

*4.4.5.2 Interprétation du profil sismique migré temps après-sommation modélisé par différences finies.*

Le profil sismique migré temps après sommation par la technique de différences finies est confronté à la coupe géologique du Vercors.

Les calcaires et marno-calcaires hémipélagiques du Barrémien inférieur sont représentés sur le profil sismique par l'unité 1 (Fig. 4.35). Ces événements sismiques sont caractérisés par de fortes amplitudes. Les phénomènes d'interférence sismique entre les couches conduisent à la matérialisation de cinq événements sismiques à forte amplitude pour l'ensemble des calcaires hémipélagiques du Barrémien inférieur. Les biseaux des événements observés dans cette unité sont produits par une variation de l'épaisseur des couches représentant les marnes du Pas de l'Essaure. L'événement sommital de cette unité montre un biseau sommital (P.M.C. 1000). Une telle terminaison n'est pas observée directement pour l'événement sismique lié aux marnes de Fontaine Graillère.

L'unité 2 représente le prisme de bas niveau de la séquence BA3, le passage latéral entre les calcaires bioclastiques et les calcaires hémipélagiques n'est pas mise en évidence sur la section sismique. La disparition des diffractions induites par "l'effet de marche d'escalier" marque le passage latéral de faciès des marnes à des calcaires hémipélagiques (P.M.C. 14000). Deux événements sismiques sont alors observés dans cette unité 2. Un biseau d'aggradation peut alors être observé dans cette unité (P.M.C. 1300).

L'unité 3 (Fig. 4.35) représente le corps dolomitique et les calcaires compris entre les marnes de Font Froide et de la Béguère. Les dolomies se limitent aux fortes amplitudes des deux événements sismiques présents. Vers le Nord, ces deux événements sismiques se terminent par des biseaux sommitaux, alors que des biseaux d'aggradation sont présents sur la coupe géologique. Ce phénomène a été déjà observé sur les profils sismiques modélisés par tracé de rayons. Il est dû à la faible épaisseur des couches à cet endroit et aux faibles contrastes d'impédance entre les dolomies à huile et les calcaires.

Enfin, l'unité 4 (Fig. 4.35) représente l'ensemble de la masse inférieure des calcaires urgoniens qui incluent les calcaires à rudistes caractérisés par les faibles amplitudes sismiques. L'analyse des amplitudes et la forme du signal sismique permet de visualiser les différents lithofaciès dans l'unité 4. Les événements sismiques représentant les calcaires à rudistes évoluent latéralement au centre du profil vers un unique événement, à signal élargi en temps et forte amplitude (entre les P.M.C. 1200 et 14000) représentant les dépôts de bordure externe de la plate-forme (calcaires récifaux et calcaires bioclastiques grossiers). Cet événement sismique est issu d'interférences des signaux sismiques causés par des couches de faibles épaisseur et la grande longueur d'onde du signal source employé dans cette modélisation. Il passe latéralement vers le Sud (P.M.C. 1450) à des signaux plus étroits mais toujours à fortes valeurs d'amplitudes, qui correspondent aux dépôts de talus externe (calcaires bioclastiques fins et hémipélagiques). Toutes les strates ne sont pas représentées à cause de la faible résolution du signal source employé.

Ce découpage en unités montre ainsi l'existence d'une étroite relation entre faciès sismiques et lithofaciès de la coupe géologique sur ce profil sismique modélisé par la technique des différences finies.

L'identification des séquences de dépôts présentes sur la coupe géologique du Vercors est difficile sur ce profil sismique. Les séquences du Barrémien inférieur, caractérisées par des dépôts hémipélagiques, sont représentées par quatre événements sismiques. Sans autres informations (données de puits, autres profils sismiques par exemple), il est difficile de retrouver les cortèges sédimentaires de la coupe géologique.

Seule, la limite de séquence SbB3 peut être repérée sur ce profil sismique migré temps après-sommation. Elle ne correspond pas à un événement sismique proprement dit. Elle peut être identifiée par les relations géométriques des biseaux et les variations d'amplitude des événements sismiques des unités 1 et 3 dans la partie Nord du profil (P.M.C. 50 à 1000). Cette effet est causé par des contrastes forts d'impédance entre les calcaires hémipélagiques et les calcaires de plate-forme dans la partie Nord. En direction du Sud, la concordance des événements sismiques ne permet pas de l'identifier. Seule, la différence d'amplitude entre les unités 1 et 2 pourrait permettre de l'individualiser. Les couches ne présentent que de faibles variations d'impédance et restent parallèles entre elles.

Une seule limite de séquence (SbB4) dans les calcaires à rudistes (Unité 4 de la figure 4.35) est identifiée sur ce profil sismique grâce à la présence des deux biseaux sommitaux de l'unité 3. Elle correspond à l'événement sismique d'amplitude négative présent à un temps de 950 ms. Latéralement en direction du bassin, la concordance des événements sismiques et la présence d'un faciès sismique uniforme ne permettent pas de la pointer. Les autres limites de séquence présentes dans les calcaires urgoniens n'ont pu être identifiées malgré l'existence de contrastes d'impédance identiques à celui qui caractérise la limite SbB4. La faible résolution du signal sismique employé durant cette modélisation est également à l'origine de ce phénomène.

En conclusion, le découpage en quatre unités à faciès sismiques différents de ce profil sismique modélisé par différences finies montre une forte similitude avec la coupe lithostratigraphique du Vercors (Fig. 4.36). Cette ressemblance est expliquée par le mode de construction des modèles d'impédance P et S. En effet, pour réaliser cette construction, les variations de la porosité et de l'argilosité ont été utilisées pour caractériser les lithofaciès de la bordure méridionale du Vercors. Ainsi, il existe une relation entre le découpage entre lithofaciès et faciès sismiques présents sur le profil modélisé par différences finies. Cette observation n'a pu être effectuée sur le profil obtenu par tracé de rayons.

La construction des modèles d'impédances P et S a permis de définir toutes limites des paraséquences comme des réflecteurs sismiques potentiels. Malgré cela, l'interprétation en stratigraphie sismique des événements présents sur le profil ne permettent pas de retrouver l'ensemble des séquences de dépôts de la coupe géologique. La faible résolution du signal source et les faibles épaisseurs des couches sont les principales causes de ce phénomène. La principale limite de séquence identifiable sur ce profil sismique n'est pas matérialisée par un événement sismique, contrairement aux hypothèses de la stratigraphie séquentielle. Elle est soulignée par une géométrie des biseaux et des amplitudes sismiques différentes, qui marque une modification du type de sédimentation par l'apparition des calcaires urgoniens.

Des biseaux d'événements sismiques, n'existant pas sur la coupe géologique, peuvent être observés. Leur origine peuvent être reliée à des interférences entre les signaux sismiques ou induit par des artefacts de traitement. Les conclusions établies pour les modélisations sismiques par tracé de rayons peuvent être appliquées pour les données modélisées par différences finies.

#### *4.4.5.3 Comparaison entre le profil migré temps après-sommation et le profil sismique équivalent modélisé par tracé de rayon.*

Ce profil sismique migré temps après-sommation est comparé aux profils simulés par tracé de rayon à déport nul avec le signal source de type "passe-bande" car les signaux sismiques ont des bandes passantes proches. Par rapport aux profils sismiques modélisés par tracé de rayons à déport nul, le profil migré temps simulé par différences finies présente une unité supplémentaire. Elle correspond à la troisième unité (Unité 3 de la figure 4.35). C'est à son voisinage que se concentre l'ensemble des différences relevées entre les deux sections sismiques présentées sur la figure 4.37.

Par rapport au modèle géologique, cette unité se localise au niveau du corps dolomitique et des calcaires situés entre les marnes de Font Froide et de la Béguère. Ce couple d'événements sismique signale la présence du corps dolomitique à remplissages d'hydrocarbures. Il est souligné par des fortes amplitudes tandis que les calcaires environnants montrent des valeurs d'amplitude sismique plus faibles sur le profil migré temps. Cet effet n'a pas été observé sur le profil obtenu par tracé de rayon. Il apparaît donc que la sommation des variations de l'amplitude avec le déport de ces événements sismiques lors du traitement des données sismiques permet de localiser aisément le corps dolomitique par rapport à son encaissant calcaire.

A la base de cette unité, l'événement sismique se prolonge en direction du Nord pour se terminer par un biseau sommital. Sur la section sismique modélisée par tracé de rayon, ce même événement se termine par un biseau d'aggradation. L'origine de ce phénomène est difficile à établir. Il pourrait être expliqué par un mauvais positionnement de cet événement lors de la migration temps. Cette zone est caractérisée sur des variations brutales de vitesses entre les calcaires hémipélagiques et les calcaires de plate-forme.

Au sommet de cette unité (Unité 3), les profils sismiques modélisés par tracé de rayons permettent d'observer une figure sismique, interprétée comme une vallée incisée (§ 4.3). La même observation est réalisée sur le profil migré temps simulé par différences finies (au voisinage du P.M.C. 600). Néanmoins, la présence d'événements sismiques à faible amplitude rend son identification plus difficile sur la section migrée temps. Sa présence peut être expliqué par la présence des lobes latéraux sur l'ondelette sismique.

Entre les deux profils sismiques acquis par des différentes techniques de modélisation, une autre différence est observée dans l'unité 2. Le profil migré temps ne présente pas l'événement sismique oblique observé sur le profil sismique modélisé par tracé de rayons. Cet événement représente une variation latérale de faciès. Par contre, un autre événement penté vers le Sud (au voisinage du P.M.C. 2110) traverse l'unité 2 du profil migré temps modélisé par différences finies. Comme précisé précédemment, il s'agit d'un multiple du modèle géologique qui n'a pu être atténué lors du traitement des données.

La dernière différence se localise dans l'unité 4 du profil migré temps. En effet, cette unité entre les P.M.C. 0 et 1350 se termine par un événement sismique à faible amplitude (temps de 880 ms), ce qui n'est pas le cas sur le profil obtenu par tracé de rayons. Dans ce cas également, cette différence provient de la sommation des variations de

l'amplitude avec le déport sur le profil migré temps après-sommation. L'événement sismique est alors caractérisé par une faible amplitude.

En conclusion, des différences entre les profils modélisés par tracé de rayon et par différences finies apparaissent. Elles se localisent autant pour la géométrie et l'amplitude des événements sismiques. L'analyse des faciès sismiques du profil modélisé par différences finies conduit à individualiser quatre unités. Par rapport aux profils modélisés par tracé de rayons, une unité supplémentaire est identifiée. Elle correspond au corps dolomitique et aux calcaires compris entre les marnes de Font Froide et de la Béguère. Ainsi, ce profil modélisé par différences finies permet d'individualiser le réservoir pétrolifere simulé sur cette coupe géologique.

Ces différences proviennent la prise en compte des effets de variations de l'amplitude avec le déport lors du traitement des données simulées par différences finies. Son impact est prépondérant sur l'amplitude des événements sismiques plutôt que sur leur positionnement. Ainsi, le profil modélisé par différences finies se rapproche beaucoup plus de la coupe lithostratigraphique du Vercors que le profil simulé par tracé de rayons.

De plus, l'événement sismique induit par la variation latérale de faciès dans l'unité 2 présent sur les profils modélisés par tracé de rayon est absent sur le profil sismique simulé par différences finies.

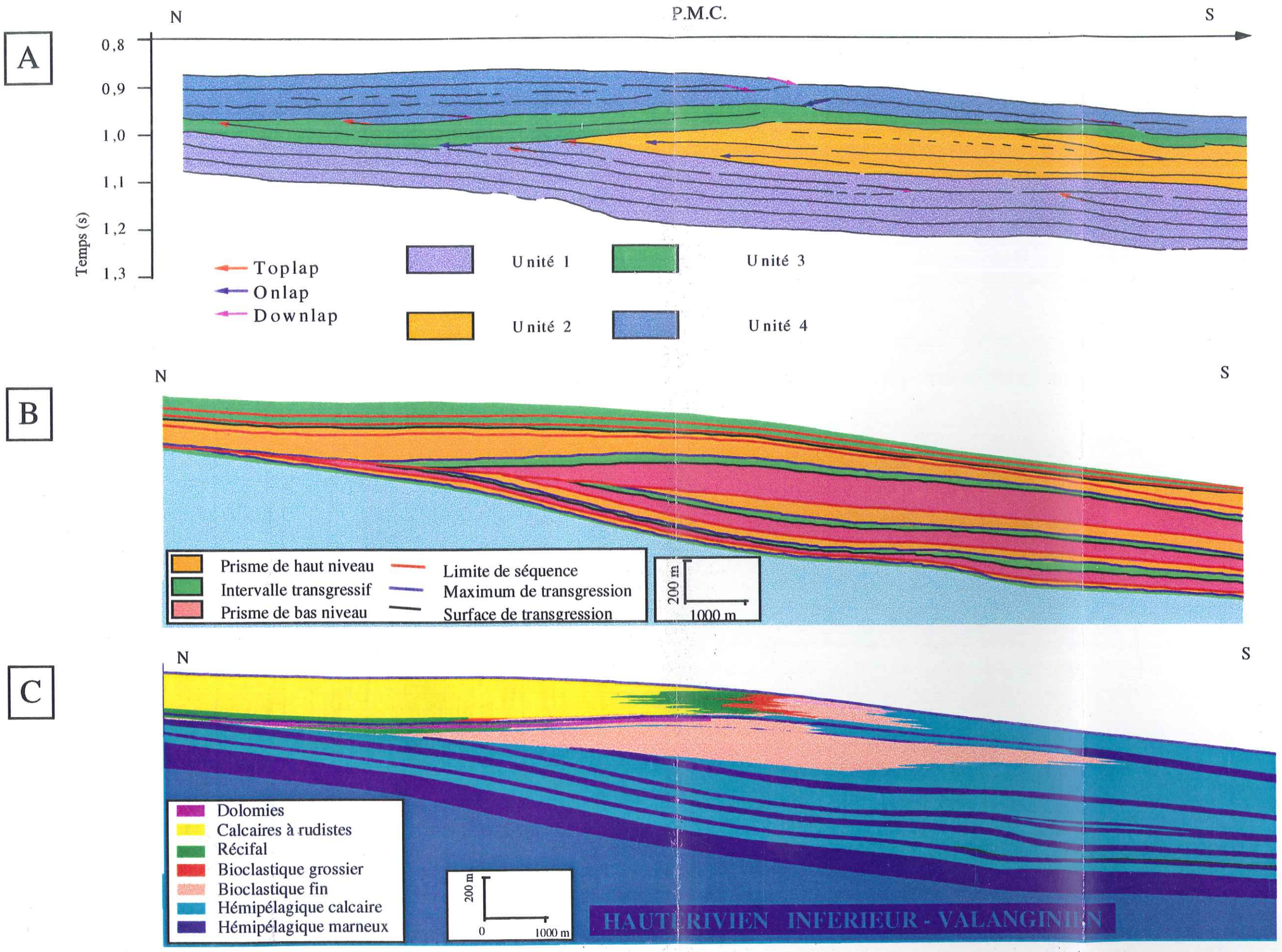



Fig. 4.36 – Comparaison entre l'interprétation du profil sismique modélisé par différences finies (A) (section migrée temps), l'interprétation en séquences et cortèges sédimentaires de la coupe géologique (B) et la coupe lithostratigraphique du Vercors. Les unités identifiées sur le profil sismique imite les variations lithologiques de la coupe géologique.

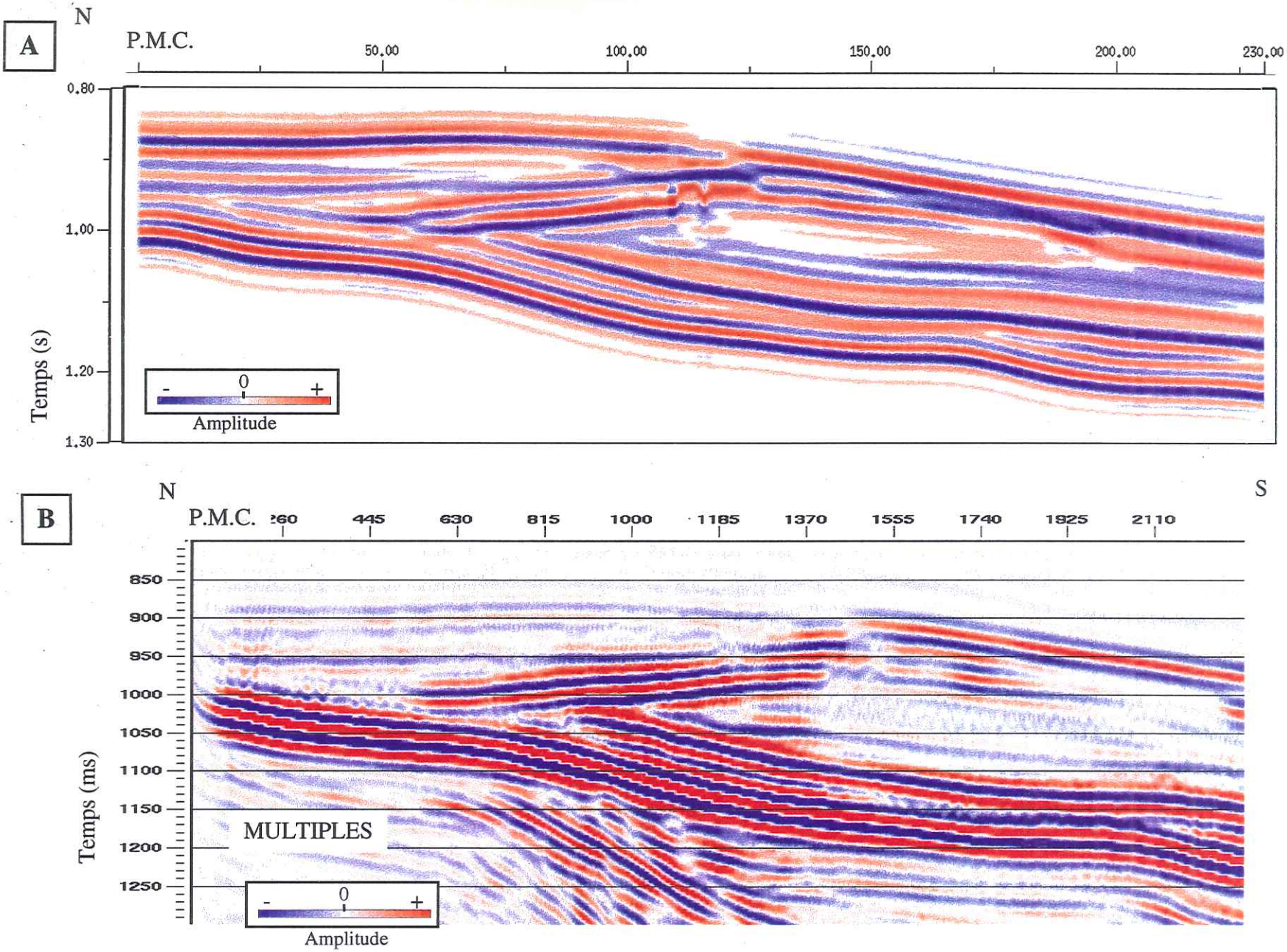



Fig. 4.37 – Comparaison entre les profils sismiques modélisé par tracé de rayons (A) (Déport nul, rayon image) et par différences finies (B) (section migrée temps).

*4.4.5.4 Interprétation du profil migré profondeur avant-sommation.*

Sur les points de tirs issus de la modélisation par différences finies, une migration profondeur avant-sommation a été réalisée sur les points miroirs communs montrant une couverture complète, c'est-à-dire caractérisés par 42 traces sismiques. Le modèle de vitesses exactes (vitesses d'intervalle) est échantillonné en mailles carrées de 6 mètres de côté. Il est lissé par le calcul d'une valeur moyenne dans une fenêtre glissante de 100 mètres de côté. Le profil sismique obtenu par migration profondeur avant sommation est présenté sur la figure 4.38. Il constitue alors un profil sismique de référence, du moins au niveau du positionnement des événements sismiques.

A partir de ce profil sismique migré profondeur avant-sommation, le pointé des événements sismiques positifs (amplitude sismique en rouge) et l'interprétation en stratigraphie sismique sont réalisés (Fig. 4.39). Comme sur le profil sismique migré temps, l'interprétation de cette section migrée profondeur permet d'identifier quatre unités. Elles correspondent aux quatre unités identifiées sur le profil migré temps. Par rapport au profil migré temps, la migration profondeur avant-sommation ne modifie pas le découpage en faciès sismiques du profil sismique.

La figure 4.40 représente du profil sismique avec le modèle de vitesse placé en dessous. Cette figure permet d'observer que les différents événements sismiques sont bien positionnés en profondeur par rapport aux différents contrastes de vitesse. Ces derniers se localisent au sommet des différentes paraséquences constituant les cortèges sédimentaires de la coupe géologique. Ces limites de cycles représentent, par définition (Vail *et al.*, 1977; Hubbard et al., 1985; Goldhammer *et al.*, 1991), des lignes de temps géologique. La figure 4.40 permet alors de dire que les événements sismiques imitent ou sont parallèles aux lignes des temps géologiques. En effet, dans l'unité 1, les événements sismiques ne se localisent pas précisément sur un contraste de vitesse, mais ils restent parallèles à l'ensemble des couches. Cet effet est induit par la faible épaisseur des couches par rapport à la longueur du signal sismique. De plus, l'événement sismique représentant la limite de séquence SbB4, (événement négatif situé à une profondeur de 1600 mètres environ entre les P.M.C. 506 et 1500), est bien positionné sur le contraste de vitesse. Par contre, les variations latérales de faciès diachrones, comme celle présente dans l'unité 2 entre les calcaires bioclastiques et hémipélagiques, ne sont pas matérialisées par un événement sismique continu comme sur les profils sismiques modélisés par tracé de rayons. Ces observations sont en accord avec les hypothèses de la stratigraphie séquentielle qui établissent que les réflecteurs primaires d'un profil sismique sont parallèles au lignes des temps geologiques.

Contrairement au profils obtenus par tracé de rayon, les profils migré temps et migré profondeur, montrent quelques différences, surtout dans la position en temps et le type de biseau caractérisant les événements sismiques (Fig. 4.41).

Dans la première unité (Unité 1 de la figure 4.39), les deux événements se terminent par des biseaux sommitaux. Leur position est plus en accord avec le modèle géologique, surtout pour l'événement représentant les marnes de Fontaine Graillère (entre les P.M.C. 1016 et 1186). Néanmoins, cette modification ne change pas réellement l'interprétation réalisée. L'image sismique est transformée également sur l'événement représentant les marnes du Pas de l'Essaure par la quasi - disparition des biseaux (d'aggradation et sommital) induits par une variation d'épaisseur.

Dans l'unité 2, on note la disparition de tout événement sismique penté dans ce corps, la variation latérale de faciès et les événements multiples du modèle géologique sont atténués sur ce profil sismique.

Les différences les plus importantes entre profils migré profondeur et migré temps se localisent dans l'unité 3. L'événement sismique basal de cette unité montre un biseau d'aggradation près du P.M.C. 1100, comme sur la coupe géologique. De plus, l'événement sommital se caractérise sur ce profil sismique migré profondeur par un événement continu dans la partie septentrionale du profil (P.M.C. 506 à 1526). Il est induit par des interférences des signaux sismiques dans cette zone, caractérisée par de fines couches et de nombreuses variations latérales de faciès. La figure sismique interprétée comme une vallée incisée, présente sur le profil migré temps, n'est pas matérialisée sur ce profil sismique. L'impact de la migration profondeur avant-sommation s'observe sur cette partie du profil sismique car des variations latérales de vitesses sont présentes. Cette observation peut justifier de l'emploi de cette méthode d'imagerie sismique pour l'interprétation en stratigraphie sismique des sections du sous-sol.

Pour l'unité 4, la seule différence observée se localise entre les P.M.C. 1500 et 1870. En effet, sur ce profil migré profondeur, la zone caractérisant les faciès de bordure de plate-forme se différencie plus nettement par rapport aux événements sismiques représentant les calcaires à rudistes et les calcaires de talus externe.

En conclusion, le profil migré profondeur avant-sommation présente une géométrie proches de la coupe géologique, surtout dans les zones présentant de nombreuses variations latérales de vitesses. Quelques différences avec le profil sismique migré temps après-sommation se localisent essentiellement dans la position et la géométrie des événements sismiques. Elles proviennent de l'utilisation du modèle de vitesse différent dans ces deux profils.

Grâce à cette migration profondeur, on a pu remarquer que les événements sismiques présents se situent sur ou sont parallèles aux contrastes de vitesses. Ces derniers se localisent aux sommets des paraséquences identifiées à l'affleurement, et qui sont des lignes des temps géologiques. Ces observations sont en accord avec les hypothèses de la stratigraphie séquentielle.

Cette migration profondeur, généralement employée dans le cadre de l'imagerie sismique de structure tectonique complexe, peut être d'un apport significatif sur l'interprétation en stratigraphie sismique du profil, par un meilleur positionnement des événements sismiques et une meilleure définition de leur biseau. L'interprétation des profils sismiques se rapprochera ainsi de la réalité géologique du sous-sol.

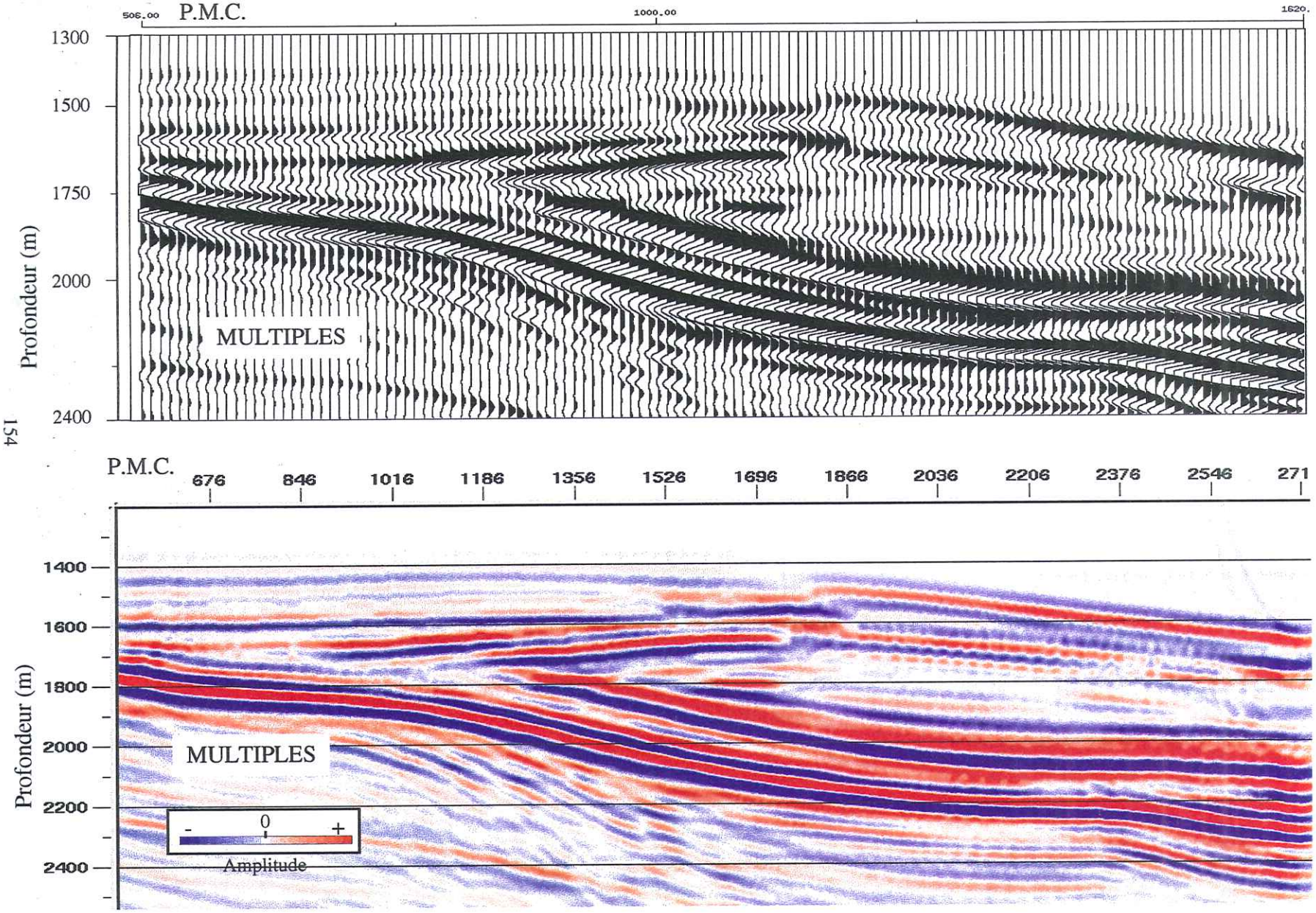



Fig. 4.38 – Profil sismique migré profondeur avant-sommation, représentation des amplitudes en "wiggles" (A) et en aires variables (B).

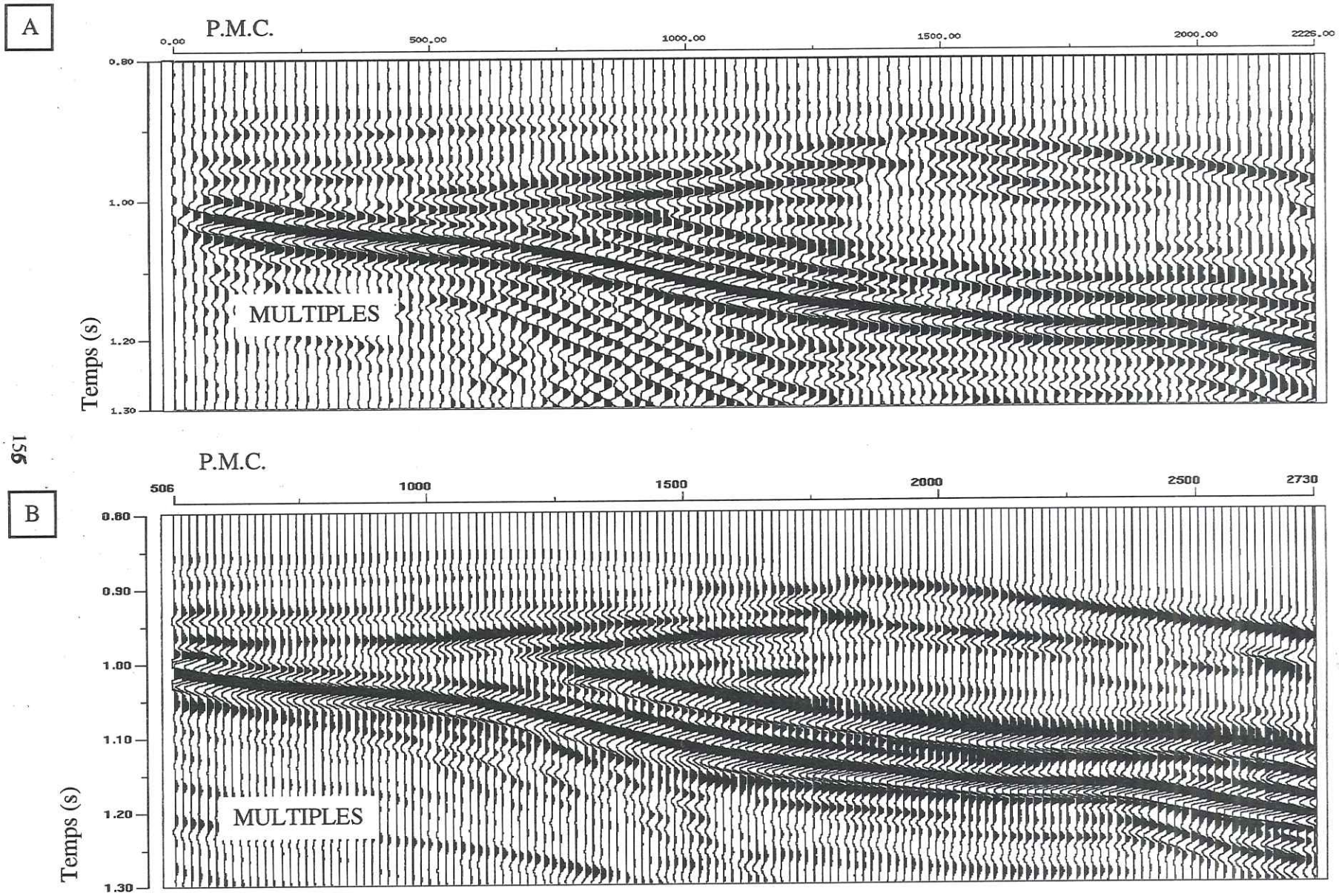





Fig. 4.39 – Comparaison entre profils sismiques migré temps après-sommation (A) et migré profondeur avant-sommation modélisé par différences finies (B).

