

**RECONSTITUTION D'UN SEGMENT DE LA MARGE
OUEST-TÉTHYSIENNE AU BATHONIEN
DANS LES GRANDS CAUSSES ET LE BAS-LANGUEDOC**
ANALYSE SÉQUENTIELLE À DIVERS ORDRES ET DYNAMIQUE DE BASSIN

Pierre CHARCOSSET

Laboratoire de Stratigraphie séquentielle
et Micropaléontologie
CNRS - ER 1746
Université Paul Sabatier
TOULOUSE III

Doctorat de l'Université Paul Sabatier
soutenu le 29 Avril 1998
à l'Université Paul Sabatier, Toulouse III

Avant-propos

Avant de présenter ce mémoire, je tiens à remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont permis ou facilité la réalisation de ce travail débuté lors de mon DEA au Laboratoire de Stratigraphie séquentielle et Micropaléontologie de l'Université Paul Sabatier.

Je voudrais en premier lieu remercier les membres du Laboratoire de Stratigraphie séquentielle et Micropaléontologie qui m'ont accueilli chaleureusement en particulier : Olivier Serrano, Valéry James, Aziz Bouchouata et François Brunel.

Je voudrais ensuite remercier les membres du Jury :

- ◊ M. le Professeur B. Peybernès, mon directeur de thèse qui a également dirigé mes recherches pendant mon DEA ;
- ◊ M. R. Ciszak, codirecteur de cette thèse, a du supporter mon caractère au laboratoire et sur le terrain où sa connaissance de la région aveyronnaise m'a permis d'avancer plus vite. Pour ceci et pour son accueil dans sa famille, je le remercie vivement ;
- ◊ M. J.-M. Vila m'a fait l'honneur de présider ce jury ;
- ◊ M. F. Guillocheau a bien voulu juger mon travail par une lecture critique et rigoureuse ainsi que M. J. Thierry à qui j'exprime toute ma gratitude en souvenir des moments passés sur le terrain à Neufchâteau ;
- ◊ Je remercie également M. M. Seguret pour ses remarques constructives et M. P.-J. Combes qui m'a accompagné sur le terrain en me faisant découvrir ces superbes structures karstiques au Cirque du Bout du Monde.

Je voudrais également exprimer mes plus sincères remerciements aux personnes que j'ai rencontrées dans les divers laboratoires et qui m'ont permis d'enrichir mes connaissances et apporté leurs compétences :

- ◊ J.-P. Garcia pour la détermination des brachiopodes et pour les discussions enrichissantes lors de mes nombreux voyages à Lyon ;
- ◊ B. Andreu pour la détermination des ostracodes et la réalisation des photos au MEB. Je le remercie également pour son aide dans la préparation des TP ;
- ◊ J.-P. Bassoullet qui m'a aidé dans la détermination des grands foraminifères benthiques ;
- ◊ P. Le Strat pour les documents fournis sur la géologie de la région étudiée et pour les discussions enrichissantes que nous avons eu ;
- ◊ Y. Filastre pour la confection des nombreuses lames minces.

Je remercie vivement M. J. Ricard et M. J. Rey à l'origine de la convention entre ANTEA Midi-Pyrénées et l'Université Paul Sabatier sur la connaissance, l'aménagement et la protection des ressources en eau du Larzac septentrional grâce à laquelle j'ai pu bénéficier d'un soutien financier lors de mes nombreuses missions sur le terrain.

Je tiens aussi à remercier les personnes qui ont participé à ce projet et que j'ai rencontré sur le terrain ou dans leur laboratoire : L. Bruxelles, P. Ambert, A. Mangin, M. Bakalowic, V. Plagnes et P. Crochet.

J'ai de plus bénéficié des conseils et de l'aide du personnel scientifique et technique du Laboratoire de Stratigraphie séquentielle et Micropaléontologie : F. Ronchini, M. Filastre, P. Eichenne, M. Bilotte et J. Canerot.

Je tiens à remercier mes amis géologues pour leur soutien et leur aide : C. Lézin, O. N'Zaba Makaya, E. Robert, V. James, F. Brunel, S. Brusset, J. Darrozes et P.-O. Antoine.

Enfin, je voudrais remercier mes parents pour leur soutien qui m'a permis de soutenir cette thèse.

Je n'oublie pas mon amie, Sandrine, pour son soutien constant lors des moments difficiles et qui n'a cessé de m'encourager pour devenir un « grand géologue ».

Je ne voudrais pas terminer ces remerciements sans dédier ce mémoire à ma grand-mère, décédée le 20 septembre 1997, qui aurait été fier de son petit-fils.

Résumé

La série bathonienne des Grands Causses se compose de deux formations successives : les « Calcaires à stipites » et les « Dolomies II ».

L'utilisation des concepts de la Stratigraphie séquentielle associés à la notion du niveau de base a permis de découper les « Calcaires à stipites » en séquences élémentaires regroupées en séquences de dépôt. Les séquences élémentaires sont définies comme des cycles de variation du niveau de base et montrent des faciès supratidaux à subtidaux. L'étude de la répartition des faciès en fonction des phases de variation du niveau de base montre une nette partition stratigraphique des faciès et permet de distinguer deux profils de dépôt.

Les « Calcaires à stipites » sont découpés en quatre séquences de dépôt, Bt 1 à Bt 4, datées du Bathonien moyen et supérieur grâce à des brachiopodes et à des foraminifères benthiques en l'absence totale d'ammonites. Ces séquences sont réparties dans le Graben des Grands Causses et sur le Seuil Cévenol. Le Graben présente les 4 séquences de dépôt bathoniennes, Bt 1 à Bt 4, alors que le Seuil cévenol montre les séquences Bt 3 et Bt 4, plus réduites en épaisseur, qui y reposent sur des substratums variés datés du Bajocien supérieur au Toarcien supérieur. Dans certains secteurs du Seuil, les « Calcaires à stipites » sont totalement absents et les « Dolomies II » peuvent reposer sur des substratums anté-Toarcien variés.

La répartition paléogéographique des 4 séquences bathoniennes ainsi que des « Dolomies II » permet de proposer une reconstitution de l'évolution géodynamique du bassin des Causses en 4 étapes (subsidence tectonique, début de la subsidence thermique, émergence du Seuil, subsidence thermique avec ralentissement de l'activité tectonique synsédimentaire).

En Bas-Languedoc, seulement deux phases principales se dégagent de l'analyse des quelques coupes et sondages. L'étape 1 correspond à la phase de subsidence tectonique qui permet une accumulation importante de sédiments dans le sous-bassin de Viols-le-Fort et une sédimentation réduite sur le Seuil Languedocien. La deuxième étape coïncide avec la phase de subsidence thermique du Bathonien supérieur.

L'analyse séquentielle, à divers ordres, du Bathonien des Grands Causses et du Bas-Languedoc a donc permis de reconstituer dans la deuxième moitié du Jurassique moyen un segment très éloigné de la marge ouest-téthysienne.

Abstract

The Bathonian series from Grands Causses consists of two successive formations called « Calcaires à stipites » and « Dolomies II ».

The use of the sequence stratigraphy concepts and the application of notion of « base-level » allows to subdivide the « Calcaires à stipites » into elementary sequences, themselves associated into depositional sequences. The elementary sequences are defined as base-level cycles and include supratidal to subtidal facies. The study of the facies repartition according to the phases of base-level variations show a clear stratigraphic partition of the facies and allows to separate two main depositional profiles.

The « Calcaires à stipites » Fm. are subdivided into 4 depositional sequences, Bt 1 to Bt 4, mid. And Upper Bathonian in age by means of brachiopods and benthic foraminifera (ammonites are absents). In the « Graben of Grands Causses » are known all the 4 bathonian sequences, when the « Cevennes shoal » is only covered by the sequences Bt 3 and Bt 4, more reduced in thickness, which overlie various formations from the Upper Toarcian to Lower Bajocian interval. In certain sites of the shoal, « Calcaires à stipites » Fm. does not exist and « Dolomies II » overlie various ante-Toarcian units.

The paleogeographic repartition of the 4 Bathonian sequences and of the « Dolomies II » allows to propose a reconstruction of the geodynamic evolution of the Grands Causses depositional area during 4 stages (tectonic subsidence, beginning of the thermic subsidence, emersion of the shoal, thermic subsidence with slow down of the synsedimentary tectonics).

In the Bas-Languedoc, only two main phases are revealed by the analysis of some cross-sections and wells. The first one corresponds to a period of tectonic subsidence which induces an important accumulation of sediments in the sub-basin of Viols-le-Fort and a reduced sedimentation on the Languedocian Shoal. The second one is marked by the thermic subsidence during Upper-Bathonian.

As consequence, the sequence stratigraphy realised in various orders, of the Bathonian series of Grands Causses and Bas-Languedoc allows to propose the reconstruction of a part of the W-Tethyan margin.

Table des matières

CHAPITRE I : Introduction	15
I.1 - Cadre géographique et géologique	15
I.2 - Historique	18
I.3 - Objectifs	23
I.4 - Méthode d'étude	24
I.4.1 - Stratigraphie séquentielle de haute résolution ou Stratigraphie génétique	25
I.4.2 - Facteurs contrôlant l'enregistrement sédimentaire sur les plates-formes carbonatées	25
I.4.3 - Accommodation et Niveau de base	27
I.4.4 - Les différents ordres de séquences	28
I.5 - Les Formations du Dogger caussenard	30
I.5.1 - « Calcaires à miches » (Aalénien basal)	31
I.5.2 - « Calcaires à <i>Zoophycos</i> » (Aalénien inférieur et moyen)	32
I.5.3 - « Calcaires à entroques » (passage Aalénien – Bajocien)	32
I.5.4 - « Calcaires oolithiques de Campagnac »	33
I.5.5 - « Calcaires à chailles » (Bajocien inférieur)	33
I.5.6 - « Dolomies I »	34
I.5.7 - « Calcaires oolithiques blancs » (Bajocien supérieur)	34
I.5.8 - « Calcaires à stipites » (Bathonien moyen et supérieur)	35
I.5.9 - « Dolomies II »	35
 CHAPITRE II : Analyse des faciès	 39
II.1 - Inventaire des faciès (ou des associations de faciès) et processus de dépôt	40
II.2 - Mise en évidence des séquences élémentaires	52
II.3 - Regroupement des séquences élémentaires	57
II.4 - Environnements de dépôt	58
 CHAPITRE III : LES SÉQUENCES DE DÉPÔT : description et répartition dans les différentes unités structurales.	 65
III.1 - Secteur I : le « Graben » des Grands Causses	65
III.1.1 - Coupe des Vignes	65
III.1.2 - Coupe de Millau	76
III.1.3 - Coupes annexes	80
• Coupe du Maynial (annexes 2 à 8)	80
• Coupe du Puncho d'Agast (annexe 9 à 12)	81
• Coupe de La Cavalerie	82
• Coupe de Montméjean	83
• Coupe de La Roque-Sainte-Marguerite (annexes 13 à 15)	85
• Coupe de La Canourgus (annexes 16 à 19)	85
III.1.4 Coupes sur la bordure des Grands Causses	86

• Coupe de Saint-Sulpice	86
• Coupe de Chambonnet et Florac	87
• Coupe de Changefège	89
• Coupe de Meyrueis	89
• Coupe de la Carrière Hiver	91
III.1.5 Corrélations et synthèse	91
III.2 - Secteur II : le Seuil Cévenol	97
III.2.1 - Coupe d'Aurières	97
III.2.2 - Coupe du Cirque du Bout du Monde	103
III.2.3 - Coupes annexes	114
• Coupes de Saint-Beaulize	114
• Coupes de Saint-Pierre-de-la-Fage	116
• Coupe du Pas de L'Escalette	122
• Coupe de Labeil	122
• Coupe du Clapier	125
• Coupe de Bédarieux	127
• Sondage du Viala	128
• Mine des Avinières	130
• Mine des Malines	130
• Transect Sumène - Saint-Hippolyte-du-Fort	132
• Blocs glissés d'Arboras	133
III.2.4 - Corrélations et synthèse	135
III.3 - Secteur III : Le Bas-Languedoc	141
III.3.1 - Coupes	141
• Coupe de la Baume	141
• Coupe de Saint-Guilhem-le-Désert	145
• Coupe de Murviel-lès-Montpellier	145
• Coupe du Pic Saint-Loup (Combe de Mortiers)	148
III.3.2 - Sondages (d'après les données du BRGM)	149
• Saint-Hippolyte-du-Fort	149
• Saint-Beauzille-de-la-Sylve	152
• Viols-le-Fort 101	152
• Saint-Bauzille 1	152
• Quissac 1 et 2	152
• Lédignan 1	155
• Lédignan 101	155
• Vaunage 2	158
III.3.3 - Synthèse	158

CHAPITRE IV : Paléogéographie et évolution tectono-sédimentaire 163

IV.1 - Répartition paléogéographique des formations anté-bathonniennes.	163
IV.1.1 - Toarcien supérieur	163
IV.1.2 - Aalénien	163
IV.1.3 - Bajocien	165
IV.2 - Évolution tectono-sédimentaire des Grands Causses au Bathonien	168
IV.2.1 - Étape 1 : phase de subsidence localisée	168
IV.2.2 - Étape 2 : phase de subsidence généralisée	171
IV.2.3 - Étape 3 : émergence du seuil	177
IV.2.4 - Étape 4 : uniformisation encore plus large de la subsidence	179
IV.3 - Évolution tectono-sédimentaire du Bas-Languedoc au Bathonien	179
IV.3.1 - Étape 1 : subsidence localisée (Bathonien inférieur et moyen)	179

IV.3.2 – Étape 2 : subsidence généralisée (Bathonien supérieur)	182
IV.4 – La sédimentation post-bathonienne	182
IV.5 – Comparaison avec le Bathonien d'autres bassins sédimentaires français	187
IV.5.1 - Le Quercy	187
IV.5.2 - Le Seuil du Poitou	188
IV.5.3 - Le Seuil Ariégeois	189
IV.5.4 - La Bordure Ardéchoise	189
 CHAPITRE V : Répartition des faciès et des paléoenvironnements dans les « Calcaires à stipites ».	 195
V.1 - Méthode d'étude	195
V.2 - Résultats	201
V.2.1 - 1 ^{ère} analyse : répartition des faciès en fonction des phases de variation du niveau de base dans les cycles haute fréquence sur l'ensemble de la coupe.	201
V.2.2 - 2 ^{ème} analyse : Répartition des faciès dans les cycles haute et basse fréquence de variation du niveau de base	207
• Répartition des faciès en fonction des demi-cycles transgressif et régressif	207
• Répartition des faciès en phase de montée du niveau de base en fonction des demi-cycles transgressif et régressif	208
• Distribution des faciès en phase de chute du niveau de base	208
• Résultats concernant les autres coupes	211
 Conclusions générales	 215
 Bibliographie	 219
 Annexes	 237

Chapitre I

Introduction

CHAPITRE I : Introduction	15
I.1 - Cadre géographique et géologique	15
I.2 - Historique	18
I.3 - Objectifs	23
I.4 - Méthode d'étude	24
I.4.1 - Stratigraphie séquentielle de haute résolution ou Stratigraphie génétique	25
I.4.2 - Facteurs contrôlant l'enregistrement sédimentaire sur les plates-formes carbonatées	25
I.4.3 - Accommodation et Niveau de base	27
I.4.4 - Les différents ordres de séquences	28
I.5 - Les Formations du Dogger caussenard	30
I.5.1 - « Calcaires à miches » (Aalénien basal)	31
I.5.2 - « Calcaires à <i>Zoophycos</i> » (Aalénien inférieur et moyen)	32
I.5.3 - « Calcaires à entroques » (passage Aalénien – Bajocien)	32
I.5.4 - « Calcaires oolithiques de Campagnac »	33
I.5.5 - « Calcaires à chailles » (Bajocien inférieur)	33
I.5.6 - « Dolomies I »	34
I.5.7 - « Calcaires oolithiques blancs » (Bajocien supérieur)	34
I.5.8 - « Calcaires à stipites » (Bathonien moyen et supérieur)	35
I.5.9 - « Dolomies II »	35

CHAPITRE I : Introduction

I.1 - Cadre géographique et géologique

La région dans laquelle mes recherches ont porté s'étend sur les domaines des Grands Causses et du Bas-Languedoc. Cette zone s'étend sur une partie des départements de l'Aveyron (12), de la Lozère (48), du Gard (30) et de l'Hérault (34) (fig. 1).

Les Grands Causses, vastes plateaux jurassiques, calcaires ou dolomitiques, sont situés au sud du Massif Central entre le massif cristallin des Cévennes à l'est, le plateau du Lévézou et les Monts de Lacaune à l'ouest, la Margeride et le plateau de l'Aubrac au nord (fig. 2). Ces Causses sont entaillées par les gorges profondes des vallées du Tarn, de la Jonte et de la Dourbie qui permettent l'affleurement des terrains liasiques, calcaréo-dolomitiques puis marneux, et des terrains du Dogger et du Malm, calcaires et dolomitiques. On distingue plusieurs Causses :

- le **Causse Rouge**, plateau essentiellement liasique, qui s'étend depuis la faille des Palanges au nord jusqu'à la vallée du Tarn, en aval de Millau, au sud, et est limité à l'ouest par la vallée de la Muse ;
- les **Causses de Rodez (Causse Comtal et Causse de Lanhac)**, occupant une bande étroite à l'extrême ouest des Grands Causses, entre Rodez, au sud, et Espalion, au nord ;
- le **Causse de Sévérac**, localisé entre une bande de terrains liasiques où coule La Serre au nord et la faille de Coussergues au sud, qui relaie vers l'ouest celle du Pas de Soucy (Gorges du Tarn) ;
- le **Causse du Massegros**, limité à l'est par les Gorges du Tarn, au nord par la faille du Pas de Soucy et au sud par la faille des Palanges ;
- le **Causse de Sauveterre**, situé entre la vallée du Lot et les Gorges du Tarn ;
- le **Causse Méjean**, entre le Tarn, le Tarnon et la Jonte. C'est le plus élevé des Causses, atteignant 1250m dans sa bordure orientale. Il est traversé par deux grands accidents, le « faisceau subméridien », d'Ispagnac à Meyrueis, et le « grand accident médian », de Sainte-Enimie à Sourguette (Gorges de la Jonte) ;
- le **Causse Noir**, entre les Gorges de la Jonte et de la Dourbie. Bordé à l'est par le « faisceau décrochant de Meyrueis » (NNE-SSW) qui se prolonge vers Trèves et Nant, il est recoupé par le prolongement de la faille des Palanges entre Peyreleau et La Roque-Sainte-Marguerite (Gorges de la Dourbie) ;
- le **Causse du Larzac**, entre la Dourbie et le Bas-Languedoc, limité au SE par le relief de la Montagne de la Séranne enserré par le faisceau cévenol. C'est le plus vaste des Grands Causses (1000km²) découpé par 4 accidents majeurs :
 - la *faille de L'Hospitalet*, orientée E-W, qui se prolonge vers l'est (Le Vigan) où elle sépare le massif cristallin des Cévennes du causse jurassique de Campestre ;
 - la *faille de La Pezade*, orientée ENE-WSW ;
 - la *faille de Saint-Martin*, orientée NE-SW ;
 - le *faisceau de La Vacquérie*, unique accident au SW mais qui diverge en plusieurs failles vers le NE à l'approche de Gorniers ;

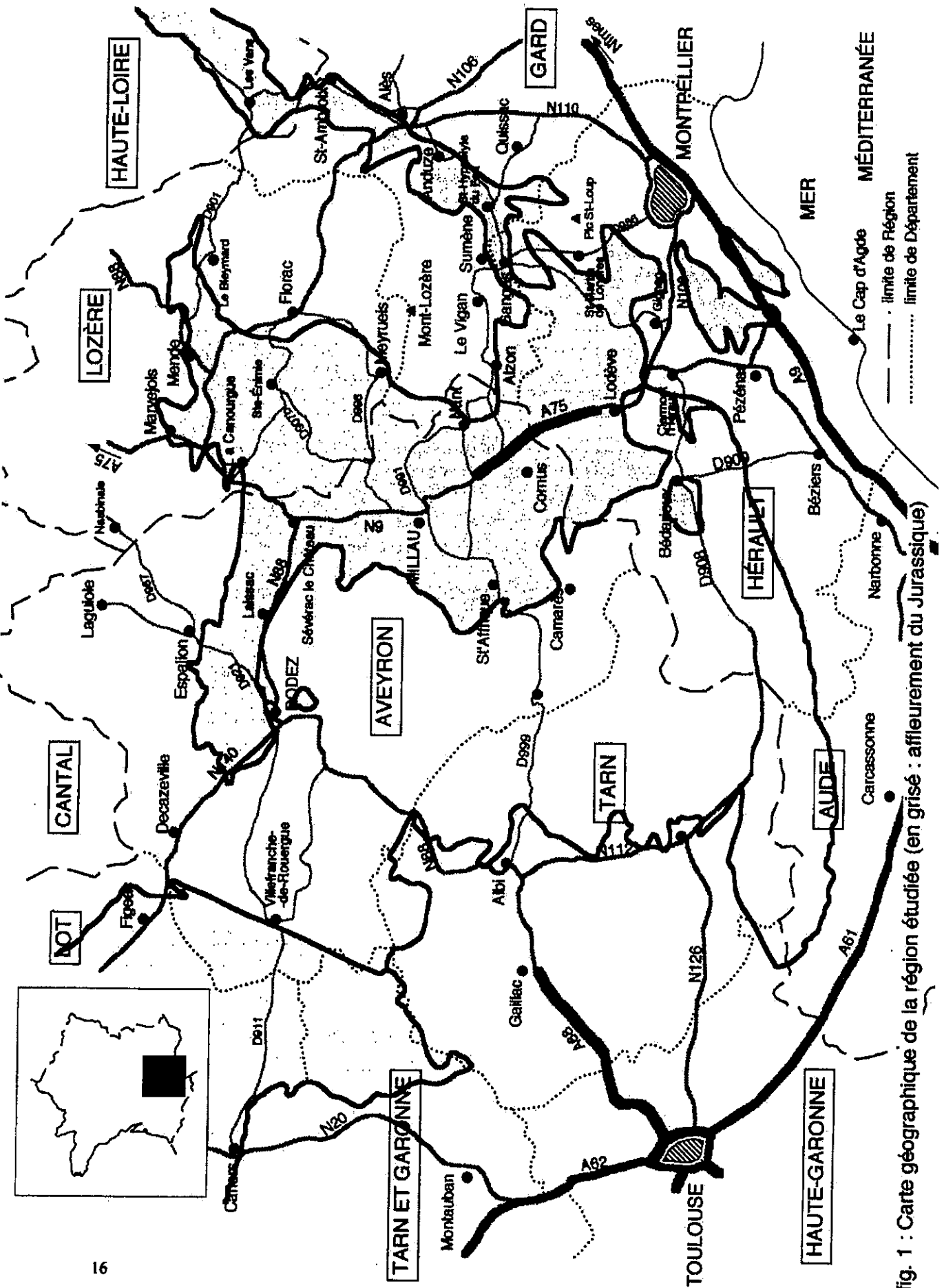


fig. 1 : Carte géographique de la région étudiée (en gris : affleurement du Jurassique)

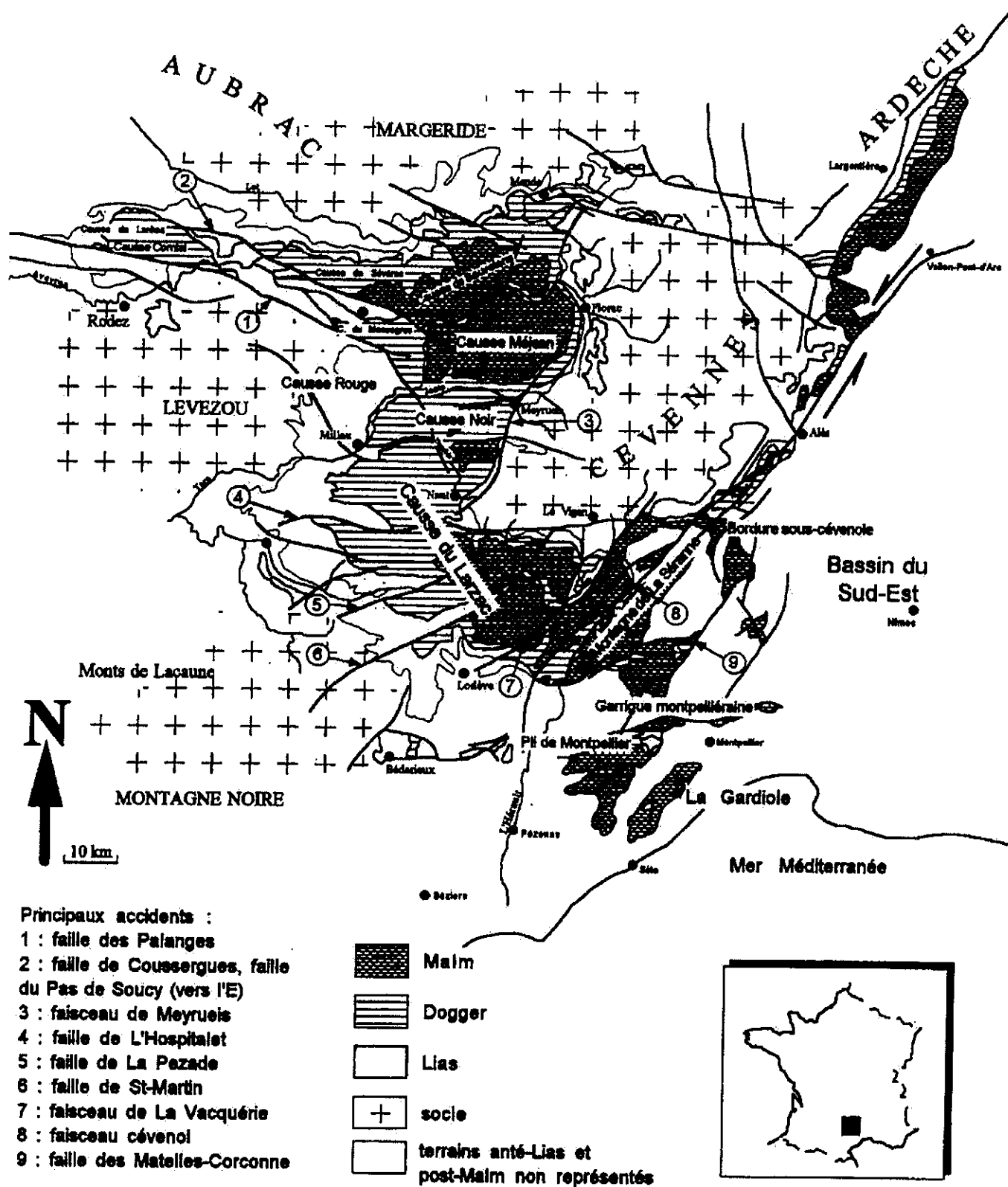


fig. 2 : Carte géologique de la région étudiée, Grands Causses et Bas-Languedoc

- le *faisceau cévenol*, vaste zone de failles décrochantes senestres qui comprend la faille de la Séranne à tracé simple au SW évoluant vers le NE en dislocation complexe. Il constitue la limite avec le Bas-Languedoc ; Ces accidents se prolongent vers le SW où ils s'enracinent dans les structures hercyniennes des Monts de Lacagne dans la partie nord de la Montagne Noire (Alabouvette *et al.*, 1988).

Le **Bas-Languedoc** constitue la bordure sédimentaire méso-cénozoïque SSE du Massif Central entre les vallées de l'Aude (tronçon navarro-languedocien des Pyrénées) et du Rhône. Les limites géographiques de cette région correspondent aux bordures méridionales de la Montagne Noire, des Grands Causses et des Cévennes jusqu'à la côte méditerranéenne.

Nous pouvons distinguer 3 régions dans la zone qui nous intéresse :

- la **région de la garrigue montpelliéraine** comprise entre les vallées de L'Hérault et du Virdoule, qui s'étend également jusqu'à la Montagne de la Séranne. La moitié occidentale est occupée par des petits Causses (Jurassique et Crétacé inférieur) qui alternent avec des chaînons calcaires comme le Pic Saint-Loup (658m) et des dépressions synclinales comme celle de Saint-Martin-de-Londres (Crétacé terminal, Paléogène et Miocène). Légèrement plus au sud, se développe le « Pli de Montpellier » qui est une écaille décollée au niveau du Trias et qui s'est avancée de 5 km vers le nord (Gèze, 1979). Le quart SE représente la zone côtière où se succèdent des formations pliocènes ou quaternaires et des petits massifs plus anciens comme le massif de La Gardiole (vers Sète). Le quart NE marque le passage avec la région nîmoise où l'on observe des petits coteaux (costières) et plateaux calcaires du Crétacé inférieur ;
- la **région nîmoise**, également pays des garrigues, est occupée par des plateaux calcaires du Crétacé inférieur (Urgonien) séparés par des dépressions synclinales occupées par des terrains du Crétacé supérieur, du Tertiaire et du Quaternaire ;
- la **région d'Alès et la bordure sous-cévenole** est située au NW de la région nîmoise. On y distingue principalement le fossé oligocène d'Alès et une bande de terrains triasiques, jurassiques et crétacés qui affleure entre Ganges et Alès et constitue la bordure sous-cévenole.

I.2 - Historique

En 1884, Gourret présente les grandes lignes de la série stratigraphique du Jurassique moyen du Causse du Larzac. Il distingue, au-dessus des assises marneuses du Toarcien, deux formations successives : l'« Oolithe inférieure » et l'« Oolithe supérieure ». Pour cet auteur l'« Oolithe inférieure » (Bajocien) comprend des grès à *Fucoides*, contenant des *Cancellophycus* et des rognons siliceux blanchâtres, et l'horizon à Entroques regroupant des dolomies à silex et des calcaires oolithiques (45m à Millau). L'« Oolithe supérieure », représentant le Bathonien, serait constituée d'argiles rouges et ligniteuses, de calcaires marneux en plaquettes et de calcaires beiges en gros bancs. Une masse de dolomies ruiformes termine cette formation qui monterait dans le Callovien.

En 1957, Gottis reprend les travaux, dans les Causses, des auteurs antérieurs (dont Reynes, 1868 et Authelin, 1900) et établit une succession comparable à celle de Gourret pour la région de Millau tout en précisant les attributions stratigraphiques des principales formations : Aalénien-Bajocien pour des marno-calcaires et des calcaires siliceux légèrement dolomités, Bajocien pour la corniche de calcaires oolithiques, Bathonien inférieur pour les alternances calcaires marneux / calcaires lithographiques / marnes argileuses et Bathonien supérieur pour les dolomies ruiniformes terminales. Il constate également un amincissement de cette série en direction du sud, ainsi que des lacunes stratigraphiques au niveau du faisceau cévenol. C'est le premier auteur qui propose une reconstitution paléogéographique du Seuil Cévenol entre Le Vigan et Bédarieux.

En 1970, Palut et Bernier (*in* Bernier et Macquar, 1970) entreprennent l'étude du Jurassique autour du secteur des Malines pour la recherche de gisements métallifères. Les coupes du Bathonien décrites dans la thèse de 3^{ème} cycle de Bernier (1967) y sont reprises pour étayer une distinction en 3 zones : une zone nord (coupe d'Aurières) où la puissance du Bathonien décroît d'W en E vers Montardier et s'accompagne d'une dolomitisation plus intense ; une zone centrale (Vallée de la Vis, Gornières) où le Bathonien est représenté par deux assises dolomitiques superposés ; une zone sud (Causse de la Selle, SE du faisceau cévenol) où la série bathonienne atteint plus de 300m. On doit également à ce même Bernier (1967) les premières citations (et descriptions originales) de certains foraminifères benthiques reconnues dans la série bathonienne de la région (*Alzonella cuvillieri* décrite à Alzon et *Meyendorffina bathonica*). L'étude de cette zone est reprise par Aubague et Lefavrais-Raymond (1974) qui mettent en évidence l'activité synsédimentaire des failles bordières du Dôme de Gornières au cours du Lias et du Dogger et montrent l'appartenance de cette structure au Seuil Caussenard qui sépare deux aires paléogéographiques différentes (les Causses et le Bas-Languedoc).

En 1973, Delfaud intègre les Grands Causses, la bordure cévenole et la partie orientale du Bassin d'Aquitaine (Quercy) dans une vaste structure paléogéographique du Sud de la France : le « Haut-fond Occitan » (fig. 3). Cette structure est le siège d'une sédimentation carbonatée de vasière interne, isolée des mers ouvertes (Proto-Atlantique et Mésogée) par des cordons subécifaux à haute énergie.

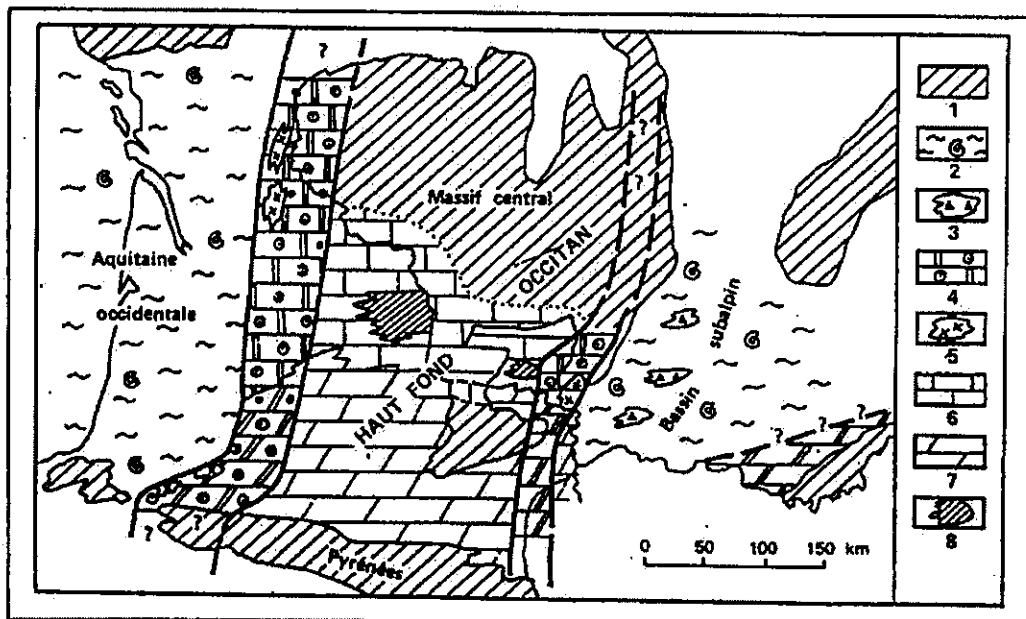


fig. 3 : Géographie du Haut-fond Occitan d'après Delfaud, 1973 (1: socle; 2: marnes à ammonites; 3: brèches; 4: oosparte; 5: récifs; 6: micrite; 7: dolomie; 8: argile ligniteuse) .

En 1975, Delfaud *et al.*, à l'occasion d'une excursion, reprennent les principales coupes dans les Causses, sur le « Seuil Cévenol » et dans le Bassin du SE et établissent un premier schéma de corrélation (fig. 4) à travers ces zones. Celui-ci révèle nettement le seuil qui sépare le « bassin » des Causses et le Bassin du SE où la série de plate-forme externe s'épaissit fortement pour atteindre 1500m. Baudrimont et Dubois (1977) complètent ces données en établissant des cartes d'isopaques et d'environnements sédimentaires pour tout le Bassin du SE de la France.

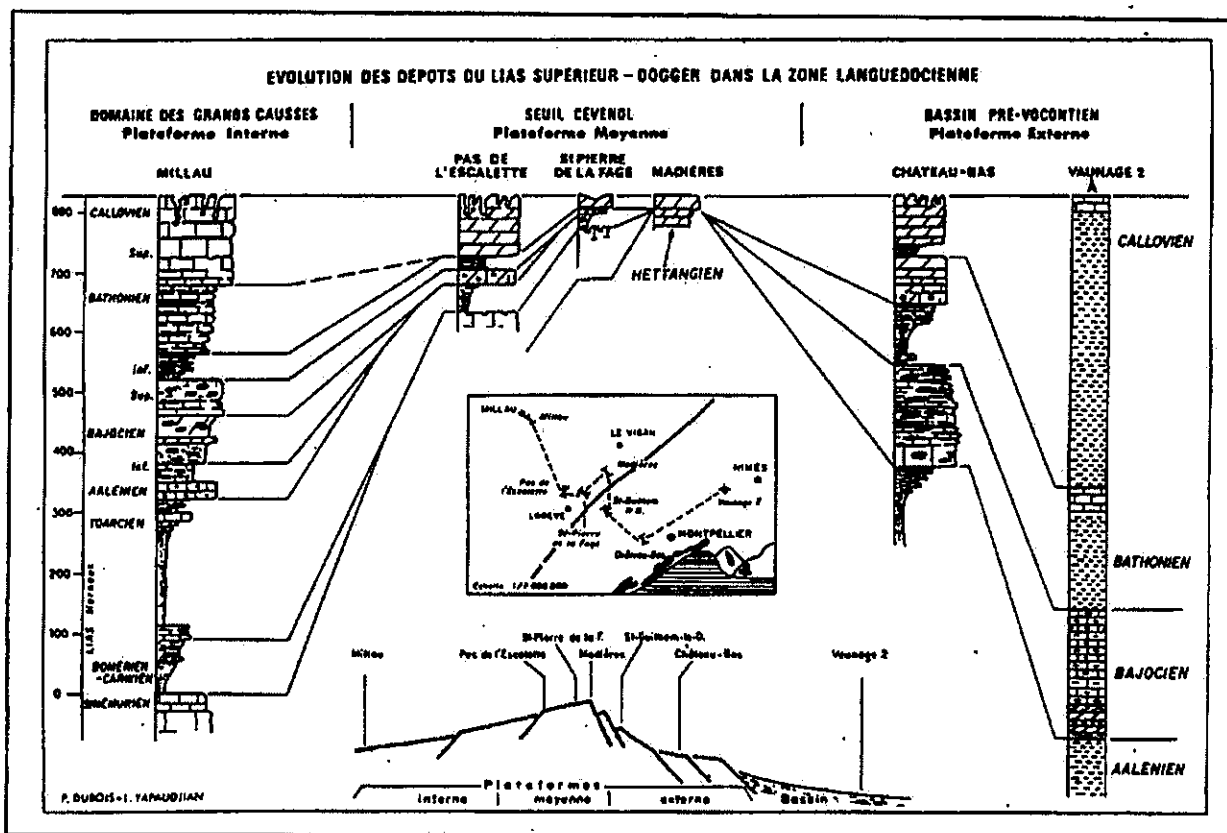


fig. 4 : Evolution verticale et latérale du Lias supérieur et du Dogger dans la région comprise entre les Grands Causses et la bordure du bassin pré-vocontien (d'après Dubois et Yapaudjian in Delfaud *et al.*, 1975).

En 1980, Le Strat propose une synthèse de l'ensemble du Jurassique des Causses, de la bordure cévenole et du Languedoc, comportant notamment de nombreuses cartes paléogéographiques, cartes d'isopaques et transects de corrélations. L'étude révèle que, pendant le Jurassique, la sédimentation était régie par une instabilité de différents panneaux jouant rarement en phase.

En 1985, Peybernès et Pélissié révèlent le morcellement du Haut-fond Occitan en quatre unités paléogéographiques majeures séparées par des réseaux de paléofailles NE-SW soit du NW vers le SE : la Plate-forme quercynoise, le Seuil de Villefranche-de-Rouergue, le « Graben » des Grands Causses et le Seuil Cévenol (fig. 5). Ils mettent en évidence une période de *rifting*, débutant dès le Lias et s'achevant au Bathonien inférieur/moyen, marquée par une morphologie en horst et grabens (fig. 6) suivi par une période *postrifting* qui succède

au comblement des grabens. Le début de cette période *postrift* coïncide avec la transgression du Bathonien moyen/supérieur sur les seuils antérieurement érodés.

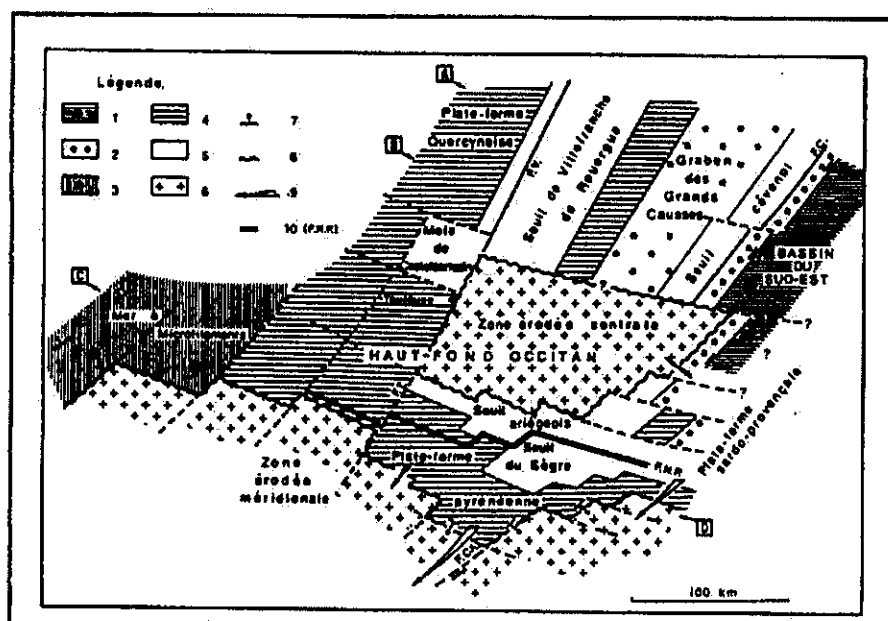


fig. 5 : Reconstitution spatiale du "Haut-fond Occitan" pendant le Dogger selon Peybernès et Pélissié, 1985 (1: série de bassin externe; 2: série de plate-forme; 3: série de plate-forme externe; 4: série de plate-forme interne/moyenne; 5: série réduite; 6: lacune du Dogger par érosion; 7: tendance à l'ouverture; 8: limites d'érosion post-Dogger; 9: transports tectoniques ultérieurs; 10: future faille nord-pyrénéenne).

En 1987, Peybernès intègre les paléostrutures caussenardes dans la dynamique des marges téthysiennes au Jurassique et compare la marge nord à la marge sud-téthysienne sur un transect Tunisie-Aquitaine.

En 1987, Le Strat et Bonijoly précisent les grandes lignes structurales qui déterminent les paléogéographies successives : la ligne Meyrueis-Nant-Cornus qui limite le bassin des Causses à l'est, la ligne Sumène-Pic de Saint-Baudille et la ligne Saint-Ambroix-Alès-Montpellier qui constitue la limite occidentale du bassin du SE.

Enfin en 1996, Ciszak *et al.* révisent la stratigraphie de la base du Dogger sur la marge orientale du Seuil de Villefranche-de-Rouergue et montrent l'existence d'importantes lacunes dans la série aaléno-bajocienne, ainsi que son développement progressif vers le SE en direction de l'axe du graben (fig. 7). Ils en présentent également une première interprétation en termes de Stratigraphie séquentielle (*sensu* Vail *et al.*, 1987).

Egalement en 1996, Charcosset *et al.* proposent un découpage du Bathonien caussenard en 4 séquences de dépôt de 3^{ème} ordre (Bt 1 à Bt 4), chacune datée par des brachiopodes et pour les deux dernières également par des foraminifères benthiques. Les deux premières séquences sont localisées uniquement dans le Graben des Grands Causses et les deux dernières sont présentes partout et transgressent le Seuil Cévenol où elles reposent en discordance cartographique sur diverses formations anté-bathonniennes (les « Marnes noires » du Toarcien, les « Calcaires à *Zoophycos* » de l'Aalénien ou les « Calcaires à chailles » du Bajocien inférieur).

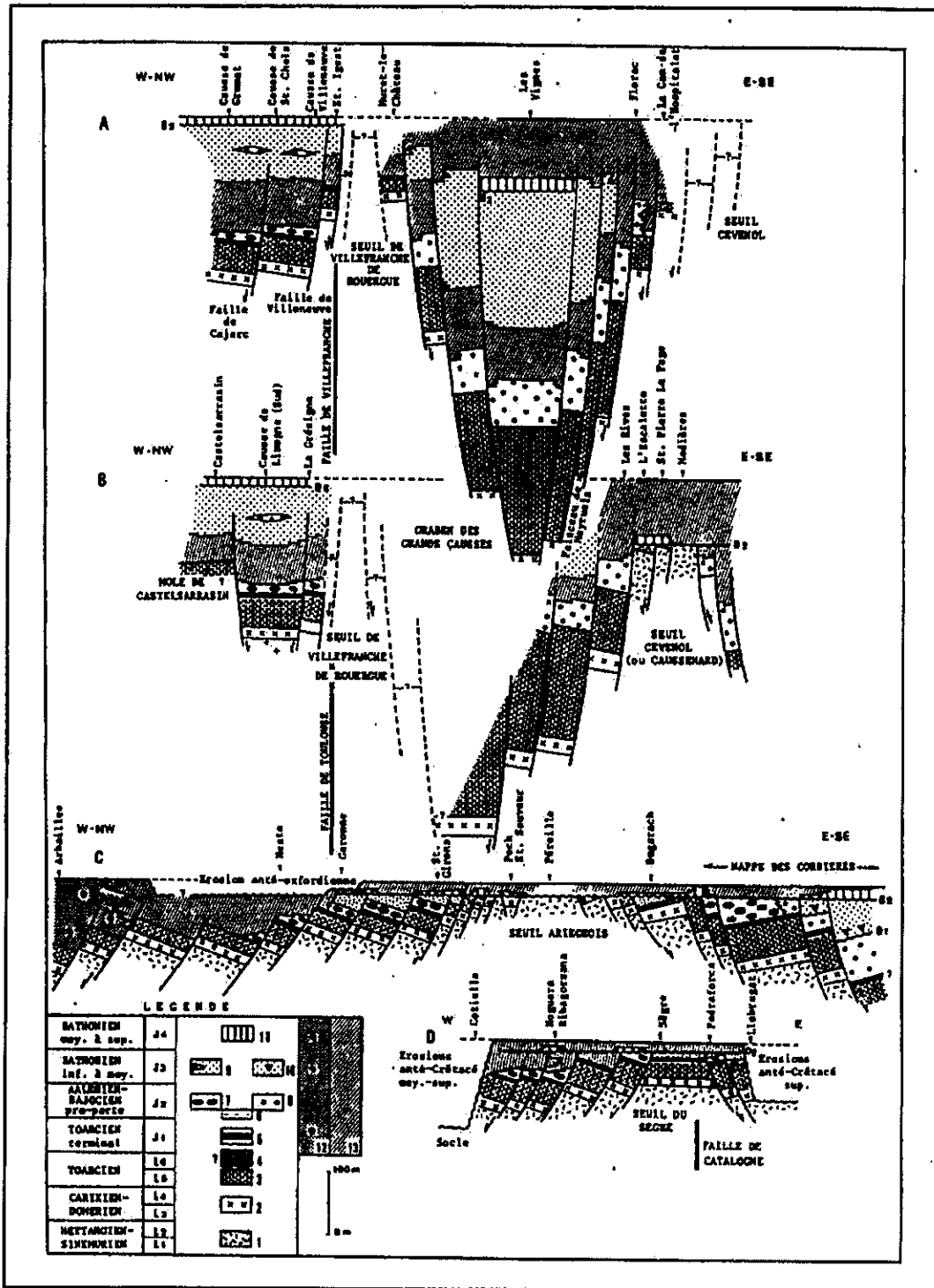
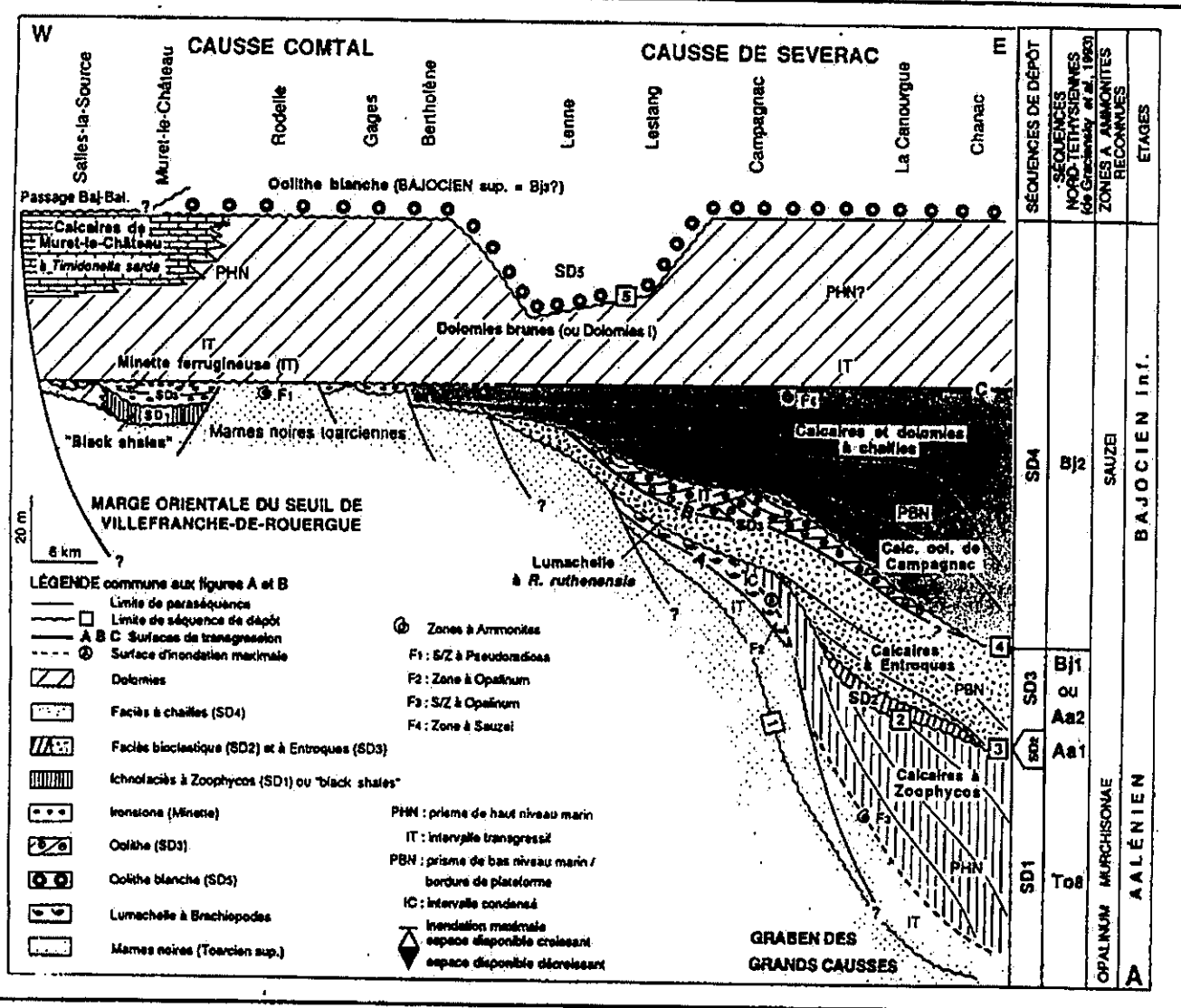


fig. 6 : Coupes du Haut-fond Occitan pendant le Dogger selon Peybernès et Pélissié, 1985.
 1 : Lias inférieur; 2 : Lias moyen; 3 : Toarcien (zone à Aalensis exceptée), marnes noires à ammonites; 4 : Toarcien supérieur, minéral de fer oolithique; 5 : Toarcien terminal (zone à Aalensis), marno-calcaires; 6 : Aalénien inf. (zone à Opalinum), marno-calcaires à ammonites; 7-8 : Aalénien-Bajocien pro parte, calcaires à oncolithes et calcaires à chailles; 9-10 : Bathonien Inf./moyen?, calcaires margino-littoraux et calcaires oolithiques/subréficiaux; 11 : Bathonien moyen/sup., calcaires de lagon; 12 : Toarcien à Callovien, calcaires à microfilaments; 13 : dolomitisation. L'horizontale correspond approximativement à la limite Bathonien-Callovien.



g. 7 : Corrélation stratigraphique (épaisseurs respectées) et découpage séquentiel de 3^{ème} ordre de la série aaléno-bajocienne de la partie nord des Grands Causses (d'après Ciszak *et al.*, 1996) selon un transect E-W.

En 1997, Charcosset *et al.* proposa une excursion dans les Grands Causses dans le cadre du 6^{ème} Congrès de Sédimentologie afin d'analyser les séquences de diverses échelles des épaisses séries à dominante carbonatée qui s'étendent du Toarcien supérieur au Bathonien supérieur. Cette étude reprend les travaux de Ciszak *et al.* (1996) et de Charcosset *et al.* (1996) et précise la nature et la localisation des paléokarstifications intra-bathonniennes.

I.3 - Objectifs

L'un des objectifs principaux de cette thèse était d'établir un découpage du Bathonien de cette région en séquences de dépôt de 3^{ème} ordre.

A la suite de mon DEA (1994), dont le sujet portait précisément sur la Stratigraphie séquentielle de l'ensemble du Dogger des Gorges du Tarn (Les Vignes), je me suis attaché à étudier le Bathonien sur l'ensemble de la région des Grands Causses et de celle du Bas-Languedoc. Les objectifs étaient donc les suivants :

- établir une **biostratigraphie** la plus précise possible du Bathonien pour permettre des datations et des corrélations. Elle sera proposée grâce à des associations de brachiopodes et de foraminifères benthiques, malheureusement en l'absence d'ammonites dans cette série presque exclusivement carbonatée ;
- effectuer une **analyse sédimentologique fine** débouchant sur la reconstitution spatio-temporelle des successions de paléoenvironnements. Nous pourrions proposer alors un découpage du Bathonien en **séquences de dépôt dites de 3^{ème} ordre**. Les concepts de la Stratigraphie génétique (Homewood *et al.*, 1992) seront aussi utilisés pour obtenir un découpage plus fin en **unités génétiques**. La subdivision en unités génétiques permet de reconnaître l'influence du contrôle stratigraphique (dont des phases d'augmentation ou de diminution d'accommodation) sur le développement et la préservation des paléoenvironnements et des faciès sédimentaires (partition stratigraphique) ;
- proposer des **paléogéographies successives** à différentes périodes-clé de l'évolution de cette partie, éloignée mais encore structurée, de la marge ouest-téthysienne de l'océan ligure.

I.4 - Méthode d'étude

Le travail de base nécessaire à toute étude stratigraphique et sédimentologique débute sur le terrain par la reconnaissance des successions lithologiques sur des coupes les plus complètes et continues possible. Ce travail s'accompagne d'une recherche systématique de fossiles nécessaires pour établir un cadre chronostratigraphique précis absolument indispensable. Le levé de coupe se fait avec le plus de détails possible, avec notamment identification de discontinuités, étude des figures sédimentaires quand elles sont présentes et échantillonnage serré des bancs calcaires et des interbancs marneux en vue d'une analyse micropétrographique et micropaléontologique (foraminifères et ostracodes).

La méthode qui a été envisagée est celle de la **Stratigraphie séquentielle de haute résolution** ou **Stratigraphie génétique** qui s'appuie sur l'identification de séquences ou unités génétiques, briques stratigraphiques élémentaires, délimitées par des surfaces corrélables à l'échelle locale ou régionale.

Nous essaierons de mettre en œuvre cette démarche dans le cas d'une plate-forme sub. à péritidale où l'enregistrement stratigraphique est malheureusement parfois incomplet du fait des émergences fréquentes.

Cette méthode est de plus en plus utilisée dans l'analyse des systèmes carbonatés (Gaumet *et al.*, 1996 ; Rousselle et Dromart, 1996) et fait appel à de nouveaux concepts et termes qu'il sera nécessaire de définir préalablement.

I.4.1 - Stratigraphie séquentielle de haute résolution ou Stratigraphie génétique

Le but de la Stratigraphie génétique (Guillocheau, 1991 ; Homewood *et al.*, 1992) est l'identification des plus petites unités stratigraphiques à limites isochrones, définies à partir de l'étude de l'enchaînement des faciès sédimentaires. Ces unités, appelées **unités génétiques**, sont les "briques élémentaires" de la stratigraphie pouvant être théoriquement corrélées localement ou régionalement. Ce sont des ensembles de strates dont les faciès constitutifs sont génétiquement liés les uns aux autres, spatialement et temporellement. *Chaque unité représente un cycle ou un demi-cycle de variation du niveau de base* (Cross *et al.*, 1993). Le **niveau de base** est considéré comme une ligne virtuelle qui traduit l'évolution du rapport entre potentiel d'accumulation et de préservation du matériel sédimentaire. Cette variable intègre la variation du potentiel d'accommodation (vitesse de création d'espace disponible) et la variation du flux sédimentaire.

La démarche de la Stratigraphie génétique est basée sur la reconnaissance d'associations de faciès qui définissent des environnements de dépôt, ce qui suppose de bien connaître les processus de sédimentation. Les unités génétiques sont reconnues grâce aux associations de faciès qui s'agencent verticalement. Après en avoir déduit un diagramme de substitution latérale de faciès, donc le profil de dépôt correspondant, une succession de faciès sera qualifiée de régressive ou de transgressive. Les unités sont limitées par des surfaces d'inondation maximale du 4^{ème} / 5^{ème} ordre et incluent en leur sein une surface de régression maximale.

Une nouvelle méthodologie se rapportant à la Stratigraphie de haute résolution a été envisagée par Rousselle et Dromart (1996). Les unités génétiques sont toujours considérées comme des cycles de variation du niveau de base et sont identifiées à partir de critères traduisant les variations de la vitesse d'accumulation et de la profondeur des dépôts. Il s'agit des critères purement descriptifs permettant d'écarter tout préjugé quant à l'origine des cycles stratigraphiques. Cette méthode évite de transcrire les unités stratigraphiques en terme de variation du niveau marin relatif qui nécessite la construction d'un profil de dépôt selon une zonation terre-mer. Les critères faciologiques sont par exemple les érosions, les troncatures, les surfaces durcies, l'accrétion verticale et la préservation des litages sédimentaires, la nature et l'intensité de la bioturbation entre-autres. L'habillage en faciès et environnement de dépôt se fait postérieurement au découpage en unités génétiques et aux corrélations.

L'objectif de cette méthode est de permettre la détermination de l'influence du contrôle stratigraphique sur le développement et la préservation des paléoenvironnements, des structures de dépôt et des produits sédimentaires associés (Rousselle et Dromart, 1996).

I.4.2 - Facteurs contrôlant l'enregistrement sédimentaire sur les plates-formes carbonatées

Différents facteurs contrôlent l'enregistrement sédimentaire en fonction du type de plate-forme où la sédimentation s'opère.

Sur les plates-formes terrigènes, l'enregistrement stratigraphique est directement lié au flux sédimentaire entrant ou sortant, lui-même conditionné par des facteurs eustatiques, géodynamiques (tectonique) et climatiques : ce sont des facteurs allocycliques indépendants du système.

A l'opposé, sur une plate-forme carbonatée, le flux sédimentaire est directement lié au phénomène d'autoproduction (Schlager, 1992). En effet, le matériel sédimentaire est produit en grande partie sur place par des organismes producteurs de carbonates.

La production carbonatée est directement dépendante des conditions géodynamiques (qui déterminent la taille des aires de production) et des conditions environnementales telles que le climat et la bathymétrie.

La mise en place et la pérennité d'un système de production carbonatée dépend de l'état général de la mer, lui-même tributaire du climat, des conditions géodynamiques... On distingue, parmi les principaux facteurs, la profondeur, la luminosité (zone euphotique), la température, la quantité de nutriments, la composition chimique et l'hydrodynamisme.

Les facteurs climatiques sont déterminants dans la mise en place des plates-formes carbonatées. En effet, ces zones de production carbonatée se trouvent plutôt établies dans des zones chaudes soumises à des moindres variations climatiques. Le climat est également déterminant sur la nature de la production carbonatée notamment en domaine supratidal et intertidal (argiles ligniteuses ou calcaires à pseudomorphoses de minéraux évaporitiques par exemple) où les moindres variations climatiques (pluviosité et température) agissent sur la chimie des eaux et donc sur la nature des dépôts.

Les conditions de profondeur et de température, la quantité de nutriments agissent directement sur le développement des organismes constructeurs et producteurs de carbonates (Schlager, 1992), donc sur la quantité de carbonates produits.

On peut remarquer également que des injections massives de CO_2 dans les eaux marines par des épisodes volcaniques intenses produisent une diminution de la production carbonatée (Dromart *et al.*, 1996). Les fluctuations à long terme de la production carbonatée sont alors contrôlées par un facteur plus global.

Les systèmes carbonatés sont donc dépendants de nombreux facteurs qui interagissent et déterminent le potentiel de croissance de la plate-forme (Schlager, 1992) (fig. 8).

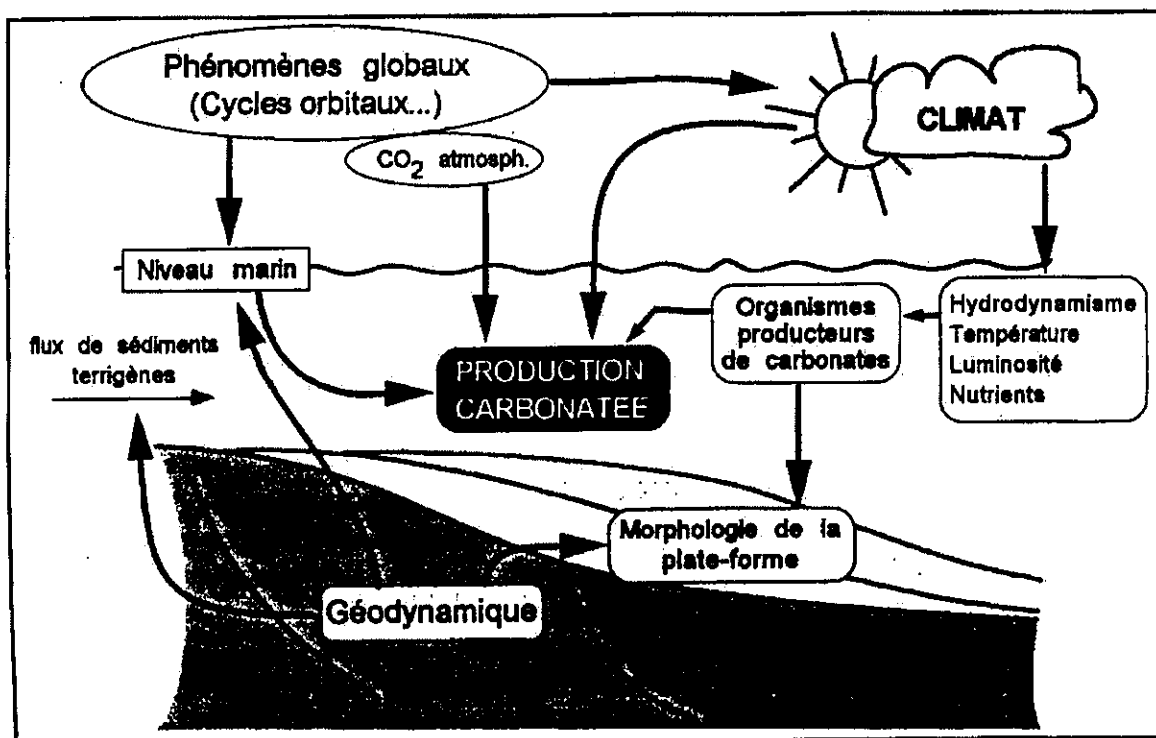


fig. 8 : facteurs contrôlant la production carbonatée et l'enregistrement sédimentaire (d'après Schlager, 1992; Möner, 1994; Dromart *et al.*, 1996; Homewood, 1996 et Rousselle, 1997)

En résumé, « l'usine des carbonates » (Homewood, 1996) apparaît comme un élément d'un système de *feed back* qui comprend l'accommodation, l'architecture stratigraphique, le profil bathymétrique, les processus de dépôt, les ressources nutritives, les écosystèmes et la production de carbonate minéral ou organique.

1.4.3 - Accommodation et Niveau de base

Le terme accommodation, défini par Jervy (1988), désigne la création d'espace nécessaire à la sédimentation (espace disponible).

Selon le rapport entre accommodation et flux sédimentaire, un environnement sédimentaire peut être préservé sous forme de volume de sédiment ou de surface (dans le cas d'une période de progradation) (Homewood *et al.*, 1992). C'est donc l'espace compris entre le substrat et le niveau de la mer en domaine marin.

Il est possible de faire la correspondance avec la notion de niveau de base nouvellement admise puisque le niveau de base dépend de l'accommodation et du remplissage sédimentaire. Cette surface virtuelle est située en-dessous de la surface terrestre quand il y a érosion, au-dessus quand il y a dépôt et elle est confondue avec elle quand il y a équilibre, c'est-à-dire transit de matériel sédimentaire (*by-pass*) (fig. 9).

- ➡ En phase de chute du niveau de base (d'après Rousselle et Dromart, 1996) :
 - les apports sédimentaires augmentent vis à vis des possibilités de stockage ;
 - le volume de sédiment préservé par unité de temps à un endroit donné a tendance à diminuer, les sédiments étant transférés vers les zones plus profondes à moins qu'un surplus d'espace ne soit initialement présent ;
 - la profondeur est constante ou tend à diminuer ;
- ➡ En phase de montée du niveau de base :
 - l'espace de stockage augmente vis à vis de l'apport sédimentaire ;
 - le volume de sédiment préservé augmente, sauf si la production devient insuffisante pour combler cet espace (condensation) ;
 - la profondeur est constante ou tend à augmenter.

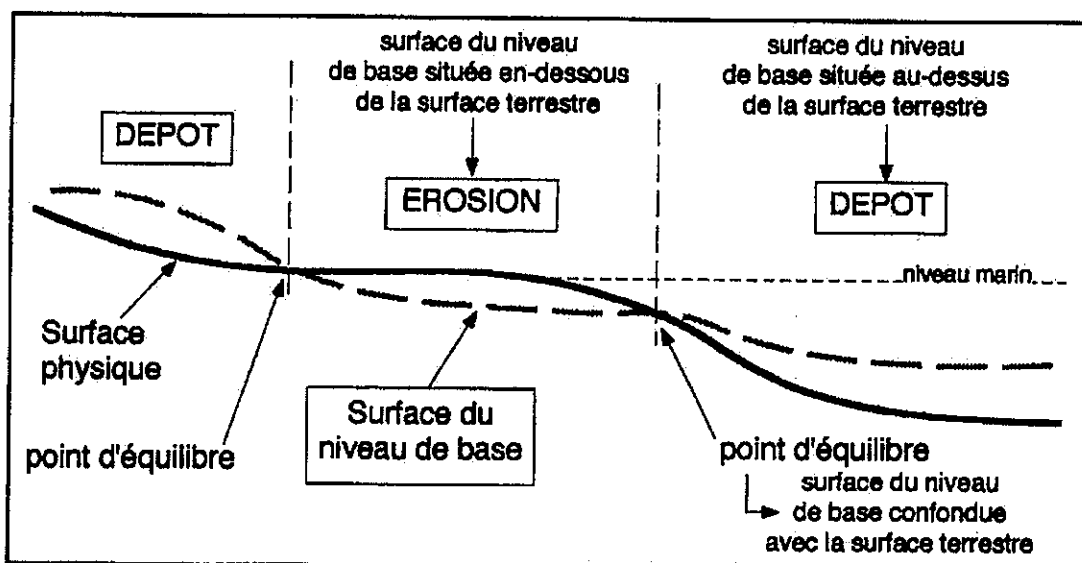


fig. 9 : Implications de la position de la surface du niveau de base par rapport à la surface terrestre (d'après Wheeler, 1964 modifié).

1.4.4 - Les différents ordres de séquences

Le modèle de **Stratigraphie séquentielle** développé par Vail *et al.* (1977) était basé sur la reconnaissance de la géométrie et de la succession chronologique des couches sédimentaires grâce à la sismique. Dans ce modèle, on définit six ordres de séquence en fonction de la durée qu'elles représentent :

- 1^{er} ordre : > 50 Ma
- 2^{ème} ordre : 5 à 50 Ma
- 3^{ème} ordre : 0.5 à 5 Ma
- 4^{ème} ordre : 0.08 à 0.5 Ma
- 5^{ème} ordre : 0.03 à 0.08 Ma
- 6^{ème} ordre : 0.01 à 0.03 Ma

Les séquences de 2^{ème} ordre sont des cycles régressifs/transgressifs (Jacquin *et al.*, 1992) correspondant à des variations relatives du niveau marin à long terme, induits tectoniquement ou des cycles progradation (P1) - rétrogradation/progradation (R/P2) marquant les phases syn-rift et post-rift de l'évolution des bassins (Souquet *et al.*, 1997). Ces derniers correspondent à des cycles à moyenne fréquence contrôlés par une variation de vitesse de subsidence dans le temps (Souquet *et al.*, 1997).

