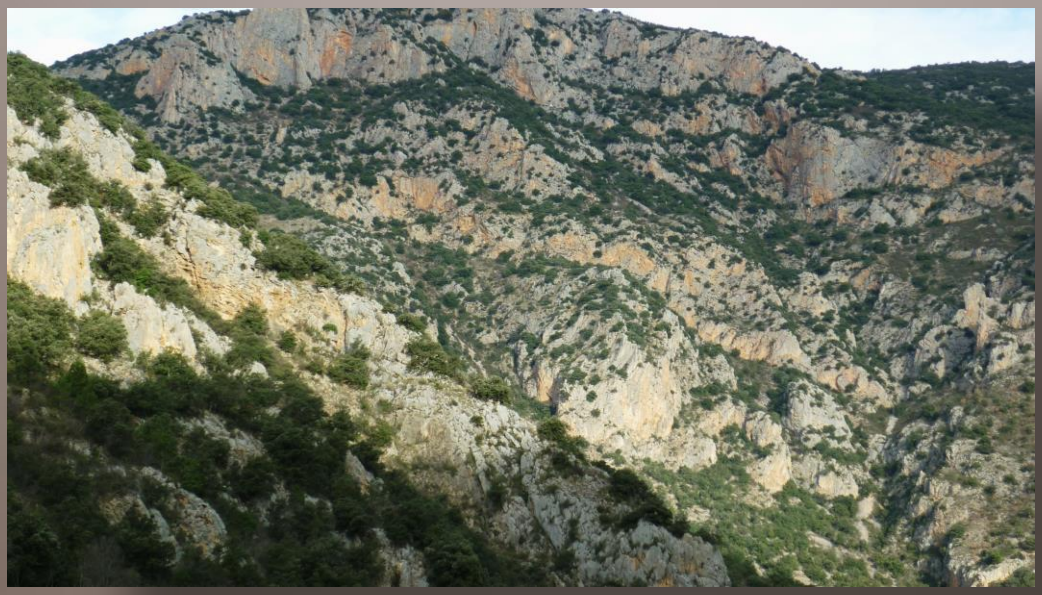
Mémoire de stage de recherche Master 2nd année



Evolution spatiale et temporelle des faciès des Pyrénées orientales de l'Eifelien au Frasnien (Dévonien)

RUDMANN Mathieu

GET GÉOSCIENCES ENVIRONNEMENT TOULOUSE

Géosciences pour une Terre durable brgm

Encadrants : *ARETZ Markus*
NARDIN Elise

Année 2014

RESUME

Le Dévonien affleure tout au long de la chaîne pyrénéenne dans différentes unités structurales avec des importantes variations lithologiques et d'épaisseur. De dominance détritique dans la partie orientale et centrale, on le trouve essentiellement carbonaté dans la partie occidentale caractérisant un approfondissement apparent, d'Ouest en Est dans la Chaîne Pyrénéenne. Une dizaines de séries stratigraphiques eifeliennes-frasniennes sont étudiées en détails dans les Corbières et les Pyrénées Orientales. Les données de conodontes publiées par Cygan (1979, 1995) forment le cadre bio- stratigraphique de cette étude. Des analyses de macrofaciès et microfaciès, dans cette zone des Pyrénées orientales permettent une meilleure précision. Elles révèlent une absence faunique au niveau macroscopique. De plus l'essentiel des faciès décris caractérise un milieu de dépôt relativement profond avec comme tendance générale une transgression continue à l'échelle des Pyrénées Orientales. Il existe, cependant, de courts épisodes de transgression/régression à une échelle plus locale visible notamment dans le Mouthoumet. De fortes variations d'épaisseur du Nord- Ouest au Sud-Est sont corrélées à divers phénomènes tectoniques pouvant être caractérisé par des épisodes de subsidence. Dans le cadre de ce mémoire, une zone récifale caractéristique d'un milieu peu profond, a été découverte en plein cœur de l'unité Roc de Nitable du Mouthoumet. Cette découverte, associée à une corrélation des séries stratigraphiques étudiées, fournit des arguments quant à la structuration des hauts fonds marins et pose ainsi la question d'une reconstitution paléo-environnementale pour les zones étudiées mais également une reconstitution paléogéographique à l'échelle des Pyrénées orientales.

ABSTRACT

The Devonian crops out throughout the Pyrenees in different structural units with significant variations in lithology and thicknesses. Detrital rocks in the eastern and central parts, whereas carbonate rocks are found mainly in the western part. This configuration indicates an apparent deepening from west to east in the Pyrenean chain. A dozen Eifelian-Frasnian outcrops are studied in detail in the Corbières and the Pyrénées Orientales. Conodont data published by Cygan (1979, 1995) form the biostratigraphical framework of this study. Macrofacies and microfacies analyses in this area of the Eastern Pyrenees allow a better accuracy. Macrofauna is almost absent. More essential characteristic facies describe a relatively deep depositional environment with as a transgressive trend for the Eifelian to Frasnian in the Pyrenees Orientales. However, there are, short episodes of transgression / regression visible on a more local scale, especially in the Mouthoumet Massif. Important variations in thickness from the North-West to South-East correlated with various tectonic events can be characterized by episodes of subsidence. As part of this thesis, it a reef area characteristic of a shallow environment was discovered in the centre of the Roc Nitable Unit in the Mouthoumet Massif. This discovery, combined with a correlation of stratigraphic series studied, provides arguments about the structure of high seabed and thus raises the question of paleoenvironmental reconstruction for the areas studied, but also a paleogeographic reconstruction across the Pyrenees East.

SOMMAIRE :

1. INTRODUCTION 3
2. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET GEOGRAPHIQUE 3
3. METHODOLOGIE 7
4. LES ZONES ETUDIEES 7
5. LE CONFLENT 8
5.1 Refuge de Roque Fumade ; Nord de Jujols (MRUD010) 8
5.2 La Cogalère , Nord de Fillols (MRUD009) 9
5.3 Coupe Conat-Villefranche de Conflent (MRUD008) 9
6. LES ASPRES 13
6.1 Mont Halène (MRUD011) 13
6.2 Coupe Coume d'Abeille des Aspres (MRUD007) 14
7. MOUTHOUMET 18
7.1 Coupe Villardebelle (MRUD001) 19
7.2 Coup de la D212 Sud du Pont d'Orbieu (MRUD002) 25
7.3 Pech Negre (MRUD003) 30
8. L'AGLY 31
8.1 Serrat de la Pradère (MRUD004) 32
8.2 Sud-Est d'Estagel (MRUD005) 33
8.3 Roque Courbe (MRUD006) 34
9. INTERPRETATION GENERALE 34
10. CONCLUSION 37
11. REMERCIEMENT 37
12. BIBIOGRAPHIE 37

1. INTRODUCTION

Les études globales paléogéographiques et les études stratigraphiques (autant sur le plan lithologique que biologique) ont été établies pour le système géologique dévonien au cours du vingtième siècle. Néanmoins depuis plus de 30 ans, cette période visible en Europe occidentale et affleurant tout au long de la chaîne pyrénéenne est particulièrement négligée. Une révision générale est de ce fait envisageable.

Avec une étude approfondie enrichie par des données de cartes géologiques mais aussi le relevé de coupes et la prise d'échantillons en des points stratégiques le long de la chaîne Pyrénéenne, une étude des divers faciès rencontrées et une mise corrélation seront donc plausibles pour tenter d'identifier des relations entre chaque colonne stratigraphique mais aussi en déduire une paléogéographie globale des zones étudiées des Pyrénées.

Vu l'importante quantité de travail et le manque de temps, la majeure partie des recherches et des missions de terrains se feront dans la partie orientale pyrénéenne. Malheureusement les parties occidentale et centrale ne seront donc abordées lors de ce mémoire. A l'aide de données bibliographiques, il a été possible d'identifier les terrains propices à une étude plus minutieuse. Par conséquent, deux missions ont été effectuées au cours de ce stage avec pour zones visitées : Les Aspres, le Conflent, L'Agly et le Mouthoumet. C'est donc dans ces différentes zones énumérées que les deux missions de terrains ont été entreprises.

Dans le présent mémoire, il est nécessaire d'énoncer que seules les étages du Dévonien moyen (Eifelien, Givétien) et le premier étage du Dévonien supérieur (Frasnien) feront l'objet d'une étude. Pour cela il sera néanmoins entreprit la description, quand cela s'avère nécessaire, des étages sous- jacents et suivant de la période visée. Marquant ainsi une base stratigraphique et/ou une limite de faciès.

Ce stage a pour objectif supplémentaire, l'acquisition de données pour le projet RGF (référentiel géologique de France) pour le BRGM pour permettre la réalisation d'une base de données et donc d'un lexique lithostratigraphique visant à un accès plus facile pour de futurs travaux.

2. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET GEOGRAPHIQUE

Le Dévonien couvrant environ 60 millions d'années, est déterminant en termes de paléogéographie (Figure 1) en marquant une étape de transition entre deux cycles orogéniques (hercynien et calédonien). Le Dévonien marque aussi la conquête du monde continental. Au Dévonien inférieur on observe la fermeture progressive de l'océan Rhéïque entre le Gondwana et Laurussia. Durant le Dévonien moyen, il y a collision entre quelques microcontinents et Laurentia formant la seconde phase des Appalaches, la chaîne Acadienne. L'océan Rhéïque continu à disparaitre. A la fin du Dévonien, l'ensemble des masses continentales se rapproche et l'océan Rhéïque est presque fermé. Au niveau des températures, celles –ci sont particulièrement élevées avec une moyenne de 32°C avec une baisse de 5°C de l'Emsien à la fin Givétien (Prokoph *et al.* 2008).