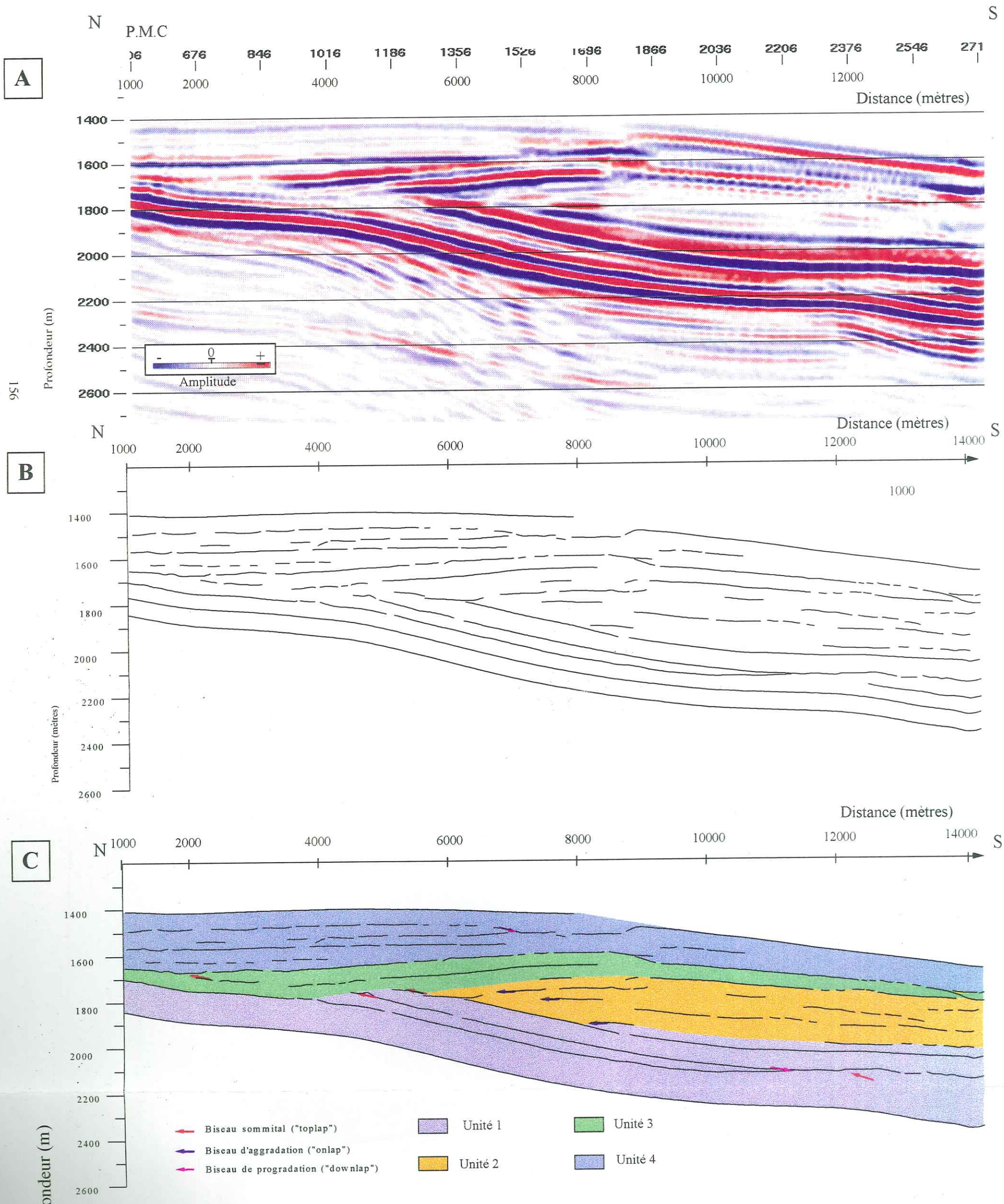



Fig. 4.39 – Profil sismique migré profondeur avant sommation des traces (A), pointé des événements sismiques positifs (B) et interprétation en unités (C).

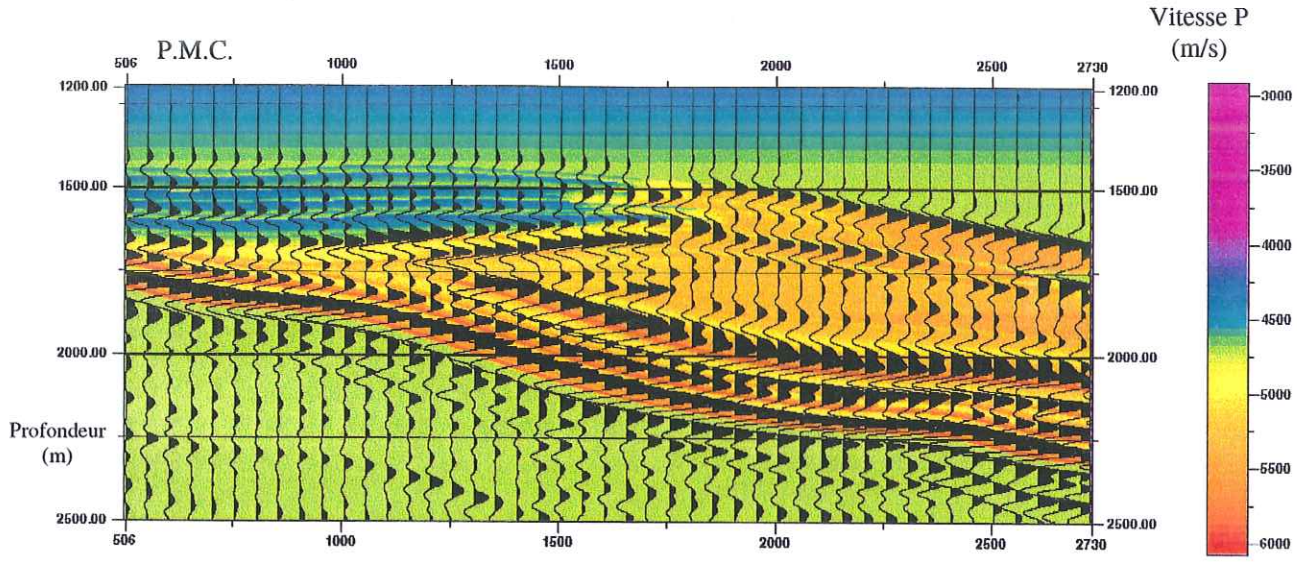



Fig. 4.40 – Profil sismique migré profondeur avant-sommation placé au-dessus du modèle de vitesses exactes. Les événements sismiques imitent ou sont parallèles aux contrastes de vitesses situés au sommet des paraséquences de la coupe géologique.

En conclusion, le profil migré profondeur avant-sommation présente une géométrie proches de la coupe géologique, surtout dans les zones présentant de nombreuses variations latérales de vitesses. Quelques différences avec le profil sismique migré temps après-sommation se localisent essentiellement dans la position et la géométrie des événements sismiques. Elles proviennent de l'utilisation du modèle de vitesse différent dans ces deux profils. Grâce à cette migration profondeur, on a pu remarquer que les événements sismiques présents se situent sur ou sont parallèles aux contrastes de vitesses. Ils se localisent aux sommets des paraséquences identifiées à l'affleurement, et qui sont des lignes des temps géologiques.

Cette migration profondeur, généralement employé dans le cadre de l'imagerie sismique de structure tectonique complexe, peut être d'un apport significatif sur l'interprétation en stratigraphie sismique du profil, par un meilleur positionnement des événements sismiques et de leur biseau.

Par rapport à la coupe lithostratigraphique, les événements sismiques présents sur le profil imitent ou sont parallèles aux lignes des temps géologiques. Contrairement aux profils sismiques modélisés par tracé de rayon, il n'existe pas d'événements sismiques primaires diachrones sur le profil modélisé par différences finies.

Cette migration profondeur, généralement employé dans le cadre de l'imagerie sismique de structure tectonique complexe, peut être d'un apport significatif sur l'interprétation en stratigraphie sismique du profil, par un meilleur positionnement des événements sismiques et de leur terminaison.

### 4.4.6 Conclusions

La modélisation sismique par la technique de différences finies permet d'obtenir une série de points de tir comparables à des données sismiques réelles. Le traitement des données modélisées par des séquences différentes conduit à un profil sismique migré temps après-sommation et un profil sismique migré profondeur. Leur interprétation en stratigraphie sismique révèle une similitude avec la coupe lithostratigraphique du Vercors. En effet, le découpage en unités à faciès sismiques différents reflète les variations lithologiques de la coupe géologique. Quatre unités ont pu être interprétées. Elles correspondent aux calcaires hémipélagiques du Barrémien inférieur, au prisme de bas niveau de la séquence BA3, aux dolomies et les calcaires de l'encaissant et enfin aux calcaires à rudistes et leur équivalents latéraux.

Malgré que l'ensemble des limites de paraséquence soient des réflecteurs potentiels, une seule limite de séquence a pu être identifiée, elle n'est pas matérialisée par un événement sismique mais par des biseaux et des amplitudes sismiques différents de part et d'autre. Par rapport au modèle géologique, elle marque l'installation des calcaires urgoniens sur la bordure de la plate-forme du Vercors. Une telle géométrie provoque un fort contraste d'impédance entre ces couches. De plus, cette limite de séquence marque la modification des variations du niveau marin, avec le passage d'une tendance générale progradante à une tendance générale rétrogradante. Latéralement vers le bassin, cette limite de séquence ne peut être individualisée à cause de la concordance des couches et leur faible contraste d'impédance.

La migration profondeur avant-sommation conduit au profil sismique le plus proche de la coupe géologique du Vercors. Ceci est occasionné par l'emploi du modèle de vitesses exactes. Quelques différences avec le profil sismique migré temps après-sommation se localisent essentiellement dans la position et le type de biseau des événements sismiques. L'apport de la migration profondeur peut s'observer dans les zones présentant de nombreuses variations latérales de vitesses. Ceci s'observe en particulier à proximité des biseaux d'aggradation des dolomies.

Grâce à cette migration profondeur, on a pu remarquer que les événements sismiques présents se situent sur ou sont parallèles aux contrastes de vitesses. Dans la construction des modèles d'impédances, ces contrastes se localisent aux sommets des paraséquences identifiées à l'affleurement, et qui sont des lignes des temps géologiques. Cette observation est en accord avec les hypothèses de la stratigraphie séquentielle définis par Vail *et al.* (1977) et Sarg (1988) pour les dépôts carbonatés.

Enfin, ces travaux de modélisation sismique montrent qu'il est difficile de retrouver l'ensemble des séquences de dépôts présents sur la coupe géologique. L'étude des biseaux des événements sismiques peut conduire à des erreurs d'interprétation. En effet, des phénomènes d'interférence des signaux sismiques, de traitement sismique peuvent conduire à observer des biseaux absents de la coupe géologique. Cette observation est importante pour l'étude des profils sismiques réelles en stratigraphie sismique car l'étude des biseaux est à la base de l'interprétation des limites de séquence sur les profils sismiques (Hubbard *et al.*, 1985). Il apparaît nécessaire d'utiliser l'ensemble des données disponibles (diagraphies et carottage de puits, autre profil sismique) afin de contraindre au mieux l'interprétation en stratigraphie séquentielle des profils sismiques.

# 5ème PARTIE

Caractérisation sismique de réservoir appliquées aux données synthétiques du Vercors : inversion stratigraphique et interprétation lithologique par analyse d'attributs sismiques.

## 5.1. INTRODUCTION

La caractérisation sismique de réservoir consiste à étudier les propriétés réservoirs (géométrie des strates, porosité,...) à partir des propriétés des signaux sismiques appelées attributs. Il est ainsi cherché à extrapoler les informations géologiques disponibles aux puits à l'ensemble des données sismiques.

Pour caractériser les réservoirs sur profils sismiques après-sommation, deux types d'approches peuvent être employés; une approche non supervisée (ou sans apprentissage aux puits) et une approche supervisée (ou avec apprentissage aux puits).

L'approche non supervisée consiste à appliquer des méthodes statistiques de classification automatique d'attributs sismiques pour regrouper les traces sismiques en faciès sismiques (Hagen, 1982; Lendzionowski *et al.*, 1990). Quand cette étape est réalisée, une relation entre l'information géologique ou pétrophysique disponible aux puits et les faciès sismiques est établie pour les extrapoler alors à l'ensemble du profil sismique.

L'objectif de l'approche supervisée est d'établir un espace de corrélation entre les informations (géologiques, pétrophysiques...) disponibles aux puits et l'information sismique (Fig. 5.1). Il est fondé sur l'hypothèse que la morphologie des traces sismiques au voisinage au puits est caractéristique des propriétés géologiques identifiées à ce même puits. Une première étape consiste en l'application de techniques d'analyses statistiques pour trouver les attributs sismiques discriminant au mieux les lithologies définies au puits (Dumay et Fournier, 1988; Lefeuvre et Chanet, 1993; Fournier et Derain, 1995). Les lithologies sont alors définies par une portion du plan défini par deux attributs sismiques. La recherche des relations entre attributs sismiques et le caractère géologique peut être réalisée statistiquement par l'utilisation de différentes méthodes (analyses factorielles, canoniques...). Une seconde étape (processus de prédiction) classe les traces sismiques, à partir de leurs attributs, en fonction des portions définies lors du processus d'apprentissage. .

Ces deux approches de caractérisation sismique de réservoir peuvent être complémentaires. L'approche supervisée dépend en grande partie de l'information au puits, elle ne peut pas détecter la présence de lithologies de roches qui n'ont pas été identifiées aux puits. Par contre, la méthode sans apprentissage a l'avantage de toujours fournir des résultats sous la forme de cartes de faciès sismiques. Néanmoins, certains faciès sismiques peuvent restés inexpliqués en terme d'information géologique recherchée.

Dans cette partie, une approche supervisée de caractérisation sismique de réservoir est présentée à partir d'un profil sismique synthétique de la coupe du Vercors. Cette étude a été réalisée sur un profil modélisé par tracé de rayons. Les données obtenues par différences finies n'étaient pas encore disponibles au début de ces travaux.

Un premier chapitre traite de l'obtention du profil d'impédance issu de l'inversion stratigraphique. Elle a été réalisée à partir de trois et de cinq puits. Les profils d'impédance sismique obtenus sont comparés au modèle d'impédance d'origine. Cette technique a été utilisée car une relation entre l'impédance acoustique et la porosité ou l'argilosité a été introduite pour construire les modèles d'impédance.

Le second chapitre montre un exemple d'utilisation des profils d'impédance issus de l'inversion stratigraphique pour réaliser une prédiction lithologique sur les données sismiques modélisées. Il a pour but d'individualiser les lithologies présentant la même impédance sismique, issue de l'inversion stratigraphique. Deux prédictions ont été effectuées, l'une avec trois puits et l'autre utilise deux puits supplémentaires. Les profils lithologiques obtenus après prédiction sont alors comparés à la coupe géologique.

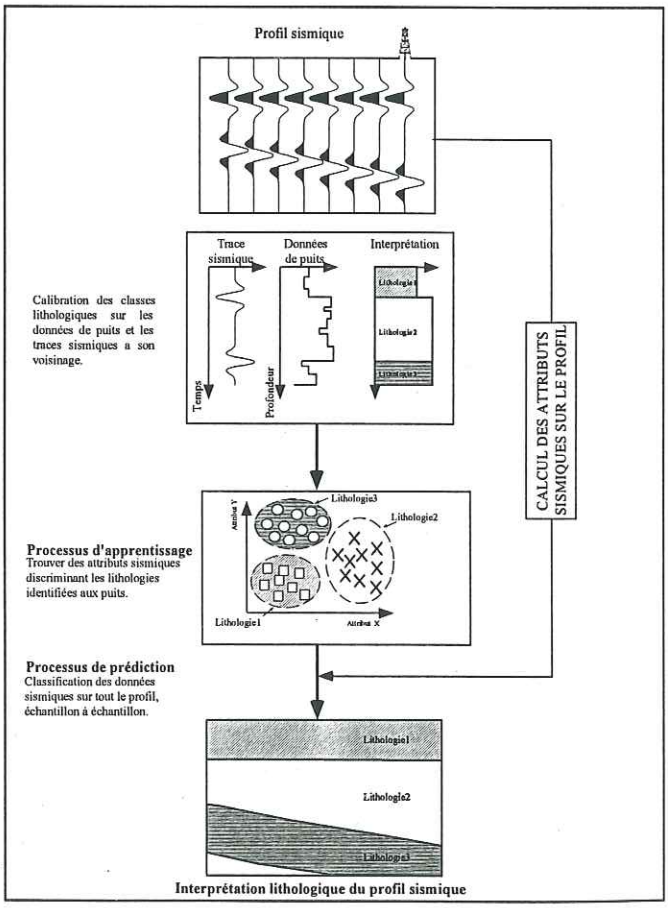



Fig. 5.1 – Principe de la méthode de caractérisation par une approche supervisée.

### 5.2.1 Introduction

L'inversion stratigraphique est une technique de plus en plus employée en caractérisation sismique de réservoir (Neidell et Beard, 1984; Déviquez et Richard, 1990; Lailly, 1990; Johann *et al.*, 1996; Guilbot *et al.*, 1997). Elle permet, à partir d'un profil sismique après-sommation, de déterminer un profil d'impédance acoustique du sous-sol qui sera interprété en termes de propriétés réservoirs. L'étude a été réalisée à partir du logiciel INTERWELL développé par l'I.F.P. (Richard et Brac, 1988; Déquirez et Richard, 1990).

Le principe de l'inversion stratigraphique est représenté sur la figure 5.2. La première étape consiste à calibrer les données sismiques aux données de puits. Elle est réalisée à partir de l'estimation de l'ondelette sismique contenue dans les traces du profil sismique et de l'édition des données de puits. La seconde étape intègre les informations géologiques, l'interprétation du profil sismique et les données de puits pour construire un modèle d'impédance *a priori*. La dernière étape est l'inversion proprement dite. Elle permet d'obtenir un modèle d'impédance final, le modèle optimal, à partir du profil sismique et du modèle *a priori*.

Dans un premier chapitre, les trois étapes de l'inversion stratigraphique appliquées aux données sismiques du Vercors sont exposées.

Dans le second chapitre, les résultats obtenus avec trois et cinq puits sont présentés et comparés au modèle d'impédance d'origine de la coupe lithostratigraphique du Vercors.

### 5.2.2 Inversion stratigraphique appliquée au profil sismique synthétique du Vercors.

L'inversion stratigraphique a été réalisée sur un profil sismique modélisé par tracé de rayons à déport nul et incidence normale, avec un signal source de type "passe-bande" , de fréquence centrale 32 Hz (cf. § 4.3). Un inter-trace de 24 mètres est employé permettant d'obtenir 688 traces. L'inversion stratigraphique est effectuée sur une fenêtre temporelle de 500 ms, comprise entre 800 et 1300 ms.

Cinq puits ont été choisis le long du profil sismique. Ils se localisent à 1500 mètres, 4000 mètres, 7500 mètres, 11500 mètres et 14000 mètres par rapport à la bordure Nord du modèle (Fig. 5.3). Ce choix a été guidé par les variations d'impédances du modèle d'origine, dont les puits sont issus. Les valeurs d'impédance des puits sont échantillonnées tous les deux mètres.

Dans ce chapitre, les point miroirs communs sont appelés par leur abréviation anglaise C.D.P. ("Common Depth Point")

Dans cette partie, l'impédance acoustique P issue de la coupe lithostratigraphique du Vercors est appelée modèle d'impédance d'origine. La procédure complète d'inversion stratigraphique, composée trois étapes successives, a été appliquée à ce profil.

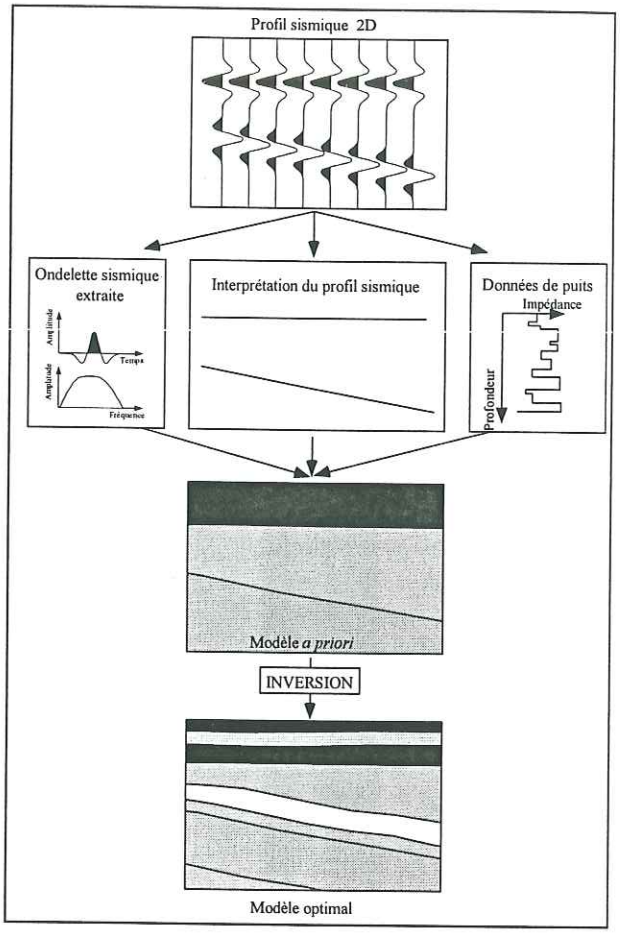



Fig. 5.2 – Principe de l'inversion stratigraphique.

#### *5.2.2.1 Estimation de l'ondelette sismique et calibrage puits - sismique.*

Cette première étape a pour but d'estimer l'ondelette contenue dans les traces sismiques. Elle se compose de deux phases successives.

La première permet de déterminer le spectre d'amplitude du signal sismique contenu dans les traces du profil. L'estimation de l'ondelette sismique est statistique, réalisée à partir des processus de corrélations (autocorrélation et intercorrélation) des traces. Pour les données sismiques modélisées de la coupe du Vercors, le spectre d'amplitude du signal est compris entre 0 et 60 Hz, le maximum d'amplitude se

situe vers 30 Hz (Fig. 5.4). Le rapport signal sur bruit est fort (23dB) car aucun bruit n'a été ajouté à ces données synthétiques. Les résultats présentés ici sont issus de l'extraction de l'ondelette sismique au puits 7500 mètres.

Une seconde étape conduit à déterminer la phase optimale de l'ondelette sismique. Elle est calculée à partir du calage temporel de la trace sismique issue de la convolution des variations verticales du coefficient de réflexion du puits choisi (pour toutes les inversions, le puits à 7500 mètres) avec l'ondelette sismique déterminée précédemment et la trace enregistrée correspondante (Richard et Brac, 1988). Sur le profil modélisé, la phase optimale obtenue est de 340°. Par rapport à celle utilisée dans la modélisation (phase nulle), un écart de phase de 20° conduit à considérer l'ondelette extraite comme quasi "zéro-phase". Les extractions réalisées sur les autres puits donne cette même valeur de la phase optimale (Kirstetter, 1996).

A partir de cette ondelette sismique, une déconvolution déterministe du profil sismique est réalisée. Cette opération permet de déterminer un opérateur de déconvolution correspondant à l'ondelette sismique précédemment estimée pour transformer la section sismique initiale en une section sismique à phase nulle. La déconvolution a pour but d'ôter des signaux bruts les effets de source et d'augmenter le pouvoir de résolution de la sismique. Après déconvolution, les maxima et les minima d'amplitude des événements sismiques présents sur cette section correspondront, en principe, aux positions en temps des principales variations d'impédance acoustique du sous-sol étudié.

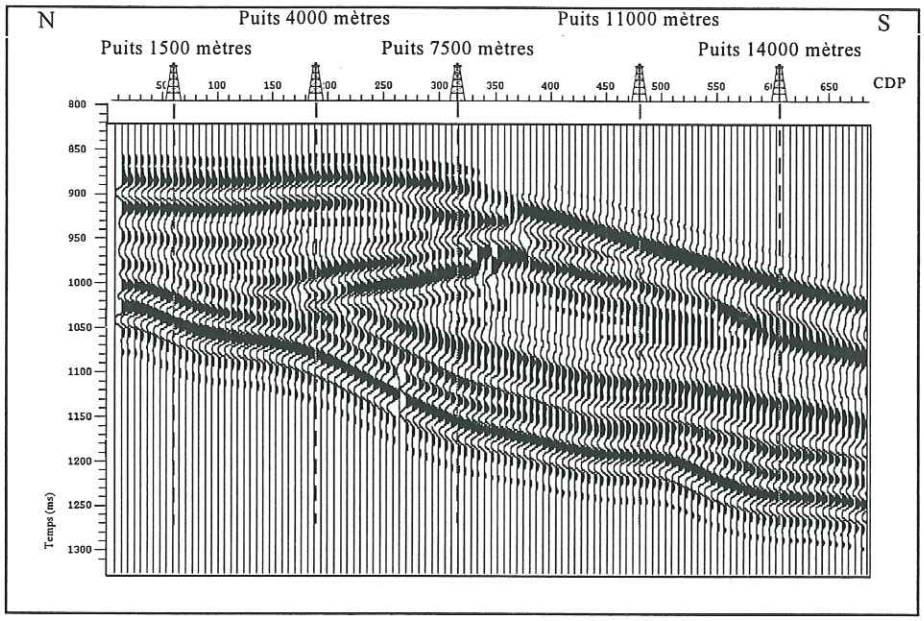



Fig. 5.3 – Section sismique et position des cinq puits employés dans l'inversion stratigraphique.

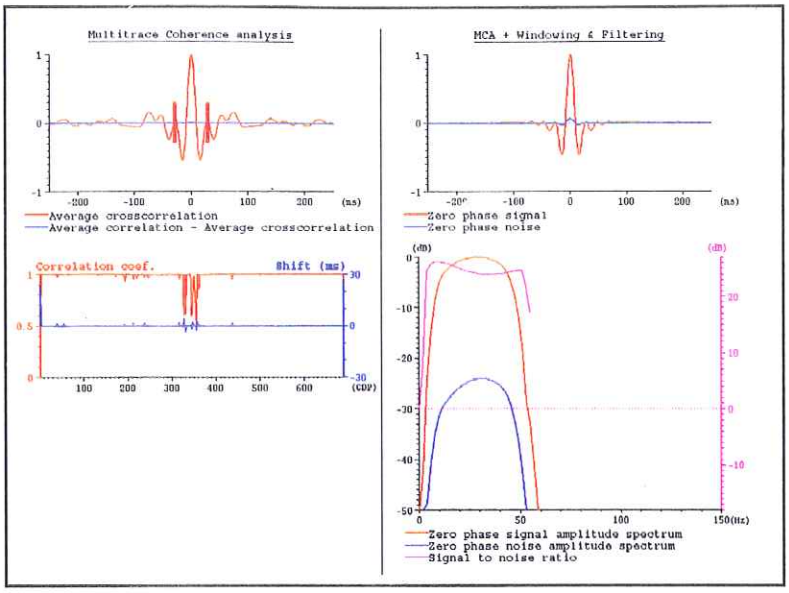



Fig. 5.4 – Détermination du spectre d'amplitude et du rapport signal sur bruit sur les données sismiques modélisées.

### 5.2.2.2 *Construction du modèle a priori.*

Cette étape a pour but de construire un modèle initial d'impédance acoustique, le modèle *a priori*. Ce modèle permet d'introduire une information basse fréquence absente des données sismiques et de stabiliser l'inversion. Sa construction nécessite l'interprétation stratigraphique de la géométrie des événements sismiques de la section déconvoluée et les valeurs des impédances sismiques aux puits.

A partir du pointé d'horizons sur la section sismique, cinq unités sont individualisées. Elles sont représentées sur la figure 5.5. Le modèle *a priori* est alors construit par extrapolation et interpolation des variations verticales de l'impédance P dans les cinq unités définies précédemment. Par rapport à l'interprétation en faciès sismiques (cf. § 4.3), deux unités ont été rajoutées. Elles correspondent à la zone matérialisant le corps dolomitique à remplissages d'hydrocarbures et au contact entre les marnes et les calcaires à rudistes situé au sommet de la coupe géologique.

Afin de guider ces opérations, des lignes de corrélation dans chacune des unités sont définies. Cette information est issue de l'interprétation du profil sismique et des différentes informations géologiques disponibles. L'organisation interne de ces unités peut être:

- –parallèle à la limite supérieure de l'unité ("top"),
- –parallèle à la limite inférieure de l'unité ("bottom"),
- –parallèle à ces deux limites (concordant).

Ce mode de construction permet la prise en compte des problèmes de troncature des couches et de définir l'extension latérale des unités.

Pour construire le modèle *a priori*, les données de puits sont initialement filtrées par le contenu fréquentiel de l'ondelette obtenue dans la première étape (Fig. 5.6). Ce filtrage est nécessaire afin qu'au cours de l'inversion, les différentes données géologiques et sismiques aient le même contenu fréquentiel (stabilité du schéma d'inversion, Richard et Brac (1988)).

### 5.2.2.3 *Détermination du modèle optimal.*

Cette étape est réalisée à partir du modèle *a priori* et de la section sismique déconvoluée. Elle est basée sur l'inversion linéaire (Richard et Brac, 1988), dont le principe est représenté sur la figure 5.7. Cette technique consiste à fournir un modèle initial d'impédance acoustique (le modèle *a priori*). Celui-ci permet de déterminer un profil de réflectivité qui est convolué par l'ondelette sismique extraite. La section sismique synthétique obtenue est comparée trace à trace à la section sismique initiale. Ce modèle synthétique est modifié par des itérations successives de façon à minimiser l'écart (résidus sismiques) entre la section sismique initiale et ce modèle synthétique. Le modèle d'impédance obtenu à la fin des itérations est le modèle optimal.

Cette inversion, qui correspond à la minimisation d'une fonction coût, prend en compte à la fois l'information géologique et un terme d'ajustement

sismique définis à partir des trois paramètres suivant (Déquirez et Richard, 1990):

**N**, le rapport signal sur bruit déterminé lors de l'extraction de l'ondelette du profil sismique.

σ représente la déviation standard de l'impédance acoustique (il a les mêmes unités que l'impédance acoustique). Ce paramètre correspond à la variation maximale d'impédance autorisée autour des puits.

λ, la longueur de corrélation en mètres. Ce paramètre spécifie l'étendue spatiale des variations latérales d'impédance acoustique autorisée sur le modèle optimal.

Pour toutes les inversions stratigraphiques présentées dans ce travail, le rapport signal sur bruit est conservé constant et égal à 23 dB. Une étude réalisée sur les données synthétiques du Vercors a été menée pour connaître l'influence des paramètres σ et λ. Elle montre le faible impact sur les résultats de la longueur de corrélation par rapport à la déviation standard d'impédance (Kirstetter, 1996). Ainsi, le paramètre λ est conservé constant et égal à 225 mètres pour l'ensemble des inversions stratigraphiques effectuées. Les variations du paramètre σ modifient les traces résiduelles. Ces dernières permettent d'observer que pour une faible valeur de σ (10 g.m/s.cm$^3$), les résidus sismiques sont plus importants que pour une forte valeur de ce paramètre (100 g.m/s.cm$^3$) (Fig. 5.8). Ces valeurs de la déviation standard d'impédance correspondent aux valeurs généralement employées pour l'inversion stratigraphique de données réelles (Kirstetter, 1996).

Afin d'étudier l'impact de ce paramètre sur les résultats qualitatifs et quantitatifs de l'inversion stratigraphique, deux modèles optimaux ont été calculés avec ces deux valeurs du paramètre σ.

Deux études sont présentées dans ce mémoire. Une inversion stratigraphique a été réalisée avec trois puits. Ces résultats sont comparés avec ceux d'une autre inversion qui a utilisé cinq puits. L'estimation du signal sismique a été effectuée dans les deux cas sur le même puits (Puits 7500 mètres).

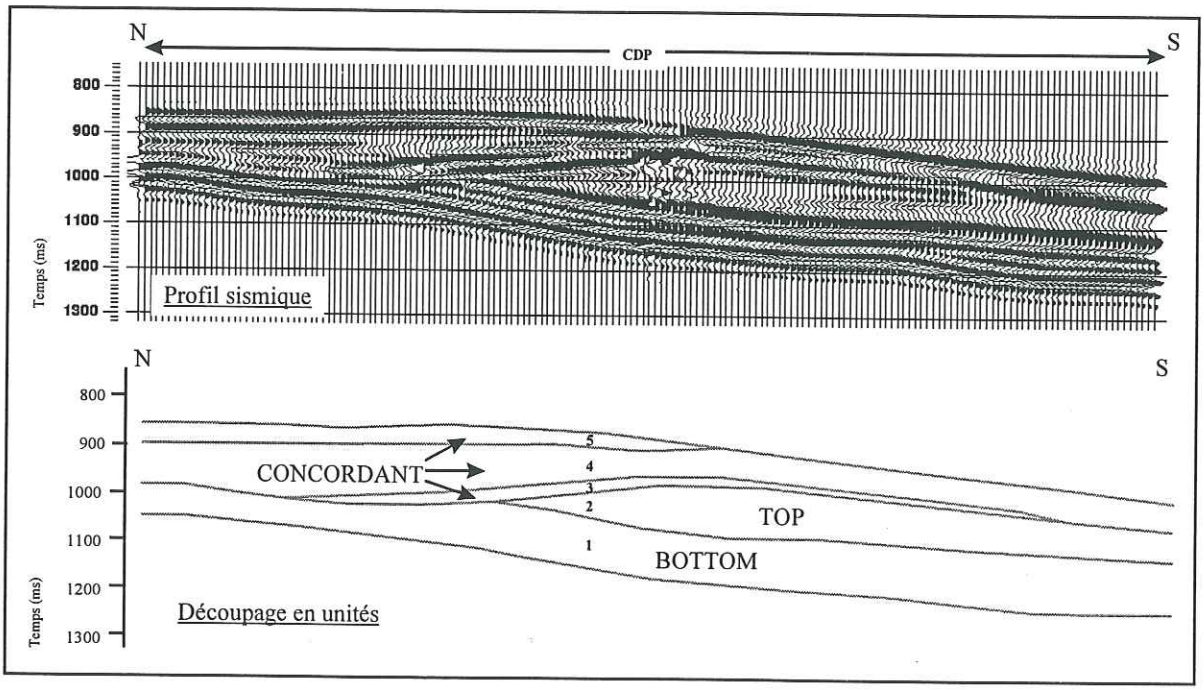



Fig. 5.5 – Les cinq unités définies à partir de l'interprétation du profil sismique. Les lignes de corrélations qui les caractérisent sont indiquées par les termes "concordant", "bottom" et "top".