Les séquences de dépôt correspondent à des variations relatives du niveau marin à court terme, dite de 3^{ème} ordre, qui sont les éléments de base des cycles de 2^{ème} ordre.

Les séquences d'ordre supérieur (4^{ème} à 6^{ème} ordre) sont définies par Van Wagoner (1990) comme des paraséquences correspondant à des cycles haute fréquence, briques élémentaires des séquences de dépôt.

La **Stratigraphie génétique** définit les plus petites unités identifiables comme des **unités génétiques** induites par des cycles de variation à haute fréquence du niveau de base. L'identification de ces unités se fait grâce à la sédimentologie de faciès.

L'analyse de l'agencement vertical de ces unités permet la hiérarchisation de ces séquences et leur organisation en séquence d'ordre inférieur (groupement d'unités génétiques). Un groupement d'unités génétiques, contraint par les données biostratigraphiques, sera plus facilement corrélable grâce à la reconnaissance du motif d'empilement (*Stacking pattern*) des unités génétiques qui le composent. Ce motif est soit aggradant, soit progradant ou soit rétrogradant (*vertical-stacking*, *seaward-stepping* ou *landward-stepping*, Cross, 1988 ; Guillocheau, 1991) (fig. 10).

Les groupements d'unités génétiques peuvent correspondre aux séquences de dépôt de 3^{ème} ordre du modèle Exxon. Toutefois, dans les concepts de la Stratigraphie génétique, les unités génétiques et les groupements d'unités sont délimités par des surfaces d'inondation maximale (fig. 11) alors que les séquences de 3^{ème} ordre d'Exxon sont limitées par des surfaces correspondant à des minimums d'accommodation.

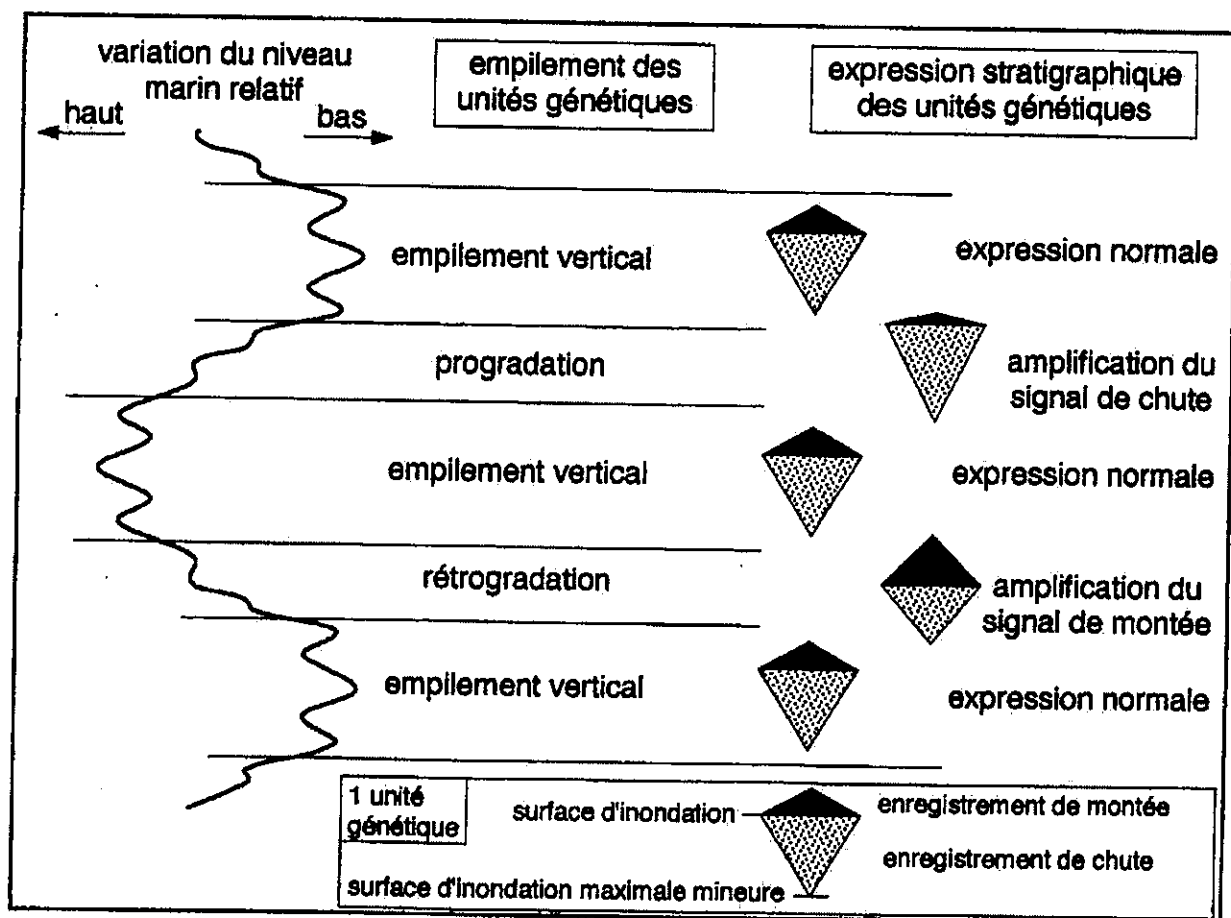


fig.10 : expression stratigraphique des unités génétiques en fonction des variations du niveau marin relatif (modifié d'après Guillocheau, 1991)

Dans notre étude, les unités génétiques identifiées seront délimitées par des surfaces d'inondation ou des surfaces d'inversion de tendance entre chute et montée du niveau de base et appelées *séquences élémentaires*. Nous adopterons cette définition car il s'est avéré que la reconnaissance sur le terrain de ces surfaces était beaucoup plus aisée. L'inversion de tendance entre montée et chute du niveau de base est beaucoup moins bien exprimée. Les limites des groupements de séquences élémentaires ou séquences de dépôt seront repérées de la même façon et nommées *limites de séquence*.

Une séquence de dépôt de 3^{ème} ordre se composera donc d'un demi-cycle transgressif suivi d'un demi-cycle régressif.

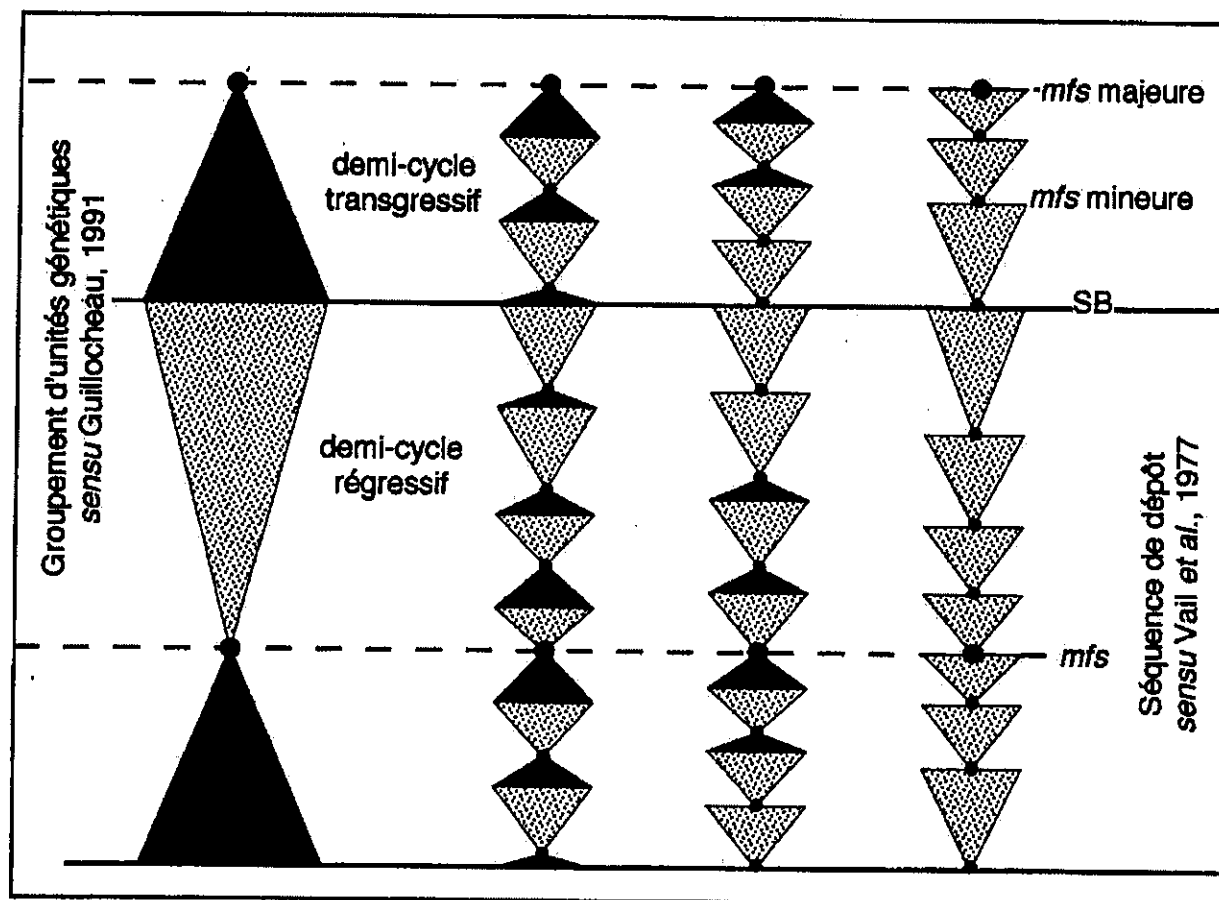


fig. 11 : motif d'empilement et regroupement des unités génétiques en groupement d'unités génétiques ou en séquence de dépôt de 3^{ème} ordre.

I.5 - Les Formations du Dogger caussenard

Les différentes formations du Dogger caussenard n'ont jamais été définies précisément. Les noms des ensembles stratigraphiques représentés sur les cartes géologiques de la région diffèrent sur chacune d'elles. Certaines formations sont parfois définies pour la première fois. Celles dont je reprends les noms ont déjà été citées dans des publications.

La série stratigraphique du Dogger caussenard se développe généralement au-dessus des Marnes noires du Toarcien (fig. 12).

➡ Dans la partie centrale des Grands Causses, elle comporte 6 formations successives : les « Calcaires à miches » (Aalénien basal), les « Calcaires à *Zoophycos* » (Aalénien inférieur et moyen), les « Calcaires ou Dolomies à chailles » (Aalénien supérieur et Bajocien inférieur), les « Calcaires oolithiques blancs » (Bajocien supérieur), les « Calcaires à stipites » (Bathonien moyen à supérieur) et les « Dolomies II » (Bathonien supérieur à Callovien proparte ?).

➡ Dans la partie nord des Causses, elle comporte 3 formations supplémentaires (Ciszak *et al.*, 1996) : les « Calcaires à entroques » (passage Aalénien – Bajocien), les « Calcaires

oolithiques de Campagnac » et les « Dolomies I ou Dolomies brunes » (Bajocien inférieur ?) (fig. 13). La légende commune à toutes les coupes est représentée figure 14.

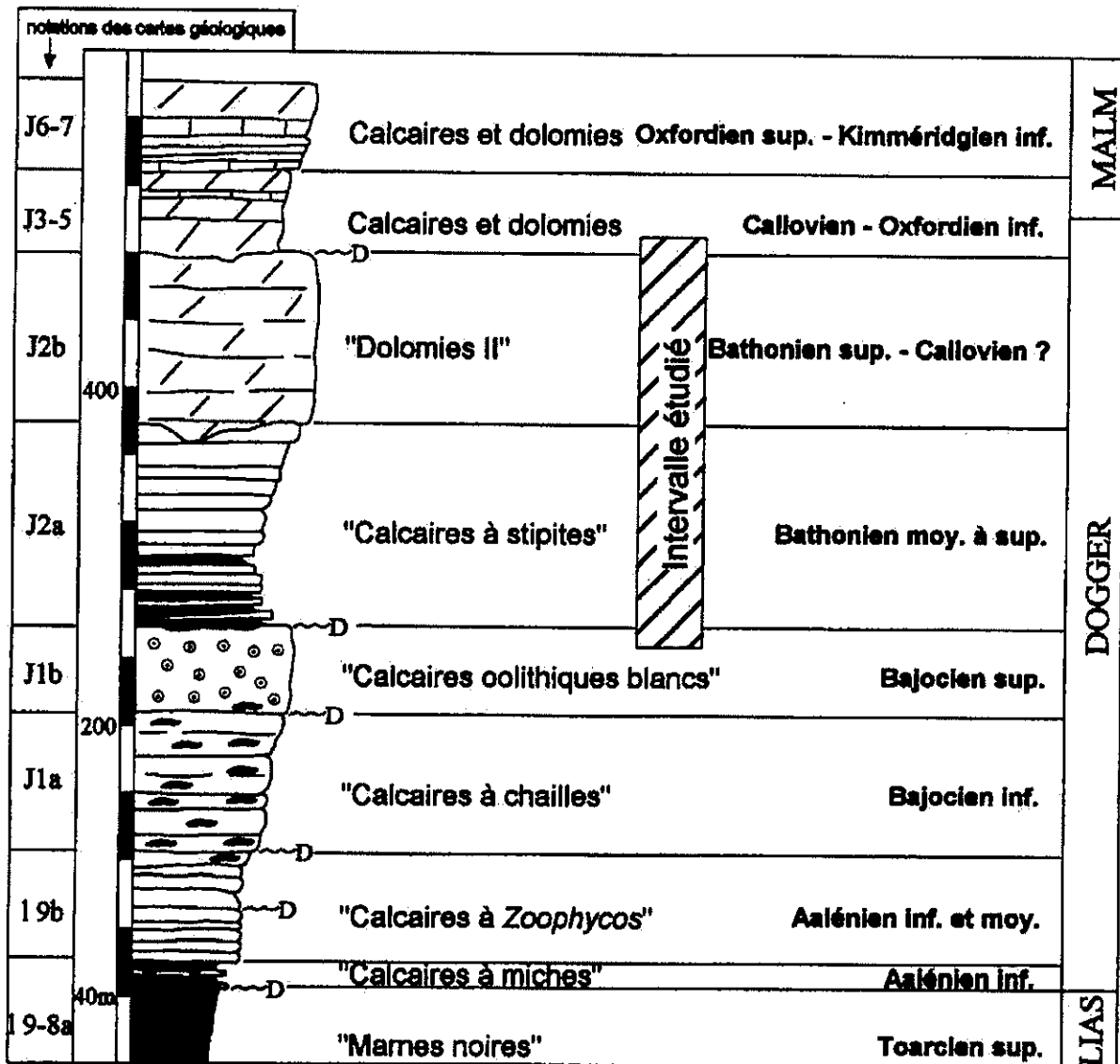


fig. 12 : Coupe synthétique du Dogger et de la base du Malm reconnus dans la région de Millau (D = discontinuité).

I.5.1 - « Calcaires à miches » (Aalénien basal)

Le contact avec les Marnes noires du Toarcien s'effectue généralement par l'intermédiaire d'une surface ferruginisée. Cette formation des « Calcaires à miches » (5-15m) comporte des calcaires noduleux alternant avec des lits marneux. Ce sont en général des calcaires marneux bleutés à bioclastes de lamellibranches, spicules de spongiaires, foraminifères (*Planorbis carinata*) qui renferment parfois des ammonites de la base de

l'Aalénien inférieur (zone à Opalinum). Plusieurs petits bancs sont constitués par des lumachelles à brachiopodes (*Rhynchonelloidea ruthenensis*). Ces « Calcaires à miches » sont présents dans tout le Larzac septentrional (entre les Gorges de la Dourbie et la faille de La Pezade) et disparaissent vers le nord au niveau de la bordure méridionale du Causse de Sévérac.

1.5.2 - « Calcaires à Zoophycos » (Aalénien inférieur et moyen)

Le passage des « Calcaires à miches » à la formation des « Calcaires à Zoophycos » (Ciszak *et al.*, 1996) est graduel ; aucune discontinuité majeure ne les sépare.

Les « Calcaires à Zoophycos » (anciennement « Calcaires à *Cancellophycus* ») sont épais de 100m à Florac, 70m à Millau et leur épaisseur décroît en direction du Sud ; ils disparaissent complètement au niveau du plateau de Guilhaumard et de Bédarieux et, dans le nord des Causses, à l'ouest de Campagnac. Dans toute la région, le faciès de ces calcaires de plateforme externe/distale est assez homogène. Ce sont des calcaires marneux bleutés en bancs décimétriques à pluridécimétriques plus ou moins amalgamés. Le faciès le plus courant est une pelbiomicrosparite à bioclastes et petits foraminifères. Ils sont souvent affectés par la bioturbation et contiennent en abondance des traces fossiles (*Cancellophycus scoparius*).

Vers le haut de la formation, les bancs renferment des nodules siliceux bleutés sans limite nette (pas de gangue). Au sommet, ces calcaires admettent des intercalations marneuses peu épaisses qui peuvent faire apparaître des calcaires noduleux peu épais. Outre la présence de l'ichnoggenre *Zoophycos*, la formation est pauvre en macrofaune ; cependant, elle peut contenir de nombreux brachiopodes et des ammonites de l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae).

La transition est généralement ménagée avec les « Calcaires à chailles » sus-jacents dans la partie sud des Causses. Il se traduit dans cette région par une augmentation du nombre des accidents siliceux avec gangue et par la disparition progressive des *Zoophycos*. Cependant *Zoophycos* étant un ichnotaxon de faciès (talus), sa présence peut être parfois relevée au sein de la formation sus-jacente.

1.5.3 - « Calcaires à entroques » (passage Aalénien – Bajocien)

Cette formation (Ciszak *et al.*, 1996) a une épaisseur constante sur un transect N-S (15 à 20m aux Vignes, à Sévérac et à Campagnac) mais décroît d'est (30m à La Canourgue) en ouest (3 à 4m à Lestang, 1m à Saint-Martin de Lenne où elle repose sur le Toarcien marneux) le long de la bordure nord des Causses.

Ce sont des calcaires fortement bioclastiques et parfois ferrugineux présentant souvent des stratifications obliques ou entrecroisées.

La biophase y est surtout représentée par des entroques des genres *Apiocrinus* et *Pentacrinus*, d'abondants débris de bryozoaires, brachiopodes, gastéropodes, lamellibranches et serpulidés. La microfaune comporte : *Nubecularia* sp., *Lenticulina* sp., *Planinvoluta carinata* et *Vidalina martana*.

I.5.4 - « Calcaires oolithiques de Campagnac »

Cette formation (Ciszak *et al.*, 1996) présente son épaisseur maximale à Campagnac (Causse de Sévérac) ; toutefois, la « Minette ferrugineuse » de Muret-le-Château doit maintenant être considérée comme son équivalent latéral (Ciszak *et al.*, 1996). Ces calcaires s'amincissent vers l'est et vers l'ouest où ils disparaissent au-delà de Lenne. Ils se retrouvent vers le sud (Séverac, Les Vignes) et n'avaient pas été mis en évidence au-delà.

Leur faciès, homogène, correspond à un *grainstone* oolithique à grandes stratifications obliques.

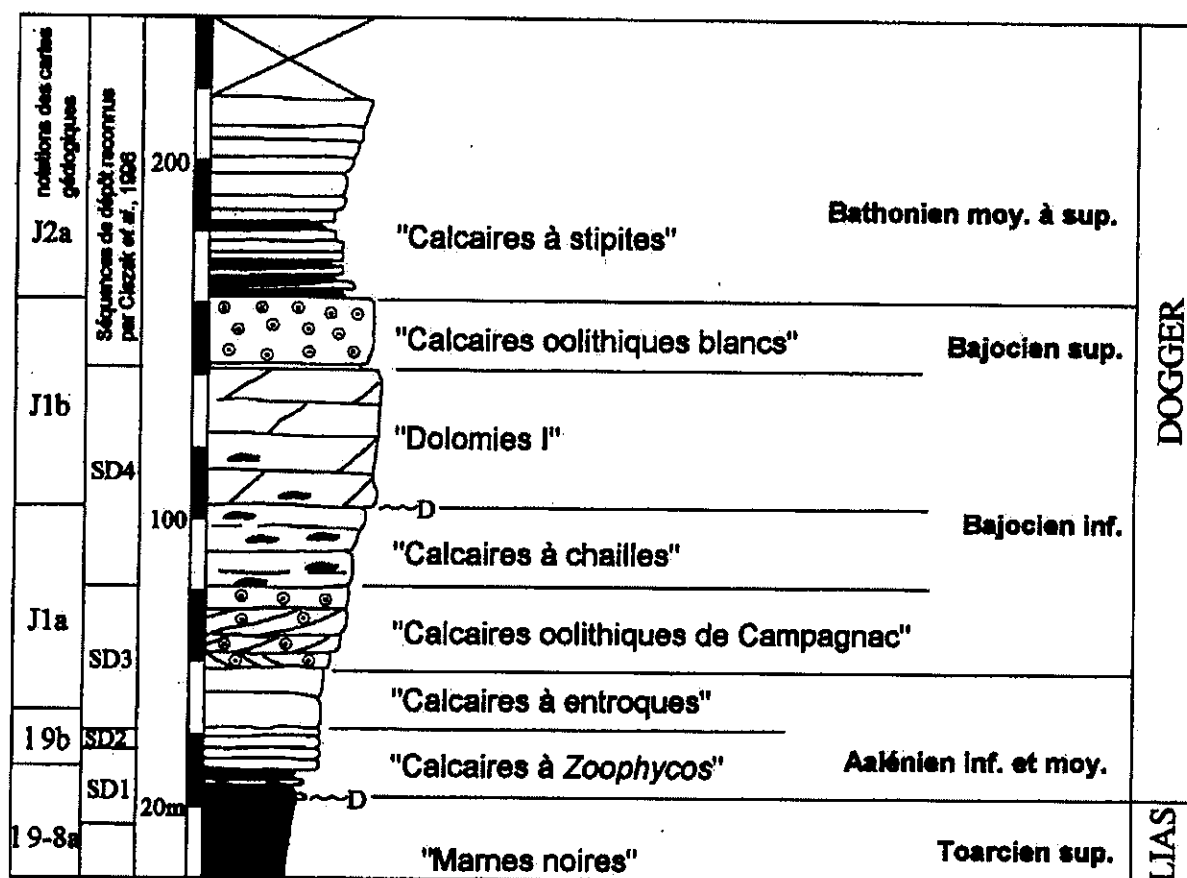


fig. 13 : Coupe synthétique du Dogger reconnu dans la région de Campagnac (D = discontinuité) (d'après Ciszak *et al.*, 1996).

I.5.5 - « Calcaires à chailles » (Bajocien inférieur)

La formation des « Calcaires à chailles » (Peybernès et Pélissié, 1985), en grande partie dolomitique, est épaisse de 80m environ. Elle se caractérise par une abondance de nodules siliceux (ou chailles) de teinte claire, de taille centi- à décimétrique (à la base de la formation), qui deviennent de véritables bancs décimétriques interstratifiés (dans les termes supérieurs). A St-Beaulize (Larzac septentrional), cet ensemble n'est pas dolomitisé ce qui fait exceptionnellement apparaître un faciès bioclastique graveleux à oolithes, pellets, spicules de spongiaires, foraminifères et grains de quartz.

L'étude des accidents siliceux (Mangin,) montre qu'il s'agit d'une silicification secondaire puisqu'il persiste des traces du sédiment initial : plages carbonatées ou fantômes de structures épigénisés en silice (oolithes, débris d'algues, spicules de spongiaires et foraminifères).

Les « Calcaires à chailles » présentent d'importantes variations d'épaisseur dans toute la région des Causses. De 70 à 80m au centre des Grands Causses (Les Vignes, Millau), son épaisseur décroît vers l'ouest à partir de Campagnac pour atteindre seulement quelques mètres près de Laissac. A partir de Millau, ils passent à une trentaine de mètres au sud de la faille de L'Hospitalet et disparaissent au sud de la faille de La Pezade.

A l'est, vers Aurières, Alzon et Sumène, ces calcaires, lorsqu'ils ne sont pas dolomités, sont très bioclastiques, à débris de bryozoaires, d'échinodermes, de lamellibranches. Ils renferment localement des brachiopodes du Bajocien inférieur (Walter et Almeras, 1977). Ils sont naturellement attribués au Bajocien inférieur (zone à Sauzei) par Defaut *et al.* (1990).

Dans le Larzac, cette formation passe vers le haut aux « Calcaires oolithiques blancs » ; ce passage se traduit par la disparition des chailles et au contraire par l'apparition brutale de calcaires oolithiques. On note donc dans ce secteur l'absence des Dolomies I reconnues plus au nord.

1.5.6 - « Dolomies I »

Il s'agit d'un complexe de dolomies noires cristallines (40 à 60m) (Ciszak *et al.*, 1996) constituant, au-dessus des « Calcaires à chailles », une première corniche sur le rebord des Causses et en particulier dans les Gorges du Tarn.

Uniquement représentées dans le nord des Causses, elles précèdent les « Calcaires oolithiques blancs » jusque dans le Causse Comtal. Dans ce dernier secteur, cette formation renferme des îlots calcaires tel celui de Muret-le-Château, riche en foraminifères benthiques (dont *Timidonella sarda*) du Bajocien inférieur. La présence de *Callorbis minor* (Wernli et Metzger, 1990) dans la partie supérieure de la formation aux Vignes confirmerait l'attribution stratigraphique à la limite Bajocien inférieur – Bajocien supérieur.

1.5.7 - « Calcaires oolithiques blancs » (Bajocien supérieur)

Cette formation (Charcosset *et al.*, 1996) est bien développée dans la région de Millau où elle forme une corniche bien visible dans le paysage. Elle a une cinquantaine de mètres d'épaisseur dans le Larzac septentrional, 25m à St-Beaulize et disparaît complètement au sud de la faille de La Pezade. A l'est (Alzon) et au sud (St-Pierre-de-la-Fage, Pas de l'Escalette), cette unité n'est plus représentée. Dans le Causse Comtal, elle a une épaisseur de 15m environ.

Aux Vignes, cet ensemble inclut un complexe volcanique à laves basaltiques surmonté par un liseré charbonneux contenant des spores et des pollens indiquant le Bathonien (Berger et Taugourdeau, 1965).

Au sommet de cette formation, dans le Larzac septentrional, ces calcaires ont livré des brachiopodes (*Monsardithyris ventricosa* et *Sphaeroidothyris sphaeroidalis*) signant le Bajocien supérieur (dét. J.-P. Garcia in Charcosset *et al.*, 1996).

Il s'agit de calcaires oolithiques *grainstones* qui apparaissent souvent en bancs pluridécimétriques à stratifications obliques et parfois entrecroisées.

La limite supérieure de cette assise correspond, dans la région de Millau, à une surface irrégulière, oxydée ou parfois karstifiée, surmontée par des argiles rouges matérialisant un paléosol.

I.5.8 - « Calcaires à stipites » (Bathonien moyen et supérieur)

La formation des « Calcaires à stipites » (Charcosset *et al.*, 1996) a une épaisseur qui varie de 180m environ aux Vignes, à une trentaine de mètres au Clapier et à St-Pierre-de-la-Fage (Larzac méridional). Dans cette partie méridionale du Causse du Larzac, les « Calcaires à stipites » reposent sur les « Calcaires à *Zoophycos* » de l'Aalénien inférieur-moyen ou sur les Marnes noires du Toarcien. Vers Alzon, ils reposent sur les « Calcaires à chailles » du Bajocien inférieur.

Il s'agit d'une unité essentiellement formée de calcaires sublithographiques beiges ou grisâtres en bancs pluridécimétriques, admettant des intercalations de calcaires oolithiques surtout vers le sommet, et des passées argileuses et charbonneuses (stipites du Larzac) plus épaisses à la base de la formation. Les termes supérieurs se caractérisent par des faciès moins argileux : calcaires micritiques, parfois bioclastiques ou oolithiques, souvent d'aspect plus massif. La partie terminale de cette unité apparaît affectée (sur une épaisseur plus ou moins importante) par une dolomitisation secondaire, ce qui peut augmenter de ce fait la puissance apparente du complexe dolomitique sus-jacent.

Les « Calcaires à stipites » sont d'âge Bathonien moyen et supérieur. Ces datations nouvelles ont été établies dans ce travail grâce à la découverte de brachiopodes (*Burmihynchia* cf. *multiplicata*, *B. multiplicata/turgida*, *B. cf. turgida*, *B. icaunensis/hopkinsi* et *B. cf. thierachensis*) et de foraminifères benthiques (dont *Alzonella cuvillieri* et *Orbitammina elliptica ex Meyendorffina bathonica*).

Le Bathonien inférieur n'a pu être identifié paléontologiquement qu'en deux endroits seulement : la coupe de Saint-Sulpice et celle de Chambonnet.

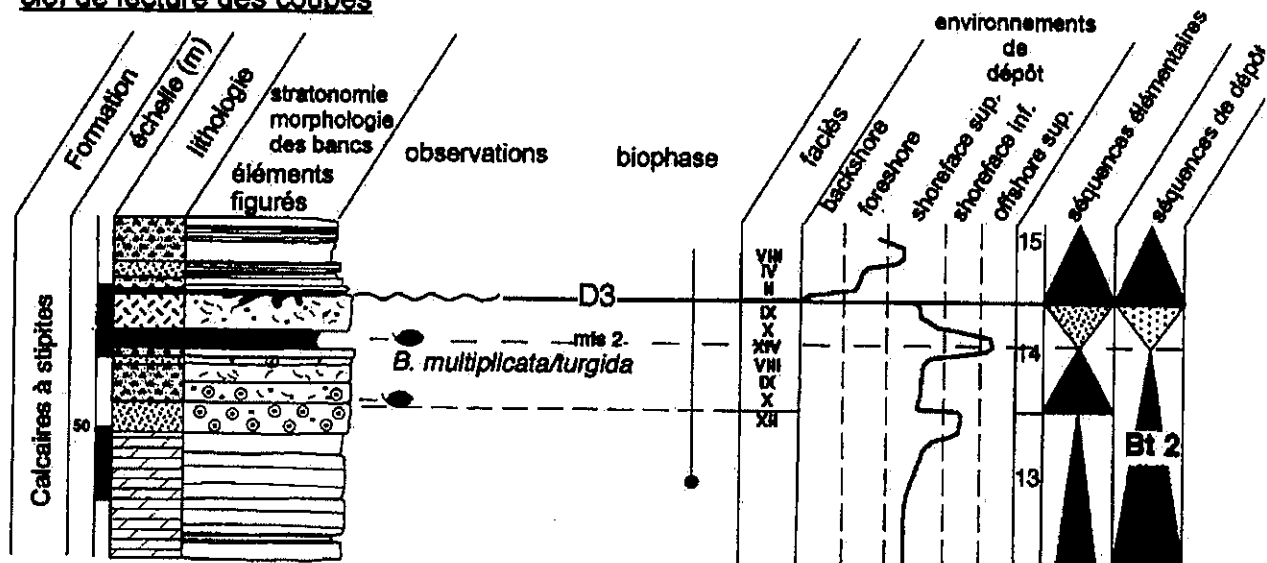
I.5.9 - « Dolomies II »

Les calcaires précédents sont surmontés par un complexe dolomitique (Peybernès, 1990) responsable des reliefs ruiniformes des plateaux caussenards (Montpellier-le-Vieux par exemple). Son épaisseur est estimée entre 30 et 150m. il s'agit de dolomies massives, noires, cristallines ou finement grenues, généralement pulvérulentes.

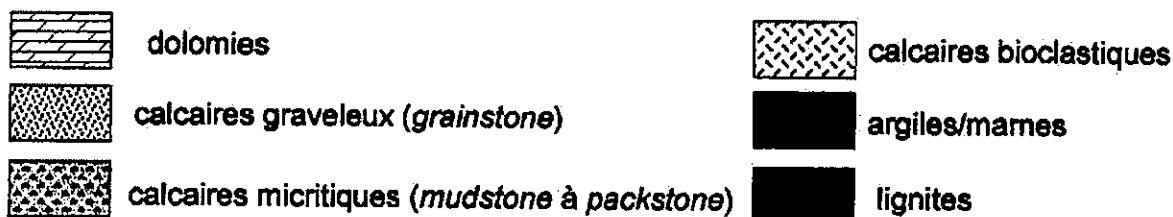
La base de la formation relève certainement encore du Bathonien puisque *Orbitammina elliptica* a été retrouvée dans des flots calcaires épargnés par la dolomitisation.

La partie supérieure des « Dolomies II » pourrait représenter une partie du Callovien puisque ces dernières sont ponctuellement couronnées par un horizon calcaire à ammonites de l'extrême sommet du Callovien moyen (horizon à *Interpositum*) décrit à Florac sur le Causse Méjean par Marchand *et al.* (1983).

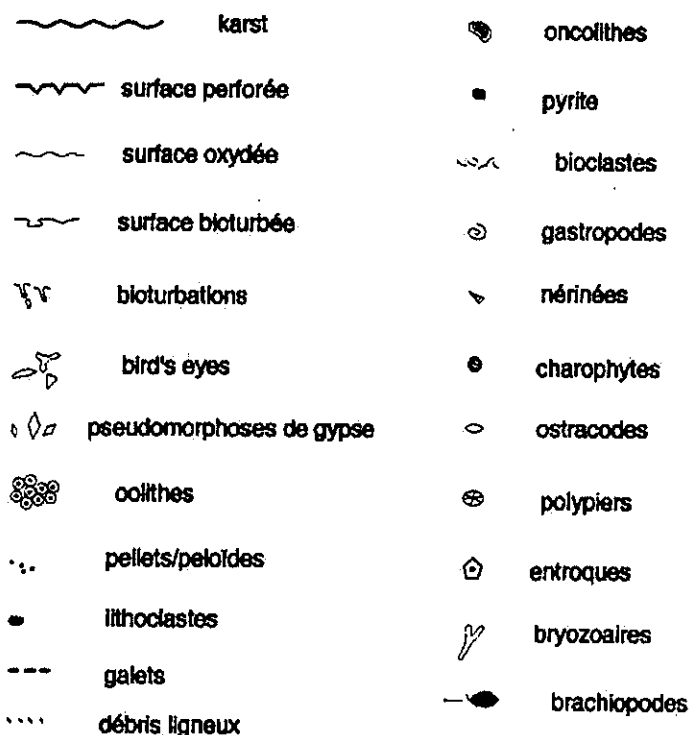
clé de lecture des coupes



colonne lithologie



colonne stratonomie et éléments figurés



légende des motifs utilisés pour les séquences

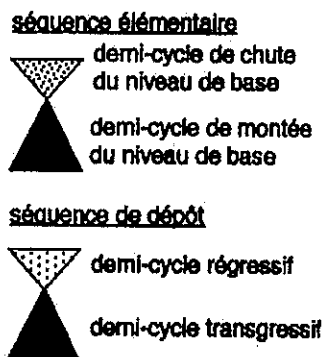


fig. 14 : Légende commune à toutes les coupes.

Chapitre II

Analyse des faciès

CHAPITRE II : Analyse des faciès	39
II.1 - Inventaire des faciès (ou des associations de faciès) et processus de dépôt	40
II.2 - Mise en évidence des séquences élémentaires	52
II.3 - Regroupement des séquences élémentaires	57
II.4 - Environnements de dépôt	58

CHAPITRE II : Analyse des faciès

La méthodologie mise en œuvre ici est dérivée de celle préconisée par Guillocheau (1991) et par Homewood *et al.* (1992) pour la **Stratigraphie génétique**. Cette démarche s'appuie sur l'identification des **séquences ou unités génétiques**, briques stratigraphiques élémentaires délimitées par des surfaces à valeur chronologique et corrélables à l'échelle locale ou régionale. Le découpage en unités ou séquences génétiques passe par l'observation des faciès sédimentaires et l'identification des associations de faciès, par la détermination du milieu de dépôt puis par la construction d'un modèle sédimentologique. Les faciès sont ainsi replacés dans le référentiel sous la forme d'un diagramme de substitution et de succession latérale de faciès selon une zonation terre/mer. C'est la succession verticale des faciès, donc des milieux de dépôt, qui révèle les phases de progradation ou de rétrogradation.

La démarche envisagée est complétée et améliorée par des concepts nouvellement utilisés. En effet, Cross (1993) et Rousselle et Dromart (1996) définissent une **unité génétique** comme l'enregistrement stratigraphique de l'accumulation sédimentaire qui se déroule durant un **cycle de variation du niveau de base** (cf. chapitre I). Ces cycles sont reconnus à partir de critères traduisant les variations de la vitesse d'accumulation (accommodation) et de la profondeur des dépôts. L'habillage en environnements de dépôt se fait *a posteriori* tout en définissant au préalable des associations de faciès plus proximales ou plus distales. Cette méthode permettra d'observer la répartition des faciès et des milieux de dépôt en fonction des différentes phases de variation du niveau de base (montée ou chute).

Dans cette étude, il m'a paru plus judicieux de considérer les cycles stratigraphiques comme des cycles de variation du niveau de base compris entre deux maximums de chute. Les briques stratigraphiques élémentaires reconnues sont donc apparentées à des paraséquences au sens de Van Wagoner (1990). En effet, l'identification de ces cycles était plus aisée sur le terrain grâce à des surfaces d'érosion et/ou d'oxydation localisées au niveau des maximums de chute du niveau de base et facilement repérables. Les maximums de montée du niveau de base sont, quant à eux, beaucoup moins bien marqués. Nous appellerons donc ces cycles des **séquences élémentaires** puisqu'elles sont limitées à la base et au sommet par des surfaces d'inondation ou par l'inversion de tendance entre chute et montée du niveau de base.

La démarche méthodologique comporte donc plusieurs étapes :

- l'inventaire des faciès et associations de faciès et leur interprétation en termes de milieux de dépôt afin de les replacer dans un référentiel de proximalité/distalité ;
- la mise en évidence des séquences élémentaires de dépôt ;
- le regroupement des séquences élémentaires de dépôt en séquences de dépôt de 3^{ème} ordre.

Les deux premières étapes sont détaillées dans ce chapitre. Les résultats de la dernière étape seront présentés dans les chapitres suivants concernant l'analyse des différentes coupes étudiées.

II.1 - Inventaire des faciès (ou des associations de faciès) et processus de dépôt

L'inventaire des faciès proposé dans ce chapitre a été obtenu par l'observation de l'ensemble de la série bathonienne sur toutes les coupes étudiées dans le graben des Grands Causses et sur le Seuil cévenol. J'ai ainsi dénombré 14 faciès principaux, ou associations de faciès, présentant des caractéristiques particulières en termes de conditions environnementales de dépôt et numérotés en chiffres romains de I à XIV. Les conditions d'élaboration de chaque faciès sont discutées et chaque faciès peut ainsi être replacé sur un profil de dépôt théorique (séquence-paysage) en fonction de leurs caractères de proximalité/distalité (fig. 15).

Faciès I : Lignites

Description :

Appelées jadis « stipites » et ayant fait l'objet d'exploitation, les lignites des Grands Causses se présentent le plus souvent sous forme de grandes lentilles de quelques centimètres à un mètre d'épaisseur.

La présence de macro- et microfossiles est assez rare ; seuls quelques lamellibranches d'eau douce du genre *Paludina* ont été signalées par de Serres (1858). Berger et Taugourdeau (1965) font état d'un fort taux de pollens de l'espèce *Monosulcites minimus* et de Ginkgoales qui représentent un tiers de la microflore. Doubinger (1961) note une prédominance de pollens de Gymnospermes (71%) sur les spores de Ptéridophytes (29%) dans les stipites du Larzac.

Ce faciès est le plus souvent associé à des argiles (faciès II), des calcaires micritiques plus ou moins argileux renfermant de nombreux débris de bois et se situe parfois au-dessus d'un niveau à racines.

Il se rencontre en général à la base des séquences élémentaires et constitue leur premier faciès transgressif.

Les lignites sont plus abondantes dans la partie inférieure de la Formation des « Calcaires à stipites ».

Interprétation :

Les lignites proviennent de l'accumulation de débris végétaux. Pour qu'il y ait formation de lignites, il faut produire ces débris par démantèlement (rhéxistase) de zones émergées colonisées par une abondante végétation. Une augmentation de l'accommodation est donc nécessaire pour l'envahissement de ces zones par l'eau et ensuite pour produire et accumuler les lignites. Pendant cette période, on assiste donc à un recul des zones de végétation (forêt côtière, mangroves, marais maritime avec végétation abondante) et dépôt de lignites. La période d'augmentation d'accommodation se poursuivant, le toit de la couche de lignite peut se déposer. Le mur peut présenter ou non des traces de racines.

Ce faciès se rencontre donc dans un environnement continental (palustre) à supratidal au voisinage d'un lac ou d'un étang côtier en connexion pérenne ou épisodique avec la mer.

Faciès II : Argiles

Description :

Ce sont des argiles de couleur brune qui se présentent sous forme de couches d'épaisseur assez régulière variant de quelques centimètres à plus de un mètre. Ce faciès fait

généralement suite au dépôt de lignites ou, parfois, d'argiles rougeâtres et est surmonté par des laminites, des calcaires micritiques à texture *mudstone* à *wackestone*, des biomicrites *packstone* à *wackestone*, à ostracodes et charophytes, ou à bioclastes de lamellibranches et foraminifères ou des calcaires graveleux à texture *packstone* à *wackestone*.

Ces dépôts argileux sont riches en ostracodes de milieu lacustre, lagunaire ou marin, charophytes, radioles d'oursins, débris d'huîtres, encrines, foraminifères benthiques, brachiopodes (épisodiquement), terriers, débris charbonneux et ferrugineux.

En fonction de l'origine de ces argiles, on y trouve des ostracodes en nombre d'individus très important représentant peu d'espèces, donc de faible biodiversité spécifique, ou en nombre moindre mais avec des espèces plus nombreuses.

Interprétation :

En fonction du contenu paléontologique, ces argiles peuvent avoir plusieurs origines possibles. Le plus souvent, ce sont des argiles d'origine lacustre ou lagunaire avec une biophase d'ostracodes et de charophytes importante (en nombre d'individus) dont le dépôt fait suite à celui de lignites ou d'argiles ligniteuses pendant une phase d'augmentation de l'accommodation. Le paléoenvironnement de ces argiles se situe donc dans le domaine supratidal voire continental côtier pour les véritables dépôts lacustres.

Les argiles présentant une biophase d'affinité plus marine, constituée généralement d'ostracodes marins, foraminifères, radioles d'oursins, huîtres, encrines et/ou brachiopodes, se sont déposées dans un environnement plutôt littoral mais temporairement ou sans cesse ouvert sur le domaine marin. Les modifications dans la diversité spécifique des ostracodes seraient dues à des variations physico-chimiques du milieu et à des variations minimales de la bathymétrie.

Ce faciès se rencontre principalement pendant les phases d'augmentation d'accommodation mais peut parfois se déposer pendant les phases de diminution d'accommodation lors d'une régression marine ; ces argiles sont alors intercalées dans des dépôts intertidaux ou subtidaux, ou alors surmontent des dépôts intertidaux comme des laminites.

Faciès III : Pseudomorphoses de minéraux évaporitiques (dans des microfaciès variés)

Description :

Les microvacuoles interprétées comme des pseudomorphoses de minéraux évaporitiques montrent soit des formes géométriques, soit des formes ovoïdes à contour irrégulier. Elles sont remplies par de la microsparite indiquant une recristallisation de calcite dans le moule des cristaux évaporitiques (anhydrite ou gypse). La différenciation des deux types de minéraux pourrait se faire uniquement avec la forme des microvacuoles restituant la forme originelle des cristaux issue du type de système cristallin : monoclinique pour le gypse et orthorhombique pour l'anhydrite. En fait, on devrait voir des baguettes aciculaires à contour régulier en section longitudinale et des sections losangiques en section transversale pour le gypse ou des sections plus tabulaires ou parallépipédiques correspondant à des sections de cristaux d'anhydrite.

Dans les faciès rencontrés, il n'a pas été possible de distinguer la nature des minéraux évaporitiques originels donnant les structures observées. Les microvacuoles présentent le plus souvent des formes ovoïdes à contours irréguliers mais parfois plus rectilignes. Elles peuvent présenter des formes plus tabulaires, carrées ou rectangulaires à contour plus ou moins régulier. La forme en baguettes aciculaires n'a jamais été observée ici.

Mélas (1982) a noté les mêmes types de microvacuoles et signale que les moulages de ces minéraux peuvent donner, après dissolution ou recristallisation de la matrice encaissante, des vacuoles subsphériques ou ovoïdes. Il est alors très difficile de distinguer l'anhydrite du gypse. Si ces phénomènes affectent, par exemple, un faciès à cristaux de gypse, les contours des cristaux deviennent moins réguliers et une section au départ losangique peut se transformer en vacuole sphérique ou ovoïde rappelant l'anhydrite.

Dans notre cas, les faciès qui renferment des pseudomorphoses de minéraux évaporitiques sont variés. Ce sont des micrites blanches grumeleuses ou crayeuses, parfois des micrites de couleur marron (renfermant des charophytes et des ostracodes) et des micrites beiges à *bird's eyes*.

On rencontre encore ces structures dans des pelmicrites ou pelbiomicrites *packstone* à grosses gravelles, algues vertes, bioclastes et foraminifères.

Ces structures sont également visibles dans des faciès graveleux à oolithes à cortex radiaire (oolithes de type C, voir plus loin pour définition) : oosparite à oolithes de type C, lithoclastes et algues, oopelmicrite ou pelsparite.

Dans ces faciès, les pseudomorphoses ne représentent que 5 à 10% de la surface totale de la lame mince ; par contre, dans certains cas, ces structures peuvent représenter jusqu'à 30% de cette surface et forment ainsi des amas très importants à l'intérieur du faciès. Elles donnent aussi un aspect bréchique au faciès originel. Dans le cas où ce phénomène a été observé, le faciès encaissant est un calcaire graveleux *packstone*, à oolithes de type C, en bancs amalgamés.

Interprétation :

La présence de pseudomorphoses de minéraux évaporitiques (gypse ou anhydrite) évoque un environnement supratidal évaporitique comparable aux sabkhas paraliques actuelles du Golfe Persique (Abu Dhabi, Purser, 1983) sous climat aride.

Ces faciès se trouvent exclusivement en phase de diminution d'accommodation et représentent le dernier terme des séquences élémentaires de dépôt. Des faciès présentant un amalgame en sommet de banc associés à des pseudomorphoses d'évaporites attestent également d'une diminution de l'accommodation.

Faciès IV : Laminites

Description :

Nous distinguerons ici deux types de laminites ; d'une part, des laminites fortement bioclastiques, à ostracodes, et d'autre part, des laminites présentant une simple alternance de lits micritiques et de lits graveleux. Dans les deux cas, ce sont des laminations planes qui constituent des bancs d'une dizaine à une trentaine de centimètres d'épaisseur. Elles peuvent aussi former à l'affleurement des calcaires et dolomies en plaquettes dont la finesse apparaît liée à la structure laminée.

Les laminites à ostracodes présentent une fine alternance millimétrique à forte concentration de valves isolées et de coquilles entières d'ostracodes et de lits micritiques bruns beaucoup plus pauvre en ostracodes. L'épaisseur de chaque lamine varie et peut être discontinue, formant ainsi des petites lentilles.

Le deuxième type de laminites présente une alternance de lamines plurimillimétriques de micrite beige clair et de lits graveleux et bioclastiques. Ces lamines micritiques contiennent quelques bioclastes de petite taille et débris de végétaux tandis que les lamines graveleuses (pellets) sont très bioclastiques avec des bioclastes d'assez grande taille (lamellibranches) orientés horizontalement. Dans certains cas, les lamines ne sont pas tout à fait horizontales et

peuvent se recouper avec un angle très faible. Le pourcentage de grains de quartz détritiques peut atteindre 25%.

Interprétation :

Ces structures laminées ne présentent aucune morphologie algaire décelable (notamment pas de pseudo-colonnes ou d'ondulations centimétriques) et semblent avoir été engendrées par des phénomènes uniquement dynamiques et mécaniques : mise en suspension et redépôt des particules sous forme de lamines horizontales ou subhorizontales.

Ces lamines indiquent plutôt un environnement d'énergie modérée soumis vraisemblablement à l'action de courants de marée sur côte très plate, donc un environnement intertidal ou subtidal élevé. Les sédiments boueux qui s'y déposent habituellement sont alors perturbés par les courants qui apportent aussi des débris bioclastiques et des particules détritiques. Ces courants peuvent aussi tronquer des lamines déposées précédemment et créer ainsi des micro-surfaces d'érosion observable à l'échelle de quelques lamines.

Faciès V : Lamines stromatolithiques

Description :

Ce faciès diffère de celui décrit précédemment par les conditions de formation des lamines.

Il s'agit de calcaires très finement laminés agencés soit sous forme de bancs continus d'épaisseur variable, soit sous forme de dômes isolés atteignant 25 cm de haut sur 40 cm de large. Dans les deux cas, ces sédiments laminés sont constitués de fines lamines alternativement micritiques et microsparitiques plus graveleuses inframillimétriques. Les lamines micritiques sont sombres, rarement bien délimitées dans la partie inférieure, et correspondent probablement à des vestiges de voiles algaires qui ne montrent plus de microstructures organiques. Les lamines de couleur claire sont microsparitiques et finement graveleuses et peuvent inclure des pellets de taille plus importante ainsi que des microvacuoles qui correspondent sans doute à des *fenestrae* et des micro-fentes.

Les lamines, subhorizontales ou légèrement ondulées, peuvent se recouper soulignant des micro-surfaces d'érosion.

A l'affleurement, on remarque fréquemment associés à plusieurs lamines des *bird's eyes* et des fentes de dessiccation (« mud-cracks »).

Interprétation :

Ces structures sédimentaires d'origine cryptalgale ont largement été décrites dans l'actuel et dans l'ancien au sein d'environnements intertidaux à supratidaux (Aitken, 1967 ; Purser, 1975 ; Park, 1976 ; Pratt et James, 1986).

En effet, on trouve actuellement dans la Baie des Requins (Australie) ou en Floride de grandes étendues intertidales où se développent des laminations cryptalgales (Purser, 1983) souvent agencées en colonnes de grandes dimensions. Elles résulteraient d'après Monty (1965) d'une croissance rythmique pouvant être nycthémérale avec développement de l'activité photosynthétique des cyanobactéries le jour, alors que leur activité est réduite pendant la nuit ; les sédiments fins peuvent alors se déposer sur les lamines cryptalgales.

On peut aussi évoquer un rythme saisonnier comparable à celui des varves périglaciaires ou des minitransgressions dans des sabkhas paraliques.

D'après Park (1976), les lamines micritiques pourraient représenter le développement de tapis algaires entrecoupés par des périodes de tempêtes de faible intensité enregistrées par les lits plus graveleux. La rythmicité de l'enregistrement n'est pas démontrée, d'autant plus que

cet enregistrement en zone intertidale, dépendant de la croissance algale, peut être souvent interrompu et donc s'avérer incomplet. La présence de *bird's eyes* et de micro *mud-cracks* nous indique en effet que ces lamines peuvent être temporairement exondées.

On associera donc ces lamines à un environnement plutôt intertidal.

Faciès VI : Micrites à *bird's eyes*

Description :

Les faciès où l'on rencontre ce type de structures sédimentaires sont assez variés.

Les *bird's eyes* ou *fenestrae* sont des petites lentilles ou microvacuoles, ovoïdes ou planes plus ou moins effilées, secondairement remplies de sparite. On les rencontre généralement dans des sédiments boueux micritiques. Ces structures peuvent se développer également dans des sédiments graveleux plus ou moins grossiers et prennent alors le nom de « keystone-vugs ». Dans ce cas, les lentilles ont une taille qui dépasse la taille normale de l'espace intergranulaire et leur périphérie ne tronque pas les grains adjacents (Purser, 1975). Ce cas n'a quasiment jamais été observé ici.

Les structures « oillées » (Purser, 1975) ou *bird's eyes* s'observent uniquement dans des calcaires micritiques à texture *mudstone* à *wackestone* ; des organismes ou débris d'organismes tels que des ostracodes (entiers ou à valves séparées), des charophytes, des gastéropodes et des miliolidés apparaissent disséminés dans ce faciès.

Les *bird's eyes* peuvent occuper de 5 à 20% de la surface de la roche et présentent des formes variées. Dans la plupart des cas, ils ont une forme ovoïde ou rectangulaire de 0.5 à 5 mm de longueur sur un diamètre inférieur à 0.5 mm. Ils sont soit dispersés dans la masse sans connexion, soit rapprochés, nombreux, présentant des connexions de diamètre souvent plus petit. Ces structures pourraient correspondre aux « Tubular fenestrae » et aux « Irregular fenestrae » de Groover et Read (1978). Ils ne présentent que très rarement une disposition laminée comme l'ont décrite ces deux auteurs, sauf quand ils sont associés à des laminations stromatolithiques (faciès V) où on les observe disposés parallèlement aux lamines subhorizontales.

Interprétation :

Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer l'origine de ces structures. L'hypothèse la plus souvent admise est celle de bulles de gaz piégées dans le sédiment dans des flaques temporairement asséchées (milieu intertidal), ce gaz étant libéré lors de la décomposition de la matière organique (Purser, 1980). Ce gaz, en s'échappant sous la pression exercée par une augmentation de la tranche d'eau, forme ainsi des structures oillées et effilées verticalement. Les *bird's eyes* sont donc considérés comme caractéristiques des milieux inter et supratidaux en comparaison avec les environnements actuels.

Mélas (1982) ajoute que cela n'exclut pas l'existence de telles structures en milieu infralittoral interne où elles pourraient se former par décomposition de la matière organique piégée. Ces structures sont en général mal conservées à cause de la lithification lente des sédiments ou à cause de l'activité des animaux fouisseurs (bioturbation) qui libèrent le gaz du sédiments (Purser, 1980). Par contre, dans les milieux inter et supratidaux, la lithification forte et rapide permet la conservation de telles structures.

Faciès VII : Biomicrites à ostracodes et charophytes

Description :

Ce faciès présente une texture *mudstone* à *packstone* en fonction de la densité de la biophase représentée pour l'essentiel par des coquilles d'ostracodes entières ou à valves séparées et par des gyrogonites de charophytes.

Il se présente en bancs de 50 cm à 1 m d'épaisseur et alterne souvent avec des horizons argileux riches en ostracodes et charophytes. Le sédiment boueux qui emballe ces débris est une micrite de couleur marron. Les autres éléments constitutifs de ce faciès sont des bioclastes de lamellibranches, gastéropodes, serpules et des grains de quartz détritique. Il est fréquent de trouver des charophytes et des coquilles d'ostracodes remplis de sédiments interne.

Interprétation :

Les ostracodes, qui constituent un élément important de ce faciès, sont indéterminables en lame mince et il nous a donc été impossible de connaître l'origine de ces organismes (lacustre, lagunaire ou marin). Quant aux charophytes, ce sont des végétaux intermédiaires entre les mousses et les algues vivant dans les eaux douces ou saumâtres. Nous retrouvons uniquement les oogones ou gyrogonites de ces végétaux, jamais de tiges. Ils peuvent donc nous indiquer un milieu de dépôt littoral ou continental s'il n'y a pas transport de ces éléments difficile à déceler si la biophase accompagnante relève du même paléoenvironnement.

Ce faciès aurait donc pu se déposer dans un milieu subtidal calme (absence de figures sédimentaires) proche de la côte.

Faciès VIII : Micrites azoïques

Description :

Ce sont des micrites à texture *mudstone* qui affleurent en bancs d'épaisseur variable (quelques cm à plusieurs mètres parfois). Ce faciès présente une cassure conchoïdale très caractéristique des calcaires sublithographiques, ainsi qu'un aspect extérieur homogène et lisse. Il est pratiquement dépourvu de toute biophase et autre élément constitutif. La couleur est en général beige clair. On peut y trouver toutefois mais très rarement quelques bioclastes de charophytes, ostracodes, foraminifères, algues vertes ou spicules de spongiaires, des grains de quartz, des bioturbations remplies d'oolithes et de gravelles, des galets et des brachiopodes.

Interprétation :

Ce faciès montre les mêmes caractéristiques que le faciès VI, avec, en moins, les caractères liés à des émergences temporaires. Nous pouvons trouver ce faciès en continuité du faciès à *bird's eyes* mais dans des conditions toujours immergées. La biophase indique un environnement marin calme et protégé de toute source hydrodynamique élevée (absence totale de figures sédimentaires).

A la précipitation physico-chimique ou biochimique du carbonate de calcium dans le milieu, s'ajouterait également une production de boue d'origine planctonique obtenue par décantation de coccolithes (Noël *et al.*, 1991 ; Busson *et al.*, 1992 ; Busson *et al.*, 1993). Tous les calcaires sublithographiques étudiés par ces auteurs présentaient la même texture et le même aspect comme les micrites décrites ici. Les observations au MEB sur des calcaires du Jurassique moyen et supérieur de France (Bourgogne, Jura et Dordogne) ont révélé l'existence de l'abondance de coccolithes, de « petite taille et de morphologie en bouton de manchette » (Busson *et al.*, 1993). Ces micrites se seraient déposées dans un milieu peu profond et très calme, l'agitation des eaux étant défavorable aux Coccolithophoridés (Busson *et al.*, 1993).

Faciès IX : Biomicrites à biophase exclusivement marine

Description :

Ce faciès diffère du précédent par la densité et la nature de la biophase. C'est une biomicrite à texture *wackestone* à *packstone*, en général de couleur beige clair, qui affleure en bancs de 20 cm à 1 m d'épaisseur.

Les éléments constitutifs sont principalement des bioclastes de lamellibranches, ostracodes, gastéropodes, algues vertes, entroques, radioles d'oursins, foraminifères benthiques (miliolidés et divers agglutinés), brachiopodes, polypiers (rares), serpules et débris de végétaux. Les autres éléments du faciès sont représentés par des pellets, gravelles, oncolithes, quelques rares oolithes et des bioturbations diffuses à remplissage également micritique.

On peut distinguer deux types de biomicrites : le premier montre des bioclastes de lamellibranches de grande taille dispersés dans une micrite et le deuxième contient une biophase beaucoup plus diversifiée, avec des bioclastes de taille plus réduite.

Interprétation :

Ce faciès se trouve fréquemment associé au faciès précédent dans le même type d'environnement sédimentaire. En effet, la biodiversité indique un environnement marin similaire ou peut-être légèrement plus profond que celui où se dépose les micrites azoïques. L'absence totale de figures sédimentaires et de lithoclastes, et au contraire la présence de rares oolithes, d'oncoïdes et d'importantes bioturbations nous permet d'interpréter ce milieu de dépôt comme un milieu calme et protégé subtidal.

La micrite semble être de même nature que dans le faciès précédent et pourrait être produite par l'action simultanée d'une décantation de coccolithes et d'une précipitation physico-chimique ou biochimique. Dans ce faciès, il y a peu de particules non produites sur place, comme des lithoclastes ou des oolithes, ce qui nous amène à penser qu'on se trouve encore assez loin des zones agitées de production des oolithes (barrière, dunes hydrauliques...). Les oolithes, les gravelles et les bioclastes remaniés, quand ils sont présents dans le faciès, semblent avoir été apportés par les tempêtes.

Faciès X : Calcarénites à dominante micritique

Description :

Ce faciès regroupe tous les faciès graveleux calcarénitiques à dominante micritique ; c'est-à-dire que la texture principale rencontrée est un *packstone*, la nature des éléments constitutifs étant variée. En fonction du contenu et de la quantité relative de chaque élément, on distingue des pelmicrites, des oopelmicrites ou des pelbiomicrites. Ces faciès sont à dominante de pellets (taille de 100 µm), de gravelles (taille comprise entre 250 µm à plusieurs mm), puis de pelloïdes ferruginisés, d'intraclastes, d'oolithes micritisées parfois corrodées (taille de 350 à 750 µm), de quelques grains de quartz et de galets. Les éléments organiques représentent une grande partie du faciès : rares ostracodes et charophytes, bioclastes de lamellibranches de taille variable, entroques, radioles d'oursins, gastéropodes, rares spicules, miliolidés, foraminifères benthiques, brachiopodes et algues vertes.

La bioturbation est relativement importante avec des remplissages grossiers à pellets, gravelles et oolithes. Les figures sédimentaires sont absentes.

Interprétation :

Ces faciès présentent des éléments liés à un hydrodynamisme plus élevé que pour les faciès précédents malgré l'absence de figures sédimentaires.

La présence d'une faune diversifiée caractérise un environnement marin franc et celle d'éléments remaniés (lithoclastes, galets et oolithes corrodées) démontre un environnement proche d'une zone d'énergie plus forte, comme une barre sableuse qui apporterait gravelles et oolithes lors de tempêtes. On se trouve donc dans une position intermédiaire entre les micrites azoïques - biomicrites des environnements calmes précédents et les faciès soumis à un hydrodynamisme plus élevé au niveau d'une barre tidale.

La présence dans ces micrites de coccolithes est plus incertaine du fait de l'agitation des eaux dans cet environnement qui n'est plus favorable aux développement des Coccolithophoridés.

Ce faciès s'est donc déposé dans un environnement subtidal, en position d'arrière-barre.

Faciès XI : Calcarénites ou calcisiltites à pellets**Description :**

Ce faciès regroupe des faciès en général très homogènes à texture *grainstone* ou *micrograinstone*. Ce sont le plus souvent des pelsparites.

Les éléments dominants sont les pellets d'une taille de 100 µm ou inférieur puis, les gravelles micritiques (taille de 2 mm), des extraclastes roulés, de rares oolithes, des bioclastes de lamellibranches de taille régulière, des algues et des foraminifères.

L'homogénéité de la taille des éléments est caractéristique de ce faciès.

Interprétation :

La présence de faciès à ciment sparitique prouve une certaine agitation des eaux malgré l'absence de figures sédimentaires.

Les éléments « rapportés » comme les lithoclastes roulés proviennent sans doute d'une zone encore plus agitée.

L'environnement dans lequel se dépose ce faciès reste tout de même préservé des apports massifs et du remaniement dus à d'éventuelles tempêtes de fortes amplitudes et se situerait dans une position intermédiaire entre l'arrière-barre et la barre sableuse où l'agitation des eaux est plus forte.

Faciès XII : Calcarénites à dominante oolithique**Description :**

C'est un faciès de *grainstone* calcarénitique à dominante oolithique correspondant généralement à des oopelsparites et des oosparites. Les allochems sont composés majoritairement d'oolithes micritisées ou radiaires et de pellets puis, de gravelles bien arrondies, d'extraclastes roulés, de galets mous, de grains de quartz, de bioclastes de lamellibranches roulés et micritisés, d'algues vertes, d'entroques, de radioles d'oursins, de gastéropodes, d'ostracodes (rares), de brachiopodes et de foraminifères.

Ce faciès s'observe dans des bancs de 10 cm à 1 m d'épaisseur, souvent couronnés par des surfaces irrégulières, érosives, oxydées, bioturbées, perforées ou encroûtées.

Des figures sédimentaires d'origine mécanique sont parfois présentes : on distingue ainsi des litages obliques plans d'angle faible et des litages obliques entrecroisés qui présentent des surfaces de troncature.

Interprétation :

Ce faciès est tout d'abord caractérisé par une texture *grainstone*, donc une absence de sédimentation boueuse. Les figures sédimentaires occasionnelles sont caractéristiques de l'action de courants de marées et les éléments constitutifs évoquent un milieu marin de grande agitation hydrodynamique avec remaniement des bioclastes.

Tous ces caractères nous indiquent que ce faciès correspond à des corps sédimentaires calcarénitiques tels que des barres tidales localisées dans un environnement subtidal agité (*shoreface* inférieur).

A propos des oolithes :

Dans les différents faciès qui contiennent des oolithes, nous avons distingué 4 types d'oolithes différant par leur structure et donc par leur mode de genèse.

Type A : oolithes micritisées

Ce premier type correspondrait au type 1 de Strasser (1986).

On les trouve le plus souvent dans des *grainstones* avec une taille supérieure à 500 μm et pouvant atteindre 2 mm. Le nucléus est rarement visible et, quand il l'est, il est constitué d'une particule micritique de petite taille (jamais de bioclastes). Le cortex est entièrement micritique ; de fines laminations sont parfois visibles. Elles ont une forme bien arrondie et représentent environ 40 à 50% de la surface de la lame dans les *grainstones* et seulement 10% dans les *packstones* et les *wackestones* où elles sont en proportion égale avec les débris organiques. Associés aux oolithes, on trouve des pellets, gravelles, intraclastes, bioclastes, entroques et foraminifères benthiques. Les faciès qui les contiennent constituent des bancs de 50 cm à 1 m d'épaisseur, présentent des litages obliques et sont couronnés en sommet de séquence par un surface oxydée. Ces oolithes sont associées parfois aux oolithes de type B.

Type B : oolithes à cortex laminé

Celles-ci se situent entre 500 μm et 800 μm de grand diamètre et sont également bien arrondies. Le nucléus est constitué par un grain micritique de petite taille ou par un bioclaste (lamellibranche ou foraminifère). Le cortex est composé de lamines fines concentriques ; des lamines sombres micritiques alternent avec des lamines claires de cristaux radiés.

Ces oolithes existent uniquement dans des *grainstones* où elles sont majoritaires (30 à 50%). Les autres éléments sont des pellets, des gravelles, des débris organiques (bioclastes, foraminifères et algues) et parfois du quartz. Ce faciès constitue des bancs peu épais (20 cm) ou plus épais (1.5 à 2m) et montre des litages obliques entrecroisés. Ces oolithes sont associées aux oolithes de type A.

Type C : oolithes à une seule couche

Elles ont une taille moyenne comprise entre 150 et 250 μm . Le nucléus est constitué par un grain micritique de petite taille par rapport à la taille de l'oolithe. Le cortex est composé d'une seule couche de cristaux radiés, régulière ou non. Ce sont des cristaux de sparite ou microsparite en baguettes, disposés perpendiculairement au nucléus. Le cortex prend la forme du nucléus ou, il peut présenter un développement plus important sur un côté. Dans certaines

oolithes, le nucléus n'est plus visible et on voit des cristaux se développer du centre vers la périphérie de l'oolithe.

Dans certains faciès, des oolithes ont un nucléus micritique de plus grande taille et un cortex toujours composé d'une seule couche de cristaux. D'autres présentent un bord micritisé avec des « piliers » qui pénètrent à l'intérieur du cortex.

Cette variété constitue des *grainstones* ou des *packstones* avec des gravelles, des bioclastes, des algues, des ostracodes et parfois des pseudomorphoses de minéraux évaporitiques.

Une variante de ce type peut exister : ce sont des oolithes composées d'un cortex à plusieurs lamines. Le cortex prend alors la forme du nucléus.

Type D : oolithes à cortex mixte

Celles-ci ont une taille comprise entre 300 μm et 1 mm. Le nucléus est représenté par un grain micritique dont la taille s'avère relativement importante par rapport à celle de l'oolithe. Le cortex est mixte, c'est-à-dire qu'il présente des lamines des trois premières variétés. On peut voir ainsi une première couche de cristaux radiaires, des lamines micritiques et à nouveau une dernière couche de cristaux radiaires. Ces oolithes ont en général une forme assez irrégulière puisque les différentes couches du cortex n'ont pas toute la même épaisseur et chacune d'elles peut présenter des variations d'épaisseurs (en particulier pour les lamines micritiques).

Elles se trouvent dans des faciès *grainstones* avec un pourcentage d'oolithes assez important, des bioclastes, des gravelles et d'autres types d'oolithes.

Les conditions de formation des oolithes varient avec la nature du cortex. En effet, une précipitation rapide à la surface de l'oolithe mettra en place des couches micritiques avec orientation aléatoire des cristaux. Une précipitation lente dans des eaux faiblement agitées donnera une structure laminée radiaire. Une précipitation très lente dans des eaux fortement agitées donnera une orientation tangentielle des cristaux.

Pour Strasser (1986), le type A correspond à une précipitation rapide associée ou non à une forte énergie. Le type B correspond à une succession de croissance et d'arrêt avec abrasion de la surface pendant la forte agitation. Le type C montre une croissance continue des cristaux radiaires parce que l'effet d'abrasion manque. Le type D montre plusieurs variétés qui reflètent une alternance de condition calme et agitée.