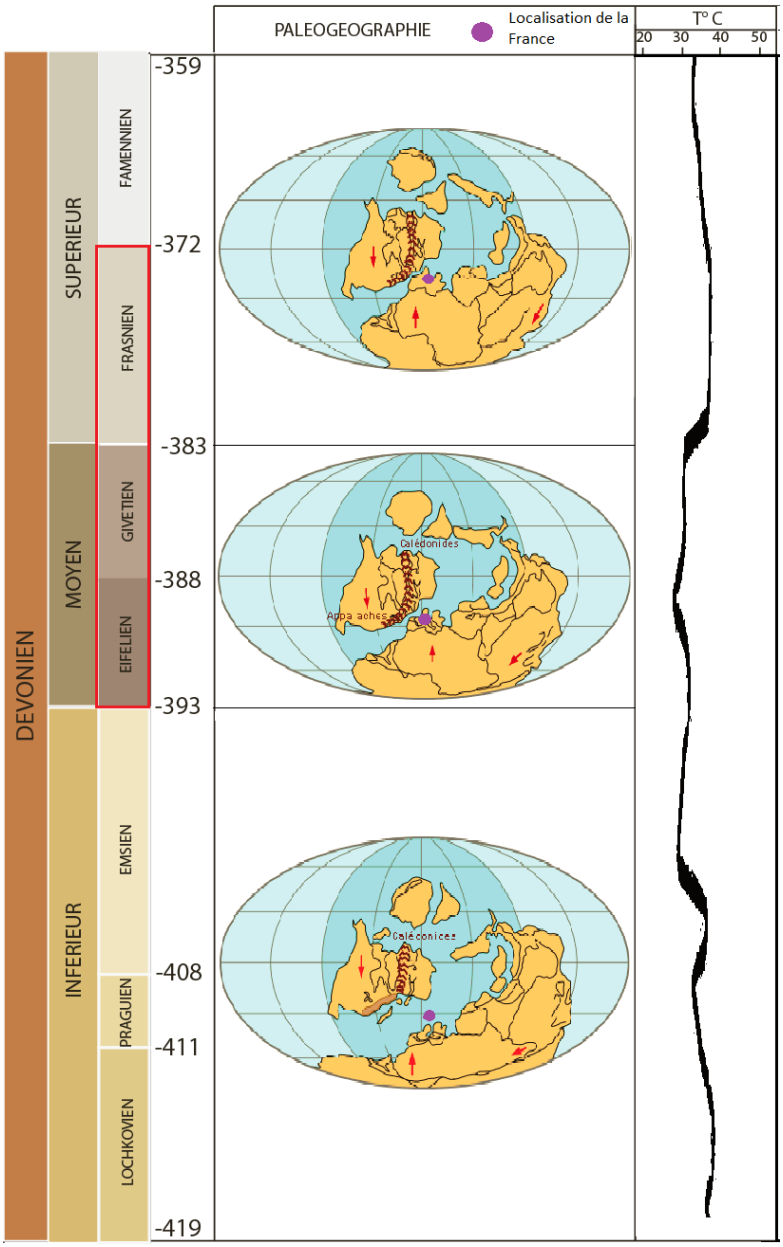


Figure 1: Paléogéographie et températures (par conodontes) du Dévonien. Paléogéographie d'aprés pythacli.chezalice.fr/géologie.htm, températures d'aprés Prokoph *et al.* (2008)

La position de la France à cette époque se situe proche du Gondwana côté Nord, entre celui-ci et la Laurussia. Dans une mer épicontinentale, milieu dans lequel une production carbonatée est propice. Au niveau de la courbe de niveau marin, on peut observer une transgression globale durant le Dévonien qui débute à la fin de l'Emsien. Néanmoins, il existe de nombreux et succincts épisodes de régression/transgression associés dans la plupart des cas à un bioévènement global (Figure 2). Durant le Dévonien, de nombreuses perturbations paléoenvironnementales sont visibles. Marquant des horizons distincts qui peuvent être associées à des limites stratigraphiques.

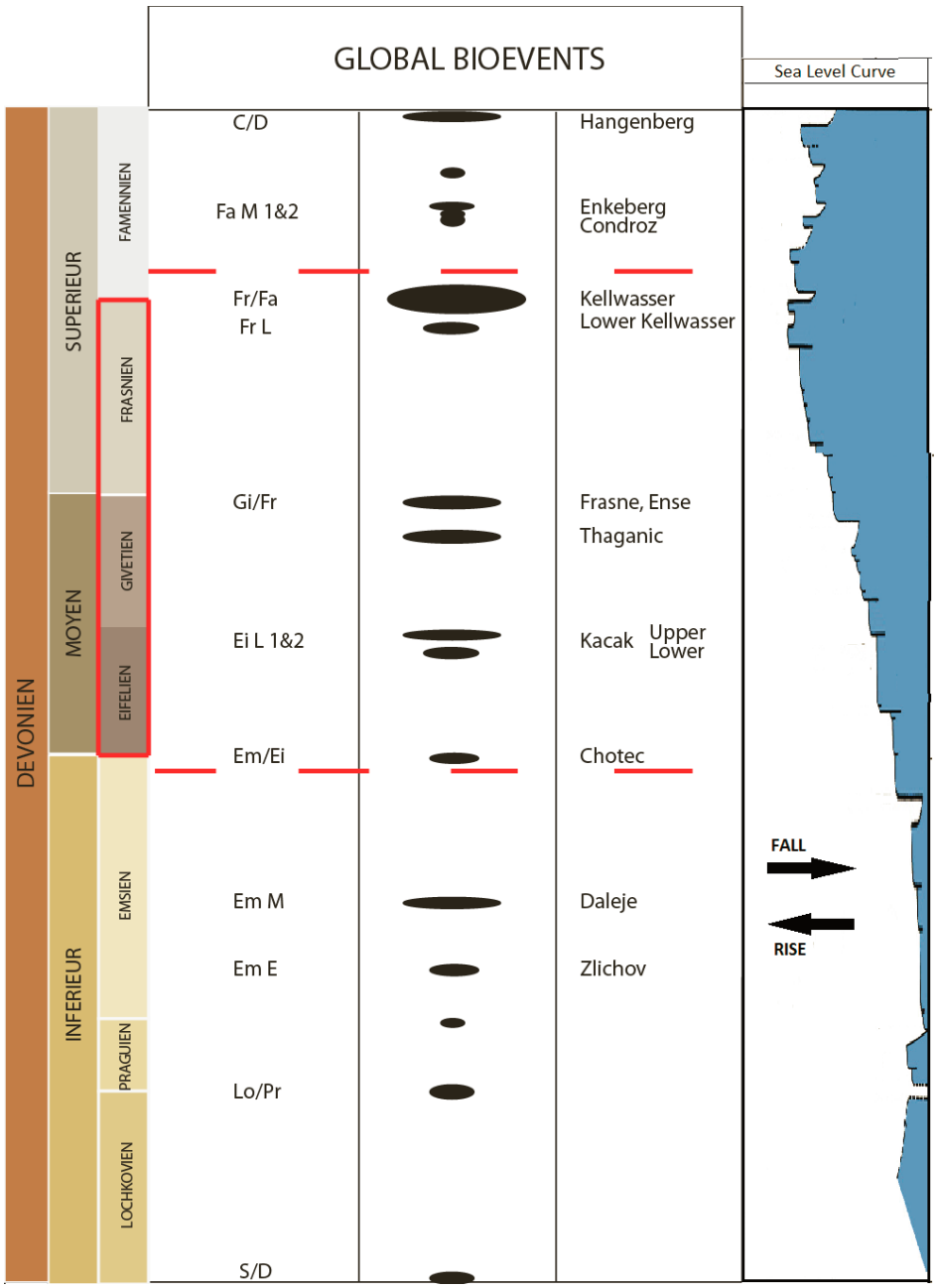


Figure 2 : Niveaux marins et bioévènements globaux durant le Dévonien. Evènements globaux d'après Walliser (1996), courbe du niveau marin d'après Johnson *et al.* (1985) et Mankin (1987).

L'histoire géologique pyrénéenne est caractérisée par deux évènements majeurs. L'orogenèse Hercynienne (-390Ma à -245Ma) et l'orogenèse Pyrénéenne (-53Ma à-33Ma) (Muller et Roger 1977). Dans cette étude, c'est aux calcaires du Dévonien que nous accorderons plus d'attention car ceux-ci renferment des fossiles plus ou moins bien conservés selon que leur lieu de dépôt. D'autres couches sont constituées de boues carbonatées ennoyant des organismes fossiles bien conservés témoignant d'un dépôt en milieu calme à l'abri d'une barrière récifale. La diversité des faciès carbonatés laisse penser que ces roches se sont formées en milieu tropical.

L'orogenèse hercynienne, qui concerne une partie de l'Europe et de la péninsule ibérique, va alors plisser les terrains déposés entre l'Ordovicien et le Carbonifère inférieur. La naissance des Pyrénées telle que nous les connaissons actuellement se produit au début du Tertiaire du fait de la collision entre la plaque ibérique au Sud et la plaque Europe au Nord. Les sédiments post-hercyniens sont alors déformés et témoignent d'un nouveau cycle orogénique responsable des Pyrénées actuelles.