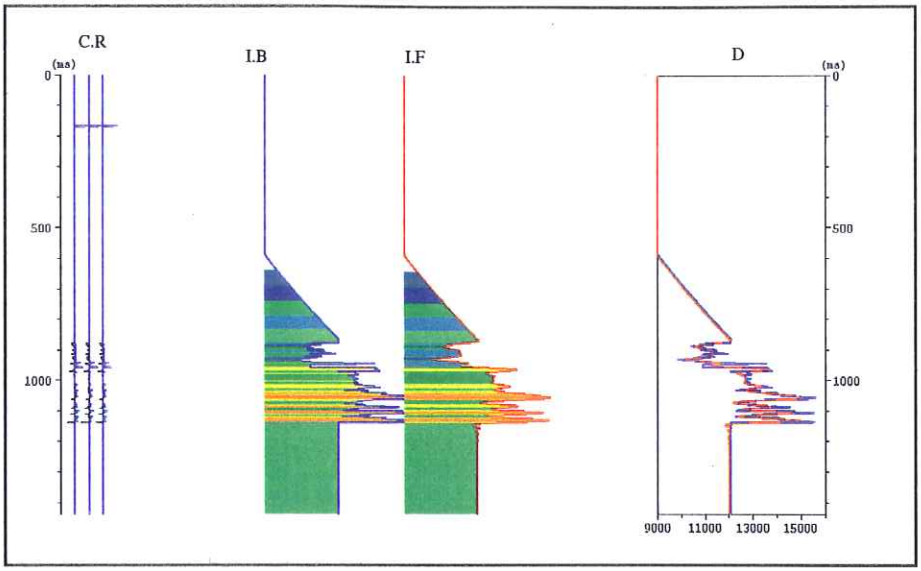



Fig. 5.6 – Filtrage des données de puits (puits 7500 mètres) par le spectre d'amplitude du signal extrait des traces sismiques.

C.R : Coefficient de réflexion du puits.
I.B : Impédance acoustique au puits, échantillonnée tous les deux mètres.
I.F : Impédance acoustique au puits filtrée.
D : Superposition des deux impédances acoustiques.

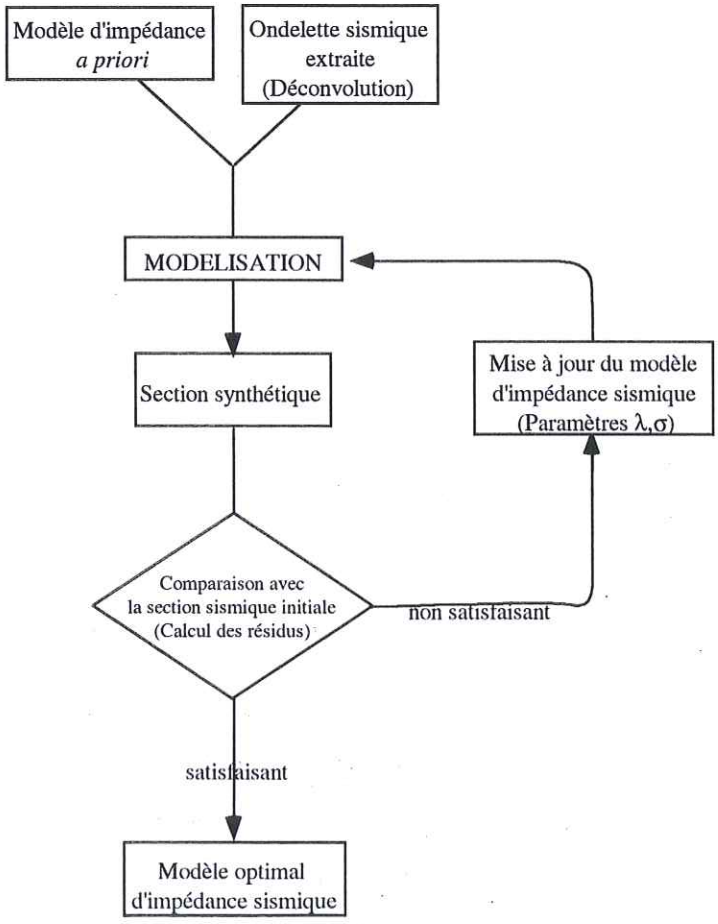



Fig. 5.7- Principe du processus d'inversion permettant la construction d'un modèle d'impédance optimal.

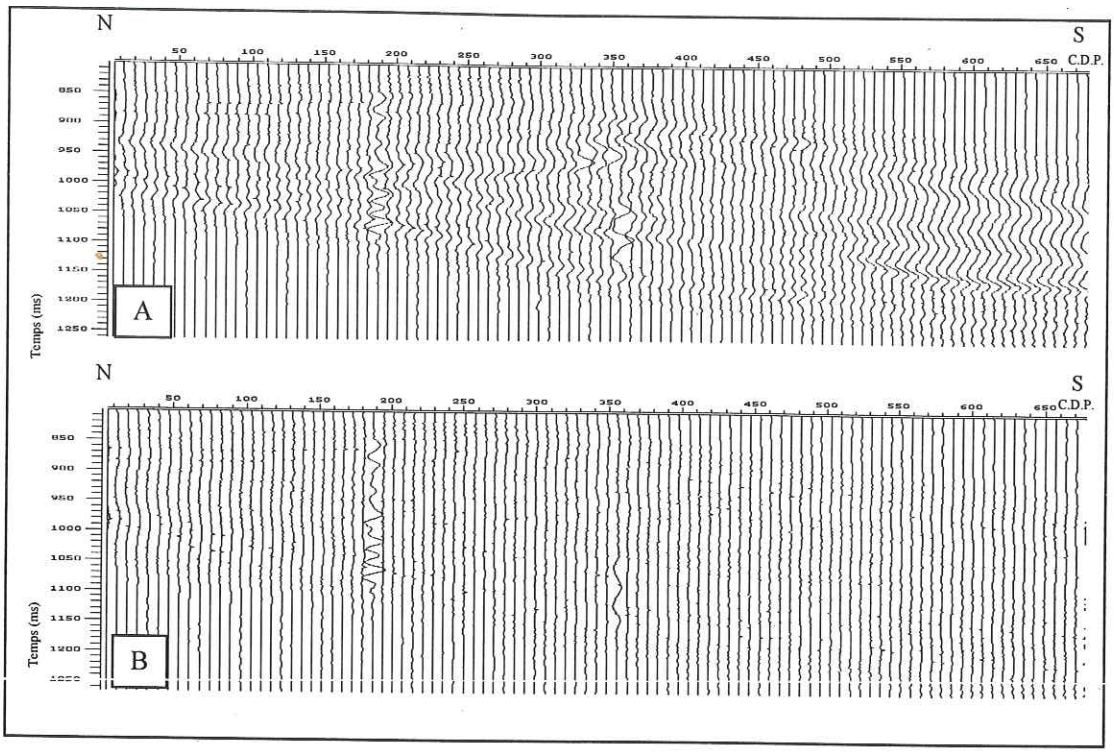



Fig. 5.8– Les résidus sismiques après inversion stratigraphique. Ils sont plus importants pour une faible déviation standard ($\sigma$=10 g.m/s.cm$^3$) (A) que dans le cas d'une forte déviation standard ($\sigma$=100 g.m/s.cm$^3$) (B).

### 5.2.3 Résultats de l'inversion stratigraphique avec trois et cinq puits.

*5.2.3.1 Inversion stratigraphique avec trois puits.*

A partir du modèle *a priori* déterminé avec trois puits, les deux modèles optimaux obtenus sont représentés sur la figure 5.9. Chacun d'eux est obtenu avec une valeur différente du paramètre $\sigma$, soit 10 g.m/s.cm$^3$ pour le premier et 100 g.m/s.cm$^3$ pour le second.

Les impédances acoustiques sur les deux modèles optimaux de la figure 5.9 sont comprises entre 9000 m.g/s.cm$^3$ et 16000 m.g/s.cm$^3$. Cet intervalle d'impédance correspond aux valeurs minimales et maximales du modèle d'impédance d'origine (Fig. 5.10).

De bas en haut, quatre zones se distinguent globalement le long des deux profils d'impédance (Fig. 5.9). Une première zone est constituée d'alternances de couches à forte impédance (12000 m.g/s.cm$^3$ à 15500 m.g/s.cm$^3$), presque toutes continues sur l'ensemble de la section. Elle est surmontée par une seconde zone uniquement présente sur la partie Sud du modèle entre les CDP 250 et 688. Cette zone présente une impédance acoustique comprise entre 12200 m.g/s.cm$^3$ et 15000 m.g/s.cm$^3$. Une troisième zone est caractérisée par des valeurs d'impédance moyenne de 11500 m.g/s.cm$^3$ dans la partie Nord et qui évoluent latéralement vers le Sud à des valeurs d'impédance plus élevées (12500 m.g/s.cm$^3$). Par comparaison avec le modèle d'origine, cette zone renferme les dolomies à hydrocarbures. Enfin, une quatrième zone montre une partie à faible impédance (11000 m.g/s.cm$^3$ à 9000 m.g/s.cm$^3$) située entre les CDP 0 et 350 et qui évolue latéralement vers le Sud vers de plus fortes valeurs d'impédances (15000 m.g/s.cm$^3$ environ).

Ces modèles optimaux sont comparés au modèle d'impédance d'origine représenté sur la figure 5.10. Pour faciliter cette comparaison, une quantification des différences entre les sections d'impédance acoustiques obtenues par inversion stratigraphique (l'impédance est notée $Z^{strati}$) et le modèle d'origine (l'impédance est notée Z) est réalisée. Cette comparaison a pour but de mettre en evidence les informations géologiques principales au travers de l'information sismique

Cette quantification est fondée sur l'écart entre les données d'origine et les données calculées (($Z - Z^{strati}$)/ Z) sur le modèle uniquement. Les résultats de cette quantification, réalisée uniquement sur les modèles optimaux, sont présentés sur la figure 5.12. Ils permettent de visualiser des sections d'écarts relatifs d'impédance acoustique entre profil d'origine et profil inversé pour les deux valeurs du paramètre $\sigma$. Les

profils de la figure 5.12 sont désormais appelés profil de différence.

Sur les deux modèles optimaux obtenus avec trois puits, les écarts moyens d'impédance sont de 4 et 5%, respectivement pour une valeur du paramètre σ égale à 10 m.g/s.cm$^3$ et 100 m.g/s.cm$^3$. Ces écarts relatifs montrent que les résultats obtenus par l'inversion stratigraphique sont satisfaisants par rapport au modèle d'origine. De plus, ils montrent que le modèle optimal obtenu avec une faible valeur de σ est constitué de valeurs d'impédance acoustique proches de celles du modèle d'origine. Il faut noter cependant que les bordures Nord et Sud sont mal prises en compte dans cette inversion (conditions de bord).

La première zone (Zone 1 de la figure 5.12) correspond à l'ensemble des calcaires et marno-calcaires hémipélagiques du Barrémien inférieur de la coupe géologique du Vercors. Sur le modèle d'impédance d'origine (Fig. 5.10), ces couches sont représentées par des valeurs d'impédance comprises entre 12000 m.g/s.cm$^3$ (pour les niveaux les plus argileux) et 15000 m.g/s.cm$^3$ (pour les paraséquences les moins argileuses). Sur les modèles optimaux (Fig. 5.10), cette zone est caractérisée par une impédance sismique comprise entre 15000 m.g/s.cm$^3$ et 11500 m.g/s.cm$^3$. Les strates marneuses sont représentées par des intervalles de valeurs d'impédance qui sont plus larges pour le modèle optimal obtenu avec σ égale 100 m.g/s.cm$^3$(de 11150 m.g/s.cm$^3$ à 13000 m.g/s.cm$^3$) que pour celui obtenu avec σ égale à 10 m.g/s.cm$^3$ (comprises entre 12200 m.g/s.cm$^3$ et 13800 m.g/s.cm$^3$). Ces valeurs d'impédance montrent une sous-estimation ou une surestimation par rapport au modèle d'impédance d'origine sans différentiation entre les deux lithofaciès. La couche située au toit de cette zone présente une variation latérale d'impédance sur les deux modèles optimaux. La dernière couche est caractérisée par une faible impédance (12500 m.g/s.cm$^3$) évoluant vers de plus fortes valeurs (13300 m.g/s.cm$^3$). Cette variation latérale illustre la variation de faciès entre les calcaires bioclastiques et calcaires hémipélagiques (C.D.P. 460) présente dans l'unité sus-jacente (zone 2).

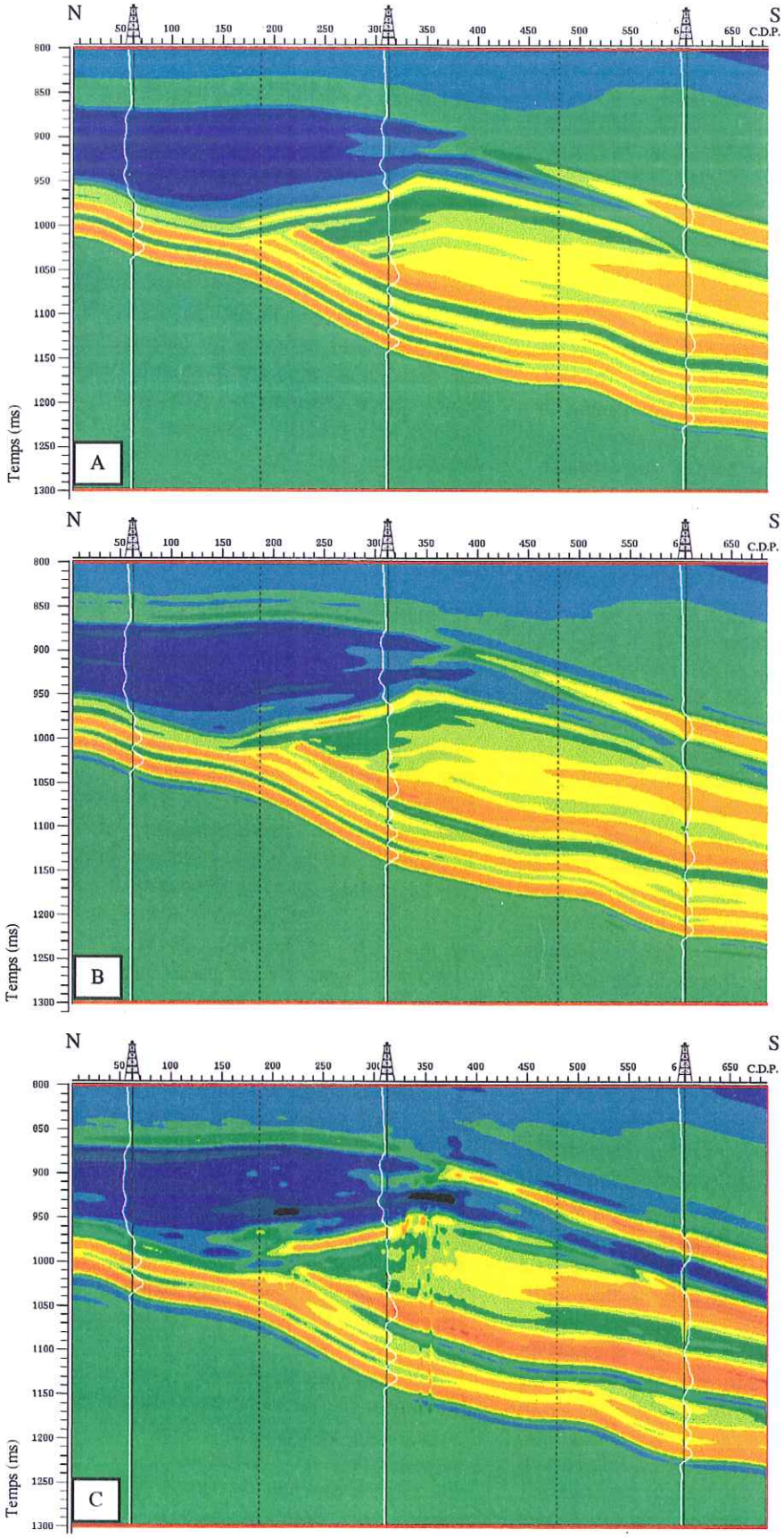



Fig. 5. 9 – Résultats de l'inversion stratigraphique avec trois puits; A : Modèle *a priori*, B : Modèle optimal avec σ=10 m.g/s.cm³, C : Modèle optimal avec σ=100 m.g/s.cm³.

Les profils différences permettent d'observer que les zones situées entre les puits sont mal prédites (Fig. 5.12). Les faibles contrastes d'impédance et la faible épaisseur des paraséquences par rapport à la longueur d'onde du signal sismique est à l'origine de cette observation.
Les valeurs observées pour le modèle optimal acquis avec σ égal 10 m.g/s.cm$^3$ sont plus proches du modèle d'origine pour les calcaires hémipélagiques et les marnes.

La deuxième zone (zone 2 de la figure 5.11) représente le prisme de bas niveau de la séquence BA3 qui est constitué de calcaires bioclastiques et hémipélagiques. Ces calcaires sont caractérisés par des valeurs d'impédance comprises entre 15400 m.g/s.cm$^3$ et 12200 m.g/s.cm$^3$. Sur le modèle optimal obtenu avec σ égal à 10 m.g/s.cm$^3$, il est relativement difficile d'individualiser ce corps à cause des valeurs d'impédance identiques pour les calcaires hémipélagiques sous-jacents.

La variation d'impédance latérale est visible sur ce profil, les impédances évoluent de 12500 m.g/s.cm$^3$ à 14000 m.g/s.cm$^3$ environ. Elles sont proches de celles du modèle d'impédance. Sur le profil optimal obtenu avec σ égal à 100 m.g/s.cm$^3$, cette zone se différencie des niveaux sous-jacents car les calcaires du sommet de la zone 1 sont représentés par une couche à plus faible impédance. Les valeurs d'impédance sont plus élevées (de 12500 m.g/s.cm$^3$ à 15000 m.g/s.cm$^3$ environ). Sur ce modèle optimal, la géométrie est plus proche de la coupe géologique que pour une valeur de σ de 10 m.g/s.cm$^3$.
Les profils différences montrent que cette zone est caractérisée par un écart de 3% pour le modèle optimal obtenu avec σ égal à 10 m.g/s.cm$^3$ (Fig. 5.12). Pour le modèle optimal obtenu avec σ égal à 100 m.g/s.cm$^3$, les valeurs d'impédance pour les calcaires bioclastiques sont presque identiques à celles du modèle d'impédance d'origine. Par contre, les valeurs d'impédance des calcaires hémipélagiques situées au niveau de la variation latérale de faciès sont surestimées (écarts relatifs supérieurs à -5%), et ce malgré le voisinage du puits 14000 mètres. Cet effet souligne une nouvelle fois la préférence accordée aux données sismiques par rapport aux données de puits avec un forte valeur de σ.

La troisième zone (zone 3 de la figure 5.11) correspond aux strates comprises entre les marnes de Font Froide et la Béguère de la coupe géologique. Elle inclue les dolomies à remplissages d'hydrocarbures. Ces dernières sont représentées sur les deux modèles d'impédance par des valeurs comprises entre 12200 m.g/s.cm$^3$ et 10600 m.g/s.cm$^3$ pour le modèle à déviation standard de 10 m.g/s.cm$^3$. Elles sont plus élevées pour le modèle obtenu avec σ égal à 100 m.g/s.cm$^3$ (10600 m.g/s.cm$^3$ à 12800 m.g/s.cm$^3$). Néanmoins, cette zone dans le modèle optimal à σ égal à 100 m.g/s.cm$^3$ montre une valeur moyenne plus faible, car de nombreux niveaux présentent une impédance proche de 10600 m.g/s.cm$^3$. Par rapport au modèle *a priori*, un appendice de plus faible valeur d'impédance (10600 m.g/s.cm$^3$ à 11000 m.g/s.cm$^3$) peut s'observer aux C.D.P. 250 - 300. Il correspond aux dolomies à gaz, sa valeur d'impédance est proche de celle présente sur le modèle d'impédance d'origine (10800 m.g/s.cm$^3$). Il est difficile d'identifier les dolomies à huile à cause de leurs faibles contrastes d'impédance par rapport aux calcaires. Latéralement vers le Nord (C.D.P. 190), le modèle obtenu avec un paramètre σ égal à 100 m.g/s.cm$^3$ montre une augmentation d'impédance (12000 m.g/s.cm$^3$) qui n'est pas présente sur l'autre modèle optimal. Une telle hausse est présente sur le modèle d'impédance d'origine. Elle correspond aux valeurs d'impédance des calcaires récifaux. Néanmoins, les profils différences ne montrent pas de différences entre les deux modèles optimaux dans la partie septentrionale de la zone 3.

Dans la partie méridionale de la zone 3, entre les puits 7500 et 14000 mètres, les modèles optimaux sont caractérisés par des valeurs d'impédance proches de 11500 m.g/s.cm$^3$. Un écart relatif proche de 20% est observé pour les deux modèles optimaux (Fig. 5. 12). Il provient de la mauvaise prise en compte des variations latérales d'impédance entre les puits. Ainsi, les calcaires hémipélagiques (valeurs d'impédance proches de 14000 m.g/s.cm$^3$) du modèle originel ne sont pas représentés sur ces modèles optimaux. Par contre, les valeurs d'impédance des marnes (12000 m.g/s.cm$^3$) sont particulièrement bien prédites par le modèle optimal obtenu avec σ égal à 10 m.g/s.cm$^3$. Par contre, l'impédance de ce lithofaciès est surestimée sur l'autre modèle optimal (σ égal à 100 m.g/s.cm$^3$).

La quatrième zone (zone 4 de la figure 5.11) correspond aux calcaires à rudistes et leur faciès équivalents latéraux. Le modèle optimal obtenu avec σ égal à 10 m.g/s.cm$^3$, les valeurs d'impédance sont comprises entre 10000 m.g/s.cm$^3$ et 14000 m.g/s.cm$^3$. Ces dernières sont comparables à celles du modèle d'impédance d'origine (Fig. 5.10). Pour l'autre modèle optimal, l'intervalle d'impédance des calcaires à rudistes et leurs équivalents latéraux est plus large (compris entre 9000 m.g/s.cm$^3$ et 15500 m.g/s.cm$^3$). L'examen des profils différences localise deux zones à fortes valeurs (-10% et 20% d'écart). La première zone se situe entre les puits 1500 mètres et 7500 mètres (C.D.P. 60 à 300) et à un temps de 900 ms. Elle est induite par la variation latérale d'impédance des calcaires de bordure de plate-forme vers les calcaires à rudistes. La seconde zone se localise entre les C.D.P. 350 et 500. Un fort écart est alors observé (20%). Comme dans la zone 2, les

d'impédance des calcaires de bordure de plate-forme vers les calcaires à rudistes. La seconde zone se localise entre les C.D.P. 350 et 500. Un fort écart est alors observé (20%). Comme dans la zone 2, les calcaires hémipélagiques et bioclastiques fins ne sont pas représentés sur les modèles optimaux. Ainsi, l'extrapolation des valeurs d'impédance entre les puits ne reflète pas l'évolution de l'impédance sur le modèle d'origine.

Les zones qui montrent les plus forts écarts relatifs par rapport au modèle d'impédance d'origine se localisent entre les puits. Afin de mieux contraindre les valeurs d'impédance, deux nouveaux puits sont ajoutés aux trois déjà utilisés.

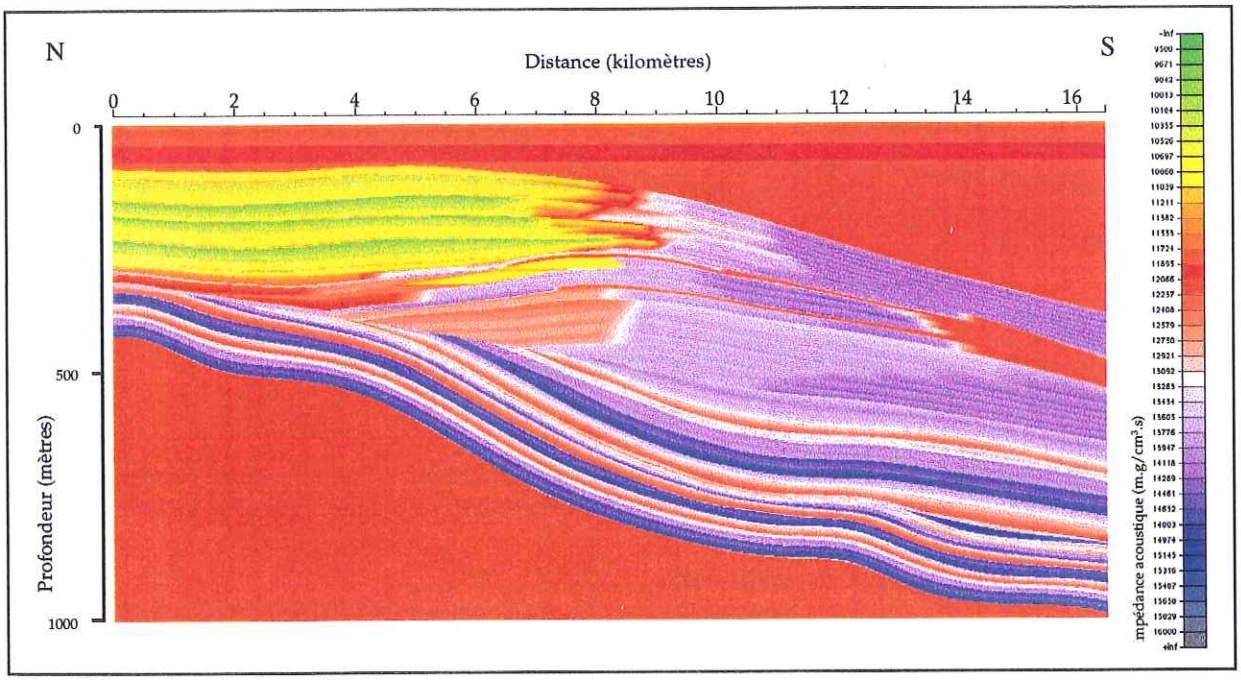



Fig. 5.10 – Modèle d'impédance acoustique d'origine, réalisée à partir de la coupe géologique du Vercors.

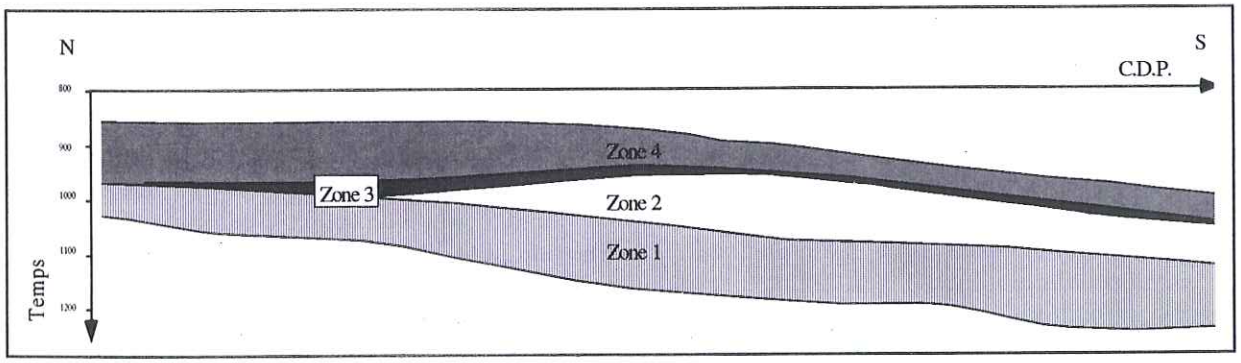



Fig. 5.11 - Les unités identifiées sur les deux modèles d'impédance optimaux obtenus par inversion stratigraphique avec trois puits.

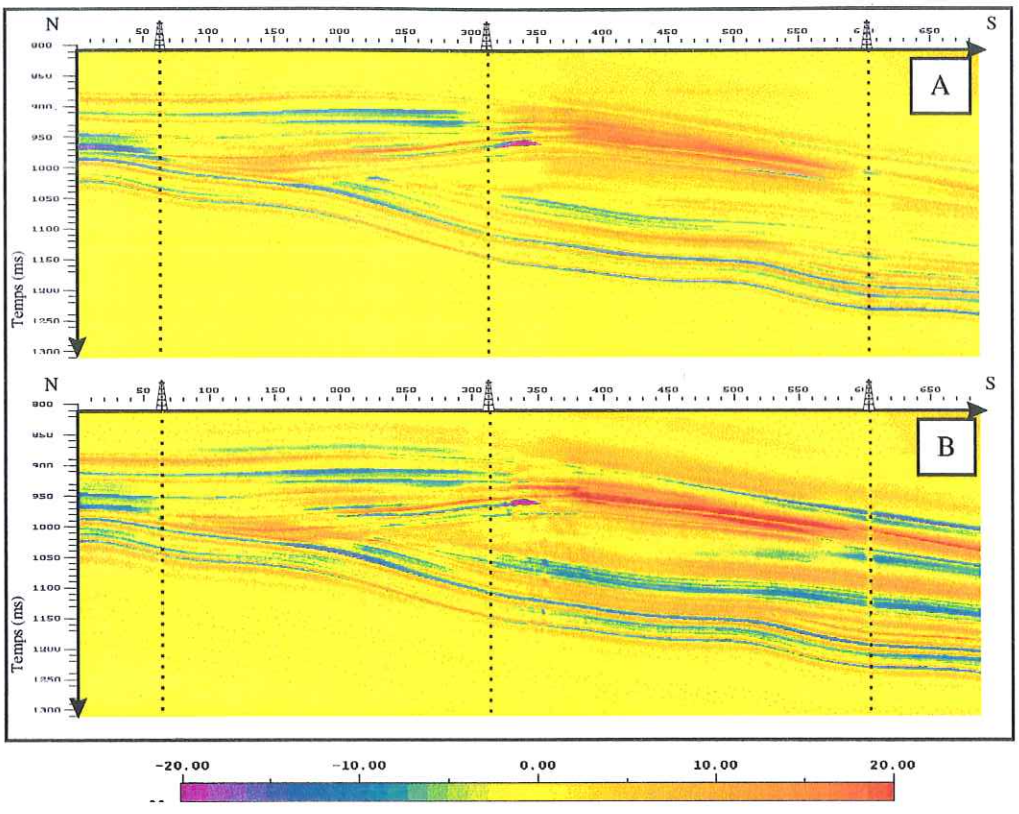



Fig. 5.12 – Profils de l'écart relatif d'impédance entre le modèle d'origine et les modèles optimaux dans le cas de l'inversion stratigraphique avec trois puits; A : La déviation standard est égale à 10 g.m/s.cm $^{3}$; B : La déviation standard est égale à 100 g.m/s.cm $^{3}$.

### 5.2.3.2 *Inversion stratigraphique avec cinq puits.*

L'objet de ce chapitre est de comparer les modèles optimaux obtenus avec cinq puits avec ceux obtenus avec trois puits afin de visualiser l'impact de ces deux nouveaux puits sur l'inversion stratigraphique. Pour cela, les puits situés à 4000 et 11500 mètres sont rajoutés aux autres précédemment utilisés. Les différents modèles obtenus après inversion stratigraphique sont présentés sur la figure 5.13.

Par rapport aux modèles optimaux obtenus avec trois puits, deux différences apparaissent sur les modèles de la figure 5.13. Elles se localisent à la verticale des deux puits ajoutés (puits 4000 et 11500 mètres) et sont représentées par deux zones à impédances comprises entre 12200 g.m/s.cm$^3$ et 13500 g.m/s.cm$^3$.

Les profils différences sont présentés sur la figure 5.14. L'écart moyen sur l'ensemble du modèle est de 3% pour le modèle optimal à faible valeur de $\sigma$ et 4,5% pour le modèle optimal à $\sigma$ de 100 g.m/s.cm$^3$. Le modèle *a priori* montre un écart moyen de 3% également. L'apport de deux puits ne modifie que relativement peu la valeur de l'écart moyen (gain de 1% environ).

Pour le modèle obtenu avec une valeur de $\sigma$ égal à 10 g.m/s.cm$^3$, le puits 11500 mètres permet une meilleure prédiction des valeurs d'impédance dans les zones qui montrent un fort écart relatif avec trois puits. Elles se localisent dans la zone 1 et dans la zone 4. Une diminution de l'écart relatif est alors observé (Fig. 5.14). Néanmoins, les valeurs d'impédance situées entre les puits 7500 et 11500 mètres montrent une sous-évaluation par rapport au modèle d'impédance d'origine. Elles sont dues aux variations latérales d'impédance présentent sur le modèle d'origine. Dans la zone 3 également, les forts écarts relatifs observés sont occasionnés par les variations latérales d'impédance entre les calcaires hémipélagiques et les marnes.