En conclusion,

- Le type A se formerait plutôt dans des barres sableuses sous l'influence de courants tidaux dans un milieu assez agité.
- Le type B se formerait dans un milieu marin avec intermittence de l'énergie.
- Le type C se formerait dans des environnements beaucoup plus calmes et restreints avec des variations de salinité (présence de pseudomorphoses d'évaporites et d'ostracodes) comme des lagunes supratidales.
- Le type D reflète des variations de l'énergie et de la chimie de l'eau. D'après Strasser (1986), ces changements seraient dus à la morphologie côtière, aux facteurs climatiques qui affectent la chimie de l'eau (évaporation, précipitations) et aux événements de haute énergie comme les tempêtes avec mélange d'eau et de sédiments de sources différentes.

Calcarénites à dominante bioclastique

Description :

Beaucoup plus rare, ce faciès n'a été observé que sur deux coupes (Bédarieux et Le Clapier). En raison de cette faible représentation, il n'est pas recensé comme un faciès principal.

Il se présente sous forme de calcarénites à entroques. C'est un faciès à dominante bioclastique avec des bioclastes de lamellibranches micritisés et roulés, des entroques, des radioles d'oursins, des algues vertes, des gastéropodes, des gravelles micritiques, des extraclastes, quelques oolithes de type B et quelques débris végétaux. La texture est principalement un *grainstone* assez grossier, de couleur rouille.

Dans les deux cas où il a été observé, il présentait des litages obliques plans ou entrecroisés (plus rares) avec de nombreuses surfaces de réactivation et formait un corps de 2 à 3 m d'épaisseur.

Interprétation :

Les litages obliques et les éléments remaniés (extraclastes et bioclastes roulés) indiquent un environnement de dépôt agité peu profond, soumis à des courants. Cet environnement serait peut-être plus profond ou moins agité que le milieu où se déposent les calcarénites à dominante oolithique car il s'associe à une vie benthique plus importante.

Ce faciès se placerait donc dans un environnement de *shoreface* inférieur.

Faciès XIII : Biomicrites à microfilaments et spicules

Description :

Ce sont des micrites de textures *wackestone*, riches en microfilaments et parfois en spicules de spongiaires. Elles sont composées également d'oolithes micritisés, ferruginisées et corrodées, de bioclastes, de radioles d'oursins, de foraminifères et de grains de quartz (jusqu'à 20%). Les figures sédimentaires sont absentes.

Interprétation :

Les spicules et les microfilaments sont en général des éléments que l'on trouve dans des environnements de mer ouverte relativement profonds et distaux, souvent riches en ammonites. Les oolithes corrodées proviennent sans doute d'une barre oolithique proche.

Ce faciès se déposerait dans un environnement plutôt calme et plus profond que tous les environnements précédents, c'est-à-dire un milieu *offshore* supérieur sous la limite d'action des vagues de beau temps.

Faciès XIV : Marnes à brachiopodes

Description :

Ce faciès se présente en couches peu épaisses, encadrées parfois par des biomicrites très bioturbées.

Il est caractérisé par l'abondance de bioclastes de lamellibranches (dont des pholades), de brachiopodes et de terriers.

Interprétation :

Ces marnes reflètent un milieu calme, à faible taux de sédimentation qui favorise la vie des organismes benthiques. Elles caractérisent un environnement distal d'*offshore* supérieur où elles peuvent coexister avec les biomicrites à microfilaments précitées.

Ces 14 faciès et associations de microfaciès se mettent donc en place sous des conditions paléoenvironnementales spécifiques. Les conditions principales sont l'hydrodynamisme, le climat (qui détermine la nature des dépôts supratidaux ; Wright, 1984), la bathymétrie donc le gradient proximal-distal.

L'important, à ce stade de la démarche, est de replacer les faciès sur un référentiel de proximalité/distalité pour les situer les uns par rapport aux autres. Ainsi des lignites sont considérées comme plus proximales qu'un calcaire oolithique à stratifications obliques. Il est également nécessaire de décrire au mieux les constituants du faciès pour avoir le maximum d'informations sur les conditions environnementales au moment du dépôt. Dans le cas des argiles par exemple, il est indispensable d'étudier la biophase, en particulier les ostracodes, pour déterminer l'origine de ces argiles. En effet, certains niveaux argileux, apparemment identiques, contiennent soit exclusivement des ostracodes d'origine lacustre, soit exclusivement des ostracodes d'origine marine. On considérera alors les argiles à ostracodes d'origine lacustre comme plus proximales que les autres argiles.

Ces faciès sont donc repérés sur un référentiel théorique (fig. 15) en fonction des caractères de proximalité/distalité ce qui permet de les situer les uns par rapport aux autres.

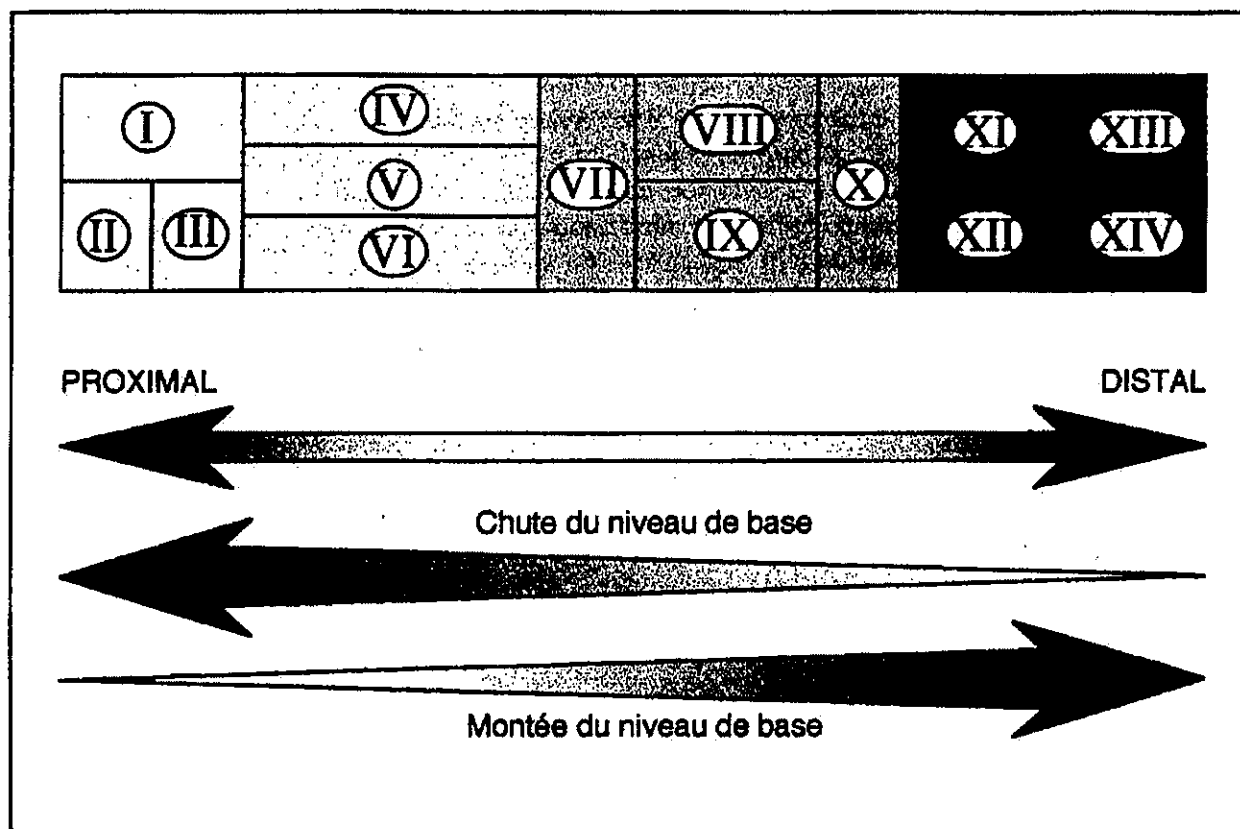


fig. 15 : relations entre l'évolution des principaux faciès sur un référentiel théorique et relatif de proximalité/distalité et l'évolution du niveau de base.

II.2 - Mise en évidence des séquences élémentaires

La mise en évidence des cycles de variation du niveau de base ou **séquences élémentaires** s'obtient par l'observation de la succession verticale des associations de faciès, donc l'évolution du caractère de proximalité/distalité, associée à l'observation d'autres paramètres comme les surfaces d'érosion, de troncature, d'oxydation et/ou de karstification, la morphologie des bancs, l'intensité de la bioturbation, la concentration de la macrofaune et la préservation des structures sédimentaires (litages).

Fondamentalement, la chute du niveau de base est définie par un déplacement des dépôts vers des termes proximaux ou par une diminution du taux de préservation des structures (Rousselle, 1997) alors que la montée du niveau de base correspond à un déplacement des dépôts vers des termes distaux ou par une augmentation du taux de préservation des structures de dépôt. Il arrive qu'on ne puisse pas mettre en évidence une évolution sur le référentiel quand le faciès ne change pas ; c'est alors l'estimation des possibilités de stockage de ce faciès qui pourra déterminer une certaine évolution dans la variation du niveau de base (Rousselle, 1997).

On définit une **séquence élémentaire** comme l'ensemble des dépôts situé entre deux **surfaces d'inondation**, c'est-à-dire, entre deux associations qui présentent des caractères de maximum de proximalité. La séquence comporte généralement deux phases. La première représente un **demi-cycle de montée du niveau de base** caractérisé par des dépôts de plus en plus distaux et la deuxième représente un **demi-cycle de chute du niveau de base** caractérisé par des dépôts de plus en plus proximaux. L'**inversion de tendance** entre les phases de montée et de chute du niveau de base n'est pas bien marquée et correspond rarement à une surface physique contrairement à l'inversion de tendance entre les phases de chute et de montée. Ces séquences ne comportent pas systématiquement les deux phases. Elles peuvent se limiter au demi-cycle de montée du niveau de base ou au demi-cycle de chute. *Le demi-cycle non-enregistré est alors matérialisé par une surface.*

Les caractères de reconnaissance d'une phase de montée sont donc le déplacement des environnements de dépôts vers des termes distaux, l'augmentation du taux de préservation des structures, la diminution de l'hydrodynamisme, l'augmentation de la macrofaune préservée et de la bioturbation et une tendance à l'augmentation de la paléoprofondeur.

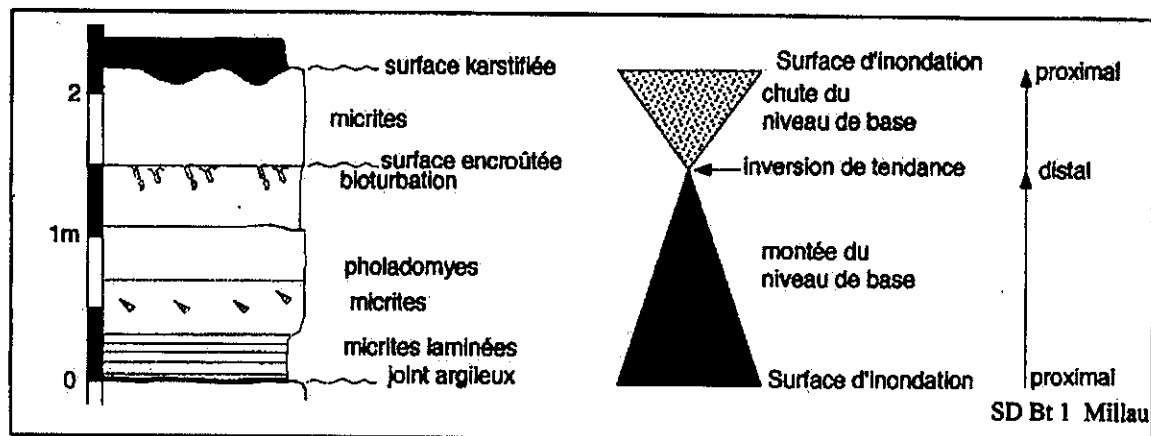
En phase de chute du niveau de base, on assiste à un déplacement des dépôts vers des termes proximaux, une diminution du taux de préservation des structures, un remaniement des sédiments au sommet du cycle ainsi que des érosions, une augmentation de l'hydrodynamisme, une augmentation des structures à caractère émerseur et une tendance à une diminution de la profondeur.

Plusieurs exemples de séquences élémentaires, observées sur différentes coupes, permettent de voir l'évolution des divers paramètres contrôlés par les variations du niveau de base.

Trois types de séquences ont été repérées : des séquences complètes comprenant un demi-cycle de montée puis un demi-cycle de chute, des séquences incomplètes comprenant uniquement soit un demi-cycle de montée soit un demi-cycle de chute. Ces différentes séquences peuvent être symétriques ou dissymétriques.

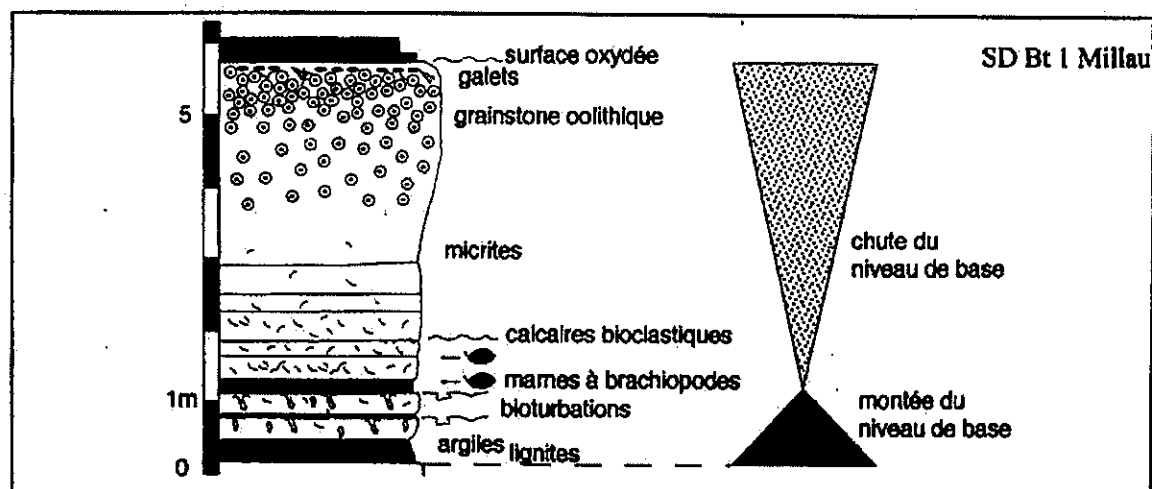
Séquence 1 (2m) : cette séquence a été relevée sur la coupe de Millau.

Elle débute au-dessus d'une surface irrégulière par un mince joint argileux puis, se poursuit par une micrite laminée (faciès IV), une micrite avec quelques pholadomyes, une micrite en bancs plus épais couronnée par une surface bioturbée et encroûtée d'huîtres. Le dernier terme est une micrite couronnée par une surface karstifiée.



On constate tout d'abord que cette séquence est bien délimitée à la base et au sommet et présente un faciès micritique dominant. Au-dessus de la surface basale, on assiste donc à une reprise de sédimentation matérialisée par le joint argileux puis par des dépôts plus distaux contenant de la macrofaune. Cette évolution se prolonge jusqu'à la surface encroûtée qui marque un arrêt ou un ralentissement de la sédimentation. L'ensemble de ces faits traduit donc une montée du niveau de base. Au-dessus, le faciès est encore une micrite mais couronnée par une surface karstifiée qui traduit clairement une évolution vers un pôle plus proximal. C'est donc la phase de chute du niveau de base.

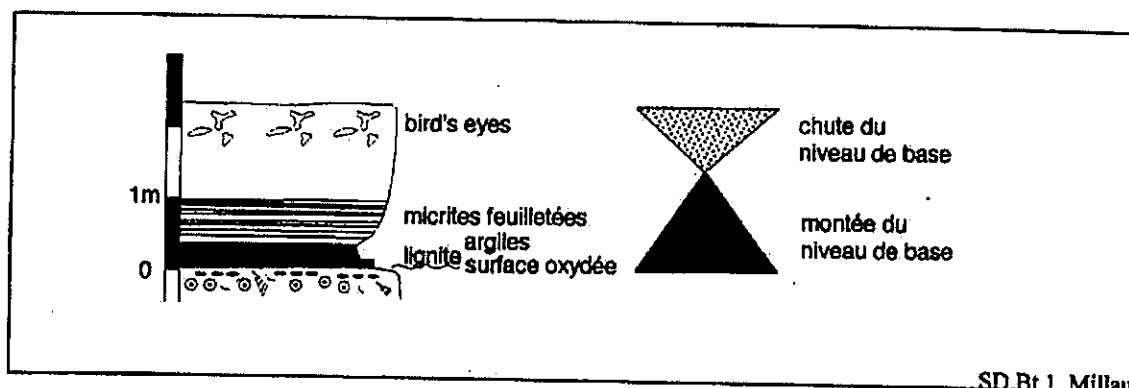
Séquence 2 (5,5m) : Également repérée sur la coupe de Millau, cette séquence dissymétrique comporte, de la base au sommet, des argiles ligniteuses, des argiles à charophytes (faciès II), deux bancs de calcaires bioclastiques bioturbés entrecoupés d'un mince intervalle marneux, un niveau marneux très bioclastique et contenant des brachiopodes, un calcaire bioclastique à brachiopodes (40 cm), une micrite (1,5 m) qui passe progressivement à un calcaire oolithique (faciès XII) couronné par une surface oxydée sous laquelle on observe des galets micritiques centimétriques.



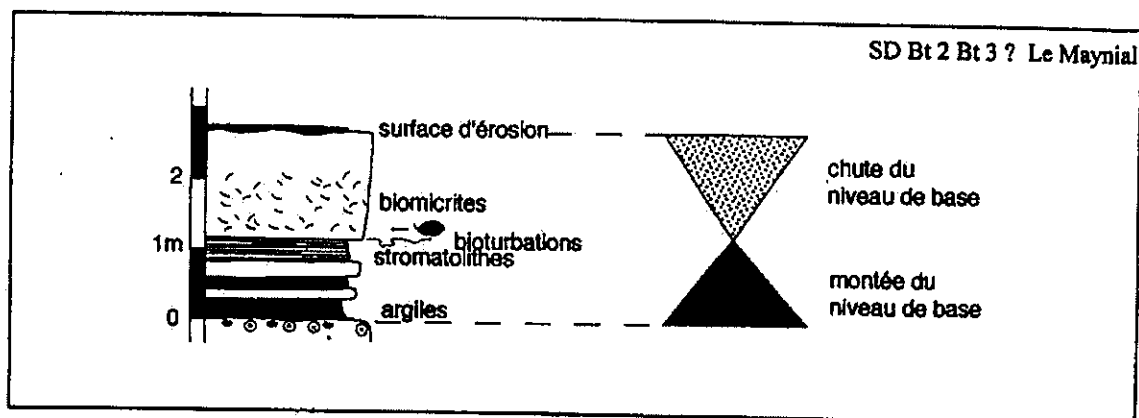
On relève donc à la base une évolution depuis des termes proximaux (lignites et argiles à charophytes) vers des termes nettement plus distaux marqués par une augmentation de la macrofaune d'origine marine ainsi que par la présence de bioturbation importante. Ces premiers termes de la séquence constitue le demi-cycle de montée du niveau de base.

Au-dessus du niveau marneux à brachiopodes, les termes deviennent plus carbonatés et plus micritiques. L'espace créé par la montée du niveau de base commence à se combler par des dépôts d'énergie faible. Le dernier terme de la séquence est un calcaire oolithique qui traduit des conditions hydrodynamiques plus fortes. Les galets et la surface irrégulière oxydée atteste d'un remaniement au sommet de la séquence. Le comblement de l'espace disponible traduit donc une phase de chute du niveau de base. Dans ce cas, le demi-cycle de chute est beaucoup plus épais que celui de montée car l'espace précédemment créé était important.

Séquence 3 (2 m) : Cette séquence élémentaire de dépôt a été observée sur plusieurs coupes. Elle montre la succession suivante : lignites, argiles, micrites feuilletées, micrites plus massives et micrites à *bird's eyes* qui terminent la séquence. On retrouve une succession de termes proximaux (lignites et argiles) vers des termes plus distaux (micrite) qui indique une phase de montée du niveau de base. L'inversion de tendance entre les phases de montée et de chute est difficile à observer. La phase de chute se matérialise par l'apparition des *bird's eyes* prouvant des émersion.

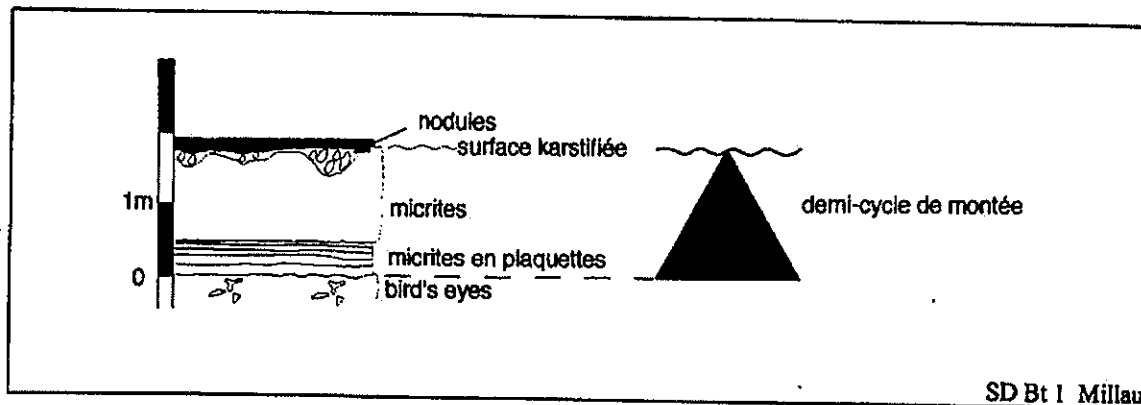


Séquence 4 (2,6 m) : cette séquence a été relevée sur la coupe du Maynial (Gorges de La Jonte). Elle débute, au-dessus d'un calcaire contenant des cailloux noirs, par des argiles et se poursuit par une micrite avec quelques bioclastes, des argiles, une micrite à bioclastes et gravelles, des lamines stromatolithiques couronnées par une surface bioturbée, un calcaire bioclastique avec quelques brachiopodes et une micrite couronnée par une surface érodée.

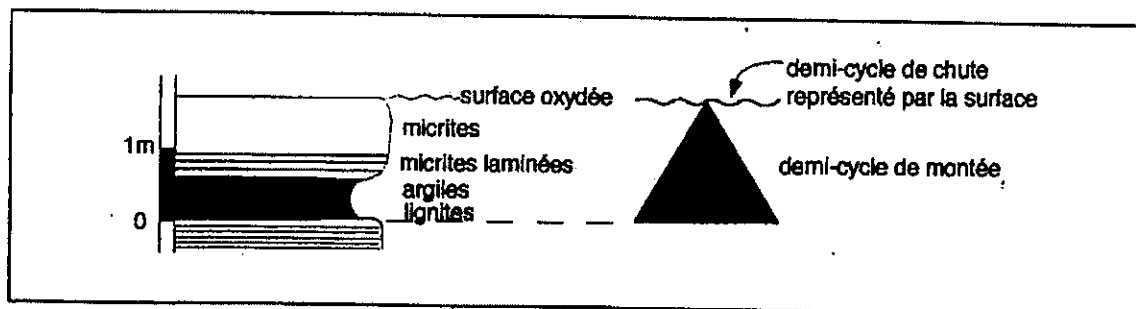


On observe d'abord une évolution des termes proximaux vers des termes plus distaux et plus carbonatés. C'est donc la phase de montée du niveau de base. Le maximum de montée serait atteint au niveau de la surface bioturbée ou juste au-dessus dans les calcaires bioclastiques à brachiopodes. Ensuite, la quantité de bioclastes diminue et le faciès devient plus micritique. Il est ici couronné par la surface d'érosion qui marque le maximum de chute.

Séquence 5 (2 m) : cette séquence monohémicyclique débute au-dessus d'un banc de calcaire à *bird's eyes* qui indique le maximum de chute de la séquence précédente. Le premier terme est représenté par des calcaires en plaquettes fines surmontés par un banc de micrite. Une surface karstifiée jalonnée de petits nodules centimétriques termine la séquence. Les calcaires en plaquettes représentent une reprise de la sédimentation au-dessus des calcaires à *bird's eyes*, qui devient ensuite calme et micritique. Cette succession traduit une création d'espace et donc une montée du niveau de base. La chute du niveau de base serait matérialisée par la surface et par l'altération au niveau de celle-ci. Nous sommes donc en présence d'une séquence incomplète uniquement composée par un demi-cycle de montée.

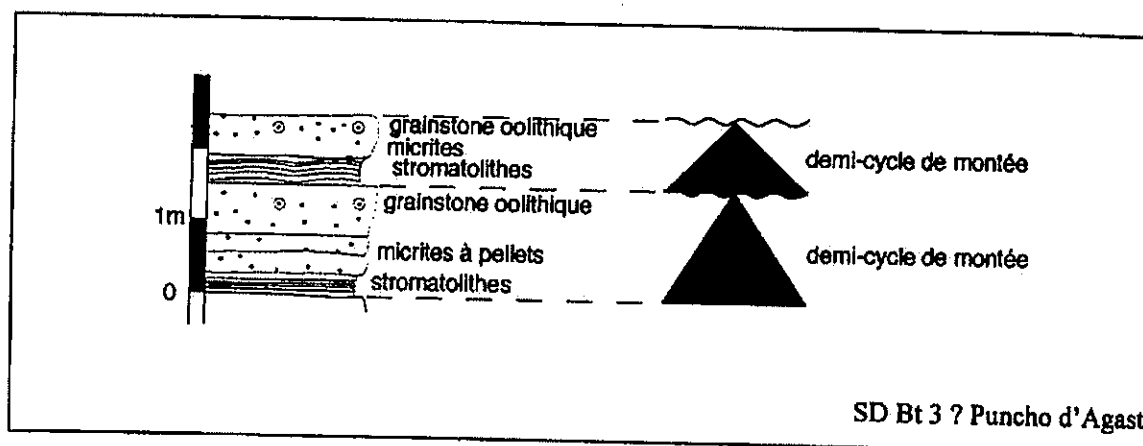


Séquence 6 (1,5 m) : elle a été relevée sur la coupe de Millau et est composée de quatre termes : des lignites, des argiles, une micrite laminée et une micrite couronnée par une surface oxydée légèrement irrégulière. On constate une évolution de termes proximaux vers des termes plus distaux qui représente un demi-cycle de montée du niveau de base. Le demi-cycle de chute n'est pas enregistré par des sédiments mais représenté par la surface oxydée

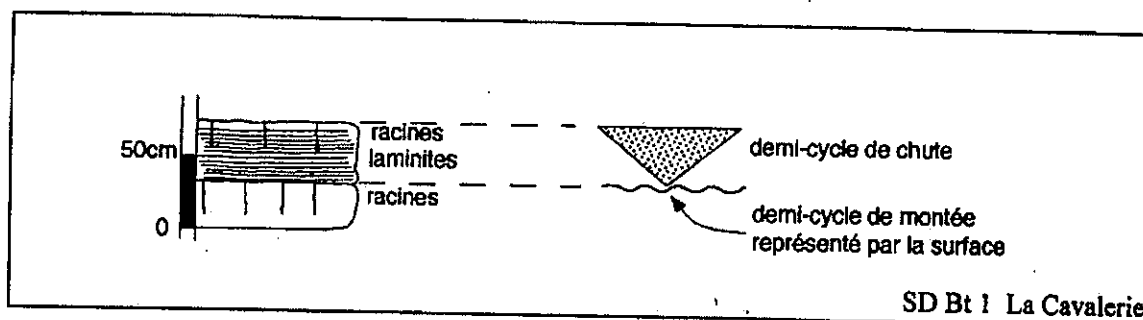


Séquences 7 et 8 (1,5 et 1 m) : je prends ici l'exemple de deux séquences quasi identiques et superposées relevées sur la coupe de Puncho d'Agast (NE de Millau). Elles présentent

chacune d'elles trois termes : des lamines stromatolithiques (30 à 40 cm), une micrite qui passe progressivement à un calcaire oolithique (*grainstone*). Le passage entre ces trois termes est progressif et montre qu'il s'agit bien d'un dépôt appartenant à la même séquence alors que le passage entre le calcaire oolithique et les lamines est interrompu. La succession de ces faciès indique une évolution vers des termes distaux et traduit une montée du niveau de base. On observe sur cette coupe la superposition de plusieurs séquences composées d'un demi-cycle de montée. Le demi-cycle de chute est enregistré par la surface qui couronne le dernier terme de la séquence. Il y a « *by-pass* » de sédiments au niveau de cette surface.



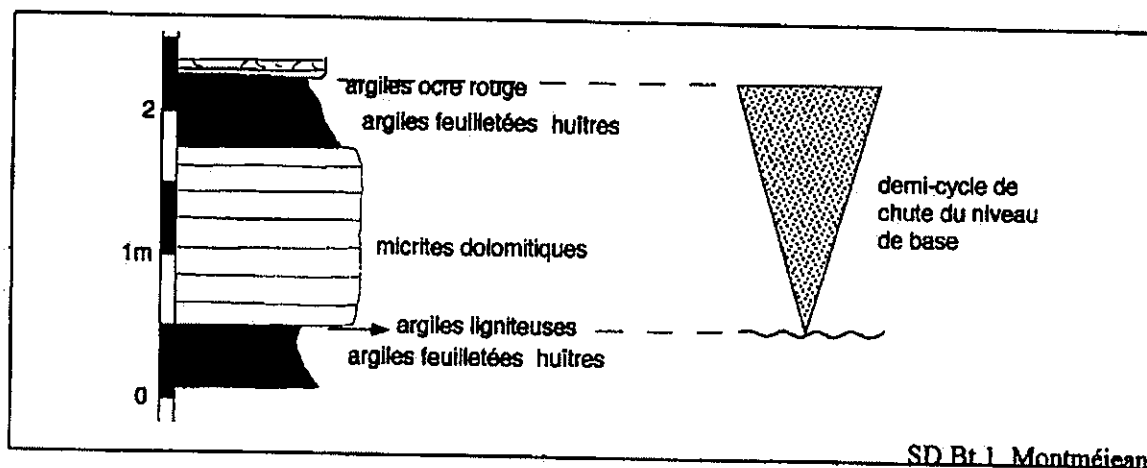
Séquence 9 (40 cm) : elle a été observée sur la coupe de La Cavalerie (Causse du Larzac) et n'est constituée que d'un seul terme. Il s'agit d'un calcaire laminé (faciès IV) qui vient au-dessus d'un banc traversé par des racines. Ce seul terme est lui-même traversé par des racines dans la partie supérieure du banc.



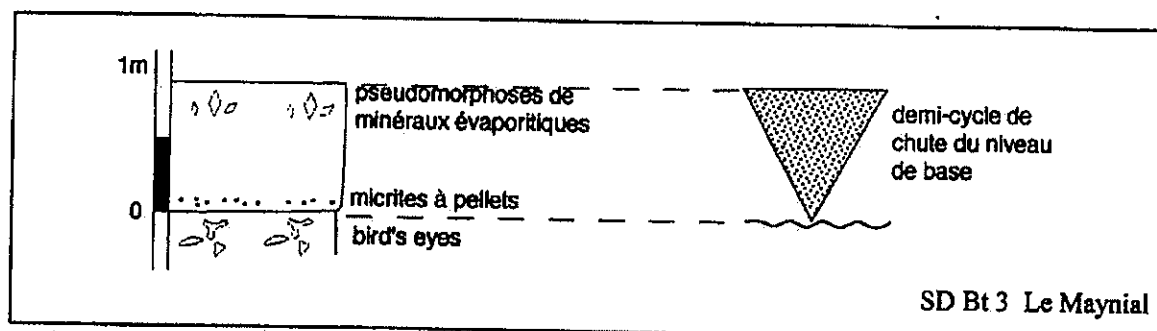
Dans cette séquence, on ne peut pas montrer d'évolution en terme de proximalité/distalité mais la présence de racines à la base et au sommet indique un maximum de baisse du niveau de base. La période de montée n'est pas enregistrée par des dépôts et, de ce fait, cette séquence ne représente qu'un demi-cycle de chute.

Séquence 10 (1,75 m) : trois termes constituent cette séquence monohémicyclique visible sur la coupe de Montméjean (Gorges de la Dourbie). Un changement brutale de lithologie constitue sa limite inférieure entre des lignites et une micrite dolomitique en banc massif. Au-

dessus, on passe progressivement à des argiles à huîtres puis à des argiles rouges pouvant matérialiser un paléosol. L'évolution que l'on peut mettre en évidence est une évolution vers un pôle proximal marqué par le paléosol. Cette séquence élémentaire de dépôt se caractérise uniquement par un demi-cycle de chute du niveau de base.



Séquence 11 (90 cm) : cette séquence a été relevée sur la coupe du Maynial. Elle débute par une micrite à pellets et se termine par une micrite à pseudomorphoses de minéraux évaporitiques (faciès III). Ce dernier faciès montre donc une évolution vers un pôle proximal et une baisse de l'accommodation. La succession des faciès qui compose l'ensemble de cette séquence traduit donc une chute du niveau de base. La phase de montée n'a pas été enregistrée.



II.3 - Regroupement des séquences élémentaires

Les séquences élémentaires, décrites dans le paragraphe précédent, sont les plus petits cycles de variation du niveau de base pouvant être reconnus. Dans cette nouvelle étape de l'analyse, il s'agit de regrouper ces séquences élémentaires en **séquences d'ordre inférieur** pour pouvoir établir des corrélations étayées par des données biostratigraphiques. Pour cela, il est nécessaire de **hiérarchiser** ces séquences élémentaires en comparant les maximums de montée puis les maximums de chute du niveau de base mis en évidence auparavant. Une séquence d'ordre inférieur sera donc composée d'un demi-cycle de montée et d'un demi-cycle de chute du niveau de base. L'inversion de tendance entre montée et chute est le maximum de

montée enregistré par la séquence et l'inversion de tendance entre chute et montée est le *maximum de chute*.

Ces maximums sont reconnus par discrimination en fonction des caractères sédimentologiques et paléontologiques de chaque maximum de montée des cycles élémentaires de variation du niveau de base. Les maximums de montée traduisent des variations du niveau de base de plus grande amplitude repérables grâce à des concentrations de faunes, aux faciès de milieux les plus distaux et grâce au type d'empilement des séquences élémentaires précédant ces maximums de montée. Par exemple, une succession de séquences élémentaires incomplètes, composées d'un demi-cycle de montée, traduit une tendance à une augmentation du niveau de base de plus grande amplitude et donc à une augmentation de l'accommodation. Le maximum de création de l'espace disponible sera enregistré par les faciès les plus distaux de la colonne stratigraphique, par des concentrations de macrofaune, etc...

A l'opposé, les maximums de chute qui traduisent une baisse de l'accommodation d'amplitude et de durée plus grande, donc de l'espace disponible, sont détectés par des structures et par des faciès rencontrés dans les milieux les plus proximaux. *Les structures les plus répandues dans la série étudiée sont des surfaces d'émersion matérialisées par des paléokarstifications et des paléosols* (Charcosset et al., 1997a, b et 1998).

Les maximums de chute définissent les limites basales et sommitales des groupements de séquences élémentaires et sont appelées les limites de séquences de dépôt.

Les groupements de séquences élémentaires ou séquences de dépôt de 3^{ème} ordre permettent d'établir des corrélations, entre les coupes, contraintes par les données biostratigraphiques (brachiopodes et foraminifères benthiques dans le cas présent).

Une séquence de dépôt est donc constituée par un demi-cycle de montée du niveau de base et par un demi-cycle de chute. L'inversion de tendance entre montée et chute constitue le maximum de montée ou la surface d'inondation maximale par analogie aux termes employés dans les concepts de la Stratigraphie séquentielle (Vail et al., 1987).

II.4 - Environnements de dépôt

Les environnements de dépôt, caractérisés sur l'ensemble de la colonne stratigraphique bathonienne, ont été reconnus par l'analyse des faciès, des associations de faciès, des structures sédimentaires, des processus de dépôt et de la biophase.

Chaque association de faciès est caractéristique d'un environnement de dépôt bien défini et plusieurs associations de faciès parmi les quatorze reconnus peuvent définir un même environnement par leur caractéristiques sédimentologiques, hydrodynamiques et paléontologiques.

Ainsi, on distingue cinq environnements majeurs au sein desquels se distribuent les quatorze associations de faciès (fig. 16 A et B) :

- un environnement de *Backshore* qui comprend les domaines supratidal et continental au sens large. C'est donc un domaine le plus souvent émergé (étage supralittoral) qui présente des étendues lacustres et palustres entourées de marécages où règne une végétation dense.

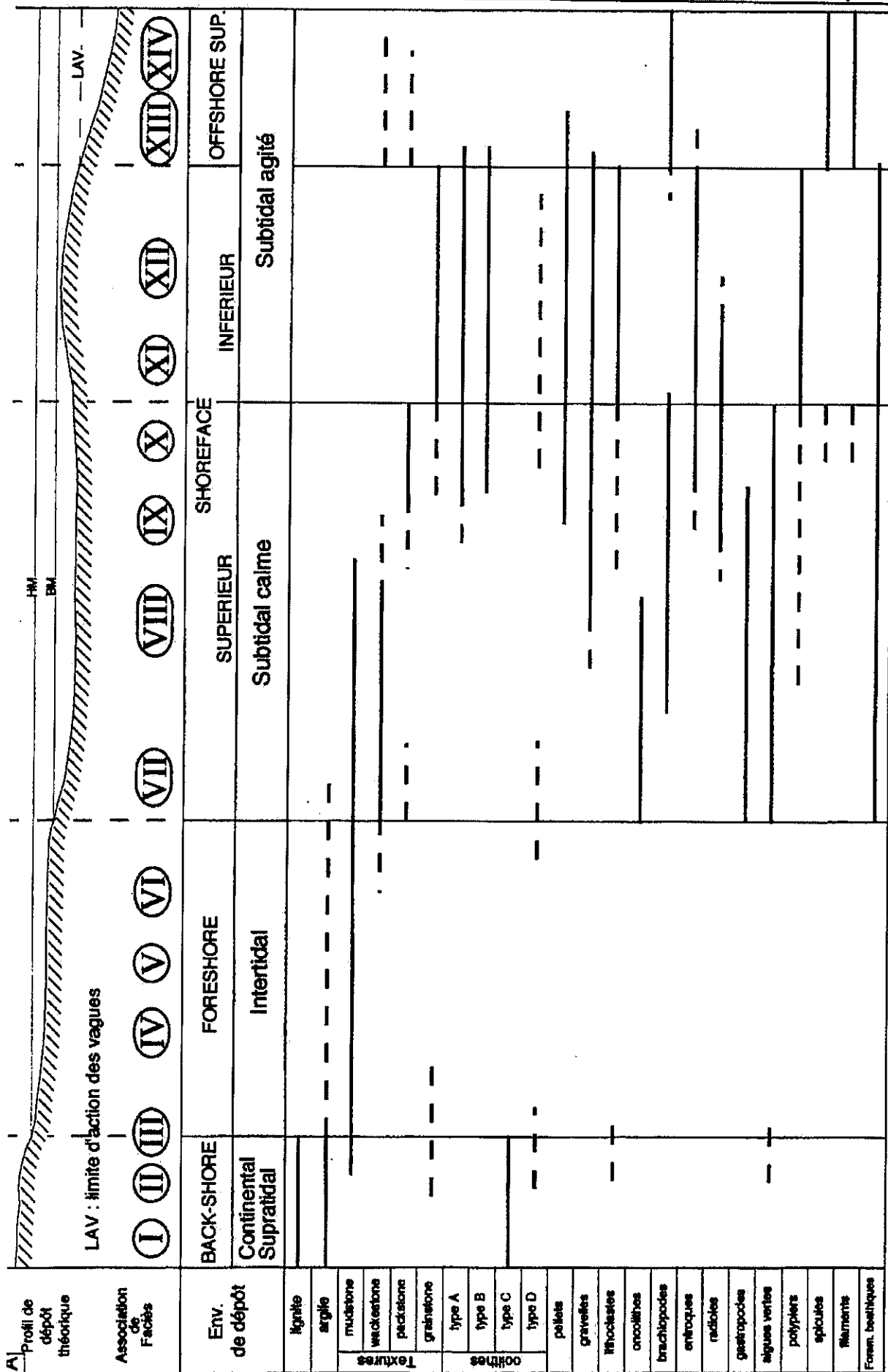


fig. 16A : répartition des principaux éléments figurés dans les faciès, de la biophase et des associations de faciès dans les divers environnements de dépôt replacés sur un profil de dépôt théorique.

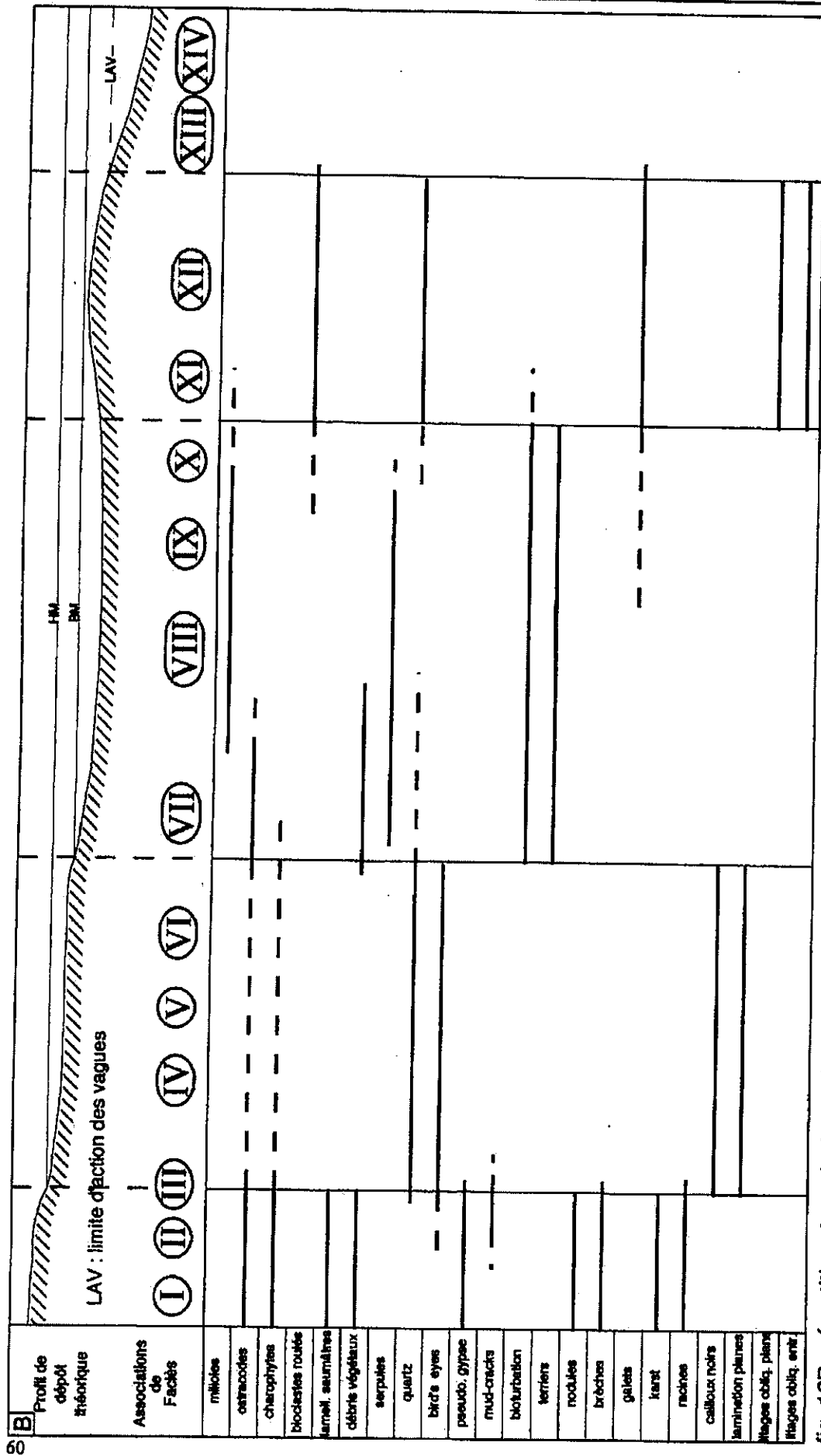


fig. 16B : répartition des principaux éléments figurés, de la biophase et des structures sédimentaires et des associations de faciès dans les divers environnements de dépôt replacés sur un profil de dépôt théorique.

Les faciès I et II se placent naturellement dans cet environnement. On y place également le faciès III qui évoque plutôt un environnement supratidal évaporitique (sebkhas), donc sous un climat beaucoup plus aride que pour les faciès I et II.

On peut trouver aussi dans cet environnement des dépôts oolithiques, constitués d'oolithes de type C, souvent associés à des pseudomorphoses de minéraux évaporitiques.

Des structures d'émersions prolongées sont fréquentes telles que des karstifications et des paléosols.

- un environnement de *Foreshore* qui se trouve dans la zone de balancement des marées (zone intertidale). Cette zone de l'étage médiolittoral, parfois appelée *tidal-flat*, est temporairement émergée et parcourue par des chenaux de marée. On y rencontre principalement des faciès à texture *mudstone* présentant des structures d'émersion comme les *bird's eyes* (faciès VI), les *mud-cracks* et des laminites mécaniques (faciès IV) ou stromatolithiques (faciès V).
- un environnement de *Shoreface* supérieur ou zone subtidale calme (étage infralittoral interne) pouvant représenter un domaine de lagon constamment immergé sous la limite de basse mer. Les faciès micritiques (*mudstones* à *wackestones*) sont prédominants et témoignent de conditions de faible agitation de l'eau. On y place donc les faciès VII (biomicrites à ostracodes), VIII (micrite azoïque) et IX (biomicrites à faunes exclusivement marines, brachiopodes et foraminifères benthiques entre autres). Le faciès X, représenté par des calcarénites à dominante micritique (*packstone*), présente des éléments liés à des conditions hydrodynamiques plus élevées comme des lithoclastes, des galets et des oolithes corrodées. Ce faciès constitue des dépôts certes de *shoreface* supérieur mais proche d'une zone d'énergie plus forte comme une barre sableuse qui apporte ces éléments remaniés dans le lagon lors de tempêtes. On pourra donc distinguer différentes zones : une zone proche de la côte où l'on trouve le faciès VII, le lagon avec les faciès VIII et IX et une zone d'arrière-barre avec le faciès X.
- un environnement de *Shoreface* inférieur en domaine subtidal agité (étage infralittoral moyen) où se localisent des dépôts considérés de plus forte énergie au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps. Ces faciès sont typiquement des faciès à texture *grainstone* présentant ou non des structures sédimentaires liées à l'agitation de l'eau.
Les faciès rencontrés sont les faciès XI et XII qui peuvent constituer de véritables corps sédimentaires lenticulaires migrant au gré des courants. Le faciès dominant (faciès XII, calcarénites à dominante oolithique) peut également se rencontrer au sein de faciès plus micritiques, en de mince lentilles, et constituer des dépôts de *spillovers lobes* engendrés par les tempêtes.
On peut également rencontrer des calcarénites à dominante bioclastique (calcarénites à entroques principalement) qui présentent des litages obliques plans ou entrecroisés. Ces structures témoignent encore de conditions hydrodynamiques liées à des courants unidirectionnels ou bidirectionnels. Ce faciès est beaucoup plus rare que les précédents.
- un environnement d'*Offshore* supérieur en domaine subtidal agité, en position d'avant-barre (étage infralittoral externe). Cet environnement est rarement bien représenté et caractérisé par les faciès XIII et XIV. Ces faciès ne présentent aucune structures sédimentaires et se déposent sous la limite d'action des vagues de beau temps. Le faciès

XIII est un faciès à textures *wackestone* dont les éléments principaux, spicules de spongiaires et microfilaments, caractérisent un environnement profond et distal. Le faciès XIV, marnes à brachiopodes, indique un milieu calme à faible taux de sédimentation.

Cinq environnements sont donc distingués et peuvent se succéder dans l'espace et dans le temps : le *Backshore*, le *Foreshore*, le *Shoreface* supérieur, le *Shoreface* inférieur et l'*Offshore* supérieur.

Les environnements ainsi définis, on les replace sur la colonne stratigraphique pour visualiser leur succession dans le temps. L'enregistrement de leur succession n'est pas forcément progressif et on peut passer brusquement d'un environnement de *backshore* à un environnement de *shoreface*. Cette évolution provient des variations saccadées ou progressives du niveau de base.

Chapitre III

Les séquences de dépôt : description et répartition dans les différentes unités structurales

CHAPITRE III : LES SÉQUENCES DE DÉPÔT : description et répartition dans les différentes unités structurales.

III.1 - Secteur I : le « Graben » des Grands Causses	65
III.1.1 - Coupe des Vignes	65
III.1.2 - Coupe de Millau	76
III.1.3 - Coupes annexes	80
• Coupe du Maynial (annexes 2 à 8)	80
• Coupe du Puncho d'Agast (annexe 9 à 12)	81
• Coupe de La Cavalerie	82
• Coupe de Montméjean	83
• Coupe de La Roque-Sainte-Marguerite (annexes 13 à 15)	85
• Coupe de La Canourgue (annexes 16 à 19)	85
III.1.4 Coupes sur la bordure des Grands Causses	86
• Coupe de Saint-Sulpice	86
• Coupe de Chambonnet et Florac	87
• Coupe de Changefège	89
• Coupe de Meyrueis	89
• Coupe de la Carrière Hiver	91
III.1.5 Corrélatons et synthèse	91
III.2 - Secteur II : le Seuil Cévenol	97
III.2.1 - Coupe d'Aurières	97
III.2.2 - Coupe du Cirque du Bout du Monde	103
III.2.3 - Coupes annexes	114
• Coupes de Saint-Beaulize	114
• Coupes de Saint-Pierre-de-la-Fage	116
• Coupe du Pas de L'Escalette	122
• Coupe de Labeil	122
• Coupe du Clapier	125
• Coupe de Bédarioux	127
• Sondage du Viala	128
• Mine des Avinières	130
• Mine des Malines	130
• Transect Sumène - Saint-Hippolyte-du-Fort	132
• Blocs glissés d'Arboras	133
III.2.4 - Corrélatons et synthèse	135
III.3 - Secteur III : Le Bas-Languedoc	141
III.3.1 - Coupes	141
• Coupe de la Baume	141
• Coupe de Saint-Guilhem-le-Désert	145
• Coupe de Murviel-lès-Montpellier	145
• Coupe du Pic Saint-Loup (Combe de Mortiers)	148
III.3.2 - Sondages (d'après les données du BRGM)	149
• Saint-Hippolyte-du-Fort	149
• Saint-Beauzille-de-la-Sylve	152
• Viols-le-Fort 101	152
• Saint-Bauzille 1	152
• Quissac 1 et 2	152
• Lédignan 1	155
• Lédignan 101	155
• Vaunage 2	158
III.3.3 - Synthèse	158

CHAPITRE III : LES SÉQUENCES DE DÉPÔT : description et répartition dans les différentes unités structurales.

Seront abordés dans ce chapitre la lithostratigraphie, la sédimentologie, la stratigraphie séquentielle et la biostratigraphie de la série bathonienne affleurant dans la région étudiée.

Ces données sont obtenues grâce à l'étude de coupes regroupées en trois secteurs (fig.17) qui se différencient par leur série stratigraphique et par le rôle joué par chacun d'eux dans la paléogéographie du Bathonien.

On distingue ainsi :

- le secteur I : le « Graben » des Grands Causses ;
- le secteur II : le Seuil Cévenol ;
- le secteur III : le Bas-Languedoc.

Pour les secteurs I et II, j'exposerai les données d'un référentiel fondé sur l'analyse d'une coupe-type (lithostratigraphie, sédimentologie, stratigraphie séquentielle et biostratigraphie) puis les variations latérales de ce référentiel établies grâce à des coupes annexes.

Le secteur III n'a pu fournir de résultats aussi précis que les autres secteurs en raison de la mauvaise qualité des affleurements, voire de leur absence mal compensée par de trop rares forages, et de la dolomitisation intense de la série bathonienne. En fait, les résultats présentés pour ce secteur III sont tirés en partie de documents concernant d'anciens sondages.

III.1 - Secteur I : le « Graben » des Grands Causses

Le secteur I regroupe le Causse de Lanhac, le Causse Comtal, le Causse de Sévérac, le Causse du Masségros, le Causse de Sauveterre, le Causse Méjean, le Causse Noir et la partie septentrionale du Causse du Larzac située au nord de la faille de L'Hospitalet. Il s'étend sur deux zones paléogéographiques : le « Graben » des Grands Causses et la bordure orientale du Seuil de Villefranche-de-Rouergue.

La coupe-type de ce secteur se situe aux Vignes, dans les Gorges du Tarn (fig. 18).

III.1.1 - Coupe des Vignes

Localisation – La coupe des Vignes se situe dans les Gorges du Tarn (rive gauche), au SE du village des Vignes (Lozère), le long de la RD 16 qui monte sur le Causse Méjean (fig. 19).

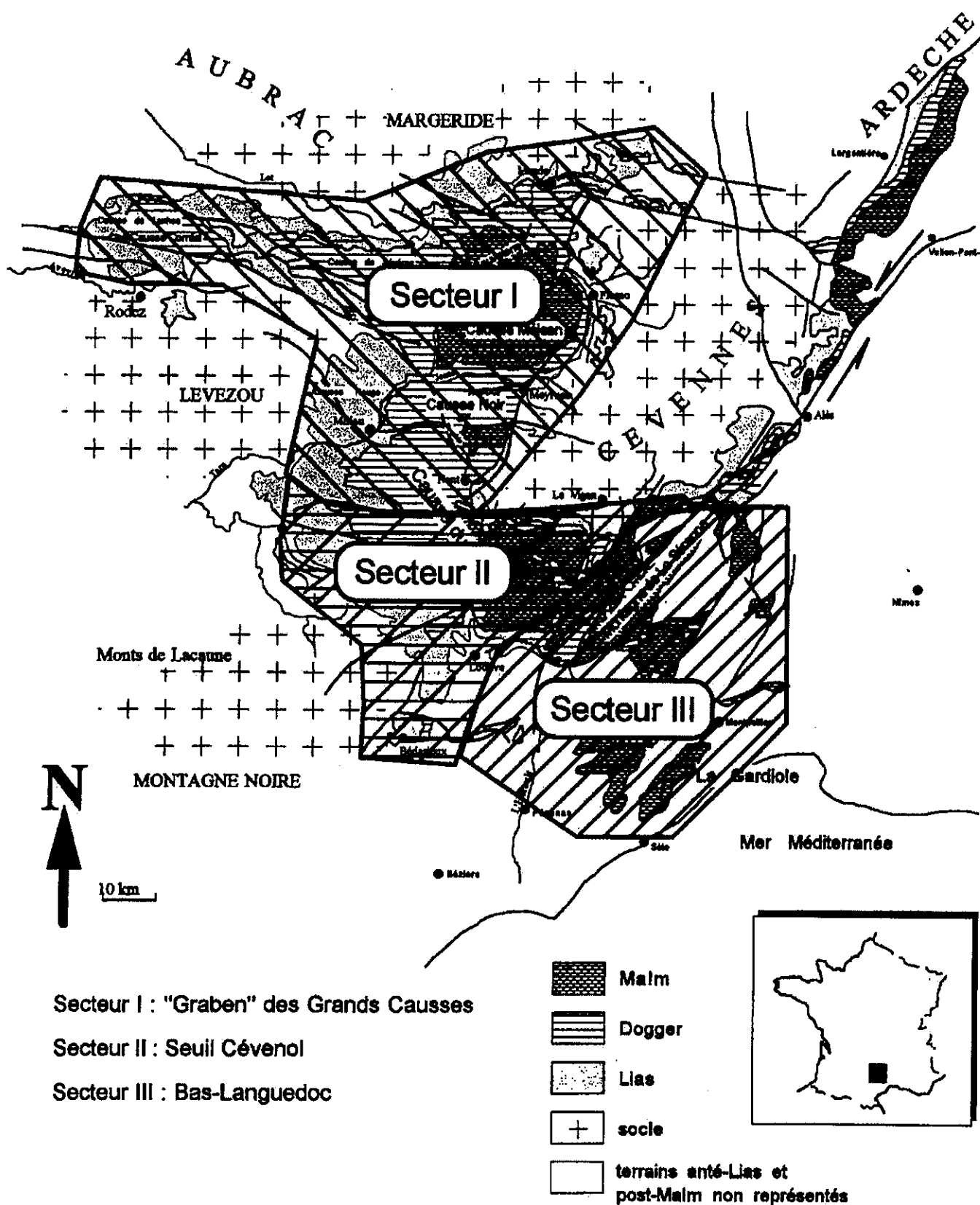


fig. 17 : Localisation des trois secteurs d'étude

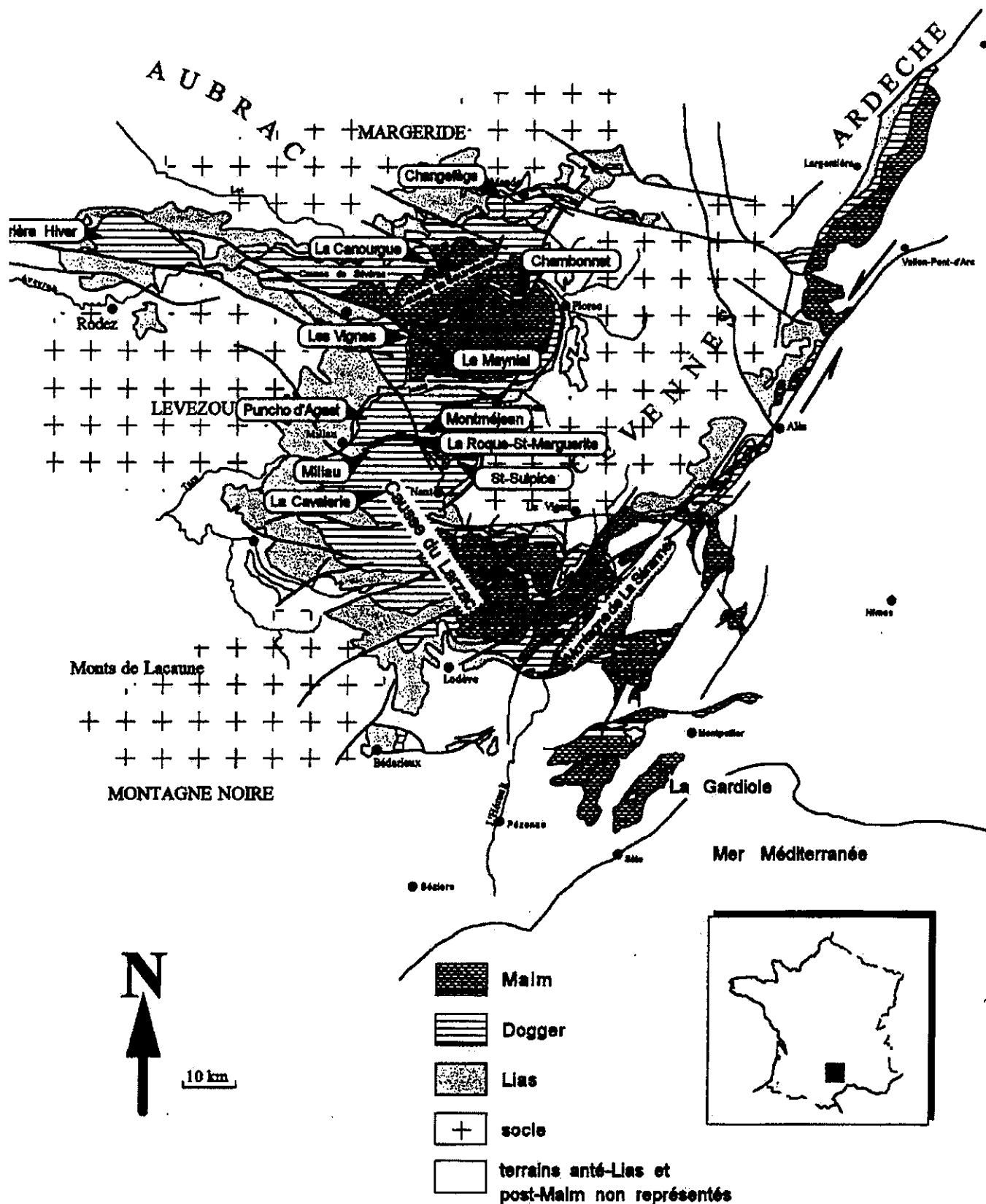


fig. 18 : Localisation des coupes levées dans le secteur I, le "Graben" des Grands Causses.

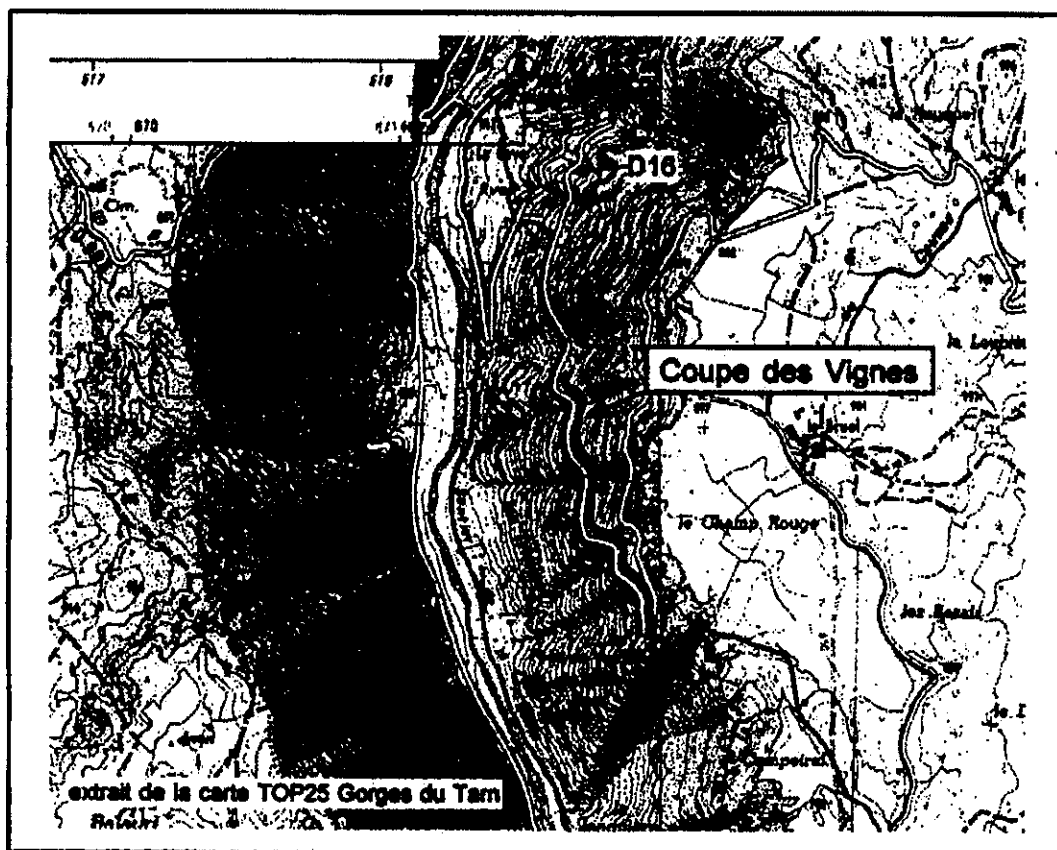


fig. 19 : Localisation de la coupe des Vignes sur la carte topographique au 1/25000.

Lithostratigraphie – Il est possible d'observer, sur cette coupe, les formations bajociennes successives : « Calcaires à chailles », « Dolomies I » et « Calcaires oolithiques blancs ». Une coulée basaltique s'intercale au sein des « Calcaires oolithiques blancs ». Cet affleurement volcanique a une extension de 50 km² environ sur les deux rives du Tarn (Roux et Senaud, 1981) et est interprétée comme un épanchement sous-marin d'âge Jurassique moyen (Baubron *et al.*, 1978). Le contact entre la coulée et les calcaires oolithiques sus-jacents est marqué par un mince niveau ligniteux. Les « Calcaires oolithiques blancs » présentent un faciès *grainstone* oolithique à stratifications obliques et contiennent *Callorbis minor*, foraminifère benthique caractéristique du Bajocien supérieur (Wernli et Metzger, 1990).

Les « Calcaires à stipites » (190 m environ) comportent une alternance de niveaux ligniteux et argileux, de calcaires micritiques plus ou moins bioclastiques, et plus rarement de calcaires oolithiques.

Cette coupe se termine par la formation des « Dolomies II » qui surplombe en falaise les Gorges du Tarn.

Séquences de dépôt – Grâce à l'analyse des faciès et des séquences élémentaires, quatre séquences de dépôt (SD), notées Bt 1 à Bt 4, ont été reconnues sur cette coupe.

Séquence de dépôt Bt 1 – Cette séquence de dépôt a une épaisseur de 34 m environ et débute au-dessus des « Calcaires oolithiques blancs » par un mince niveau argileux, à ostracodes infralittoraux (échantillon LV00, annexe 1). Elle se compose de 12 séquences élémentaires (SE) réparties en un *demi-cycle transgressif T* (23 m) suivi d'un *demi-cycle régressif R* (11 m) (fig. 20) et elles-mêmes subdivisées en un demi-cycle élémentaire de montée du niveau de base et un demi-cycle élémentaire de chute du niveau de base.

Les 7 premières séquences élémentaires et le demi-cycle élémentaire de montée du niveau de base de la huitième constituent le demi-cycle transgressif T. Ces séquences élémentaires sont caractérisées presque exclusivement par des demi-cycles élémentaires de montée du niveau de base à l'exception de la séquence 4. Ceci traduit donc une phase de création d'espace disponible pour la sédimentation (augmentation de l'accommodation).

Les faciès rencontrés dans ce demi-cycle transgressif T définissent des environnements allant du *backshore* au *shoreface* inférieur.

Le maximum de montée du niveau de base à l'échelle de la séquence de dépôt ou la surface d'inondation maximale (*mfs*) est marqué par un horizon calcaire, très bioturbé, à joints marneux contenant des brachiopodes indéterminables.

Le demi-cycle régressif R de la SD Bt 1 est composé par le demi-cycle de chute de la SE 8 et par les SE 9 à 12. Les séquences élémentaires traduisent une baisse de l'accommodation par la présence de demi-cycles élémentaires de chute du niveau de base plus développés dans ces séquences. Les environnements de dépôt enregistrent également cette évolution. On passe d'un environnement d'*offshore* supérieur (calcaire à microfilaments et spicules de spongiaires, Faciès XIII) aux environnements plus proximaux de *shoreface* supérieur et surtout de *backshore* avec des argiles à ostracodes et charophytes.

Le maximum de chute du niveau de base qui constitue la limite de séquence (à l'échelle de la séquence de dépôt) est caractérisé par un banc de calcaire à lamines traversé par des paléoracines (discontinuité D2). Ce banc est également encadré par deux intervalles ligniteux.

Les brachiopodes récoltés dans cette séquence n'ont pu donner une datation précise à cause de leur mauvais état de conservation.

Séquence de dépôt Bt 2 – Épaisse de 9 m environ, elle est composée de deux séquences élémentaires, la SE 13 et la SE 14 (fig. 20 et 21).

Le demi-cycle transgressif T, qui comprend la SE 13 et le demi-cycle élémentaire de montée de la SE 14, débute par un niveau de lignites au-dessus de l'horizon à racines précité. La SE 13, constituée uniquement par un demi-cycle élémentaire de montée du niveau de base, et le demi-cycle élémentaire de montée de la SE 14 traduisent une augmentation de l'accommodation qui se marque par des faciès des environnements de *shoreface* inférieur et d'*offshore* supérieur.

Le maximum de montée du niveau de base, ou surface d'inondation maximale, se situe dans un intervalle marneux bioturbé (Faciès XIV) riche en macrofaune (brachiopodes, pholadomyes, huîtres...).