Le Dévonien est omniprésent sur la globalité des Pyrénées. Il affleure tout au long de la chaîne pyrénéenne (Figure 3) dans différentes unités qui présentent d'importantes variations de faciès et d'épaisseurs. De plus l'impact des orogenèses hercynienne et alpine rend les interprétations de faciès et paléogéographique plus complexe. La partie Dévonien-Carbonifère inférieur (Majesté-Menjoulas & Rios 1995) présente dans la synthèse géologique et géophysique des Pyrénées (Barnolas & Chiron 1995), nous dévoile une répartition lithostratigraphique assez homogène nettement visible sur la totalité de la surface des Pyrénées. La répartition des strates du Dévonien moyen se présente d'Est en Ouest par une dominance exceptionnelle de séries carbonatées, peu consistante, allant des Aspres jusqu'au Val d'Aran en passant par le Mouthoumet et la Montagne Noire. La dominance détritique, quant à elle, englobe les Pyrénées centrales et occidentales de façon remarquable en commençant du Pays de Sault jusqu'au Sud de Cinco Villas au Nord de la province de Saragosse. On remarque aussi la présence d'une faible zone carbonatée à polypiers au niveau des villes d'Ossau, Urdos et Lescun. Pour ce qui est des strates frasniennes, la répartition est légèrement plus complexe. Les séries carbonatées du Dévonien supérieur prennent une place bien plus conséquente qu'auparavant entourant les terrains détritiques dans les Pyrénées centrales. Le faciès griotte caractéristique de la transition frasnien-famennien tend à disparaitre à partir de l'est de la partie centrale pyrénéenne. La partie occidentale voit ces terrains essentiellement détritiques avec comme exemple la Série de Sia ou encore la Série des Agudes avec l'absence de séries carbonatées.

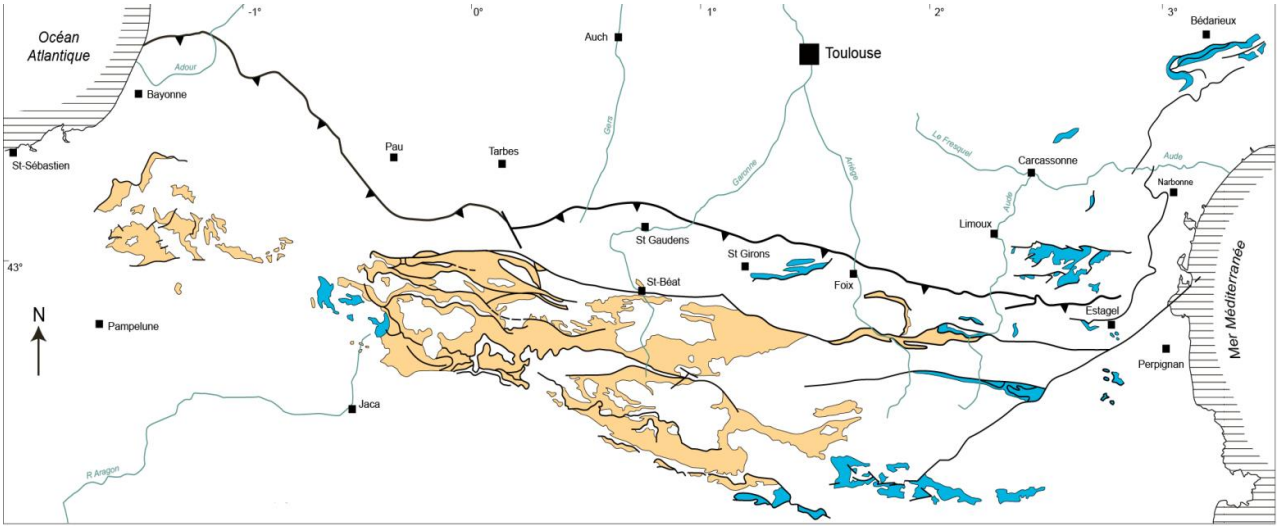


Figure 3 : Carte synthétique géologique du Dévonien moyen des Pyrénées. Region avec dominance détritique en bleu, dominance carbonatée en jaune. Modifiée d'après Majesté-Menjoulas & Rios (1995).

De nombreux auteurs ont tenté au cours des années de caractériser avec plusieurs études stratigraphiques mais aussi des analyses paléontologiques (Cygan 1995). Il est rappelé dans ses travaux l'importance des conodontes en termes de guides stratigraphiques pour le Paléozoïque supérieur.

Il présente ensuite de façon bref les travaux des auteurs ayant utilisés ces conodontes dévoniens dans l'ensemble des Pyrénées mais aussi les territoires géographiques étudiés. Dans les Pyrénées, les macrofaunes dévoniennes comme les trilobites, les céphalopodes, brachiopodes ou encore les tétracoralliaires ne sont pas de bons marqueurs bio-stratigraphiques. Le problème est que ces organismes sont soient absents, soient sous la forme de débris bioclastiques peu identifiables. Ces conodontes présentent donc un grand intérêt stratigraphique.

De nombreux travaux ont aussi été entrepris dans les Pyrénées orientales espagnoles (Garcia-Sansegundo 1992, Rios *et al.* 1979). Néanmoins ne m'intéressant seulement à la partie française des Pyrénées, ces études ne seront abordées.

3. METHODOLOGIE

Pour cette étude, l'essentielle lors des deux terrains effectués, a été l'identification de terrains géologiques appropriés pour permettre la levée de colonnes stratigraphiques les plus viables pour une étude macroscopique et la prise, à intervalle plus ou moins régulier, d'échantillons de ces mêmes affleurements. La totalité des échantillons des différents affleurements identifiés a ensuite été sciée pour former des sucres de taille variable suivant la demande, afin de réaliser des lames minces qui seront indispensable pour une étude microscopique. La totalité des sucres n'a pas été utilisés pour la fabrication des lames minces. Seuls les sucres les plus représentatifs ont été choisis. Marquant soit une limite lithologique, soit ayant des indices ou des particularités visibles au niveau macroscopique. Pour l'analyse des lames minces, une loupe binoculaire (instrument d'optique permettant un faible grossissement) a été nécessaire associée à un appareil photo permettant des prises à une échelle relativement faible nécessaire à la confection de plusieurs planches caractérisant divers microfaciès observés. Pour interpréter la présence d'un paléoenvironnement pour chaque microfaciès, plusieurs critères peuvent être utilisés. L'Abondance ou non de faunes particulières ou encore différentes associations de ces faunes dans un même microfaciès. La nature matricielle et le degré de conservation bioclastique sont également des indices pertinents pour l'interprétation.

4. LES ZONES ETUDIEES

Comme précédemment énoncé dans l'introduction les Pyrénées orientales sont caractérisées par une dominance essentiellement carbonatée. Pour identifier ces différentes lithologies, deux études de terrains ont été mises en place. Quatre zones importantes, des Pyrénées orientales ont donc été visitées. Il s'agit du Conflent, des Aspres, de l'Agly et enfin du Mouthoumet (Figure 4)

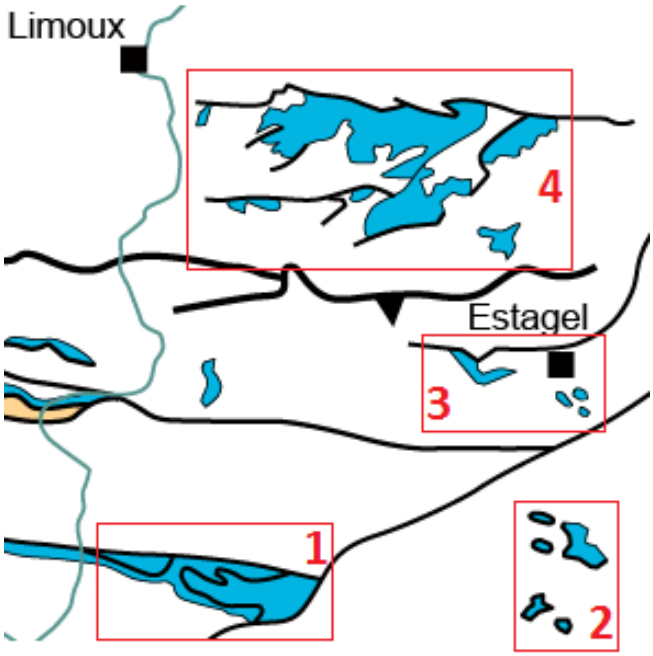


Figure 4 : Les différentes zones étudiées des Pyrénées orientales. 1 : Le Conflent 2 : Aspres 3 : L'Agly 4 : Mouthoumet. Carte modifiée d'après Majesté-Menjoulas et Rios (1995).

5. LE CONFLENT

Lors de la première étude de terrain, le Conflent s'est avéré une zone particulièrement pauvre en affleurement soit du fait de leur inaccessibilité, soit par le fait de lacunes végétales trop importantes. Plusieurs zones ont été visitées afin de trouver un affleurement le plus viable et représentatif pour une étude. Le paléozoïque supérieur du Conflent est conservé dans une synforme (synclinal de Villefranche) bordée au nord par la faille de Mérens, et s'étendant d'Est en Ouest sur une cinquantaine de kilomètres. Son largeur de 4 km est réduite à l'Ouest entre l'Aude et l'Ariège, à une bande étroite et laminé.