Le puits situé à 4000 mètres permet de mieux prédire les valeurs d'impédance des calcaires à rudistes dans la zone 4. De plus, sa présence permet de diminuer les écarts relatifs pour les biseaux des calcaires hémipélagiques de la zone 1 (C.D.P. 200). Ce modèle optimal ne montre pas la présence d'un appendice indiquant les dolomies à gaz dans la zone 3.

que relativement peu les valeurs d'impédance. Les seules différences notables par rapport au modèle optimal obtenu avec trois puits se localisent à la verticale des puits 4000 et 11500 mètres. Ces zones sont caractérisées par des valeurs d'impédance proche de 1300 g.m/s.cm³. La section d'écart relatif n'est que peu modifiée

.

En conclusion, l'introduction de deux puits supplémentaires permet d'obtenir un modèle d'impédance proche du modèle d'origine pour une valeur de la déviation standard σ de 10 g.m/s.cm³. Seule les variations latérales d'impédance ne sont pas prises en compte, elles sont caractérisées par des forts écarts relatifs. Le réservoir simulé dans le corps dolomitique reste mal prédit par ce modèle optimal Par contre, ces deux puits n'ont qu'un faible impact sur le modèle optimal obtenu avec une valeur du paramètre σ égale à 100 g.m/s.cm³. Le modèle optimal obtenu avec cinq puits est proche de celui à trois puits.

### 5.2.4 Conclusions de l'inversion stratigraphique

Sur un profil sismique modélisé, une inversion stratigraphique a été réalisée avec emploi de trois et de cinq puits. Les profils d'impédance acoustique obtenus montrent des valeurs globales d'impédances proches de celles du modèle d'origine.

Ces modèles optimaux sont divisés en quatre zones qui correspondent au découpage de la coupe lithostratigraphique du Vercors. Les résultats obtenus avec une valeur du paramètre σ égale à 10 g.m/s.cm³ sont proches des valeurs d'impédance du modèle d'origine. Cet effet s'accentue lorsque l'inversion stratigraphique utilise cinq puits. Les écarts relatifs entre le modèle d'impédance d'origine et ces modèles optimaux sont de 3% à 4%.

Les zones des modèles optimaux acquis avec une valeur du paramètre σ égale à 100 g.m/s.cm³ sont caractérisées par des intervalles d'impédance souvent plus larges que celle observées sur les modèles optimaux à paramètre σ égal à 10 g.m/s.cm³. Ces résultats ne sont pas modifiés quant le nombre de puits augmente. Ces modèles optimaux montre une meilleure géométrie des couches, de plus certaines variations latérales d'impédance peuvent être observées grâce à l'apport de la sismique.

La zone contenant les hydrocarbures est difficile à individualiser sur les profils d'impédance obtenues. Seules les dolomies à gaz sont partiellement visibles sur les modèles optimaux, car les dolomies à huile présentent à la fois une faible épaisseur et de faibles contrastes d'impédance par rapport aux calcaires de l'encaissant, ne sont pas mises en évidence.

L'inversion stratigraphique réalisée montre qu'il est difficile d'obtenir une valeur d'impédance qui n'a pu être identifiée au puits. Ceci est particulièrement observables lorsqu'une couche est caractérisée par des variation rapides d'impédance entre les puits, comme dans le cas des calcaires urgonien. Des forts écarts relatifs avec le modèle d'impédance d'origine sont alors observées.

A partir de cette inversion stratigraphique, les calcaires à forte porosité (faible impédance) et les calcaires faiblement argileux ou faiblement poreux (forte impédance). Pour les autres litho faciès, il est difficile de différencier les calcaires récifaux des marnes par exemple, qui sont caractérisés par une même valeur d'impédance.

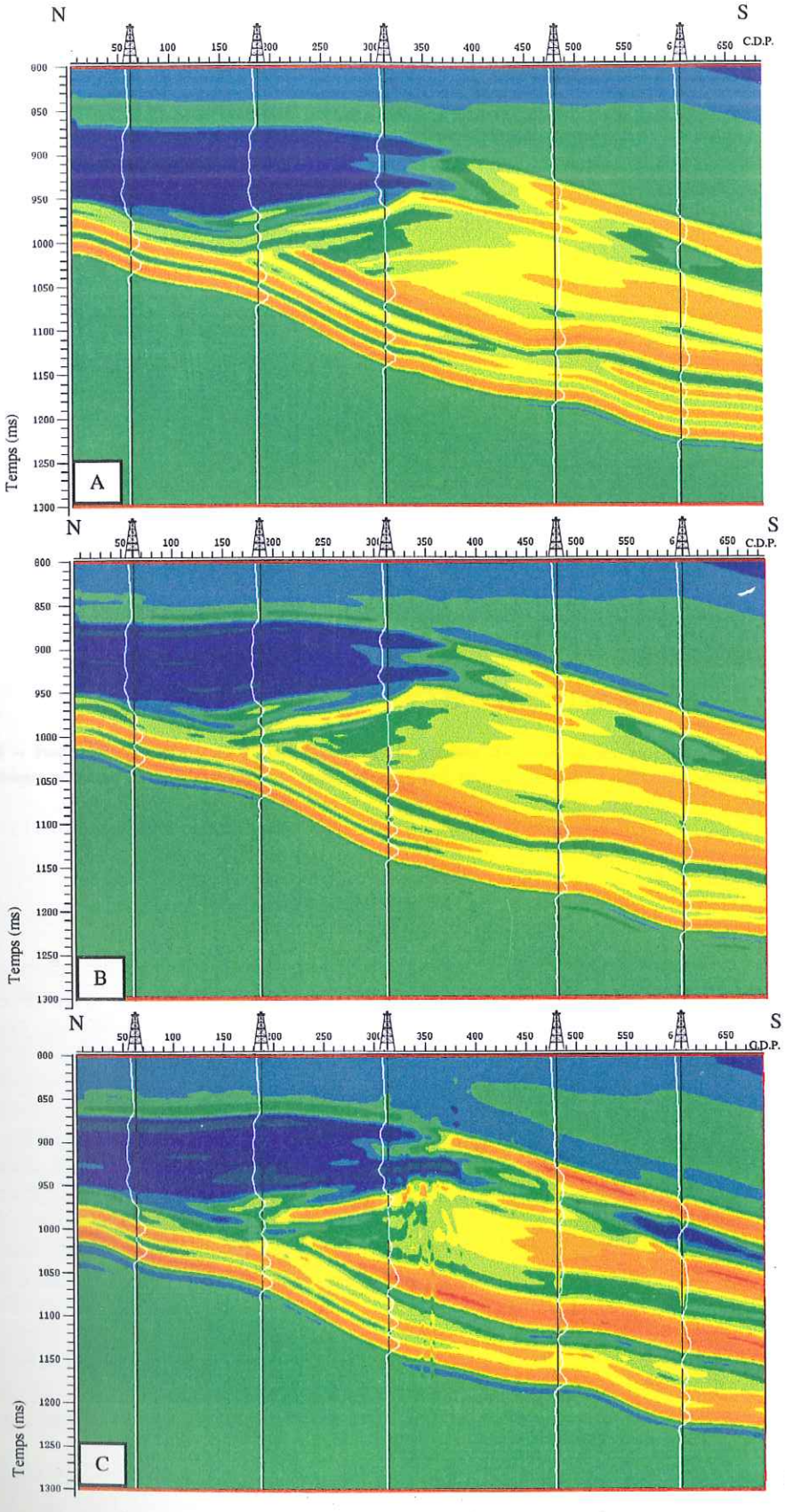



Fig. 5.13 – Résultats de l'inversion stratigraphique avec cinq puits, A : Modèle *a priori*, B : Modèle optimal avec σ=10, C : Modèle optimal avec σ=100,

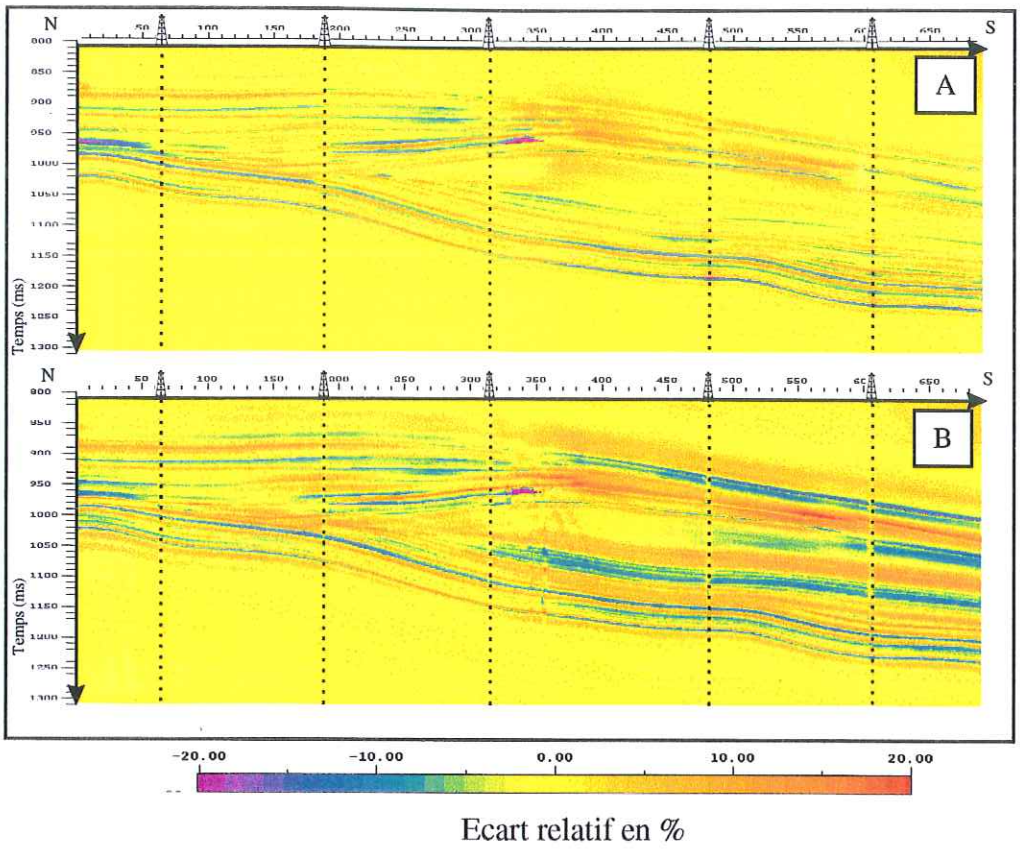



Fig. 5.14 – Profils de l'écart relatif d'impédance entre le modèle d'origine et les modèles optimaux dans le cas de l'inversion stratigraphique avec cinq puits; A : La déviation standard est égale à 10 g.m/s.cm $^{3}$; B : La déviation standard est égale à 100 g.m/s.cm $^{3}$.

## 5.3. PREDICTION LITHOLOGIQUE A PARTIR DES ATTRIBUTS SISMIQUES

### 5.3.1 Introduction

Le but recherché est de prédire loin des puits des relations, apprises aux puits, liant la lithologie aux attributs sismiques. Pour cela, un logiciel développé par TOTAL a été utilisé. Il est fondé sur une méthode avec apprentissage aux puits dont le principe repose sur deux étapes:

- Une étape d'apprentissage pour définir aux puits les relations entre l'information géologique et l'information géophysique. Elle inclue également la définition du "classet" qui regroupe les classes lithologiques et l'interprétation des données de puits en classes.

- Une étape de prédiction classe les attributs sismiques calculés à partir des traces du profils en classes lithologiques.

Cette approche supervisée de caractérisation sismique de réservoir nécessite une bonne conversion temps - profondeur pour obtenir le calage des traces sismiques et des données de puits.

Dans ce travail, l'impédance sismique et un attribut instantané Y ont été utilisés pour réaliser la prédiction lithologique sur la section sismique déconvoluée de l'inversion stratigraphique.

### 5.3.2 Les attributs sismiques

Les attributs sismiques correspondent à toutes les valeurs qualitatives extraites des données sismiques. Ils sont calculés à partir de la représentation temporelle ou fréquentielle des traces sismiques.

Les résultats présentés par la suite ont été obtenus avec deux attributs sismiques, l'impédance sismique et un attribut instantané. Ce dernier est déterminé à partir de la transformation de la trace sismique en une trace complexe (ou analytique). Cette représentation, comme expliqué par Taner et Sheriff (1977), est constituée d'une partie réelle (la trace sismique conventionnelle) et d'une partie imaginaire (la trace en quadrature).

La trace complexe G(t) peut se formuler de la façon suivante :

$$G(t) = f(t) + ih(t) \qquad \text{(V.1)}$$

où

f(t) est la trace sismique réelle,
h(t) est la trace en quadrature,
i est la racine carrée de -1.

La trace en quadrature h(t) peut être déterminée à partir de la trace sismique enregistrée en utilisant la transformée de Hilbert. En pratique, h(t) montre une rotation de phase proche de 90° par rapport à la trace sismique f(t).

A partir de différentes combinaisons de la trace en quadrature et de la trace sismique, différents attributs sismiques peuvent être calculés, comme l'enveloppe de la trace, la phase instantanée, la fréquence instantanée... Sur les sections sismiques après-sommation, les attributs sont déterminés pour chaque échantillon sismique le long d'un horizon précis ou dans une fenêtre temporelle des sections sismiques. Les principaux attributs utilisés en caractérisations sismiques des réservoirs sont présentés par Justice *et al.* (1985) et Brown (1996).

### 5.3.3 Définition du "classet" et des classes

Dans cette interprétation lithologique, les puits employés correspondent à ceux qui ont servis à l'inversion stratigraphique, à l'exception du puits 1500 mètres qui est remplacé par le puits 5000 mètres. Cette substitution a été nécessaire afin d'essayer de prédire l'extension des dolomies de la zone tampon.

Le "classet" employé est défini à partir des différentes lithologies du modèle. Il a a été déterminé de façon à différentier les fluides saturant le réservoir dolomitique, à tenir compte des variations de porosités des calcaires de plate-forme et de l'argilosité dans les dépôts hémipélagiques. Il regroupent l'ensemble des classes lithologiques à prédire sur l'ensemble du profil sismique.

Huit classes lithologiques ont été définies à partir d'intervalles de porosité ou d'argilosité observés aux puits. L'ensemble des critères de différentiation des lithologies sont figurés sur le tableau 5.1. Pour les dolomies, qui présentent une même porosité (25%), les deux zones à hydrocarbures sont caractérisées par une valeur de densité différente. Les calcaires se divisent en trois classes: les calcaires poreux, les calcaires à moyenne porosité, les calcaires à faible porosité ou à faible argilosité. Ces derniers ont été regroupés en une unique classe car l'observation de leurs valeurs d'impédance sismique montre un comportement identique. Pour les marnes, deux classes lithologiques ont été définies à partir d'une argilosité supérieure à 40%. La classe marnes2 est introduite car des décalages entre l'impédance sismique et l'impédance au puits ont été observés au puits 14000 mètres. Ce problème est abordé dans le paragraphe suivant.

Par rapport aux faciès de la coupe géologique, il n'est pas aisé d'associer directement une classe lithologique à un faciès donné à cause de la présence des gradients verticaux de porosité dans les paraséquences. Schématiquement, les calcaires poreux correspondent aux calcaires à rudistes et aux calcaires récifaux. Les calcaires à porosité moyenne regroupent une partie des calcaires récifaux et les calcaires bioclastiques grossiers. Enfin, les calcaires faiblement poreux ou à faible argilosité associent les calcaires bioclastiques fins et les calcaires hémipélagiques.

| | Porosité (%) | Argilosité (%) | Densité (g/cm$^3$) |
|---|---|---|---|
| Dolomies à gaz | 25 | 0 | $\rho<2,2$ |
| Dolomies à huile | 25 | 0 | $\rho>2,4$ |
| Dolomies | 25 | 0 | $2,2<\rho<2,4$ |
| Calcaires : forte porosité | $17<\phi<25$ | 0 | $2,28<\rho<2,42$ |
| Calcaires : moyenne porosité | $7,5<\phi<17$ | 0 | $2,42<\rho<2,58$ |
| Calcaires: faible porosité et/ou argileux | $0<\phi<7,5$ | 0<Arg<40 | $2,58<\rho<2,69$ |
| Marnes 1 | 0 | Arg>40 | $\rho<2,56$ |
| Marnes 2 | 0 | Arg>40 | $\rho<2,56$ |

Tabl. 5.1 – Définition des classes constituant le classet en fonction de la porosité, de l'argilosité et de la densité.

### 5.3.4 Comparaison Impédances sismiques - Impédances au puits et interprétation lithologique des puits.

Les valeurs de l'impédance sismique aux puits sont extraites des modèles optimaux issus de l'inversion stratigraphique.

L'impédance sismique est placée en correspondance avec l'impédance acoustique d'origine, échantillonnée verticalement tous les deux mètres. Ces deux données sont présentées sur la figure 5.15 pour trois puits (5000, 7500 et 14000 mètres). Globalement, un bon calage des valeurs d'impédances au puits et celles issues de l'inversion stratigraphique est observé comme pour le puits 7500 mètres (Fig. 5.15). Néanmoins, des décalages verticaux (de l'ordre de quelques millisecondes) entre les deux valeurs d'impédance sont remarqués. Ils sont occasionnés par le filtrage de l'impédance par le contenu fréquence de l'ondelette extraite au cours de l'inversion stratigraphique. Parfois, une augmentation d'impédance au puits peut être représentée par une chute d'impédance sismique (puits 14000 mètres et à une profondeur de 1,16 seconde environ

Pour le puits 14000 mètres, situées à 1 seconde de profondeur, montrent des valeurs d'impédances inférieures à 11500 g.m/s.cm$^3$, inférieures à celle mesurée au puits. Par contre, les valeur d'impédance sismique à ce puits pour les marnes situées dans les niveaux hémipélagiques montrent globalement des valeurs d'impédances sismiques proches de 12500 g.m/s.cm$^3$. Une telle différence, issue de l'inversion stratigraphique, peut induire un problème lors de la définition des espaces d'apprentissage. C'est pourquoi la classe "marnes 2" a été créée. Ce puits est l'unique exemple présentant cette particularité.

L'interprétation en classes lithologiques des puits est effectuée à partir des critères qui définissent les classes lithologiques (porosité, argilosité et densité). De plus, cette interprétation doit tenir compte des décalages éventuels entre impédances sismiques et impédances réelles au puits (Fig. 5.16). L'ensemble de ces interprétations sont résumées sur les figures 5.17 et 5.18.

L'étape de calibration de l'impédance sismique aux données de puits est essentielle car elle a montré un impact sur la définition des classes lithologiques et sur la position verticale des classes au puits.

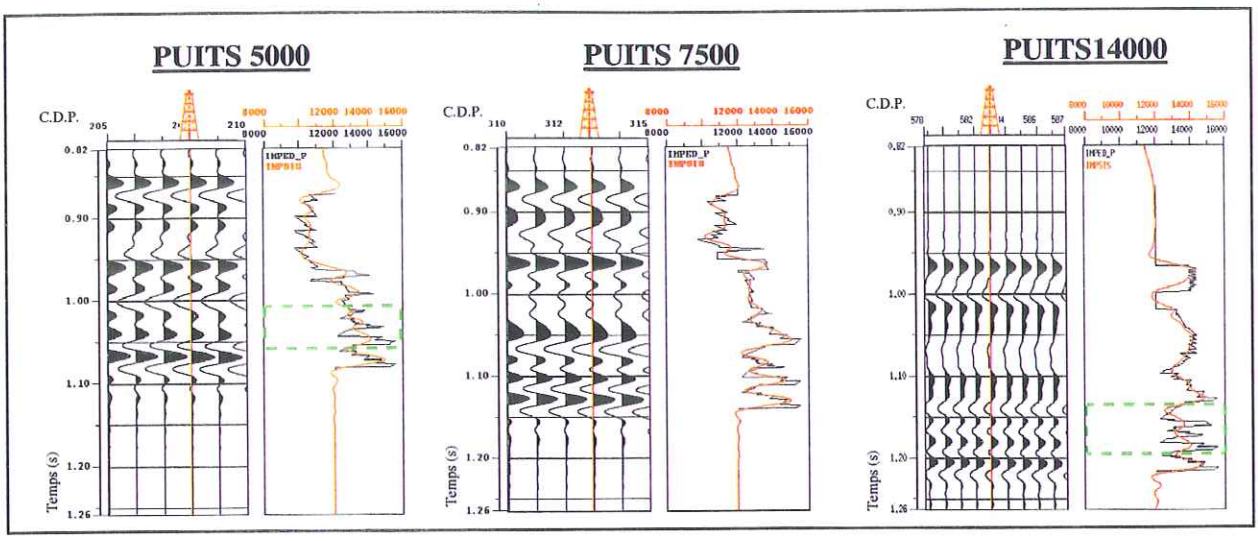



Fig. 5.15– Calibration entre l'impédance sismique (rouge) et l'impédance au puits (noir) pour les puits 5000, 7500 et 14000 mètres. Les cadres verts soulignent les positions où l'impédance sismique montre des décalages par rapport à l'impédance au puits.

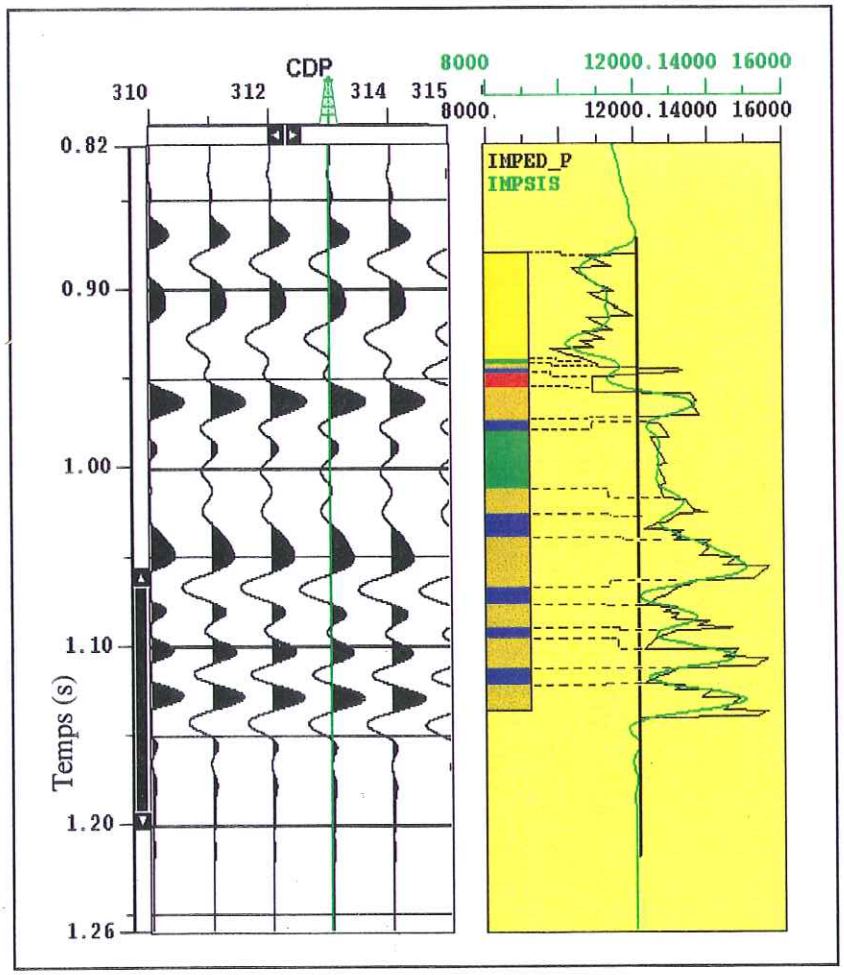



Fig. 5.16 – Interprétation en classes lithologiques des données du puits 7500 mètres. L'impédance sismique (rouge) et l'impédance au puits (noire) sont exprimées en g.m/s.cm$^3$.

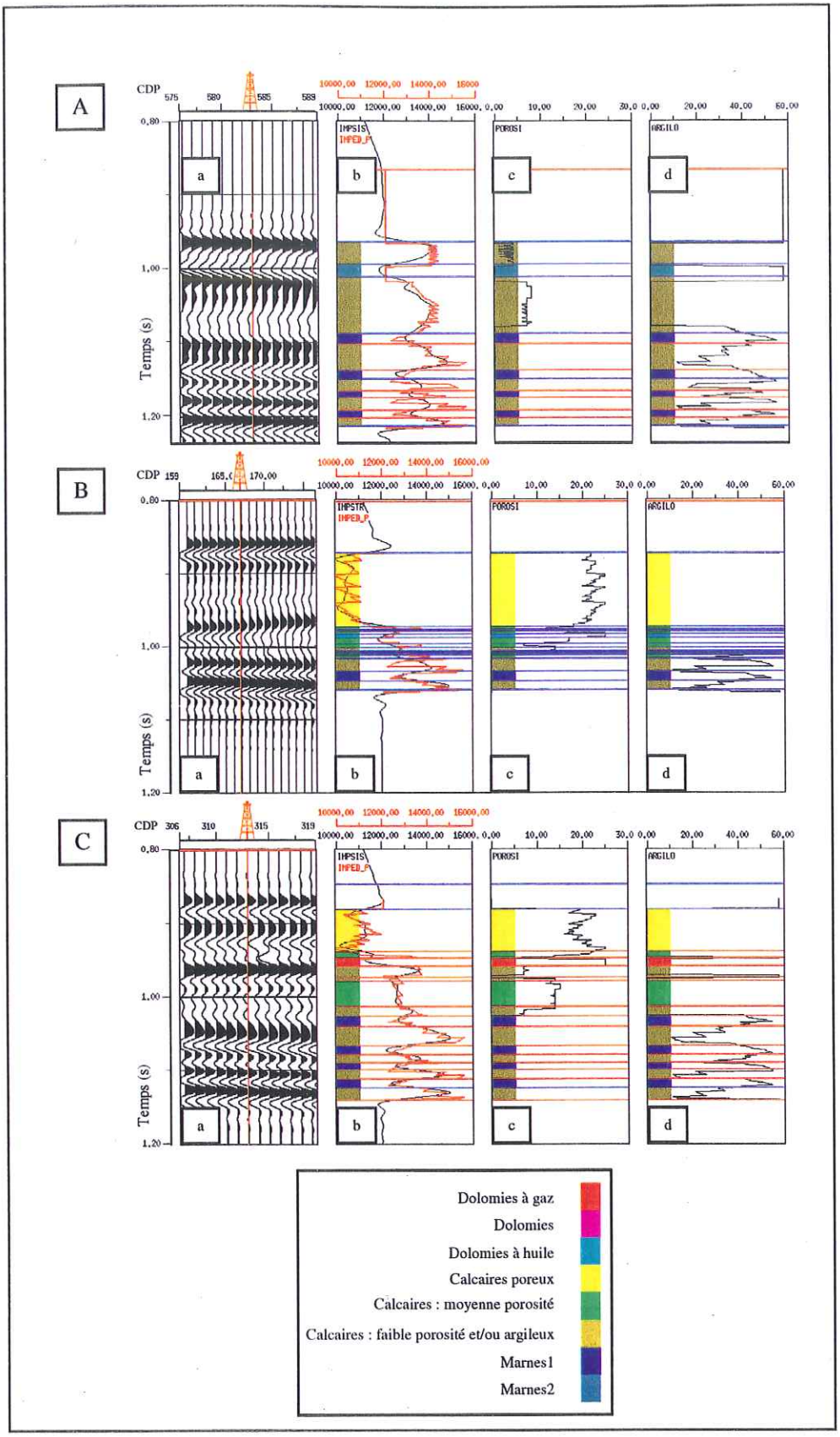



Fig. 5.17– Interprétation lithologique des données des puits 14000 (A), 4000 (B) et 7500 mètres (B).

Colonne a : Trace sismique au puits et traces sismiques voisines
Colonne b : Impédance sismique (noir) et impédance au puits (rouge) en g.m/s.cm $^3$
Colonne c : Porosité en %
Colonne d : Argilosité en %

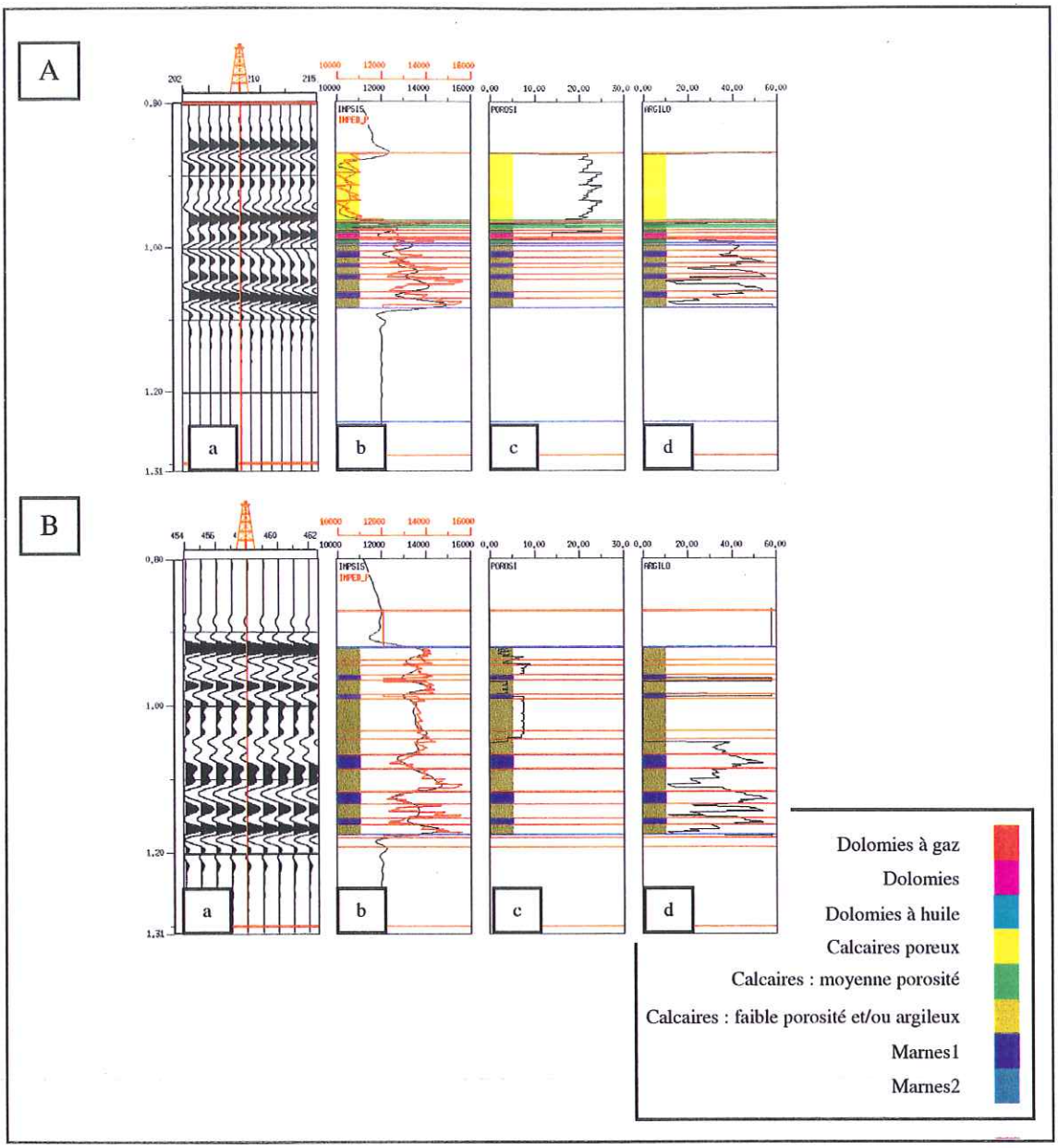



Fig. 5. 18– Interprétation lithologique des données des puits 5000 (A) et 11000 mètres (B).

Colonne a : Trace sismique au puits et traces sismiques voisines
Colonne b : Impédance sismique (noir) et impédance au puits (rouge) en g.m/s.cm $^3$
Colonne c : Porosité en %
Colonne d : Argilosité en %

### 5.3.5 Définition de l'espace d'apprentissage à partir des attributs sismiques.

Cette étape consiste à délimiter des régions du plan défini par les deux attributs choisis (dont l'impédance sismique). Pour cela, on utilise le pouvoir discriminant des attributs sismiques pour définir les espaces d'apprentissage. Chacune de ces régions caractérisent une unique classe lithologique.

A partir des interprétations en classes des données de puits, deux options ont été choisies dans cette étude. La première option utilise seulement trois puits (4000, 7500 et 14000 mètre) alors que dans la seconde, cinq puits sont employés pour ce processus d'apprentissage, deux puits supplémentaires sont rajoutés (5000 et 11000 mètres) aux trois précédemment cités.

Les différents graphiques pour ces deux options sont représentés sur les figures 5.19 et 5.20.. Ils ont été créés à partir des cinq traces sismiques voisines a chaque puits.