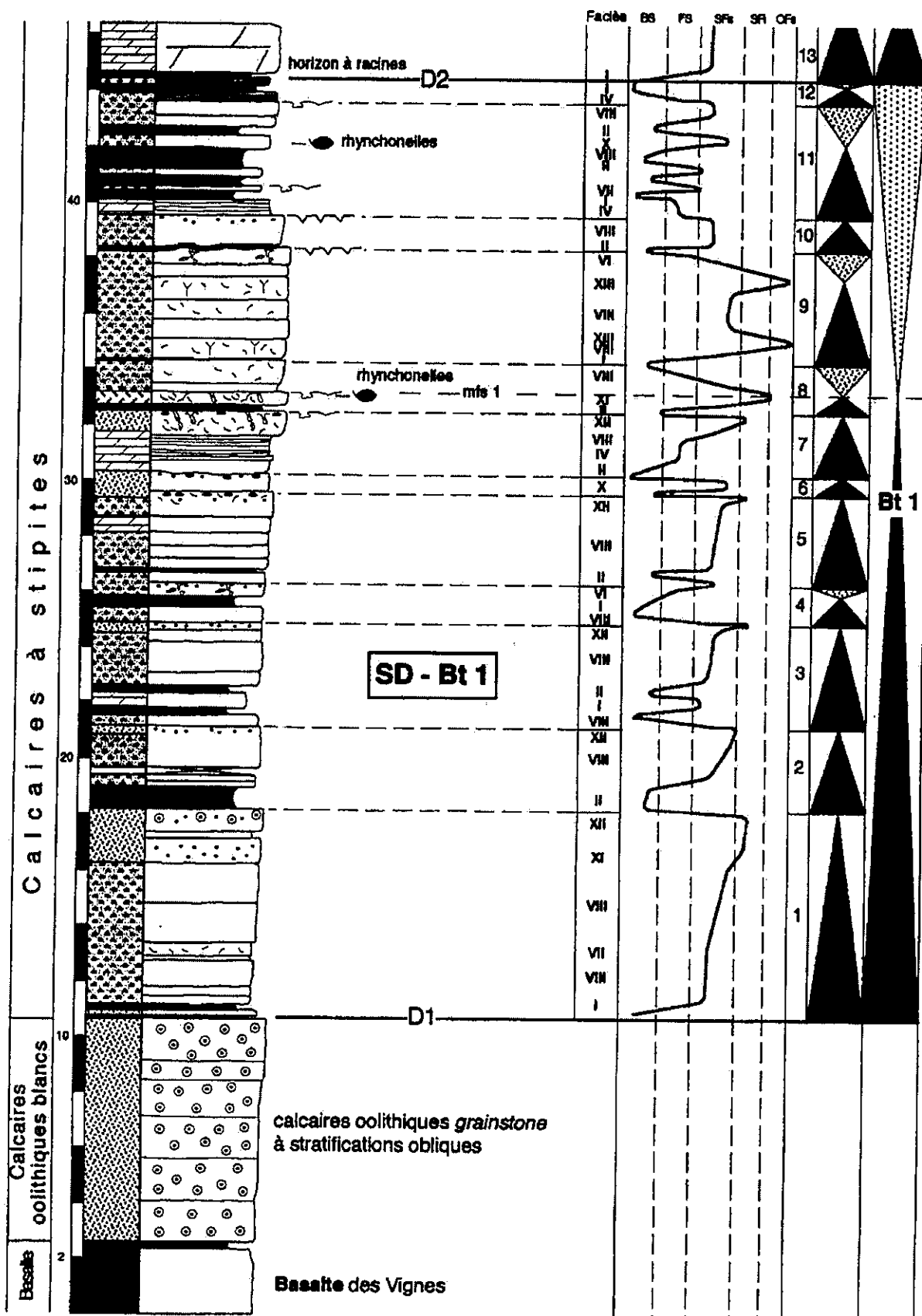


fig. 20 : Coupe des Vignes (1^{ère} partie), lithologie, faciès, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

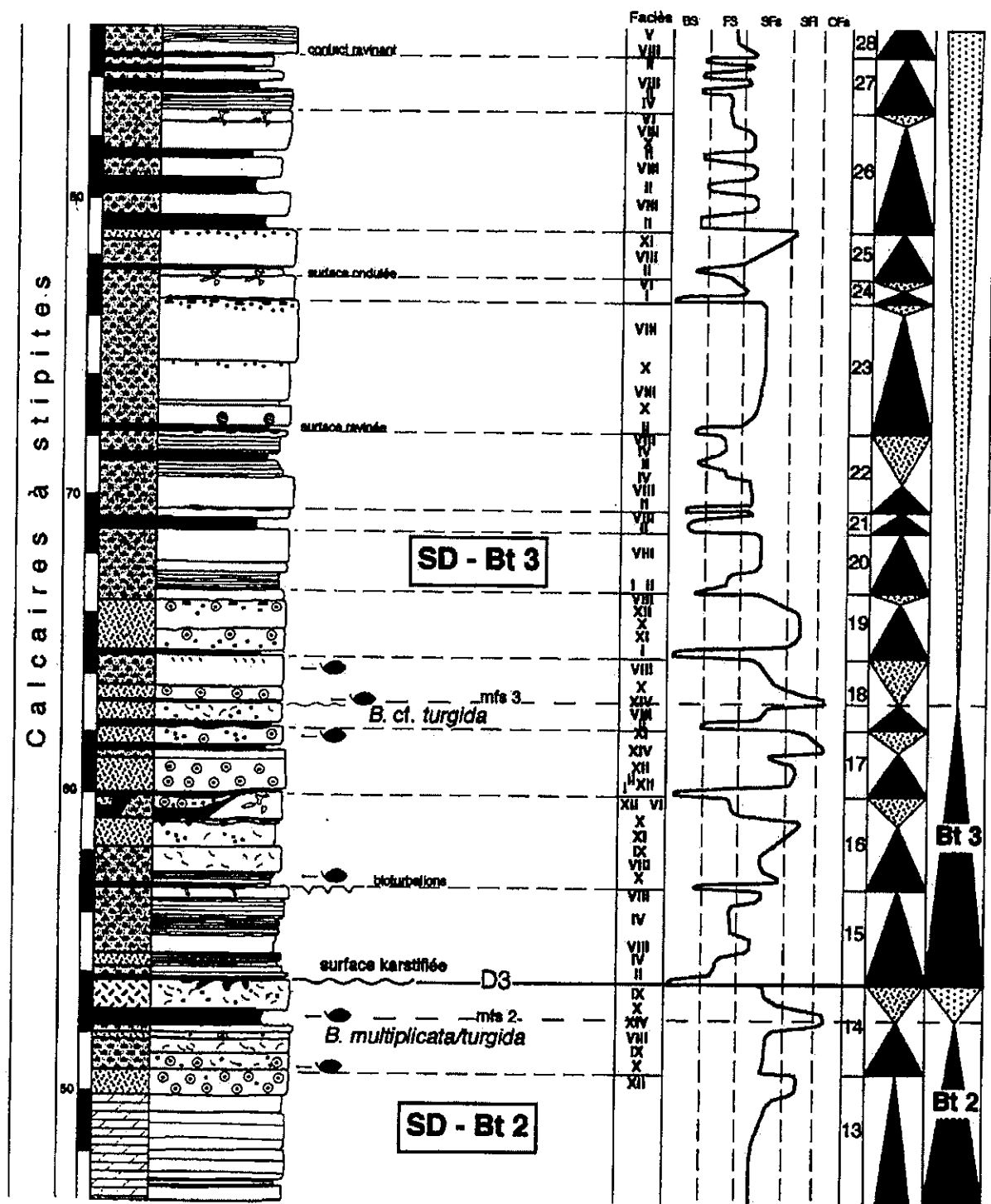
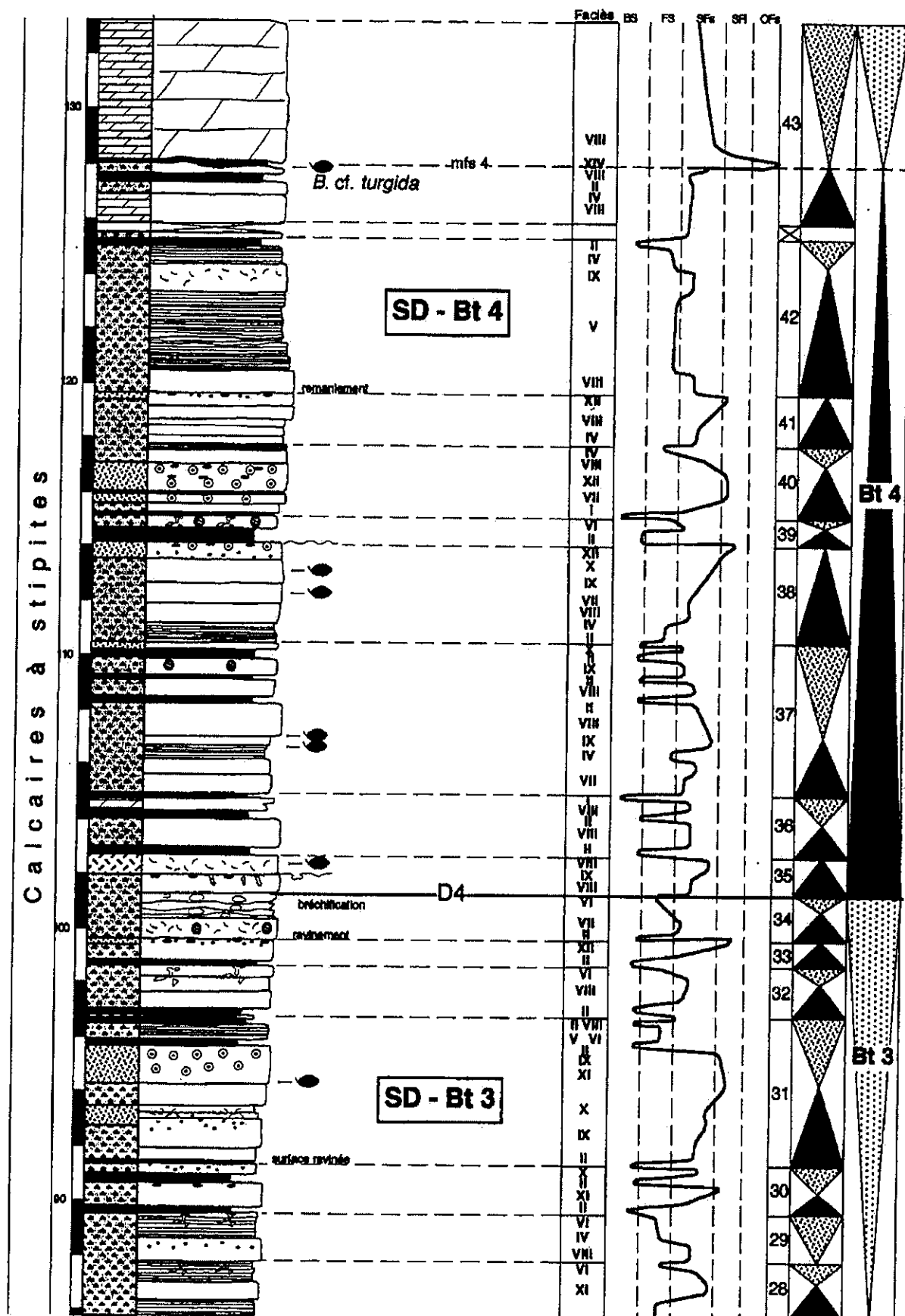


fig. 21 : Coupe des Vignes (2^{ème} partie), lithologie, faciès, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.



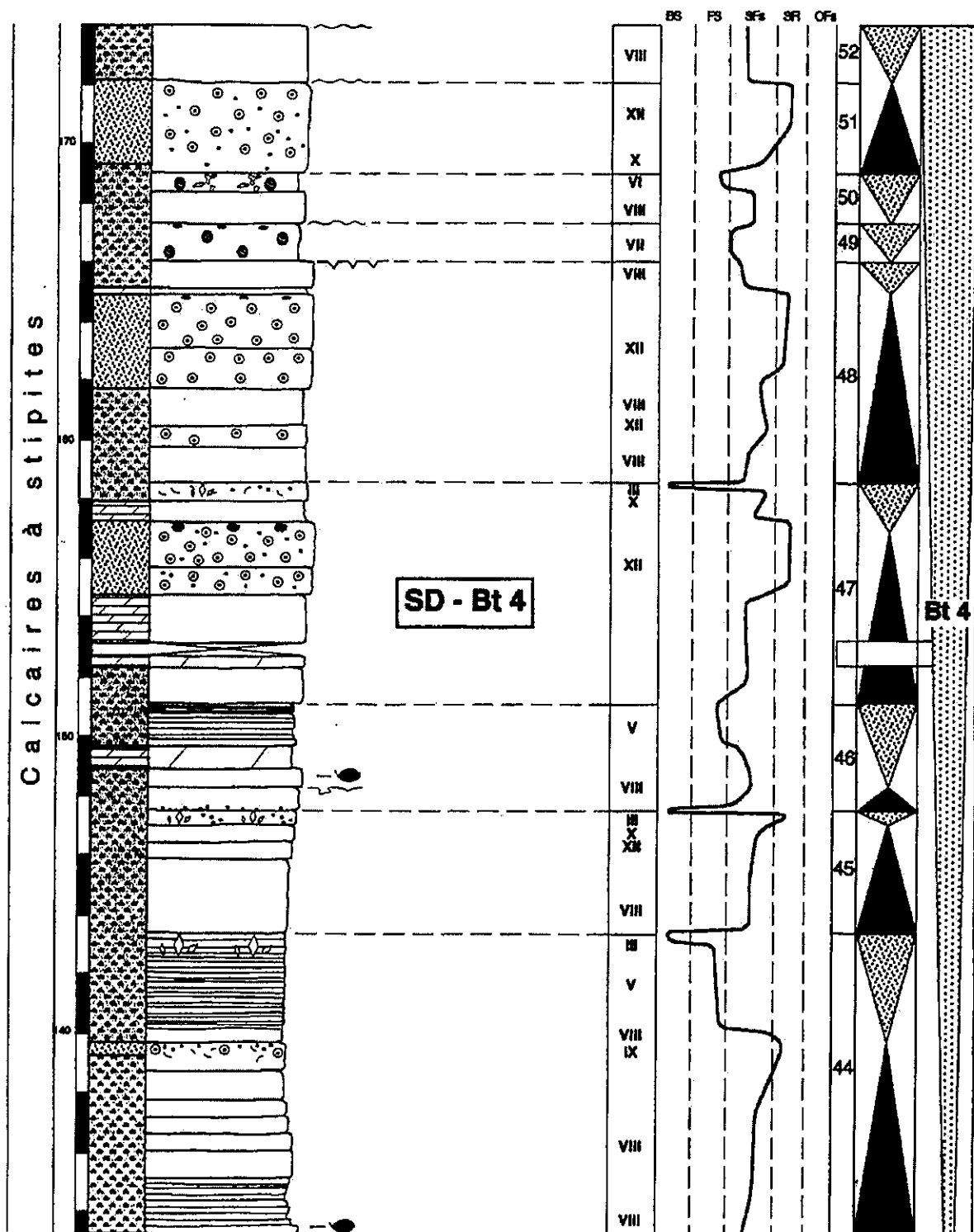


fig. 23 : Coupe des Vignes (4^{ème} partie), lithologie, faciès, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

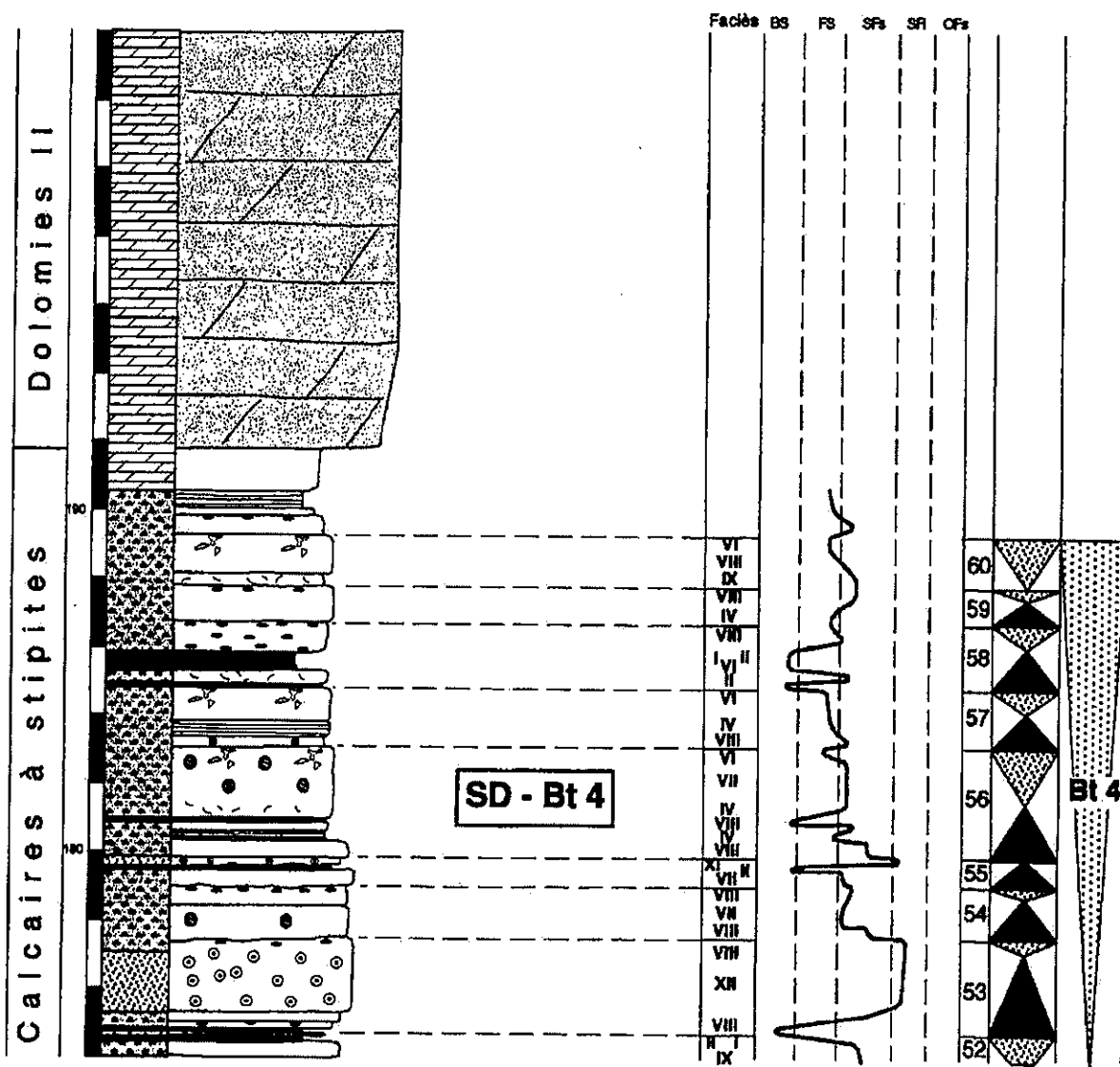


fig. 24 : Coupe des Vignes (5^{ème} partie), lithologie, faciès, environnements de dépôt, et stratigraphie séquentielle.

Le demi-cycle régressif R, très peu épais (1 m), est représenté par le demi-cycle élémentaire de chute de la SE 14 et couronné par une surface karstifiée de faible ampleur (discontinuité D3). Cette surface marque le maximum de chute du niveau de base à l'échelle de la séquence de dépôt de 3^{ème} ordre et constitue la limite de séquence.

Les brachiopodes récoltés (*Burmihynchia* cf. *multiplicata/turgida*) sur la surface d'inondation maximale situent Bt 2 dans le Bathonien moyen (échelle de référence Garcia *et al.*, 1996).

Séquence de dépôt Bt 3 – Son épaisseur est de 47,5 m ; elle comprend 20 séquences élémentaires (SE 15 à 34).

Le demi-cycle transgressif T (9 m) s'étale sur les SE 15 à 17 et sur le demi-cycle élémentaire de montée du niveau de base de la SE 18 (fig. 21). La base de ce demi-cycle T

début au-dessus de la surface karstifiée précitée (D3) par un dépôt argileux qui tapisse les poches karstiques. Ces argiles renferment des ostracodes de milieu lacustre (échantillon LV69, annexe 1). La SE 15, constituée par un demi-cycle élémentaire de montée du niveau de base, montre ensuite une évolution vers des milieux de *shoreface* supérieur. Les SE 16 et 17 sont constituées, chacune, par un demi-cycle élémentaire de montée et par un demi-cycle élémentaire de chute du niveau de base et montrent une évolution vers des environnements encore plus distaux que précédemment type *shoreface* inférieur et *offshore* supérieur. Les maximums de montée du niveau de base dans les SE 17 et 18 sont représentés par des marnes à brachiopodes (*Burmishynchia* cf. *turgida*). Les demi-cycles élémentaires de chute du niveau de base de ces séquences sont absents ou peu épais.

Le maximum de montée du niveau de base de la SE 18 constitue le maximum de montée de cette séquence de dépôt Bt 3.

Le demi-cycle régressif R (38,5 m) regroupe le demi-cycle élémentaire de chute de la SE 18 et les séquences SE 19 à 34 (fig. 21 et 22). Les séquences élémentaires présentent pour la plupart un demi-cycle de montée et un demi-cycle de chute du niveau de base. Même si le demi-cycle de montée des séquences élémentaires est développé en épaisseur, les environnements de dépôt demeurent proximaux. On assiste surtout à un empilement de faciès traduisant des conditions littorales comme des argiles, des laminites et des calcaires micritiques. Une séquence élémentaire typique de ce demi-cycle régressif montre la succession suivante : argiles ou lignites à la base puis calcaires micritiques qui traduisent une évolution vers un pôle distal donc une montée du niveau de base puis, des calcaires micritiques à *bird's eyes* qui montrent une évolution vers un pôle proximal (allant jusqu'à l'émersion) donc une chute du niveau de base. Quelques incursions plus marines sont possibles avec des calcaires graveleux ou oolithiques à brachiopodes (SE 31).

La limite supérieure de cette séquence de dépôt Bt 3 est placée au sommet de la SE 34 qui montre une altération en nodules de plusieurs dizaines de centimètres de diamètre. Cette altération serait localisée au niveau de paléoracines qui ont favorisé la nodulisation. Cette surface marque le maximum de chute du niveau de base à l'échelle de la séquence de dépôt et constitue la limite de séquence (discontinuité D4).

Les brachiopodes récoltés dans cette séquence (*Burmishynchia* cf. *turgida*) indiquent le sommet du Bathonien moyen (ref. Garcia *et al.*, 1996). D'autre part, il faut noter l'apparition d'un foraminifère benthique dans la séquence élémentaire 16, *Alzonella cuvillieri*, qui donne un âge Bathonien moyen à supérieur (Bassoullet *in* Groupe français d'étude du Jurassique, 1997).

Séquence de dépôt Bt 4 – Son épaisseur est de 90 m ; elle comprend 27 séquences élémentaires (SE 35 à 61).

Son demi-cycle transgressif T (27 m) s'étend sur les SE 35 à 42 et sur le demi-cycle élémentaire de montée du niveau de base de la SE 43 (fig. 22). Il se marque tout d'abord par l'apparition de nombreux niveaux à brachiopodes dans les 14 premiers mètres au-dessus de la limite de séquence de dépôt. On constate ensuite que les demi-cycles de chute des SE sont peu épais, mis à part celui de la SE 37. On peut expliquer cela par le fait que la montée du niveau de base devait être plus importante et l'espace créé est ensuite comblé par des sédiments. Les

séquences 40, 41 et 42 montrent un demi-cycle élémentaire de montée du niveau de base de plus en plus épais vers les séquences supérieures ce qui traduit une augmentation de l'accommodation. Le demi-cycle de la séquence élémentaire 43 ne paraît pas suivre cette évolution mais on ne peut pas l'affirmer en raison de la lacune d'observation située à la base de celle-ci.

Les environnements se situent entre le *backshore* et l'*offshore* supérieur, caractérisé par des marnes à brachiopodes localisées au maximum de montée de la SE 43. Ce niveau marque donc le maximum de montée du niveau de base et représente la surface d'inondation maximale de la séquence de dépôt Bt 4.

Au-dessus, se développe un demi-cycle régressif R qui s'étale sur le demi-cycle élémentaire de chute du niveau de base de la SE 43 et sur les SE 44 à 61 (fig. 22 à 24). En effet, les demi-cycles élémentaires de chute deviennent beaucoup plus importants et les séquences élémentaires uniquement constituées d'un demi-cycle de montée ne s'observent plus. Les séquences présentent soit un demi-cycle de montée suivi d'un demi-cycle de chute, soit simplement un demi-cycle de chute. Le demi-cycle de montée montre un décalage vers des environnements de *shoreface* supérieur ou inférieur et le demi-cycle de chute se caractérise par un retour vers des environnements plus proximaux voire émergifs caractérisés par exemple par des pseudomorphoses de minéraux évaporitiques (Faciès III) (séquences élémentaires 44 et 45).

On constate également que les séquences élémentaires sont en général plus épaisses que précédemment. Ceci traduit une création d'espace plus importante dans cette séquence de dépôt.

Au sommet de ce demi-cycle régressif R, à partir de la séquence élémentaire 55, les SE sont beaucoup épaisses et les environnements de dépôt varient entre le *backshore* et *shoreface* supérieur très proximal (biomicrite à ostracodes et charophytes). On assiste donc, à ce niveau, à une baisse de la création de l'espace à partir de la SE 54 ou de la SE 55.

Le maximum de chute est ici difficile à localiser en raison d'une dolomitisation partielle des couches du sommet de la coupe et du manque de discontinuités sédimentaires nettes. Il semble toutefois que le maximum de chute du niveau de base soit situé avant les « Dolomies II » sus-jacentes qui montrent un changement de sédimentation.

Les brachiopodes de la séquence élémentaire 43 font toujours partie du groupe des *Burmihynchia* cf. *turgida* et indiquent le sommet du Bathonien moyen. De plus, l'apparition d'un nouveau foraminifère benthique, *Orbitammina elliptica* (ex *Meyendorffina bathonica*), dans la SE 47 nous donne un âge Bathonien supérieur (Bassoullet in Groupe français d'étude du Jurassique, 1997). *Alzonella cuvillieri* est présente quant à elle jusqu'au sommet de la coupe.

III.1.2 - Coupe de Millau

Localisation – Cette coupe est située, au SE de Millau, le long de la RN 9 qui monte sur le Causse du Larzac en direction de La Cavalerie (fig. 18 et 25).

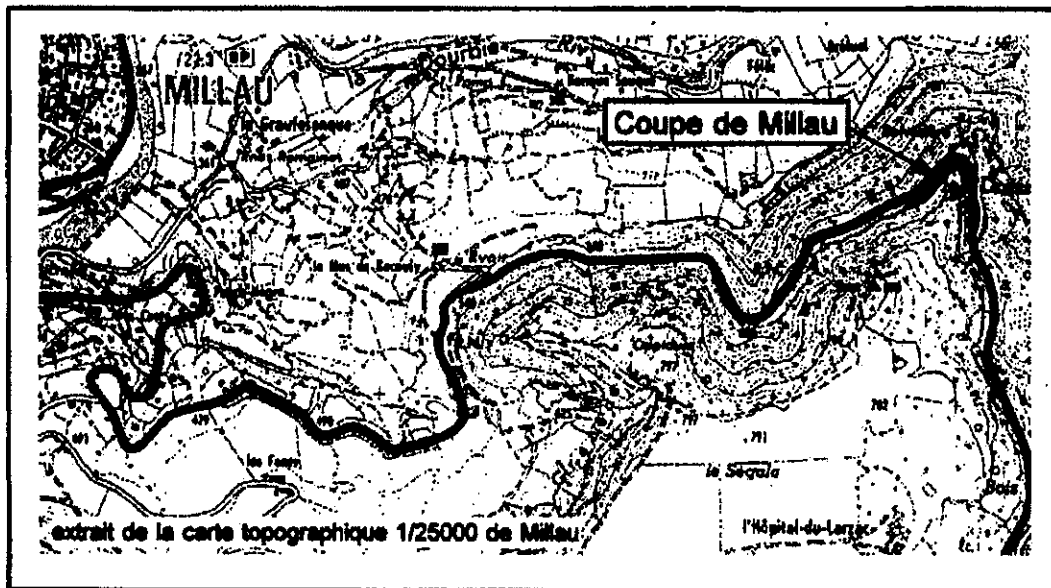


fig. 25 : Localisation de la coupe de Millau sur la carte topographique au 1/25000.

Lithostratigraphie – Sur cette coupe, on distingue les formations des « Calcaires à miches » (15 m) et des « Calcaires à *Zoophycos* » (70 m) au-dessus des « Marnes noires » toarciennes, puis les « Calcaires à chailles » (80 m), les « Calcaires oolithiques blancs » (50 m) et les « Calcaires à stipites » (120 m). La formation des « Dolomies II » n'est pas visible sur le tracé de la coupe.

Les « Calcaires oolithiques blancs » présentent le même faciès que sur la coupe des Vignes, c'est-à-dire un *grainstone* oolithique à stratifications obliques sur les trois derniers mètres.

La formation des « Calcaires à stipites » totalise normalement 120 m environ dans cette région mais, en raison de mauvaises conditions d'affleurement dans la partie supérieure de la coupe, seulement 60 m ont pu être analysés. Ils montrent une succession de niveaux argileux et ligniteux, de calcaires micritiques *mudstone* à *wackestone* et de calcaires graveleux et oolithiques.

Séquences de dépôt – Deux séquences de dépôt Bt 1 et Bt 2 et le début d'une troisième Bt 3 ont été repérées et comparées à celles observées sur la coupe des Vignes.

Séquence de dépôt Bt 1 – Cette séquence a une épaisseur de 30 m environ et s'étend sur au moins 13 séquences élémentaires réparties en un demi-cycle transgressif T (14 m) suivi d'un demi-cycle régressif R (16 m) (fig. 26).

Elle débute au-dessus des « Calcaires oolithiques blancs » qui sont couronnés par une surface irrégulière, oxydée et couverte d'huîtres. Cette surface est aussi soulignée par des petits galets centimétriques, des nérinées et des polypiers (**discontinuité D1**).

Les cinq premières SE et le demi-cycle élémentaire de montée du niveau de base de la SE 6 caractérisent le demi-cycle transgressif T. Ces séquences élémentaires présentent presque

exclusivement des demi-cycles de montée du niveau de base qui débutent par des argiles ou des lignites. La séquence élémentaire 2 enregistre un demi-cycle de chute qui se termine par une surface karstifiée.

Les environnements alternent entre le *backshore* et le *shoreface* supérieur et inférieur (plus rarement). L'*offshore* supérieur, caractérisé par des marnes à brachiopodes, est atteint lors du maximum de montée de la séquence élémentaire 6. Ces marnes traduisent également le maximum de montée à l'échelle du 3^{ème} ordre et la surface d'inondation maximale.

Le demi-cycle régressif R est composé par le demi-cycle élémentaire de chute du niveau de base de la SE 6 et par les SE 7 à 13. Le demi-cycle de chute de la SE 6 montre le retour des environnements plus proximaux par comblement de l'espace créé lors du maximum de montée de cette séquence. Pour les séquences élémentaires 7 à 13, perdurent des environnements de *backshore* à *shoreface* supérieur malgré une prédominance des demi-cycles élémentaire de montée.

Le demi-cycle régressif R se termine par une surface karstifiée qui marque le maximum de chute du niveau de base à l'échelle du 3^{ème} ordre. Cette surface (discontinuité D2), identifiée comme un paléolapiaz (Charcosset *et al.*, 1997a, b et 1998), présente des poches karstiques d'une cinquantaine de cm de profondeur remplies de nodules centi- à décimétriques. Les nodules tapissent également toute la surface du banc et forment par endroit des sortes de concrétions.

Les brachiopodes récoltés dans la séquence élémentaire 6, tels *Burmishynchia* cf. *multiplicata*, indiquent déjà un âge Bathonien moyen (ref. Garcia *et al.*, 1996). Le Bathonien inférieur n'a pas été paléontologiquement identifié sur cette coupe.

Séquence de dépôt Bt 2 – Cette séquence de dépôt a une épaisseur de 12 m et inclut les séquences élémentaires 14 à 20 réparties en un demi-cycle transgressif T (11 m) et en un demi-cycle régressif R (1 m) (fig. 26).

Le demi-cycle transgressif T, composé par les SE 14 à 19 et par le demi-cycle élémentaire de montée du niveau de base de la SE 20, débute par des argiles puis par des calcaires à brachiopodes (*Burmishynchia multiplicata/turgida*). Les séquences élémentaires sus-jacentes, d'épaisseur variable, sont caractérisées par des demi-cycles de montée qui indiquent une augmentation de l'accommodation.

Les environnements de dépôt évoluent du *backshore* au *shoreface* supérieur puis au *shoreface* inférieur à partir de la SE 19.

Le maximum de montée à l'échelle de la séquence de dépôt est marqué par un horizon de calcaire bioclastique légèrement marneux, à brachiopodes, qui caractérise également le maximum de montée de la SE 20.

Le demi-cycle régressif R est uniquement représenté par le demi-cycle de chute de la séquence élémentaire 20 et apparaît couronné par une nouvelle surface karstifiée (discontinuité D3). Il s'agit d'un paléolapiaz présentant des poches remplies d'argiles charbonneuses et de calcaires bioclastiques qui viennent mouler les dépressions (Charcosset *et al.*, 1998). Cette surface est l'homologue, par sa position stratigraphique, de celle rencontrée sur la coupe des Vignes et constitue le maximum de chute de la séquence de dépôt.

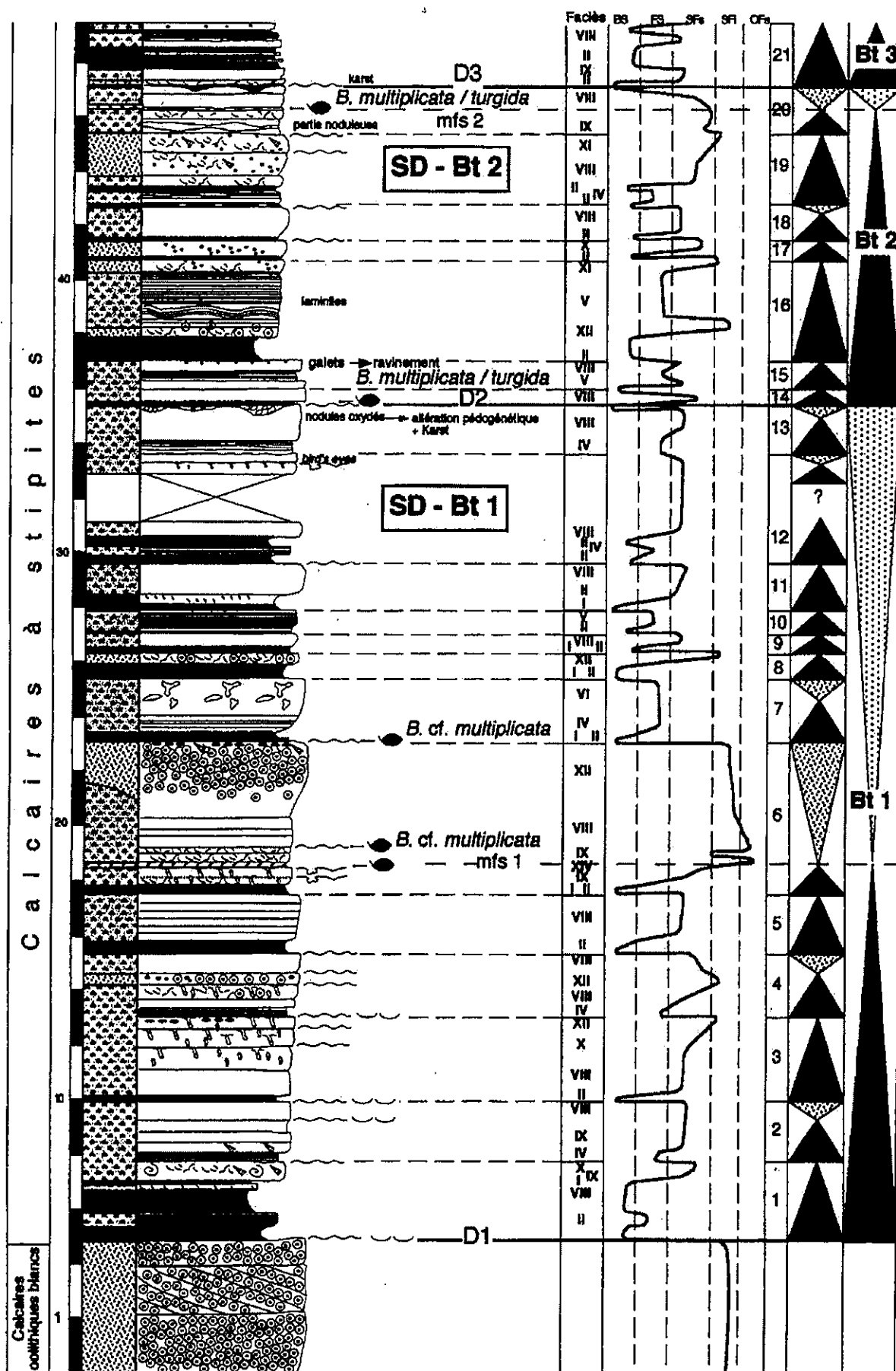


fig. 26 : Coupe de Millau (1^{ère} partie), lithologie, faciès, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

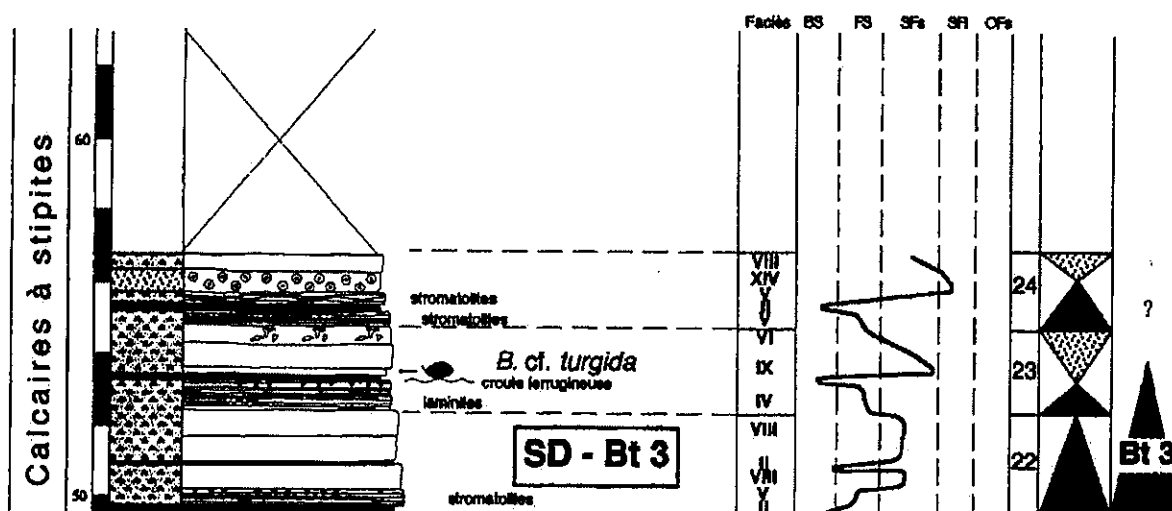


fig. 27 : Coupe de Millau (2^{ème} partie), lithologie, faciès, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

Les brachiopodes, *Burmishynchia multiplicata/turgida*, récoltés dans cette séquence sont identiques à ceux récoltés sur la coupe des Vignes et indiquent un âge Bathonien moyen (ref. Garcia *et al.*, 1996).

Séquence de dépôt Bt 3 – Cette séquence se développe au-dessus de la surface karstifiée précitée (D3) ; elle se limite en affleurement à 9 m de coupe où n'ont pu être repérées que quatre séquences élémentaires successives (fig. 26 et 27). Ces SE caractérisent un demi-cycle transgressif T où l'on observe des environnements allant du *backshore* au *shoreface* inférieur. Le maximum de montée du niveau de base de Bt 3 ne peut être repérée en raison des lacunes d'observation.

Des brachiopodes (*Burmishynchia cf. turgida*), récoltés dans la SE 23, datent ici la SD Bt 3 du sommet du Bathonien moyen (ref. Garcia *et al.*, 1996).

III.1.3 - Coupes annexes

• Coupe du Maynial (annexes 2 à 8)

Cette coupe est située dans les Gorges de la Jonte, le long de la RD 63 qui monte sur le Causse Méjean à partir du hameau Le Maynial (fig. 18).

La partie des « Calcaires à stipites », qui a pu être analysée, représente 128 m. Ceux-ci reposent sur les « Calcaires oolithiques blancs » qui affleurent dans le fond de la vallée mais le contact entre les deux formations n'est pas visible.

Il a été difficile de mettre en évidence les séquences de dépôt de 3^{ème} ordre décrites le long des coupes des Vignes et de Millau en raison du manque de repères biostratigraphiques

ou sédimentologiques (surfaces d'émersion). Toutefois, on note la présence d'une surface karstifiée à 13 m de la base (annexe 2), surface que l'on peut comparer à celle qui couronne la séquence élémentaire 2 de la coupe de Millau. Au-dessus, on distingue une séquence de dépôt composée d'un demi-cycle transgressif T (séquences élémentaires 4 à 15 et demi-cycle élémentaire de montée de la SE 16) et d'un demi-cycle régressif R (demi-cycle élémentaire de chute de la SE 16 et SE 17 à 27) (annexes 2 à 4). Le maximum de montée ou surface d'inondation maximale est localisé dans la séquence élémentaire 16 par un niveau marneux à brachiopodes (*Burmishynchia* cf. *multiplicata*) analogue à celui de la séquence élémentaire 6 de la coupe de Millau. La limite de séquence pourrait se situer au niveau d'une surface irrégulière couronnant une épaisse barre calcaire (SE 27). Cette séquence de dépôt représente donc la séquence Bt 1.

Au-dessus, il est difficile de retrouver les séquences de dépôt sus-jacentes, Bt 2 à Bt 4, à cause des lacunes d'observation et de la discrétion de surfaces pouvant caractériser le maximum de chute du niveau de base. De plus, je n'ai pas retrouvé le deuxième niveau de brachiopodes à *Burmishynchia multiplicata/turgida* observé sur les coupes des Vignes et de Millau. D'autre part, *Alzonella cuvillieri* apparaît quelques mètres au-dessus de la limite de séquence de Bt 1 ce qui serait contradictoire avec les observations précédentes si l'on considère qu'*Alzonella* apparaît dans la séquence de dépôt Bt 3. Deux solutions sont alors envisageables : soit la limite de séquence de Bt 1 est plus basse pour pouvoir placer une séquence Bt 2, soit la séquence Bt 2 est absente sur cette coupe (peu probable). Il est de toute façon difficile d'individualiser une séquence Bt 2 sans avoir pu localiser le deuxième niveau de brachiopodes, à *Burmishynchia multiplicata/turgida*.

A partir de la séquence élémentaire 28 (ou 28b), on se trouverait donc dans la séquence Bt 3. Cette séquence est caractérisée par l'apparition de *Alzonella cuvillieri* (dans la séquence 29) et par le troisième niveau de brachiopodes à *Burmishynchia* cf. *turgida* (séquence élémentaire 49). La surface d'inondation maximale serait placée au voisinage de plusieurs surfaces oxydées qui montrent une accumulation de coquilles de brachiopodes et de lamellibranches. Au-dessus, se développe un demi-cycle régressif R marqué par des environnements allant du *backshore* au *shoreface* supérieur. La limite supérieure de cette séquence Bt 3 n'a pas été repérée ainsi que la séquence Bt 4 (annexe 8). Cette dernière pourrait être toutefois présente plus haut dans une série qui totalise environ 200 m.

• Coupe du Puncho d'Agast (annexe 9 à 12)

La coupe se situe le long de la RD 110 qui grimpe vers le Puncho d'Agast (pointe occidentale du Causse Noir qui domine la ville de Millau) au départ de Millau (fig. 18). La première partie de la coupe débute au 6^{ème} lacet dans le talus à gauche de la route. A la suite d'une lacune d'observation, la deuxième partie commence un peu avant le 8^{ème} lacet et monte jusque sur le causse.

La première partie de la coupe montre le contact entre les « Calcaires oolithiques blancs » et les « Calcaires à stipites » au sein d'un affleurement de 7,5 m d'épaisseur (annexe 9). L'interface entre ces deux formations, beaucoup moins bien marquée que sur la coupe de Millau, présente une surface oxydée parfois jalonnée par des huîtres. Les faciès sont essentiellement des micrites avec quelques horizons argileux.

Dans la seconde partie, les « Calcaires à stipites » présentent, sur 55 m environ, des faciès à dominante carbonatée entrecoupés de rares niveaux argileux (annexes 10 à 12). En raison de nombreuses lacunes d'observation, il est difficile d'établir un découpage en séquences de dépôt. Toutefois, les faciès et le mode d'empilement des séquences élémentaires peuvent donner quelques indications.

Les séquences élémentaires 1 à 7 montrent un développement en épaisseur des demi-cycles élémentaires de montée du niveau de base associés à des faciès de *backshore* à *shoreface* inférieur. A partir de la SE 6, on observe plusieurs surfaces de ravinement et des brachiopodes. Le demi-cycle élémentaire de montée de la SE 7 est épais ce qui suggère une création d'espace plus importante que précédemment. On pourrait donc situer à ce niveau le maximum de montée du niveau de base à l'échelle de la séquence de dépôt de 3^{ème} ordre. Au-dessus, les demi-cycles élémentaires de chute plus nombreux et des faciès liés à des émergences indiquent une diminution de l'accommodation. Les brachiopodes, récoltés dans la séquence élémentaire 7, sont des *Burmishynchia* cf. *multiplicata* que l'on trouve habituellement dans la séquence Bt 1.

Plus haut, il n'a pas été possible de mettre en évidence les séquences de dépôt observées par ailleurs en raison des lacunes d'observation et du manque d'arguments biostratigraphiques. Toutefois, à partir de la séquence élémentaire 18, les SE ne sont plus constituées que par leur demi-cycle de montée du niveau de base ce qui traduit une augmentation de l'accommodation (cf. séquences 7 et 8 Chapitre II p. 56). Aucun brachiopode n'a été trouvé dans cette partie de la coupe mais la présence d'*Alzonella cuvillieri*, à partir de la séquence élémentaire 15, pourrait indiquer la SD Bt 3 ou Bt 4.

• Coupe de La Cavalerie

La coupe a été levée dans la carrière en exploitation de L'Estrade, hameau situé au nord de La Cavalerie (Larzac septentrional) (fig. 18).

On distingue, dans cette carrière, les « Calcaires oolithiques blancs » épais d'une quarantaine de mètres et les « Calcaires à stipites » de 7 à 8 m (fig. 28).

Les « Calcaires oolithiques blancs » présentent toujours un faciès homogène de *grainstone* oolithique à stratifications obliques. Une croûte ferrugineuse très irrégulière (discontinuité D1) marque le sommet de cette formation bajocienne. Ce faciès oolithique prend vers le haut une couleur blanchâtre et montre des figures de dissolution (affectant les oolithes) qui se multiplient à l'approche de la surface ferrugineuse. Le dernier centimètre sous cette surface est entièrement oxydé et durci. Au-dessus de la croûte, viennent des argiles rouges parfois ligniteuses puis des argiles à caractère plus marin traduisant une augmentation de l'accommodation. L'ensemble croûte ferrugineuse - argiles rouges pourrait caractériser un paléosol (Charcosset *et al.*, 1997a, b et 1998).

Au-dessus, on constate que les niveaux argileux sont épais (1 m) et contiennent une biophase d'ostracodes et de charophytes. Les environnements de dépôt varient entre le *backshore* et le *shoreface* supérieur.

Des brachiopodes, dont *Burmishynchia* cf. *multiplicata*, ont été récoltés au voisinage de l'affleurement et pourraient caractériser la séquence de dépôt Bt 1.

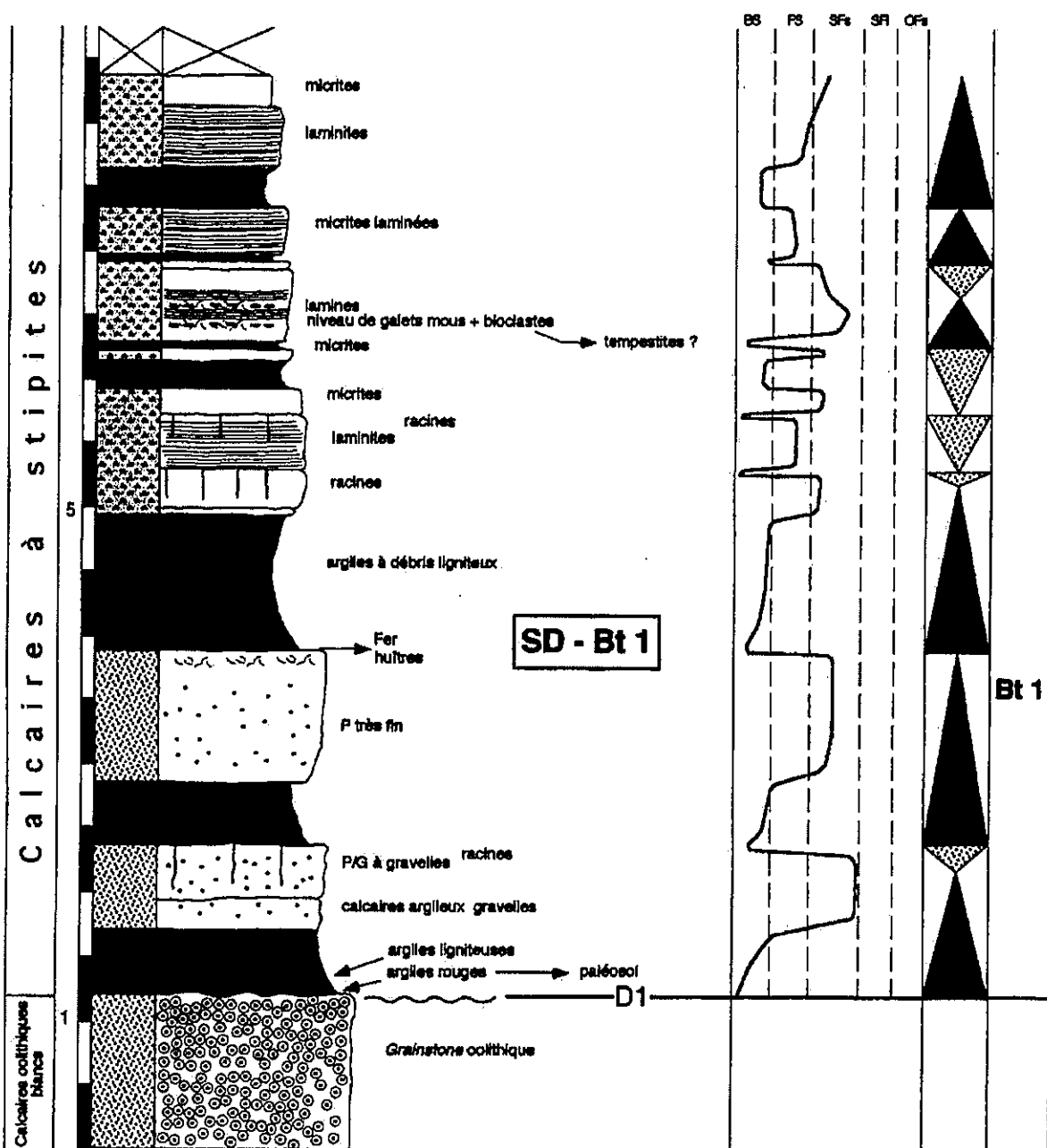


fig. 28 : Coupe de La Cavalerie, lithologie, environnements de dépôt, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

• Coupe de Montméjean

La coupe est située le long de la RD 41, qui monte sur le Causse Noir, entre La Roque-Sainte-Marguerite (Gorges de la Dourbie) et Veyreau, au-dessus du village de Montméjean (fig. 18).

Nous retrouvons ici la succession « Calcaires oolithiques blancs » - « Calcaires à stipites » sur une quinzaine de mètres d'épaisseur (fig. 29). La première formation présente les mêmes caractéristiques qu'à La Cavalerie : calcarénites oolithiques (ici dolomitisées) à

stratifications obliques. Les « Calcaires à stipites » lui succèdent par l'intermédiaire d'une croûte ferrugineuse recouverte de galets ferrugineux centimétriques (discontinuité D1). Comme à La Cavalerie, cette surface est surmontée par des argiles rouges et l'ensemble constituerait un probable paléosol.

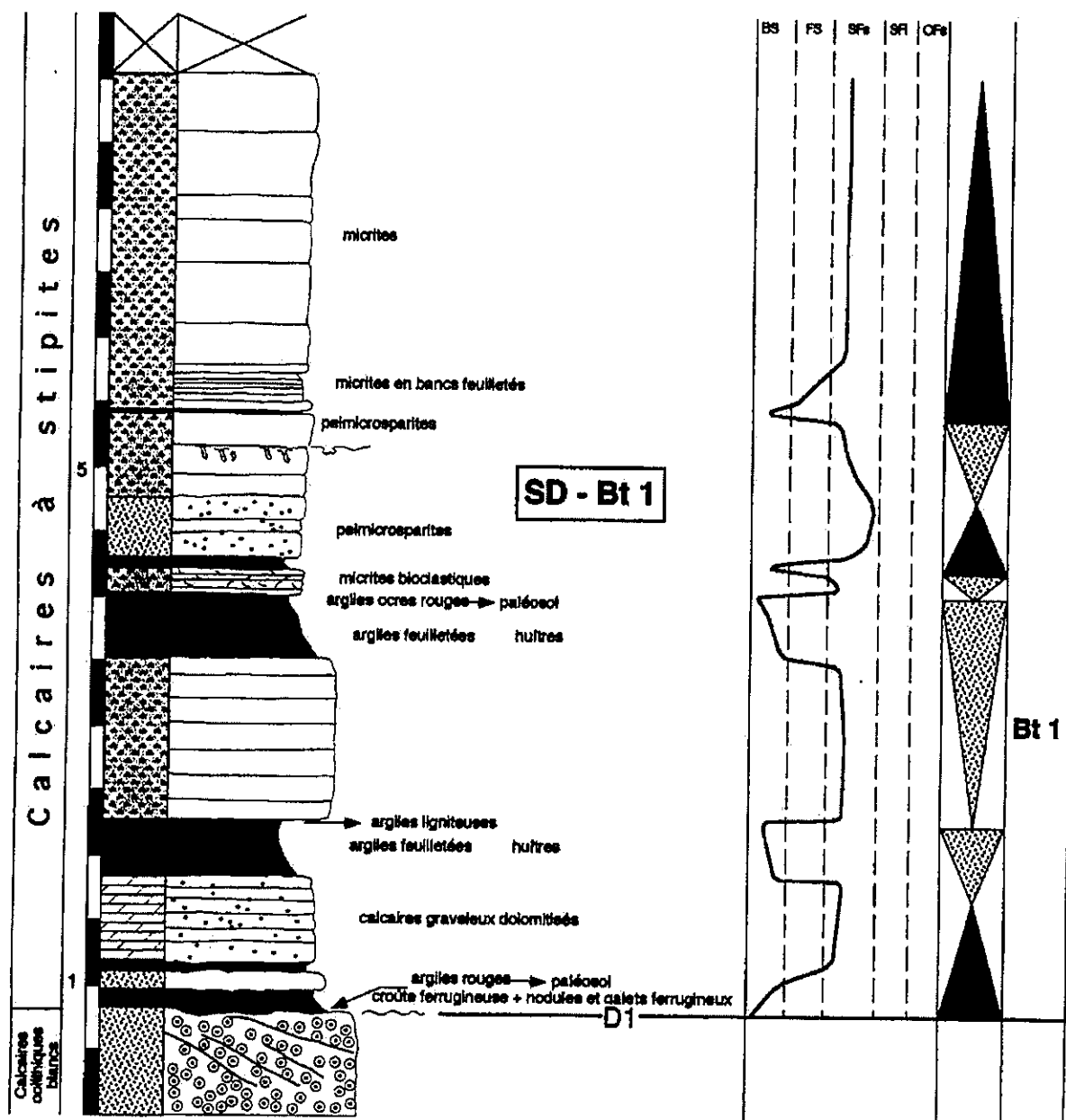


fig. 29 : Coupe de Montméjean, lithologie, environnements de dépôt, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

Au-dessus, on observe une alternance de calcaires dolomités et d'argiles jusqu'à un deuxième horizon argileux rouge qui pourrait être à nouveau interprété comme un paléosol. Celui-ci est corrélable avec les surfaces karstifiées visibles à la base des coupes de Millau et du Maynial.

Plus haut, des calcaires graveleux puis micritiques se développent et les séquences élémentaires traduisent une augmentation de l'accommodation.

Aucun brachiopode n'a été récolté sur cette coupe mais il est logique de penser que l'on est toujours au sein de la **séquence de dépôt Bt 1**, comme à La Cavalerie.

• Coupe de La Roque-Sainte-Marguerite (annexes 13 à 15)

Cette coupe est voisine de celle de Montméjean et se trouve le long d'une petite route, en rive gauche de La Dourbie, qui monte à Pierrefiche-du-Larzac (fig. 18).

Le contact entre les « Calcaires oolithiques blancs » et les « Calcaires à stipites » approximativement situé dans le premier lacet de la route n'est pas visible. Les « Calcaires à stipites » affleurent sur 130 m environ mais comportent de nombreuses lacunes d'observation dues à des failles de faible rejet. Il a été impossible de proposer un découpage en séquences de dépôt. Malgré tout, on retrouve plusieurs éléments comparables aux autres coupes. Tout d'abord, les premiers brachiopodes qui ont pu être déterminés sont des *Burmishynchia* cf. *multiplicata* présents dans un banc d'oolithes ferrugineuses à 70 m de la base. Deux horizons à *Burmishynchia multiplicata/turgida* s'intercalent dans des calcaires micritiques à 102 m de la base et à 132 m. De plus, à la cote 97 m, on note l'apparition d'*Alzonella cuvillieri*, foraminifère que l'on retrouve plus haut vers 118 m. Si l'on considère que les failles ne redoublent pas la série, l'apparition d'*Alzonella* s'effectue avant celle de *B. multiplicata/turgida* contrairement à ce qu'on voit sur la coupe des Vignes. Les multiples lacunes, dues aux failles, empêchent donc d'établir des conclusions sur l'apparition de ce foraminifère benthique.

Plus haut, on ne retrouve pas les séquences de dépôt Bt 3 et Bt 4 en raison du manque d'affleurement. La formation des « Dolomies II » constitue la surface du causse.

• Coupe de La Canourgue (annexes 16 à 19)

Cette coupe se situe le long de la RD 998 qui relie La Canourgue à Sainte-Enimie (Causse de Sauveterre, département de la Lozère) (fig. 18).

On peut y analyser la succession des « Calcaires oolithiques blancs » et des « Calcaires à stipites » sur une épaisseur de 80 m environ. Le contact entre ces deux formations n'est pas net et pourrait se situer approximativement au niveau d'une lacune d'observation.

Trois parties peuvent être distinguées. La première fait suite aux « Calcaires oolithiques blancs » et présente une succession continue au sein de la formation des « Calcaires à stipites » sur 48 m. Dans cet intervalle, on reconnaît la **séquence de dépôt Bt 1** constituée d'un demi-cycle transgressif T qui s'étale sur les SE 1 à 13 et sur le demi-cycle élémentaire de montée du niveau de base de la SE 14 et un demi-cycle régressif R qui s'étend sur le demi-cycle élémentaire de chute de la séquence élémentaire 14 et sur les séquences élémentaires 15 à 22. Le demi-cycle régressif R n'est certainement pas complet en raison d'une lacune d'observation.

Concernant le demi-cycle transgressif T, il est caractérisé par une succession de SE constituées de demis-cycles élémentaires de montée du niveau de base. Le maximum de montée est localisé dans un intervalle marneux à brachiopodes qui repose sur une surface perforée et bioturbée. Les environnements de dépôt évoluent entre le *backshore* et l'*offshore* supérieur.

Le demi-cycle régressif R débute par le demi-cycle de chute de la séquence élémentaire 14. On retrouve ensuite un nouvel intervalle marneux à brachiopodes (*Burmishynchia* cf. *multiplicata*). Au-dessus, les demi-cycles de chute des séquences élémentaires se développent d'une manière dissymétrique. Les environnements de dépôt reviennent progressivement vers un pôle plus proximal avec le *backshore* et le *shoreface* supérieur.

Les deux autres parties du profil sont entrecoupées de lacunes d'observation et il s'est avéré difficile d'établir des corrélations avec les séquences de dépôt déjà reconnues. Cependant, dans la dernière partie, j'ai retrouvé *Burmishynchia* cf. *turgida* dans des marnes, ce qui pourrait marquer le maximum de montée de la séquence Bt 3. Au-dessus, la dolomitisation affecte les « Calcaires à stipites » et les « Dolomies II » n'affleurent pas.

Dans cette région, les « Calcaires à stipites » sont moins épais que dans les Gorges du Tarn mais totalisent encore 100 m ; ils pourraient encore inclure les 4 séquences de dépôt reconnues plus au sud.

III.1.4 Coupes sur la bordure des Grands Causses

• Coupe de Saint-Sulpice

Cette coupe est située dans les Gorges du Trévezet (gorges qui séparent le Causse Noir du Causse Bégon), à l'extrémité orientale des Grands Causses, sur la RD 145 qui relie Cantobre à Trèves (fig. 18).

Les « Calcaires à stipites » totalisent une centaine de mètres d'épaisseur aux environs de Saint-Sulpice. Leur épaisseur diminue en direction de l'est et atteint 50 m vers Trèves, ville située dans le faisceau décrochant de Meyrueis qui met en contact le Dogger avec le socle des Cévennes.

La coupe, d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, montre le contact entre les « Calcaires à stipites » et les « Calcaires oolithiques blancs » (fig. 30). Les « Calcaires oolithiques blancs » présentent un faciès oolithique *grainstone* à stratifications obliques. Ils sont couronnés ici par une surface karstifiée à poches pluridécimétriques (paléolapiaz, **discontinuité D1**). Ces poches sont tapissées d'argiles, la fin du remplissage étant assuré par des calcaires oobioclastiques à brachiopodes. Ceux-ci (*Ivanoviella* (?) *ardescica* (Rollier)) signent le Bathonien inférieur. C'est donc le seul endroit des Causses avec la coupe suivante où, à notre connaissance, le **Bathonien inférieur** est caractérisé paléontologiquement et cela pour la première fois.

Au-dessus, se développent deux intervalles de lignites qui furent exploités localement puis un ensemble à dominante calcaire.

Rault et Dars (1970) donnent une épaisseur de 30 m aux calcaires bathoniens surmontés des dolomies qu'ils attribuent au Bathonien supérieur. D'après ces auteurs, la partie supérieure des calcaires inclut un niveau de calcaires pseudoolithiques à « *Meyendorffina bathonica* » (= *O. elliptica*). Les « Calcaires à stipites » correspondraient donc dans cette région à l'ensemble du Bathonien et pourraient inclure toutes les séquences de dépôt reconnues plus à l'ouest.

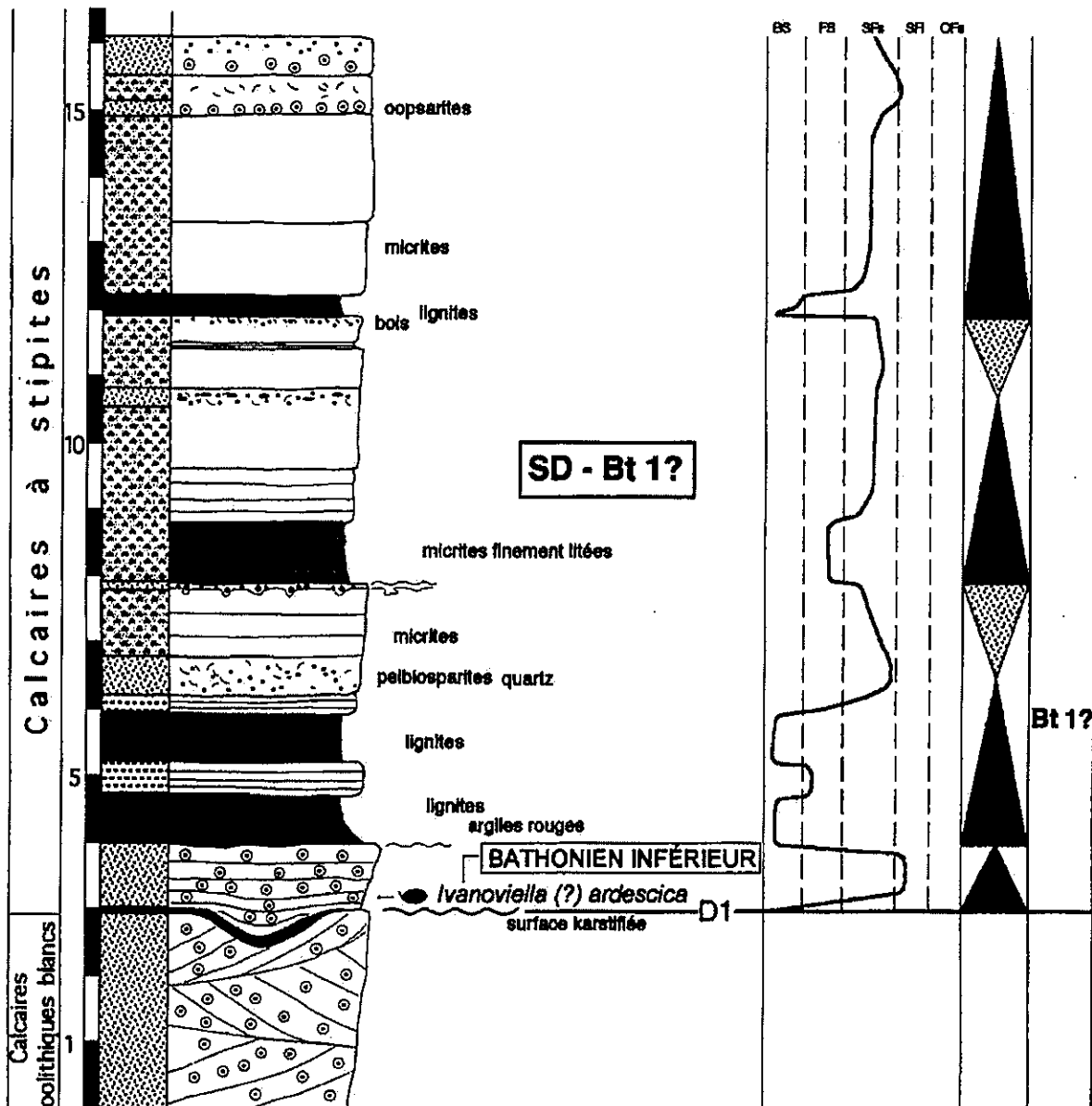


fig. 30 : Coupe de Saint-Sulpice, lithologie, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

• Coupe de Chambonnet et Florac

Cette coupe se situe dans les Gorges du Tarn, à 3 km au sud de Quézac (Lozère) sur la RD 907bis (fig. 18).

Ici, les « Calcaires à stipites » atteignent à peine 10 m de puissance et reposent toujours sur les « Calcaires oolithiques blancs » par l'intermédiaire d'une surface très irrégulière que l'on peut interpréter comme une surface karstifiée (D1?) (fig. 31). Au-dessus, la série débute par des calcaires graveleux et se poursuit par un niveau marneux à brachiopodes (*Holothyris angulata* (?)) qui signent le **Bathonien inférieur**.

Ensuite, on retrouve des calcaires graveleux, un intervalle marneux puis des calcaires micritiques et graveleux. Le dernier terme est dolomitisé et couronné par une surface

irrégulière et par une croûte ferrugineuse. Cette surface est surmontée par des argiles rouges et peut être interprétée comme une nouvelle surface karstifiée. Elle pourrait également jaloner une limite de séquence de 3^{ème} ordre qui n'aurait pas été repérée dans le graben.

Plus haut, on retrouve un nouvel intervalle marneux à brachiopodes (indéterminés) et oursins. Ce niveau pourrait être interprété comme un maximum de montée du niveau de base mais nous ne pouvons déterminer de quelle séquence de dépôt il s'agit.

Au-dessus, la formation se termine par des calcaires micritiques surmontés ensuite par la formation des « Dolomies II », dont l'épaisseur varie entre 60 et 80 m.

Nous ne pouvons donc pas distinguer les séquences de dépôt sur cette coupe mais il est important de noter que l'épaisseur des « Calcaires à stipites » se réduit depuis Sainte-Enimie, plus à l'ouest, pour atteindre à peine 10 m à Chambonnet. Les « Calcaires à stipites » disparaissent même complètement plus à l'est sur les bordures orientales des Causses Méjean et de Sauveterre.