5.1 Refuge de Roque Fumade ; Nord de Jujols (MRUD010)

La première zone visitée dans le Conflent se situe au Nord de Jujols, près du refuge de Roque Fumade. Le Dévonien supérieur affleurant particulièrement bien dans cette zone avec comme faciès bien visibles, les calcaires « griottes ». Il est donc possible d'établir un marqueur stratigraphique afin de lever la coupe d'un affleurement. Malheureusement la pauvreté en termes d'affleurements n'a pas permis une étude plus précise. Les étages inférieurs correspondant à l'Eifelien et au Givétien n'étant pas identifiables, on observe cependant des calcaires gris massif à grains fins, ainsi que certaines zones à dolomies qui peuvent être associés au Dévonien inférieur et début du moyen (Emsien sup/Eifelien inf. (Cygan *et al.* 1980). Les calcaires noduleux gris datés du Famennien supérieur et les calcaires « griottes » datés du Famennien inférieur (Cygan *et al.* 1980) étant les seules macrofaciès identifiables. Aucune coupe n'a pu être relevée.

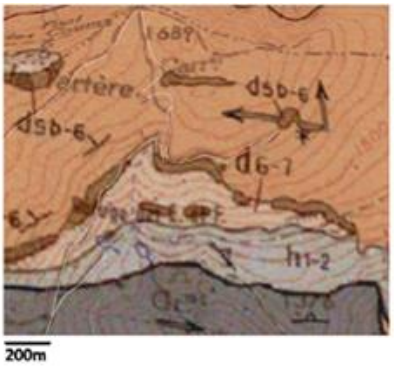


Figure 5 : Localisation de la zone étudiée au Roque de Foumade

Figure 6 : Localisation de la zone étudiée de la Cogalère

5.2 La Cogalère , Nord de Fillols (MRUD009)

La seconde zone visitée se situe au Nord de Fillols, au Nord-Est de Villefranche de Conflent. Ici le seul faciès affleurement visible correspond à des calcaires massifs gris à grains fins pouvant être associés au Dévonien moyen. La forte présence végétale ne permet pas la visualisation du faciès « griottes » ou d'autre faciès permettant de lever une coupe lithostratigraphique.

5.3 Coupe Conat-Villefranche de Conflent (MRUD008)

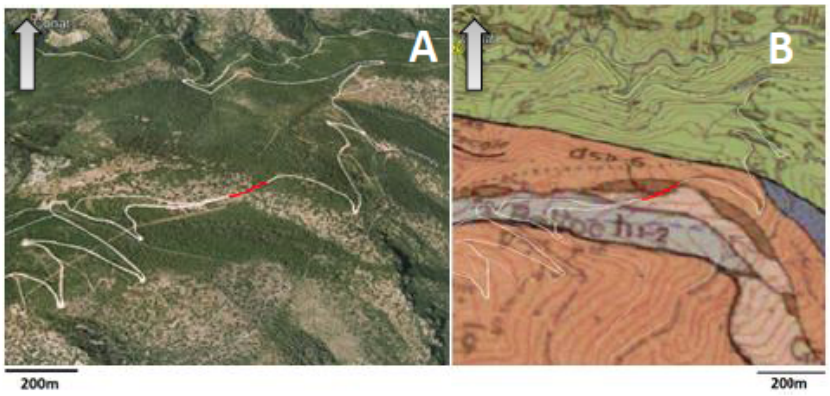


Figure 7 : Localisation de la zone étudiée entre Conat et Villefranche de Conflent : sur photo aérienne (A) et sur la carte géologique Prades 1/50.000 (B) et photo de la partie centrale de la zone étudiée. Tracé de la coupe (A) et (B) en rouge

Localisation : Dans un premier temps il est nécessaire de souligner la difficulté qu'a été de trouver un affleurement viable pour lever une coupe. Les travaux antérieurs (Cygan *et al.* 1980), (Cavet 1959) nous indiquent des lieux précis mais pas d'affleurement observable. Cet affleurement se situe sur l'axe reliant Conat et Villefranche de Conflent. Il se situe le long et en bordure de route, près d'une ancienne exploitation de calcaires griottes. Ce sont ces mêmes griottes qui permettent d'établir un niveau repère pour la description de l'affleurement. Il est entouré par de nombreuses épingles à cheveux et mesure près de 90 mètres de long.

Stratigraphie : Le Dévonien affleure de façon exceptionnelle dans cette zone. Le Conflent est présenté par deux séries. L'une étant allochtone allant de l'Emsien sup/ Eifélien au Namurien du Carbonifère comprenant des calcaires à accidents siliceux, le Marbre Flambé de Villefranche puis les calcaires « griottes » et l'autre autochtone qui est daté ici de L'Emsien supérieur à l'Eifélien inférieur avec des calcaires à dolomie puis surmontés de calcaires jaunâtres (Cygan *et al.* 1980), (Cavet 1959). Ces faciès calcaires sont décrits dans la notice explicative de la carte géologique de Prades 1/50000 (Guitard *et al.* 1998).

Macrofaciès :

1. La base de cette coupe se trouve sur le sentier lui-même. Ce premier ensemble est représenté par des calcaires roses d'apparence micritique avec des taches plus ou moins grandes grises et blanches caractérisant des veines de calcites. Il s'agit du « Marbre flambé de Villefranche daté du Givétien-Frasnien inférieur (Cygan *et al.* 1980) (Figure 8). D'une puissance d'environ 20 mètres, il a toutefois été difficile d'en observer la base.

Figure 8 : Photo du Marbre "Flambé" de Villefranche. Conat-Villefranche de Conflent, Unité 1.

2. L'ensemble suivant est séparé du précédent par une importante lacune d'observation d'environ 7 mètres. Il est constitué de calcaire gris clairs à grains très fins voire micritique avec de très légères variations de contrastes. Ces calcaires sont disposés en bancs d'épaisseur variable avec en base d'ensemble (10 à 30cm) et en partie supérieure des bancs de 5 à 25cm d'épaisseur. On observe aussi l'absence remarquée d'organisme à l'œil nu. Cet ensemble de plus de 50 mètres n'est pas continu et est composé de nombreuses lacunes d'observation de taille métrique. L'Absence de nodules est en contradiction avec les travaux de Cygan *et al.* (1980).

3. Le dernier ensemble marque la transition entre le Frasnien et le Famennien avec l'apparition de calcaires noduleux rouges foncés et légèrement violacés, riches en goniatites et disposés de manières massives associé au Famennien (Cygan & Raymond 1979). Ce faciès griottes atteignant plusieurs mètres nous permet de marquer la limite de notre colonne stratigraphique.

Figure 9 : Photo calcaire griotte à goniatites. Conat-Villefranche de Conflent, unité 3.

Microfaciès : Les différents microfaciès sont présentés en lames mince sur la planche 3. Ayant qu'une faible quantité de lames minces, celles-ci seront représentées en totalité.

Le Marbre Flambé de Villefranche n'est pas associé à divers macrofaciès. Seules quelques variations de couleurs sont observables. Néanmoins au niveau microfaciès plusieurs types sont identifiables.

MF1.1 : Wackstone à tentaculites

Faune très bien représentée avec la présence de nombreux tentaculites et dans une moindre mesure des bryozoaires, des crinoïdes, fragment de brachiopodes et d'arthropodes. Rares céphalopodes. Les bioclastes sont nombreux. La boue micritique est de couleur rouge/rose. C5b.

MF1.2 : Wackstone lité plus argileux

La faune est composée de nombreux organismes, tentaculites, bryozoaires, crinoïdes, céphalopodes, brachiopodes et fragments d'arthropodes. La structure est bien litée avec des zones plus riches en bioclastes 50% contre 30% pour les zones moins riches. Ces zones plus riches correspondent à des niveaux en teneur en argiles plus importante de couleur marron foncé. La boue micritique des zones moins argileuses est plus rosâtre. ST16.

MF1.3 : Mudstone bioclastique

La faune est inexistante.Les bioclastes sont peu nombreux (<5%) et sont peu identifiables (fragments de brachiopodes). La boue micrite est de couleur grisâtre à blanchâtre. Liant sparitique assez important (<50%). ST9.

Interprétation :

Macrofaciès : L'Absence remarquée d'organismes dans l'ensemble 1 et 2 et la texture micritique de ces ensembles indique un milieu ouvert et plutôt calme. Néanmoins il est encore difficile au niveau macroscopique d'établir une différence en terme de milieu entre l'ensemble 1 et 2. La présence bien visible de nodules et de goniatites permet d'associer cet ensemble à un milieu marin ouvert de profondeur moyenne.