Sur ces deux graphiques, l'apport du second attribut pour la discrimination peut être observé. A

faiblement poreux ou faiblement argileux peuvent être relativement bien identifiés. Pour les autres classes comme les calcaires moyennement poreux, les dolomies à huile ou à gaz, cette différentiation paraît difficile voire impossible. En effet, elles présentent une impédance sismique comprise entre 11000 g.m/s.cm$^3$ et 13000 g.m/s.cm$^3$. L'apport du second attribut permet de séparer les points caractérisant ces classes lithologiques. Ce second attribut contribue a une meilleure différentiation des nuages de points appartenant aux différentes classes lithologiques. Des tests effectués avec d'autres attributs instantanés n'ont pu donner une telle discrimination des classes.

Les différentes régions du plan des attributs sont délimitées par des polygones pour constituer les espaces d'apprentissage des classes lithologiques. Les statistiques de chacun des polygones peuvent être déterminées pour connaître le pourcentage de points d'une même lithologie contenus dans un polygone mais également la proportion de points d'autres classes contenus dans un polygone.

La construction des polygones est réalisée de façon à ce que leurs contours englobent le maximum de points appartenant à une même classe lithologique. Dans le cas de l'emploi de trois puits, seul le polygone des calcaires moyennement poreux (en vert sur le graphique 5.19) n'englobe que 65% des points de cette classe lithologique.

Dans le cas du processus d'apprentissage avec cinq puits, outre le cas des calcaires moyennement poreux, le polygone des dolomies de la zone tampon ne contient que 55% des points de cette classe. Cette lithologie est relativement difficile de discriminer des calcaires à faible porosité ou faible argilosité. Ainsi, de nombreux points de cette dernière classe lithologique appartiendra au polygone définissant les dolomies de la zone tampon.

Pour les dolomies, le remplissage à gaz montre une bonne discrimination, quelque soit le nombre de puits utilisé (Fig. 5.19 et Fig.5.20). En revanche, le polygone des dolomies à huile incorpore d'autres classes lithologiques, particulièrement dans le cas de cinq puits. Cela peut entraîner une mauvaise prédiction des dolomies à huile par la suite.

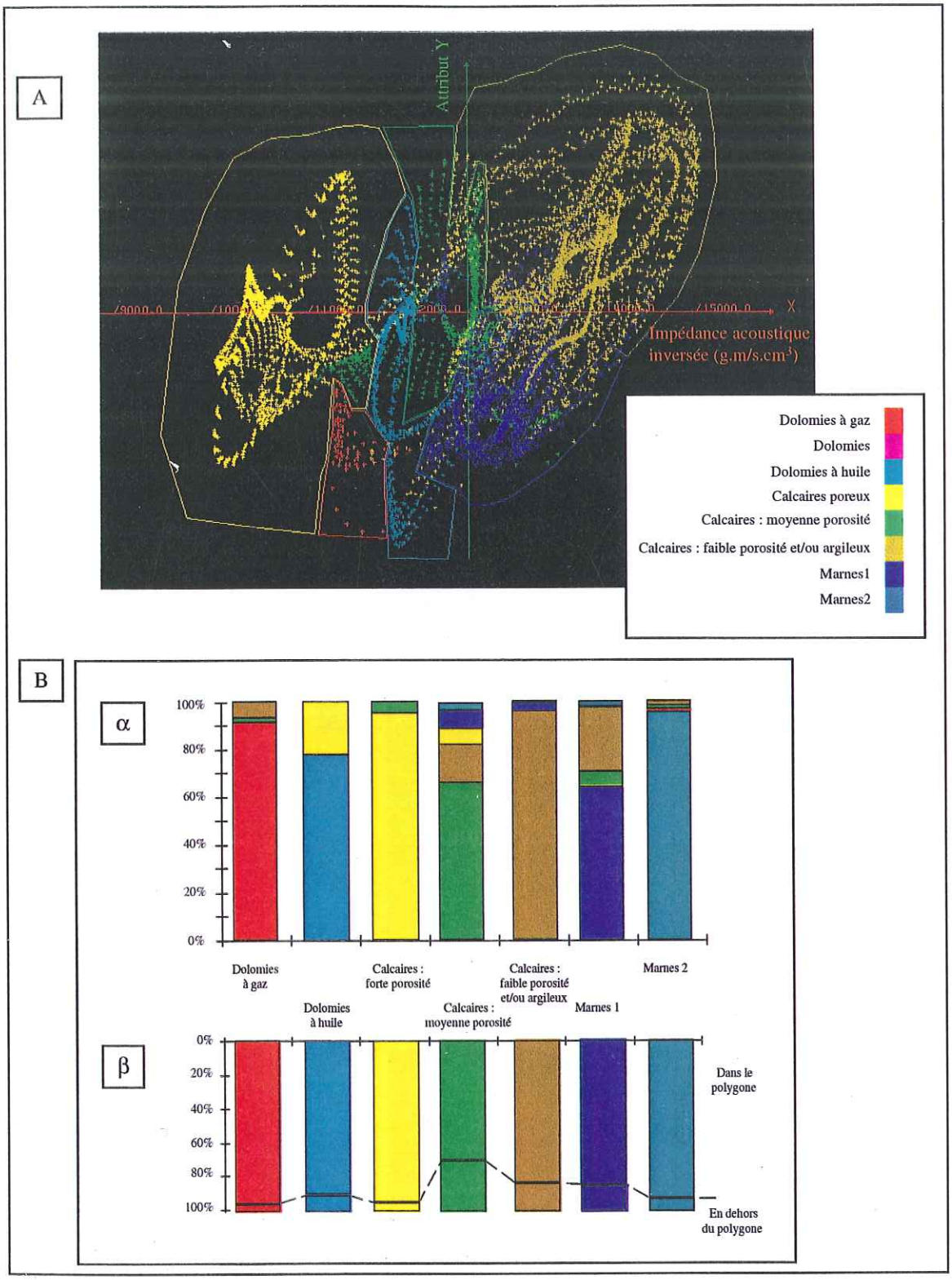



Fig. 5.19 – Définition des espaces d'apprentissage avec trois puits (4000, 7500 et 14000 mètres) .
A : Représentation graphique de l'impédance sismique en fonction de l'attribut Y, cinq traces au voisinage du puits sont employées. Des régions du plan défini par les attributs sont limitées par des polygones de la même couleur que la classe. Ils définissent l'espace d'apprentissage.
B : Statistiques des points contenus dans les polygones définissant chacun une classe;
α : Pourcentage de points de chaque classe contenus dans les polygones.
β : Pourcentage de points d'une même classe contenus dans les polygones.

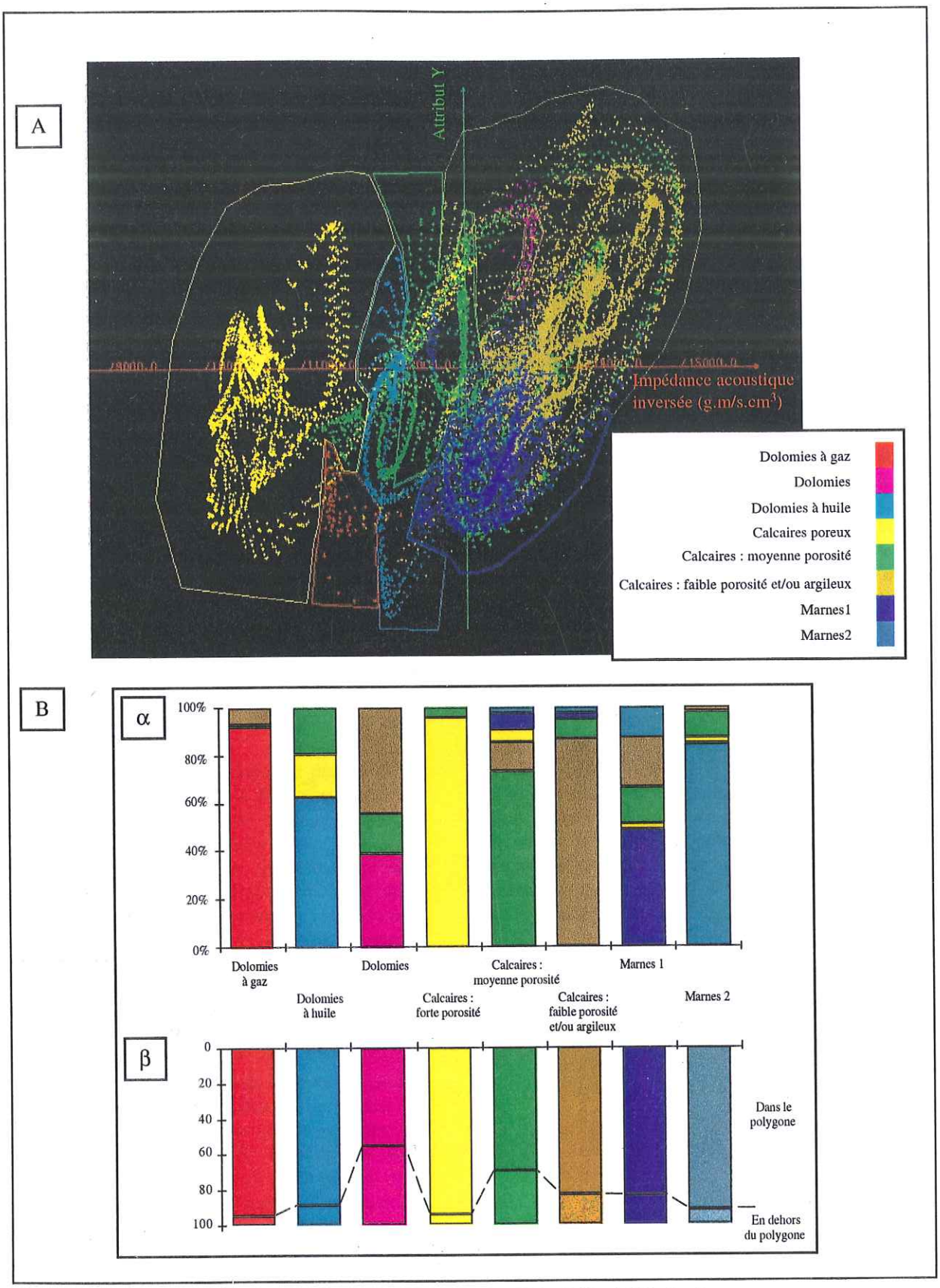



Fig. 5..20– Définition des espaces d'apprentissage avec cinq puits (4000, 5000, 7500, 11000 et 14000 mètres) .

A : Représentation graphique de l'impédance sismique en fonction de l'attribut Y, cinq traces au voisinage du puits sont employées. Des régions du plan défini par les attributs sont limitées par des polygones de la même couleur que la classe. Ils définissent l'espace d'apprentissage.

B : Statistiques des points contenus dans les polygones définissant chacun une classe;

α : Pourcentage de points de chaque classe contenus dans les polygones.

β : Pourcentage de points d'une même classe contenus dans les polygones.

### 5.3.6 Résultats

La figure 5.22 permet d'observer les résultats des prédictions lithologiques réalisées avec trois et cinq puits, ainsi que le modèle géologique d'origine échantillonné en mailles carrées de deux mètres de côté. Il est à noter que le modèle géologique est en profondeur et que les autres profils lithologiques sont en temps.

Globalement, les résultats obtenus par cette prédiction lithologique sont comparables au modèle géologique tant du point de vue de la géométrie que de la position des différentes classes lithologiques.

Classes lithologiques par classes lithologiques, les profils sont comparés au modèle géologique :

Les calcaires poreux sont bien positionnés sur les deux profils issus de la prédiction. La position de cette lithologie n'est pas influencé par le nombre de puits utilisé par le processus d'apprentissage. L'extension de cette classe pouvait être déjà située car elle présente la plus faible valeur d'impédance sismique sur ce profil.

Les calcaires moyennement poreux sont bien positionnés sur les deux profils dans le prisme de bas niveau de la séquence BA3. De plus, cette lithologie est présente dans la partie septentrionale du modèle entre des marnes et les calcaires poreux (C.D.P. 0 à 200). Cette position ne correspond pas à la réalité géologique. A cette position, la section obtenue avec cinq puits montre une extension plus importante de cette lithologie que la section acquise avec trois puits. surtout au-dessus des dolomies, sous les calcaires poreux. Les calcaires à porosité moyenne s'observent également au voisinage du puits 14000 mètres sur les deux sections lithologiques. Cette position n'est pas réaliste par rapport au modèle géologique.

Les calcaires à faible porosité ou faible argilosité sont les équivalents latéraux des calcaires moyennement poreux. Leur prédiction entre les deux niveaux marneux de la séquence BA3 (marnes de Font Froide et de la Béguère). A ce sujet, le puits situé à 11000 mètres n'influence pas la prédiction lithologique. Dans les calcaires hémipélagiques, bonne prédiction par rapport au modèle géologique initial.

Enfin pour les deux classes lithologiques de marnes, la prédiction est correcte par rapport au modèle géologique. Ces lithologies se localisent essentiellement dans la partie méridionale des profils. Le niveau marneux situé à la base des profils lithologiques correspond à l'interface entre le modèle d'impédance et le milieu de référence.

Dans le réservoir pétrolifère simulé dans le corps dolomitique:

les dolomies à gaz sont présentent au centre des sections lithologiques. Cette classe lithologique se localise au-dessus de marnes, ce qui ne correspond pas à la réalité géologique. Leur extension latérale est quelque peu exagérée par rapport au modèle géologique initial.

Les dolomies à huile se localisent en partie dans le prolongement des dolomies à gaz. Vers le Nord de la section, ces dolomies à huile remontent. Ceci n'est pas en accord avec le modèle géologique, où les dolomies sont caractérisées, dans la partie septentrionale, par une diminution d'épaisseur et un biseau d'aggradation contre la limite de séquence SbB3. Ainsi, cette couche échappe alors à la résolution sismique. L'emploi d'un attribut instantané, directement lié à l'amplitude sismique, ne permet pas de prendre en compte l'absence de marqueur sismique matérialisant la terminaison des dolomies à huile.

Le passage latéral entre les calcaires poreux et moyennement poreux est souligné par quelques taches (bleues) de dolomies à huile. Une telle localisation est occasionnée une nouvelle fois par l'utilisation d'un attribut instantané.

Les dolomies de la zone tampon n'ont été prédites que dans le cas de cinq puits car elles sont uniquement présentes au puits 5000 mètres. Ces dolomies sont relativement mal prédites car la discrimination par rapport à la classe lithologique calcaire à faible porosité est difficile.

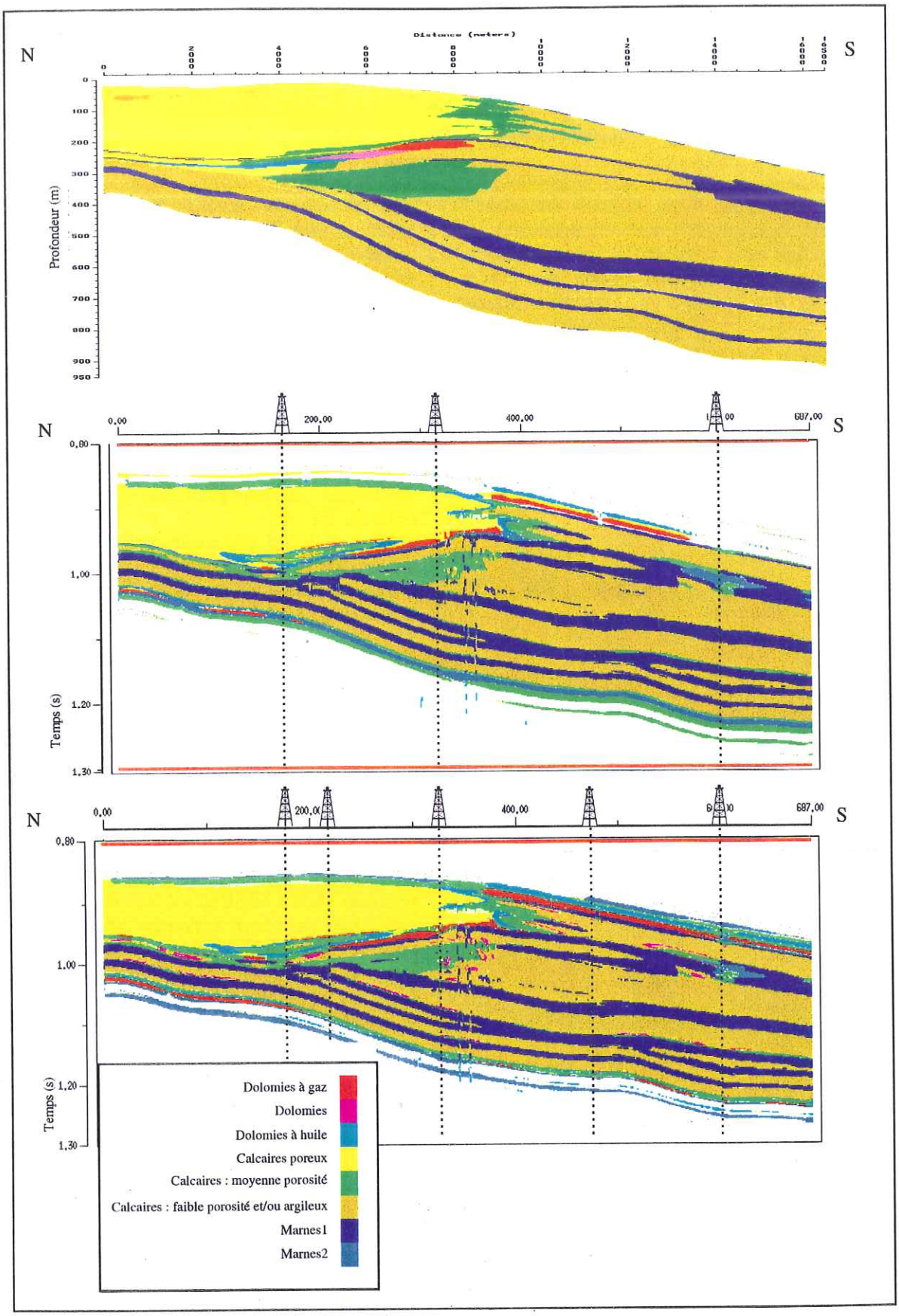



Fig. 5.21 – Profils issus de la prédiction lithologique. A : Modèle géologique; B : Prédiction avec trois puits (4000, 7500 et 14000 mètres); C : Prédiction avec cinq puits (4000, 5000, 7500, 11000 et 14000 mètres).

### 5.3.7 Conclusions

Une interprétation lithologique à partir de l'analyse d'attributs sismiques est réalisée sur les données sismiques synthétiques du Vercors. Les profils d'impédance issus de l'inversion stratigraphiques sont utilisés comme attribut sismique. Différentes classes lithologiques sont définies, elles correspondent à différents intervalles de porosité ou d'argilosité. L'impédance s'est avéré un attribut intéressant dans la discrimination des différentes lithologies. Cependant, cette technique nécessite un bon calage de l'impédance réelle au niveau du puits avec l'impédance sismique car ces deux impédances présentent une résolution verticale différente. L'interprétation lithologique des puits est réalisée sur l'impédance sismique car elle a la même résolution que les données sismiques.

Après l'inversion stratigraphique, l'impédance sismique permet déjà de différencier les calcaires poreux à faible impédance des calcaires à faible porosité ou argilosité. L'apport du second attribut (attribut instantané) permet de discriminer les classes lithologiques présentant les mêmes impédances sismiques.

Après le processus de prédiction, la géométrie des profils lithologiques est globalement comparables à la coupe géologique. De plus, les variations latérales de faciès sont observables également sur les sections inversées.

Dans le réservoir pétrolifère simulé, la localisation des dolomies à gaz est bien prédite mais leur extension latérale est légèrement exagérée. En revanche, la position des dolomies à huile ~~sont~~ n'est pas correcte par rapport à la coupe géologique. L'origine de cette mauvaise prédiction provient probablement que les dolomies montrent une variation d'épaisseur vers le Nord de la coupe géologique. Ainsi, cette couche échappe ~~alors~~ à la résolution de la sismique réflexion. L'utilisation d'un attribut instantané ne paraît pas idéale pour obtenir, dans ce cas, une prédiction correcte.

Deux prédictions ont été effectuées, l'une utilise seulement trois puits et l'autre utilisant deux puits supplémentaires. L'apport de ces derniers lors du processus d'apprentissage ne conduit pas à des modifications significatives par rapport à l'interprétation lithologique obtenue avec trois puits. L'un des puits supplémentaires (situé à 11000 mètres) ne modifie pas la prédiction lithologique. En revanche, le puits 5000 mètres permet d'introduire une nouvelle classe lithologique, les dolomies de la zone tampon. Cette dernière lithologie reste difficile à discriminer lors du processus d'apprentissage. Cela conduit à une mauvaise prédiction des dolomies de la zone tampon. Par contre, ce puits permet de mieux prédire les calcaires à porosité moyenne par rapport à la coupe géologique.

L'utilisation d'un attribut instantané, associé à l'impédance sismique, paraît intéressante lors de la discrimination des classes lithologiques. Néanmoins, son emploi pour la prédiction n'est pas approprié quant une couche échappe latéralement à la résolution sismique.

# CONCLUSION GENERALE

Les travaux présentés dans ce mémoire ont été réalisés dans le cadre d'une étude géologique et de modélisation sismique d'une coupe de la bordure méridionale de la plate-forme urgonienne du Vercors. L'originalité de ce travail est la mise en oeuvre de techniques et d'outils différents pour mener de l'étude d'affleurements à la caractérisation sismique de réservoir.

A partir de l'étude d'affleurements situés dans la forêt de Lente, secteur Sud-Ouest du massif du Vercors, un profil géologique de près de 16 kilomètres a été construit à partir de corrélations entre coupes lithologiques. Il montre une diminution d'épaisseur des dépôts du Barrémien inférieur, constitués de calcaires hémipélagiques, en direction du Sud, induite par la limite de séquence SbB3. Au-dessus de cette dernière, les calcaires de Glandasse sont représentés par des calcaires bioclastiques fins évoluant vers le Sud vers des calcaires hémipélagiques. Ces dépôts se localisent dans le prisme de bas niveau et l'intervalle transgressif de la séquence BA3. Par rapport aux dépôts hémipélagiques sous-jacents, ils montrent une progradation des dépôts en direction du bassin. Au-dessus, les équivalents latéraux des marnes de Font Froide et de la Béguère de Arnaud (1981) marquent une transgression du niveau marin relatif. Ces dépôts passent latéralement vers le Nord à des calcaires bioclastiques à madréporaires. Ces strates ont pu être datés par ammonites de la partie moyenne du Barrémien supérieur. Les calcaires à rudistes apparaissent dans le prisme de haut niveau de la séquence BA3 pour constituer la Masse inférieure des Calcaires urgoniens des auteurs dauphinois. Ces dépôts sont caractérisés par une position rétrogradante par rapport aux Calcaires de Glandasse sous-jacents, ce qui souligne une sédimentation durant une période de transgression. De plus, la coupe géologique entre le Serre de Pélandré et le But St. Génix permet d'observer les passages latéraux des calcaires urgoniens qui évoluent vers de dépôts de talus externe en direction du bassin. Ces dépôts sont alors caractérisés par un passage latéral très rapide entre les calcaires de la plate-forme interne et les dépôts de talus externe. Par rapport aux ammonites récoltées dans les strates sous-jacentes, les calcaires urgoniens sont datés du Barrémien supérieur - Aptien inférieur. Cette observation permet de préciser que ces calcaires de plate-forme ne sont pas les équivalents latéraux des calcaires de Glandasse comme envisagé par Clavel *et al.* (1995).

A partir du prélèvements d'échantillons des différents lithofaciès étudiés à l'affleurement, des mesures pétrophysiques et des propriétés acoustiques ont été réalisées en laboratoire. Les calcaires de la bordure méridionale de la plate-forme urgonienne du Vercors sont affectés par une porosité secondaire faiblement développée. A partir de l'étude sur lames minces des échantillons, quatre types de pores ont été mis en évidence; fracture, vacuolaire, moldique et intercristallin. Les mesures des propriétés acoustiques montrent qu'il est difficile de discriminer les différents faciès de calcaires à partir de leurs vitesses P et S. Les dolomies sont apparues comme une lithologie intéressante car leurs vitesses P et S montrent un comportement acoustique identique à celui d'un grès. Ce phénomène est occasionné par la texture sucrosique de ces dolomies secondaires, associée à une porosité intercristalline. Une relation linéaire entre les vitesses mesurées aux conditions atmosphériques et la porosité a été déterminée pour les différents faciès calcaires. Pour les calcaires argileux, une autre relation linéaire entre les vitesses et l'argilosité a été établie. Des mesures effectuées sous pression montrent le faible impact de ce paramètre sur les mesures de vitesses dans les calcaires échantillonnés, lorsqu'ils ne sont pas fracturés.

La construction des modèles d'impédance a utilisé les données de porosité d'un réservoir réel du Moyen-Orient et les relations linéaires entre vitesse et porosité déterminées sur les échantillons du Vercors. Le mode de construction choisi dans ce travail considère chaque limite de paraséquence comme un réflecteur potentiel, marquée par un contraste d'impédance. Ainsi, le modèle obtenu est en accord avec les hypothèses de la stratigraphie séquentielle définie par Vail *et al.* (1977). Les paraséquences sont caractérisées par un gradient vertical de vitesse et de densité simulant une variation verticale de la porosité (pour les calcaires de plate-forme) ou d'argilosité (pour les calcaires hémipélagiques). Les variations latérales de faciès sont simulées sous la forme d'un gradient horizontal de vitesse et de densité. Leurs longueurs sont définies à partir des observations de terrain. Un réservoir à hydrocarbures est simulé dans le corps dolomitique présent sur la coupe géologique. Pour cela, la relation définie par Gasmann (1951) est employée pour déterminer les vitesses des dolomies à gaz et à huile.

Deux approches ont été employées pour la modélisation sismique de la coupe géologique, le tracé de rayons à déport nul et la méthode de résolution de l'équation d'ondes par différences finies. Les signaux sources employés ont un contenu fréquentiel compatible avec ceux extraits des profils sismiques de la prospection pétrolière. Dans le cadre du tracé de rayons, les résultats montrent que la grande longueur d'onde du signal employé par rapport à l'épaisseur des couches conduit à la perte de continuité de certaines événements sismiques par création de biseaux. On observe alors sur les profils sismiques des pseudo-discordances, c'est-à-dire des discordances non construites sur le modèle

géologique (Rudolph *et al.*, 1989; Schlager *et al.*, 1991; Biddle *et al.*, 1992; Stafleu, 1994; Mora, 1997). La présence de lobes latéraux sur l'ondelette sismique peut conduire à des interférences des signaux qui modifient l'interprétation des profils sismiques. On souligne donc la nécessité d'utiliser d'autres données (puits, géologie régionale, autres profils sismiques..) afin de contraindre les interprétations des profils sismiques.

Les profils modélisés par différences finies montrent l'impact du traitement sismique sur leur interprétation. En effet, il modifie le nombre d'unités caractérisées par un faciès sismique différent. On observe alors une similitude du découpage en unités de ce profils sismique avec la coupe lithostratigraphiques du Vercors.

Pour le réservoir pétrolifère, les événements sismiques matérialisant les dolomies montrent des variations d'amplitude engendrés par les deux remplissages (gaz et huile). Les données sismiques modélisées par différences finies permettent de mieux les caractériser par rapport à l'encaissant calcaire.

Sur tous les profils sismiques modélisés, il est difficile de retrouver le découpage en séquences de la coupe du Vercors. Une seule limite de séquence a pu être identifiée, uniquement dans la partie interne de la plate-forme. Elle marque l'installation des calcaires urgoniens sur les dépôts hémipélagiques de la base du Barrémien. Elle n'est pas matérialisée par un événement sismique propre contrairement aux hypothèses de la stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1977; Mitchum *et al.*, 1977). Son existence peut être établie à partir de l'étude des relations géométriques entre les différents biseaux de événements sismiques. Latéralement en direction du bassin, elle n'a pu être observée à cause de la concordance des strates et de faibles contrastes d'impédance.

Enfin, la présence de variations d'impédance simulant une variation latérale de faciès peut générer un réflecteur sismique primaire (par opposition aux multiples). Il correspond alors à une variation lithologique diachrone par rapport aux temps géologiques. La présence de ce réflecteur est contraire aux hypothèses à la base du concept de stratigraphie séquentielle qui assimilent les réflecteurs sismiques à des isochrones des temps géologique. Cette observation n'a été réalisée que sur les profils sismiques modélisés par tracé de rayons, cet événement sismique est absent des profils modélisés par différences finies. D'une manière plus globale, l'ensemble des profils simulés montrent qu'une grande majorité des événements sismiques sont parallèles ou imitent les lignes des temps géologiques (isochrones).

Une interprétation lithologique des données sismiques par analyse d'attributs a été également réalisée sur un profil modélisé. Une technique fondée sur l'utilisation des profils d'impédance issus de l'inversion stratigraphique comme attribut est employée. Cette méthode a été réalisée sur ces données synthétiques car il existe une relation directe entre l'impédance et la porosité ou l'argilosité. Les résultats de l'inversion stratigraphique montrent que les profils d'impédance obtenus sont proches du modèle d'impédance. Ils permettent de discriminer les calcaires de plate-forme à forte porosité (faible impédance) des calcaires hémipélagiques à faible porosité (forte impédance). En fonction des paramètres d'inversion utilisés, il est difficile de prendre en compte à la fois les valeurs d'impédance et la géométrie des couches sédimentaires par cette technique. C'est pourquoi il peut être judicieux de réaliser deux inversions stratigraphiques, l'une privilégiant les valeurs d'impédance, l'autre la géométrie. Les variations latérales d'impédance sont difficilement obtenues par cette technique, c'est-à-dire qu'une valeur d'impédance non définie au puits ne sera pas correctement prédite, quelque soient les paramètres d'inversion utilisés.

L'interprétation lithologique se déroule en deux étapes successives. Lors du processus d'apprentissage aux puits, un "classet" est défini. Il regroupe l'ensemble des classes lithologiques à prédire sur le profil sismique. Ces classes ont été établies de façon à différentier les fluides saturant le réservoir dolomitique, à tenir compte des variations porosités des calcaires de plate-forme et de l'argilosité des dépôts hémipélagiques. L'interprétation lithologique des données de puits montre que cette technique de caractérisation de réservoir nécessite un bon calage entre l'impédance sismique et l'impédance réelle à cause de la résolution verticale différente de ces données. L'impédance sismique permet de discriminer les calcaires poreux des calcaires faiblement poreux ou argileux. L'introduction d'un second attribut (attribut instantané) durant le processus d'apprentissage permet de discriminer les classes lithologiques qui présentent une même valeur d'impédance sismique. Après prédiction, les profils obtenus montrent une organisation géométrique des classes lithologiques comparable à celle de la coupe géologique. Néanmoins, la classe lithologique représentant les dolomies à huile est relativement mal prédite, malgré une bonne discrimination lors du processus d'apprentissage. L'origine de cette mauvaise prédiction provient de l'interférence des signaux sismiques occasionnée par la faible épaisseur de la couche de dolomies à huile et de faibles contrastes d'impédance avec les calcaires de l'encaissant. Ainsi, l'utilisation d'un attribut instantané est délicate quand les couches échappent à

la résolution de la sismique, et ce malgré une bonne discrimination aux puits.

L'ensemble de la méthodologie qui constitue ce travail peut être appliquée à des données réelles dans le cadre d'étude de faisabilité en amont de l'acquisition de données sismique sur le terrain. La modélisation sismique de coupes géologiques peut servir à optimiser les séquences de traitement par l'application d'outils spécifiques afin de préparer le traitement des données réelles. La bonne connaissance du modèle géologique peut aider les géologues et les géophysiciens à mieux connaître la réponse sismique du sous-sol étudié. De plus, sur les profils après - sommation synthétiques, des tests de caractérisation sismique de réservoir peut permettre de déterminer les attributs sismiques les plus discriminants et appréhender les éventuels problèmes de calages entre données de puits et données sismiques. Ces observations pourront être directement utilisées lors de l'interprétation lithologique des données sismiques réelles.
Enfin, les développements depuis près d'une dizaine d'années de la sismique 3D nécessite de nouvelles modélisations à trois dimensions. Une telle étude peut employer la méthodologie proposée dans ce mémoire. Néanmoins, elle nécessite l'utilisation d'autres outils ainsi qu'une vision tridimensionnelle de la géométrie des couches étudiées.

# BIBLIOGRAPHIE

Angeleri G. P. et Carpi R. (1982). - Porosity prediction from seismic data. *Geophysical Prospecting*, **30**, p. 580-607.

Amorosi A. (1995). - Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research*, **B65**, 4, p. 419-425.

Anselmetti F. et Eberli G. P. (1994). - Controls on sonic velocity in carbonates. *PAGEOPH*, **141**, 2, p. 287-323.

Anstey N. A. (1991). - Velocity in thin section. *First Break*, **9**, 10, p. 449-457.

Arnaud H. (1971). - Le plateau de Glandasse : Structure et place dans le cadre géologique régional. Essai d'interprétation photogéologique de la fracturation du Vercors sud-oriental. *Géologie alpine*, **47**, p. 25-44.

Arnaud H. (1979). - Caractères sédimentologiques et paléogéographiques du haut-fond du Vercors méridional (SE de la France) ; le problème des corrélations séquentielles haut-fond - bassin. *Géobios*, **Mém. Sp. n°3**, p. 103-119.