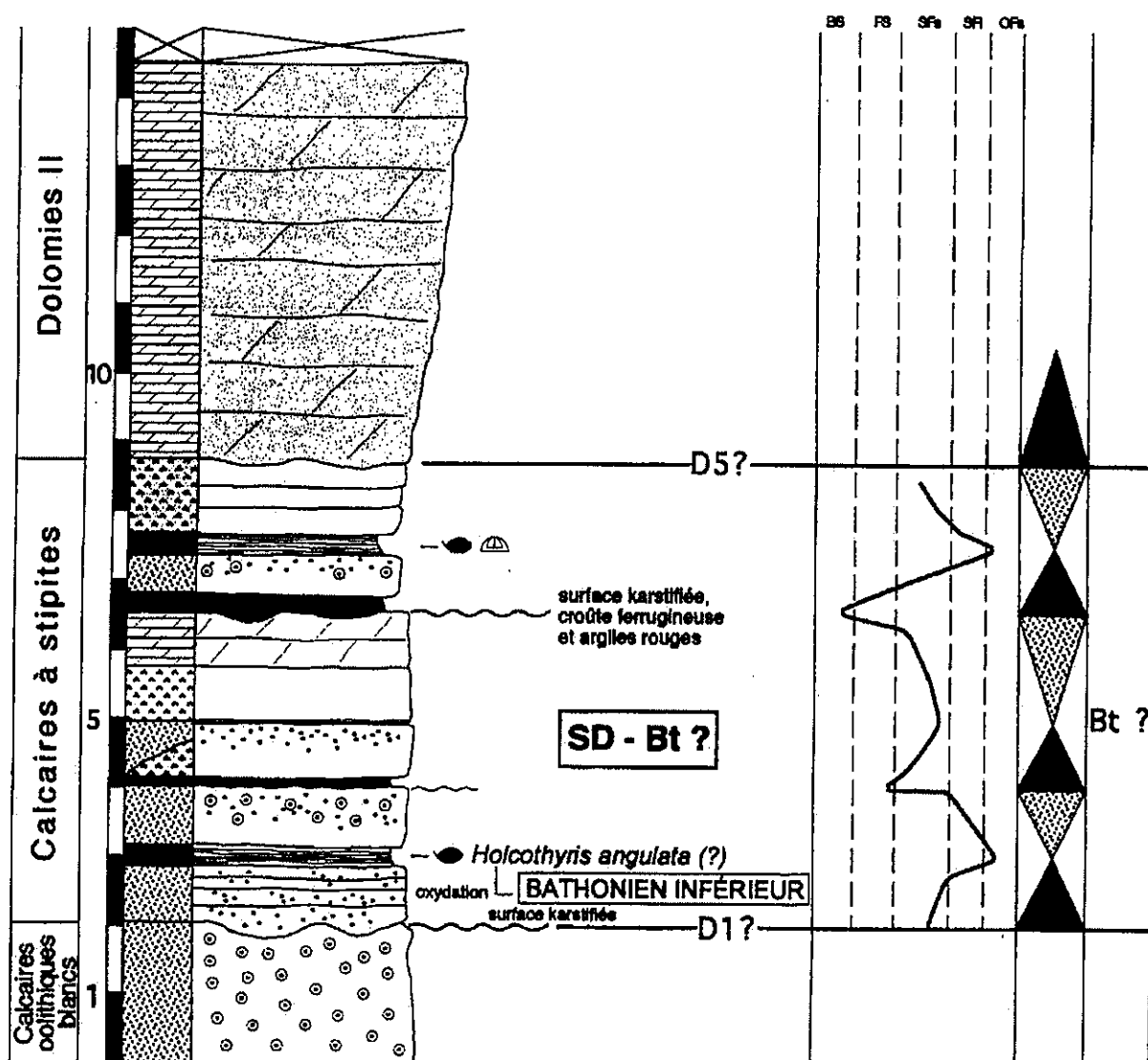


fig. 31 : Coupe de Chambonnet, lithologie, environnements de dépôt, biophase, discontinuités, et stratigraphie séquentielle.

A Florac, on observe une importante masse dolomitique qui repose sur les « Calcaires à *Zoophycos* » de l'Aalénien. Il semblait que cette masse corresponde aux seules « Dolomies II » à moins qu'il faille distinguer dans cet ensemble une dolomie bajocienne, correspondant aux « Calcaires à chailles » et aux « Calcaires oolithiques blancs » dolomitisés, et une dolomie bathonienne correspondant aux « Dolomies II ». Pour ma part, il me semble que la falaise de dolomie, à Florac très uniforme, ne montre pas deux ensembles distincts superposés mais un seul. Les « Dolomies II » reposeraient alors directement sur les « Calcaires à *Zoophycos* » et l'on aurait une **lacune du Bajocien, du Bathonien inférieur et du Bathonien moyen**.

• Coupe de Changefège

Cette coupe se situe le long d'une petite route qui monte sur le Causse de Changefège. Cette route rejoint la RN 88 à 3 km au sud de Mende (Lozère) (fig. 18).

Le contact entre les « Calcaires oolithiques blancs » et les « Calcaires à stipites » est une surface d'altération de couleur lie de vin. Les « Calcaires à stipites » débutent par des calcaires *packstone* à oolithes et à *Alzonella cuvillieri*. On trouve ensuite une alternance de calcaires à oncolithes et brachiopodes (indéterminés), de calcaires à *bird's eyes*, d'argiles et de calcaires oolithiques à brachiopodes et stratifications obliques. La coupe se termine par une large lacune d'observation.

Les brachiopodes, mal conservés, n'ont pu être déterminés mais la présence d'*Alzonella cuvillieri* dès la base de la formation suggère l'absence des deux premières séquences de dépôt Bt 1 et Bt 2 et la présence de Bt 3 directement au-dessus des « Calcaires oolithiques blancs » du Bajocien supérieur.

On constate aussi une réduction d'épaisseur de cette formation bathonienne depuis La Canourgue. En effet, déjà à Chanac, les « Calcaires à stipites » ne feraient plus qu'une cinquantaine de mètres et à Changefège ils se réduisent à une vingtaine de mètres. Cette réduction totale d'épaisseur est subordonnée à la **lacune des séquences Bt 1 et Bt 2**.

• Coupe de Meyrueis

Cette coupe est située à 3 km au NW de Meyrueis le long de la RD 986 qui monte sur le Causse Méjean pour rejoindre Sainte-Enimie (fig. 18).

La coupe fait apparaître, le long de la route précitée, le contact entre les « Calcaires oolithiques blancs », dolomitisés, et les « Calcaires à stipites ». Notons que le profil se situe à l'ouest du faisceau décrochant de Meyrueis et que les « Calcaires à stipites » y totalisent une centaine de mètres d'épaisseur. A l'est du faisceau, ils sont beaucoup moins épais et disparaissent au nord du Fraissinet (15 km au NE de Meyrueis).

Le contact entre les deux formations affleurantes correspond à une surface très irrégulière, oxydée et recouverte d'argiles brunes à rouges pouvant indiquer une émergence ; elle rappelle celle qui a été observée à Montméjean ou à Saint-Sulpice, plus au sud. Les « Calcaires à stipites » débutent par des dolomies rougeâtres graveleuses puis par des calcaires micritiques. La suite de la formation n'a pu être étudiée et on ne sait donc pas quelles séquences sont représentées ici.

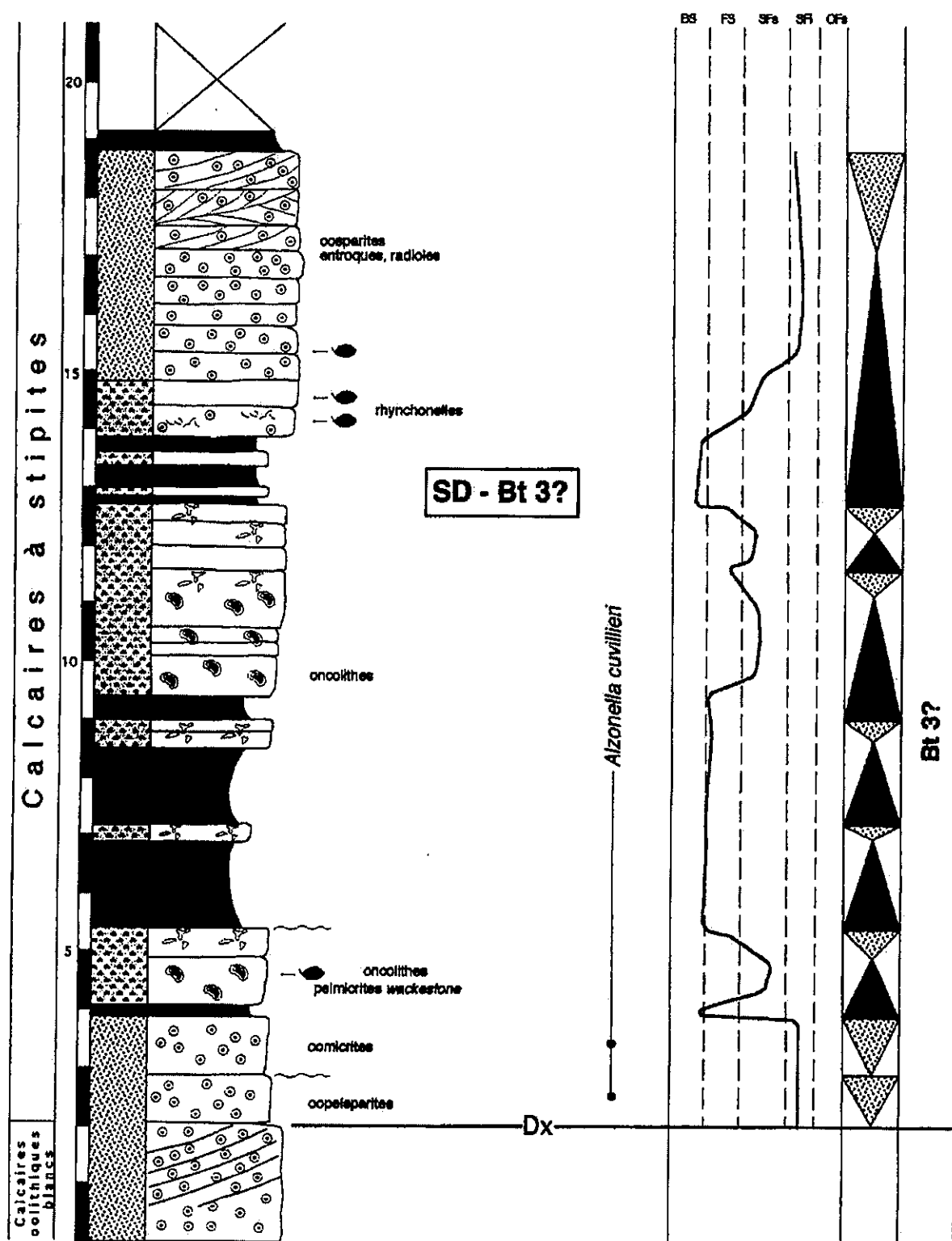


fig. 32 : Coupe de Changefège, lithologie, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

• Coupe de la Carrière Hiver

La Carrière Hiver se situe à quelques km au nord de Salles-la-Source, au centre du Causse Comtal (fig. 18) (feuille de Rodez à 1/50000). Les « Calcaires à stipites » affleurent sur une cinquantaine de mètres où l'on distingue une succession de bancs de calcaires micritiques alternant avec des niveaux argileux et ligniteux. Seul le sommet de la coupe a été relevé à cause de l'accès interdit à la carrière. Les 7m d'affleurement (fig. 33) correspondent à la succession suivante : a) calcaires micritiques ; b) intervalle bioclastique à brachiopodes ; c) calcaires oolithiques, niveau argileux ; d) calcaires micritiques à péllets et bioclastes ; e) deux séquences élémentaires composées de calcaires à galets mous, lamines bioclastiques puis calcaires oolithiques.

Les brachiopodes récoltés sur cette coupe, *Burmihynchia cf. multiplicata*, signent le Bathonien moyen et se rencontrent habituellement dans la séquence de dépôt Bt 1. Au-dessus, les « Calcaires à stipites » forment la surface du Causse et, de ce fait, la présence des séquences sus-jacentes n'est pas attesté dans cette partie des Grands Causses.

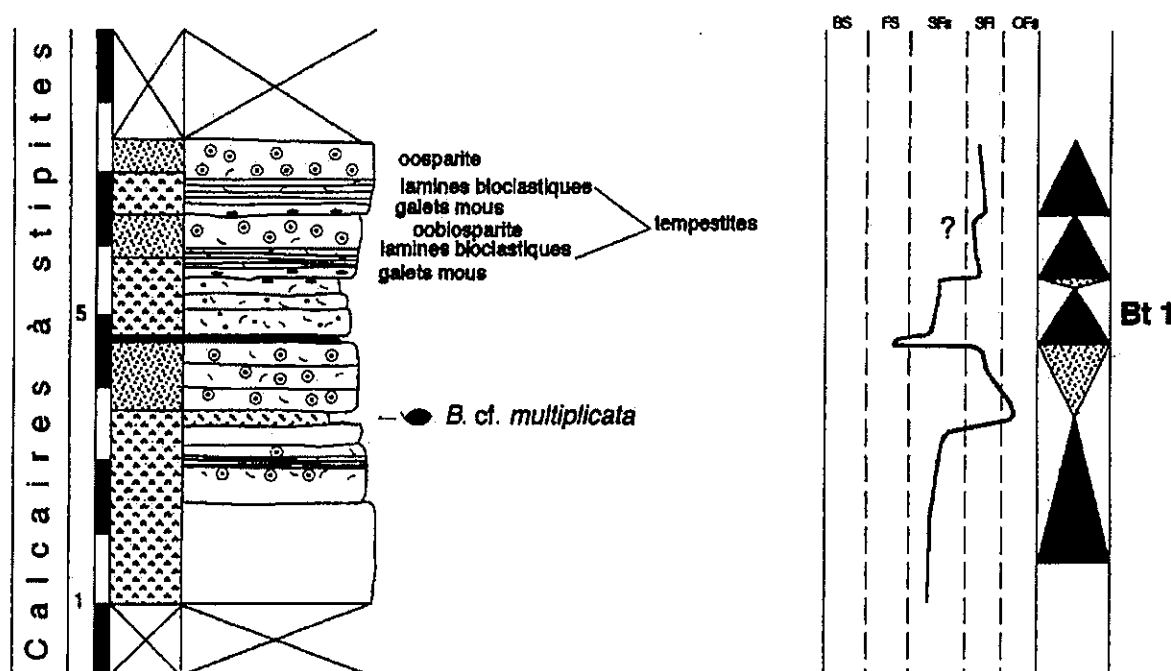


fig. 33 : Coupe de la Carrière Hiver, lithologie, faciès, environnements de dépôt, biophase et stratigraphie séquentielle

III.1.5 Corrélations et synthèse

En premier lieu, on remarque que la formation bathonienne des « Calcaires à stipites » repose presque toujours sur les « Calcaires oolithiques blancs » bajociens. Dans le secteur I, cette dernière formation semble se réduire en épaisseur depuis le Causse de Sévérac en direction du Causse Comtal où sa présence n'est pas prouvée. Les « Calcaires à stipites » reposeraient ici sur les « Calcaires de Muret-le-Château », à *Timidonella sarda*, datés du Bajocien inférieur (Ciszak *et al.*, 1996).

Les « Calcaires oolithiques blancs », attribués au Bajocien supérieur par des brachiopodes (*Monsardithyris ventricosa* et *Sphaeroidothyris sphaeroidalis*, Charcosset et al., 1996) et par un foraminifère benthique (*Callorbis minor*), présentent un faciès de *grainstone* oolithique à stratifications obliques caractérisant le domaine de *shoreface*. Ils sont couronnés par une surface karstifiée (La Cavalerie, Saint-Sulpice et Chambonnet) ou par une croûte ferrugineuse (Montméjean, Meyrueis, D1). L'émersion au sommet de cette formation est donc paléogéographiquement limitée à une bande qui relie Chambonnet à La Cavalerie via la bordure orientale des Grands Causses (Meyrueis-St-Sulpice). Sur les coupes de Millau et de Puncho d'Agast, les « Calcaires oolithiques blancs » ne présentent qu'une surface oxydée et recouverte d'huîtres. Aux Vignes, aucune surface particulière ne marque la limite entre les « Calcaires oolithiques blancs » et les « Calcaires à stipites ».

Les coupes situées dans l'axe du graben ne montrent donc pas l'émersion finibajocienne observée sur la périphérie des Grands Causses et notamment sur leur bordure orientale.

Les variations d'épaisseur des « Calcaires à stipites » dans les différentes zones du secteur I montrent également l'existence d'une zone plus subsidente dans l'axe du graben. En effet, cette formation présente son épaisseur maximale aux Vignes et au Maynial (200 m environ) alors qu'elle se réduit dans toutes les directions autour de cette zone (vers le nord : 100 m à La Canourgue, 20 m à Changeège ; vers le nord-est : 10 m à Chambonnet et disparition autour de Florac ; vers le sud-est : 100 m à Saint-Sulpice puis 50 m à Trèves et vers le sud avec 140 m à Millau). Vers l'ouest, la réduction d'épaisseur n'est pas vérifiable en raison de l'érosion post-Dogger sur le Causse Comtal. Dans la Carrière Hiver, les « Calcaires à stipites » font au moins une cinquantaine de mètres d'épaisseur.

La région comprise entre Les Vignes et Peyreleau (confluent de La Jonte avec Le Tarn) constitue donc le dépôt-centre des « Calcaires à stipites ». Ceux-ci sont affectés de considérables réductions d'épaisseur sur les bordures septentrionale et orientale des Grands Causses où ils reposent sur un substratum karstifié ou altéré, dû à l'émersion à la fin du Bajocien (discontinuité D1).

Dans ce secteur I, les « Calcaires à stipites » s'agencent en quatre séquences de dépôt, notées Bt 1 à Bt 4, datées du Bathonien moyen et supérieur. La présence du Bathonien inférieur a été prouvée uniquement sur les coupes de Chambonnet et de Saint-Sulpice, situées sur la bordure orientale des Grands Causses.

La séquence Bt 1, bien caractérisée aux Vignes et à Millau, se retrouve sur les coupes de La Canourgue, Le Maynial, La Roque-Sainte-Marguerite, Carrière Hiver et La Cavalerie. Elle repose sur les « Calcaires oolithiques blancs » par l'intermédiaire d'un paléosol ou d'un paléolapiaz (D1) et est couronnée par une surface d'émersion (D2 : horizon à racines aux Vignes et paléolapiaz à Millau). Elle est attribuée au Bathonien moyen grâce à *Burmirkynchia cf. multiplicata*.

La séquence Bt 2 est bien représentée aux Vignes et à Millau où elle est couronnée par une nouvelle surface karstifiée représentée par un paléolapiaz de faible amplitude (D3). Elle n'a pas été paléontologiquement reconnue sur les coupes de La Canourgue et du Maynial, sûrement à cause de lacunes d'observation. Cependant, la présence de la séquence sus-jacente Bt 3 peut suggérer celle de Bt 2 sur ces coupes. Cette séquence est datée du Bathonien moyen par *Burmirkynchia multiplicata/turgida*.

La séquence Bt 3 est complète sur la coupe des Vignes et datée du sommet du Bathonien moyen par *Burmishynchia* cf. *turgida*. Notons également l'apparition d'*Alzonella cuvillieri*, dans son demi-cycle transgressif T, foraminifère qui couvre le Bathonien moyen et le Bathonien supérieur (Bassoullet in Groupe français d'étude du Jurassique, 1997). La présence de Bt 3 est suggérée sur les coupes de La Canourgue et du Maynial par *B. cf. turgida* et, sur la coupe de Changefège, par *Alzonella cuvillieri*.

La séquence Bt 4, uniquement caractérisée sur la coupe des Vignes, est beaucoup plus épaisse et inclut moins de niveaux argileux que les séquences précédentes. Aux Vignes, on retrouve *B. cf. turgida* et, plus haut, *Orbitamina elliptica* associé à *Alzonella cuvillieri*, ce qui nous indique le Bathonien supérieur (Bassoullet in Groupe français d'étude du Jurassique, 1997). Cette séquence n'a pas été repérée sur les autres coupes du Graben mais, présente sur le Seuil Cévenol, elle se caractérise par la présence de *Burmishynchia* cf. *hopkinsi/icaunensis* associée à *Orbitamina elliptica* et, plus haut, par *B. cf. thierachensis* (cf. § III.2). Dans le Graben, nous n'avons pas repéré de discontinuités au sommet de cette séquence;

La reconnaissance des séquences de dépôt de 3^{ème} ordre bien individualisées par les repères biostratigraphiques permettent d'établir des corrélations dans les « Calcaires à stipites ».

Un transect N-S puis NW-SE entre le Graben des Grands Causses et sa bordure orientale (fig. 34) montre l'épaississement maximum des « Calcaires à stipites » aux Vignes où toutes les séquences de dépôt ont été reconnues. On voit aussi, en direction du nord, la réduction progressive de cette formation en épaisseur (qui s'accompagne de lacunes) puis sa disparition complète dans la région de Florac où les « Dolomies II » reposent sur les « Calcaires à *Zoophycos* » ou sur les « Calcaires à chailles ».

Les séquences Bt 1 et Bt 2 (Bathonien moyen) montrent un léger épaississement de Millau à La Canourgue. Sur cette dernière coupe, la présence de Bt 1 ne pose pas de problèmes mais Bt 2 n'a pas été paléontologiquement repérée en raison de lacunes d'observation importantes. Plus au nord, à Changefège, la présence d'*Alzonella cuvillieri* immédiatement au-dessus des « Calcaires oolithiques blancs » et la réduction d'épaisseur de la série dans son ensemble suggèrent l'absence de Bt 1 et Bt 2.

Les séquences Bt 3 et Bt 4, complètes sur la coupe des Vignes, semblent être présentes sur tout le transect, excepté à Florac où les « Calcaires à stipites » n'existent pas. Bt 3 (Bathonien moyen et supérieur), caractérisée par *B. cf. turgida* et par l'apparition d'*Alzonella cuvillieri*, a été paléontologiquement identifiée à Millau, Les Vignes, La Canourgue et Changefège (uniquement grâce à *Alzonella*). La séquence Bt 4 doit également être présente sur toutes les coupes mais ce n'est qu'aux Vignes qu'elle a été identifiée et décrite de façon continue. On retrouvera cette séquence complète et bien datée sur le Seuil Cévenol.

L'ensemble Bt 3 et Bt 4 constitue donc un groupe binaire transgressif qui déborde les séquences bathoniennes sous-jacentes et repose sur les « Calcaires oolithiques blancs » dans la partie septentrionale du secteur. Cette « transgression » est en fait induite par un changement dans le régime de subsidence (Charcosset et al., 1996) : pendant le dépôt de Bt 1 et Bt 2, la subsidence reste localisée ou restreinte au Graben (axe La Canourgue-Millau) alors qu'elle s'étend (uniformisation) à l'ensemble de la région pendant le dépôt de Bt 3 et Bt 4.

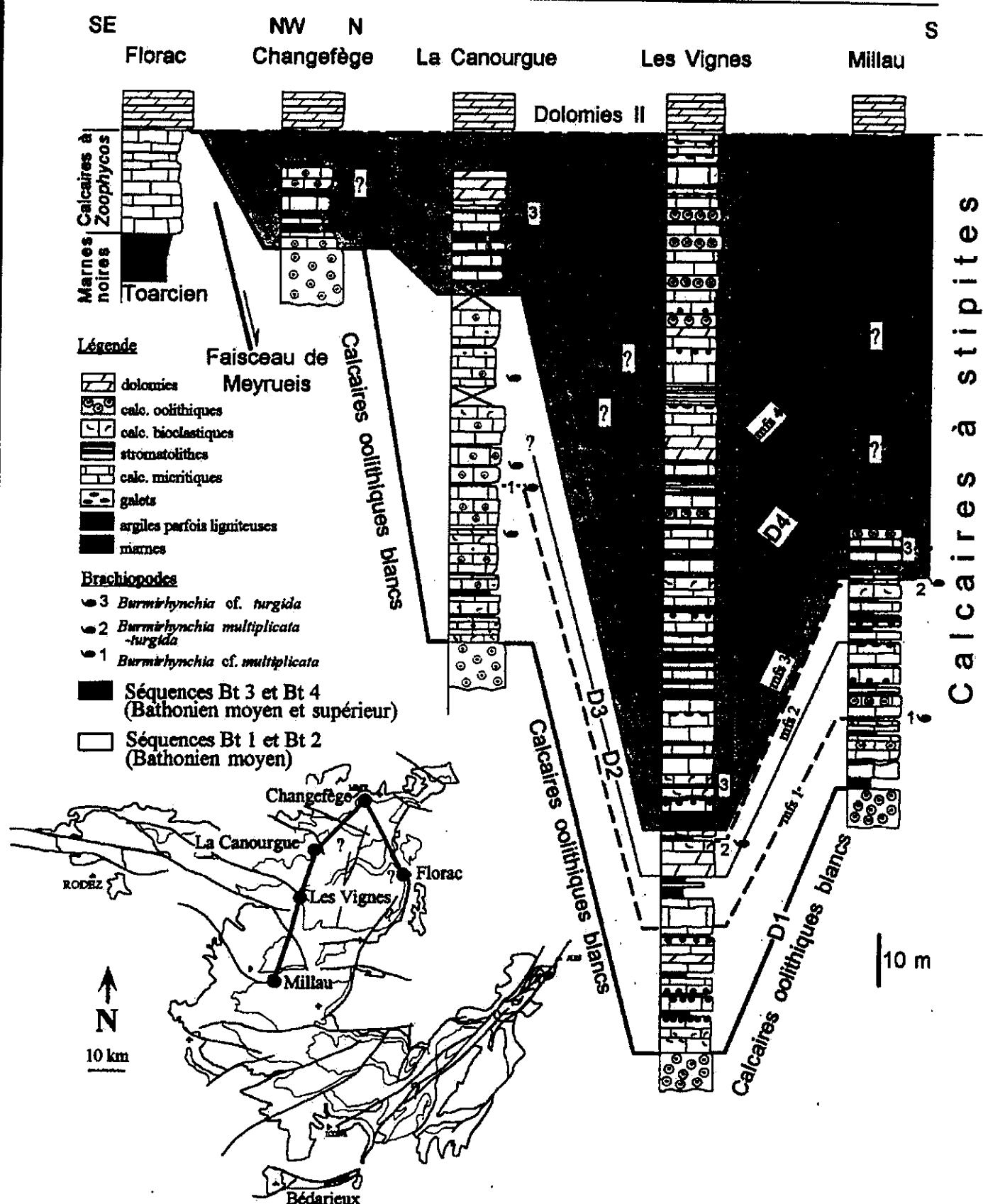


fig. 34 : Corrélations séquentielles du Bathonien (Calcaires à stipites) le long d'un transect N-S puis NW-SE entre le "Graben" des Grands Causses et sa bordure orientale.

Ce changement de régime de subsidence ne se marque pas aussi nettement dans la partie occidentale des Grands Causses (Causse Comtal), qui correspond aux gradins les plus orientaux du Seuil de Villefranche-de-Rouergue (Ciszak *et al.*, 1996), puisque la première séquence bathonienne Bt 1 existe à la base de la formation (carrière Hiver).

A Florac et sur toute la bordure orientale du Causse Méjean, on observe une lacune des « Calcaires à stipites » et ce sont les « Dolomies II », présentes partout dans la région, qui reposent sur les « Calcaires à *Zoophycos* ». Cette partie des Causses, séparée du Graben par le faisceau décrochant de Meyrueis, semble avoir joué en « horst » empêchant le dépôt du Bajocien et des séquences Bt 1 à Bt 4. Les « Dolomies II » suivent la même évolution dans le changement de régime de subsidence puisqu'elles sont présentes partout.

Un transect de corrélations lithostratigraphiques, établies d'après les travaux de Ciszak *et al.* (1996) sur l'Aaléno-Bajocien de la bordure orientale du Seuil de Villefranche-de-Rouergue et d'après les résultats concernant le Bathonien des Grands Causses, permet de localiser toutes les lacunes stratigraphiques identifiées dans la série du Dogger (fig. 35).

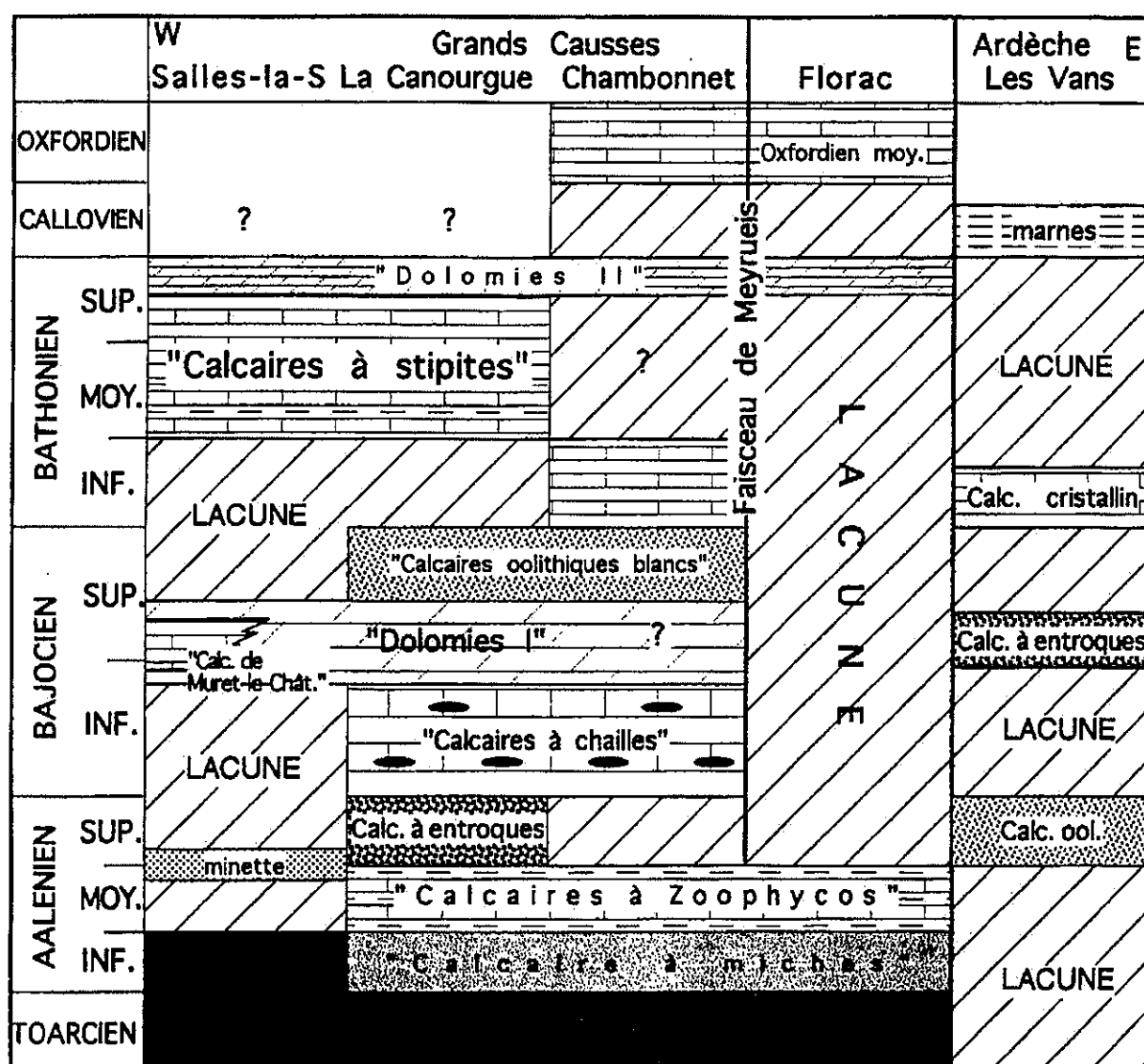


fig. 35 : Corrélations lithostratigraphiques des formations du Dogger le long d'un transect W-E situé au nord des Grands Causses (d'après Ciszak *et al.*, 1996 pour l'Aaléno-Bajocien et d'après Elmi, 1967 pour le Dogger de la région des Vans).

● Dans la série aaléno-bajocienne, les lacunes se localisent plus particulièrement à l'extrémité ouest des Grands Causses (Salles-la-Source) où la série réduite se compose de marno-calcaires anoxiques microlaminés évoquant des *blackshales* (Aalénien inférieur), de « minette ferrugineuse » (Aalénien moyen) et des « Dolomies I » (Bajocien inférieur) qui admettent elles-mêmes des flots calcaires à grands foraminifères benthiques tels *Timidonella sarda* (« Calcaires de Muret-le-Château ») (Ciszak *et al.*, 1996).

Sur cette bordure orientale du Seuil de Villefranche-de-Rouergue, les formations qui subsistent correspondent aux ultimes vestiges des intervalles transgressifs et/ou de haut niveau marin des séquences de 3^{ème} ordre reconnues plus à l'est dans le Graben des Grands Causses (Ciszak *et al.*, 1996). Ce dispositif stratigraphique révèle l'existence de structururations dès l'Aalénien.

Le Bajocien supérieur, représenté par les « Calcaires oolithiques blancs » est présent de Chambonnet, à l'est, jusqu'à Rodelle (Causse Comtal), à l'ouest, et fait par contre défaut à Salles-la-Source. Il manque également à Florac.

● Au-dessus, les « Calcaires à stipites » ne présentent pas de lacunes décelables dans la partie ouest des Grands Causses (de Salles-la-Source à La Canourgue) puisque la séquence Bt 1, caractérisée par *Burmirhynchia* cf. *multiplicata*, repose sur les « Calcaires de Muret-le-Château » à Salles-la-Source ou sur les « Calcaires oolithiques blancs » plus à l'est. La présence des séquences sus-jacentes n'est par contre pas attestée dans le Causse Comtal puisque les « Calcaires à stipites », dernier terme stratigraphique affleurant, forment la surface du Causse soumise à l'érosion. En revanche, à La Canourgue, *B. cf. turgida*, située au sommet de la coupe, pourrait indiquer la présence de la séquence Bt 3.

Plus à l'est, les lacunes intra-bathonniennes sont plus nettement marquées. A Chambonnet, malgré une série très réduite en épaisseur (10 m de calcaires sous les « Dolomies II »), le Bathonien inférieur est caractérisé par la présence de *Ivanoviella* (?) *ardescica* (Rollier) et de *Holocothyris angulata* (?) jamais repérés sur les coupes plus dilatées du graben. Les niveaux immédiatement sus-jacents n'ont pu être datés.

A l'extrémité orientale du Causse Méjean, le Bathonien calcaire n'existe plus et il semble que les « Dolomies II » reposent sur les « Calcaires à *Zoophycos* ».

En résumé, les formations aaléno-bajociennes montrent d'importantes lacunes stratigraphiques ainsi que des réductions d'épaisseur sur l'extrémité occidentale des Grands Causses (fig. 7) alors que la formation bathonienne paraît être quasi complète. Ce dispositif révèle une structuration dès l'Aalénien (Ciszak *et al.*, 1996) qui s'interrompt (ou ralentit) au cours du Bajocien inférieur, période à partir de laquelle la série s'uniformise.

A l'opposé, dans la partie orientale du Causse Méjean et aussi dans la partie septentrionale du Causse de Sauveterre, les « Calcaires à stipites » subissent des variations d'épaisseur et présentent des lacunes. En effet, à Changefège, il semble que les deux premières séquences Bt 1 et Bt 2 soient absentes. Les séquences Bt 3 et Bt 4 ne correspondraient alors qu'à une vingtaine de mètres de dépôt et reposeraient sur les formations aaléno-bajociennes classiques. A Chambonnet, les « Calcaires à stipites » ne font qu'une dizaine de mètres et disparaissent au-delà d'Ispagnac (à l'est) et sur toute la bordure est du Causse Méjean et de Sauveterre. Cette bordure parcourue par un réseau de failles d'orientation NNW-SSE (faisceau de Meyrueis) et caractérisée par des lacunes du Bajocien au Bathonien, pourrait être induite par une structuration plus tardive que sur la bordure orientale du Seuil de Villefranche-de-Rouergue. Le Dogger présente également de nombreuses lacunes sur la bordure ardéchoise.

III.2 - Secteur II : le Seuil Cévenol

Le secteur II, identifié comme le Seuil Cévenol des auteurs, est compris entre la faille de L'Hospitalet et le faisceau de la Vacquérie (fig. 2) et occupe la partie méridionale du Causse du Larzac au sens large (fig. 17). On y ajoute la région de Bédarieux dont la série stratigraphique présente les mêmes caractéristiques que celle de la bordure méridionale du Causse du Larzac (Pas de L'Escalette, Cirque du Bout du Monde).

Plusieurs coupes caractéristiques de ce secteur sont décrites de façon détaillée et d'autres coupes annexes et observations de terrains complètent les résultats ainsi obtenus.

III.2.1 - Coupe d'Aurières

Localisation - Cette coupe fait partie d'un panneau compris entre la faille de L'Hospitalet-Alzon et la faille de Saint-Martin (fig. 2). Elle se trouve sur la bordure septentrionale de ce panneau au sud de la faille de L'Hospitalet qui marque la limite entre le massif hercynien des Cévennes au nord et le Causse du Larzac au sud. La coupe a été levée le long de la RD 158 au sud-est d'Alzon (département du Gard) (fig. 36).

Lithostratigraphie - Le long de cette route, on peut tout d'abord observer une partie des « Calcaires à *Zoophycos* » de l'Aalénien moyen puis les « Calcaires à chailles » du Bajocien inférieur. Cette dernière formation y est très bioclastique (débris de bryozoaires et de brachiopodes) et apparaît surmontée par les « Calcaires à stipites ». Ceux-ci montrent tout d'abord, sur une dizaine de mètres, une alternance d'argiles et de calcaires micritiques ou bioclastiques puis, sur 45 m environ, une partie beaucoup plus calcaire et massive laissant apparaître quelques intercalations dolomitiques. Au-dessus viennent les « Dolomies II », épaisses d'une dizaine de mètres seulement, puis les marno-calcaires glauconieux à ammonites signant probablement l'Oxfordien.

Séquences de dépôt - Par comparaison avec les coupes du Graben et grâce aux datations obtenues par les brachiopodes et les foraminifères benthiques, deux séquences de dépôt ont été reconnues sur cette coupe : les séquences Bt 3 et Bt 4 (fig. 37 à 39). Il y a lacune des séquences de dépôt Bt 1 et Bt 2.

Séquence de dépôt Bt 3 - Elle repose sur les « Calcaires à chailles » du Bajocien inférieur (« Calcaires à bryozoaires du Gard » ; Walter et Almeras, 1977) dont la surface présenterait des irrégularités que des argiles vertes viennent combler (Gottis, 1957) (discontinuité D3). La séquence totalise 8 m d'épaisseur (fig. 37).

Son demi-cycle transgressif T débute par des argiles à *Alzonella cuvillieri* suivies d'une biomicrite à ostracodes et grains de quartz, d'une micrite laminée à *bird's eyes*, ostracodes et *Alzonella cuvillieri*. Le maximum de montée du niveau de base de cette séquence est marqué par des marnes d'*offshore* supérieur, à brachiopodes (*Burmishynchia* cf. *turgida*), ostracodes et foraminifères benthiques (*Alzonella cuvillieri*).

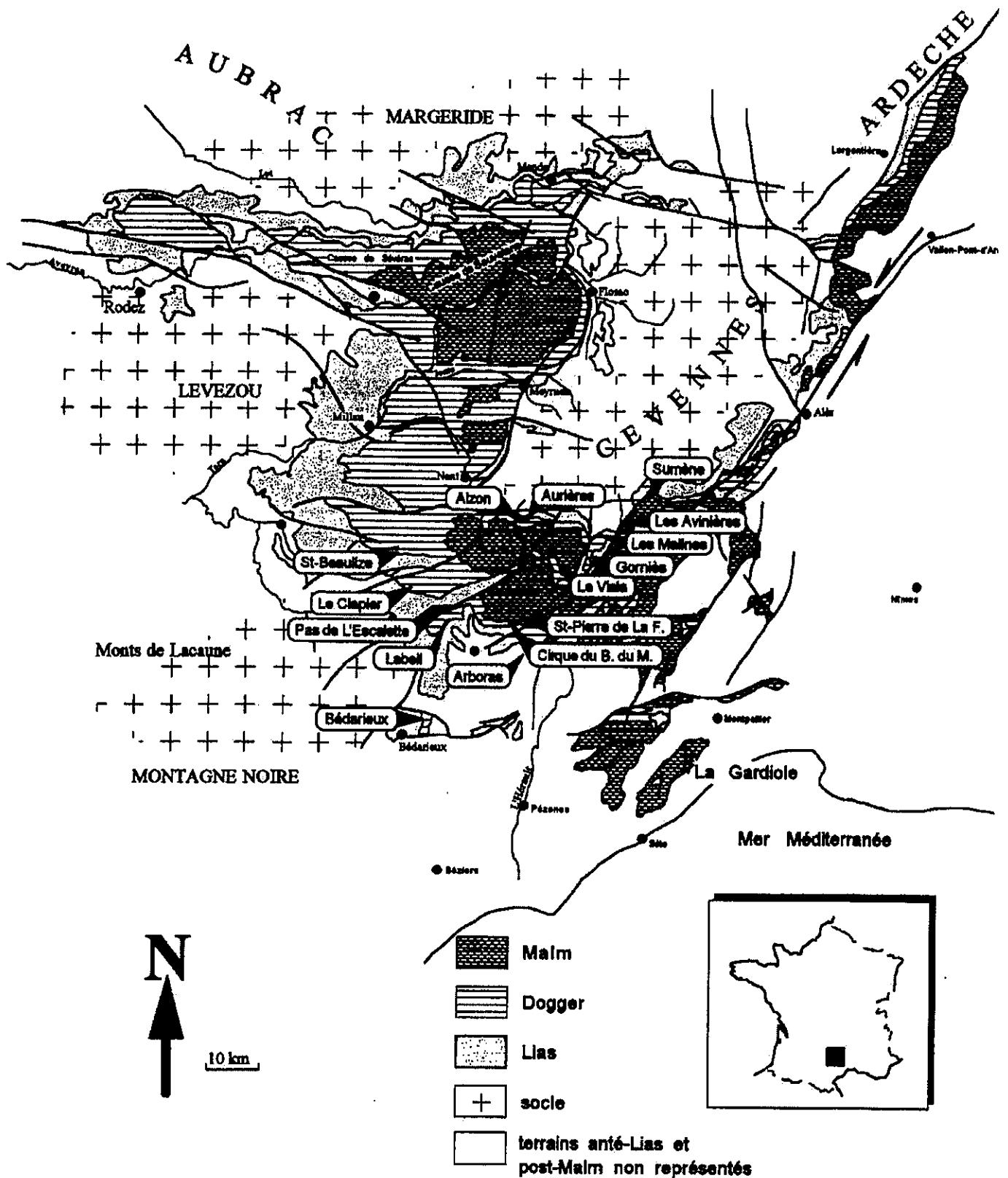


fig. 36 : Localisation des coupes levées dans le secteur II, le "Seuil Cévenol".

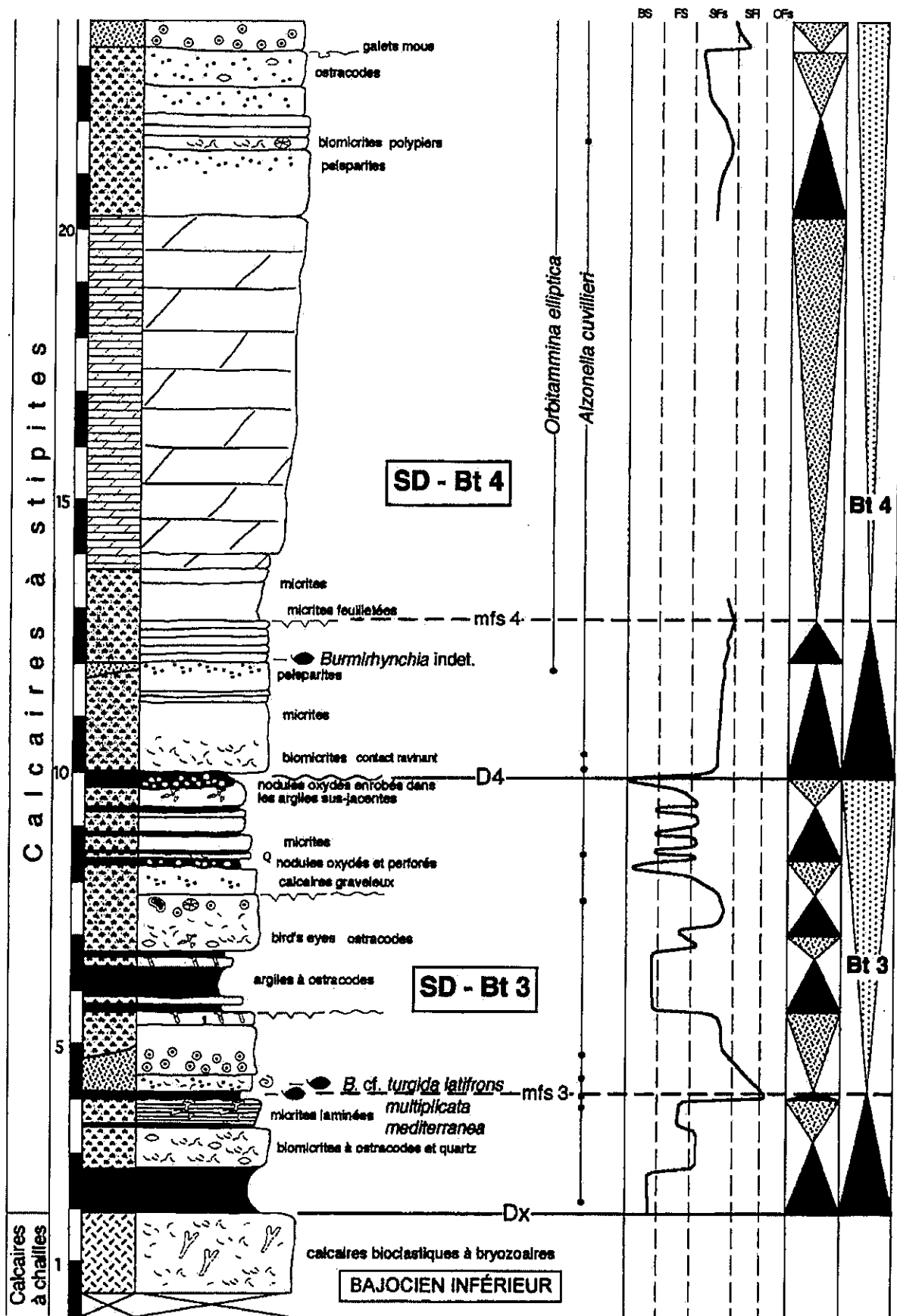


fig. 37 : Coupe d'Aurières (1^{ère} partie), lithologie, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

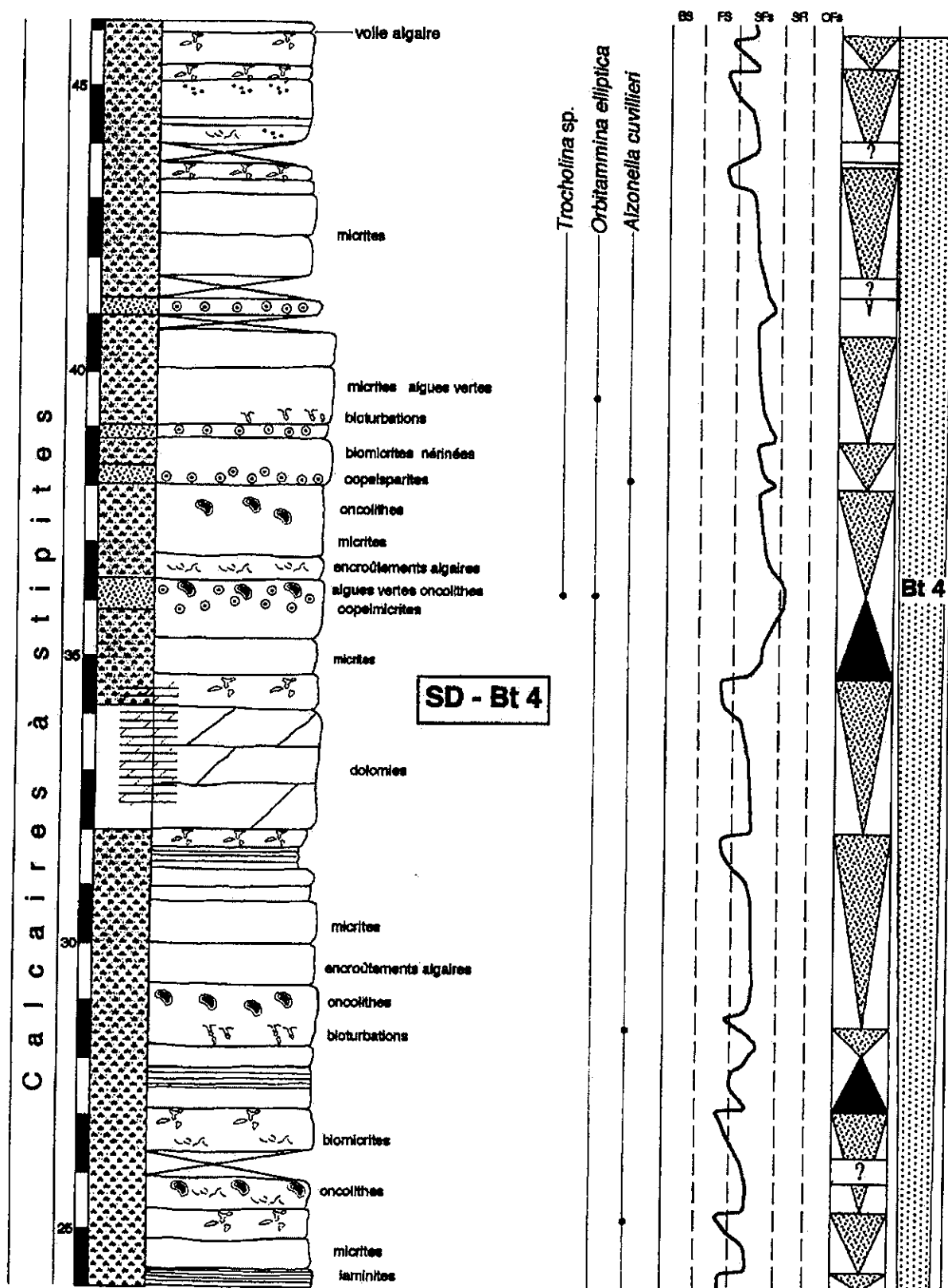


fig. 38 : Coupe d'Aurières (2^{ème} partie), lithologie, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

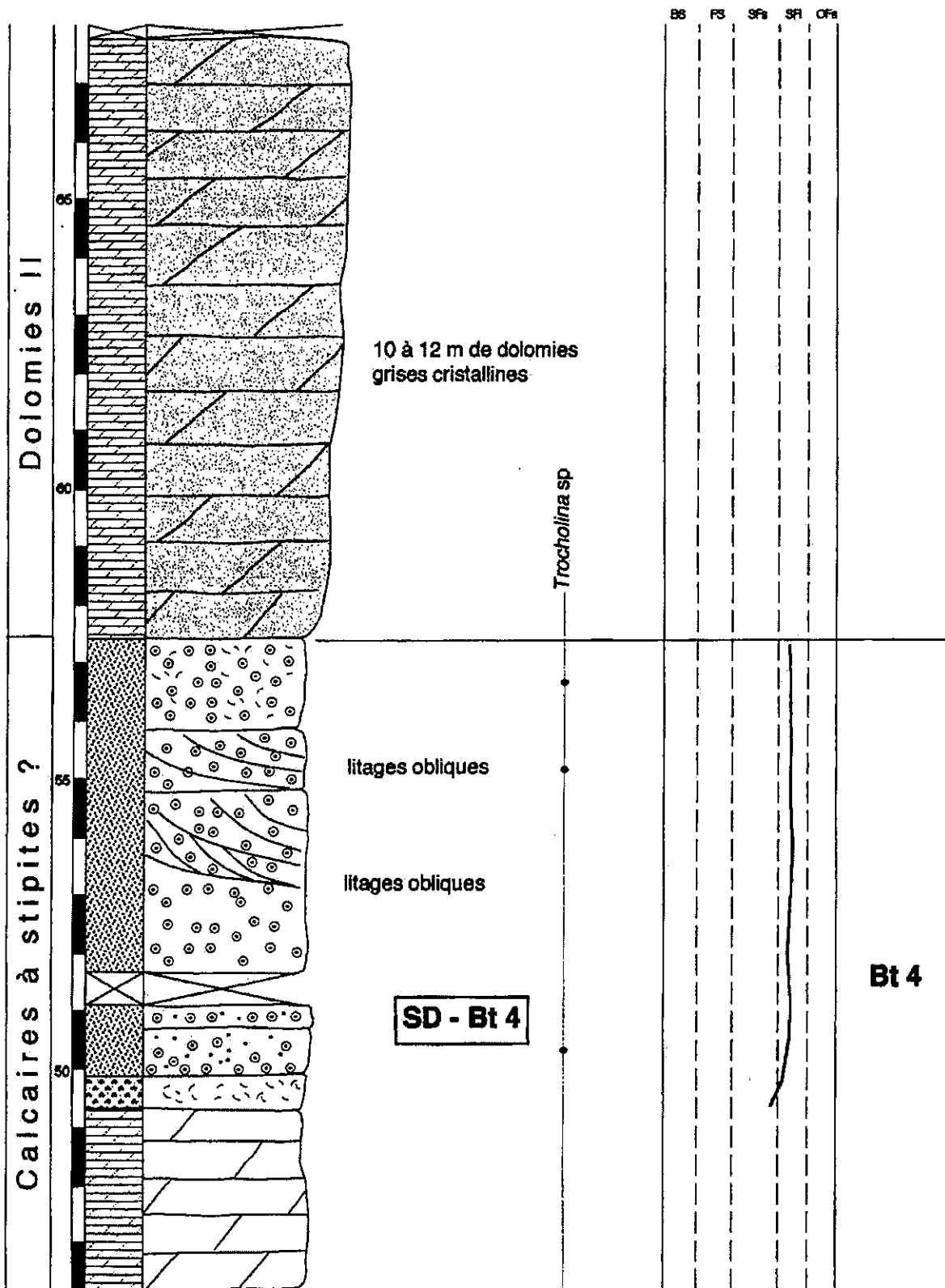


fig. 39 : Coupe d'Aurières (3^{ème} partie), lithologie, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

Le demi-cycle régressif R est formé de plusieurs séquences élémentaires binaires comprenant chacune un demi-cycle de montée et un demi-cycle de chute. Les faciès sont variés et caractérisent des environnements de *backshore* à *shoreface* supérieur.

La chute du niveau de base se marque, à l'échelle de la séquence de dépôt, dans les deux derniers mètres, par une alternance entre les faciès de *backshore* et de *shoreface* supérieur et par un intervalle noduleux qui termine la séquence. Cet intervalle vient au-dessus d'un banc non altéré correspondant à une micrite à *bird's eyes* et fentes de dessiccations. Les nodules calcaires (1 à 10 cm), oxydés et durcis, sont inclus dans les argiles sus-jacentes à ostracodes, charophytes et foraminifères benthiques (*Alzonella cuvillieri*). Au-dessus de la roche saine, la nodulisation et la bréchification augmentent vers le haut ; on en déduit donc une nodulisation *per descensum* affectant irrégulièrement la roche. Ce phénomène résulterait pour nous d'une dissolution par soutirage karstique dans une roche préfragmentée dans sa masse, suivie d'une inondation ou d'une montée du niveau de base révélée par les argiles sus-jacentes (Charcosset *et al.*, 1997a, b et 1998). Cette discontinuité (D4) enregistre donc le maximum de chute du niveau de base de la séquence Bt 3.

Les brachiopodes récoltés, ainsi que *Alzonella cuvillieri*, indiquent le Bathonien moyen à supérieur. On retrouve ici les mêmes faunes observées dans le Graben qui nous permettent d'assimiler cette séquence à la séquence Bt 3 des Vignes. Notons, encore une fois, l'apparition d'*Alzonella cuvillieri* avant celle de *B. cf. turgida*.

Séquence de dépôt Bt 4 - La limite supérieure de cette séquence de dépôt n'est pas clairement marquée comparativement à la coupe du Cirque du Bout du Monde.

Malgré cela, on distingue un demi-cycle transgressif T de 3 m d'épaisseur, constitué de deux demi-cycles de montée du niveau de base appartenant à deux séquences élémentaires qui montrent des faciès de *shoreface* supérieur (fig. 37).

Le maximum de montée peut être localisé au niveau d'une surface durcie et perforée surmontée par des marnes feuilletées. Des brachiopodes, situés sous cette surface, n'ont pu être spécifiquement déterminés.

Le demi-cycle régressif R est caractérisé surtout par une succession de demi-cycles de chute de séquences élémentaires et par des faciès de *foreshore* à *shoreface* supérieur. Le sommet de cette séquence (et donc le maximum de chute du niveau de base) peut être placé à la cote 46 au niveau d'un voile algaire. Au-dessus, on observe des dolomies et des calcaires oolithiques à stratifications obliques caractérisant le *shoreface* (milieu subtidal agité) puis des dolomies. Par cette succession, on constate que le milieu paraît pouvoir « stocker » plus de sédiments ; on se placerait donc dans une phase de création d'espace ou de montée du niveau de base marquant le début d'une autre séquence.

Orbitammina elliptica, observé dans le demi-cycle transgressif T et dans le demi-cycle régressif R, associé à *Alzonella cuvillieri*, indique le Bathonien supérieur (Bassoullet *in* Groupe français d'étude du Jurassique, 1997) et permet de corréler cette séquence à Bt 4 du Graben.

III.2.2 - Coupe du Cirque du Bout du Monde

Localisation - Cette coupe se situe sur la bordure méridionale du Causse du Larzac (fig. 36). Il s'agit en fait d'un cirque de 2 km de large, d'ouest en est, où l'on peut relever plusieurs coupes et où l'affleurement en falaise permet de faire des observations panoramiques. On accède à ce cirque par la RD 25^E menant à La Roque à partir de Saint-Pierre-de-la-Fage (département de L'Hérault) (fig. 40). La coupe principale a été levée à l'extrémité ouest du cirque puis complétée, pour la partie supérieure, par plusieurs sections (fig. 40 et 41) situées sous la falaise formée par les « Dolomies II ». Il subsiste une lacune d'observation d'une quinzaine de mètres.

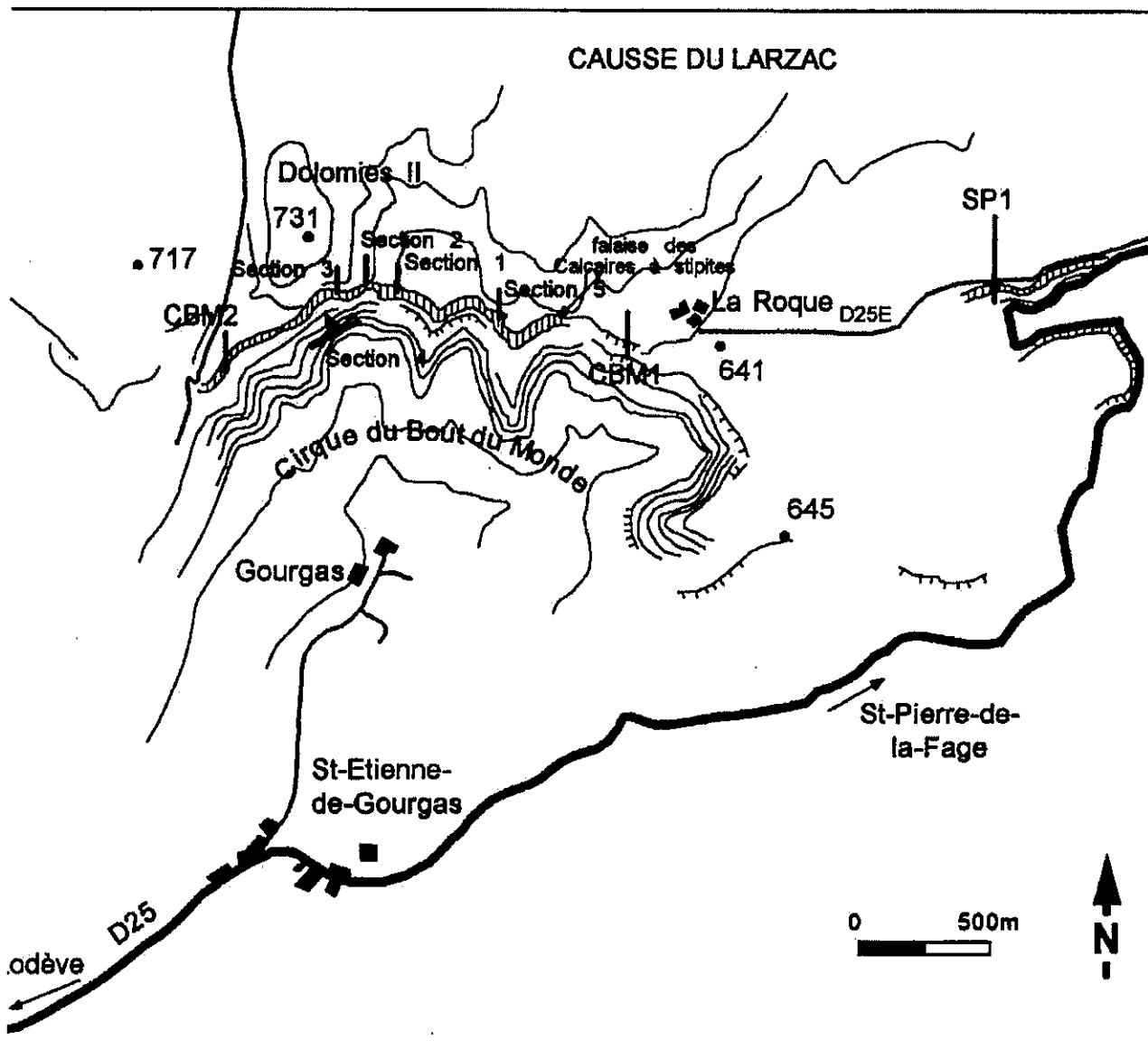


fig. 40 : Carte topographique du secteur du Cirque du Bout du Monde ; localisation des coupes (CBM 1 et 2) et sections partielles étudiées (sections 1 à 5).

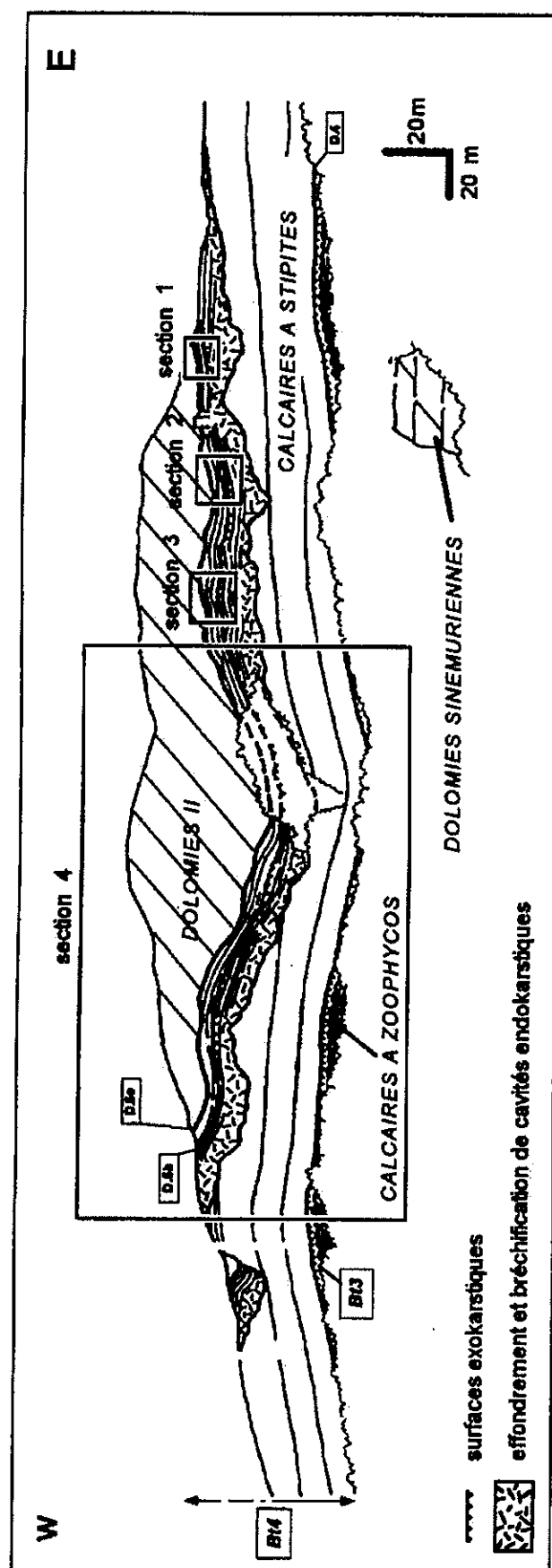


fig. 41 : Vue panoramique des "Calcaires à stipites" et des "Dolomies II" affleurant sur la falaise du Cirque du Bout du Monde et localisation des sections étudiées.

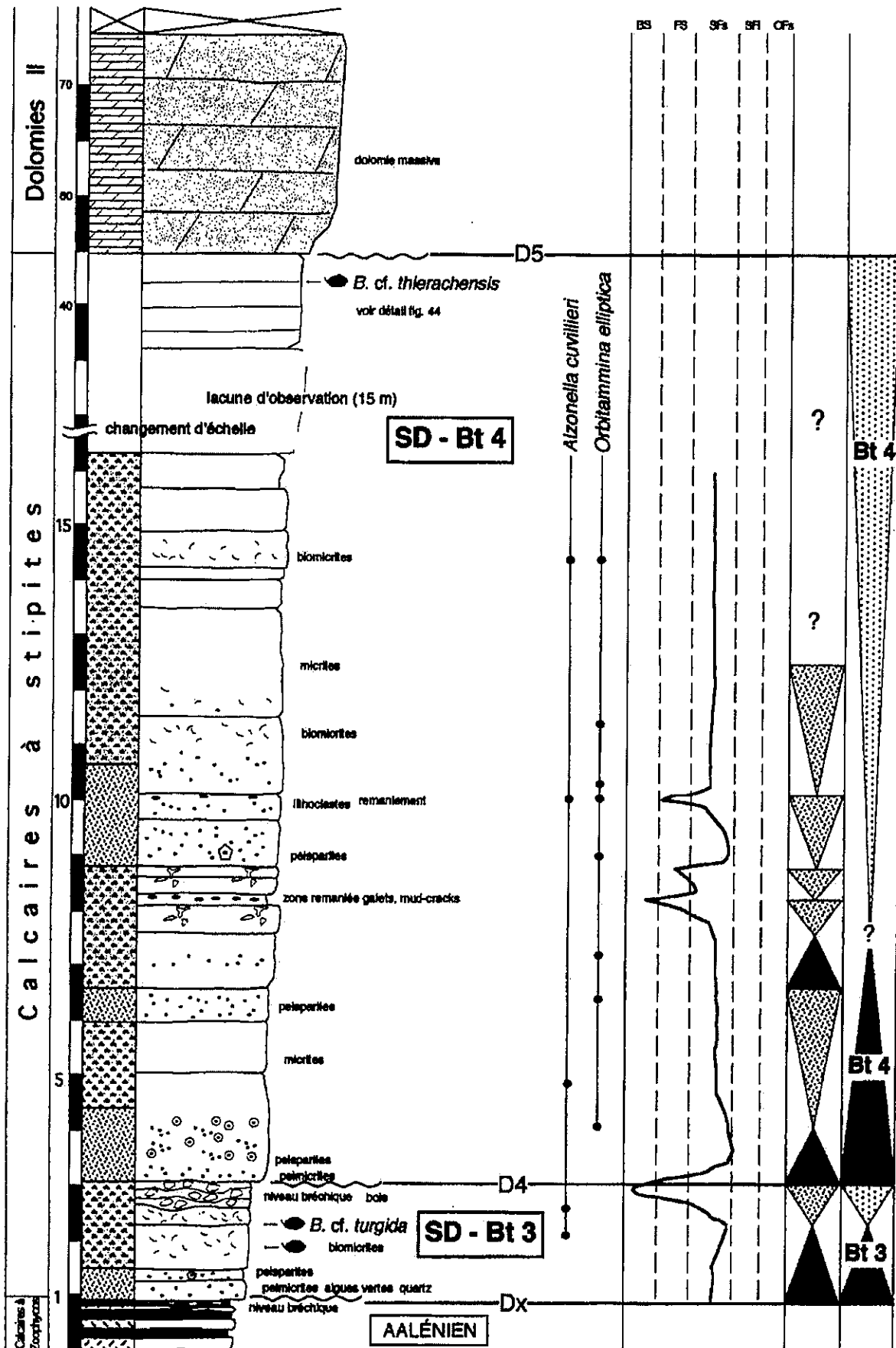


fig. 42 : Coupe du Cirque du Bout du Monde (CBM2), lithologie, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

Lithostratigraphie - Les « Calcaires à stipites » reposent ici directement sur les « Calcaires à *Zoophycos* » épais d'une dizaine de mètres seulement et sont eux-mêmes recouverts par les « Dolomies II ». Les marnes toarciennes n'ont pas été repérées et sont peut-être absentes ou très réduites. Les « Calcaires à stipites » font une cinquantaine de mètres d'épaisseur et sont à dominante carbonatée. Il n'y a quasiment pas de niveaux argileux ou ligniteux.