Microfaciès : Les textures wackstones de MF1.1 et MF1.2, ainsi que la texture mudstone de MF1.3 nous indiquent un milieu plutôt calme en base de la de plate-forme externe. MF1.1 est riche en tentaculites, ce qui indique un milieu marin ouvert. Les autres organismes précisent un milieu sous la zone d'action des vagues. La teneur en argile plus importante dans certaines parties de MF1.2 suppose un milieu ouvert sous la zone d'actions des vagues. Cependant légèrement plus profond que celui de MF1 .1. La pauvreté en faune et bioclaste de MF1.3 impose un milieu plus calme et plus profond que MF1.1 et MF1.2. MF1.3 peut donc être associé à une zone de plate-forme profonde alors que MF1.2 et MF1.1 sont associé en base de talus avec MF1.1 moins profond que MF1.2.Un épisode de transgression constant s'impose donc dans cette zone du Conflent

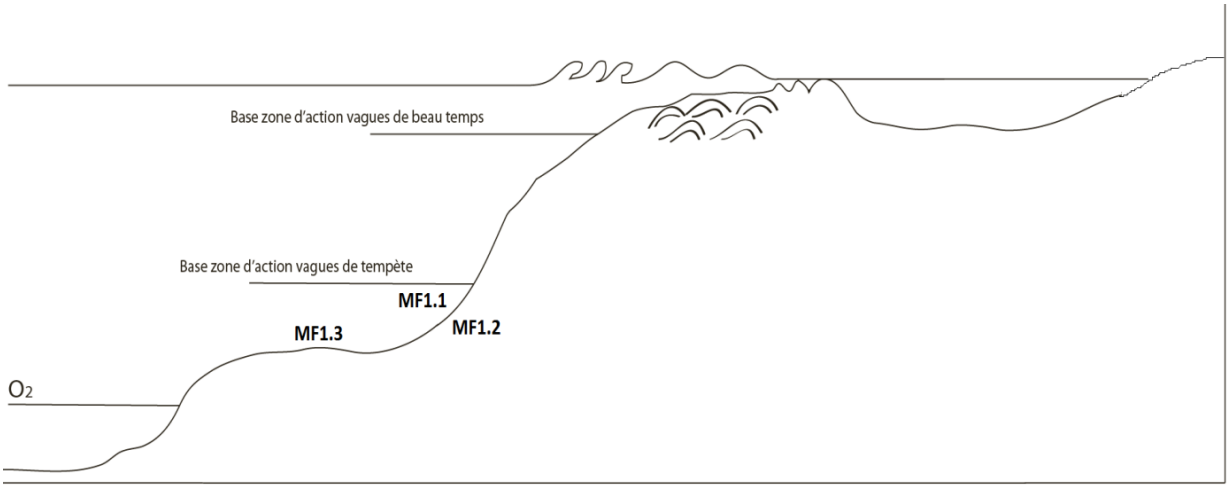


Figure 10 : Modèle synthétique paléo-environnemental pour la formation de Conat-Villefranche de Conflent dans le Conflent. Les différents microfaciès ont été replacés.

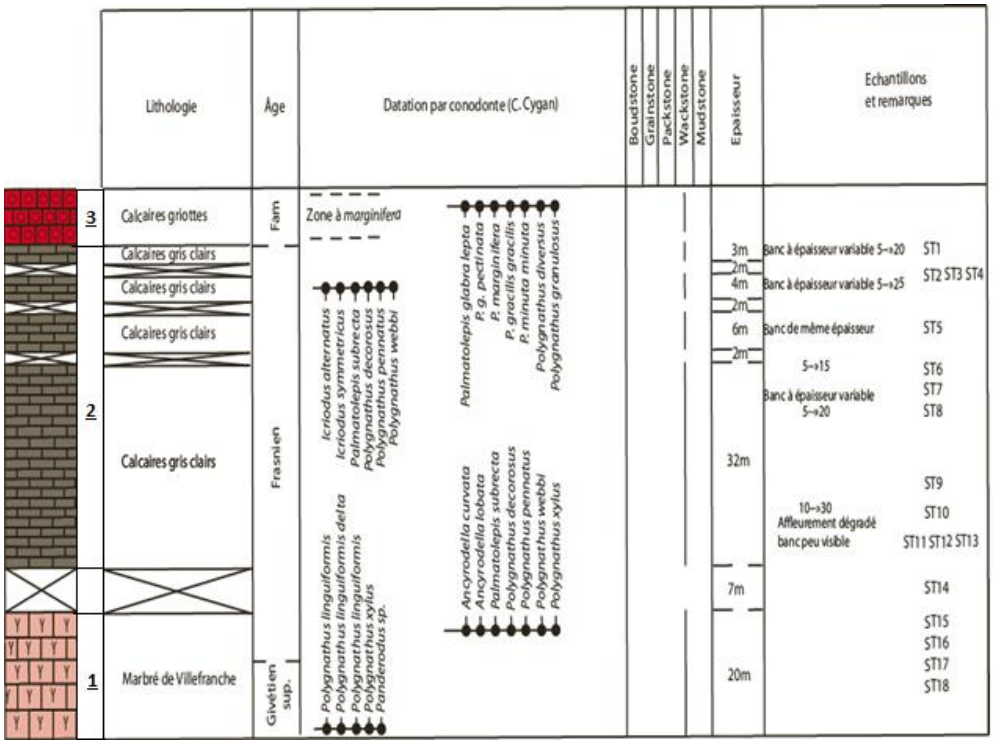


Tableau 1 : Colonne stratigraphique entre Conat et Villefranche de Conflent. Etude de conodontes dévoniens d'après Cygan (1979)

6. LES ASPRES

Au sein des Aspres, on peut observer dans certains secteurs, une série calcaro-dolomitique attribuée au Dévonien inférieur et moyen reposant sur la série de Jujols (Cavet 1958) par l'intermédiaire de termes d'âge caradocien-ashgilien et Silurien. La présence du Dévonien supérieur n'a pas été établie par Cavet. Néanmoins l'existence locale de calcaires « griottes » à Goniatites signalé par Depéret & Loutrel (1909) semble suggérer une telle présence. Les différentes zones visitées dans les Aspres correspondent aux alentours de Caixas et au Sud- Est de Castelnou près du ravin du Coume d'Abeille.

6.1 Mont Halène (MRUD011)

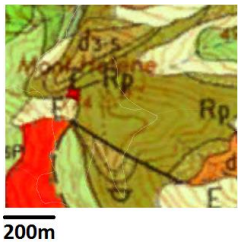


Figure 11 : Localisation de la Zone étudie du Mont Halène

La zone située au Sud-Ouest de Caixas est relativement restreinte avec seulement deux petits îlots entourés d'Ordovicien supérieur. Datés de l'Emsien au Givétien (Cavet & Laumonier 2013) Les faciès observés sont le Marbre Flambé de Villefranche, visible de manière ponctuelle sur le sentier emprunté, ainsi que des calcaires en bancs métrique avec des zones de dolomitisation. Aucun autres faciès n'a pu être observé du fait de la végétation.

6.2 Coupe : Coume d'Abeille des Aspres (MRUD007)

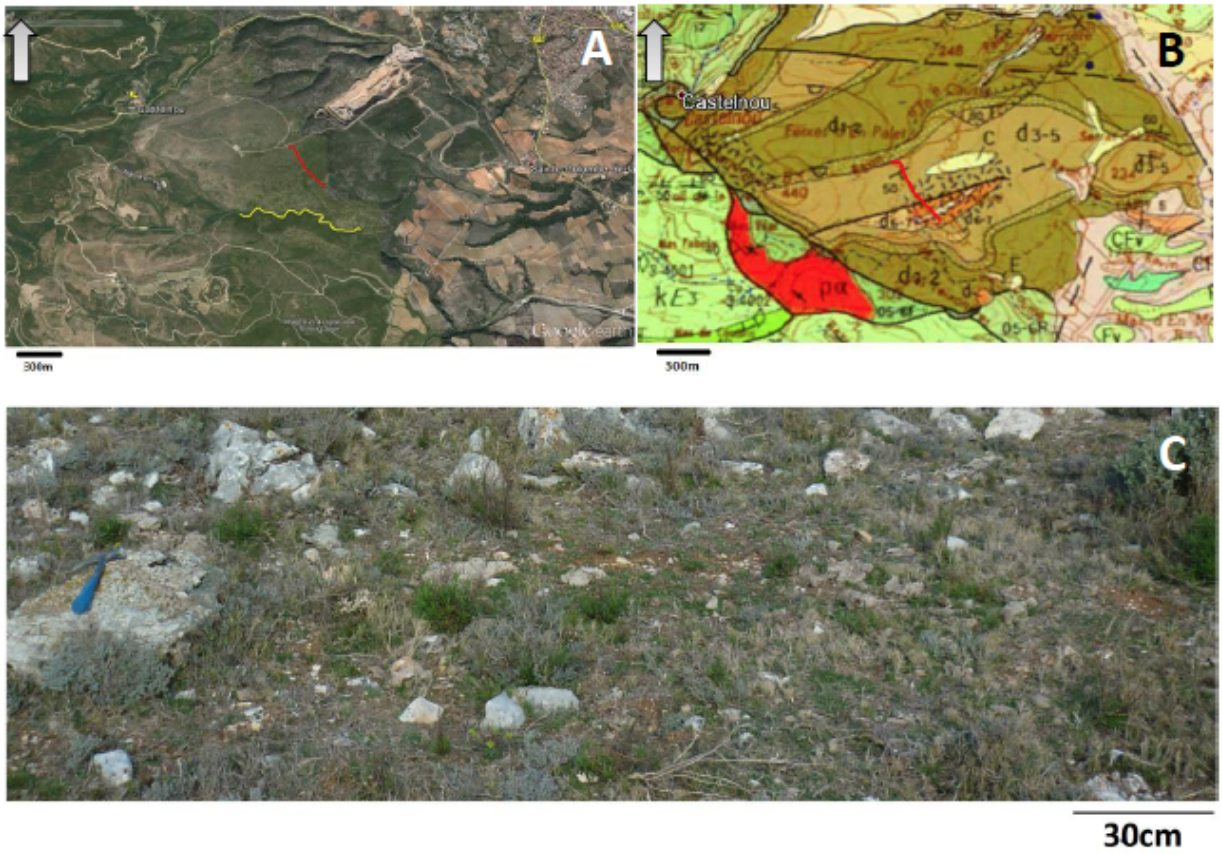


Figure 12 : Localisation de la zone étudiée près du Ravin Coume d'Abeille au Sud-Est de Castelnou : sur photo aérienne avec le tracé du ravin en jaune et le tracé de la coupe en rouge (A), sur la carte géologique avec tracé de la coupe en rouge (B) et photo de l'affleurement (C) de la partie centrale de la zone étudiée

Localisation :

La coupe relevée se situe dans sur la bordure méridionale du Causse, 2000 mètres à l'est-sud-est de Castelnou, au nord d'un petit ravin orienté NW-SE entre le ruisseau de la Coume d'Abeille et la cote 303. La coupe débute au NW du Ravin et tend vers celui au SSE. Il s'agit d'un sentier d'une centaine de mètres couvert en grande partie d'un tapis végétal.