Arnaud H. (1981). - De la plateforme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isere et Buëch (Vercors méridional, Fiois oriental et Dévoluy). *Géologie Alpine, Grenoble*, **Mém.11**, 3, 804 p.

Arnaud H. (1988). - Subsidence in certain domains of Southeastern France during the Ligurian Tethys opening and spreading stages. *Bull. Soc. géol. France*, **IV**, 8, p. 725-732.

Arnaud H. et Arnaud-Vanneau A. (1989). - Séquences de dépôt et variations du niveau relatif de la mer au Barrémien et à l'Aptien inférieur dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (Sud-est de la France). *Bull. Soc. géol. France*, **8**, t.V, n°3, p. 651-660.

Arnaud H., Arnaud-vanneau A., Argot M. et Carrio E. (1995). - Sequence stratigraphy in a carbonate setting, platform to basin section of the Urgonian platform (Lower Cretaceous Vercors Plateau). *AAPG Int. Conf. and Exhibition*, **Field Trip notes.**, 124 p.

Arnaud Vanneau A. (1980). - Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, **Mémoire n°11**, 254 fig., 115pl., p. 874.

Arnaud Vanneau A. et Arnaud H. (1990). - Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern Subalpine chains (southeastern France and Swiss Jura). *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, **9**, 26 fig., p. 203-233.

Arnaud Vanneau A., Arnaud H., Carrio-Schaffhauser E., Boloyan C. et Lozat J. N. (1993). - Anomalies diagénétiques et séries réduites dans l'Urgonien des chaînes subalpines - Implications tectoniques. 4ème Congrès Français de Sédimentologie - Résumés, Lille 17-19 Novembre 1993, **19**, p. 17-18

Arnaud Vanneau A. et Carrio-Schaffhauser E. (1994). - Anomalies diagénétiques associées aux limites de séquence dans les chaînes carbonatées éocrétacées du Jura et des chaînes subalpines (S.E. de la France). *in* : Verlag Springer, éd., Hydrocarbon and Petroleum Geoly of France, E.A.P.G., **Special Publ.**, 3 p.

Arnaud-Vanneau A. (1980). - Micropaleontologie, paleoecologie et sédimentologie d'une plateforme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentional et de la Chartreuse ( Alpes occidentales). *Géologie Alpine, Grenoble*, **Mém. 10**, 3, 874 p.

Arnaud-Vanneau A. et Arnaud H. (1976). - L'évolution paléogéographique du Vercors au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Massifs subalpins septentrionaux - France). *Géologie Alpine*, **52**, p. 5-30.

Arnaud-Vanneau A. et Arnaud H. (1986). - Age des couches hémipélagiques infra-urgoniennes et mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors. *C. R. Acad. Sci.*, **t. 303**, série II, n°20, p. 1803-1806.

Arnaud-Vanneau A. et Arnaud H. (1990). - Hauterivian to lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern subalpine chains (southeastern France and Swiss jura). *Spec. Publis. int. Ass. sediment.*, **9**, p. 203-233.

Arnaud-Vanneau A. et Arnaud H. (1992). - The Barremian platform margin. Geometry of carbonate systems inthe south Vercors. *Platform margin symposium, Field trip guide book*, Chichilianne, may 1992,. 51 p.

Arnaud-Vanneau A., Arnaud H. et Thieuloy J.-P. (1976). - Bases nouvelles pour la stratigraphie des calcaires urgoniens du Vercors. *Newsletter Stratigraphie*, **5**, 2/3, p. 143-159.

Aubry, D. et Clouteau, D. (1991). - A regularised boundary element method for stratified media. Mathematical and numerical aspects of wave propagation phenomena. SIAM, p. 660 - 668.

Becquey M., Lavergne M. et Willm C. (1979). - Acoustic impedance logs computed from seismic traces. *Geophysics*, **449**, p. 1485-1501.

Biddle K. T., Schlager W., Rudolph K. W. et Bush T. L. (1992). - Seismic model of a progradational carbonate platform, Picco di Vallandro, the Dolomites, Northern Italy. *A.A.P.G*, **76**, p. 14-30.

Biddle K. T., Schlager W., Rudolph K. W. et Bush T. L. (1992). - Seismic model of a progradational carbonate platform, Picco di Vallandro, Thes Dolomites, Northern Italy. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **76**, p. 14-30.

Biot M. A. (1956). - Theory of propagation of elasticc waves in a fluid-saturated porous solid. I. low-frequency range. *Journal of acoustic society of America*, **28**, n°2, p. 168-178.

Biot M. A. (1956). - Theory of propagation of elasticc waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range. *Journal of acoustic society of America*, **28**, n°2, p. 179-191.

Boillot G., Montadert L., Lemoine M. et Biju-Duval B. (1984). - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. *in* : Masson, éd., p. 325

Bosselini A. (1984). - Progradation geometries of carbonate platforms : examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy. *Sedimentology*, **31**, p. 1-24.

Bourbié T., Coussy O. et Zinszner B. (1986). - Acoustique des milieux poreux. Technip., Paris, 334 p.

Braithwaite C. J. R. (1993). - Cement Sequence Stratigraphy in Carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 2, p. 295-303.

Bralower T. J. (1987). - Valanginian to Aptian calcareous nannofossil, stratigraphy and correlation with the upper M-sequence magnetic anomalies. *Marine Micropaleontology*, **11**, p. 293-310.

Brown A. R. (1996). - Seismic attributes and their classification. *The leading edge*, **Octobre**, p. 1090.

Busnardo R. et Vermeuken J. (1986). - La limite Hauterivien-Barrémien dans la région stratotypique d'Angles (Sud-Est de la France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **302**, 7, p. 457-459.

Cadoret T. (1993). - Effet de la saturation eau/gaz sur les propriétés acoustiques des roches. Etude aux fréquences sonores et ultrasonores. *Thèse Géophysique interne*, Univ. Paris VII, 207 p.

Campbell A. E. et Stafleu J. (1992). - Seismic modeling of an early Jurassic, drowned plat-form: The Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **76**, p. 1760-1777.

Castagna J. P., Batzle M. L. et Eastwood R. L. (1985). - Relationships between compresionnal and shear-wave in clastic silicate rocks. *Geophysics*, **50**, p. 571-581.

Castagna J. P. (1993). - AVO analysis. *in* : Castagna J. P. et Backus M. M., éd., Offset-dependent reflectivity - Theory and practice of AVO analysis, Investigations in Geophysics, p. 3-36.

Cerveny V., Molotkov I. et Psencik I. (1977). - Ray method in seismologiy. Karlova University of, **1**, 1, 214 p., fig. pl., (University of Karlova, Praha).

Charles S. (1996). - Représentation de milieux géologiques complexes: vers une approche paramètrique de la tomographie sismique 3D. Une analyse des conditions de bords absorbants. *Thèse Mécanique*, Univ. Paris VI, 158 p.

Charollais J. C. Bernard; Schroeder, Rolf; Busnardo, Robert; Horisberger, Pierre. (1994). - Mise en évidence de l'émersion post-urgonienne et de la lacune du Barrémien-Bédoulien inférieur/moyen dans le Jura neuchâtelois. *Publ. Dep. géol. paléontol. Univ. Genève*, **14**, p. 57-79.

Chenot D., Javaux, C., Tachet des Combes J. - (1996). - Integrated geological /geophysical approach to define a build-up geometry from the Middle East. Poster, 7e congres ADIPEC, Abu Dhabi, octobre 1996.

Choquette P. W. et Pray L. C. (1970). - Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonate. *AAPG Bull.*, **54**, p. 207-250.

Clavel B., Charollais J. et Busnardo R. (1987). - Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgoniens du Jura au Vercors. *Eclogae geol. Helv.*, **80**, 1, p. 59-68.

Clavel B., Charollais J., Schroeder R, Busnardo R. (1995). - Réflexions sur la biostratigraphie du Crétacé inférieur et sur sa complémentarité avec l'analyse séquentielle : exemple de l'Urgonien jurassien et subalpin. *Bull. Soc. géol. France*, **t. 166**, n°6, p. 663-680.

Clavel B., Charollais J., Schroeder R, Busnardo R. (1994). - Biozonation de l'Hauterivien supérieur et du

Barrémien inférieur en domaine de plate-forme carbonatée. *Publ. Dep. géol. paléontol. Univ. Genève*, **14**, p. 1-14.

Cole, D. M., Kosloff, D. D., Minster D. (1978). - A numerical boundary integral equation method for elastodynamic. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **68**, p. 1331 - 1357.

Cotillon P., Ferry S., Gaillard C., Jautée E., Latreille G. et Rio M. (1980). - Fluctuation des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (Sud-Est, France) au crétacé inférieur : Mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. *Bull. Soc. Géol. France*, **t. 22**, 5, p. 735-744.

Cramez C. (1990). - Glossaire de la stratigraphie séquentielle. *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, **45**, 3, p. 435-454.

Cross T. A. et Lessenger M. A. (1988). - Seismic stratigraphy. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **16**, p. 319-354.

Delanoy G. (1994).– Les zones à Feraudianus, Giraudi et Sarasini du Barrémien supérieur de la région stratotypique d'Angles-Barrême-Castellane (Sud-Est de la France). *Géologie Alpine,* Mém. H.S. n° **20**, 279-319.

Graciansky de P.-C. Dardeau G.; Lemoine M., Tricart P. (1989). - The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. *in* : Cooper M.A; Williams G.D., éd., Inversion Tectonics, Geological Society Special Publications, **44**, p. 87-104

Graciansky de P.-C. Lemoine M. Tricart P. (1988). - Mesozoic Passive Margin of the Tethyan Ocean in the French Western Alps. *AAPG Mediterranean Basins Confernece*, **Field Trip 1**, p. 53 p.

Debelmas J. et Kerkhove C. (1980). - Les Alpes franco-italiennes. *Géologie Alpine*, **56**, p. 21-58.

Delanoy G. (1994). - Les zones à Feraudianus, Giraudi et Sasini du Barrémien supérieur de la région stratotypique d'Angles-Barrême-Castellane (Sud-Est de la France). *Géologie Alpine*, **Mém. H. S. n°20**, p. 279-319.

Déquirez P. Y. et Richard V. (1990). - Application of inversion to integrated stratigraphic interpretation. *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, **45**, 3, p. 397-416.

Dobrin M. B. (1977). - Seismic exploration for stratigraphic traps. *in* : Payton Charles E., éd., Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, **Memoir 26**, p. 329-352.

Domenico S. N. (1984). - Determine lithology/porosity from P and S-Wave velocities. *World Oil*, **142**, p. A-G.

Dumay J. et Fournier F. (1988). - Multivariate statistical analyses applied to seismic facies recognition. *Geophysics*, **53**, p. 1151-1159.

Dunham R. J. (1962). - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *in* : Ham W.E., éd., Classsification of carbonate rocks, AAPG Mem. 1, p. 279

Emery A. F. et Klovan J. E. (1971). - A late Devonian reef trct on Northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petrleum Geology*, **19**, 4, p. 730-781.

Everts A.-J., Stafleu J. et Schlager W. (1993). - Excursion to the Vercors carbonate platform. *in* : éd., Field- trip book, Industrial associates in sedimentology, Amsterdam, p. 35

Everts A.-J., Stafleu J., Schlager W., Fouke B. W. et Zwart E. W. (1995). - Strattal patterns, sediment composition and sequence stratigraphy at the margin of the Vercors platform (Lower Cretaceous, SE France). *J. Sediment. Research*, **B65**, p.

Everts J.-A. (1994). - Carbonate sequence stratigraphy of the Vercors (French Alps) and its bearing on Cretaceous sea level. *Thèse de l'unversité d'Amsterdam.*, 176 p.

Fagin S. W. (1991). - Seismic modeling of geologic structures - applications to Exploration problems. *Soc. Expl. Geoph. Development series 2*, 269 p. p., fig. pl.,

Ferry S. (1991). - Une alternative au modèle de stratigraphie séquenrielle d'EXXON : la modulation tectono-climatique des cycles orbitaux. *Géologie Alpine, Mém. h.s.*, **18**, p. 47 - 100.

Fischer K. C., Moeller U. et Marshall R. (1994). - Development of an exploration concept for the Shu'aiba formation (Thamama group) using seismic sequence and facies analysis in combination with forward modeling. *ADIPEC*, p. 377-386.

Folk R. L. (1962). - Spectral subdivision of limestones types. Classification of carbonate rocks. *A symposium Mém.*, **1**, p. 62-84.

Fontaine J.-M., Cussey R., Lacaze J., Lanaud R. et Yapaudjian L. (1987). - Seismic interpretation of carbonate depositional environments. *Bull. A.A.P.G.*, **71**, 3, p. 281-297.

Fornberg, B. (1988) - The pseudo-spectral method : Accurate representation of interfaces in elastic wave calculations. *Geophysics*, **53**, p. 625 - 637.

Foucault A. et Raoult J.-F. (1980). - Dictionnaire de géologie. Masson, Paris, 334 p.

Fouke B. W., Zwart E. W., Everts A.-J. et Schlager W. (1995). - Carbonate platform stratal geometries and question of subaerial exposure. *Sedimentary Geology*, **97**, p. 9-19.

Fournier F. et Derain J.-F. (1995). - A statistical methodology for deriving reservoir properties from seismic data. *Geophysics*, **60**, 5, p. 1437-1450.

Galloway W. R., Yancey M. S. et Whipple A. P. (1977). - Seismic stratigraphic model of depositional platform margin, eastern Anadarko basin, Oklahoma. *A.A.P.G.*, **memoir 26**, p. 439-450.

Garber R. A., Grover G. A. et Harris P. M. (1989). - Geology of the Capitan shelf margin. Subsurface data from the northern Delaware basin. *in* : Harris P.M. and Grover G.A., éd., Subsurface and Outcrop examination of the Capitan shelf margin, northern Delaware basin., Soc. Econ. Paleontol. Mineral., **Core workshop 13**, p. 3-278.

Gardner G. H. F., Gardner L. W. et Gregory A. R. (1974). - Formation velocity and density - the diagnostic basis of stratigraphic traps. *Geophysics*, **39**, 6, p. 770-780.

Gassmann F. (1951). - Uber die elastizitat poroser medien: Vierteljahrsschr. der Naturforsch. *Gesellschaft Zurich*, **96**, p. 1-21.

Goldhammer R. K., Dunn P. A. et Hardie L. A. (1990). - High freuency glacio-eustatic sea-level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. *Am. Journal of Science*, **287**, p. 853-892.

Goldhammer R. K., Oswald E. J. et Dunn P. A. (1991). - High freuency glacio-eustatic cyclicity in the middle Pennsylanian of the Paradox Basin : An evaluation of Milankovitch forcing. *Dolomieu conf. on Carbonate Platforms and Dolomitization.*, **Sept. 16-21**, p. 91.

Gregory A. R. (1977). - Aspects of rock physics from laboratory and log data that are important to seismic interpretation. *in* : Payton Charles E., éd., Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, A.A.P.G, Tulsa, **Memoir 26**, p. 15-46.

Guilbot J., Grausem M., Pichon P. L. et Crouzy E. (1997). - Lithology classification using seismic impedance. *E.A.G.E., Genève, Mai 1997.*, **Expanded abstract**, sous presse

Hagen D. C. (1982). - The application of principal components analysis to seismic data sets. *Geoexploration*, **20**, p. 93-111.

Han D. H., Nur A. et Morgan D. (1986). - Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophysics*, **51**, 11, p. 2093-210.

Han D. (1996). - Rock Physics; Velocities of carbonate rocks. *unpublished Short Course*, 54 p.

Hanford C. R. et Loucks R. G. (1993). - Carbonate depositional sequences and systems tracts-Responses of carbonate platform to relative sea-level changes. *in* : Loucks R.C and Sarg J. F., éd., Carbonate Sequence Stratigraphy, Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma, USA, **Memoir 57**, p. 3-41

Haq B. U., Hardenbol J. et Vail P. R. (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, p. 1156-1167.

Helland-Hansen W., Helle H. et Sunde K. (1994). - Seismic modelling of tertiary sandstone clinothems, Spitsbergen. *Basin Research*, **6**, p. 181-191.

Henry G. (1994). - Géophysique des bassins sédimentaires. Elf Aquitaine, Technip., 408 p.

Hoedemaeker P. et Bulot L. G. (1990). - Preliminary ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region. *Géologie Alpine*, **66**, p. 123-127.

Hoedemaker P. J., Company M., Aguirre-Urreta B., Avram E., Bogdanova T. N., Bujtor L., Bulot L. G., Cecca F., Delanoy G., Ettachfini M., Memmi L., Owen H. G., Rawson P. F., Sandoval J., Tavera J. M., Thieuloy J.-P., Tovbina F. Z. et Vasicek Z. (1993). - Ammonite zonation for the lower Cretaceous of the Mediterranean region : basis for the stratigraphic correlations within IGCP-Project 262. *Rev. Esp. Pal.*, **8**, 1, p. 117-120.

Homewood P., Guillocheau F., Eschard R. et Cross T. A. (1992). - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Centres Rech. Explo. Prod. Elf Aquitaine*, **16**, 2, p. 357-382.

Hubbard R. J., Pape J. et Roberts D. G. (1985). - Depositional sequence mapping as a technique to establish tectonic and stratigraphic framework and

evaluate hydrocarbon potential on a passive continental margin. *AAPG*, **Memoir 39**, p. 79-92.

Hubral P. (1977). - Time migration - Some ray theoretical aspects. *Geophysical Propecting*, **25**, p. 738-745.

Hunt D. et Tucker M. E. (1993). - The mid-Cretaceous Urgonian platform of SE France. *in* : Simo T., Scott R.W. et Masse J-P., éd., Atlas of Cretaceous carbonate platforms, Mem. Am. Assoc. petrol. Geol., **56**, p. 409-454.

Hunt D. et Tucker M. E. (1993). - Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of Southeast France. *Int. Ass. Sediment. Spec. Publ.*, **18**, p. 307-341.

Jacquin T., Arnaud Vanneau A., Arnaud H., Ravenne C. et Vail P. R. (1991). - Systems tracts and depositional sequences in carbonate setting: a study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines. *Marine and Petroleum Geology*, **8**, p. 122-140.

Jacquin T. et Vail P. R. (1995). - Shelfal accomodation as a major control on carbonate platforms. *Bull. Soc. géol. France*, **4**, p. 423-435.

Johann P., Fournier F., Déviquez P.-Y. et Blanchet C. (1996). - 3-D reservoir characterization by stratigraphic inversion and pattern recognition. *Expanded abstract S.E.G., Denver*, **1**, p. 1797-1799.

Johansen S. E., Kibsgaard S., Andresen A., Henningsen T. et Granli J. R. (1994). - Seismic modeling of a strongly emergent thrust front, west Spitsbergen fold belt. *A.A.P.G*, **8**, p. 122-139.

Justice J. H., Hawkins D. J. et Wong G. (1985). - Multidimensional attribute analysis and pattern recognition for seismic interpretation. *Pattern Recognition.*, **18**, 6, p. 391-407.

Justice J. H. et Hawkins D. J. (1987). - Interactive pattern analysis using seismic trace attributes. *in* : Aminzadeh F., éd., Pattern recognition and image processing., Handbook of geophysical exploration., Amsterdam, **20**, p. 336-371.

Keiswetter D., Black R. et Schmeissner C. (1996). - A program for seismic wavefield modeling using finite difference techniques. *Computer and geosciences*, **22**, 3, p. 267-286.

Kelly K. R., Ward R. W., Treitel S. et Alford R. M. (1976). - Synthetic seismograms : a finite-difference approach. *Geophysics*, **41**, p. 2-27.

Kirstetter O. (1996). - Inversion stratigraphique de données synthétiques: exemple d'un réservoir carbonaté. *Rapport interne TOTAL*, **CST/RTS**, 52-96, p. 84.

Lailly P. (1990). - Test "en aveugle" de logiciels d'inversion pour l'interprétation stratigraphique. *Rev. Inst. Franç. du Pétrole*, **45**, 3, p. 301-326.

Larner K. L., Hatton L., Gibson B. S. et I. H. (1980). - Depth migration of imaged time sections. *Geophysics*, **46**, p. 734-750.

Le Page A. (1963). - Contribution à l'étude géologique de la bordure Sud-Ouest du Vercors.: L'anticlinal de Bouvante et ses environs (Drôme). *Thèse de l'université de Grenoble*, p. 160 p.

Lefeuvre F. et Chanet A. (1993). - Reservoir characterization, a seismic attributes approach. *63rd Ann. Int. Meet. Soc. Expl. Geophys.*, Expanded Abstract., p. 90-95.

Lemoine M., Bas T., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., T. D., M. G., Bourbon M., C. G. P. et J-L. R. (1986). - The continental margin of the Mesozoic Tethys in the western Alps. *Mar. Petrol. Geol.*, **3**, p. 179-199.

Lendzionowski V., Walden A. T. et White R. E. (1990). - Seismic character mapping over reservoir interval. *Geophysical Prospecting*, **38**, p. 951-969.

Lindsey J. P., Schramm M. W. et Nemeth L. K. (1976). - New seismic technology can guide field development. *World Oil*, **June**, p. 59-63.

Marfurt, K. J. (1984). - Accuracy of finite difference and finite element modeling of the scalar wave equations. Geophysics, 49, p. 533 - 549.

Masse J.-P. (1976). - Les calcaires urgoniens de Provence. Valanginien - Aptien inférieur. Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. *Thèse de Doctorat d'Etat de l'université de Aix-Marseille II*, p. 445 p.

Mavko G., Mukerji T. et Dvorkin J. (1996). - Rock Physics Handbook. *Rock Physics laboratory Report, Standford University*, **1**, 323 p..

Meckell L. D. et Nath A. K. (1977). - Geologic considerations for stratigraphic modeling and interpretation. *A.A.P.G*, **memoir 26**, p. 417-438.

Mitchum R. M., Vail P. R. et Thompson S. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes in sea-level part 2; depositional sequence as a basic unit for

stratigraphic analysis. *A.A.P.G memoir*, **26**, Seismic stratigraphy - application to hydrocarbon exploration, p. 53-62.

Moore C. H. (1980). - Porosity in carbonate rock sequences. *A.A.P.G. continuiting education course*, p. 124 p.

Mora S. (1996). - Modélisation sismique des grès d'Aren du bassin de Tremp (Espagne). *Thèse de l'université de Parme (Italie)*, 110 p.

Moss S. et Tucker M. E. (1995). - Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates (The Urgonian limestone formation of SE France): near surface and shallow-burial diagenesis. *Sedimentology*, **42**, p. 853-874.

Mutti E. (1985). - Turbidites systems and their relations to depositional sequence. *in* : G.G. Zuffa, éd., Provenance of arenites., NATO-ASI seris, p. 65-93.

Niedell N. S. et Poggiagliolmi E. (1977). - Stratigraphic modeling and interpretation - Geophysical principles and techniques. *A.A.P.G.*, **memoire spécial 26**, p. 389-416.

Paquier V. (1900). - Recherches géologiques dans le Diois et les Barronies orientales. *Thèse de l'Université de Grenoble*, 402 p.

Pickett G. R. (1963). - Acoustic characterlogs and heir application in formation evaluation. *Journ. Petrol. Technol.*, **June**, p. 659-667.

Posamentier H. W., Allen G. P., James D. P. et Tesson M. (1992). - Forced regressions in a sequence stratigraphic framework : Concepts, examples, and exploration significance. *A.A.P.G.*, **76**, 11, p. 1687-1709.

Posamentier H. W. et Vail P. R. (1988). - Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tracts models. *in* : Wilgus C.K., Hastings B.S. et Kendall C.G., éd., Sea-level changes - an integrated approach, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, **42**, p. 125-154.

Quesne D. et Ferry S. (1994). - Sédimentologie de faciès et organisation paraséquentielle des calcarénites périurgonienne d'Archiane (Vercors). Géomètrie et productivité des plates-formes carbonatées., Paris, A.S.F., p. 30-31

Rafavich F., Kendall C. G. et Todd T. P. (1984). - The relationship between acoustic properties and petrographic character of carbonate rocks. *Geophysics*, **49**, p. 1622-1636.

Ramsayer G. R. (1979). - seismic stratigraphy, a fundamental exploration tool. *Offshore Technol. Conf.*, **3**, p. 1859-1967.

Rat P. et Pascal A. (1979). - De l'étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens. *Géobios*, **Mém. spéc.**, 3, p. 385-399.

Raymers L. L., Hunt E. R. et Gardner J. S. (1980). - An improved sonic transit time-to-porosity transform. *SPWLA 21st Ann. Log. Symp.*, Paper P.

Read J. F. (1985). - Carbonate platform facies models. *A.A.P.G. Bull.*, **61**, 3, p. 1-21.

Resnick J. R. (1983). - Seismic data processing for AVO and AVA analysis. *in* : Castagna J. P. et Backus M. M., éd., Offset-dependent reflectivity - Theory and practice of AVO analysis, Investigations in Geophysics, **8**, p. 175-189.

Richard V. et Brac J. (1988). - Wavelet analysis using well log information. *58 th S.E.G Meeting*, Anaheim, p.

Roksandic M. M. (1978). - Seismic facies analysis concepts. *Geophysical prospecting*, **26**, 2, p. 383-398.

Rudolph K. W., Schlager W. et Biddle K. T. (1989). - Seismic models of a carbonate foreslope-to-basin transition, Picco di Vallandro, Dolomite Alps, northern Italy. *Geology*, **17**, p. 453-456.

Sangree J. B. et Widmier J. M. (1979). - Interpretation of depositional facies from seismic data. *Geophysics*, **44**, 2, p. 131-160.

Sarg J. F. (1988). - Carbonate sequence stratigraphy. *in* : Wilgus C.K., Hastings B.S. et Kendall C.G., éd., Sea-level changes - an integrated approach, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, **42**, p. 155-181.

Schlager W. (1992). - Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platform. *A.A.P.G. continuing course notes series 34*, p. 71 p.

Schlanger S. O. (1986). - High frequency sea-level fluctuations in Cretaceous time: an emerging geophysical problem. *in* : éd., Cretaceous sea-level fluctuations, American Geophysical Union, Washington, p. 61-72

Schramm M. W., Dedman E. V. et Lindsey J. P. (1977). - Practical stratigraphic modeling and interpretation. *A.A.P.G.*, **Memoir 26**, p. 477-502.

Schuster M. W. et Aigner T. (1994). - Two-dimensional synthetic seismic and log Cross sections from stratigraphic forward models. *A.A.P.G.*, **78**, p. 409-431.

Sheriff, R. E et Geldart, L. P. (1981). - Traite de prospection sismique. Cambridge University Press, 2 volumes, 710 p.

Sochaki J., Kubichek R., George J., Fletcher W. R. et Smithson S. (1987). - Absorbing boundary conditions and surface waves. *Geophysics*, **52**, 1, p. 60-71.

Stafleu J. (1994). - Seismic models of outcrops as an aid in seismic interpretation. *Thèse de l'université d'Amsterdam*, 222 p.

Stafleu J., Everts A.-J. et Kenter J. A. M. (1994). - Seismic models of a prograding carbonate platform : Vercors, SE France. *Marine Petrol. Geol.*, **11**, p.

Stafleu J. et Schlager W. (1993). - Pseudo-toplap in seismic models of the Schlern-Raibl contact (Sella platform, N Italy). *Basin research*, **5**, p. 55-65.

Stafleu J. et Sonnenfeld M. D. (1994). - Seismic models of a shelf-margin depositional sequence : Upper san Andres formation, Last Chance canyon, New-mexico. *Journal of Sediment. Research*, **B64**, 4, p. 481-499.

Strandenes S. et Blangy J.-P. (1991). - Ultrasonic measurements in Troll sandstones. *Standford Rock Physics Project*, **47**, p. 1-54.

Suchecki R. K., Pan J. S., Tura A. et Lyons K. (1994). - Levels of seismic resolution applied to reservoir-scale interpretation of turbidite deposits. Application of sequence stratigraphy to oil field development, Paris, A.A.P.G. Hedberg Research conference., 8 p.

Sun Q. S. (1995). - Dolomite reservoirs; Porosity evolution and reservoir characteristics. *A.A.P.G. Bull.*, **79**, 2, p. 186-204.

Taner M. T., Cook E. E. et Neidell N. S. (1970). - Limitations of the reflection seismic method; Lessons from computer simulation. *Geophysics*, **35**, p. 551-573.

Taner M. T. et Sheriff R. E. (1977). - Application of amplitude, frequency and other attributes to stratigraphic and hydrocarbon determination. *A.A.P.G memoir*, **26**, Seismic stratigraphy - application to hydrocarbon exploration, p. 301-328.

Tao G. et King M. S. (1993). - Porosity and pore structure from acoustic well logging data. *Geophysical Prospecting.*, **41**, p. 435-451.

Toksoz M. N., Cheng C. H. et Timur A. (1976). - Velocities of seismic waves in porous rocks. *Geophysics*, **51**, p. 621-645.

Tucker M. E. et Wright V. P. (1990). - Carbonate sedimentology. *in* : Blackwell Scientific Publications Oxford, 300 p.

Vail P. R., Audemard F., Bowman S. A., Eisner P. N. et Perez-Cruz G. (1990). - The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation : an overview. p.

Vail P. R., Colin J.-P., Jan du Chene R., Kuchly J., Mediavilla F. et Trifilieff V. (1987). - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, **8**, III, p. 1301-1321.

Vail P. R., Mitchum R. M., Todd R. G., J.W. W., Thompson S., Sangree J. B., Bubb J. N. et Hatelid W. G. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *in* : Seismic stratigraphy, Exploration Application to hydrocarbon, **Mém. 26**, p. 42-212.

Vail P. R. ;. M. R.M.; Thompson, S. (1977). - Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. *in* : Payton Charles E., éd., Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, **Memoir 26**, p. 63-81.

Van Wagoner J. C., Posamentier H. W., Mitchum R. M., Vail P. R., Sarg J. F., Loutit T. S. et Hardenbol J. (1988). - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *in* : Wilgus C.K., Hastings B.S. et Kendall C.G., éd., Sea-level changes - an integrated approach, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, **42**, p. 39-45.

Vermeulen J. (1995). - Nouvelle biozonation du Barrémien basée sur la famille de Pulchelliidae (Ammonoïdae). *Géologie Alpine*, **71**, p. 199-211.

Virieux J. (1986). - P-SV wave propagation in heterogeneous media : velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, **71**, p. 889-901.

Wang Z., Hirsche W. K. et Sedgwick G. (1991). - Seismic velocities in carbonate rocks. *Journal Canadian Petroleum Technology*, **30**, p. 112-122.

Wang Z. et Nur A. (1992). - Elastic wave velocities in porous media : A theoretical approach recipe. *Geophysics reprint series*, **10**, n°2, p. 1-35.

Wilpshaar M. (1992). - Dinoflagellate cyct associations as a relection of Early Cetaceous sea-level changes in the Vocontian basin (SE France). Sequence Stratigraphy of European Basins, Dijon, p. 298-299.

Wilson J. L. (1975). - Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, New-York, 471 p.

Winkler K. W. (1986). - Etimates of velocity dispersion between seismic and ultrasonic frequencies. *Geophysics*, **51**, p. 183-189.

Wyllie M. R. J., Gregory A. R. et Gardner L. W. (1956). - Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, **21**, p. 41-70.

Ylmaz O. (1992). - Seismic data processing. SEG publication, vol. 2., 526 p.

Yu G. (1985). - Offset-amplitude variation and controlled-amplitude processing. *Geophysics*, **50**, 12, p. 2697-2708.

Zeng H. (1994). - Facies guided three dimensional seismic modeling and reservoir characterisation. *Ph. D thesis, université d'Austin, Texas.*, p. 162 p.

Zinszner B. et Marion D. (1994). - Notice sur les fichiers ARTEP de données de vitesses P - Vitesses S ultrasonores dans les roches. *ARTEP*, Juin 1994, p. 17.

# GLOSSAIRE

# GLOSSAIRE

AGRIOPLEURA : Rudistes coloniaux possédant une valve conique. Ils ont une forme de longues cornes (de quelques centimètres à 50 cm).

AMMONITE : Organisme pélagique du groupe des Céphalopodes dont la coquille fossilisée, généralement spiralée, est plus ou moins ornée. Apparus au Trias, ce sont des fossiles stratigraphiques courants du Jurassique et du Crétacé, époque à la fin de laquelle ils disparaissent brusquement.

ANNELIDE : Ver marin vivant dans un tube. Les annélides secrètant un tube calcaire sont appelés serpules.

BACKSTEPPING (rétrogradation) : Déplacement vers le continent de la rupture de pente cotière dans les cortèges sédimentaires transgressifs, au fur et à mesure des montées relatives du niveau marin.

BAS NIVEAU MARIN : Intervalle de temps géologique dans un cycle eustatique pendant lequel le niveau marin est au-dessous de la rupture de pente cotière, povant être éventuellement au-dessous de la bordure de la plate-forme continentale.

BELEMNITE : Organisme pélagique du groupe des Céphalopodes, proches des seiches et des calmars. La partie fossilisée est un rostre fusiforme équivalent de l'os d'une seiche.

BENTHIQUE: Se dit d'un organisme marin vivant sur le fond dans le domaine aquatique.

BIOCLASTE : Dans une roche, tout élément entier ou fragmenté d'origine animale ou végétale.