Séquences de dépôt - Comme à Aurières, seulement deux séquences de dépôt ont été reconnues sur cette coupe : il s'agit des séquences Bt 3 et Bt 4, les séquences Bt 1 et Bt 2 étant absentes.

Séquence de dépôt Bt 3 - Cette séquence repose directement sur les « Calcaires à *Zoophycos* » par l'intermédiaire d'une brèche (5 à 10 cm d'épaisseur) dont les éléments sont repris dans le premier banc de « Calcaires à stipites » (fig. 42 et 43). Cette surface constitue donc pour nous la limite de séquence et le probable amalgame des discontinuités D1, D2 et D3 (nommé Dx) observées sur les coupes du Graben.

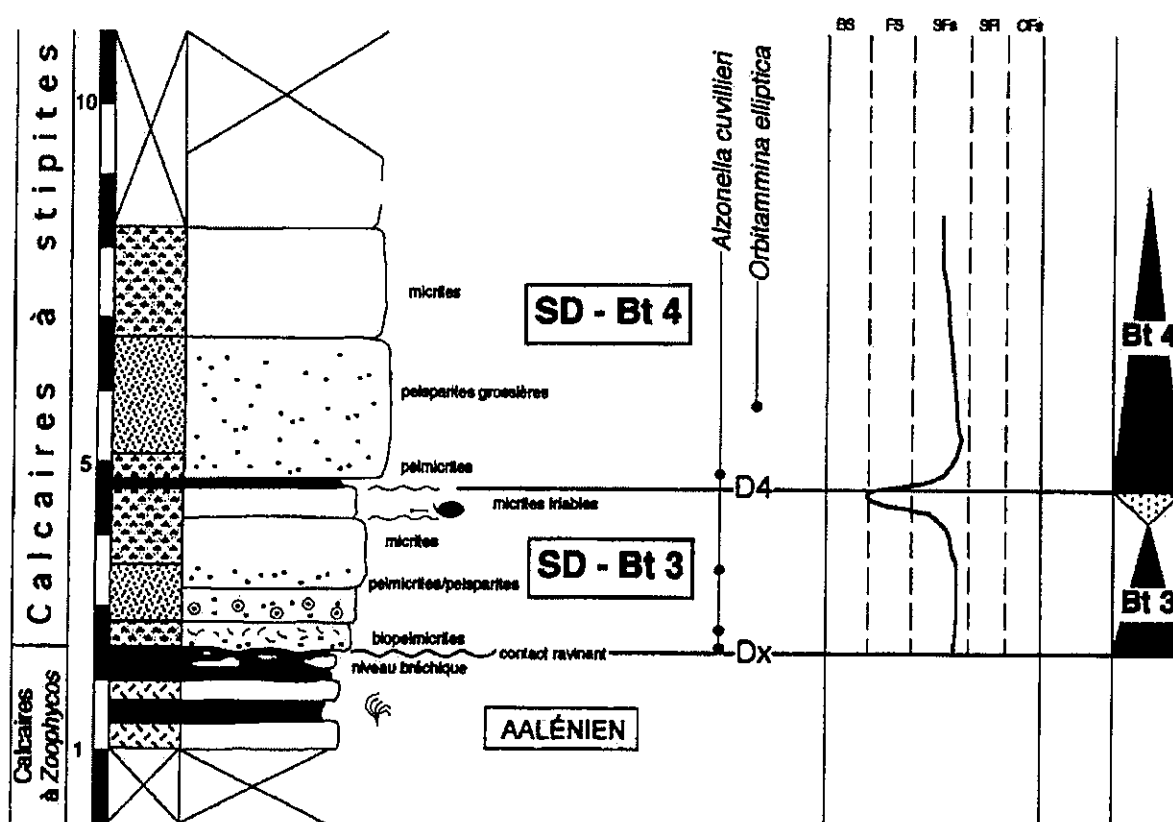


fig. 43 : Partie basale des "Calcaires à stipites" au Cirque du Bout du Monde (coupe CBM 1)

Cette première séquence, d'une épaisseur de 2 m, se limite à une seule séquence élémentaire dont les demi-cycles de montée et de chute du niveau de base constituent respectivement le demi-cycle transgressif et le demi-cycle régressif de la séquence de dépôt.

Le demi-cycle transgressif T débute par un calcaire graveleux à algues, foraminifères et grains de quartz et se poursuit par une biomicrite à brachiopodes (*B. cf. turgida*) et nombreux foraminifères (*Alzonella cuvillieri*). Il est surmonté par une surface oxydée qui pourrait constituer le maximum de montée du niveau de base.

Le demi-cycle régressif R, peu épais, est constituée d'une micrite à tendance bréchique couronnée par une surface oxydée très irrégulière. Cette surface se suit bien sur tout l'affleurement et se retrouve plus à l'est à Saint-Pierre-de-la-Fage où localement on peut observer des structures karstiques (discontinuité D4).

Les brachiopodes récoltés sont des *Burmishynchia cf. turgida* qui datent la séquence du sommet du Bathonien moyen (Garcia *et al.*, 1996). Notons, comme à Aurières, l'apparition de *Alzonella cuvillieri* dès la base de la séquence.

Séquence de dépôt Bt 4 - La base et le sommet de cette séquence sont bien marqués mais il est difficile de localiser le maximum de montée du niveau de base. Il sera toutefois possible de le placer par seule comparaison avec la coupe du Pas de L'Escalette située plus à l'ouest.

La première séquence élémentaire débute par des faciès graveleux à pellets, bioclastes et grains de quartz, puis on trouve une oopelsparite à entroques et foraminifères (*Alzonella cuvillieri* et *Orbitamina elliptica*) et une micrite. Elle se termine par une oopelsparite à lithoclastes faisant apparaître des plages de microsparite assimilables à des pseudomorphoses de minéraux évaporitiques. La deuxième débute par une micrite et se termine par une micrite à *bird's eyes* et par un horizon de galets micritiques présentant des *bird's eyes* et des *mud-cracks*.

Au-dessus, on trouve plusieurs séquences élémentaires constituées d'un seul demi-cycle de chute indiquant une chute du niveau de base à l'échelle de la séquence de dépôt. Le maximum de montée du niveau de base de la séquence de dépôt pourrait se situer alors dans l'une des deux premières séquences élémentaires.

Au-dessus de la lacune d'observation, la partie supérieure de la coupe peut être levée sur plusieurs sections situées à la base des « Dolomies II » (fig. 41 et 44). **Celles-ci présentent une succession de discontinuités nommées D5a à D5e** qui peuvent se suivre latéralement et où leur expression est variée.

- **La première** discontinuité (D5a) est une surface irrégulière couronnant un *grainstone* à oolithes et péloïdes qui présente soit une dolomitisation et un rougissement (fig. 45), soit un bariolage et une rubéfaction importante (fig. 46). Elle est le plus souvent surmontée par une brèche (20cm) à éléments décimétriques arrondis enrobés dans des argiles verdâtres (altération *in situ* et/ou effet de la tectonique).

- **La deuxième** discontinuité (D5b) est située au toit d'un calcaire *wackestone* à ostracodes et charophytes et affecté par un réseau de petites failles courbes (fig. 46) qui induisent le déplacement de blocs métriques. Cette surface est recouverte par des argilites verdâtres présentant des figures de glissement (micro-slumps) dues à l'instabilité tectonique synsédimentaire de ce niveau. D5a et D5b tronquent localement des bancs préalablement basculés et peuvent aussi se télescoper (fig. 45).

- **Une troisième** discontinuité d'expression moins marquée (D5c) se caractérise par une surface irrégulière couronnant un calcaire bioclastique *mudstone* à *wackestone*. Elle est soulignée par des argilites ocre-rouge, et apparaît encore liée à des failles synsédimentaires qui s'amortissent dans les argilites sous-jacentes (fig. 46 et 47).

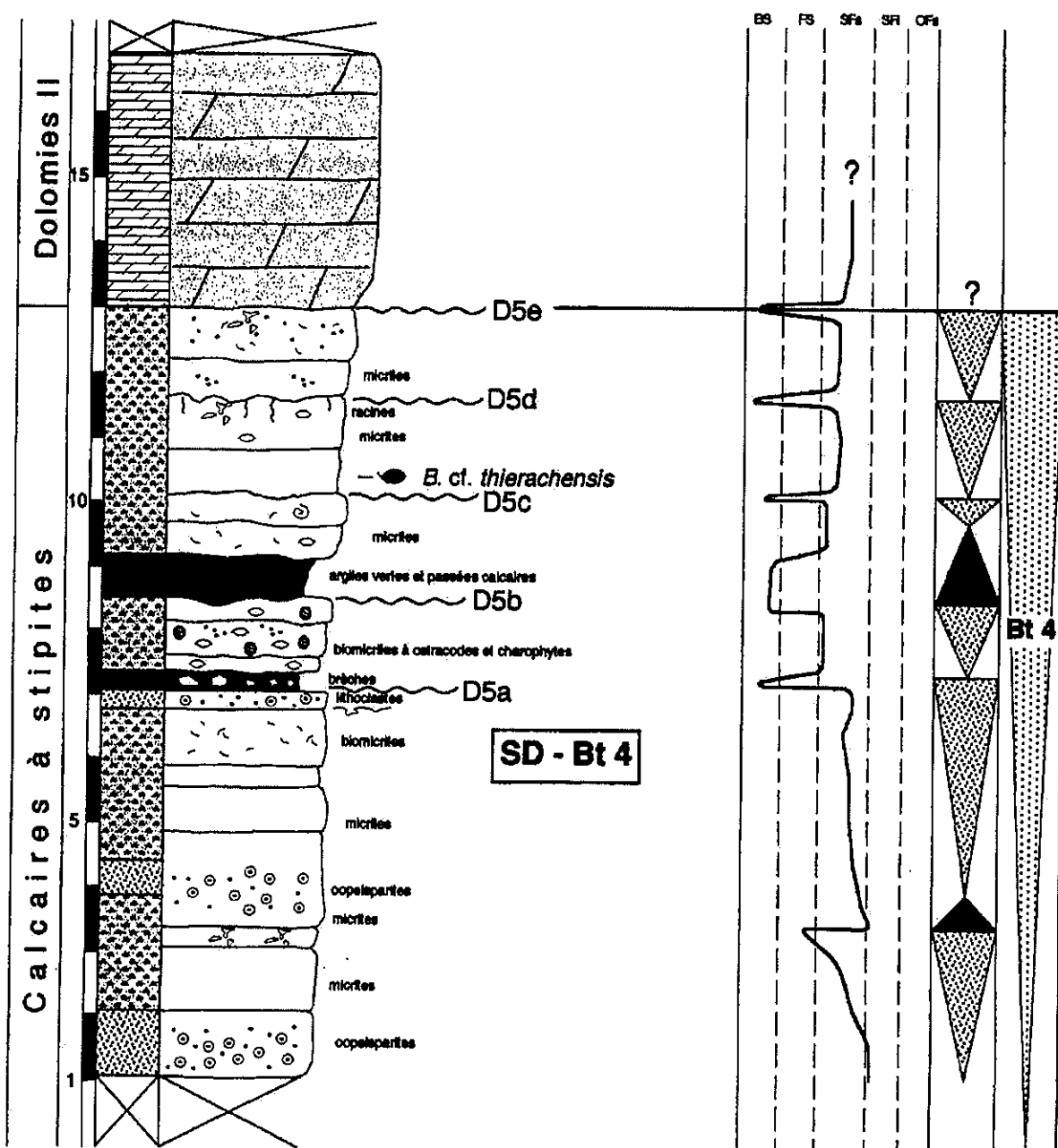


fig. 44 : Détail de la partie supérieure des "Calcaires à stipites" au Cirque du Bout du Monde

● La quatrième (D5d) est une discontinuité semble-t'il plus importante à partir de laquelle se développent des cavités métriques (fig. 45) qui peuvent venir recouper vers le bas D5b et D5c. Le remplissage de ces cavités apparaît nettement polyphasé, avec : 1) un terme (a) plus ou moins argileux (10cm) et marin (lumachellique) ; 2) une dolomie vacuolaire grise (b) (1m) avec des laminations parallèles au sommet (stromatolithes ?) ; 3) un calcaire ocre noduleux (20cm) (c) ; 4) une dolomie fine (d) (50cm), rose et bariolée, présentant des cavités de dissolution centimétriques secondairement remplies de sparite. Le fond de ces cavités atteint largement les bancs sous-jacents où il se marque par des surfaces perforées que soulignent des résidus de placage du premier remplissage a. Les remplissages a, b, c et d sont séparés et couronnés par les discontinuités α , β , γ et δ (fig. 45). La dernière discontinuité, δ , apparaît latéralement amalgamée avec D5d.

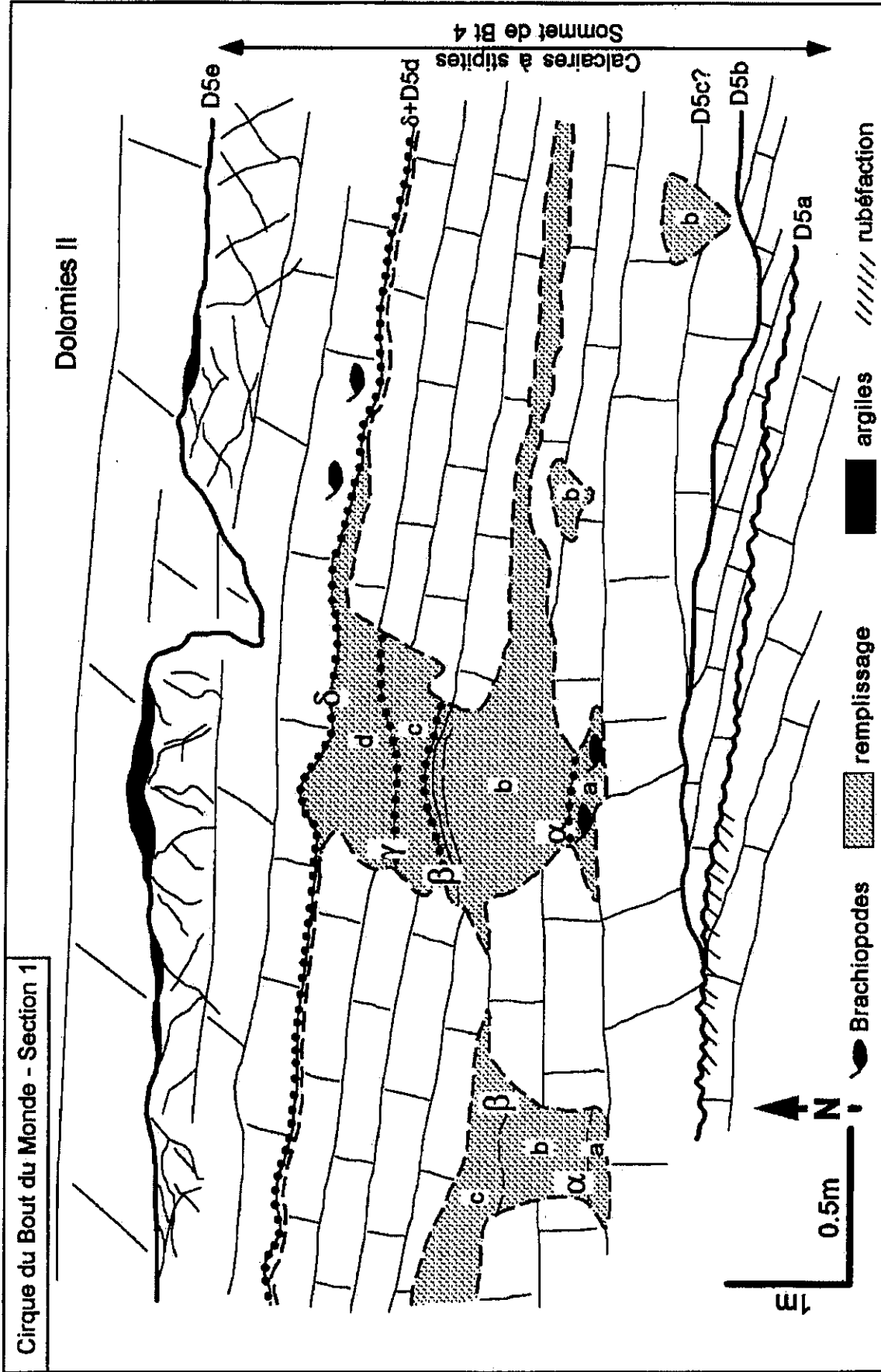


fig. 45 : Série de discontinuités exokarstiques (D5a à D5e) localisées au sommet de Bt 4 et cavités karstiques issues de D5d avec remplissages polyphasés.

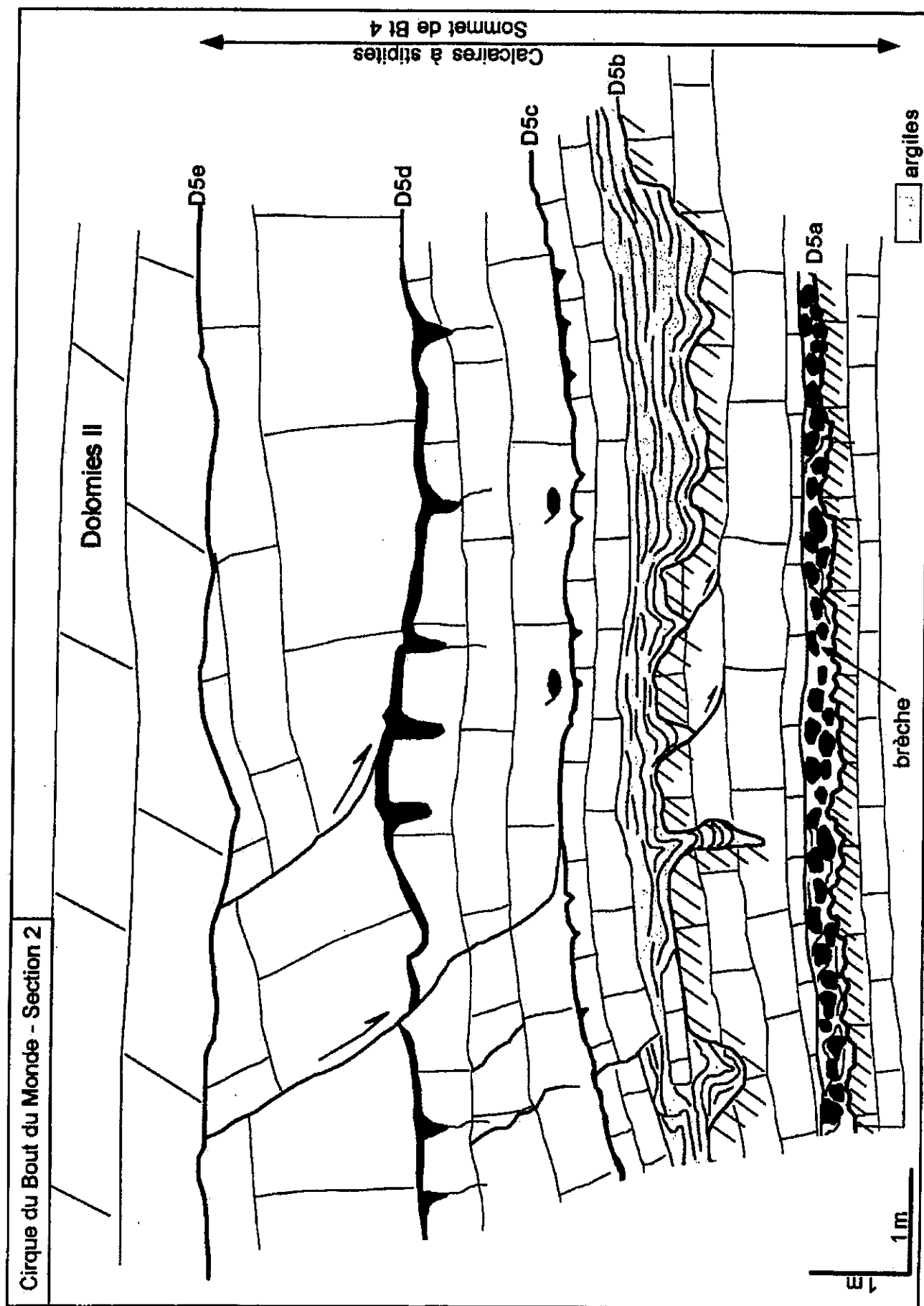


fig. 46 : Discontinuités exokarstiques localisées au sommet de Bt 4 visibles sur la section 2.

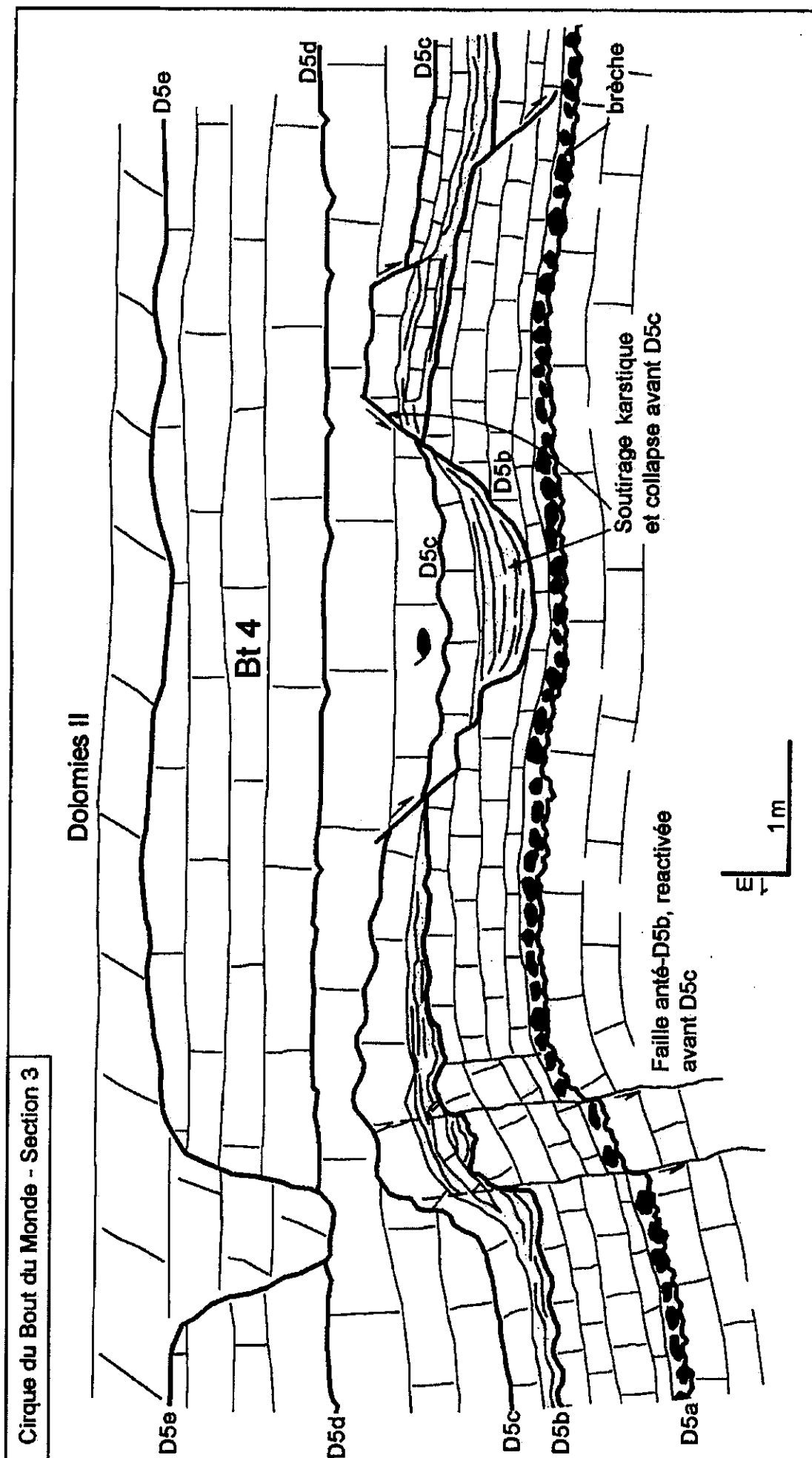


fig. 47 : Discontinuités exokarstiques localisées au sommet de Bt 4 visibles sur la section 3.

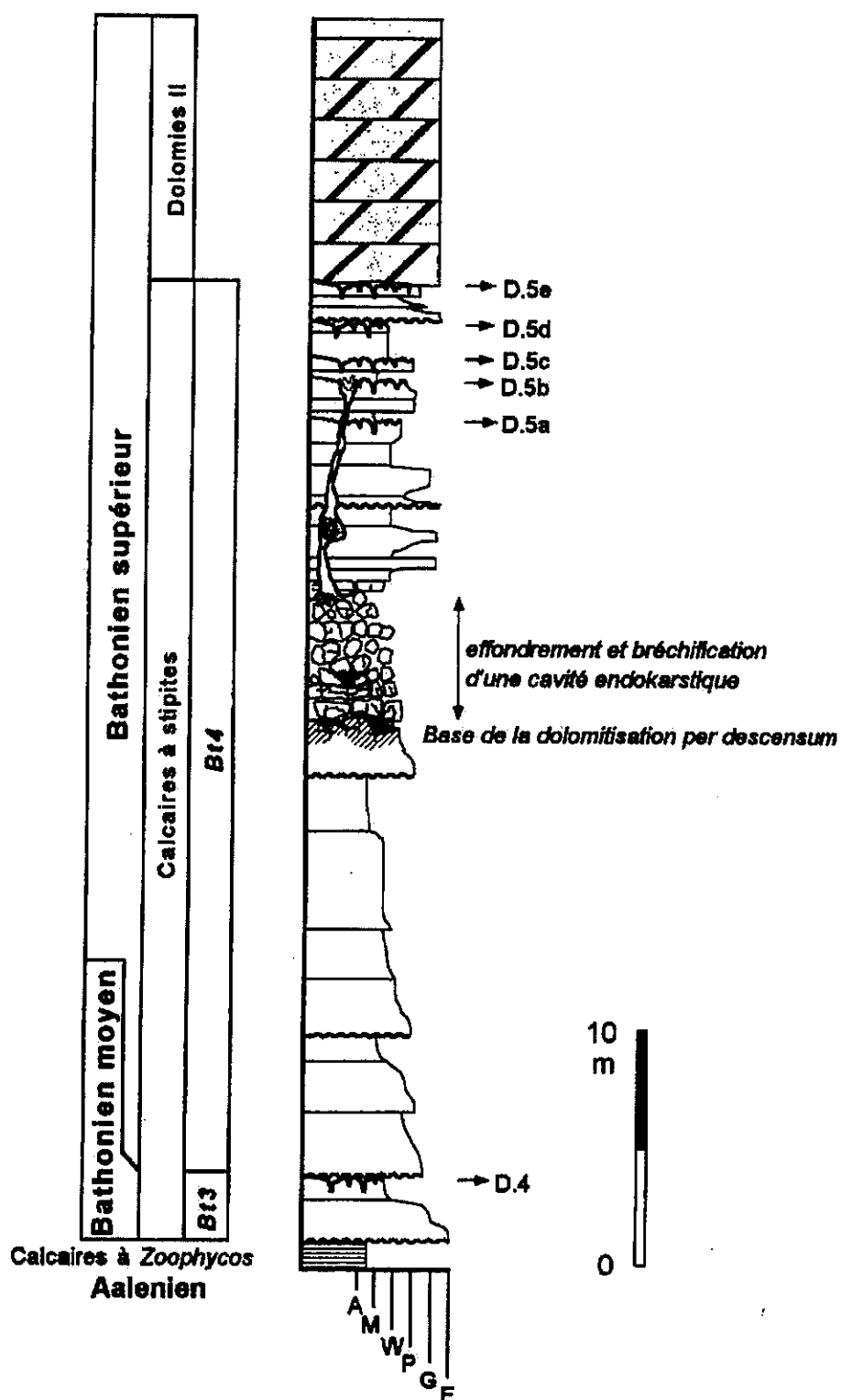


fig. 48 : Coupe du Cirque du Bout du Monde montrant la localisation des cavités endokarstiques en relation avec les paléokarsts de surface (D5).

● La dernière discontinuité (D5e), qui paraît être la plus importante, correspond à une surface très irrégulière et d'amplitude supérieure aux précédentes, au niveau de laquelle se piègent des argiles rouges en surface colmatant un réseau diaclaté dans la dolomie rougeâtre sous-jacente (fig. 45), encore affectée par des failles courbes (fig. 46).

Au-dessus de D5e, se développe une dolomie rougeâtre parfois bréchique à vacuoles centi à décimétriques que nous rapportons à la formation des « Dolomies II ».

Les bancs situés entre D5b et D5d apparaissent ponctuellement basculés et montrent en surface des miroirs de faille qui ne franchissent pas vers le haut D5e. Latéralement, ce basculement s'accompagne d'une nette paléofaille de 3-4m de rejet qui affecte le sommet de Bt 4, donc les calcaires anté-Dolomies II. Sur le bloc effondré, les 3 premières discontinuités (D5a, D5b et D5c) se télescopent au voisinage de l'accident et on constate une forte altération des argiles (oxydation). Sur le bloc soulevé, toutes les discontinuités sont présentes et c'est la dernière (D5) qui recoupe D5c et D5d.

Toutes ces discontinuités karstiques (D5a à D5e) sont interprétées comme des exokarsts successifs plus ou moins développés, localisés au maximum de chute du niveau de base des séquences élémentaires dont l'expression est amplifiée par la tectonique induisant ici une diminution de l'accommodation.

On observe également des phénomènes endokarstiques repérables stratigraphiquement en-dessous des exokarsts précédemment décrits (fig. 48).

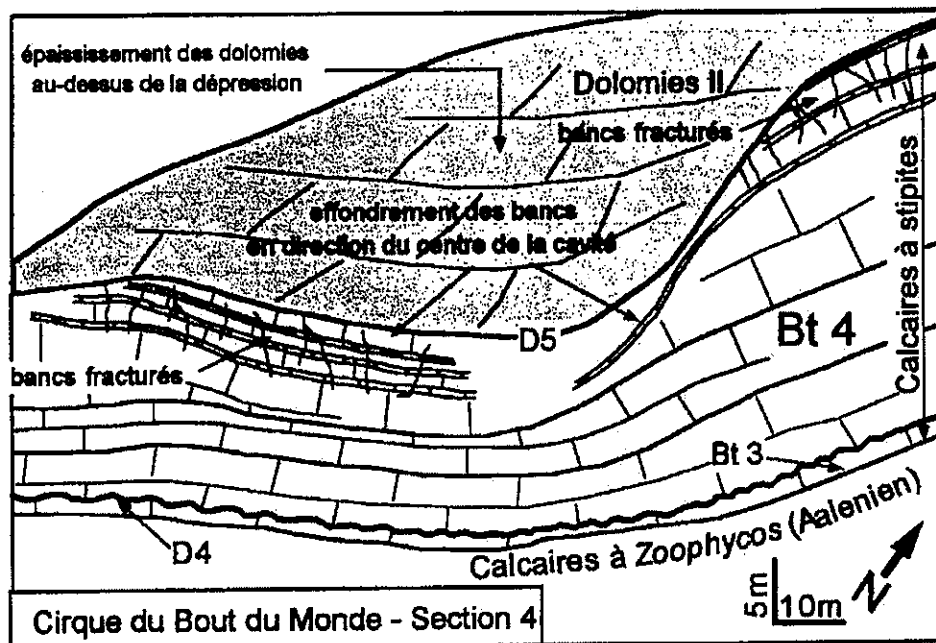


fig. 49 : Vue panoramique d'une dépression karstique avec effondrement des bancs en direction de l'axe de la cavité.

Au Cirque du Bout du Monde, d'importantes cavités endokarstiques apparaissent dans la séquence Bt 4 et sont surement en relation avec le paléokarst de surface D5 (Mougamba, 1995). Elles sont marquées par des bréchifications de l'encaissant associées à des remplissages

de silts et de sables dolomitiques rouges (fig. 48). Des karsts plus importants se développent au sommet de la série où ils se marquent par une bréchification plus forte des bancs et surtout par l'effondrement de ces derniers au-dessus d'énormes cavités hectométriques visibles dans le paysage (fig. 41 et 49). Ces collapses sont de plus en plus importants vers le centre des dépressions, ce qui traduit des soutirages. Au-dessus de ces cavités, les « Dolomies II », plus épaisses que sur les zones non effondrées, viennent combler les vides. Ces structures de grandes amplitudes se localisent vraisemblablement sur des zones faillées favorisant ainsi la circulation des fluides donc la dissolution de ces zones.

Sur la section 5 (fig. 50), une grande dépression pluridécamétrique, située dans la partie terminale des « Calcaires à stipites » (sommet de Bt 4), est remplie par les « Dolomies II ». A la base de celles-ci, on observe toutes les discontinuités décrites précédemment (D5a à D5e) qui plongent en direction de l'axe de la dépression. Sous D5a, les bancs calcaires sont fracturés, disjoints et basculés, ce qui correspondrait à l'épikarst lié à la première discontinuité (D5a). Au centre de la dépression, une brèche à ciment d'argilite apparaît par disjonction des bancs entre les discontinuités qui ne sont plus visibles. Dans l'axe de la structure, cette brèche est plus marquée car associée à des argilites et des sables dolomitiques rouges. Sous la brèche, un conduit à fonctionnement encore actuel s'est surimposé à la paléostructure, par lequel les eaux drainent les argiles et les sables qui ressortent 7 ou 8 m plus bas. Au-dessus de D5e, on relève une stratification horizontale fruste de la dolomie, ce qui atteste un soutirage karstique anté-Dolomies II. La paléostructure résulte du soutirage et de l'effondrement engendré par jeu de fractures périphériques après chaque émergence liée aux discontinuités D5a à D5e.

La succession de ces discontinuités traduit donc une chute du niveau de base à l'échelle de la séquence de dépôt amplifiée par une tectonique synsédimentaire active. La dernière discontinuité D5e marque le maximum de chute du niveau de base de la séquence. D'autres structures karstiques de même ampleur seront décrites dans la partie septentrionale du Seuil Cévenol, située au sud et à l'est du horst de Saint-Bresson (Mines des Malines et des Avinières).

Des brachiopodes, *Burmihynchia* cf. *thierachensis*, ont été récoltés entre les discontinuités D5c et D5d. Associés à *Orbitammina elliptica*, ils indiquent le Bathonien supérieur.

III.2.3 - Coupes annexes

• Coupes de Saint-Beaulize

La coupe se situe sur une petite route partant de la RD93 à l'Ouest de Saint-Beaulize. Cette route monte sur le Causse du Larzac (Coordonnées Lambert : X = 662,85 Y = 3179,2) (fig. 36).

Cette coupe montre toute la série stratigraphique locale, de l'Aalénien inférieur au Bathonien supérieur. Elle a fait l'objet d'une bonne description dans la notice de la carte géologique de Camarès au 1/50.000 (Donnot *et al.*, 1990) mais n'affleure pas dans de

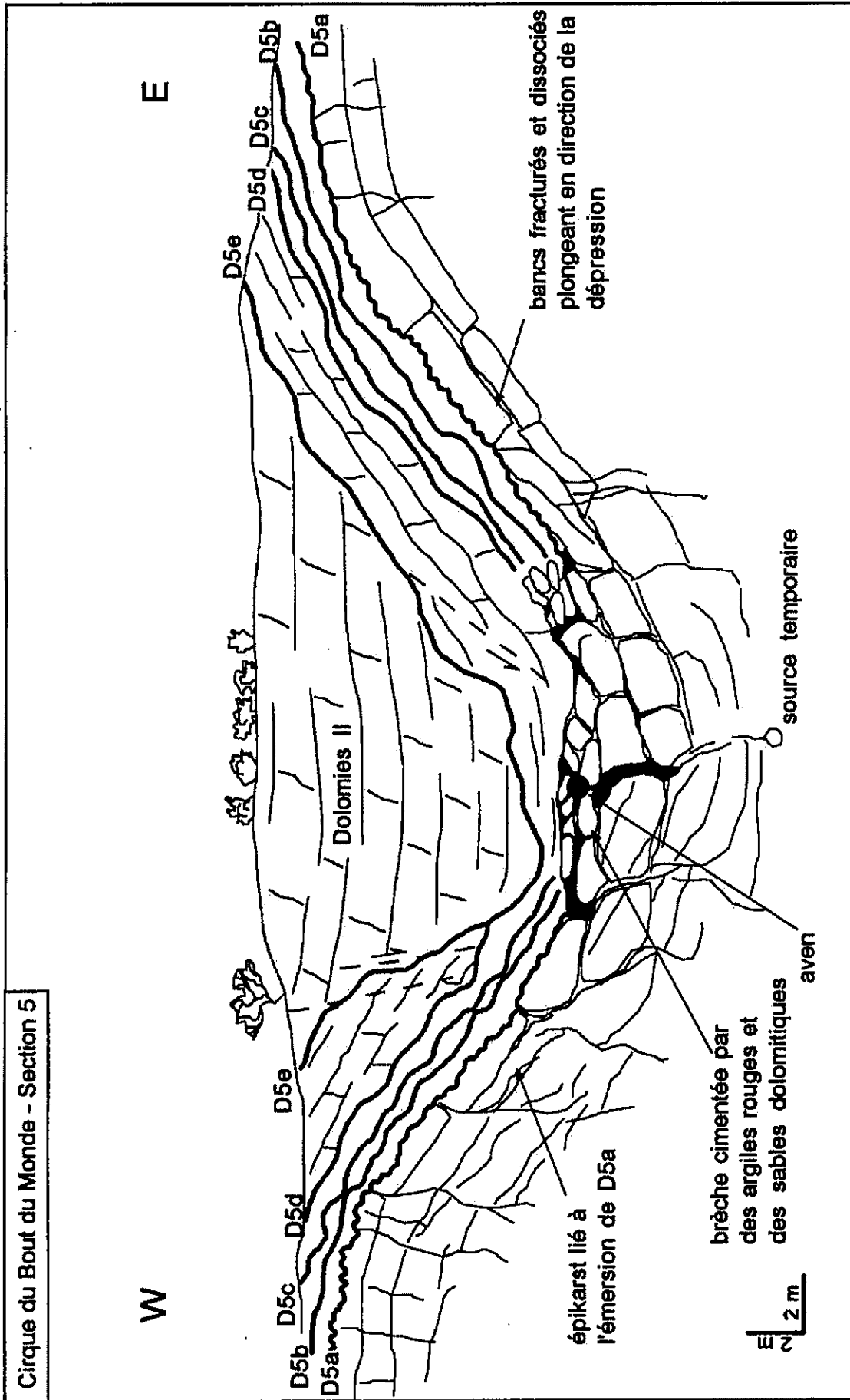


fig. 50 : Dépression karstique localisée au toit des "Calcaires à stiptes" remplis par les "Dolomies II" (section 5).

bonnes conditions. On distingue les « Calcaires à miches », les « Calcaires à *Zoophycos* » (40m), les « Calcaires à chailles » (30m), les « Calcaires oolithiques blancs » (25m) et les « Calcaires à stipites » (20m). Les « Dolomies II » sont présentes mais il est difficile d'en évaluer l'épaisseur.

Sur une vingtaine de mètres, au-dessus d'une surface d'érosion, les « Calcaires à stipites » présentent les faciès caractéristiques de cette formation tels que argiles, dolomies et calcaires micritiques à foraminifères benthiques.

Par rapport à la série observée à Millau, on relève une réduction générale des épaisseurs (intervalle Aalénien-Bathonien) dans cette région comprise entre la faille de l'Hospitalet et la faille de La Pezade. Cette réduction est notamment manifeste pour les « Calcaires à stipites » qui passent d'environ 120m dans la région de Millau à une vingtaine de mètres seulement dans la région de Saint-Beaulize.

Dans les « Calcaires à stipites », il est noté que certains niveaux renferment des foraminifères benthiques tels *Alzonella cuvillieri* (rencontré dès la base de la coupe) caractéristique du Bathonien moyen et supérieur puis *Meyendorffina bathonica* caractéristique du Bathonien supérieur. Malgré l'absence de données plus précises pour les datations, il est probable que seules les séquences Bt 3 et Bt 4 sont représentées ici. Cet argument va dans le sens d'une réduction générale d'épaisseur de la série stratigraphique en direction du Seuil Cévenol.

• Coupes de Saint-Pierre-de-la-Fage

Quatre coupes (fig. 52 à 55) ont été levées sur une bande d'affleurement qui s'étend sur 1 km environ le long de la RD 25 juste à l'ouest de la localité de Saint-Pierre-de-la-Fage (fig. 36 et 51).

Toutes ces coupes présentent quasiment la même succession stratigraphique dont la base est comparable à celle observée au Cirque du Bout du Monde situé 1 km à l'ouest (fig. 51). Les « Calcaires à stipites » reposent sur les « Calcaires à *Zoophycos* », localement par l'intermédiaire d'une brèche (discontinuité Dx).

La séquence Bt 3 présente les mêmes caractéristiques qu'au Cirque du Bout du Monde avec une limite supérieure plus ou moins bien exprimée (discontinuité D4). Elle se place soit au-dessus d'un niveau nodulisé et bréchifié (semblable à celui d'Aurières) pouvant présenter des poches karstiques à remplissage de nodules (fig. 52 et 55), soit au-dessus d'un intervalle argileux feuilleté, à nodules calcaires, montrant également une concentration de débris ligneux (fig. 53 et 54). Ces différents niveaux sont corrélés de façon fiable puisqu'on peut les suivre pas à pas tout le long de l'affleurement. Nous retrouvons *Alzonella cuvillieri* puis *Burmishynchia cf. turgida* qui date cette séquence du sommet du Bathonien moyen.

Au-dessus, se développe une nouvelle séquence constituée de 3 à 4 m de calcaires micritiques et de calcaires graveleux à *Orbitamina elliptica* puis d'une masse dolomitique qui semble correspondre aux « Dolomies II ». En réalité, et comme nous le verrons aussi au Pas de L'Escalette, il s'agit de la séquence Bt 4 qui est presque entièrement dolomitisée. Sur la carte topographique, on constate que cette petite falaise de dolomies est quasiment à la

même altitude que l'ensemble calcaire de Bt 4 au Cirque du Bout du Monde. De plus, à l'intérieur des dolomies, on distingue une limite nette entre une dolomie plutôt stratifiée et une dolomie plutôt bréchique. Cette limite est une surface d'érosion correspondant vraisemblablement aux surfaces d'émersion D5a à D5e mais de plus grande ampleur puisqu'elle atteint la base de Bt 4. Le remplissage bréchique et dolomitique de cette « paléovallée » peut atteindre plusieurs dizaines de mètres de large et 10 m de haut et correspondrait aux « Dolomies II ». La partie supérieure de Bt 4, caractérisée par *B. cf. thierachensis*, est donc absente sur cette coupe.

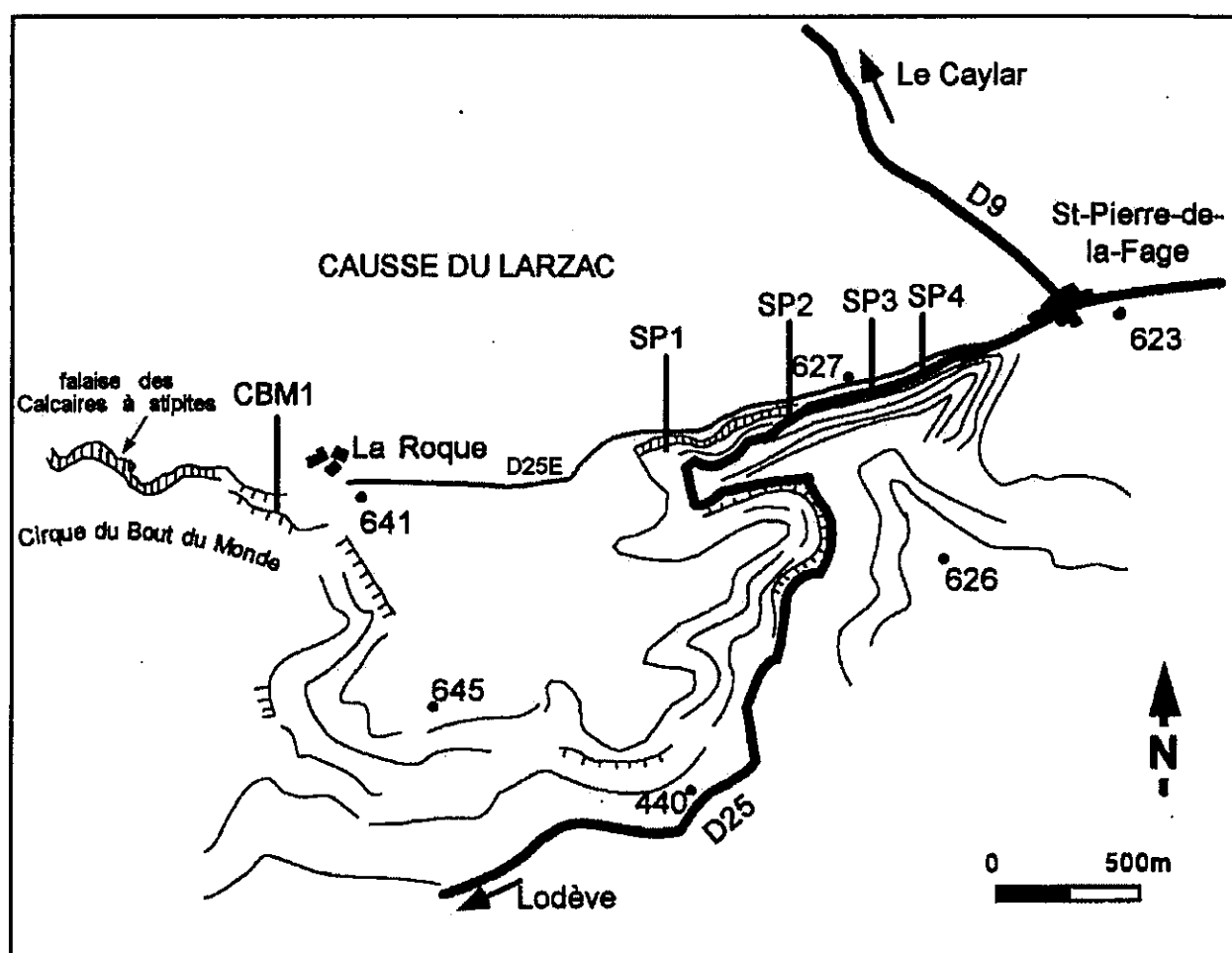


fig. 51 : Carte topographique de la zone comprise entre le Cirque du Bout du Monde et Saint-Pierre-de-la-Fage ; localisation des coupes de Saint-Pierre-de-la-Fage (SP1 à SP4).

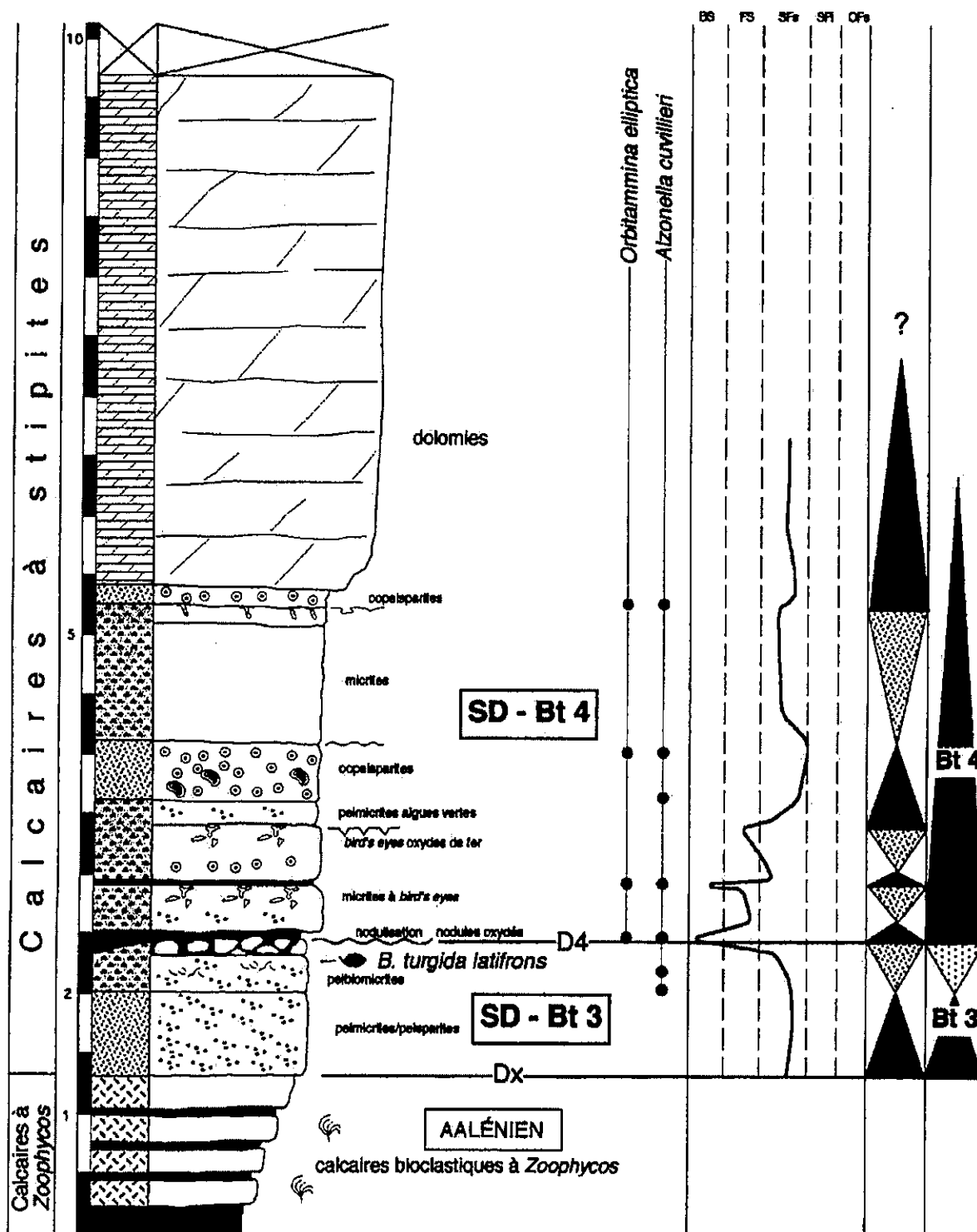


fig. 52 : Coupe de Saint-Pierre-de-la-Fage (SP 1), lithologie, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

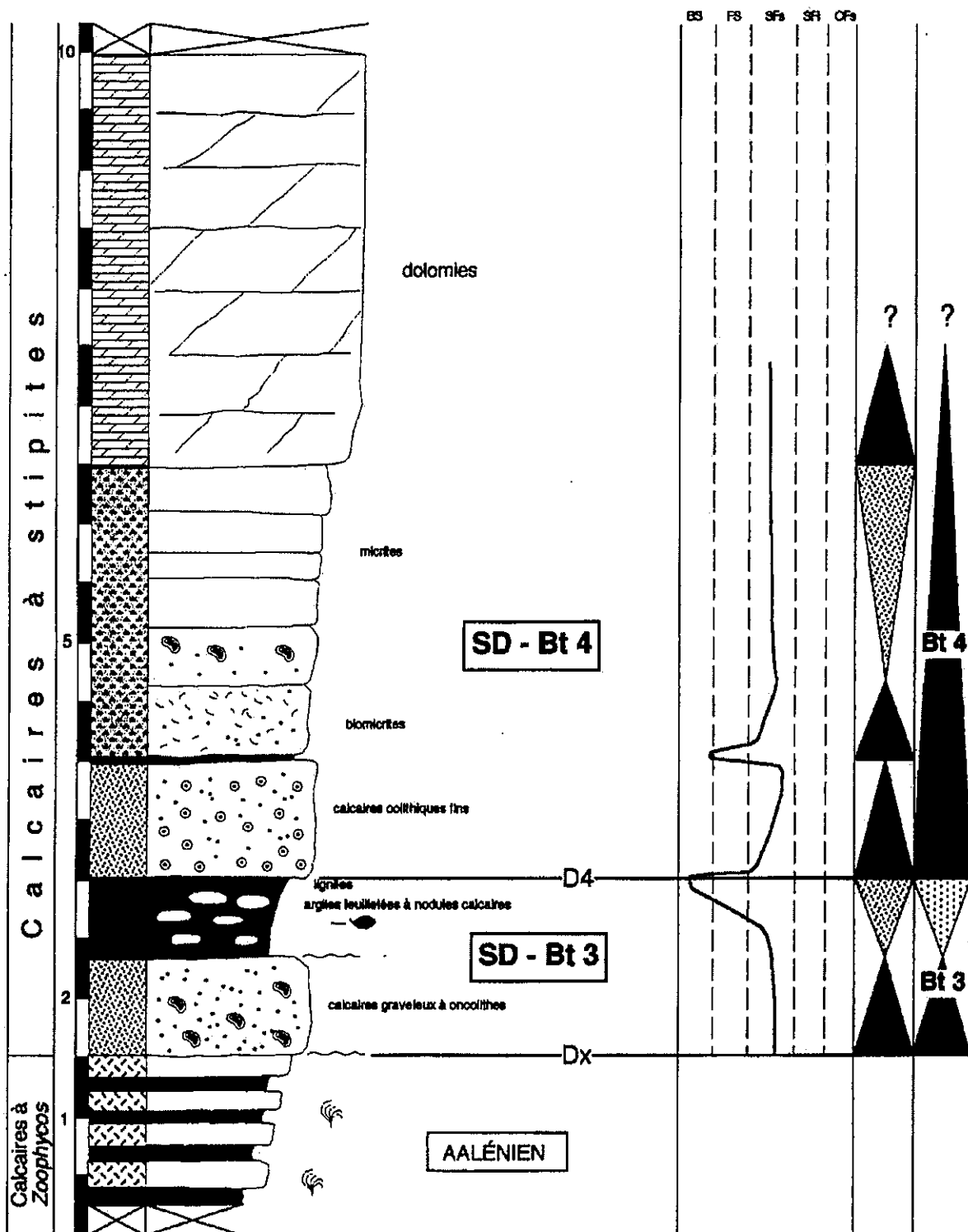


fig. 53 : Coupe de Saint-Pierre-de-la-Fage (SP 2), lithologie, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

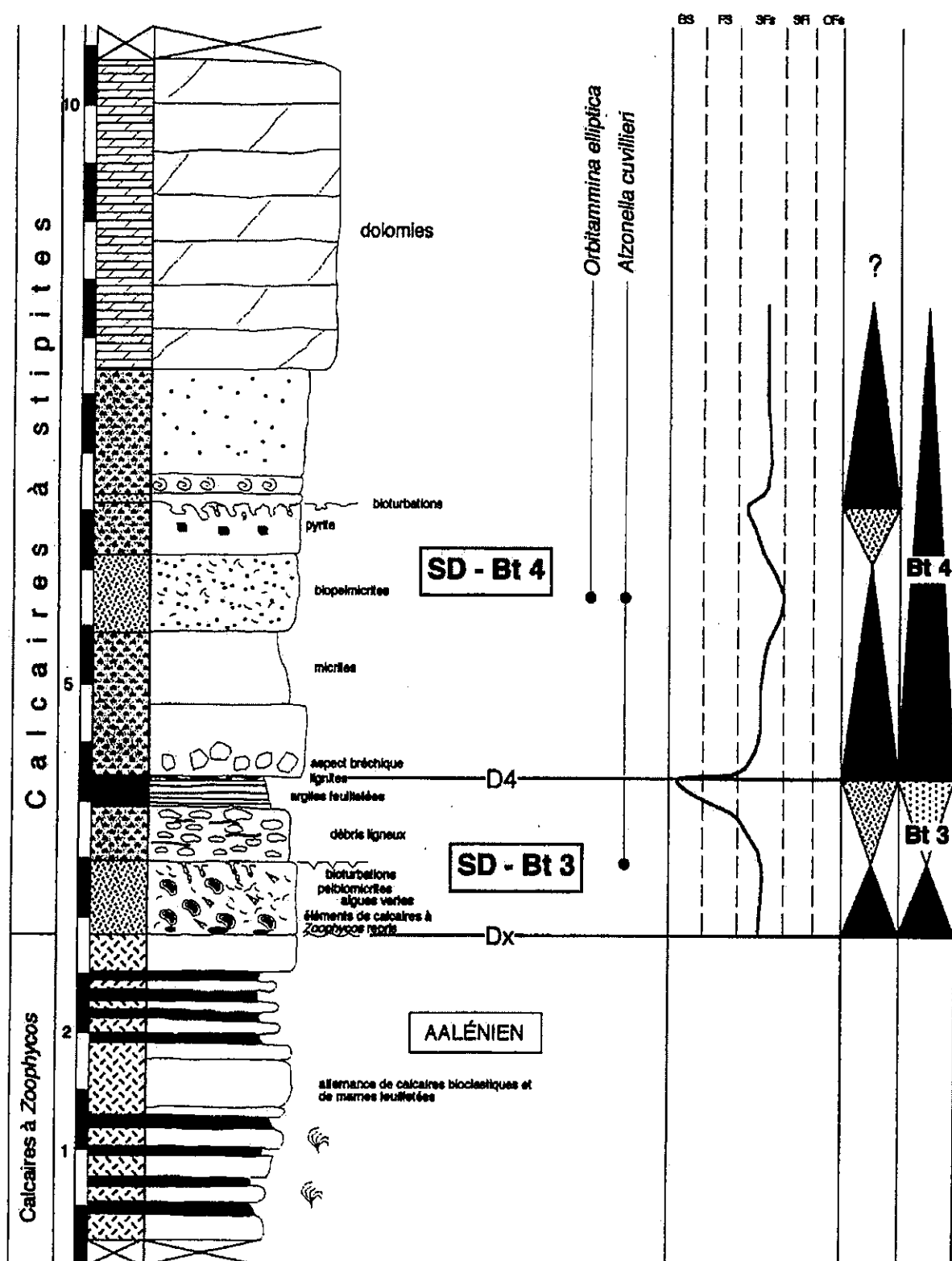


fig. 54 : Coupe de Saint-Pierre-de-la-Fage (SP3), lithologie, environnements de dépôt, discontinuités, biophase et stratigraphie séquentielle.

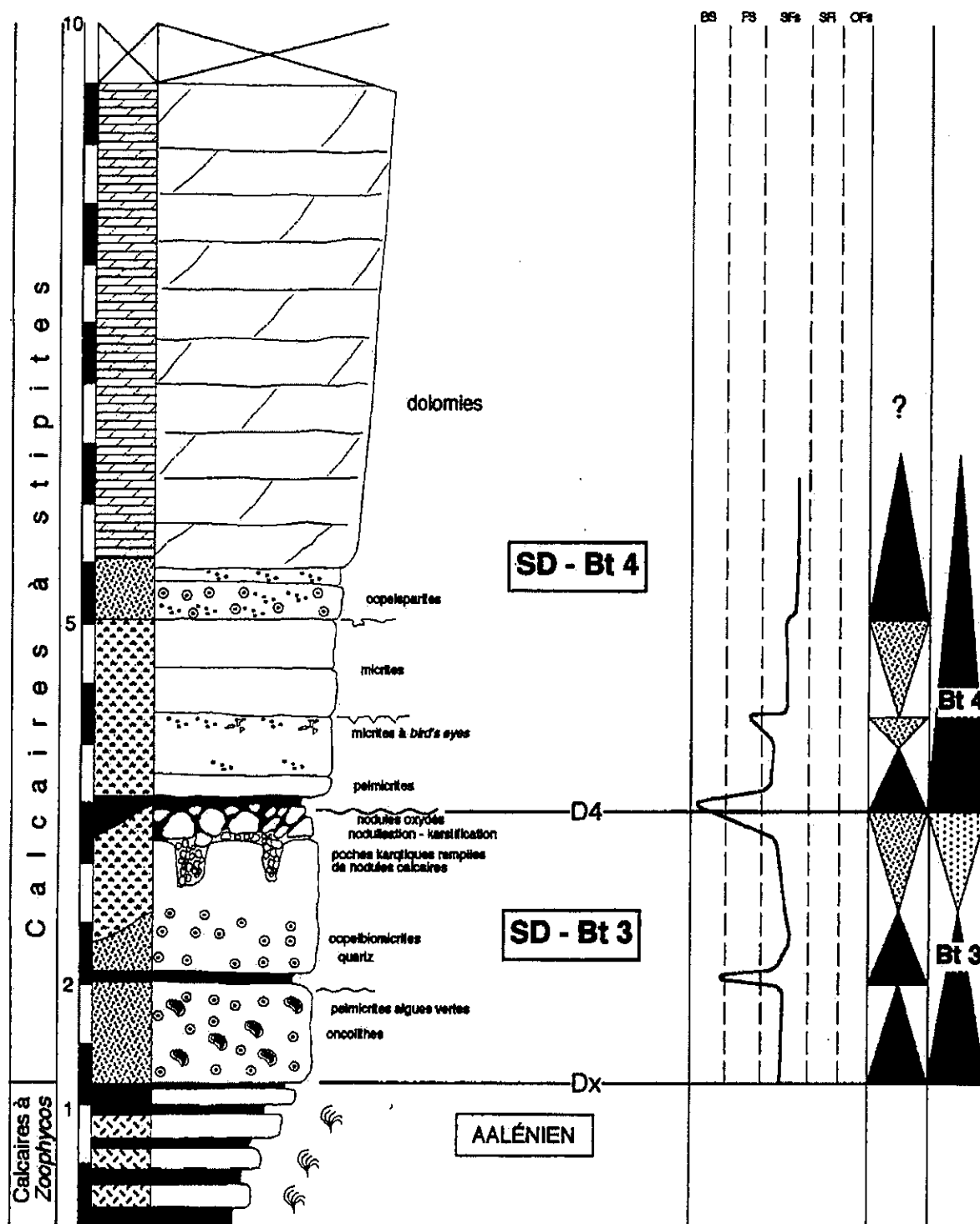


fig. 55 : Coupe de Saint-Pierre-de-la-Fage (SP 4), lithologie, environnements de dépôt, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

• Coupe du Pas de L'Escalette

La coupe du Pas de L'Escalette est située en contrebas de l'ancienne RN 9 à l'entrée du tunnel qui permet d'accéder sur le Causse du Larzac (fig. 36).

On distingue *a priori* une succession rappelant celle observée au Cirque du Bout du Monde avec à la base, les « Calcaires à stipites » (45 à 50 m) puis les « Dolomies II » (50 à 70 m) plus massives formant une falaise abrupte surplombant la route et le tunnel.

Les « Calcaires à stipites » reposent, par l'intermédiaire d'une surface oxydée et perforée, sur 2 m de calcaires roux en bancs ondulés rapportés à la formation des « Calcaires à *Zoophycos* » (fig. 56). Ils sont surmontés par des argiles à *Orbitamina elliptica* et à nombreux ostracodes. Au-dessus, se développe une série de 7 m de calcaires indiquant des environnements de *foreshore* à *shoreface* inférieur. Un niveau de marnes a fourni *Burmishynchia hopkinsi/icaunensis*, qui indique le Bathonien supérieur (ref. Garcia *et al.*, 1996).

La séquence Bt 3 (caractérisée ailleurs par la présence de *Burmishynchia cf. turgida*) est manifestement absente sur cette coupe.

Plus haut, il s'agit d'un ensemble de 25 m d'épaisseur de calcaires dolomitisés massifs surmontés par une dizaine de mètres de calcaires présentant des intercalations argileuses (Bodeur *et al.*, 1992b). Cette partie forme un renforcement entre l'ensemble calcaréo-dolomitique et les « Dolomies II ». Il semblerait que cet intervalle corresponde à la partie supérieure de la coupe du Cirque du Bout du Monde où nous avons observé les discontinuités exokarstiques. L'ensemble calcaréo-dolomitique contenant à la base *Alzonella cuvillieri* et situé au-dessus du niveau à *B. hopkinsi/icaunensis*, du Bathonien supérieur, ne correspond en aucun cas aux Calcaires oolithiques du Bajocien supérieur comme le proposaient Delfaud *et al.* (1975) puis Bodeur *et al.* (1992a et b). C'est aussi cette partie qui doit affleurer à Saint-Pierre-de-la-Fage sous forme de dolomies.

En résumé, en l'absence de la séquence Bt 3, c'est la séquence Bt 4, caractérisée par le niveau à *B. hopkinsi/icaunensis* et par *Orbitamina elliptica*, qui repose directement sur les « Calcaires à *Zoophycos* » de l'Aalénien.

• Coupe de Label

Cette coupe se situe 4,5 km au SW du Pas de L'Escalette, au cœur du Cirque de Label, le long de la RD 151 (fig. 36).

Elle montre surtout le sommet de la série bathonienne observée au Pas de L'Escalette et au Cirque du Bout du Monde ; c'est-à-dire les derniers bancs calcaires situés sous les « Dolomies II ».

Néanmoins, à la base de la coupe, affleurent au-dessus des Marnes noires toarciennes, un ensemble massif de calcaires et de dolomies d'une vingtaine de mètres d'épaisseur correspondant vraisemblablement à l'assise calcaréo-dolomitique du Pas de L'Escalette (fig. 57). Le contact avec les dites marnes n'est pas visible et le niveau à *B. hopkinsi/icaunensis* n'a pas été observé.

Au-dessus de l'ensemble massif, on trouve une succession de 5 à 6 m de micrites à *bird's eyes*, de biomicrites, à ostracodes et charophytes, et d'argiles surmontées par les « Dolomies II » qui débutent au-dessus d'une surface karstifiée. Celle-ci peut être corrélée à

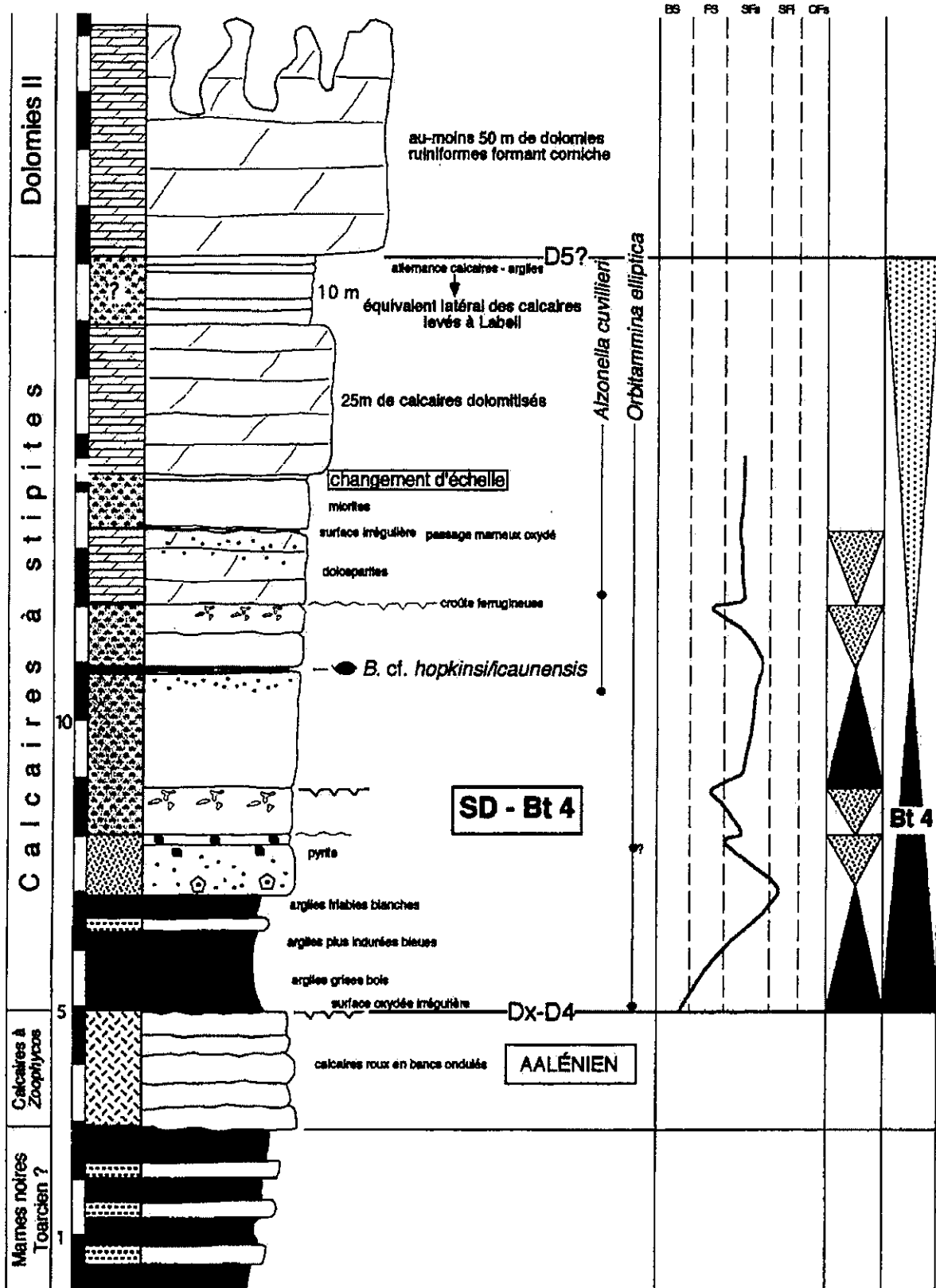


fig. 56 : Coupe du Pas de L'Escalette, lithologie, environnements de dépôt, biophase discontinuités et stratigraphie séquentielle.

la discontinuité D5e du Cirque du Bout du Monde. Les précédentes discontinuités, D5a à D5d, sont ici moins bien exprimées et représentées par des surfaces irrégulières et ravinantes ou par des surfaces perforées.