Stratigraphie :

Le Dévonien dans les Aspres est assez disséminé. La série la plus complète étant située dans le Causse de Thuir (Cygan & Raymond 1979). Cette série repose sur le Silurien pas un contact tectonisé. Cygan & Raymond (1979) ont caractérisé au sein du Dévonien d'une part le Gédinnien- Emsien inférieur, d'autre part le Givétien supérieur-Famennien terminal avec des calcaires noduleux. Les calcaires à grands accidents siliceux étant datés de l'Emsien supérieur au

Givétien. L'Attribution de l'Eifélien pour ce faciès s'impose.

Macrofaciès :

1. La série commence avec des calcaires gris à grains fins à chailles associés parfois à des Polypiers siliceux (Cavet 1957) d'une puissance de 14 mètres débités en banc d'épaisseur très variable (5 à 40cm). Les accidents siliceux de couleur brun clair sont visibles sous la forme de concrétions mais aussi de lentilles ou rubans plus au moins longs.

Figure 13 : Calcaire gris à grains fins à chailles. Coume d'Abeille. Unité 1

2. Les 29 mètres suivant sont légèrement dolomitisés avec une dolomitisation plus marquée en base de l'ensemble. Le pendage est SSE. Les accidents siliceux sont toujours bien visibles. L'ensemble suivant de près de 50 mètres, est similaire au premier avec des calcaires à chailles. Seule variation visible est l'épaisseur des bancs qui devient plus fine (5 à 10 cm). Le pendage plus vers le sud.

3. Des calcaires gris massifs avec pour la première fois une absence remarquée de chailles qui donc contredit les travaux de Cygan et Raymond (1979). Cette absence est observable sur 33 mètres avant l'apparition d'une discordance. Cette faille marque la fin de l'absence de concrétions siliceuses. Le pendage redevient SSE.

4. On retrouve ensuite les calcaires à chaille d'une faible puissance (17 mètres) similaire à l'ensemble 3.

5. L'ensemble présente des calcaires fins à la patine roussâtre d'une puissance de 28 mètres. On remarque un pendage qui s'inverse.

6. Le dernier ensemble est marquez par des calcaires noduleux ocre d'une épaisseur de 45 mètres. Ce changement de faciès marque le passage à une granulométrie plus fine. Le pendage est toujours inversé NNW mais quasi-vertical. Perte des calcaires noduleux ocre au bout de quelques mètres. Le retour des calcaires à chailles se précise environ une trentaine de mètres après la disparition des calcaires noduleux ocre.

Ce qui est remarquable dans un premier temps est la différence de puissance observée par rapport à la coupe relevée par Cygan et Raymond (1979). Les séries observées pour ce qui semble être associé aux étages Givétien et Frasnien, semblent concordées en termes de lithologie mais pas en termes de puissance. L'ensemble à calcaires fins roussâtres est moins important (28 contre 50 mètre pour Cygan et Raymond). Tandis que l'ensemble à calcaires noduleux ocre est plus important que celui décrit en 1979 (45 contre 20 mètres). Ces variations ne sont pas des plus importantes comparées à l'ensemble définis comme des calcaires massifs à chailles associé à l'Eifelien. Il apparaît donc que la puissance de cet ensemble a été fortement sous-estimée.

Microfaciès :

Les différents microfaciès décrits ci-dessous sont représenté sur la planche 2 (cf : annexe). Celle-ci représente les photos des lames minces les plus représentatives.

MF2.1 : Wackstone à faible présence bioclastique (10%)

La faune est de manière générale très peu représentée. Présence en sections minces de rares et isolés crinoïdes et bryozoaires. Bioclastes non identifiables et de faible proportion. Microsparite gris claire. La matrice est peu visible avec un faible remplissage sparitique. CA1, CA2, CA4, CA5, CA6, CA7, CA8, CA9, CA10, CA19 et CA20.

MF2.2 : Packstone crinoïdique à bioclastes

Faune essentiellement constituée de crinoïdes avec de rares bryozoaires et gastéropodes. Rares fragment d'arthropodes (trilobites). Nombreux bioclastes (30 à 40%) identifiables de crinoïdes et non identifiables. Peu de liant micritique. CA3. MF2.3 : Wackstone bioclastique

Faune constituée essentiellement de crinoïdes et tentaculites avec rares céphalopodes. Rares fragments d'arthropodes (trilobites). Nombreux bioclastes (20 à 30%) de céphalopodes, tentaculites et crinoïdes. Présence plus riche en bioclaste pour CA17 (packstone). Boue micritique grise avec la présence de micro veines d'argilites de couleur plus sombre. CA13, CA14, CA17 et CA23.

MF2.4 : Mudstone à rares bioclastes

Faune inexistante. Bioclastes inexistants ou non identifiables dans une boue micritique de couleur grise légèrement foncée (50%). Présence de zones à recristallisation à remplissage sparitique (50%). CA22. MF2.5 : Mudstone argileux

Faune inexistante ou à rares céphalopodes. Faible présence bioclastique (<1%) avec bioclastes non identifiables. Présence d'importantes veines d'argilites donnant une couleur ocre a marron. Des nodules ou des horizons sont identifiables dans certaines lames minces. CA25, CA27, CA28 et CA29.

Interprétation :

Macrofaciès: L'Interprétation au niveau macroscopique est assez rapide dans le sens où l'ensemble des macrofaciès est caractérisé soit par la présence de calcaire à concrétions de silices soit par la présence de calcaire plus ou moins noduleux dont les couleurs roussâtre et ocre sont caractéristiques d'une teneur en argile plus ou moins importantes. Les textures à

grains fins voire micritique pour l'ensemble 6 impose la présence d'un milieu calme et assez profond. Cela implique dans les deux cas un milieu de plate-forme ouvert plus ou moins profond.

Microfaciès: La texture microsparitique de MF2.1 rend l'interprétation plus compliquée. Cependant, ce microfaciès a une faune constitué de crinoïdes et de bryozoaires. Organismes caractéristiques d'un milieu ouvert et calme sous la zone d'action des vagues. De plus il est clairement établi que le remplissage microsparitique est dû à une cristallisation d'une ancienne matrice micritique. Une interprétation d'un domaine plus ouvert s'impose donc. MF2.2, par la présence de nombreux bioclastes nous indique un milieu infralittoral. De plus la texture packstone implique un milieu à énergie variable. Donc en zone d'action des vagues. Néanmoins la présence élevée de crinoïdes a tendance à augmenter la profondeur du milieu. MF2.3 est caractéristique d'un milieu ouvert du fait d'une faune variée pélagiques et de zone profonde. La présence plus faible de bioclastes que MF2.2, et la texture wackstone sont aussi pertinents dans l'hypothèse d'un milieu plus profond à la limite inférieure de la zone d'action de vague. MF2.4 diffère de MF2.3 par l'absence remarquable de faunes et de bioclastes la texture reste néanmoins la même. Il est donc concevable que MF2.4 soit caractéristique d'un milieu ouvert plus profond ou soit seulement un cas particulier toutefois pouvant être associé à MF2.3. MF2.5 est caractérisée par une boue micritique argileuse qui est le résultat d'une lente accumulation d'éléments en suspension. Ce qui implique un milieu calme soit en milieu de plate-forme profonde soit en milieu de bassin.

L'Hypothèse d'une transgression dont le pic de profondeur correspond à MF2.5 et dont la formation est donc la plus probable au vu de l'interprétation des macrofaciès et microfaciès avec la présence d'un épisode de courte durée de régression caractérisé par le microfaciès MF2.2. Il est aussi envisageable la présence d'un milieu fluctuant court avant l'apparition de la trangression (Figure 8).