BIOMICRITE : Calcaire dont les éléments cimentés sont des bioclastes cimentés de très fins cristaux de calcite (4 microns environ), appelés micrite. Il s'agit d'une ancienne vase sableuse ou de sables vaseux carbonatés (Folk, 1959).

BIOSPARITE : Calcaire dont les éléments figurés sont des bioclastes cimentés par de gros cristaux de calcite (sparite). Il s'agit d'un ancien sable carbonaté.

BISEAU D'AGGRADATION (onlap): Rapport géométrique entre strates initialement horizontales se terminant contre une surface inclinée, ou entre des strates initialement inclinées contre une surface initialement plus inclinée. Différents types de biseauxx d'aggradation peuvent être considérés (cotier, distal, proximal).

BISEAU DE PROGRADATION (downlap): Rapport géométrique dans lequel des strates initialement inclinées se terminent, vers le bassin, contre des strates initialement horizontales ou moins inclinées.

BISEAU SOMMITAL (toplap): Rapport géométrique soulignant la terminaison des strates contre des surfaces sus-jacentes. Cette géométrie est due à un non-dépôt ou à une érosion.

BIVALVE (=lamellibranche): Mollusque dont les parties molles sont protégés par deux valves (coquilles) calcaires.

BOUNDSTONE : Texture des calcaires construits (lame mince).

BRACHIOPODE : Organismes benthiques fixé par un pédoncule, dont les parties molles sont enfermées dans une coquille constituée de deux valves d'importance inégale.

BRYOZOAIRE : Organisme colonial constitué d'individus de petite taille (200 à 500 microns) secrétant une coque calcaire.

CHAETETIDAE : Famille de cnidaires formant des colonies calcaires souvent en forme de choux-fleurs.

CHRONOSTRATIGRAPHIE : Stratigraphie qui subdivise une section sédimentaire en différentes unités, composées de tous les sédiments déposés pendant un intervalle déterminé de temps géologique. La chronostratigraphie implique que :
Les surfaces de stratification représentent différentes périodes de temps,
Les surfaces de stratification représentent au moins une petite unité de temps commune pour toute l'extension de la surface de stratification.
Le concept de stratification soit dépendant de l'échelle de temps et de l'échelle norme que nous considérons.

CHANGEMENT RELATIF DU NIVEAU MARIN : Changement du niveau marin par rapport à la surface terrestre. Les montées ou descentes apparentes du niveau marin sont dues :

- aux mouvements du niveau marin lui-même,
- aux mouvements de la surface terrestre ou, cas plus fréquent,
- à une combinaison des deux.

CIMENTATION : Elle prend place lorsque les fluides des espaces poreux sont sursaturés en calcite et si aucun facteur n'inhibe cette cristallisation.

CIRCALITTORAL : Etage marin, compris entre la limite inférieur de vie des phanérogames marines et la limite inférieure de vie des Algues les plus sciaphiles (adaptées au faible éclairement), soit à une profondeur de 80 à 200 mètres.

Classet

CNIDAIRE : Embranchement zoologique renfermant des organismes marins à symétrie radiaire. Les cnidaires fixés sont constitués par des individus (polypes) ui secrètent un squelette calcaire (Polypier). Les polypiers s'organisent en colonies et certaines d'entre elles (Madréporaires) vivent en symbiose avec les algues unicellulaires et forment des récifs dans les milieux infralittoraux.

COMPACTION PRECOCE : Consiste en un réarrangement avant diagenèse des grains constituants la roche.

CORTEGE SEDIMENTAIRE : Assemblage latéral de systèmes de dépôt contemporains. Chaque cortège sédimentaire est associé à un segment de la courbe eustatique et peut être mis en évidence par des critères visibles sur les affleurements, les lignes sismiques et diagraphies électriques. Quatre cortèges sédimentaires sont à considérer :
Cortège de haut niveau : Il se dépose lorsque le niveau eustatique est haut. Il est caractérisé par une allure générale progradante.
Cortège transgressif : Il se dépose lors de la montée du niveau eustatique.
Cortège de bas niveau : Ce cortège se présente avec deux configurations possibles, en fonction du contexte géologique.

CYCLES EUSTATIQUES : Intervalles de temps géologique pendant lesquels on constate, à l'échelle globale, une montée ou une descente du niveau marin moyen. Cinq ordres de cycle eustatiques ont été reconnus dans les études géologiques. Ils sont désignés par des cycles de 1er, 2ème, 3ème, 4ème et 5ème ordre. Les cycles de 2ème ordre ont normalement des durées entre 5 et 10 Ma, alors que les cycles de 3ème ordre ont des durées variant de 0,5 et 5 Ma. Les cycles de 4ème et 5ème ordre variant entre 0,01 et 0,5 Ma.

DISCORDANCE : Surface géologique représentant l'intervalle de temps d'exposition subaérienne et son équivalence subaquatique. Elle est caractérisée par une troncature d'érosion et/ou par un important hiatus. Cette définition exclue les surfaces de faibles érosion et/ ou les hiatus, comme par exemple celles liées aux paraséquences.

DISCORDANCE DE TYPE I : Discordance due à l'exondation totale de la plaine cotière. Elle est caractérisée par :
une érosion subaérienne
un déplacement vers le bassin des faciès littoraux.
Ce type de discordance se développe lors d'une chute du niveau marin relatif.

DISCORDANCE DE TYPE II : discordance due à l'exondation partielle de la plate-forme. Elle est caractérisée par un déplacement littoraux vers la bordure de la plate-forme.

DISSOLUTION : La dissolution des grains et ciments des roches carbonatées intervient lorsque le milieu est sous-saturé. Elle est importante, particulièrement près de la surface, où les roches sont soumises à l'action des eaux météoriques.

DOLOMITISATION : Remplacement de la calcite par de la dolomite avec obtention d'une roche calcaire dolomitisée ou d'une dolomie secondaire.

ECHINODERME : Embranchement regroupant des animaux marins présentant une symétrie axial d'ordre cinq. Cet embranchement regroupe les crinoïdes, les échinides (oursins), astérides (étoiles de mer).

EUHEDRAUX : Caractéristique d'un cristal de dolomite présentant des faces bien développées (automorphes), contrairement aux cristaux anhédraux (xénomorphes).

EUSTATISME : Variations globales du niveau marin mesurées par rapport au centre de la terre et dues aux changements de la quantité d'eau et/ou du volume des bassins. Plusieurs variables peuvent produire des changements du volume des bassins océaniques. La plus importante semble être le taux expansion océanique. Les autres facteurs qui contribuent aux changements de volume des bassins océaniques sont :

- les collisions entre les continents,
- les phénomènes de subduction,
- le volcanisme sous-marin,
- le remplissage sédimentaire.

FACIES : Terme défini par Gressly (1838) pour définir un assemblage lithologie-faune. Actuellement, il est souvent utilisé pour exprimer la forme, l'aspect et les conditions de dépôt d'une roche sédimentaire.

FACIES SISMIQUE : Quantification et interprétation des différences entre les paramètres sismiques induits par les changements géologiques à l'intérieur des séquences et cortèges sédimentaires.

GASTEROPODE : Organisme ubiquiste adapté à tous les milieux, dont les parties molles sont protégées par une coquille enroulée en hélice. Les gastéropodes marins sont généralement benthiques.

GRAINSTONE : Calcaire formé par un ancien sable carbonaté dont les grains jointifs sont cimentés par de gros cristaux de calcite (sparite).

GEOMETRIE SEDIMENTAIRE (STRATAL PATTERN) : Configuration géométrique des strates à l'intérieur d'une unité stratigraphique. La géométrie sédimentaire traduit les déformations tectoniques tardives et les processus de dépôt.

GEOMETRIE DES TERMINAISONS DES STRATES : Les rapports géométriques entre les strates servent à définir les discordances. Cinq types de rapports peuvent être distingués:

- biseau d'aggradation,
- biseau de progradation,
- troncature,
- biseau sommital,
- troncature apparente.

GEOMETRIE DES REFLECTEURS : Rapport géométriques entre les réflecteurs sismiques, interprétés comme des rapports entre les stratesresponsables des réflexions. La géométrie des réflecteurs sismiques peut être varié :

- Convergente,
- Divergente,
- Remplissage,
- transparente,
- mamelonnée,
- moutonnée,
- parallèle,
- progradante.

HAUT NIVEAU MARIN : Intervalle de temps géologique dans un cycle eustatique pendant lequel le niveau marin est largement au-dessus de la bordure du bassin et couvre la rupture de pente cotière.

HEMIPELAGIQUE : Sédiments intermédiaires entre les sédiments pélagiques et ceux de plate-forme. Ils sont constitués d'un mélange en proportion variable de ces deux types de sédiments. Ces faciès se déposent jusqu'à une profondeur qui dépend de l'importance de la fraction fine des apports de plate-forme. Le caractère hémipélagique est conditionné par l'abondance de cet apport fin qui réalise, par un taux de sédimentation élevé, une véritable dilution des apports pélagiques.

INFRALITTORAL : Etage marin débutant par des niveaux exceptionnellement émergés et allant jusqu'à la limite inférieure de vie des phanérogames marines (8 à 50 mètres). Dans les eaux tropicale chaudes, c'est la zone où se développe les madréporaires.

KEYSTONE VUG : Il s'agit de bulles d'air emprisonnées dans un sédiment sableux. Elles se trouvent dans des sables à granulomètrie moyenne et elles caractérisent les plages des domaines médio- à supralittoraux.

LIMITE DE SEQUENCE : Les limites de séquence sont des discordance du type I ou du type II ou leurs surfaces condordantes équivalentes.

LTHOFACIES : Terme utilisé pour exprimer la lithologie et les conditions de dépôt d'une roche, sédimentaire ou autre, indépendamment de l'âge ou du contexte géologique.

LITHOSTRATIGRAPHIE : Stratigraphie qui subdivise une section sédimentaire en différentes unités, composées par le même type de roche. L'unité de base est la formation géologique.

MADREPORAIRE : Organismes récifaux, souvent coloniaux, à squelette calcaire du groupe des cnidaires. Ces organismes peuvent être branchus, isolés ou massifs.

MICRITE : Dans une roche calcaire, ciment calcaire dont la taille des cristaux est inférieure à 4 microns. Les micrites correspondent assez souvent à d'anciennes vases calcaires.

MILIOLES : Foraminifères benthiques à test calcaire porcelané, d'une taille comprise entre 100 et 800 microns, très abondant dans l'étage infralittoral des mers chaudes.

MUDSTONE : Calcaire formé par une ancienne boue carbonatée renfermant moins de 10% d'éléments.

ORBITOLINE : Foraminifère benthique conique lenticulaire ou discoïde de taille millimètrique à centimètrique. Les Palorbitolines appartiennent à l'un des genres très répandu au Barrémien supérieur - Aptien inférieur.

PACKSTONE : Calcaire formé par un ancien sable vaseux aux grains jointifs.

PARAMETRES SISMIQUES : Les principaux paramètres sismiques utilisés dans la stratigraphie sismique et leurs significations géologiques sont :

- la continuité
- amplitude
- fréquence
- configuration
- vitesse d'intervalle

PARASEQUENCE : Succession de couches sédimentaires, plus ou moins conformes, génétiquement liées et limitées par deux surfaces de ravinement consécutivess, induites par les inondations marines. Une paraséquence est l'unité stratigraphique

déposée pendant un paracycle eustatique (cycle de 4ème et de 5ème ordre).

PELLOIDES : Petites particules micritiques, sans structure interne, de forme ovoïde. Il n'ont pas de nucleus i de laminations corticales.

POROSITE : Ensemble des volumes de petites tailles pouvant être occupés par des fluides à l'intérieur d'une roche. Elle peut être primaire (par exemple celle liée aux espaces granulaires dans une roche mal cimentée) ou secondaire (liée par exemple à une dissolution). Dans les roches carbonatées, différents types de porosité peuvent s'observées (voir ci-joint):

- Moldique,
- Vacuolaire,
- Caverneuse,
- Intercristalline,
- Intraorganique,
- De fracture.

PROGRADATION : Surface reliant les ruptures de pente se déplaçant vers le bassin.

PSEUDOMORPHOSE : Phénomène d'altération par lequel un minéral originel, identifiable par sa forme, est remplacé par un nouveau minéral.

REGRESSION : Déplacement de la ligne de rivage vers le bassin et, par conséquent, celui des faciès littoraux qui lui sont associés.

RUDISTE : Bivalve à coquille épaisse constituée généralement de deux valves très différentes, l'une conique ou spiralée, l'autre conique, plate ou spiralée. Les rudistes se rencontrent uniquement dans les vases et sables infralittoraux des plates-formes carbonatées du Jurassique supérieur et du Crétacé.

SEQUENCE DE DEPOT : Les séquences de dépôt sont la signature stratigraphique des cycles eustatiques de 3ème ordre. Elles correspondent à une succession plus ou moins conforme de strates ou de réflecteurs sismiques (s'ils ont une valeur chronostratigraphique), génétiquement liés et limités au sommet et à la base par des discordances ou par des surfaces corrélables avec des discordances.

SISMOSTRATIGRAPHIE : Branche de la stratigraphie qui étudie les séquences de dépôt associées aux différentes phases des cycles eustatiques et qui utilise les cortèges sédimentaires, définis à partir des données sismiques, des diagraphies électriques et des données de terrain comme des unités de corrélation.

SPARITE : Dans une roche calcaire, ciment calcaire dont la taille des cristaux est supérieur à 80 microns. Entre 10 et 80 microns, on utilise le terme de microsparite.

SPICULE DE SPONGIAIRE : Elément micrométrique plus ou moins effilé, ou renflé et ramifié, constituant les squelette des spongiaires.

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE : Analyse stratigraphique en ensembles sédimentaires limités par des discordances et/ou par leurs équivalences. Quatre variables principales contrôlent ces ensembles :

- subsidence
- eustasie
- apport terrigène
- climat

SURFACE DE STRATIFICATION : Surface de stratification physique séparant des niveaux sédimentaires. Ces couches englobent des couches ou d'autres unités stratigraphiques plus épaisses. Elles représentent des périodes de non-dépôt ou de changement abrupt des environnement de dépôts.

SURFACE DE DISCORDANCE : Surface stratigraphiques physiques, créées par l'érosion ou le non-dépôt des strates. Les discordances, discontinuité et hiatus de non dépôt sont des exemples de surfaces de discontinuité.

SURFACE CONCORDANTE : Surface séparant des strates, le long de laquelle il n'y a aucune évidence, ni érosion, ni de non dépôt et, par conséquent, aucun hiatus ne lui est associé

SURFACE DE DEPOT : Une surface de dépôt (dépôt marin) se divise en deux parties :
la partie aggradante qui se maintient au niveau, ou proche du niveau de la mer
la partie progradante qui plonge vers l'aval et tangente à la surface de dépôt sous-jacente.
Les réflecteurs sismiques, quand ils ont une valeur chronostratigraphique, représentent des surfaces de dépôt. Les surfaces de dépôt à l'intérieur d'une séquence sont des lignes chronostratigraphiques dont la configuration reflète la géométrie de dépôt, la compaction et la subsidence.

SURFACES DIACHRONES : Les surfaces diachrones sont des surfaces stratigraphiques physiques, indépendantes des surfaces de stratification et qui, souvent, les recoupent. Elles correspondent en général à des surfaces non chronostratigraphiques.
Dans l'étude des profils sismiques, où les réflecteurs sont interprétés comme des surfaces chronostratigraphiques, il ne faut pas oublier la présence de réflecteurs non chronostratigraphiques

associé à des surfaces diachrones comme les contacts entre fluides, un permafrost, dykes...

SURFACE D'INONDATION MAXIMALE : Surface séparant séparant le cortège sédimentaire transgressif du prisme de haut niveau, c'est-à-dire la surface séparant, dans les conditions géologiques de haut niveau marin, l'épisode transgressif de l'épisode régressif.

STYLOLITHE : Joints irréguliers présents dans les roches carbonatées. Ils correspondent à des surfaces de dissolution sous pression.

SYSTEME DE DEPOT : Assemblage tridimensionnel de lithofaciès génétiquement liés (processus sédimentaires, environnements, etc.). Les systèmes de dépôt sont utilisés en géologie pour subdiviser, corréler et carter les roches.

TRONCATURE : Terminaison des strates ou des réflecteurs sismiques, interprétées comme telles, le long de la discordance qui limite le sommet d'une séquence de dépôt.

UNITE DE PROGRADATION (offlap) : Terme utilisé par certains géologues pour exprimer la géométrie d'une unité sédimentaire progradant vers le bassin. On distingue trois familles de géométrie progradante différentes:

- sigmoïdal offlap,
- oblique offlap,
- aggradational offlap.

VARIATION DU NIVEAU MARIN : Variation du niveau marin moyen, ou variation relative, à l'échelle du globe terrestre, pendant une période spécifique du temps géologique. La spécification "relative" peut être appliqué car un des facteurs qui produit ces variations eustatiques est la subsidence thermique associé à l'expansion océanique.

VALLEE INCISEE : Expression utilisée pour décrire le remplissage sédimentaire d'une ancienne vallée fluviatile, plutôt que l'anomalie topographique elle-même. La réjuvénation du courant est prof-voquée par une chute relativement importante du niveau marin.

WAKESTONE : Calcaire formé par une ancienne vase sableuse dont les grains non jointifs représentent plus de 10% de l'ensemble du sédiment.

*Les principaux types d'ondes en sismique réflexion*

Différents types d'onde s'observent en sismique réflexion. Les lois de Snell - Descartes permettent de déterminer la trajectoire de tout rayon sismique issu d'une position donnée et arrivant au récepteur. Dans le cas d'un sous-sol constitué d'une empilement de couches planes, horizontales et homogènes, les principales ondes reconnaissables en sismique réflexion sont :

**L'onde directe** correspond a une transmission directe entre la source et le récepteur. Elle ne se réfléchit sur aucune d'interface.

**Le fantôme** (ou "ghost") s'observe principalement en sismique marine. Le front d'onde se propage dans toutes les directions de l'espace La source est immergée à une certaine profondeur envoie un signal vers la surface. Il se réfléchit à l'interface sous-sol - air en changeant de signe à cause du coefficient de réflexion négatif. Les réflexions des différentes interfaces sont alors suivis d'une seconde réflexion. Celle-ci est décalée d'un double temps de trajet source - surface. Dans la plupart des cas, cette durée est faible et le fantôme interfère avec le signal initial.

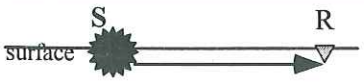
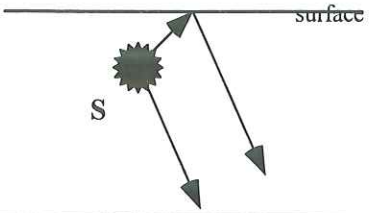
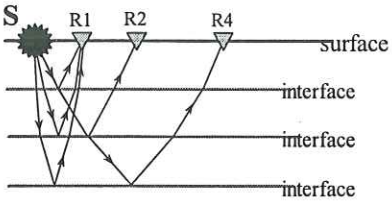
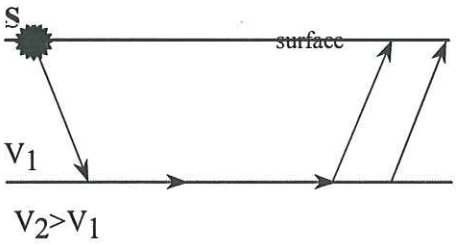
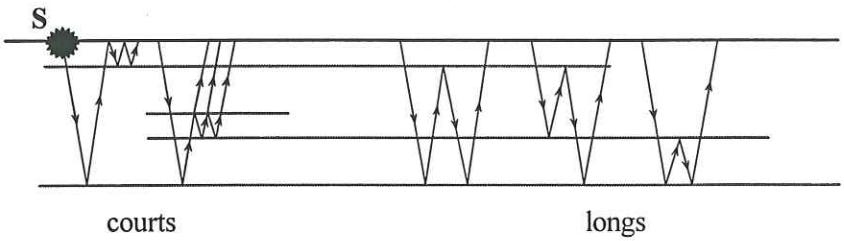
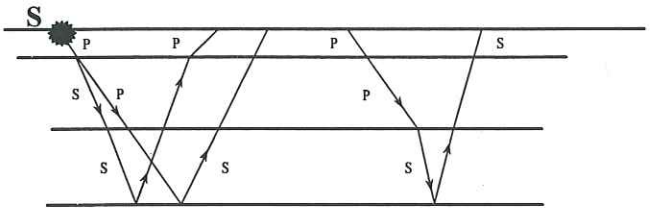
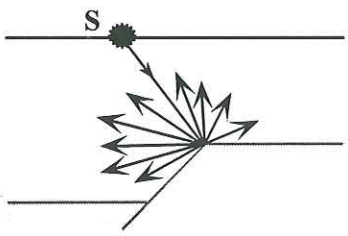
Après avoir traversée une ou plusieurs couches, **l'onde réfléchie** remonte vers la surface par un trajet symétrique à celui de la descente. A chaque contraste d'impédance traversé, elle subit une réfraction. Les ondes réfléchies une seule fois sont appelées aussi réflexions primaires.

**Les multiples** sont des ondes qui se réfléchissent plus d'une fois (Sheriff, 1994). Les interfaces sur lesquelles elles se réfléchissent présentent presque systématiquement un fort constraste d'impédance acoustique. Il existe différents types de multiples en fonction de l'éloignement des interfaces de réflexion. Les multiples à "court trajet" oscillent entre deux interfaces rapprochées. Par exemple, en sismique marine, la réflexion du fond de la mer apparaît plusieurs fois avec des signes alternés et séparés d'un double temps de trajet dans l'eau. Ce phénomène peut se produire avec des interfaces plus profondes, ces multiples sont définis comme à "long trajet".

**L'onde réfractée** s'observe lorsque une onde arrive sur une interface avec un angle d'incidence égal à l'angle critique. Elle ne se transmet pas et se propage le long de l'interface.

**Les ondes converties** sont des ondes réfléchies ou transmises qui subissent une ou plusieurs conversions d'un types d'onde en un autre. Une onde de compression peut se transformer en une onde de cisaillement, et inversement. Comme pour les multiples, la majorité des conversions observables se font sur des interfaces à fort contrastes de vitesse.

**Les ondes diffractées** apparaissent lorsqu'un front d'onde atteint un obstacle particulier, comme le rebord d'une faille ou une discontinuité non plane, ces irrégularités (ou point brillant) se comportent comme une source sismique. Le nouveau front d'onde se propage alors dans toutes les directions de l'espace.

| | |
|---|---|
| Onde directe |  |
| Fantôme ("Ghost") |  |
| Onde réfléchie |  |
| Onde réfractée |  |
| Multiples |  |
| Ondes converties |  |
| Ondes diffractées |  |

S : source R : Récepteur

Les différentes ondes observées en sismique réflexion (d'après Sheriff, 1980; Lavergne, 1986; Henry, 1994).

# ANNEXES

| | Nom | Porosité % | Densité globale | Contrainte = 0 bar | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Vp sat | Vp sec | Vs sec | Vpsat/Vpsec | Vp/Vs (sec) |
| | 89.7 | 1,5 | 2,68 | 6584 | 6069 | 3319 | 1,08 | 1,83 |
| CALCAIRES BIOCLASTIQUES FINS | BF1 | 8,4 | 2,57 | 4985 | 4497 | 2742 | 1,11 | 1,64 |
| | BF10b | 1,2 | 2,69 | 6338 | 5985 | 3294 | 1,06 | 1,82 |
| | BF11 | 1 | 2,69 | 6457 | 6305 | | 1,02 | |
| | BF2 | 6,4 | 2,60 | 5673 | 5454 | 3025 | 1,04 | 1,8 |
| | BF3a | 2,1 | 2,65 | 6226 | 6042 | 3243 | 1,03 | 1,86 |
| | BF5 | 2,1 | 2,67 | 5998 | 5393 | 3122 | 1,11 | 1,73 |
| | BF7 | 2 | 2,72 | 6120 | 5238 | 3182 | 1,17 | 1,65 |
| | BF8 | 0,3 | 2,69 | 6461 | 5948 | 3331 | 1,09 | 1,79 |
| | BF9a | 1,5 | 2,68 | 6303 | 6050 | 3241 | 1,04 | 1,87 |
| CALCAIRES BIOCLASTIQUES GROSSIERS | BG1b | 1,6 | 2,68 | 6250 | 6180 | 3264 | 1,01 | 1,89 |
| | BG2 | 2 | 2,68 | 6241 | 5813 | 3211 | 1,07 | 1,81 |
| | BG3b | 5,6 | 2,61 | 5810 | 5013 | 3031 | 1,16 | 1,65 |
| | BG4b | 1,7 | 2,68 | 6301 | | 3227 | | |
| | BG5a | 3,3 | 2,65 | 6315 | 6214 | 3242 | 1,02 | 1,92 |
| | BG5b | 6,1 | 2,61 | 5913 | 5672 | 3128 | 1,04 | 1,81 |
| | BG6 | 6,6 | 2,60 | 5676 | 5212 | 2991 | 1,09 | 1,74 |
| | BG8 | 2,3 | 2,67 | 5978 | | | | |
| | OO1 | 1,6 | 2,68 | 6166 | 4386 | 2908 | 1.41 | 1,51 |
| | ORB1a | 0,6 | 2,71 | 6237 | 5803 | 3226 | 1,07 | 1,8 |
| DOLOMIES | 89.5 | 8,8 | 2,61 | 4980 | | 2985 | | |
| | MADO | 2,4 | 2,67 | 6401 | 6097 | 3304 | 1,05 | 1,85 |
| | DO2 | 10,8 | 2,63 | 4930 | 3668 | 2348 | 1,34 | 1,56 |
| | DO3a | 5,3 | 2,73 | 5149 | 2658 | | 1,94 | |
| | DO3b | 6 | 2,72 | 4909 | 2389 | | 2,05 | |
| | DO4a | 4 | 2,75 | 5925 | 4221 | 2780 | 1,4 | 1,52 |
| | DO5a | 5,5 | 2,72 | 6023 | 4290 | 2869 | 1,4 | 1,5 |
| | DO5b | 5,9 | 2,72 | 6067 | 3966 | 2915 | 1,53 | 1,36 |
| | DO6a | 4,7 | 2,74 | 5006 | 3027 | | 1,65 | |
| | DO7b | 6,1 | 2,72 | 4937 | | | | |
| CALCAIRES HEMIPELAGIQUES | HE1a | 1 | 2,66 | 6001 | 5741 | 3121 | 1,05 | 1,84 |
| | HE2a | 3,9 | 2,59 | 5348 | 5280 | 3008 | 1,01 | 1,76 |
| | HE2b | 4,1 | 2,59 | 5453 | 5269 | 3011 | 1,03 | 1,75 |
| | HE3 | 0,7 | 2,66 | 5886 | 5735 | 3120 | 1,03 | 1,84 |
| | HE4b | 0,5 | 2,68 | 6131 | 5830 | 3154 | 1,05 | 1,85 |
| | HE5 | 0,9 | 2,65 | 5712 | 5441 | 3029 | 1,05 | 1,8 |
| | HE8a | 1 | 2,66 | 5767 | 5351 | 3063 | 1,08 | 1,75 |
| | HE9b | 3,7 | 2,58 | 5449 | 5151 | 2981 | 1,06 | 1,73 |
| CALCAIRES A RUDISTES | R1 | 1,4 | 2,69 | 6303 | 5230 | 2935 | 1,21 | 1,78 |
| | R2 | 0,8 | 2,70 | 6496 | 5915 | 3290 | 1,1 | 1,8 |
| | R3b | 1,3 | 2,69 | 6254 | 5710 | 3174 | 1,1 | 1,8 |
| | R4 | 0,7 | 2,70 | 6543 | 5653 | 3200 | 1,16 | 1,77 |
| | R5b | 1,5 | 2,68 | 6381 | 5833 | 3259 | 1,09 | 1,79 |
| | R5c | 5,9 | 2,61 | 6011 | 5457 | 3084 | 1,1 | 1,77 |
| | R6 | 0,3 | 2,70 | 6562 | 6398 | 3333 | 1,03 | 1,92 |
| | R7 | 9,1 | 2,55 | 5735 | 4712 | 2679 | 1,22 | 1,76 |
| | R8a | 7,7 | 2,58 | 5909 | 5572 | 3119 | 1,06 | 1,79 |
| | R8b | 8,6 | 2,56 | 5676 | 5216 | 2979 | 1,09 | 1,75 |
| | R9b | 7,4 | 2,58 | 5833 | 5247 | 2991 | 1,11 | 1,75 |
| CALCAIRES RECIFAUX | U1 | 5,4 | 2,62 | 6082 | 5777 | 3173 | 1,05 | 1,82 |
| | U2 | 0,4 | 2,70 | 6591 | 6287 | 3332 | 1,05 | 1,89 |
| | U3c | 4 | 2,64 | 6170 | 5144 | 3017 | 1,2 | 1,71 |
| | U4a | 0,4 | 2,70 | 6528 | 6218 | 3316 | 1,05 | 1,88 |
| | U5a | 4,6 | 2,63 | 6169 | 4980 | 3053 | 1,24 | 1,63 |
| | U6 | 1,7 | 2,69 | 6457 | 5670 | 3209 | 1,14 | 1,77 |
| | U6a | 5,1 | 2,62 | 5919 | 5458 | 3103 | 1,08 | 1,76 |
| | U7 | 3,2 | 2,66 | 6456 | 6119 | 3255 | 1,06 | 1,88 |
| | U8 | 6,1 | 2,61 | 6018 | 5075 | 2981 | 1,19 | 1,7 |
| | U9b | 5,7 | 2,61 | 6110 | 5503 | 3112 | 1,11 | 1,77 |
| | UMA | 1,9 | 2,69 | 6461 | 5926 | 3239 | 1,09 | 1,83 |

Tabl. B1 : Mesures des vitesses de propagation des ondes P et S dans les échantillons prélevés à 0 bar de pression.

| | Nom | Porosité % | Densité globale | Contrainte = 200 bars uniaxiale (sec) Vp | Vs | Vp/Vs | Sensibilité à la contrainte uniaxiale Vp0/Vp200 | Vs0/Vs200 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 89.7 | 1,5 | 2,684 | 6439 | 3340 | 1,93 | 0,94 | 0,99 |
| CALCAIRES BIOCLASTIQUES FINS | BF1 | 8,4 | 2,566 | 5096 | 2839 | 1,79 | 0,88 | 0,97 |
| | BF10b | 1,2 | 2,689 | 6310 | 3304 | 1,91 | 0,95 | 1 |
| | BF11 | 1 | 2,693 | 6376 | 3302 | 1,93 | 0,99 | |
| | BF2 | 6,4 | 2,601 | 5585 | 3032 | 1,84 | 0,98 | 1 |
| | BF3a | 2,1 | 2,655 | 6149 | 3237 | 1,9 | 0,98 | 1 |
| | BF5 | 2,1 | 2,674 | 5843 | 3150 | 1,85 | 0,92 | 0,99 |
| | BF7 | 2 | 2,725 | 5857 | 3246 | 1,8 | 0,89 | 0,98 |
| | BF8 | 0,3 | 2,695 | 6415 | 3334 | 1,92 | 0,93 | 1 |
| | BF9a | 1,5 | 2,684 | 6158 | 3250 | 1,89 | 0,98 | 1 |
| CALCAIRES BIOCLASTIQUES GROSSIERS | BG1b | 1,6 | 2,683 | 6166 | 3269 | 1,89 | 1 | 1 |
| | BG2 | 2 | 2,676 | 6096 | 3239 | 1,88 | 0,95 | 0,99 |
| | BG3b | 5,6 | 2,614 | 5658 | 3100 | 1,83 | 0,89 | 0,98 |
| | BG4b | 1,7 | 2,681 | 6115 | 3251 | 1,88 | 0,99 | 0,99 |
| | BG5a | 3,3 | 2,654 | 6152 | 3256 | 1,89 | 1,01 | 1 |
| | BG5b | 6,1 | 2,606 | 5864 | 3136 | 1,87 | 0,97 | 1 |
| | BG6 | 6,6 | 2,597 | 5455 | 2986 | 1,83 | 0,96 | 1 |
| | BG8 | 2,3 | 2,671 | 5892 | 3150 | 1,87 | | |
| | OO1 | 1,6 | 2,683 | 5899 | 3175 | 1,86 | 0,74 | 0,92 |
| | ORB1a | 0,6 | 2,710 | 6088 | 3256 | 1,87 | 0,95 | 0,99 |
| DOLOMIES | 89.5 | 8,8 | 2,614 | 5183 | 2978 | 1,74 | 0 | 1 |
| | MADO | 2,4 | 2,669 | 6327 | 3314 | 1,91 | 0,96 | 1 |
| | DO2 | 10,8 | 2,632 | 5127 | 2868 | 1,79 | 0,72 | 0,82 |
| | DO3a | 5,3 | 2,733 | 5072 | 2866 | 1,77 | 0,52 | |
| | DO3b | 6 | 2,720 | 5069 | 2885 | 1,76 | 0,47 | |
| | DO4a | 4 | 2,747 | 5412 | 2962 | 1,83 | 0,78 | 0,94 |
| | DO5a | 5,5 | 2,720 | 6096 | 3281 | 1,86 | 0,7 | 0,87 |
| | DO5b | 5,9 | 2,722 | 5941 | 3272 | 1,82 | 0,67 | 0,89 |
| | DO6a | 4,7 | 2,744 | 5106 | 2260 | 2,26 | 0,59 | |
| | DO7b | 6,1 | 2,718 | 5197 | 2899 | 1,79 | | 0,77 |
| CALCAIRES HEMIPELAGIQUES | HE1a | 1 | 2,663 | 5839 | 3133 | 1,86 | 0,98 | 1 |
| | HE2a | 3,9 | 2,586 | 5362 | 3023 | 1,77 | 0,98 | 1 |
| | HE2b | 4,1 | 2,592 | 5351 | 3026 | 1,77 | 0,98 | 1 |
| | HE3 | 0,7 | 2,658 | 5793 | 3131 | 1,85 | 0,99 | 1 |
| | HE4b | 0,5 | 2,682 | 5949 | 3157 | 1,88 | 0,98 | 1 |
| | HE5 | 0,9 | 2,655 | 5468 | 3034 | 1,8 | 1 | 1 |
| | HE8a | 1 | 2,663 | 5451 | 3047 | 1,79 | 0,98 | 1,01 |
| | HE9b | 3,7 | 2,579 | 5324 | 2999 | 1,78 | 0,97 | 0,99 |
| CALCAIRES A RUDISTES | R1 | 1,4 | 2,686 | 6312 | 3033 | 2,08 | 0,83 | 0,97 |
| | R2 | 0,8 | 2,696 | 6429 | 3334 | 1,93 | 0,92 | 0,99 |
| | R3b | 1,3 | 2,688 | 6128 | 3230 | 1,9 | 0,93 | 0,98 |
| | R4 | 0,7 | 2,698 | 6370 | 3320 | 1,92 | 0,89 | 0,96 |
| | R5b | 1,5 | 2,684 | 6326 | 3311 | 1,91 | 0,92 | 0,98 |
| | R5c | 5,9 | 2,609 | 5800 | 3123 | 1,86 | 0,94 | 0,99 |
| | R6 | 0,3 | 2,705 | 6470 | 3345 | 1,93 | 0,99 | 1 |
| | R7 | 9,1 | 2,554 | 5747 | 2742 | 2,1 | 0,82 | 0,98 |
| | R8a | 7,7 | 2,578 | 5813 | 3119 | 1,86 | 0,96 | 1 |
| | R8b | 8,6 | 2,563 | 5555 | 3036 | 1,83 | 0,94 | 0,98 |
| | R9b | 7,4 | 2,583 | 5648 | 3046 | 1,85 | 0,93 | 0,98 |
| CALCAIRES RECIFAUX | U1 | 5,4 | 2,618 | 5965 | 3190 | 1,87 | 0,97 | 0,99 |
| | U2 | 0,4 | 2,703 | 6404 | 3322 | 1,93 | 0,98 | 1 |
| | U3c | 4 | 2,642 | 5852 | 3135 | 1,87 | 0,88 | 0,96 |
| | U4a | 0,4 | 2,703 | 6413 | 3335 | 1,92 | 0,97 | 0,99 |
| | U5a | 4,6 | 2,631 | 5983 | 3226 | 1,85 | 0,83 | 0,95 |
| | U6 | 1,7 | 2,691 | 6217 | 3280 | 1,9 | 0,91 | 0,98 |
| | U6a | 5,1 | 2,623 | 5898 | 3168 | 1,86 | 0,93 | 0,98 |
| | U7 | 3,2 | 2,655 | 6219 | 3279 | 1,9 | 0,98 | 0,99 |
| | U8 | 6,1 | 2,606 | 5602 | 3067 | 1,83 | 0,91 | 0,97 |
| | U9b | 5,7 | 2,613 | 6009 | 3151 | 1,91 | 0,92 | 0,99 |
| | UMA | 1,9 | 2,687 | 6314 | 3285 | 1,92 | 0,94 | 0,99 |

Tabl. B.2 : Vitesses de propagation des ondes P et S dans les échantillons prélevés sous 200 bars de contrainte uniaxiale.