Dans cet ensemble, on note également la présence de brachiopodes (indéterminés) qui pourraient correspondre (?) au niveau à *Burmishynchia* cf. *thierachensis* observé au Cirque du Bout du Monde.

La discontinuité karstique située à la base des « Dolomies II » a été également repérée sur une coupe voisine, au Perthus (SSW de Labeil), où elle est révélée par un rougissement dû aux oxydes de fer et une brèche dolomitique d'une dizaine de centimètres d'épaisseur. Cette discontinuité majeure anté-Dolomies II se retrouve donc sur toute la bordure méridionale du Causse du Larzac.

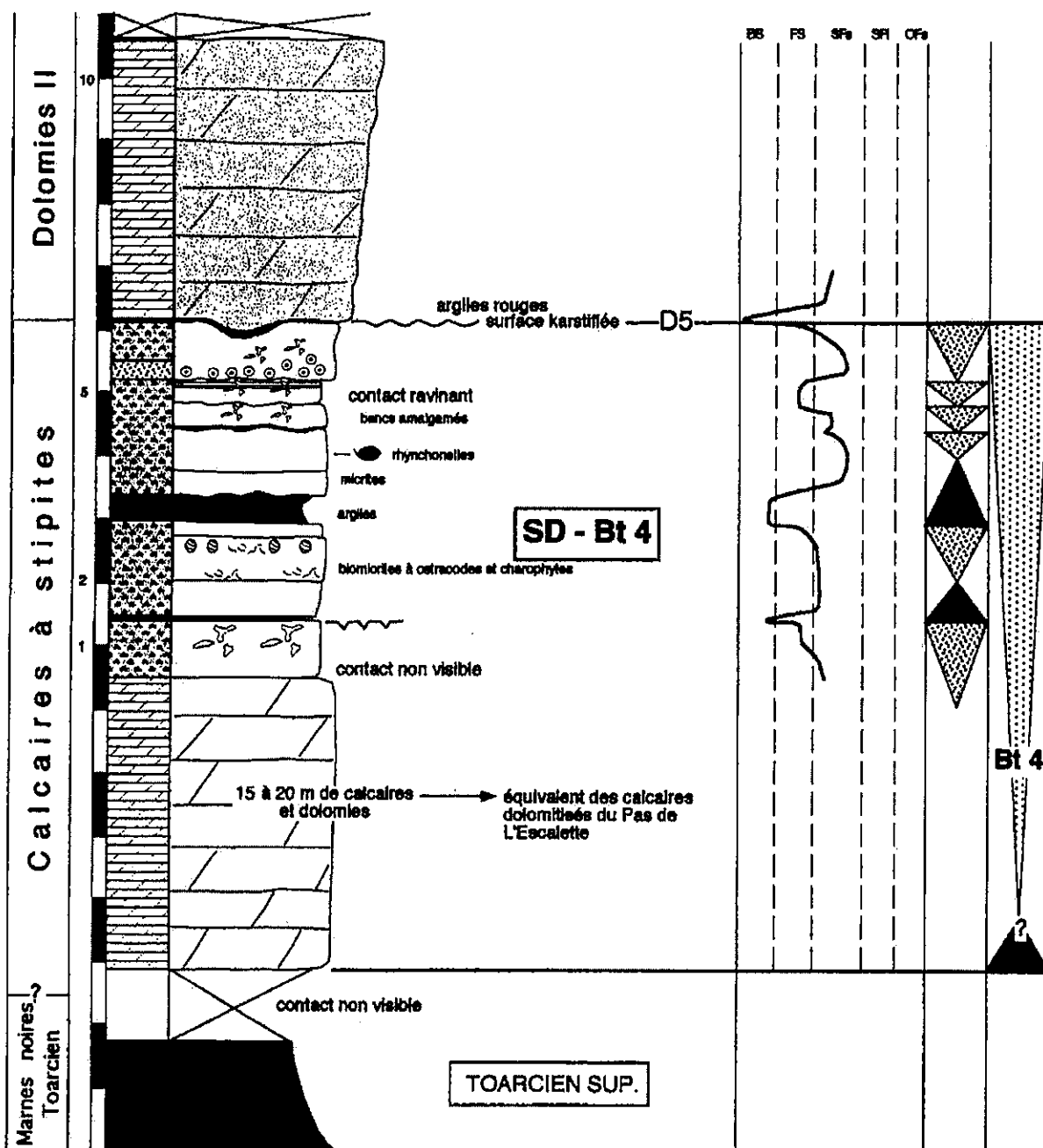


fig. 57 : Coupe de Labeil, lithologie, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

• Coupe du Clapier

Cette coupe est située après le deuxième lacet de la RD 493 allant du Clapier au Mas Raynal (Plateau de Guilhaumard). Le Plateau de Guilhaumard, essentiellement dolomitique, fait partie du Causse du Larzac et est encadré par la faille de La Pezade au nord, et par la faille de Saint-Michel au sud (fig. 36).

Les « Calcaires à stipites » sont ici uniquement carbonatés et reposent directement sur les Marnes noires du Toarcien supérieur (zone à Aalensis) (fig. 58) qui forment, en contrebas du Causse, des combes vallonnées. Comme sur les autres coupes relevées sur le Seuil, seulement deux séquences de dépôt y ont été reconnues. Les limites de séquence sont toutefois plus difficile à mettre en évidence puisqu'elles ne sont pas soulignées par des discontinuités karstiques.

La séquence Bt 3 est caractérisée par l'apparition, dès la base de la coupe, d'*Alzonella cuvillieri*, puis par la concentration de *Burmishynchia* cf. *turgida*, qui marque le maximum de montée du niveau de base, et enfin par l'apparition d'*Orbitammina elliptica*.

Le demi-cycle transgressif T est composé de calcarénites bioclastiques (entroques, oursins, algues vertes et lithoclastes) à litages obliques plans puis entrecroisés caractérisant le *shoreface* inférieur, puis par des laminites ondulées interprétées comme des tempestites d'*offshore* supérieur.

Le demi-cycle régressif R est constitué essentiellement de biomicrites à oolites corrodées, filaments et grains de quartz (jusqu'à 20%) puis de biomicrites de *shoreface* supérieur.

La limite de séquence n'est pas clairement marquée. Elle peut être placée à la cote 7 m au-delà de laquelle on retrouve des biopelmicrites à filaments et grains de quartz (dont le pourcentage décroît), qui caractérisent l'*offshore* supérieur.

Le maximum de montée du niveau de base de cette nouvelle séquence, la séquence Bt 4, est localisé au voisinage d'une concentration de brachiopodes (*Burmishynchia hopkinsi/icaunensis*).

Au-dessus, le demi-cycle régressif R se caractérise par des biomicrites ou oopelmicrites à algues vertes de *shoreface* supérieur.

Plus haut, se développent des dolomies qui forment les reliefs ruiniformes du Plateau de Guilhaumard. Ces dolomies peuvent être corrélées aux calcaires dolomitisés du Pas de L'Escalette ou aux dolomies de Saint-Pierre-de-la-Fage.

On retrouve donc sur cette coupe les deux séquences Bt 3 et Bt 4, observées sur les autres coupes du Seuil, caractérisées par la même succession de biophase, à savoir : *Alzonella cuvillieri* puis *Orbitammina elliptica* pour les foraminifères et *B. cf. turgida* puis *B. hopkinsi/icaunensis* pour les brachiopodes.

La série présente ici des faciès caractérisant des environnements un peu plus distaux que sur les coupes précédentes, d'où des limites de séquence moins nettement exprimées lors de la chute du niveau de base alors qu'elles sont jalonnées par des structures karstiques sur les coupes du Cirque du Bout du Monde et de Saint-Pierre-de-la-Fage.

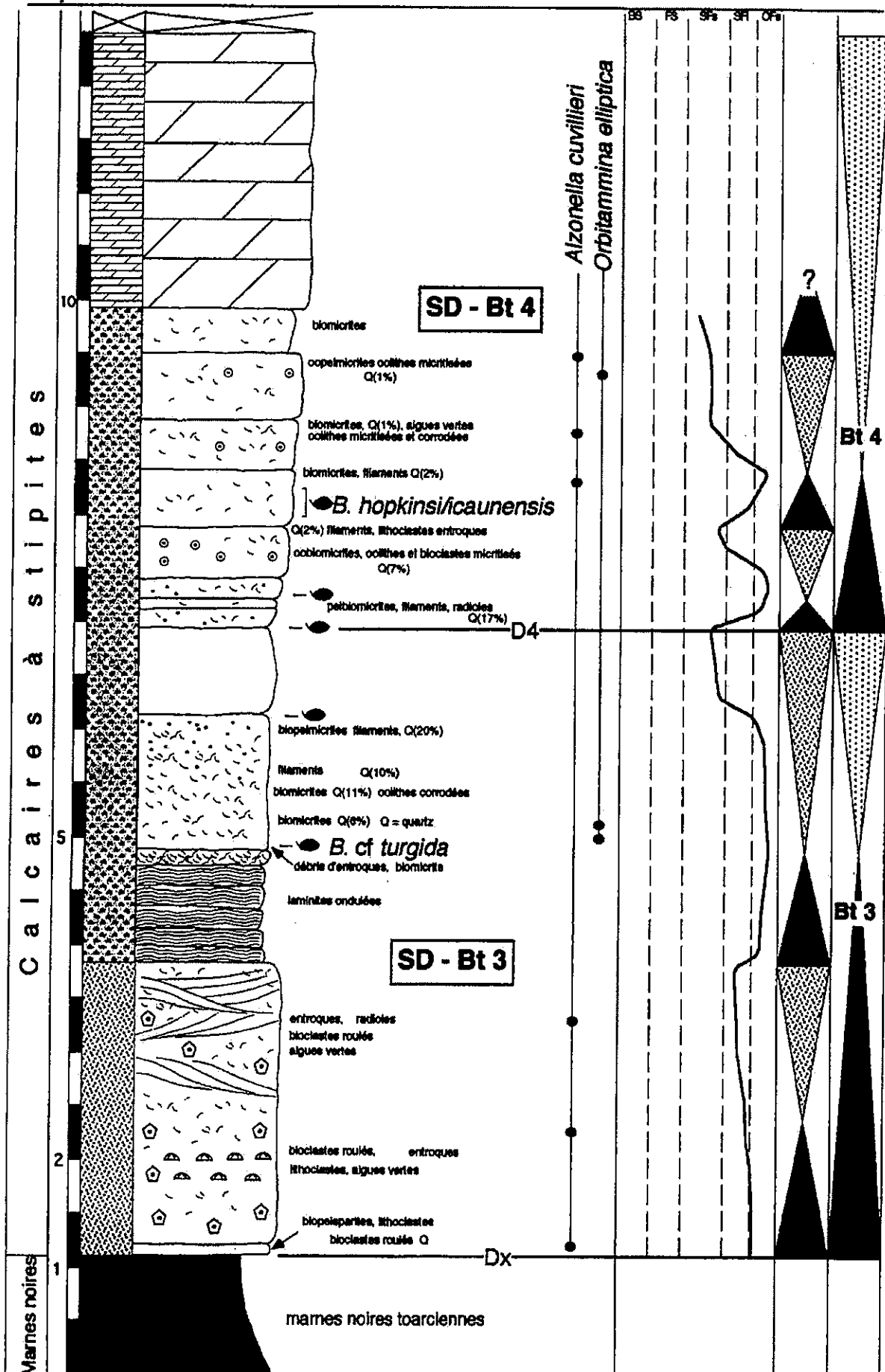


fig. 58 : Coupe du Clavier, lithologie, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

• Coupe de Bédarioux

La coupe, située le long de la RD 908 (route de Clermont-L'Hérault) (fig. 36), est comparable à celle du Clavier puisque les « Calcaires à stipites » reposent aussi sur les Marnes noires du Toarcien supérieur.

Nous avons reconnu la séquence Bt 3 dont le maximum de montée du niveau de base est marqué par un intervalle marneux à forte concentration de brachiopodes (*B. turgida*) (fig. 59).

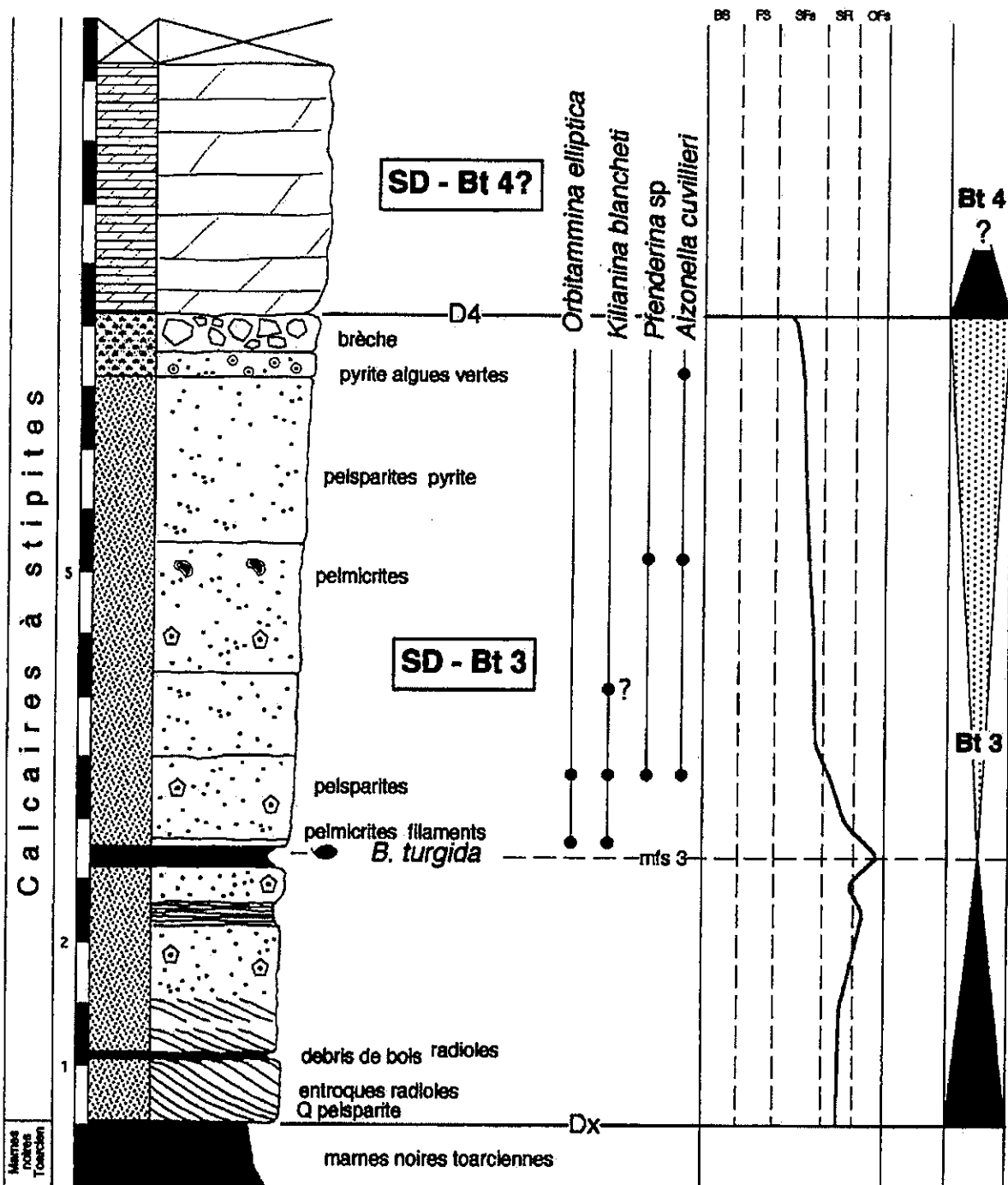


fig. 59 : Coupe de Bédarioux, lithologie, environnements de dépôt, biophase, discontinuités et stratigraphie séquentielle.

Son demi-cycle transgressif T est constitué de calcarénites à entroques, radioles d'oursins et grains de quartz présentant des litages obliques tangentiels à la base qui disparaissent vers le haut.

Son demi-cycle cycle régressif R, stratocroissant, présente des pelsparites et pelmicrites à entroques et foraminifères (*Alzonella cuvillieri*, *Orbitammina elliptica*, *Kilianina blancheti* et *Pfenderina* sp.) et se termine par une brèche polygénique (15 cm d'épaisseur) à matrice d'argilites qui jalonne la limite de séquence.

Au-dessus, des dolomies se développent mais aucun argument biostratigraphique ne permet de les inclure ou non dans la séquence Bt 4.

• Sondage du Viala

Le sondage Le Viala 1 est un sondage de 801,93 m réalisé pour le BRGM. Il est implanté près du hameau Le Viala à proximité du cirque de Navacelle (gorges de la Vis) (fig. 36). Les descriptions données ici sont tirées d'un rapport préliminaire d'étude du sondage (Le Strat, 1994).

Il débute dans le Kimméridgien (calcaires micritiques) et atteint les anhydrites du Trias supérieur.

Le Bathonien, présent sous des faciès essentiellement dolomitiques, est repéré entre les cotes 462,31 et 360 m et repose directement sur des dolomies bréchifiées, karstifiées et oxydées rapportées au Sinémurien (fig. 60).

On peut distinguer deux grandes assises pour le Bathonien. La première, épaisse d'une soixantaine de mètres environ, correspond à des dolomies grenues à microgrenues parfois argileuses, à débris de bois flottés, entrecoupées de brèches de remplissage de cavités karstiques puis, des dolomies grenues saccharoïdes et vacuolaires sur 18 m. Au-dessus, on trouve des marnes silto-carbonatées bioclastiques et bioturbées surmontées par un calcaire stylolithique à brachiopodes.

La deuxième assise, épaisse d'une quarantaine de mètres, apparaît sous forme de dolomies grenues saccharoïdes, à vacuoles et géodes. Cet ensemble est surmonté par un conglomérat carbonaté (quelques cm d'épaisseur) puis par des calcaires bioclastiques argilo-glauconieux bioturbés à joints argileux silto-carbonatés et glauconieux, correspondant vraisemblablement au Callovien ou à l'Oxfordien.

Comparativement aux coupes du Cirque du Bout du Monde et de Saint-Pierre-de-la-Fage, les plus proches du sondage, nous pouvons émettre des hypothèses quant à l'interprétation stratigraphique de ces deux ensembles principaux.

Tout d'abord, la deuxième assise paraît massive, homogène et pourrait correspondre à la formation des « Dolomies II ». Le niveau à brachiopodes et les marnes sous-jacentes pourraient être alors éventuellement corrélés au niveau à B. cf. thierachensis situé entre les discontinuités D5c et D5d au Cirque du Bout du Monde.

De ce fait, la première assise serait un équivalent latéral de la séquence Bt 4 observée au Cirque du Bout du Monde, au Pas de L'Escalette ou à Labeil où elle apparaissait d'ailleurs dolomitisée. De plus, de nombreuses intercalations de brèches dans les dolomies rappellent les remplissages de cavités karstiques que l'on peut voir aussi localement au Cirque du Bout du Monde.

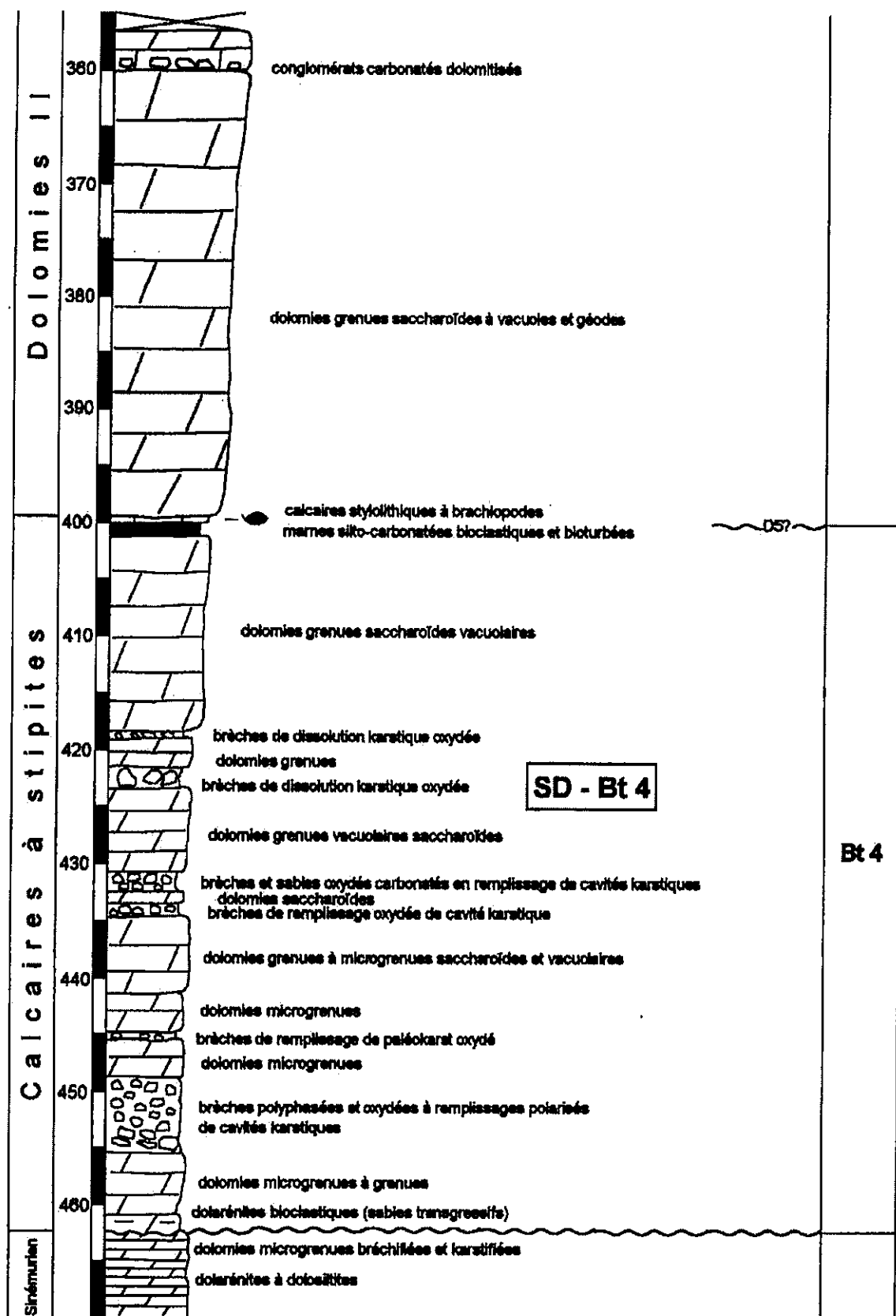


fig. 60 : Formations des "Calcaires à stipites" et des "Dolomies II" dans le sondage du Viala (d'après Le Strat, 1994).

La première assise serait alors datée du Bathonien supérieur en l'absence de la séquence Bt 3 à la base. La deuxième serait attribué aussi au Bathonien supérieur à terminal.

Ces interprétations semblent logiques si l'on regarde l'évolution de ces formations en direction du Dôme de Gornîès. En effet, plus au NE, Gottis (1957) signale que le Bathonien est constitué de deux falaises dolomitiques (50 à 80 m) séparées par une vire correspondant à une intercalation plus tendre. Celle-ci serait à rattacher à la vire observée au Pas de L'Escalette ou au Cirque du Bout du Monde et jalonnée de discontinuités karstiques. Seule la falaise supérieure semble venir reposer directement sur les dolomies de l'Hettangien à l'ouest de Gornîès et de Beauquiniès.

• Mine des Avinières

Le gisement des Avinières se situe dans l'étroite bande d'affleurement du Bathonien de la bordure orientale du Horst de Saint-Bresson (fig. 36). Il est limité à l'ouest par la faille de Sumène qui abaisse le Dogger par rapport au socle et, à l'est, par la faille des Avinières qui effondre le Kimméridgien (fig. 61B).

Le Bathonien correspondant à la formation des « Dolomies II » repose sur un Trias incomplet venant lui-même au-dessus du socle schisteux cambrien. La morphologie du gisement présente des poches anastomosées vidées de leur minerai et des pitons dolomitiques exhumés au cours de l'exploitation.

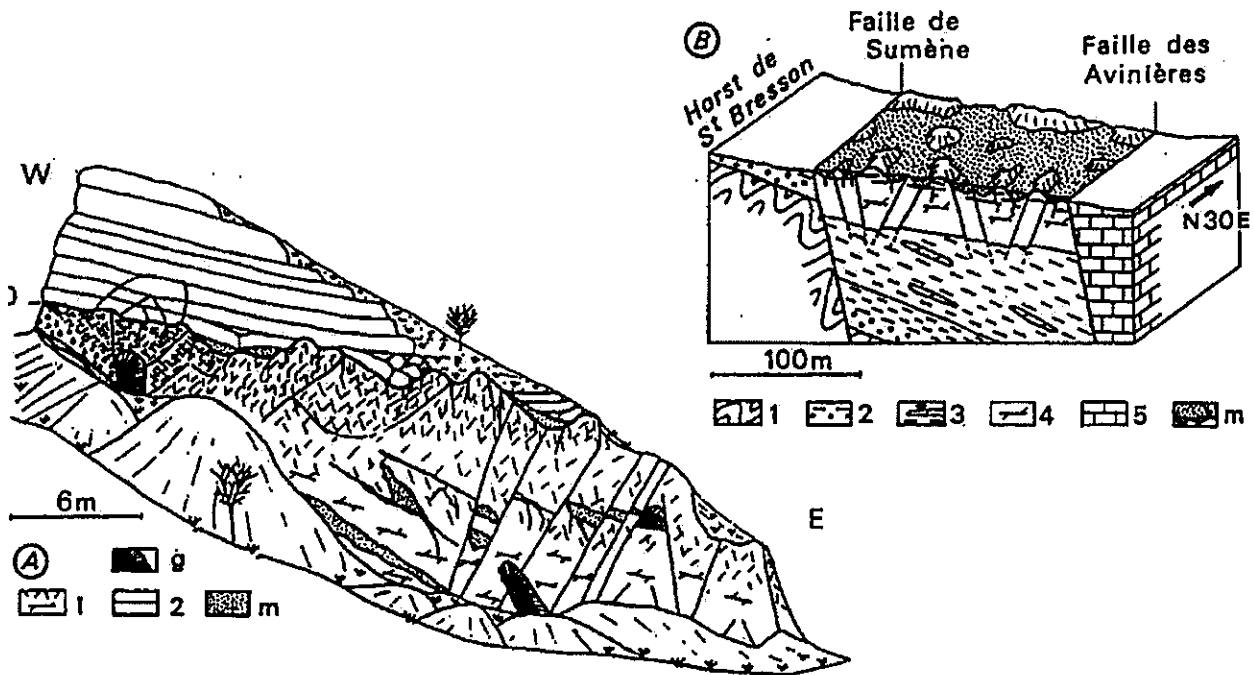
Le sommet de cette formation est caractérisé par une surface irrégulière (fig. 61A), à cavités métriques, faiblement minéralisée, avec dissolution et bréchification de la dolomie sous-jacente avec remplissage des vides par du minerai ou cimentation par un second épisode de dolomitisation. Cette surface (**discontinuité D6**) est interprétée comme un paléolapiaz avec front de dolomitisation *per descensum* dans le mur. La présence de nombreux miroirs de faille très peu inclinés, courbes voire listriques, striés sur de la minéralisation oxydée et s'apparentant à des surfaces de glissement d'origine karstique, conforte cette hypothèse. Les minéralisations se logent également au sein de la dolomie bathonienne sous forme de niveaux stratoïdes d'épaisseur infra-métrique composés de smithsonite, cérusite et oxy-hydroxydes de fer scoriacés ou terreux, les sulfures (galène, blende) peu développés étant plutôt associés à des fractures sous les faciès oxydés (Le Guen et Combes, 1988). Ces niveaux sont interprétés comme des cavités hypogées correspondant à d'anciens joints de stratification agrandis par la dissolution karstique (Le Guen et Combes, 1988).

Au-dessus, on trouve des dolomies grises, fines et bien stratifiées à interlits argileux noirs où ont été trouvée une palynoflore de l'Oxfordien moyen (Le Guen, 1989). Cette formation est assez massive alors que la dolomie bathonienne est intensément fracturée et bréchifiée indiquant une phase tectonique anté-oxfordienne.

• Mine des Malines

La mine des Malines est située à l'extrémité sud des Cévennes, sur la bordure méridionale du Horst de Saint-Bresson (fig. 36).

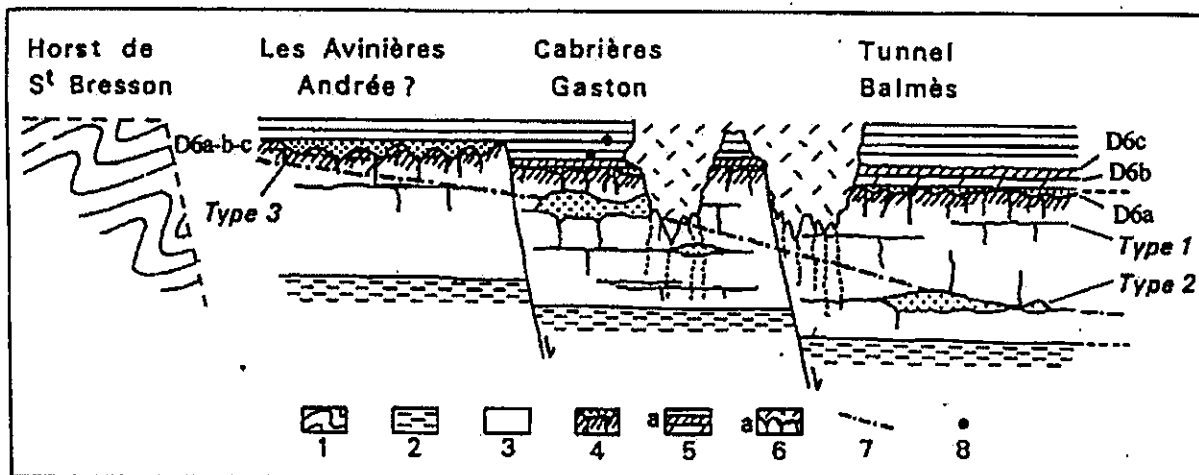
Le Bathonien est entièrement dolomitique et correspond à la formation des « Dolomies II » qui repose sur un Trias peu épais et localement sur le Cambrien.



ig. 61 : Cadre géologique des minéralisations dans le gisement des Avinières.

1A : coupe de l'affleurement formant la limite nord du gîte (1 : dolomie bathonienne, 2 : dolomie de l'Oxfordien moyen, m : minéral Pb-Zn oxydé, g : galerie, D6 : discontinuité karstique)

1B : bloc diagramme reconstituant la situation du gisement avant l'exploitation (1 : schistes cambriens, 2 : conglomérats et marnes du Trias, 3 : marnes triasiques, 4 : dolomies bathoniennes, 5 : calcaires kimméridgiens, n : minéral Pb-Zn oxydé). (modifié d'après Le Guen et Combes, 1988).



62 : Reconstitution schématique synthétisant les principales caractéristiques gîtologiques des minéralisations Bathonien de la région des Malines (1 : schistes, grès et dolomies cambriens, 2 : pélites triasiques, 3 : dolomies bathoniennes, 4 : brèches et fissures de dissolution sous la paléosurface karstique D6a, 5 : dolomies du toit ordien, 5a : niveau glauconieux, 6 : brèche, sables dolomitiques ou quartzeux, argiles rouges, 7 : allure proximative du paléoniveau de la nappe au Bathonien, 8 : ammonites de l'Oxfordien moyen, D6a : paléosurface karstique au sommet du Bathonien, D6b et D6c : discontinuités à la partie inférieure du toit. (modifié d'après Guen et Combes, 1988).

Le sommet de la formation triasique se caractérise par un niveau bréchiq ue   éléments lenticulaires dolomitiques emballés dans des argilites ocre provenant d'une oxydation *per descensum*   partir de la paléosurface anté-bathonienne (Le Gu n et Combes, 1988).

Le Bathonien est constitué par une dolomie saccharoïde, blanche à beige, très fractur e, où sont intercalés des niveaux stratiformes minéralisés d'épaisseur irrégulière (5 à 50 cm) (sulfures et carbonates de plomb et de zinc avec argiles et oxydes de fer). Le sommet de cette formation présente 2 à 3 discontinuités. La première (D6a) présente des irrégularités parfois métriques comblées par des minéralisations qui remplissent également des fissures et des cavités anastomosées pénétrant sous 0.5 à 1.5 m la dolomies sous-jacente. Cette discontinuité est assimilée à une paléosurface de type lapiaz.

Au-dessus, une seconde discontinuité (D6b) recouvre des bancs décimétriques boudinés de dolomies ocres   interlits argileux rougeâtres. Elle est recouverte par un niveau d'argilites verdâtres passant à des dolomies stratifiées riches en grains de glauconie. Le Gu n et Combes (1988) corrèlent cet horizon avec le cordon glauconieux connu dans la région (Gottis, 1957) et daté dans le Causse Méjean de l'Oxfordien inférieur (Marchand *et al.*, 1983).

Enfin, une troisième discontinuité (D6c) peut apparaître au-dessus recouverte par des dépôts argilo-dolomitiques de teinte noire.

Par endroit, les deux premières discontinuités peuvent être confondues et recouvertes par le niveau glauconieux.

Les cavités à l'intérieur du Bathonien sont particulièrement développées dans les zones fractur es liées aux paléofailles et le long d'anciens joints de stratifications qui ont favorisé la dissolution karstique. Leur extension horizontale importante s'est produite dans le domaine phréatique d'eau douce ou à la limite eau douce - eau salée.

Le piège des minéralisations correspond donc à des cavités exokarstiques et endokarstiques déterminées par la lithologie (joints) et/ou la tectonique (fracturation liée à des failles normales) affectant la dolomie.

Le Bathonien dans lequel se situe ces différents types de piège s'ordonne, au sud (Les Malines) et à l'est (Les Avinières) du horst de Saint-Bresson, en un système de gradins limités par des failles dans l'ensemble E-W ou N-S (fig. 62). Le gisement des Avinières se situerait dans le compartiment le plus soulevé, près du horst de Saint-Bresson où D6a, D6b et D6c seraient amalgamées (Charcosset *et al.*, 1997b).

• Transect Sumène - Saint-Hippolyte-du-Fort

Sur une bande d'affleurement étroite d'orientation W-E, entre Sumène et Saint-Hippolyte-du-Fort (fig. 36), on peut observer les différentes formations du Jurassique moyen.

Au col du Lac (est de Sumène sur la RD317), on distingue de bas en haut le Lias marneux, les « Calcaires   *Zoophycos* » de l'Aalénien moyen (*Ludwigia munchisonae* est citée sur la carte du Vigan au 1/80000), des calcaires à bryozoaires du Bajocien inférieur (« Calcaires à bryozoaires du Gard » de Walter et Almeras, 1977) correspondant vraisemblablement aux « Calcaires à chailles » et enfin une falaise de dolomies que j'attribue aux « Dolomies II » du Bathonien supérieur. Il apparaît donc que les « Calcaires à stipites » soient absents dans cette zone comme ils l'étaient aussi au sud du Horst de Saint-Bresson. Les « Dolomies II », seules représentantes de l'étage Bathonien depuis Gorn s, conservent une épaisseur constante (50 m) et seraient surmontées ici par des calcaires à faciès « dalle nacrée »

attribués au Callovien et par des calcaires à oolithes ferrugineuses du Callovien moyen (Casson, 1994).

Plus à l'est, à La Cadière, on retrouve les « Calcaires à *Zoophycos* » surmontés en contact anormal par les « Dolomies II » ; les « Calcaires à stipites » étant toujours absents. À ces dolomies succèdent des marnes du Callovien inférieur (lacune de la base du Callovien inférieur) puis des alternances marnes-calcaires du Callovien moyen (Casson, 1994).

Jusqu'à Saint-Hippolyte-du-Fort et toujours dans cette bande d'affleurement située au nord du prolongement de la faille de L'Hospitalet-Alzon, le Bathonien est représenté par les « Dolomies II » surmontées par les marno-calcaires du Callovien.

En résumé, depuis Gornières, en l'absence des « Calcaires à stipites » du Bathonien moyen et supérieur, le Bathonien apparaît uniquement représenté par les « Dolomies II » surmontées par des dépôts de plate-forme externe d'âge Oxfordien moyen (par l'intermédiaire d'une surface karstifiée) aux Malines et aux Avinières, ou Callovien inférieur, à partir de Sumène et jusqu'à Saint-Hippolyte-du-Fort.

• Blocs glissés d'Arboras

Entre Saint-Pierre-de-la-Fage et Arboras, une zone, comprise entre le faisceau de la Vacquérie et le faisceau cévenol, montre des réductions importantes d'épaisseur de la plupart des formations du Jurassique entre le Lotharingien et le Bathonien supérieur.

Sur le Trias moyen horizontal, l'Hettangien montre des pendages de 20 à 40° vers l'W tandis que plus haut les dépôts du Jurassique moyen sont à nouveaux horizontaux (fig. 63). Cette géométrie résulte du glissement de blocs hettangiens hectométriques sur les argilites à évaporites du Trias supérieur (Petit *et al.*, 1973).

Les dépressions créées par le glissement sont progressivement comblées par le Lias marneux, l'Aalénien et le Bajocien respectivement représentés par les « Calcaires à *Zoophycos* » et les « Calcaires à chailles ». Les dépressions étant totalement comblées, les dolomies bathoniennes (« Dolomies II ») scellent toute la zone, venant aussi directement sur l'Hettangien affleurant en tête de bloc.

La succession est donc quasi-complète dans les dépressions (avec toutefois absence des « Calcaires à stipites »), et incomplète sur les haut-fonds.

Gottis (1957) signale une épaisseur d'une centaine de mètres pour les dolomies bathoniennes. Celle-ci sont couronnées par une croûte ferrugineuse qui remplit des poches creusées dans la dolomie selon un dispositif rappelant la surface karstifiée des Malines ou des Avinières.

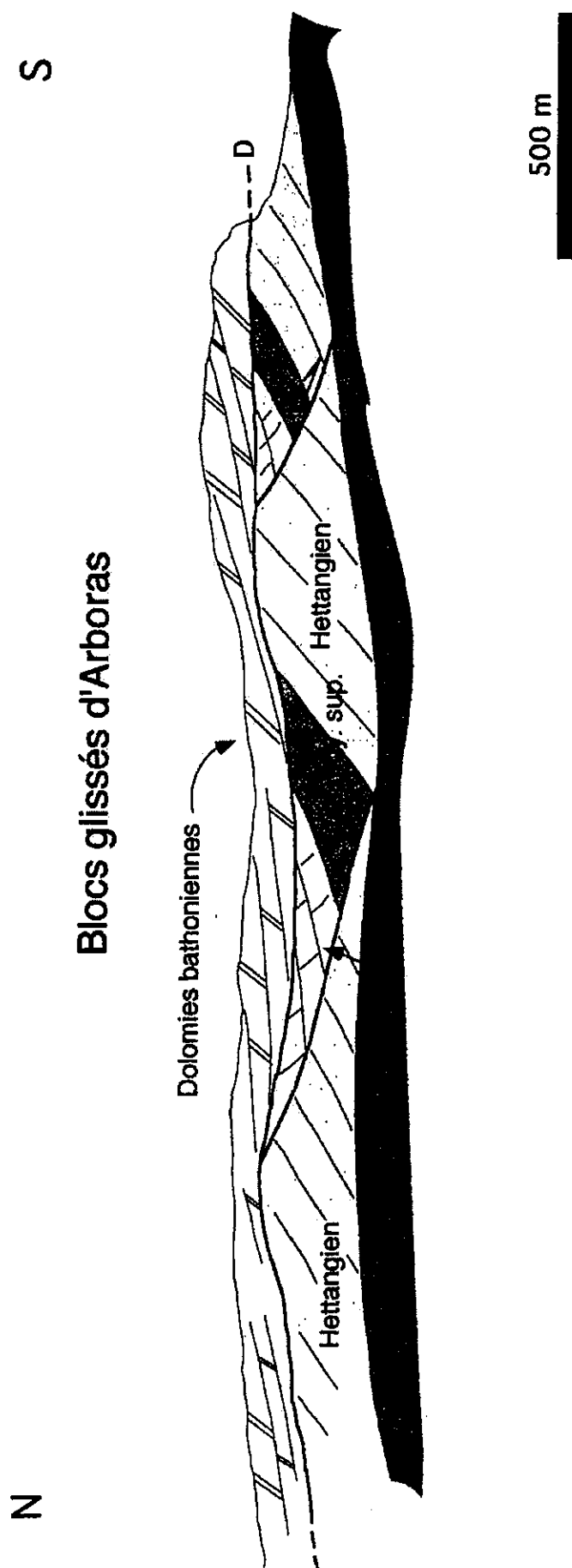


fig. 63 : Panorama des blocs glissés d'Arbois (d'après Petit et al., 1973 et Bodeur et al., 1992b modifié)

III.2.4 - Corrélations et synthèse

La caractéristique principale du secteur II, le **Seuil Cévenol**, réside dans le fait que la série du Dogger présente à la fois des lacunes marquées et des réductions d'épaisseur des principales formations.

En effet, mise à part la région de Saint-Beaulize où la série anté-bathonienne est à peu près identique à celle du graben, tout le secteur montre des lacunes d'amplitude variable des formations aaléno-bajociennes, voire des formations antérieures dans la région de Gornières, et de la base de la formation bathonienne des « Calcaires à stipites » (fig. 64).

- Les « **Calcaires à Zoophycos** » sont encore bien représentés sur les coupes de Saint-Beaulize d'une part, à Aurières et à Alzon d'autre part, à partir desquelles ils se réduisent vers l'est, au-delà de la faille de Saint-Michel, puis disparaissent totalement aux abords du horst de Saint-Bresson. Ils réapparaissent seulement dans le secteur de Sumène. Sur la bordure méridionale du Causse du Larzac, ils sont réduits à quelques mètres entre le Pas de L'Escalette et Saint-Pierre-de-la-Fage.

- Les « **Calcaires à chailles** » sont présents sur la bordure sud du massif cévenol (Aurières et Alzon) et dans le secteur de Sumène sous un faciès beaucoup plus bioclastique, à entroques, bryozoaires et brachiopodes (« Calcaires à bryozoaires du Gard », Walter et Almeras, 1977).

- Les « **Calcaires oolithiques blancs** » sont totalement absents du secteur sauf à Saint-Beaulize, entre les failles de L'Hospitalet et de La Pezade où ils sont aussi moins épais.

Dans la région du Caylar, entre les failles de La Pezade et de Saint-Michel, on trouve encore les « Calcaires à Zoophycos » et les « Calcaires à chailles » au sein d'une assise d'une vingtaine de mètres maximum alors que dans ce même panneau, au Clapier, ces formations n'existent plus. Les « Calcaires oolithiques blancs » semblent être également représentés à l'est des Rives par un ensemble dolomitique appelé « Dolomies inférieures du Caylar » (Alabouvette *et al.*, 1988). Au sud de la faille de Saint-Michel, cette dernière formation disparaît puisque les « Calcaires à stipites » du Bathonien moyen à supérieur reposent directement sur les « Calcaires à Zoophycos » de l'Aalénien.

- Les « **Calcaires à stipites** » montrent de grandes différences d'épaisseur par rapport à la série observée dans le secteur I et aussi à l'intérieur du secteur II.

On distingue tout d'abord une zone de lacune de ces calcaires : il s'agit de la bordure occidentale du horst de Saint-Bresson, jusqu'à la faille de Saint-Michel (fig. 36), de sa bordure méridionale (région de Gornières) et de sa bordure orientale (Les Avinières) jusqu'à Saint-Hippolyte-du-Fort.

Le maximum d'épaisseur de la formation bathonienne se rencontre à Aurières où les « Calcaires à stipites » totalisent 70 m environ. Ils se réduisent à 40-50m en direction de Saint-Pierre-de-la-Fage et du Cirque du Bout du Monde (fig. 65). Ils ne feraient que 25 m à Saint-Beaulize (Guérangé-Lozes *et al.*, 1991) et atteindraient une vingtaine de m au Clapier où le manque d'affleurement en continu n'autorise pas l'évaluation de l'épaisseur totale de la formation. Le problème est identique à Bédarieux où les « Calcaires à stipites » en tant que tels n'atteignent que 7 à 8 m d'épaisseur, sous un ensemble dolomitique pouvant être rattaché aux « Dolomies II ».

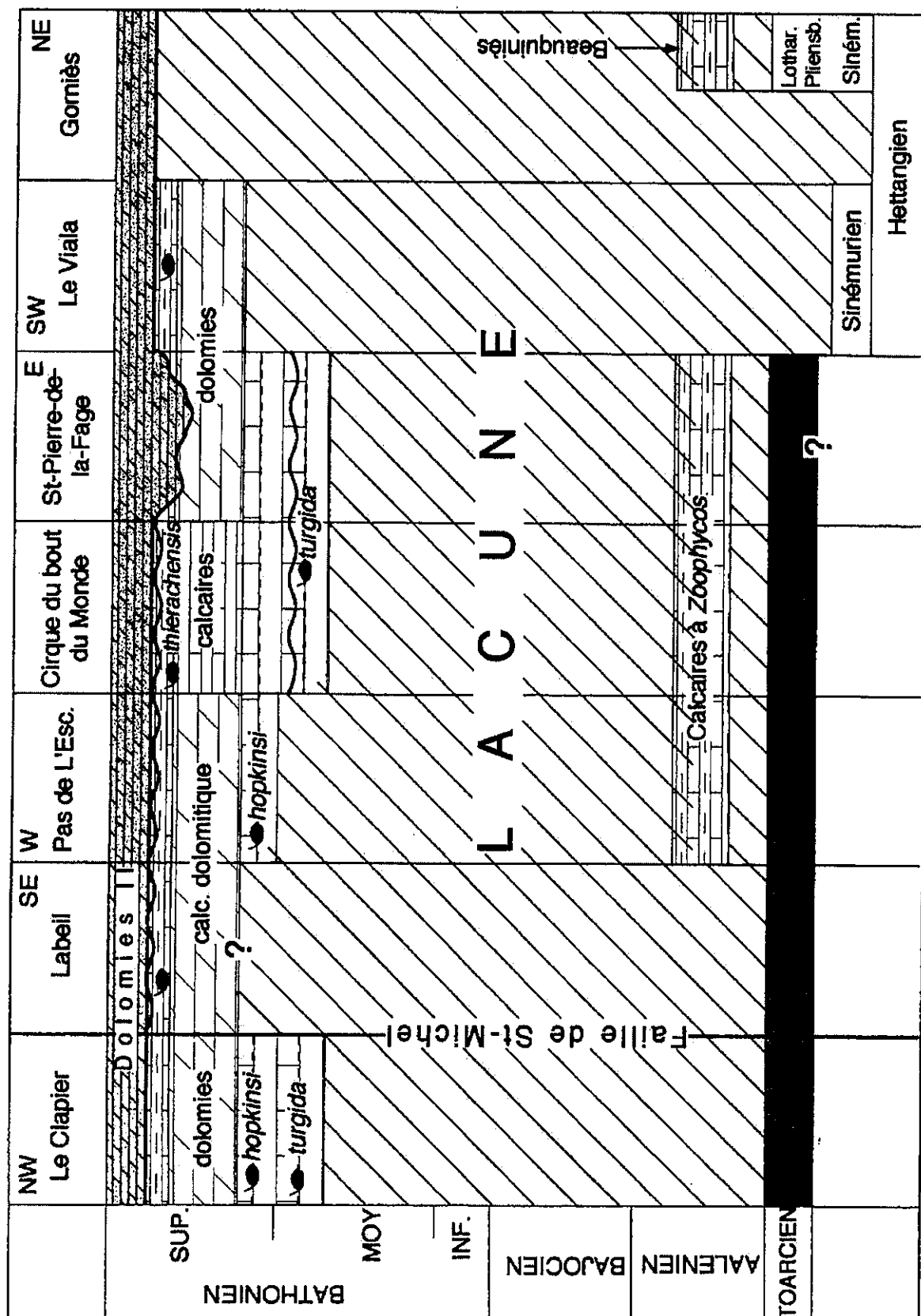


fig. 64 : Corrérelations lithostratigraphiques des formations du Dogger le long d'un transect W-E puis SW-NE situé sur le "Seuil cévenol".

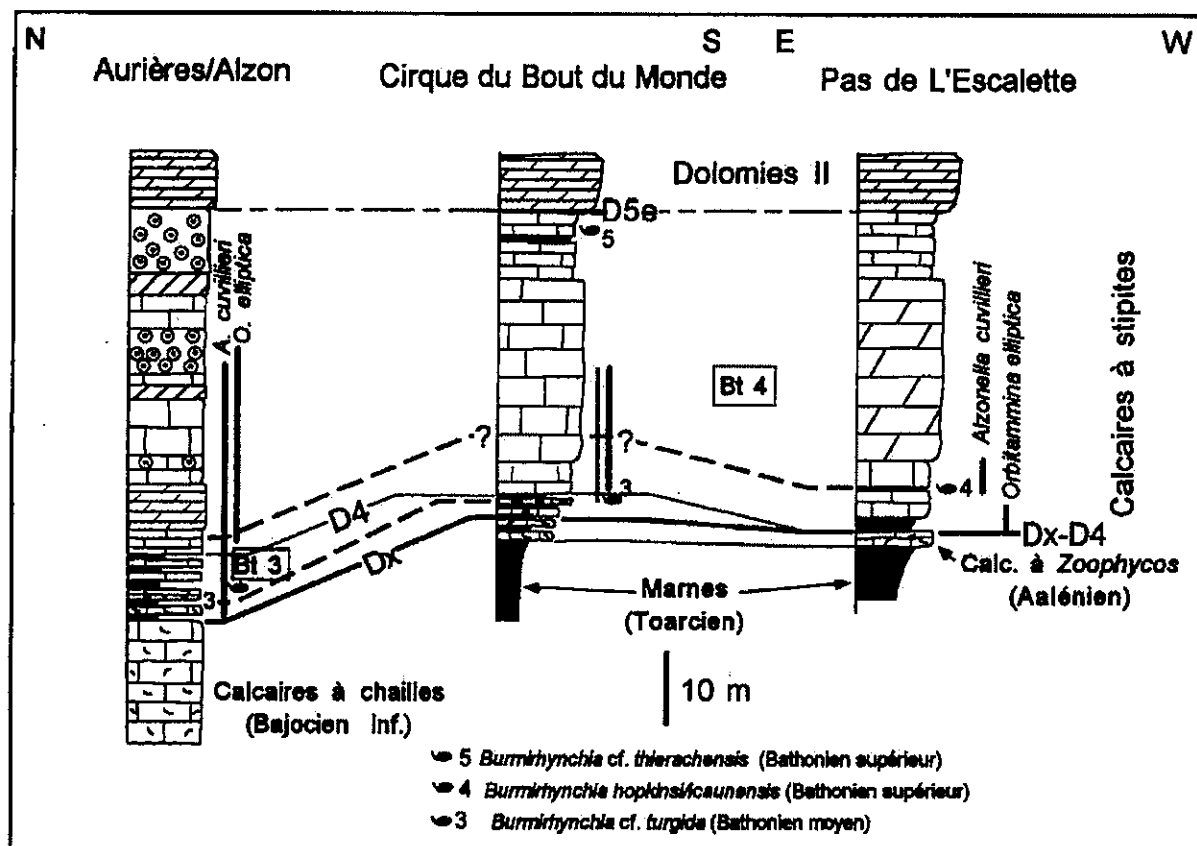


fig. 65 : Corrélation séquentielle du Bathonien le long d'un transect N-S puis E-W à travers le Seuil Cévenol.

Dans ce secteur II, les « Calcaires à stipites » sont constituées, en l'absence des séquences Bt 1 et Bt 2, par les deux dernières séquences de dépôt, notées Bt 3 et Bt 4, datées du sommet du Bathonien moyen et du Bathonien supérieur. Ces séquences reposent sur des substratums variés : « Calcaires oolithiques blancs » du Bajocien supérieur à Saint-Beaulize, « Calcaires à chailles » du Bajocien inférieur à Aurières et Alzon, « Calcaires à *Zoophycos* » de l'Aalénien au Pas de L'Escalette, Cirque du Bout du Monde et Saint-Pierre-de-la-Fage, Marnes noires du Toarcien au Clavier, Labeil et Bédarieux et, dolomies du Sinémurien au Viala.

● La séquence Bt 3, bien que relativement discrète, a été reconnue sur les coupes du Clavier, Aurières, Alzon, Cirque du Bout du Monde et Saint-Pierre-de-la-Fage. Elle est généralement couronnée par une surface d'émersion caractérisée par des paléokarsts ou par une nodulisation et une bréchification (discontinuité D4).

Comme dans le secteur I, Bt 3 est datée du sommet du Bathonien moyen par *Burmihynchia* cf. *turgida*, par l'apparition d'*Alzonella cuvillieri* dans son demi-cycle transgressif et d'*Orbitammina elliptica* dans son demi-cycle régressif.

● La séquence Bt 4 est beaucoup plus épaisse que Bt 3 et n'inclut presque plus d'intervalles argileux et ligniteux. On peut distinguer 3 parties à l'intérieur de cette séquence sur la bordure méridionale du Causse du Larzac. La première débute généralement par un

niveau argileux à *Alzonella cuvillieri* et/ou *Orbitammina elliptica* et se poursuit par des calcaires micritiques ou graveleux incluant un niveau de Brachiopodes à *Burmishynchia hopkinsi/icaunensis* au Pas de L'Escalette et au Clapier (fig. 66). Au-dessus, la deuxième partie est beaucoup plus massive et constituée de calcaires micritiques et graveleux (Cirque du Bout du Monde), de calcaires dolomitiques (Pas de L'Escalette) ou de dolomies grenues (Saint-Pierre-de-la-Fage) (formation calcaréo-dolomitique ; fig. 66). Cette assise a été confondue avec les « Calcaires oolithiques blancs » du Bajocien supérieur par certains auteurs mais son appartenance au Bathonien supérieur semble acquise grâce aux brachiopodes qui l'encadrent et aux foraminifères benthiques qu'elle contient. La dernière partie, située sous la falaise des « Dolomies II », montre à nouveau des niveaux argileux, des calcaires micritiques à *bird's eyes* et des biomicrites à ostracodes et charophytes couronnés par de nombreuses discontinuités d'origine karstique (discontinuités D5a à D5e : Cirque du Bout du Monde). Le dernier niveau de brachiopodes, *Burmishynchia cf. thierachensis*, est localisé entre les deux discontinuités D5c et D5d.

La séquence Bt 4 est donc datée du Bathonien supérieur par *B. hopkinsi/icaunensis* et *B. cf. thierachensis* (Garcia *et al.*, 1996) et par l'association *Alzonella cuvillieri-Orbitammina elliptica* (Bassoullet in Groupe français d'étude du Jurassique, 1997).

Les structures karstiques notées au sommet de cette séquence sur la bordure méridionale du Causse du Larzac indiquent la baisse de la création de l'espace disponible et donc de l'accommodation. Celle-ci est accentuée par la tectonique extensive anté-Dolomies II puisque les failles normales observées à ce niveau ne se poursuivent pas dans les « Dolomies II ».

Par rapport à la série du Graben, on note la disparition des séquences Bt 1 et Bt 2 (fig. 67) en raison d'une subsidence paléogéographiquement limitée au Graben et de nombreuses lacunes des formations anté-bathonniennes dues à la probable émergence du Seuil (discontinuité Dx : amalgame de D1, D2 et D3).

Les « Dolomies II », quant à elles, sont présentes dans tout le secteur et reflètent le maximum d'uniformité et de régularité des conditions de plate-forme carbonatée recouvrant l'ensemble de la région. Elles traduisent également le ralentissement voire l'arrêt des conditions tectoniques instables qui permet l'uniformisation de la subsidence, déjà amorcée lors du dépôt de Bt 3 et Bt 4, à la fois dans le Graben des Grands Causses et sur le Seuil Cévenol (fig. 67).

Sur le Seuil et plus particulièrement sur le Dôme de Gornières, une régression marine est traduite par les karstifications reconnues au sommet des « Dolomies II » (discontinuité D6), régression sans doute accentuée par un soulèvement tectonique du secteur. Cette régression provoquerait également la dolomitisation des calcaires du Bathonien terminal dans toute la région ainsi que les lacunes des dépôts du Callovien et de l'Oxfordien inférieur. Les « Dolomies II » sont en effet recouvertes en général par les marno-calcaires de l'Oxfordien moyen, exception faite de quelques « flaques » à ammonites du Callovien moyen (Florac) et supérieur et de l'Oxfordien inférieur (Meyrueis, gorges de la Jonte ; Marchand *et al.*, 1983 ; Peybernès, 1990). Il subsiste donc d'importantes lacunes entre le Bathonien supérieur et l'Oxfordien moyen qui disparaissent sur la bordure sous-cévenole entre Ganges et Saint-Hippolyte-du-Fort (Casson, 1994) et dans le Bassin du Sud-Est où les dépôts paraissent plus continus.

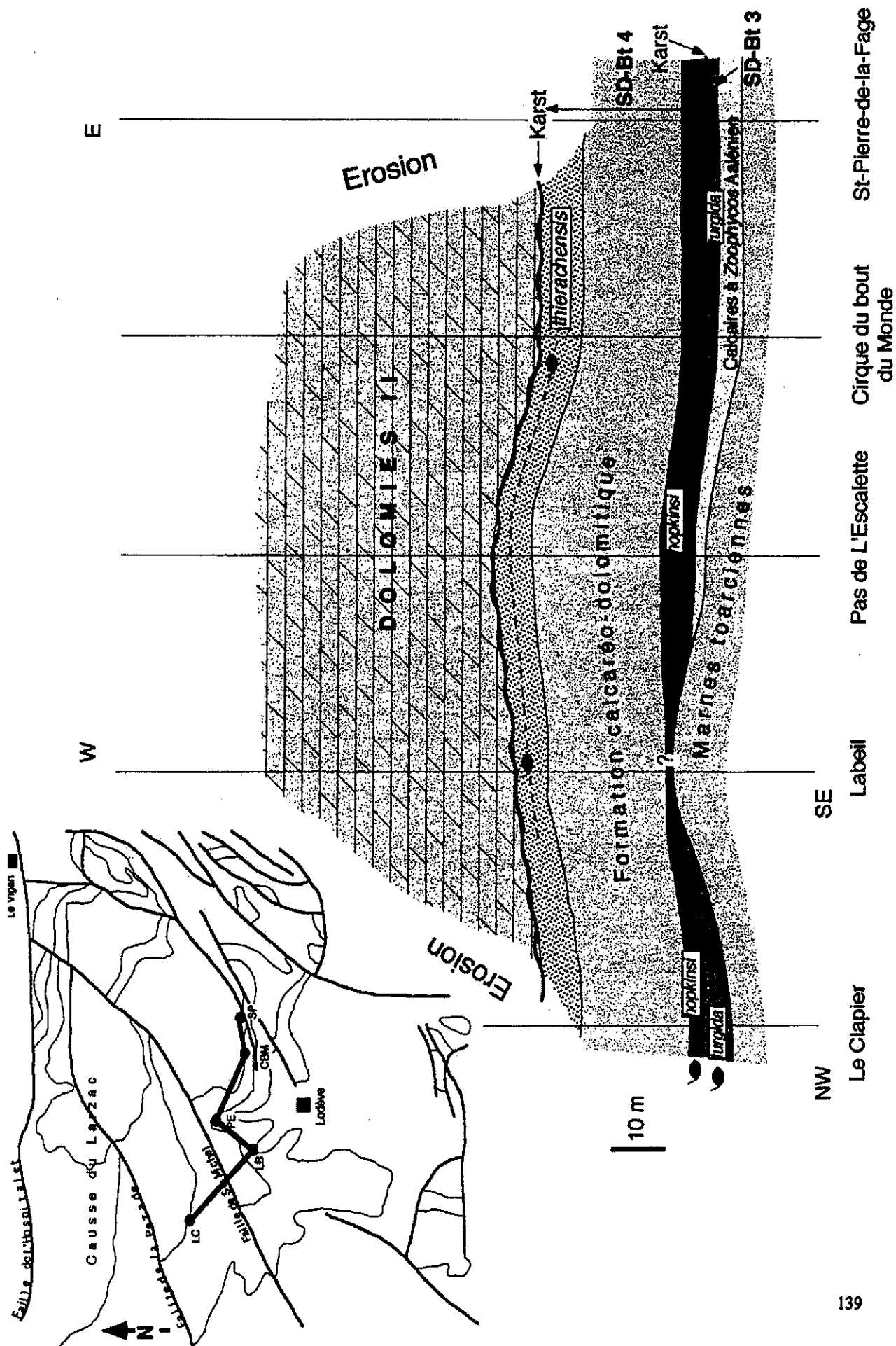


fig. 66 : Corrélations stratigraphiques des formations post-toarciennes entre Le Clapier et Saint-Pierre-de-la-Fage (Seuil Cévenol).

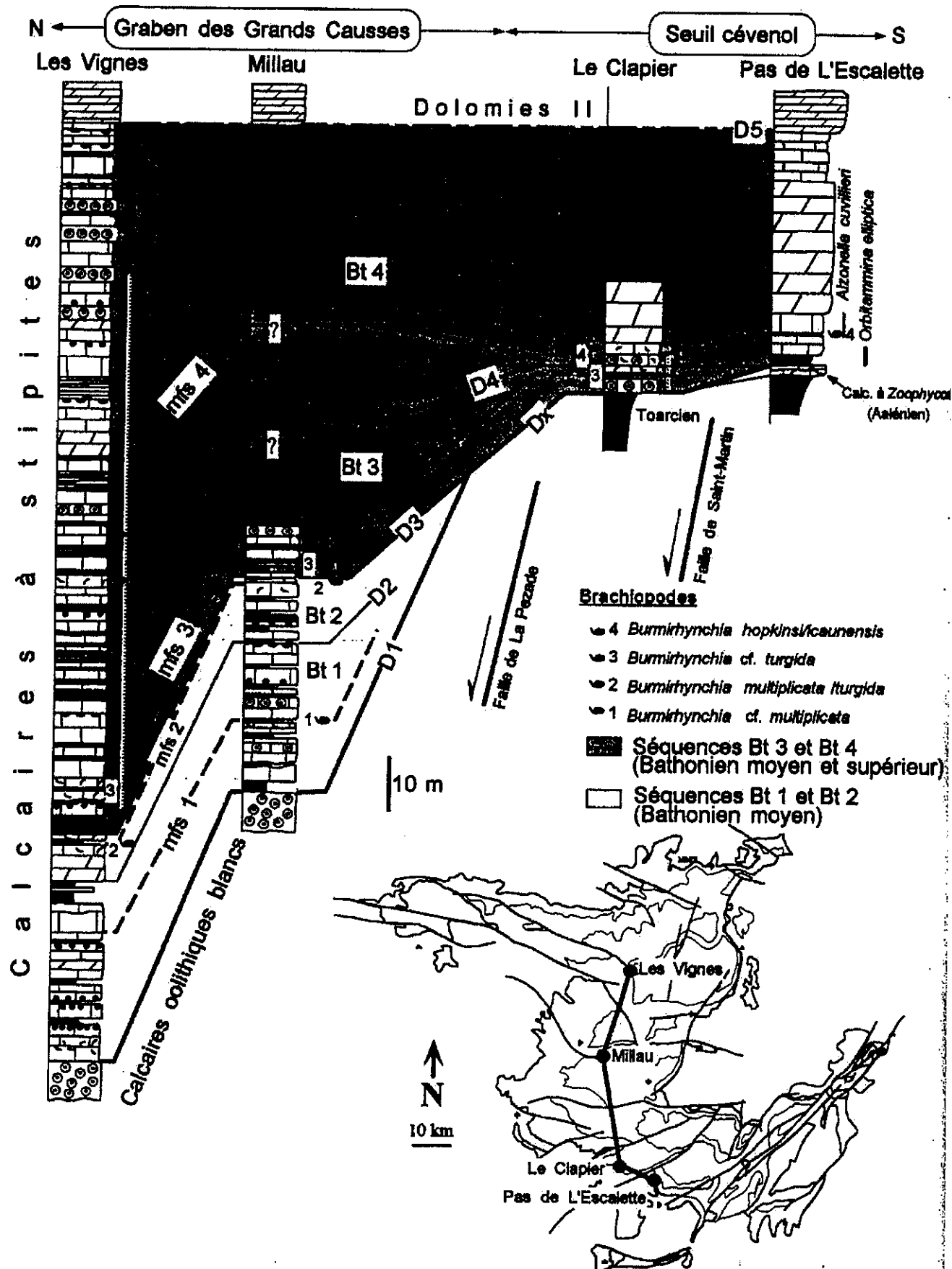


fig. 67 : Corrélation séquentielle du Bathonien le long d'un transect N-S entre le "Graben" des Grands Causses et le Seuil Cévenol.

III.3 - Secteur III : Le Bas-Languedoc

Ce troisième et dernier secteur est situé au SE du Seuil cévenol et dénommé le Bas-Languedoc (fig. 17). On entend habituellement par Bas-Languedoc la bordure sédimentaire méso-cénozoïque au S-SE du Massif Central, entre les vallées de l'Aude et du Rhône. La zone étudiée est plus restreinte et s'étend entre les vallées du Gard et de l'Hérault ; elle peut être subdivisée en trois régions : la région de la garrigue montpelliéraine, la région nîmoise et la bordure sous-cévenole.

Les données exposées dans ce chapitre sont tirées en grande partie d'anciens documents réinterprétés en raison de la mauvaise qualité des rares affleurements et de la dolomitisation de la série bathonienne. Les principales informations concernant la stratigraphie, la lithologie et l'épaisseur des formations ont été obtenues grâce à d'anciens sondages ayant traversés le Jurassique moyen.

En l'absence de datations nouvelles dans cette région, je reprendrai les attributions stratigraphiques fournies par les anciens auteurs.

III.3.1 - Coupes

• Coupe de la Baume

Cette coupe est située 5 km au SW de Causse-de-la-Selle (feuille du Caylar à 1/50000), sur la bordure méridionale du Seuil Cévenol (fig. 68). Analysée par Bernier (1967), elle offre une succession lithologique morcelée mais atteignant presque 300 m d'épaisseur où alternent calcaires et dolomies.

Le Bathonien débute, au-dessus des calcaires de l'Aalénien-Bajocien, par des calcaires sublithographiques à chailles dispersées ou lits siliceux intercalés qui alternent avec des calcaires graveleux à petits polypiers. Cette première unité (150 m) se termine par 65 m de dolomies (fig. 69).

Au-dessus, l'unité centrale (100 m) est composée de calcaires graveleux qui alternent avec des calcaires sublithographiques où les chailles persistent. « *Meyendorffina bathonica* » apparaît dans la partie supérieure de cette unité (fig. 70). Celle-ci se termine par des calcaires bruns oolithico-graveleux pouvant être localement dolomités.