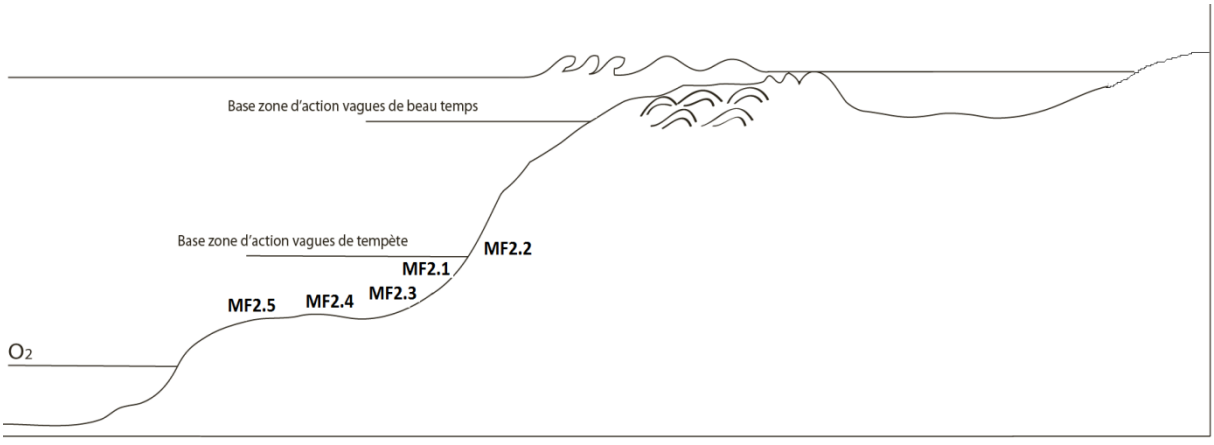


Figure 14 : Modèle synthétique paléoenvironnemental pour la coupe Coume d'Abeille. Les différents microfaciès ont été replacés

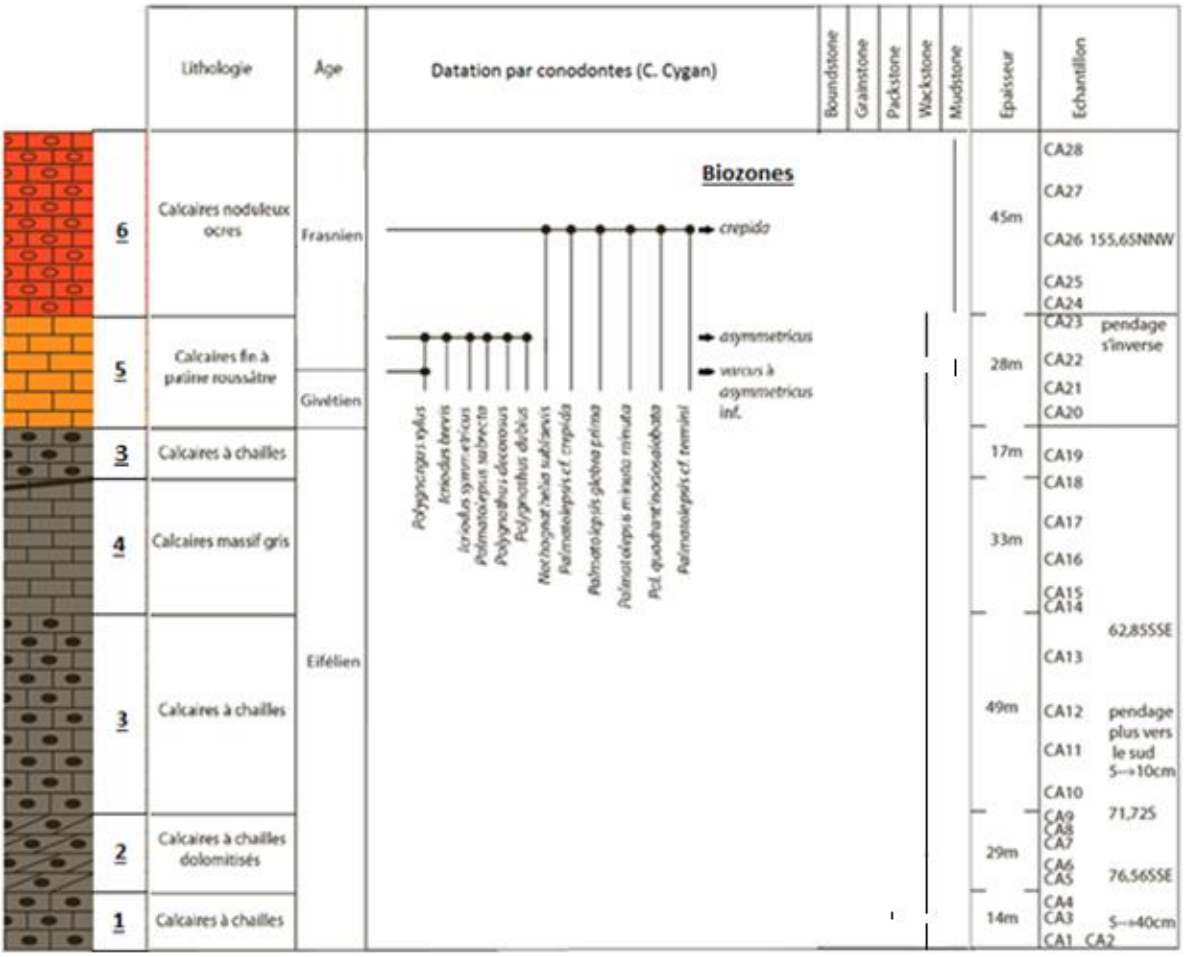


Tableau 2 : Colonne stratigraphique du Coume d'Abeille. Etude de conodontes dévoniens d'après Cygan (1979)

7. MOUTHOUMET

Situé dans l'avant-pays sous-pyrénéen audois, ce massif paléozoïque est composé de 4 unités structurales complexes (Bessière 1987). Dans le cas de notre étude, nous avons visitées les deux premières unités correspondant à l'autochtone relatif et à l'unité Roc de Nitable. Il est donc nécessaire donc de parler de ce massif qui constitue avec le pointement plus septentrional de la Montagne d'Alaric le seul témoin connu du Paléozoïque avec, au Nord, la Montagne Noire à l'extrémité méridionale du Massif Central et, au Sud, la Chaîne Pyrénéenne. Cette zone particulière englobe une grande partie du Paléozoïque allant de l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère inclus. Elle est formée de terrains sédimentaires pour l'essentiel et est surtout affectée par deux orogénèses (varisque et alpin). Les cartes géologiques de Tuchan 1/50000, de Quillan 1/50000 et Limoux 1/50000 permettent une meilleure visualisation des différents terrains visibles dans cette zone.

7.1 Coupe Villardebelle (MRUD001)

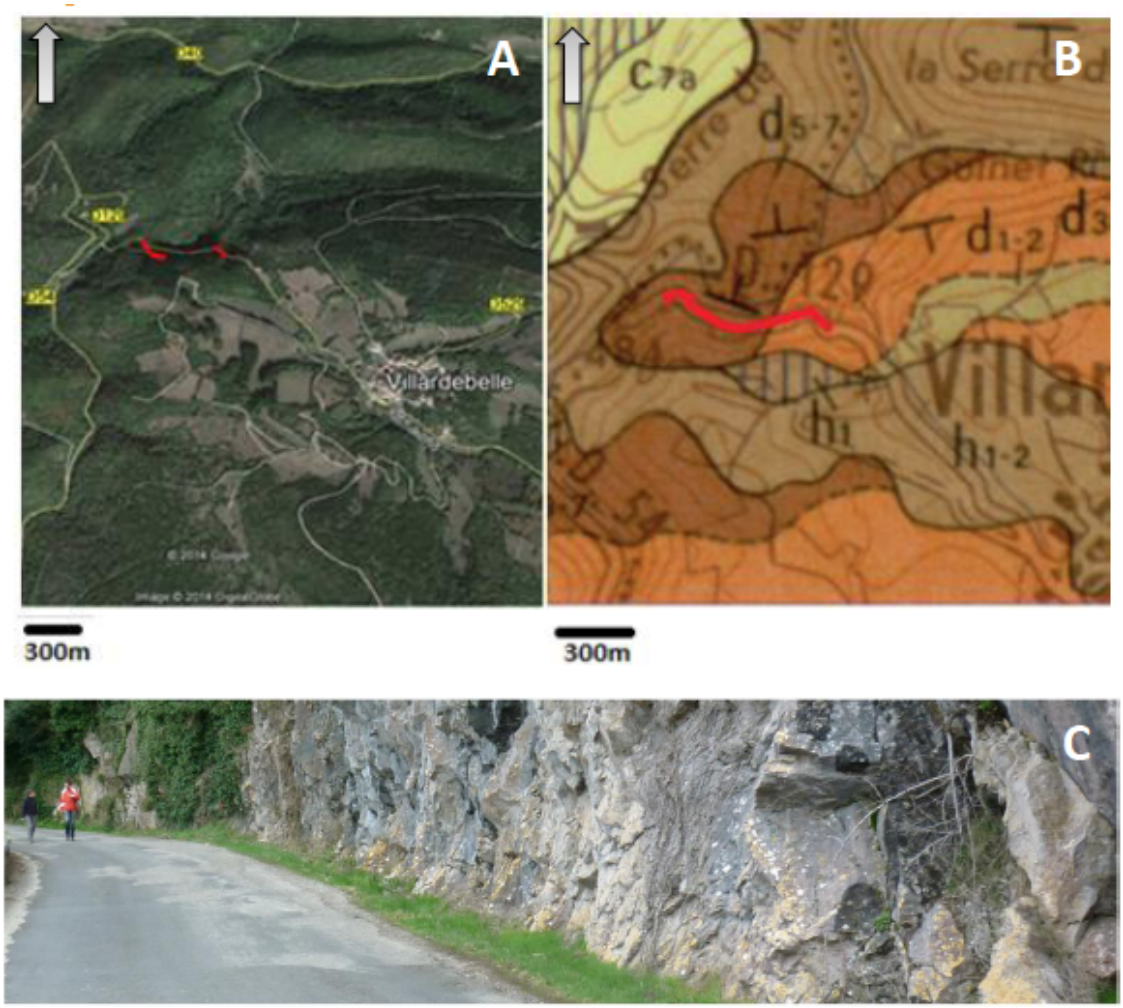


Figure 15 : Localisation de la zone étudiée sur la D129 au Nord-Ouest de Villardebelle: Photo aérienne (A), carte géologique de Limoux 1/50000 (Berger *et al.* 1993) (B) et affleurement (C) de la zone étudiée. En rouge : Tracé de la coupe (A) et (B) ;

Localisation :

La coupe étudiée se situe au Nord-Ouest de Villardebelle dans l'unité structurale Autochtone relatif du Mouthoumet. Sur la D129. Elle commence au niveau d'un virage vers la droite après une lacune de plusieurs mètres. L'affleurement nous apparaît comme continue sur plus de 50 mètres jusqu'au virage suivant sur la gauche légèrement en épingle à cheveux. Certaines zones sont peu visibles mais la végétation n'altère en rien la description de l'affleurement

Stratigraphie :
Aux environs de Villardebelle affleure une série dévonienne essentiellement calcaire. On retrouve à l'Est un niveau conglomératique à élément dolomitique associé au Dévonien inférieur. Un calcaire plus compact à patine gris clair plus sombre à la cassure avec de rares accidents siliceux indique le Dévonien moyen plus à l'Ouest de Villardebelle. Le Dévonien supérieur est, lui représenté par un enrichissement détritique mais aussi par des calcaires

gris/bleu ou encore plus clair à joints phylliteux (Bessière 1987). Cygan (1979) estime cet enrichissement comme daté du Givétien moyen et tardif.