# AMMONITES

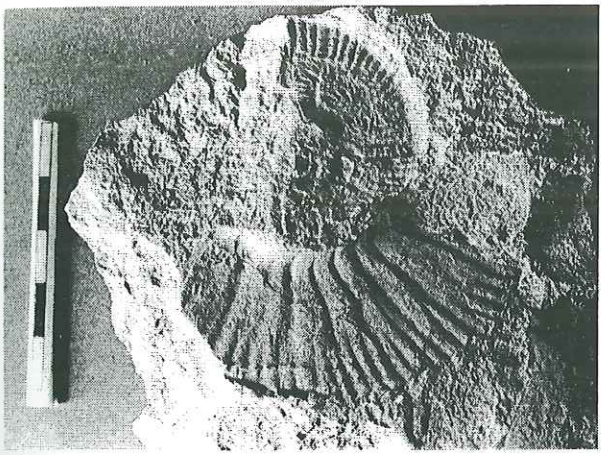
Planche 1 :

Photographie A : *Pseudothurmania* sp. *cf. angulostata auct.*

Photographie B : *Pseudothurmania* sp. *cf. angulostata auct.*

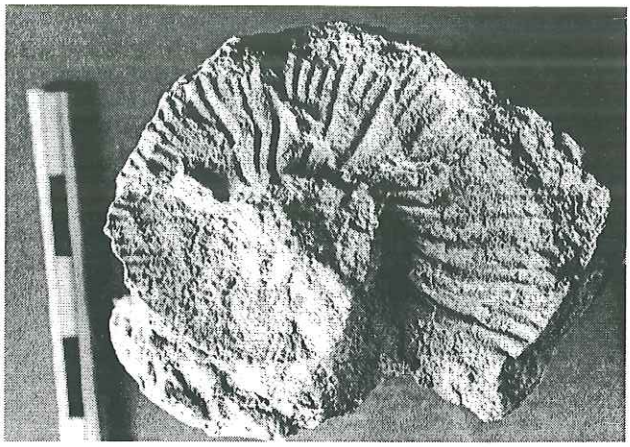
Photographie D : *Phylopachyceras infidibulum*

Photographie E : *Crioceratites* sp. *cf. villersianum*



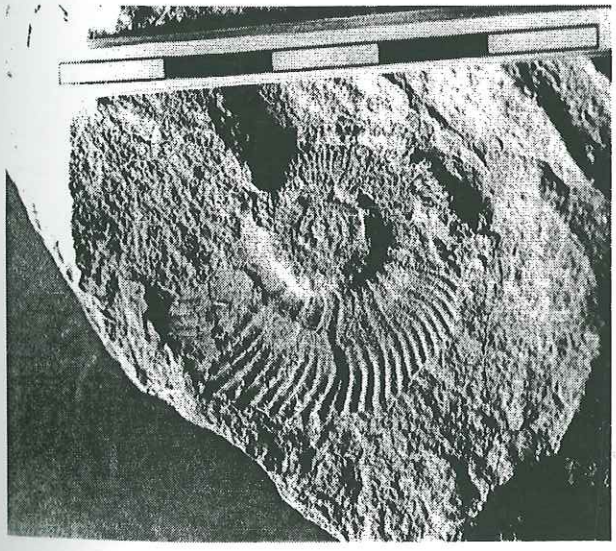
A

5 cm



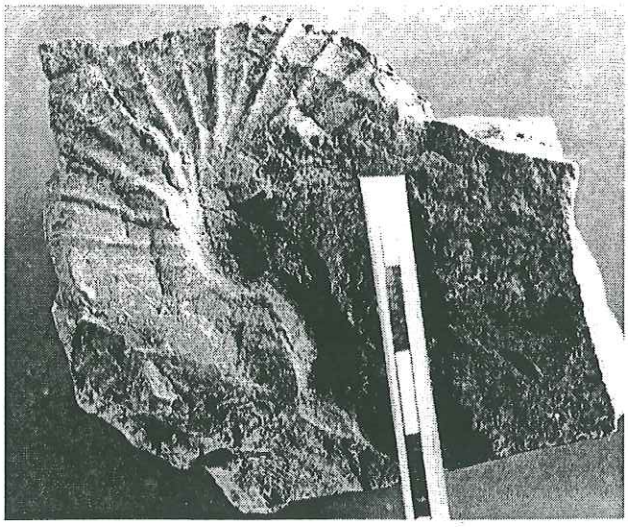
5 cm

B



D

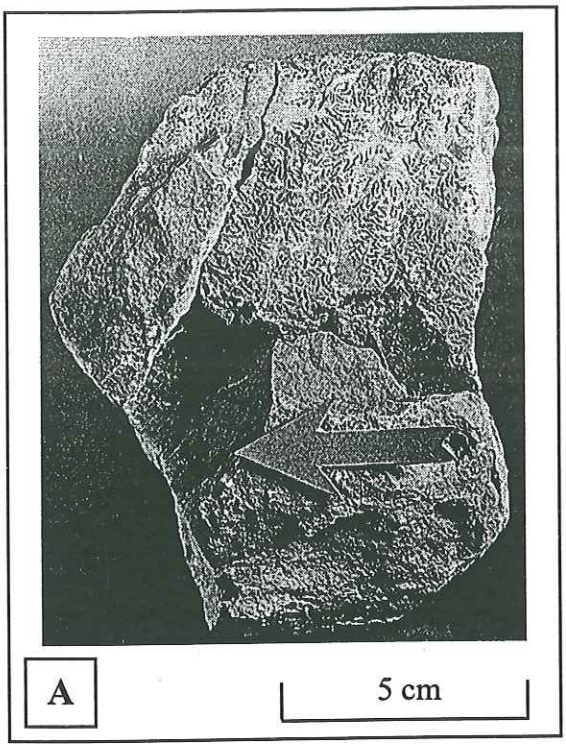
5 cm

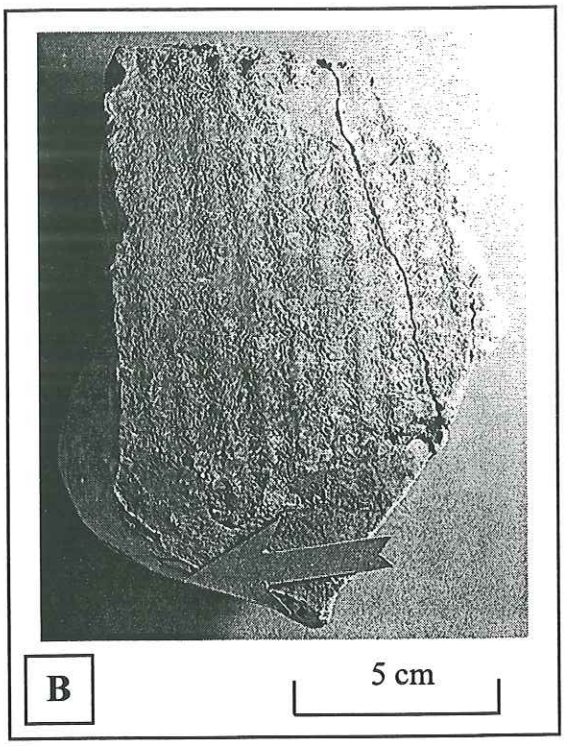


E

5 cm

Planche 2 :
Photographie A : *Moutoniceras* sp. (recto)
Photographie B : *Moutoniceras* sp. (verso)
Photographie C : *Moutoniceras* nodosum


A
5 cm


B
5 cm

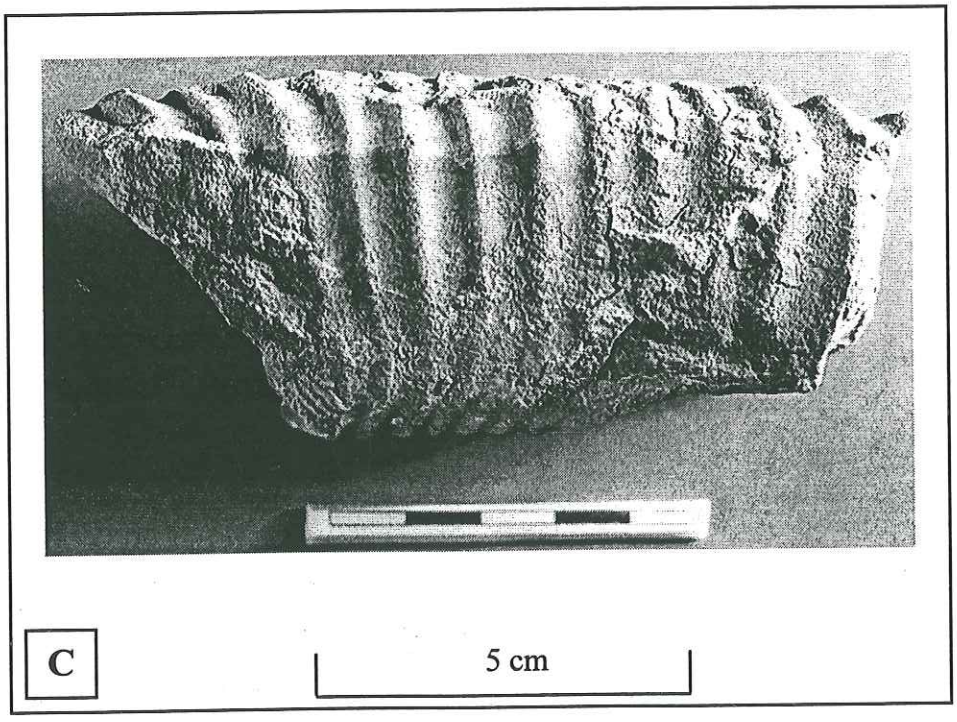
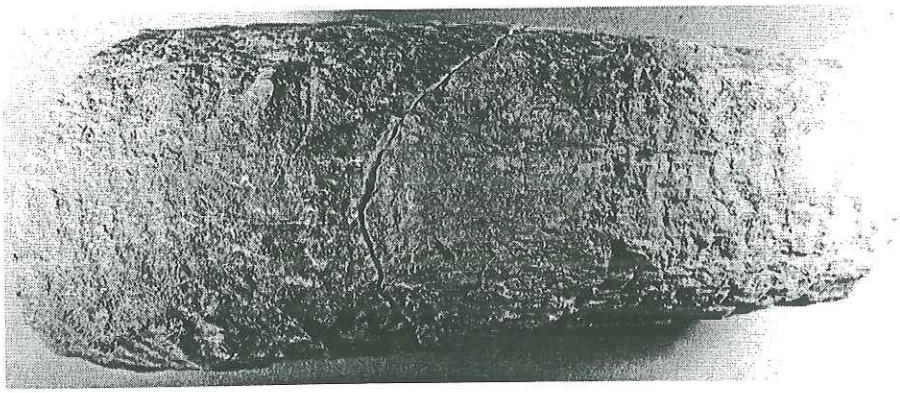
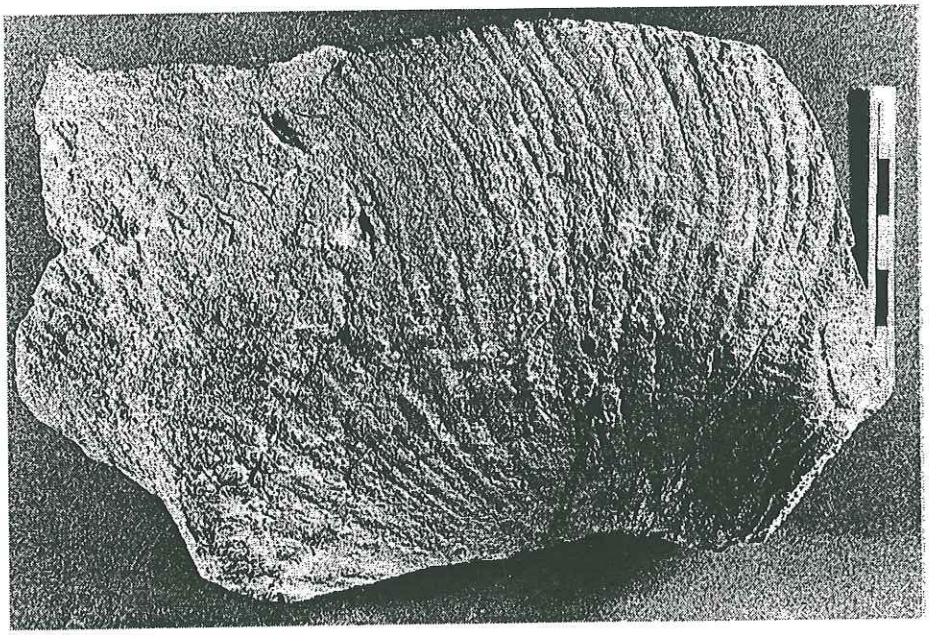

C
5 cm

Planche 3 :
Photographie A : *Emericiceras tholeii*
Photographie B : *Torcapella* sp.
Photographie C : *Holcodiscus fallax*
Photographie D : *Holcodiscus fallax*



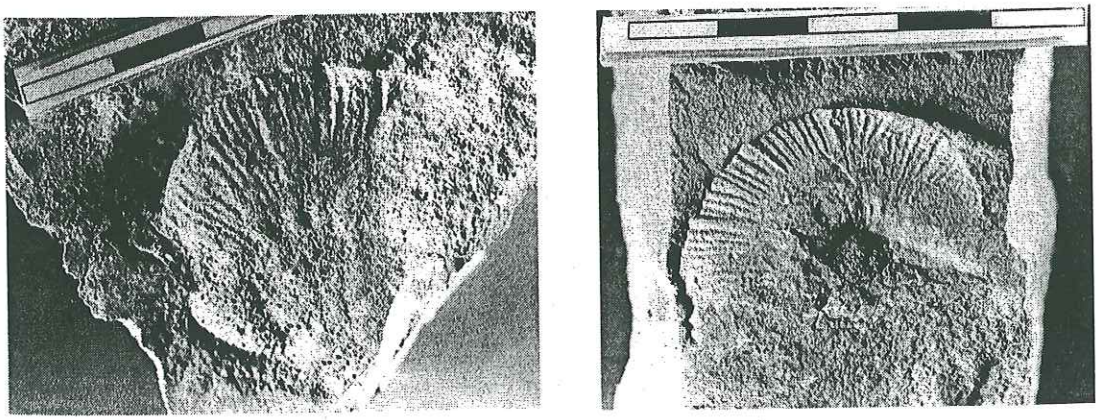
A

5 cm



B

5 cm



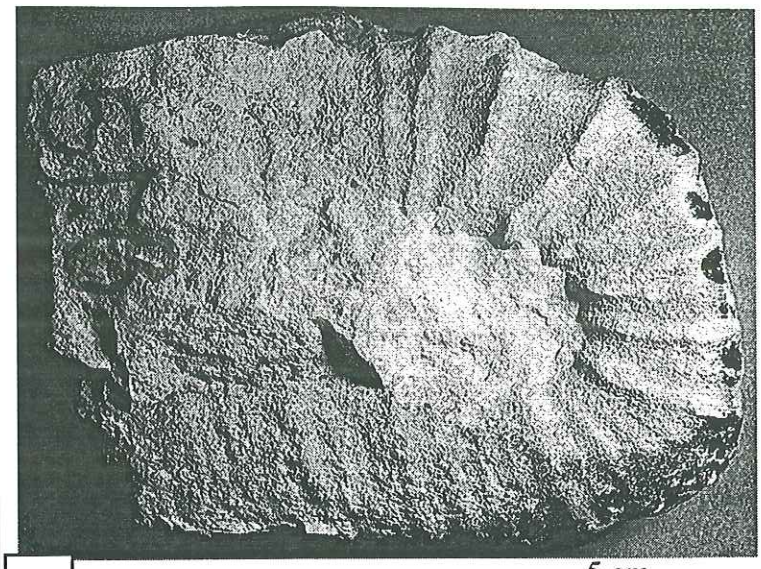
C

5 cm

Planche 4 :
Photographie A : *Camereiceras limentinus (juv.)*
Photographie B : *Audouliceras* sp.
Photographie C : *Emericiceras* sp. *cf.* gr. *barremense*
Photographie D : *Emericiceras magnini*

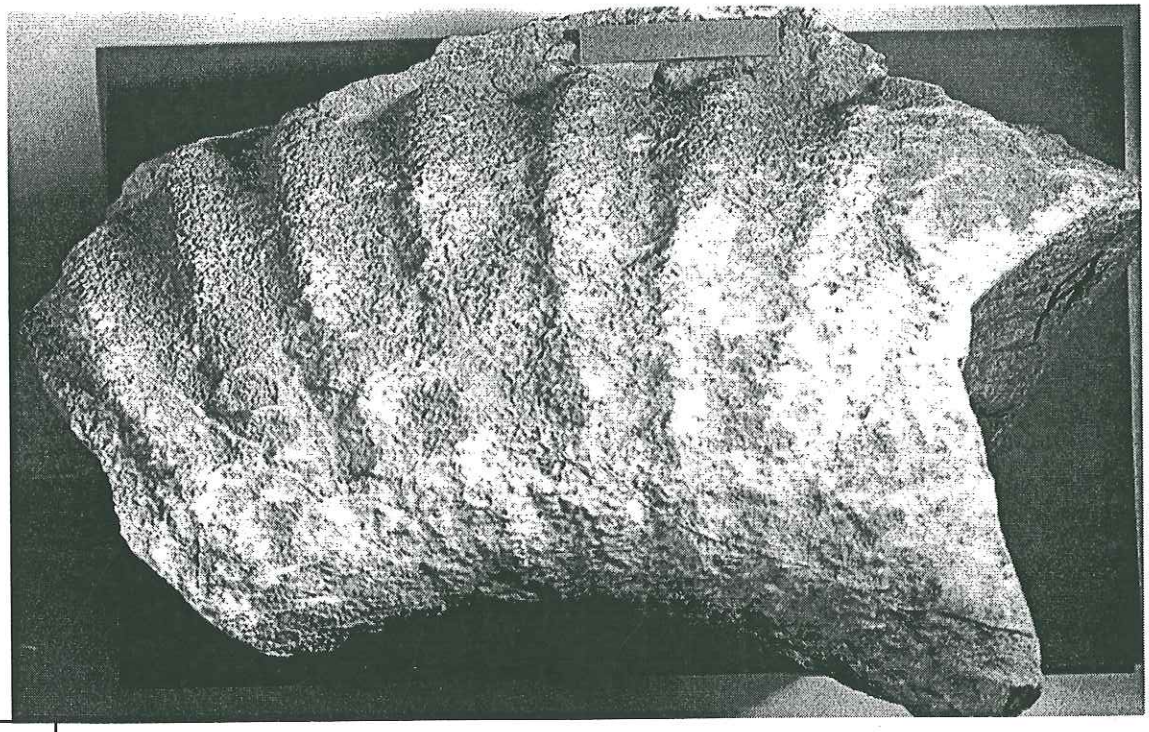
5 cm

A



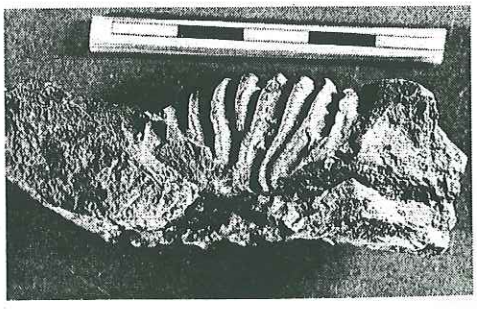
B

5 cm



C

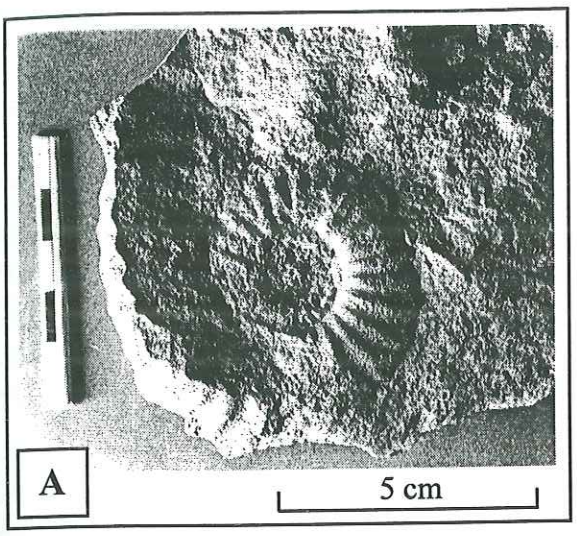
5 cm

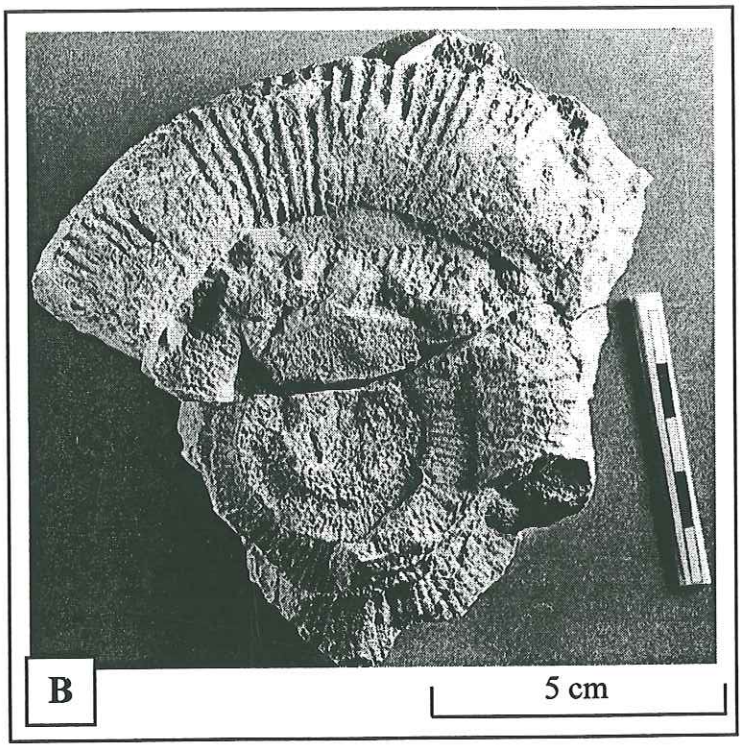


D

5 cm

Planche 5 :
Photographie A : *Hemihoplites* sp.
Photographie B : *Costidiscus recticostatus*
Photographie C : *Heteroceras cf. baylei*


A
5 cm


B
5 cm

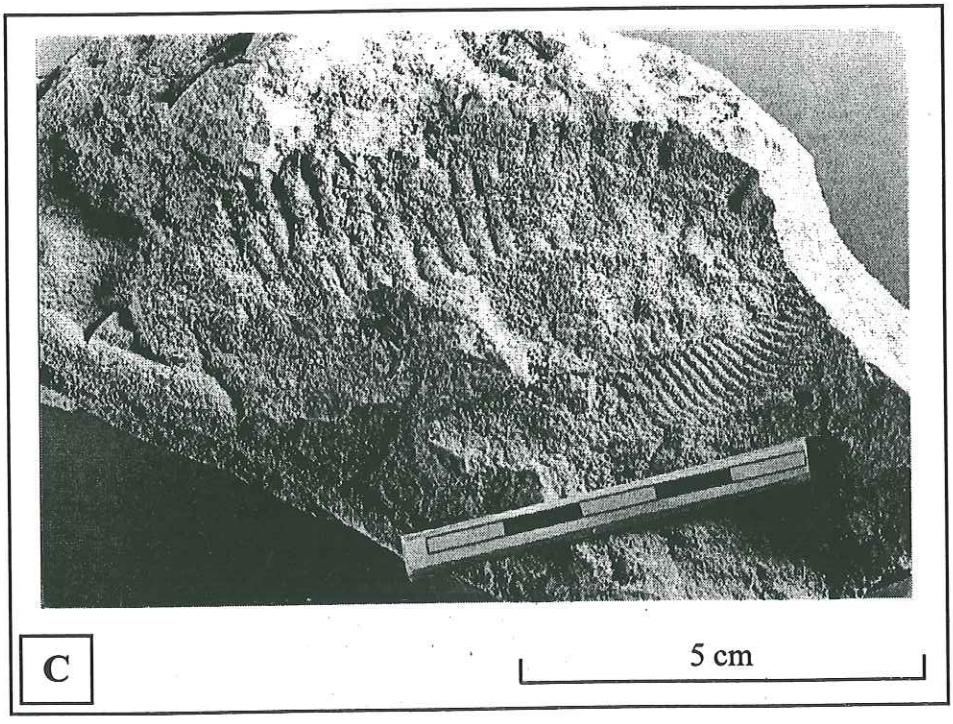
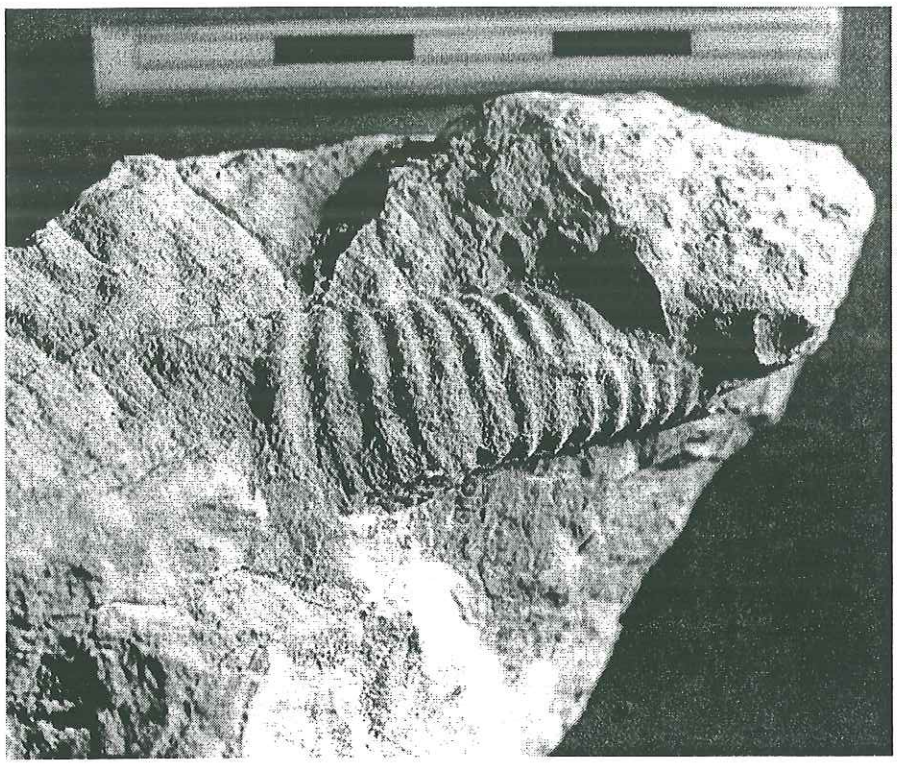
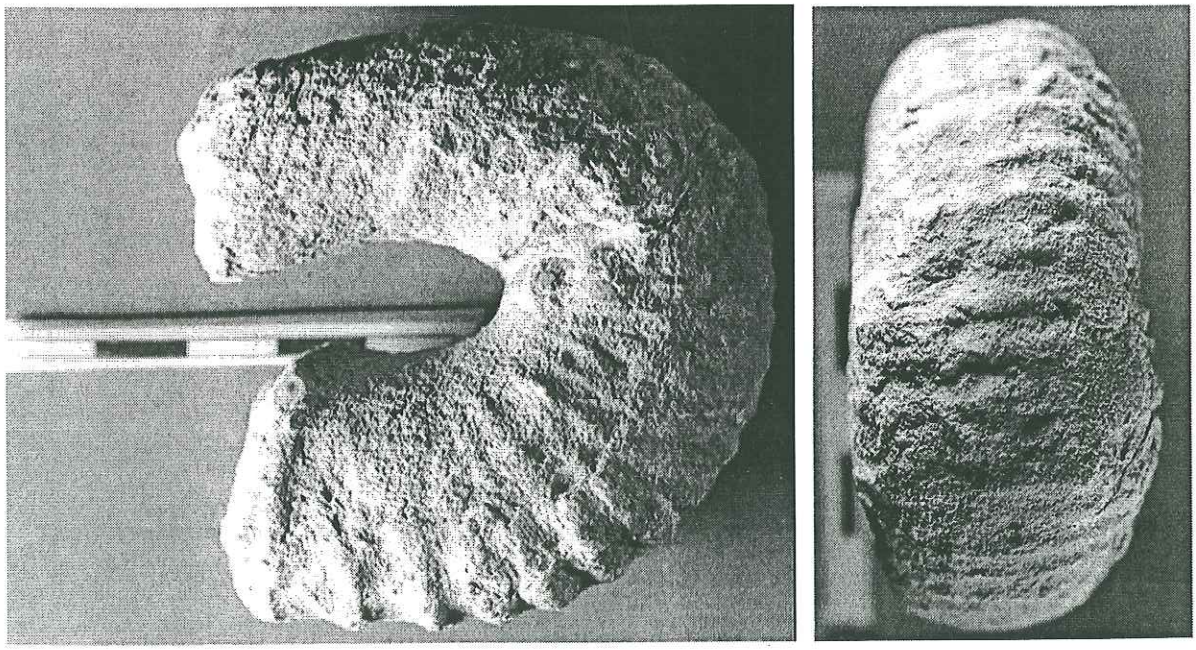

C
5 cm

Planche 6 :
Photographie A : *Toxoceratoïdes* sp.
Photographie B : *Toxoceratoïdes* sp. *cf.* gr. *Karateni* (?)



A

5 cm



B

5 cm