La dernière unité (40 m) se compose de calcaires bruns oolithico-graveleux, riches foraminifères benthiques dont « *Meyendorffina bathonica* », alternant avec des dolomies (fig. 71).

La série se termine par des calcaires beige à agrégats de calcite d'âge « Séquanien » reposant en discordance sur la dolomie du sommet du Bathonien.

Comparativement à la série des Grands Causses, on note déjà une épaisseur beaucoup plus importante pour le Bathonien qui semble regrouper ici les « Calcaires à stipites » et les « Dolomies II ». Dès la base, les faciès traduisent des environnements marins de shoreface inférieur à supérieur. Concernant les datations, seule « *Meyendorffina bathonica* » (= *Orbitammina elliptica*) permet de caractériser le Bathonien supérieur dès le sommet de l'unité II.

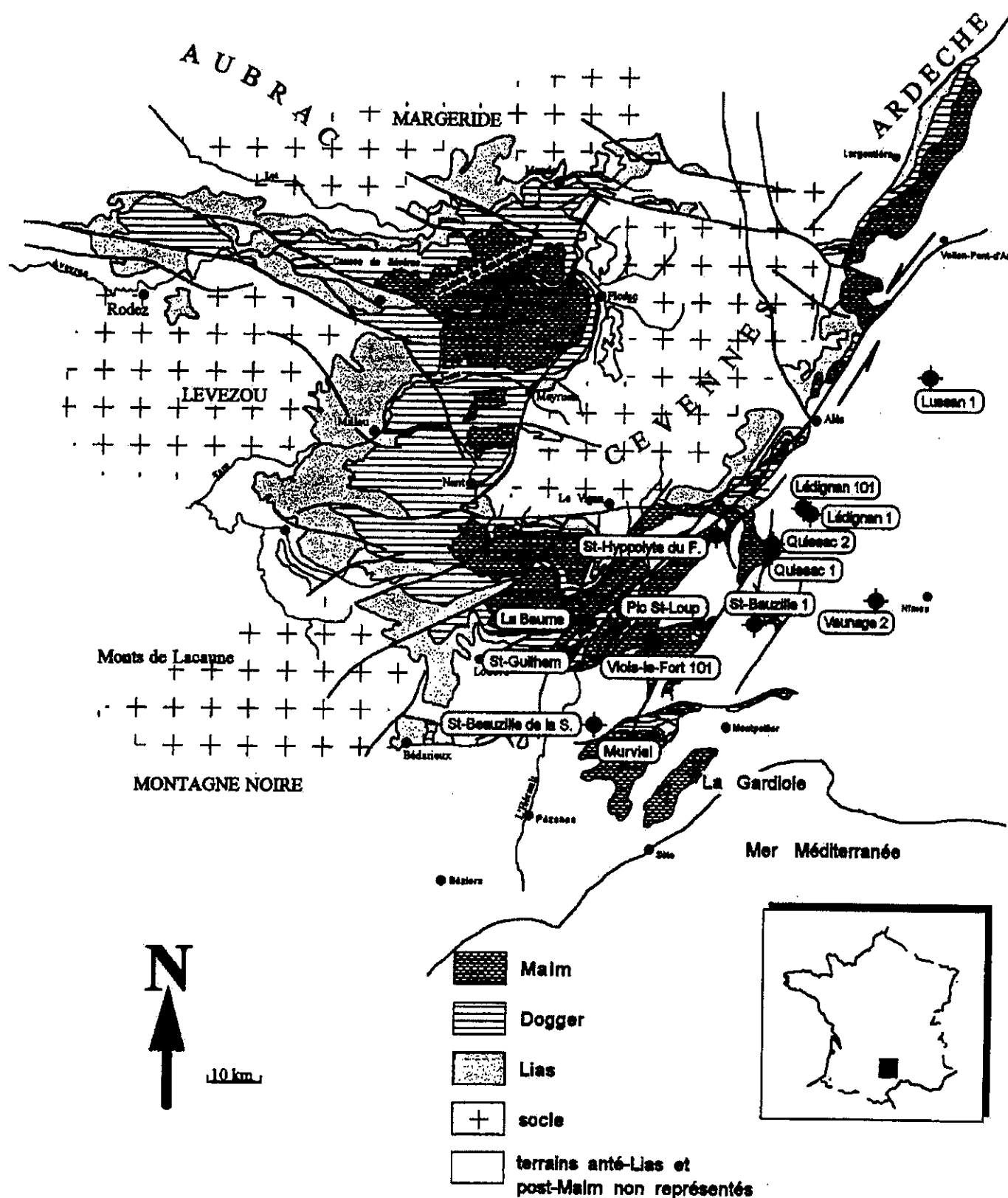


fig. 68 : Localisation des sondages et des coupes levées dans le secteur III, le Bas-Languedoc.

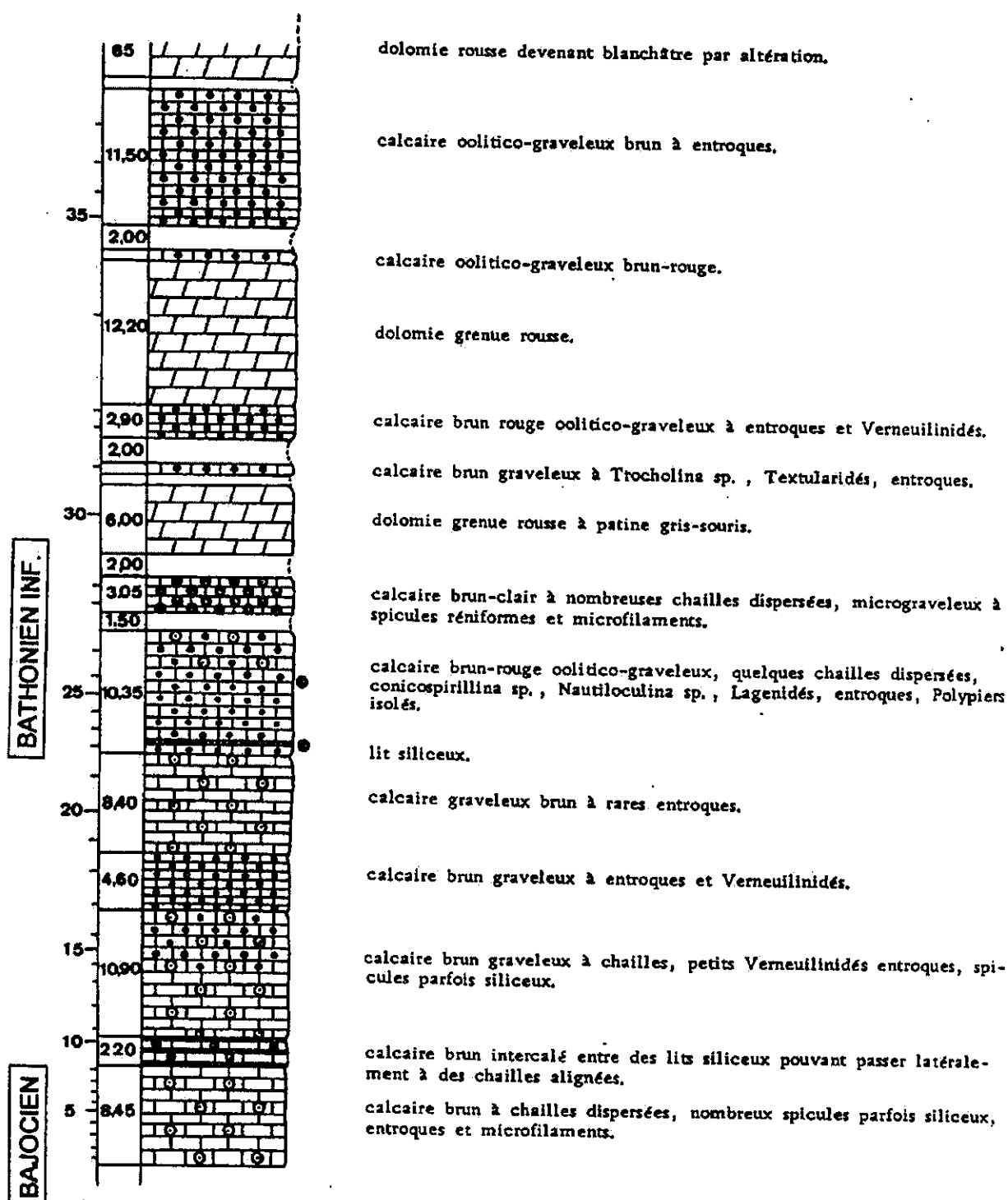


fig. 69 : coupe de La Baume, unité I (d'après Bernier in Bernier et al., 1970)

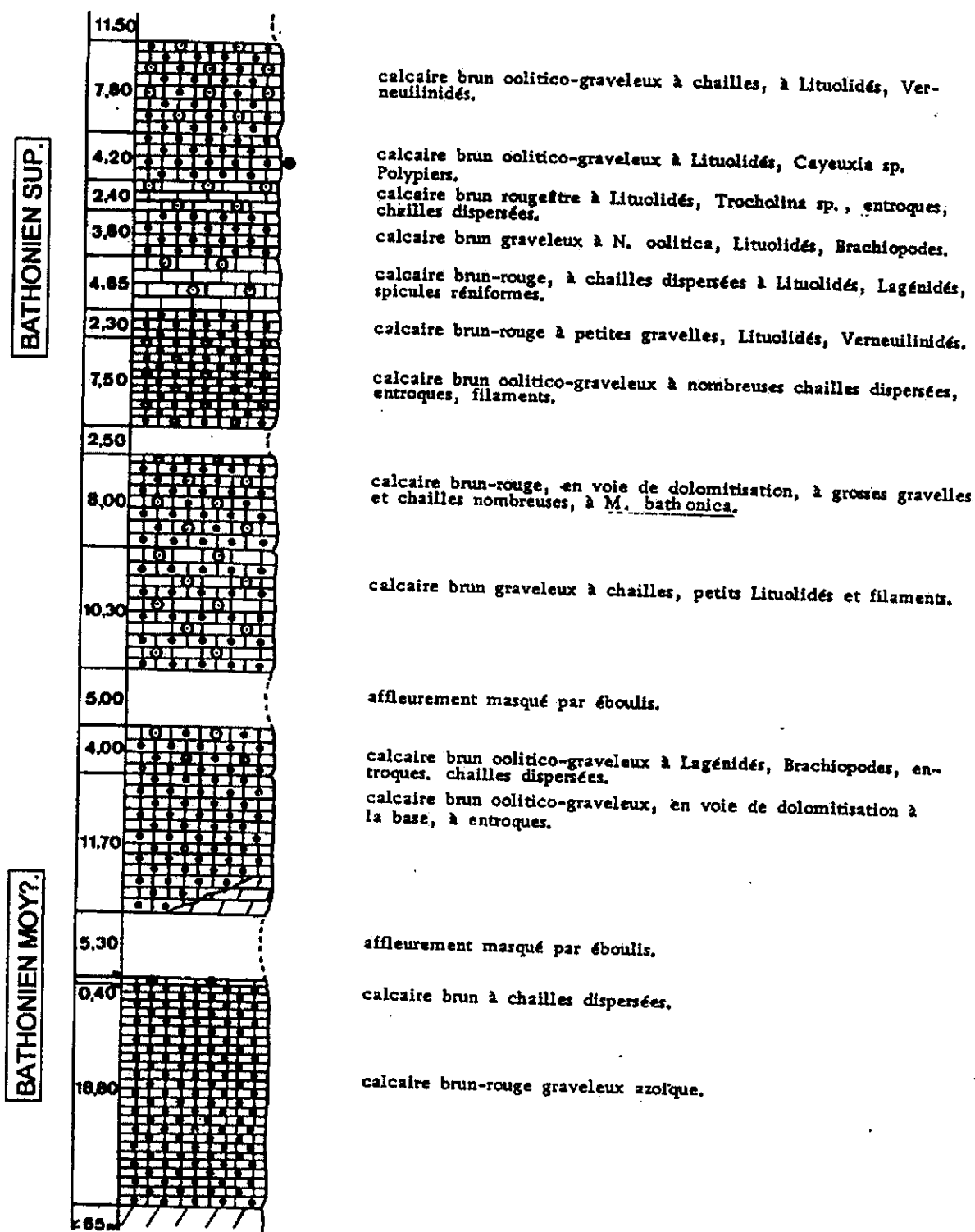


fig. 70 : coupe de La Baume, unité II (d'après Bernier in Bernier et al., 1970)

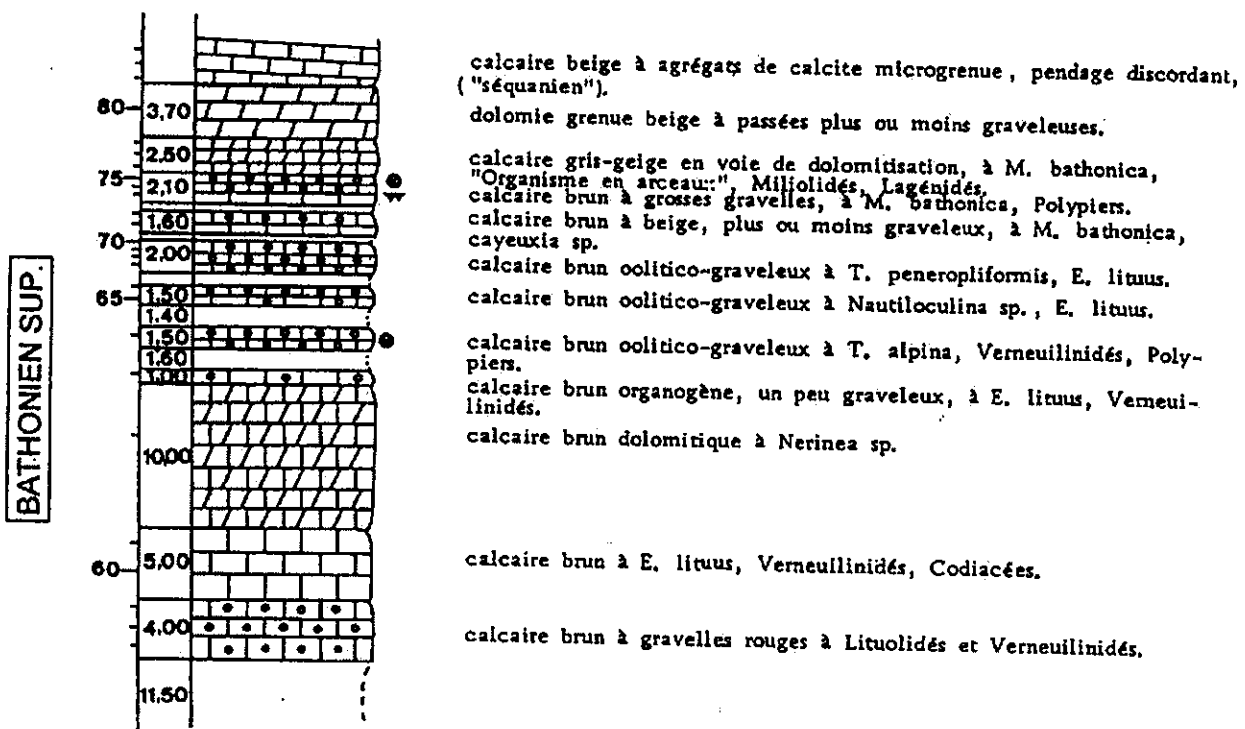


fig. 71 : coupe de La Baume, unité III (d'après Bernier in Bernier et al., 1970)

• Coupe de Saint-Guilhem-le-Désert

Cet affleurement est situé à l'ouest de Saint-Guilhem-le-Désert dans le Cirque de l'Infernet où le Verdus, affluent de l'Hérault, prend sa source (feuille de Lodève à 1/50000). Gottis (1957) décrit la succession suivante pour le Jurassique moyen : a) une centaine de mètres de calcaires siliceux à chailles, alternant avec des marno-calcaires feuilletés correspondant à l'Aalénien ; b) une centaine de mètres de marno-calcaires et de calcaires beige à petites chailles se terminant par une unité massive de calcaires graveleux et oolithiques attribuée au Bajocien ; c) au moins 150 m de calcaires graveleux, de calcaires dolomitiques et de dolomies cristallines, rapportés au Bathonien.

Comparativement aux Grands Causses, la première unité correspondrait aux « Calcaires à Zoophycos » de l'Aalénien, le deuxième à l'ensemble « Calcaires à chailles » - « Calcaires oolithiques blancs » du Bajocien et la troisième, aux « Calcaires à stipites » - « Dolomies II ».

• Coupe de Murviel-lès-Montpellier

Cette coupe discontinue se situe à proximité de Murviel-lès-Montpellier le long de la RD 27 (feuille de Montpellier à 1/50000) qui relie Pignan à la RN 109 (fig. 68). La région de Murviel, considérée autrefois comme une structure anticlinale relativement simple appelée « pli de Montpellier » est en réalité une écaille décollée au niveau du Trias qui s'est avancée d'au moins 5 km vers le nord (Gèze, 1979 ; fig. 72).

La coupe relevée fait apparaître des calcaires siliceux à chailles et des calcaires bioclastiques et graveleux rapportés au Bajocien qui surmontent des marno-calcaires à *Zoophycos* de l'Aalénien supérieur (fig. 73). Les quelques mètres d'affleurement de Bathonien correspondent à des calcaires bioclastiques, graveleux ou sublithographiques siliceux à chailles. Le microfaciès est le plus souvent une biopelmicrite *packstone* à spicules de spongiaires, microfilaments, entroques et grains de quartz. La formation bathonienne totaliserait 200 m d'épaisseur (Goguel *et al.*, 1961).

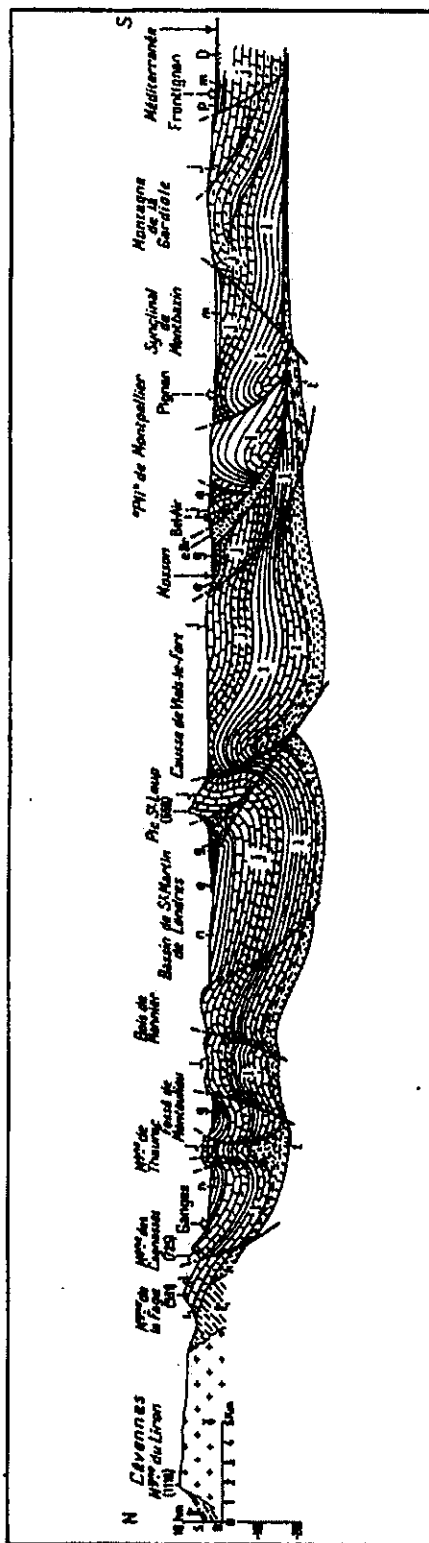


fig. 72 : Coupe à travers la région montpelliéraine montrant la structure du "pli de Montpellier" et celle du Pic Saint-Loup (d'après Gèze, 1979)

147

• Coupe du Pic Saint-Loup (Combe de Mortiers)

La coupe du Pic Saint-Loup (feuille de Saint-Martin-de-Londres à 1/50000) est située sur le flanc sud de l'anticlinal faisant apparaître le Lias au coeur de la combe de Mortiers (fig. 74 et 75). C'est la coupe du ruisseau d'Yorgues décrite par Roman et Genevoux (1912) et par Gottis (1957) qui se trouve le long de la RD 113 en direction de Saint-Jean-de-Cuculles.

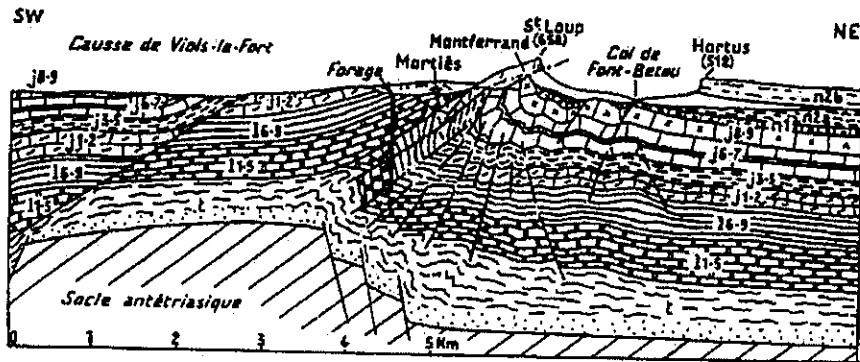


fig. 74 : Coupe à travers le Pic Saint-Loup (in Gèze, 1979; d'après l'interprétation structurale de Gottis, 1957).

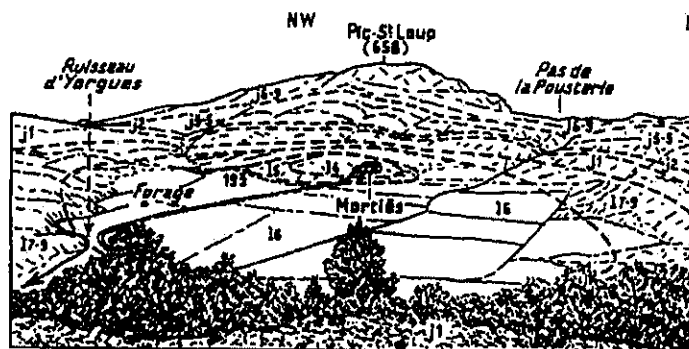


fig. 75 : Le Pic Saint-Loup et la combe de Mortiers vus du sud-est (in Gèze, 1979).

Le Bajocien supérieur serait représenté par un niveau à ammonites dont, entre autres, *Parkinsonia parkinsoni* venant au-dessus de calcaires siliceux à chailles.

Gottis (1957) donne pour le Bathonien la succession suivante : a) 30 m de calcaires marneux et marno-calcaires feuilletés ; b) 15 m de calcaires graveleux en gros bancs puis des calcaires bioclastiques à gastéropodes, brachiopodes, lamellibranches et échinodermes ; c) 5 à 6 m de calcaires siliceux à chailles et de calcaires bioclastiques à rhynchonelles, échinodermes, spongiaires et algues vertes ; d) 25 à 30 m de dolomies épigénisant partiellement des calcaires graveleux à polypiers, bryozoaires et chailles clairsemées ; e) 50 m de calcaires à chailles dolomitisés en partie et 50 m de calcaires en grosses dalles avec des lentilles dolomitiques. Latéralement, la partie médiane de la dernière unité inclut une quinzaine de mètres de calcaires marneux noirs suivis par 4 à 5 m de calcaires massifs graveleux et oolithiques. La surface supérieure du dernier banc est corrodée et précède une formation marneuse probablement callovienne.

Sur une coupe située à l'ouest du ruisseau d'Yorgues, le Bathonien est beaucoup plus réduit en épaisseur et apparaît dolomitisé dans presque toute sa masse. On observe une lacune de l'unité calcaréo-marneuse inférieure et la superposition directe sur les calcaires à chailles du Bajocien.

La coupe que j'ai relevé dans le secteur (fig. 76) présente, au-dessus de calcaires à chailles (4 m), 25 m de calcaires à dominante oolithique alternant avec des calcaires micritiques microlaminés ou des calcaires micritiques à spicules. La partie supérieure de la coupe fait apparaître des dolomies noires et des calcaires oolithiques dolomitisés.

III.3.2 - Sondages (d'après les données du BRGM)

• Saint-Hippolyte-du-Fort

Le sondage de Saint-Hippolyte-du-Fort est situé au sud de la bordure sous-cévenole (fig. 68), 5 km au SW de Saint-Hippolyte-du-Fort (feuille du Vigan à 1/50000).

Le Dogger traversé totalise 419 m et surmonte les marnes noires silteuses et micacées du Toarcien (fig. 77).

L'Aalénien correspond à 75 m d'une alternance de marnes et de calcaires argileux à spicules.

Le Bajocien (102 m), beaucoup plus carbonaté, est représenté par des calcaires argileux gris foncé, à spicules, admettant quelques lits de marnes. Des traces de chailles ont été repérées.

Le Bathonien (244 m) montre son faciès typique de dolomies saccharoïdes compactes avec, à la base, quelques passées marneuses et des bancs calcaires. Au sommet, on observe quelques mètres de calcaires argileux puis de calcaires bioclastiques encroûtés par des oxydes de fer.

Le Bathonien est directement recouvert par l'Oxfordien probable constitué de calcaires argileux et sublithographiques.

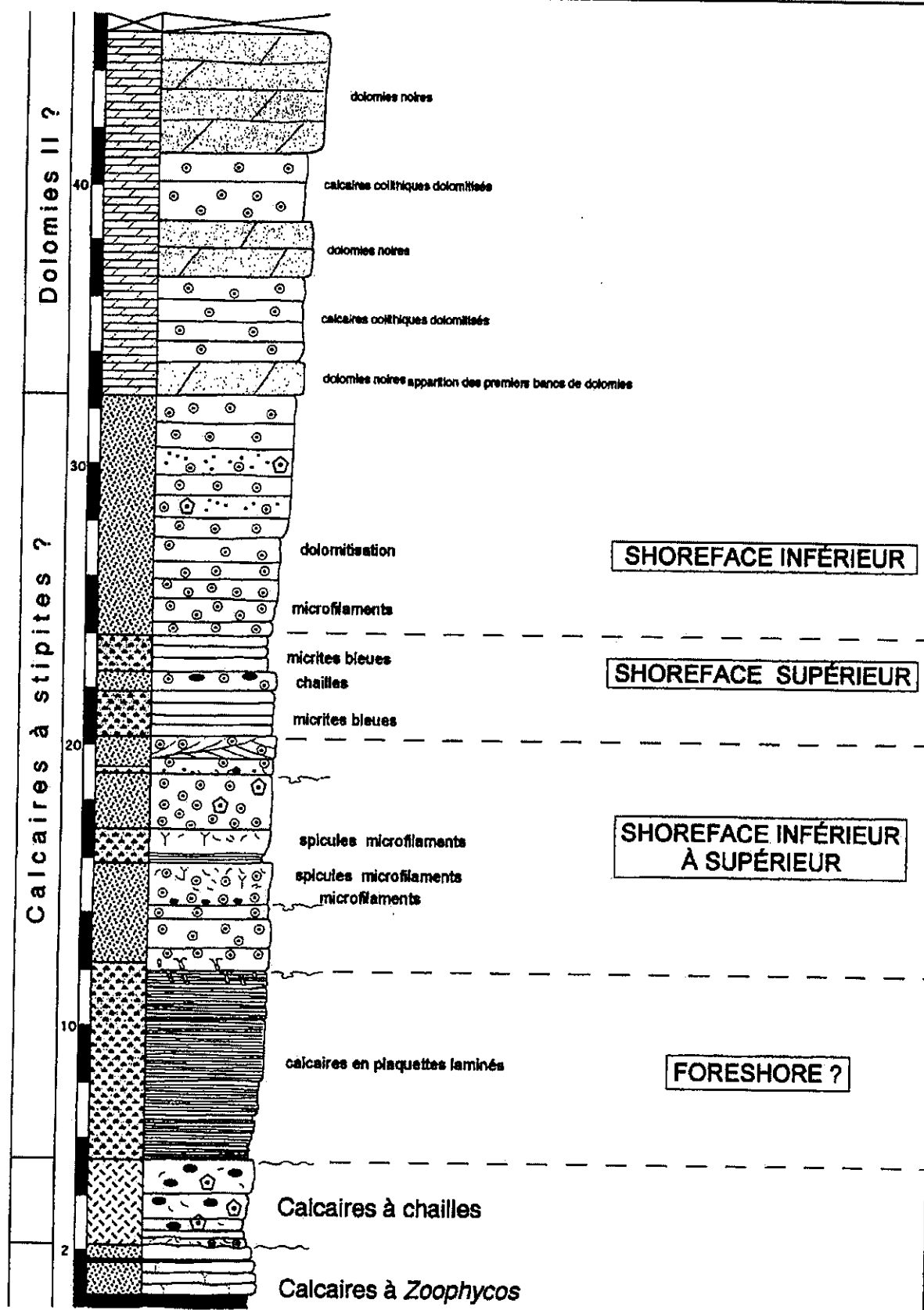


fig. 76 : Coupe du Pic Saint-Loup, lithologie et environnements de dépôt (aucun élément de datation n'a été trouvé sur cette coupe).

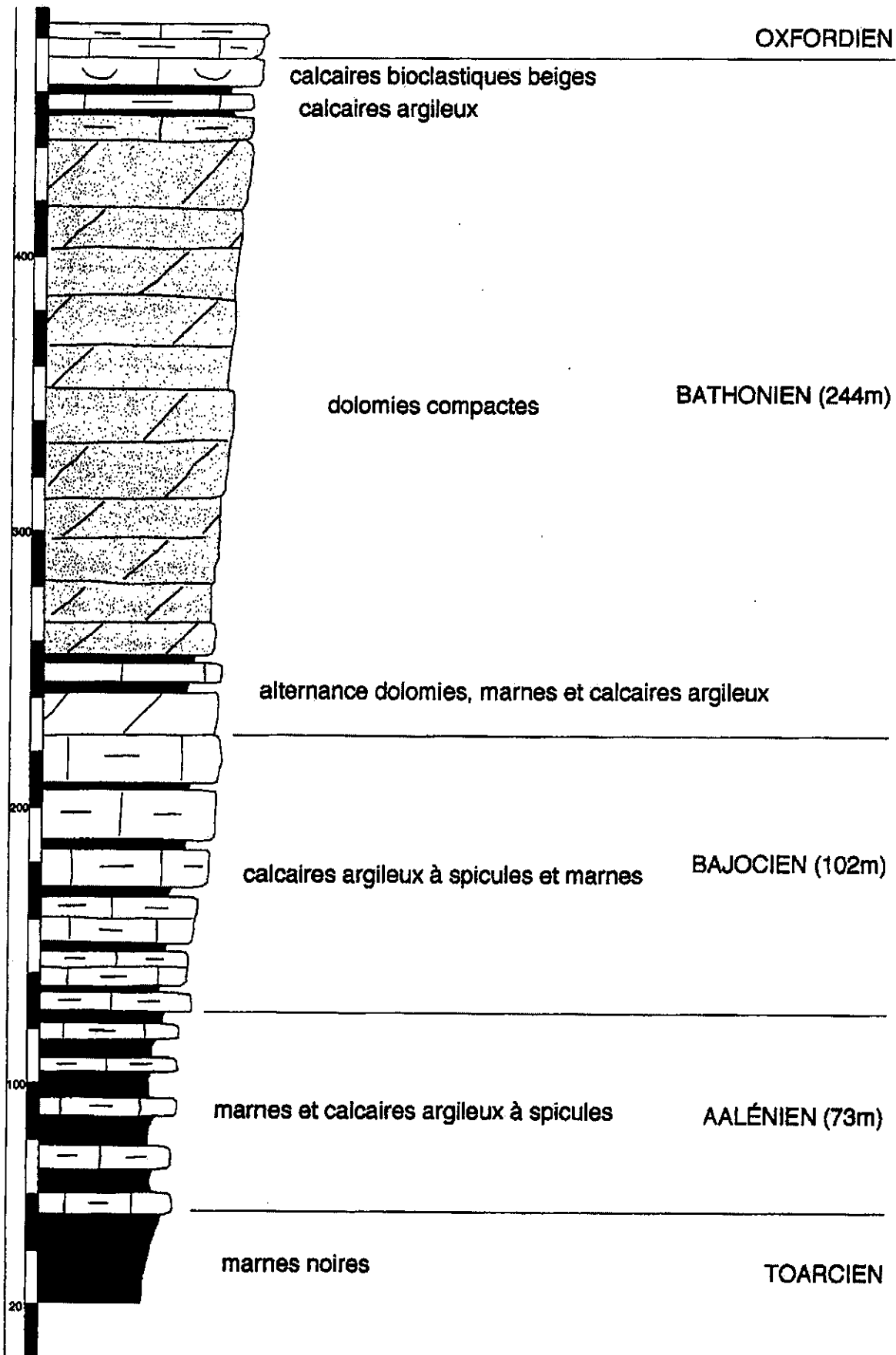


fig. 77 : Sondage de Saint-Hippolyte-du-Fort, lithologie et attributions stratigraphiques (d'après les données du BRGM).

• Saint-Beauzille-de-la-Sylve

Ce sondage est situé à une dizaine de km à l'ouest de Murviel-lès-Montpellier (fig. 68) dans la région de la garrigue montpelliéraine (feuille de Montpellier à 1/50000).

Le Bajocien atteint plus de 300 m d'épaisseur et comporte des calcaires oolithiques, des calcaires à entroques plus ou moins siliceux et des calcaires graveleux parfois dolomitisés à entroques, spicules et radioles. Il est également caractérisé par la présence de chailles.

Le Bathonien présente une épaisse série de dolomies cristallines vacuolaires (259 m) admettant quelques intercalations de calcaires oolithiques à « *Meyendorffina bathonica* ».

• Viols-le-Fort 101

Ce sondage est situé 5 km au sud-ouest de Saint-Martin-de-Londres (fig. 68) (feuille de Saint-Martin-de-Londres à 1/50000).

En l'absence d'arguments biostratigraphiques, les attributions stratigraphiques des différentes unités traversées restent incertaines. Toutefois, il a été reconnu 450 m de dolomies rapportées au Bathonien et 120 m de calcaires divers à bryozoaires au Bajocien. Le Bathonien serait surmonté par des calcaires dolomitiques calloviens.

• Saint-Bauzille 1

Ce quatrième sondage est implanté à une dizaine de km à l'est du Pic Saint-Loup (fig. 68) (feuille de Saint-Martin-de-Londres à 1/50000).

La série relevée est la suivante (fig. 78) : 125 m de marnes noires feuilletées finement micacées avec des passées argileuses (Toarcien-Aalénien) ; 95 m comprenant une alternance calcaires-marnes, des marnes noires et des calcaires à chailles (Bajocien) ; 45 m de marnes argileuses micacées avec quelques niveaux siliceux (Bathonien inférieur) ; 78 m, surmontant des marno-calcaires noirs, de calcaires gris beige oolithiques et graveleux (Bathonien moyen) ; 60 m d'une alternance de marno-calcaires noirs et de marnes noires (Bathonien supérieur) ; 91 m d'une alternance de marno-calcaires et de marnes noires à ammonites dont *Macrocephalites* sp., *Grossouvreia* sp. et *Parapathoceras* sp.

• Quissac 1 et 2

Les deux sondages de Quissac sont situés à une dizaine de kilomètres à l'est de Saint-Hippolyte-du-Fort (fig. 68) (feuille de Sommières à 1/50000).

Dans **Quissac 1** (coordonnées Lambert : X=731,561 ; Y=179,755), au-dessus des marnes noires finement micacées du Toarcien, on trouve un Aalénien épais de 140 m et de plus en plus carbonaté vers le haut (fig. 79). Il débute par des marnes noires légèrement gréseuses et se poursuit par des marno-calcaires à microfilaments puis par des calcaires marneux et gréseux riches en spicules de spongiaires.

Le Bajocien atteint 130 m d'épaisseur avec des calcaires marneux, gréseux et micacés à spicules.

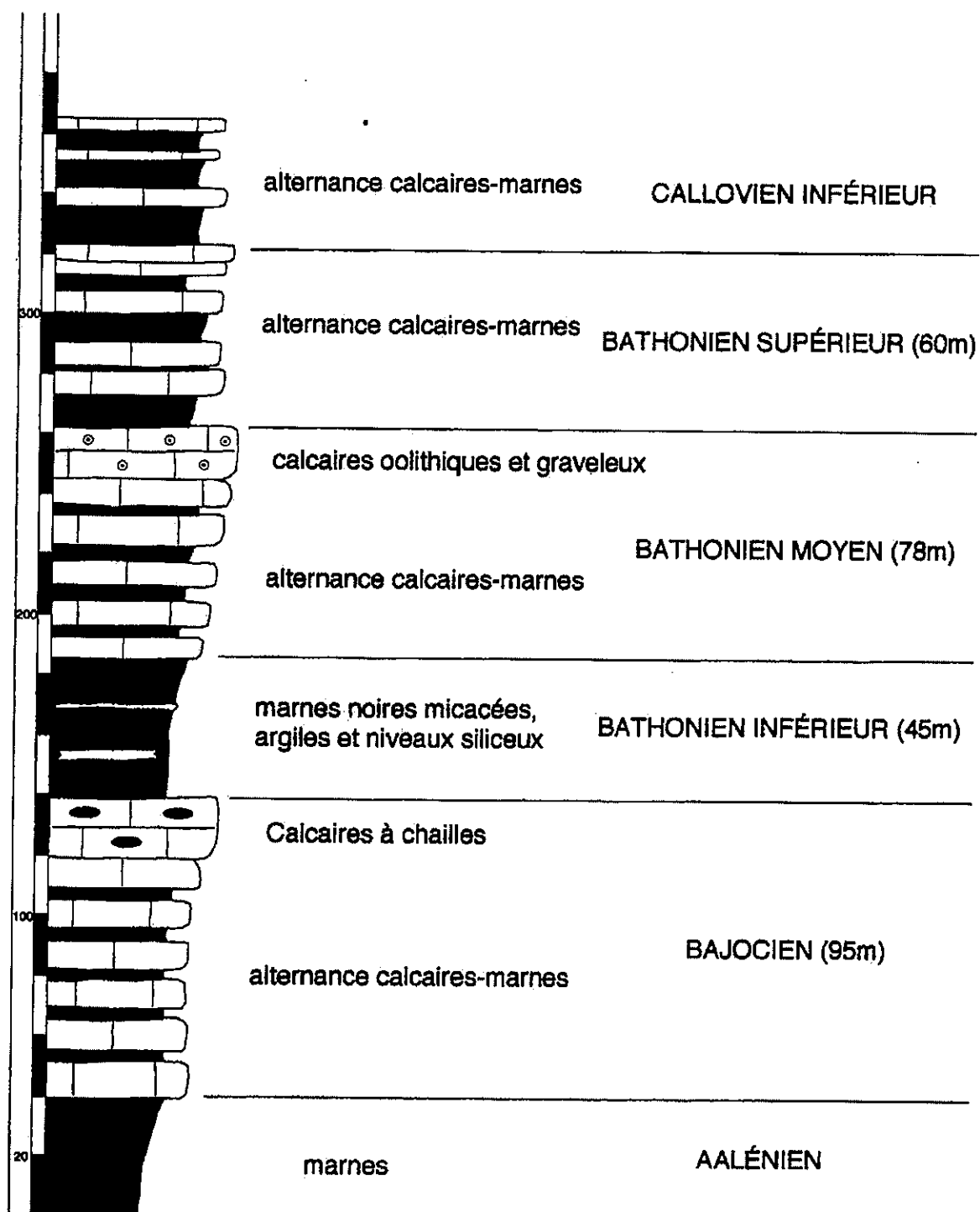


fig. 78 : Sondage de Saint-Bauzille, lithologie et attributions stratigraphiques (d'après les données du BRGM).

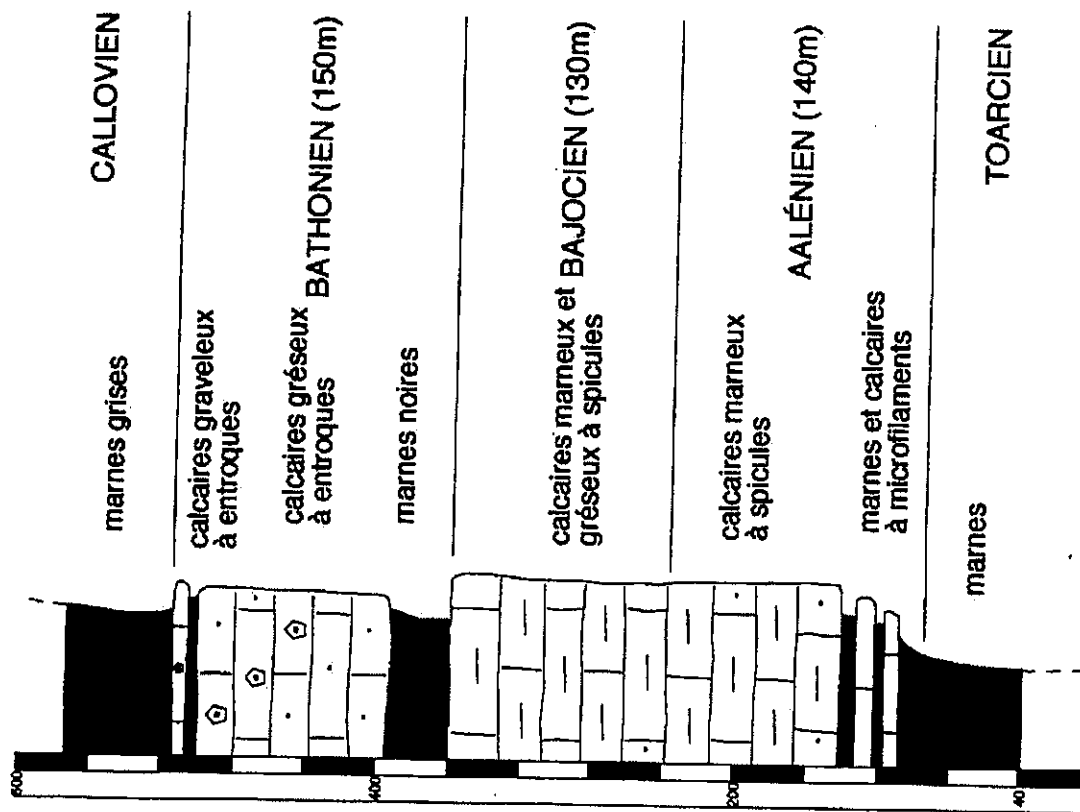


fig. 79 : Sondage de Quissac 1, lithologie et attributions stratigraphiques (d'après les données du BRGM).

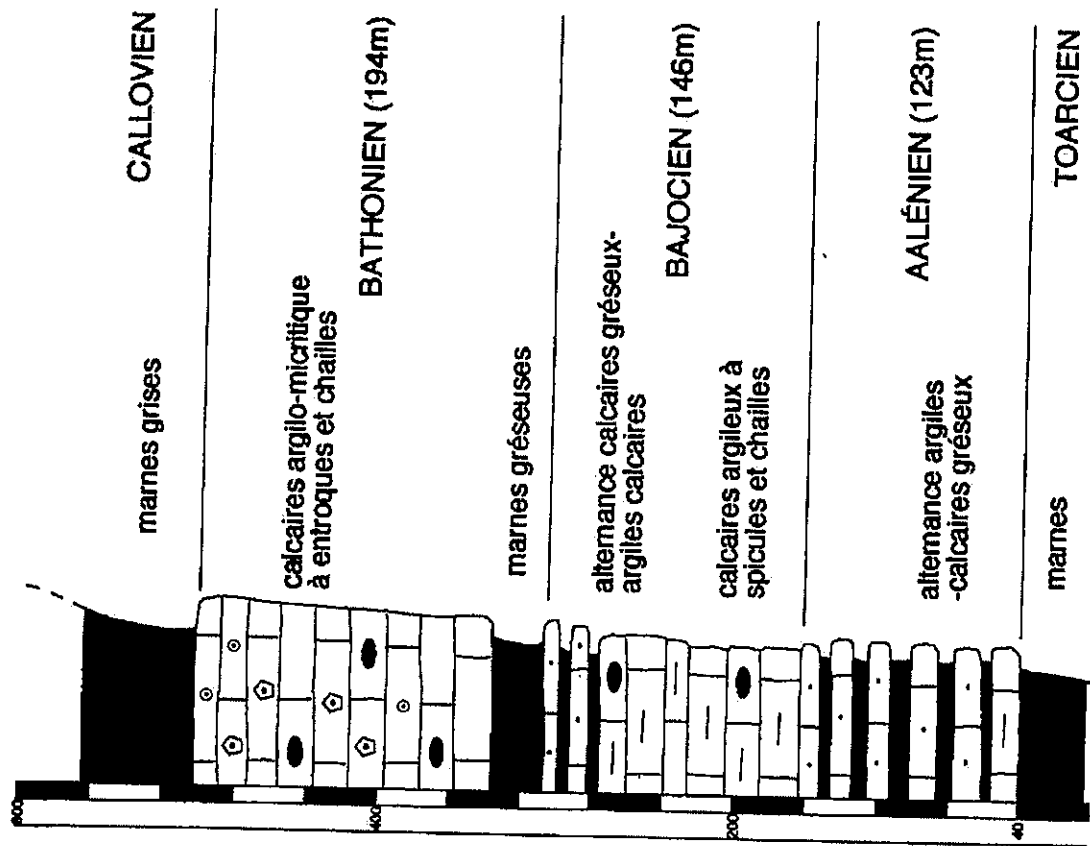


fig. 80 : Sondage de Quissac 2, lithologie et attributions stratigraphiques (d'après les données du BRGM).

La limite avec le Bathonien paraît nette puisque ce dernier étage débute par 30 m de marnes noires. Il se compose ensuite de calcaires gréseux, graveleux à entroques légèrement glauconieux (110 m) puis de calcaires graveleux à entroques avec quelques niveaux marno-gréseux (10 m). Le Bathonien correspond à des dépôts de 150 m d'épaisseur, couronnés par des marnes gris foncé du Callovien.

Dans **Quissac 2** (X=731,047 ; Y=179,865), le Toarcien est toujours représenté par des marnes gris foncé (fig. 80).

L'Aalénien totalise 123 m d'argiles calcaires silteux avec de rares intercalations de calcaires gréseux et d'une alternance d'argiles calcaires silteuses à gréseuses, de calcaires gréseux et de calcaires silico-argilomicritiques.

Le Bajocien (146 m) est composé de calcaires argileux, à spicules et chailles, puis d'une alternance de calcaires gréseux et de marnes.

Le Bathonien est plus épais (194 m) et débute toujours par des marnes gréseuses (30 m) avec quelques intercalations de calcaires micritiques. Le reste de l'étage est représenté par des calcaires argilomicritiques gris foncé à gris clair à entroques et à chailles surtout dans la partie supérieure. Les marnes grises sus-jacentes seraient calloviennes.

Sur une coupe située à l'ouest de Quissac, Casson (1994) cite, au-dessus de calcaires à chailles attribués au Bathonien, une série marneuse de 175 m qu'il rapporte au Bathonien supérieur et au Callovien. En effet, les 23 premiers mètres de ces marnes ont fourni des ammonites de la zone à *Retrocostatum* - sous-zone à *Histicoides* (Bathonien supérieur) et de la base de la zone à *Discus* - sous-zone à *Angulicostatum* (Bathonien supérieur). Le sommet de la zone à *Discus* n'a pas été identifié. On note donc que la base de la série marneuse située au-dessus des calcaires à chailles bathoniens est encore datée du Bathonien supérieur. Considérant ce fait, on pourrait donc placer la limite Bathonien - Callovien à l'intérieur des marnes grises dans les sondages Quissac 1 et 2.

• Lédignan 1

Ce sondage est situé 12 km au nord-est de Quissac (X=741,275 ; Y=186,555) (fig. 68).

Sur le Toarcien marneux, l'Aalénien atteint 91 m d'épaisseur et correspond à des calcaires argileux, des marnes sableuses et des calcaires sableux localement argileux (fig. 81).

Le Bajocien inférieur a été distingué sous forme d'une alternance d'argiles calcaires et de calcaires cristallins sableux qui totalisent 72 m.

Le Bajocien supérieur et le Bathonien (108 m) ont été regroupés puisqu'ils présentent un faciès homogène de calcaires à entroques et gravelles. Le Bathonien se termine par quelques mètres de calcaires argileux surmontés par des marnes attribuées au Callovien.

• Lédignan 101

Situé légèrement plus à l'ouest (X=738,520 ; Y=188,510) (fig. 68), Lédignan 101 se trouve sur la commune de Saint-Jean-de-Serres et a été arrêté dans l'Aalénien composé de calcaires sableux (fig. 82).

Le Bajocien est épais de 22,5 m et présente une alternance de calcaires sableux et de marnes.

Le Bathonien (32 m) présente la même succession qu'à Lédignan 1 avec tout d'abord des calcaires à entroques et gravelles puis des calcaires argileux. Ils sont recouverts par des marnes rapportées au Callovien.

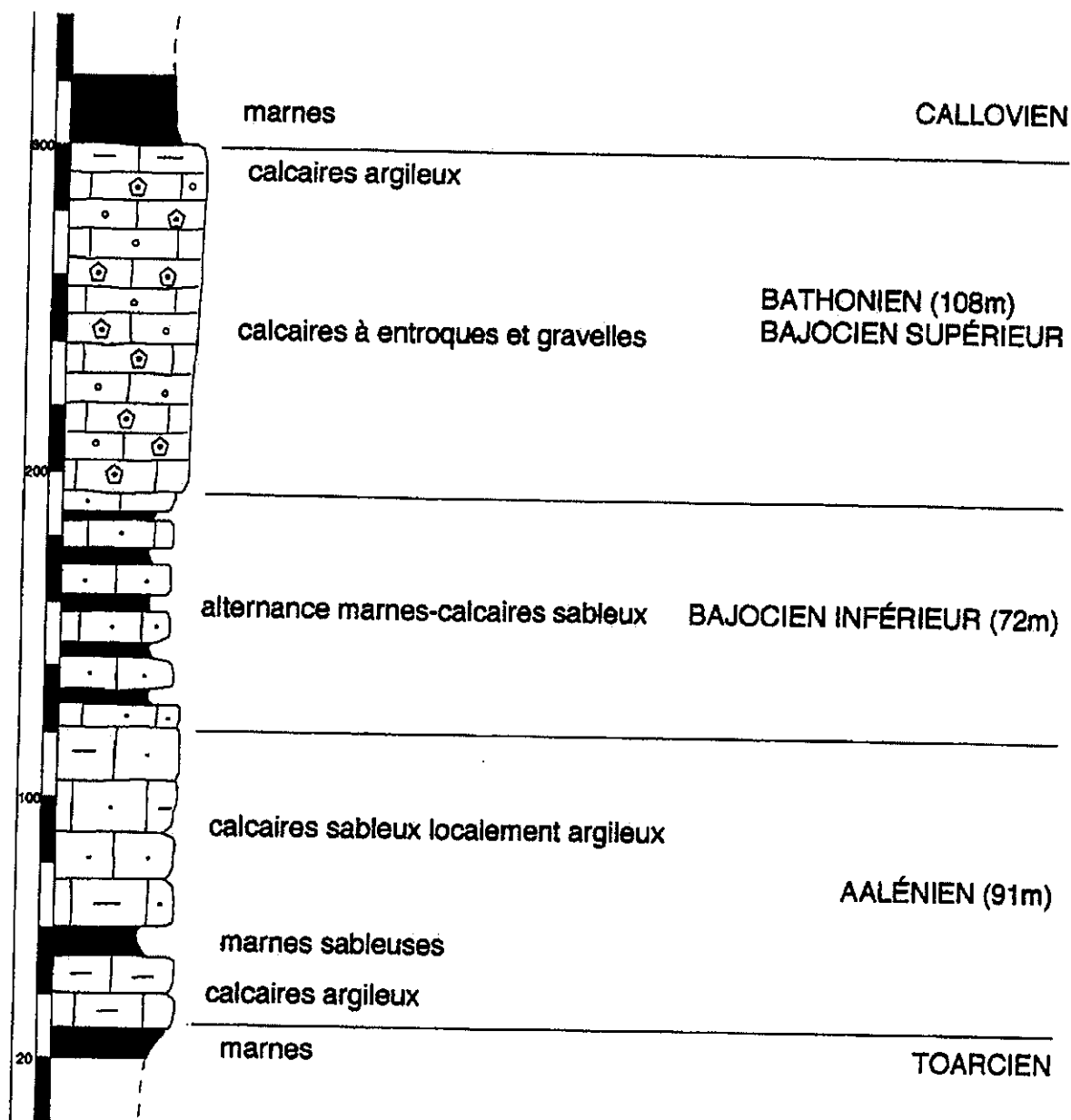


fig. 81 : Sondage de Lédignan 1, lithologie et attributions stratigraphiques (d'après les données du BRGM).

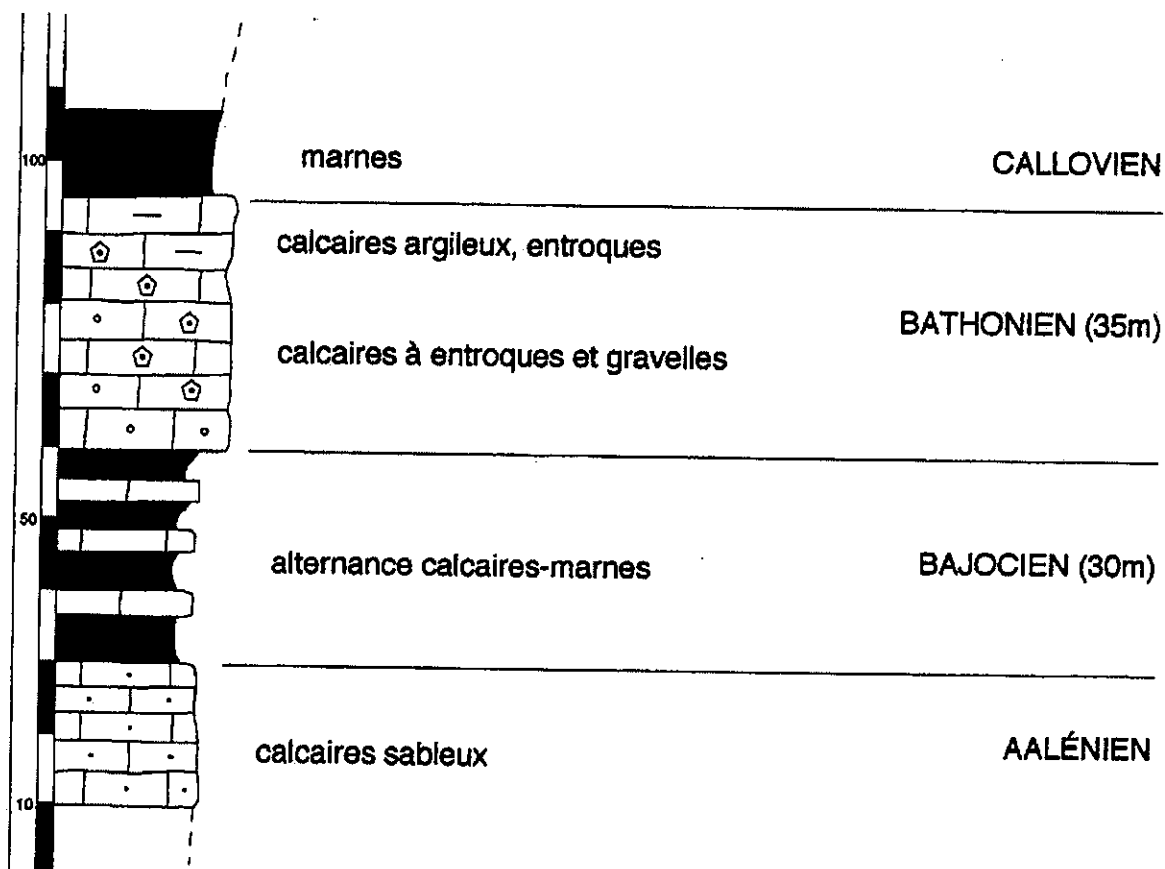


fig. 82 : Sondage de Lédignan 101, lithologie et attributions stratigraphiques (d'après les données du BRGM).

Légende (pour tous les sondages)

-  calcaires à entroques
-  calcaires argileux
-  calcaires gréseux
-  calcaires graveleux
-  calcaires oolithiques
-  chailles
-  marnes

• Vaunage 2

La caractéristique de ce sondage, localisé plus à l'est ($X=751,658$; $Y=169,297$) dans la région nîmoise (fig. 68) (feuille de Sommières à 1/50000), est qu'il présente une série entièrement marneuse pour tout le Dogger.

Le Bajocien totalise 330 m de marno-calcaires siliceux à spicules. On note également 380 m de marnes pour le Bathonien et 340 m pour le Callovien.

Ces faciès traduisent des environnements de dépôt d'*offshore* supérieur à inférieur beaucoup plus distaux que ceux observés dans les sondages précédents. Notons également des épaisseurs de sédiments beaucoup plus importantes induites par une subsidence croissante en direction de l'est, c'est-à-dire du bassin sub-alpin.

Le sondage de Lussan 1 situé également dans la vallée du Rhône, présente aussi une série à dominante marneuse : le Bajocien est représenté par des marno-calcaires très siliceux à entroques et le Bathonien par 260 m de marno-calcaires siliceux riches en spicules et en échinides. Le Callovien est toujours marneux.

III.3.3 – Synthèse

La synthèse proposée tient compte essentiellement des épaisseurs des dépôts correspondant aux étages successifs du Dogger et de la répartition géographique des différents faciès. En effet, il n'est pas possible d'établir des corrélations fines comme cela a été proposé dans les autres secteurs en raison du manque ou de l'insuffisance des données biostratigraphiques sur des coupes morcelées et incomplètes ou sur d'anciens sondages.

Cependant, en se fiant aux attributions stratigraphiques souvent imprécises figurant dans divers documents ou publications anciennes, nous pouvons proposer quelques données incontournables concernant le Dogger (et le Bathonien en particulier) du Bas-Languedoc.

● A l'est de la faille des Cévennes, on constate que la série stratigraphique du Dogger du Bas-Languedoc est fortement dilatée par rapport à celle du Seuil Cévenol. La coupe de la Baume par exemple, située quelques kilomètres seulement à l'est de cette faille, montre une série bathonienne de près de 300 m d'épaisseur constituée essentiellement de calcaires graveleux et de dolomies. L'épaisseur maximale de sédiments rapportés au Bathonien a été constatée dans le sondage de Viols-le-Fort 101, près de Saint-Martin-de-Londres, où 450 m de dolomies s'empilent dans un ombilic de subsidence (Le Strat, 1987). La dilatation de la série bathonienne, par rapport au Seuil Cévenol, a également été constatée sur la bordure sous-cévenole où le Bathonien passe de 50 m de dolomies (« Dolomies II ») au Col du Lac, près de Sumène, à près de 250 m de dolomies dans le sondage de Saint-Hippolyte-du-Fort situé à l'est de la faille des Cévennes. La zone paléogéographique comprise entre la faille des Cévennes à l'est et la faille des Matelles-Corconne de même orientation (NE-SW), correspond donc à un **sous-bassin dit de « Viols-le-Fort »** caractérisé par une accumulation importante de dolomies dont le dépôt-centre se situe dans la région de Viols-le-Fort (fig. 83). Il y a cependant décalage des dépôt-centres bathoniens par rapport à ceux du Bajocien, ce qui traduit un comblement migrant d'est en ouest (Le Strat, 1987).

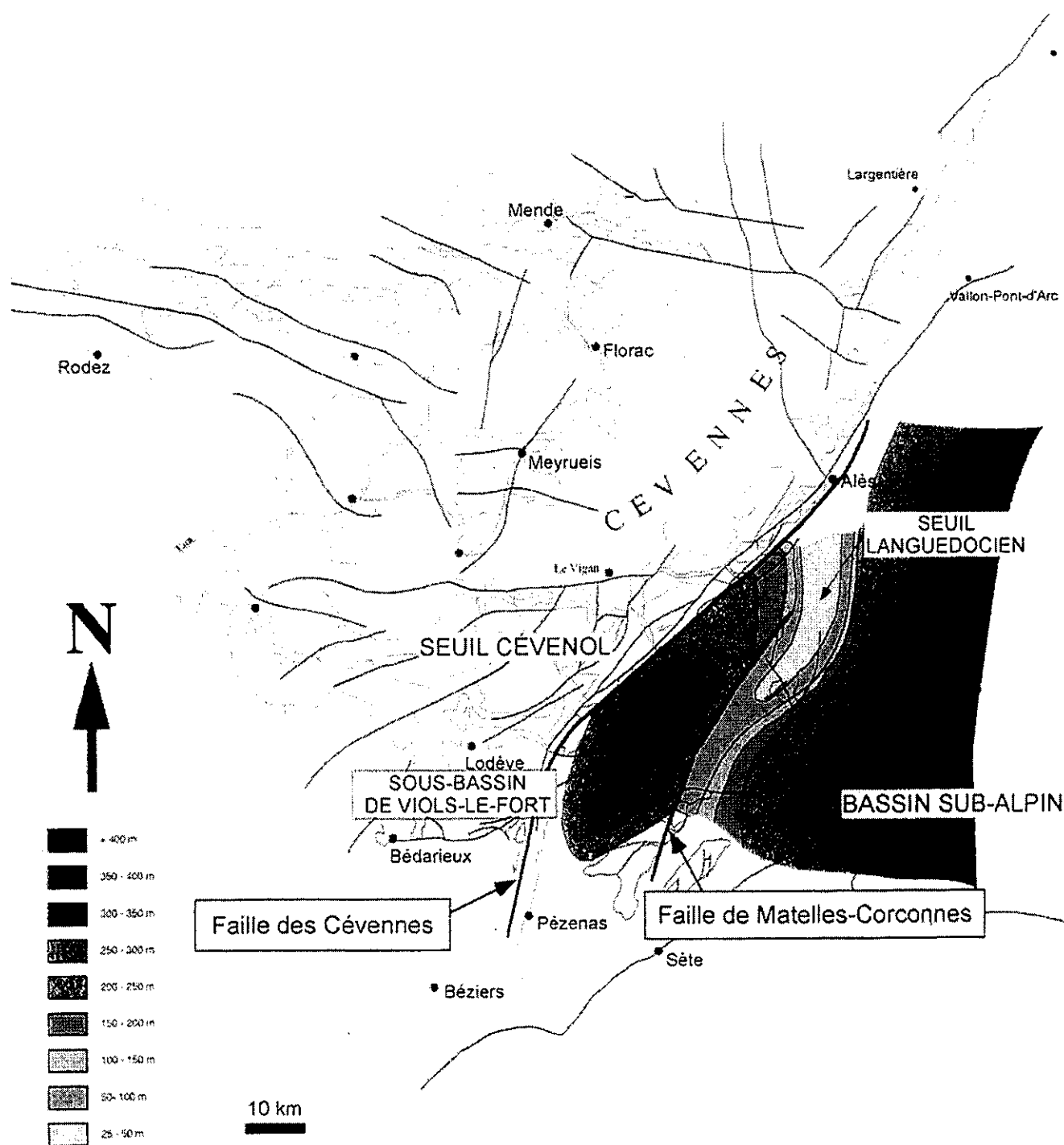


fig. 83 : Carte des isopaques des formations bathoniennes dans le Bassin Sub-alpin.

● Un deuxième point important est à souligner concernant l'est de la zone de dilatation précitée. Il s'agit d'une zone « haute » plus étroite, entre Alès et Montpellier, où se regroupent les sondages de Lédignan, Quissac et Saint-Bauzille ainsi que les coupes du Pic Saint-Loup et de Murviel. La série bathonienne y est constituée de sédiments dont le faciès présente des caractéristiques de milieu peu profond (*shoreface* supérieur), de type barrière (calcaires à entroques, calcaires graveleux et oolithiques à chailles). D'autre part, l'épaisseur du Bathonien et de l'ensemble du Dogger apparaît beaucoup plus faible que dans la première zone et l'existence de probables lacunes partielles du Bathonien a été évoquée dans la région du Pic Saint-Loup en particulier (Gottis, 1957). Ces faits nous amènent à penser que cette bande étroite, à sédimentation réduite, est localisée sur une zone structuralement plus haute formant ainsi une barrière entre les faciès dolomitiques occidentaux et les faciès de milieu plus ouvert du bassin subalpin. Nous l'appellerons le **Seuil languedocien** qui est séparé du **Sous-bassin de Viols-le-Fort** par la faille des Matelles-Corconne (fig. 83).

● En effet, à l'est de cette barrière sédimentaire et structurale, on constate que les faciès plus distaux (marno-calcaires et marnes) apparaissent et se développent en épaisseur en direction du bassin subalpin (sondages de Vaunage et Lussan). Le Seuil languedocien (zone de haut-fond située sur une ligne Alès-Montpellier) forme donc la véritable limite occidentale du Bassin subalpin puisqu'il sépare les faciès de milieux protégés, à l'ouest, des faciès de milieux plus ouverts à l'est.

● *Concernant l'activité du Seuil languedocien, nous n'avons pas d'arguments biostratigraphiques suffisants pour établir la chronologie précise des événements comme nous avons pu le faire pour le Seuil Cévenol. Cependant, le constat d'une accumulation importante de sédiments dans le Sous-bassin de Viols-le-Fort et d'une sédimentation réduite sur le Seuil languedocien accompagnée de probables lacunes évoque une phase de subsidence importante localisée dans les grabens. Cette phase se situe vraisemblablement pendant le Bathonien inférieur et moyen comme nous l'avons constaté dans les Grands Causses et sur le Seuil Cévenol. La phase suivante est la transgression du Seuil. Celle-ci a été constatée de façon nette à Quissac où le Bathonien supérieur (zone à *Retrocostatum* et base de la zone à *Discus* ; Casson, 1994) représenté par des marnes d'offshore reposant sur des calcaires à chailles et à entroques de *shoreface* inférieur. Cet événement traduit le ralentissement de l'activité tectonique au niveau du seuil et une subsidence généralisée. La corrélation est possible avec la transgression sur le Seuil cévenol des « Dolomies II » dont l'extrême base contient *Burmihynchia* cf. *thierachensis* de la zone à *Retrocostatum* (Garcia et al., 1996). On peut aussi corréler cet événement au demi-cycle T5 (partie transgressive du cycle 5 de 2^{ème} ordre), Bathonien moyen-Callovien moyen, de Razin et al. (1996) expression d'une subsidence généralisée de la marge ouest-téthysienne (période post-rifting, Lemoine et Graciansky, 1988). La datation de cette phase n'est pas aussi précise dans cette région du Bas-Languedoc mais celle-ci reste néanmoins un événement très important puisqu'elle jalonne la limite entre deux périodes clés de l'histoire du Bassin subalpin et de ses marges : une période de rifting suivie d'une période de post-rifting (Peybernès et Pélissié, 1985 ; Lemoine et Graciansky, 1988 ; Graciansky et al., 1993 et Razin et al., 1996) laquelle s'accompagne de transgressions sur les seuils. Ces transgressions sont liées aux processus d'expansion océanique dans une évolution post-rift mais aussi à des mouvements de rifting dans un domaine géodynamique adjacent comme le futur Atlantique (Razin et al., 1996).*

Chapitre IV
Paléogéographie et évolution
tectono-sédimentaire

CHAPITRE IV : Paléogéographie et évolution tectono-sédimentaire	163
IV.1 – Répartition paléogéographique des formations anté-bathonniennes.	163
IV.1.1 – Toarcien supérieur	163
IV.1.2 – Aalénien	163
IV.1.3 – Bajocien	165
IV.2 – Évolution tectono-sédimentaire des Grands Causses au Bathonien	168
IV.2.1 – Étape 1 : phase de subsidence localisée	168
IV.2.2 – Étape 2 : phase de subsidence généralisée	171
IV.2.3 – Étape 3 : émergence du seuil	177
IV.2.4 – Étape 4 : uniformisation encore plus large de la subsidence	179
IV.3 – Évolution tectono-sédimentaire du Bas-Languedoc au Bathonien	179
IV.3.1 – Étape 1 : subsidence localisée (Bathonien inférieur et moyen)	179
IV.3.2 – Étape 2 : subsidence généralisée (Bathonien supérieur)	182
IV.4 – La sédimentation post-bathonienne	182
IV.5 – Comparaison avec le Bathonien d'autres bassins sédimentaires français	187
IV.5.1 – Le Quercy	187
IV.5.2 – Le Seuil du Poitou	188
IV.5.3 – Le Seuil Ariégeois	189
IV.5.4 – La Bordure Ardéchoise	189