Macrofaciès :

1. Les 30 premiers mètres nous montrent des calcaires gris à l'apparence massive de couleur légèrement orange mais à la cassure grise (Figure 16), avec des niveaux d'altération surtout en hauteur où l'on voit la formation de bancs décimétriques (10 à 40 cm) à métriques. Certains endroits sont moins visibles du fait de la végétation (les 2 premiers mètres et entre le 15ème et le 20ème mètre de l'ensemble. Certaines zones très ponctuelles présentent des tentaculites.

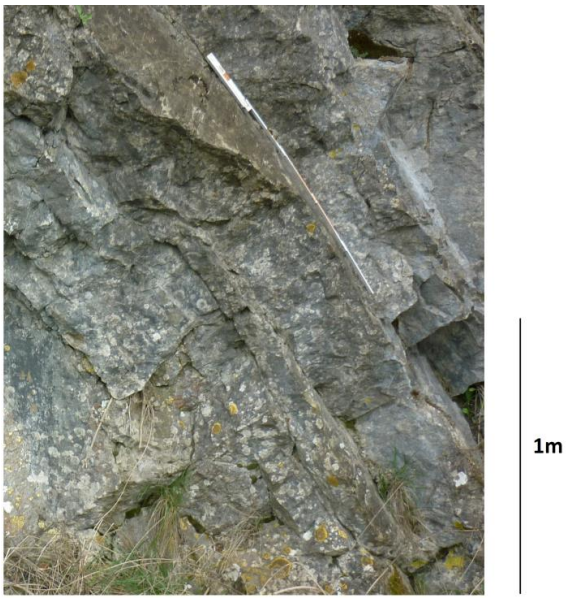


Figure 16 : Bancs de Calcaires massifs gris de Villardebelle. Unité 1

2. Le second ensemble, d'environ 8 mètres, nous propose des calcaires massifs gris avec une formation plus homogène en base de route. Des bancs (20cm) se forment plus en hauteur du fait de l'altération. Les 3 derniers mètres semblent plus altérés et disposée en bancs plus fins (10 à 30cm).

3. L'ensemble suivant montre des calcaires à la patine plus claire toujours très massifs et homogènes mais avec une absence de bancs. L'ensemble mesure environ 8 mètres.

4. Le quatrième ensemble présente des calcaires gris légèrement moins massif que le précédent avec une patine de couleur grise plus foncée. L'altération nous dévoile des calcaires débités en bancs centimétriques à décimétriques (5 à 25cm) sur une épaisseur totale de 4,5m. Ces 50 premiers mètres est composés de calcaires à la textures à grains fins (wackstone/mudstone). Le pendage est sensiblement le même : 51, 58N. La suite de l'affleurement si situe à une 100aine de mètres après le virage sur la gauche au niveau d'air air de parking.

5. Cet ensemble mesurant 15 à 20 mètres est composé de bancs centimétriques à décimétriques (5 à 50cm) de calcaires gris massif. Les bancs peu visibles situés en hauteur par

rapport au sol sont plus épais et moins altérés que la partie basse où l'on voit des bancs plus marqués, moins épais avec des joints phylliteux.

6. L'ensemble suivant est composé 3 bancs avec un de 40cm en base d'ensemble et les deux suivant de 20cm. Ces bancs sont en contact direct avec des calcaires plus massifs de couleur grise et qui semblent similaires à l'ensemble précédent (pendage 98, 55N). Une lacune végétale d'observation apparaît sur 3 mètres. L'ensemble continue en bordure de route où la végétation est prédominante avec des bancs de 10 à 30cm. A la fin de l'ensemble on dénombre 4 bancs d'épaisseur égale pluri décimétriques (70cm) similaires aux bancs précédents.

7. Malgré la végétation, l'ensemble suivant apparaît nettement (rupture de faciès). Il s'agit de lydiennes noires sur environ 6 mètres disposées en bancs très fins centimétriques avec une alternance des argilites noires suivie d'une alternance sur environ 5 mètres de calcaires gris sombre d'épaisseur décimétrique (10 à 20 centimètres) et de nouveau des niveaux d'argilite noire (5 à 10 centimètres). Ces argilites ont des structures en lamines entrecroisées avec la présence de niveaux plus ou moins sombres et contenant de fin grains de pyrite. La base et le top des bancs de calcaires ne sont plus rectilignes mais ondulent (Figure 17).

Figure 17 : Alternance calcaires et siltites noires de Villardebelle. Partie supérieur de la coupe (unité 7)

8. Le dernier ensemble (12m) est une zone déformée. Elle est composée de calcaires gris clair, avec des tendances bleutées, disposés en bancs centimétriques à décimétriques (5 à 25cm) avec des joints phylliteux avec l'apparition de nodules. Dans la partie supérieure de l'ensemble voit la couleur virée légèrement au marron clair avec l'apparition progressive de nodules. L'ensemble prend fin dans un virage avec un panneau signalant un carrefour.

Microfaciès : (Planche 3 et 4).

Dans cette description le pourcentage noté correspond à un pourcentage bioclastique dans le liant matriciel. Dans ce cas-ci il permet une différenciation entre MF3.1, MF3.4 et MF3.5.

MF3.1 : Packstone à crinoïdes (60%)

Faune composé de crinoïdes bryozoaires et fragments des trilobites. Rares tentaculites. Les différents organismes et bioclastes sont jointifs laissant peu de liant micritique de couleur grise.

VIL 1.

MF3.2 : Wackstone bioclastique à zone sparitique 20%

Faune peu représentée (rares crinoïde et rares brachiopodes). Certaines zones semblent recristallisées. Des joints phylliteux sont visibles. Boue micritique grise assez claire. VIL6 et VIL21.

MF3.3 : Wackstone bioclastique (10%)

Faune riche composée de crinoïdes, bryozoaires, brachiopodes et fragments d'arthropodes. Des zones plus sombres et plus riches en bioclastes sont visibles. Mais aussi des zones plus claires et plus riches en bioclastes et organismes. La boue micritique est de couleur grise avec de nombreux contrastes. Des veines d'argiles peuvent apparaître. VIL9, VIL10, VIL13, VIL23.

MF3.4 : Packstone bioclastique (50%)

Rares organismes complets (crinoïdes). De nombreux bioclastes et jointifs de crinoïdes, brachiopodes et fragment d'arthropodes dans une boue micritique de couleur grise claire avec de rares veines d'argile. VIL 16 et VIL19.

MF3.5 : Packstone bioclastique (40%)

Faune riche en tentaculites. Rares crinoïdes. Bioclastes nombreux et jointifs, peu identifiables sauf rares brachiopodes. La boue micritique est plus sombre et homogène. VIL22.

MF3.6 : Mudstone noir à tentaculites

La faune est essentiellement représentée par des tentaculites et rares fragments de brachiopodes. Peu de bioclastes peu identifiables. Des niveaux plus riches en organismes sont visibles. Boue micritique noire avec de nombreuses fracturations. VIL25.

MF3.7 : Mudstone (<2%)

Faune peu présente. Rares tentaculites et brachiopodes. Peu de bioclastes. Différents niveaux micritiques visibles, avec un niveau gris foncé homogène composé de veines d'argile, et un niveau marron/gris foncé plus lité. VIL26 et VIL28

Interprétation :

La corrélation entre MF3.1, MF3.4, MF3.5 et un paléoenvironnement très proche s'érige. Néanmoins, on observe une variation au niveau du pourcentage de bioclastes dans les différents microfaciès. Il est donc possible au vu de la faune visible riche en crinoïdes d'associer ces différents microfaciès à un contexte de milieu ouvert sous la zone d'action des vagues, au niveau de la partie inférieure du talus de la plate-forme carbonatée. Avec pour position MF3.5 plus profond que MF3.4, lui-même plus profond que MF3.1. MF3.2 et MF3.3 peuvent, eux aussi être assimilés à un contexte proche. Dans ce cas présent, c'est toujours la faune et le pourcentage de bioclastes qui permettent une séparation. Dans MF3.3, on retrouve des bryozoaires, typique d'un milieu calme. Organismes non visibles chez MF2.2. Un milieu de plate-forme profonde et calme s'impose donc avec MF3.3 plus profond que MF3.2. MF3.6 à un liant matriciel micritique noir et très compact. Associé à la rare présence d'organismes et de

bioclastes cela implique un milieu particulièrement profond au niveau de la plate-forme profonde. MF3.7 est, lui, associé à une zone moins profonde du fait de sa matrice micritique plutôt grise. Avec la faible présence de bioclastes.

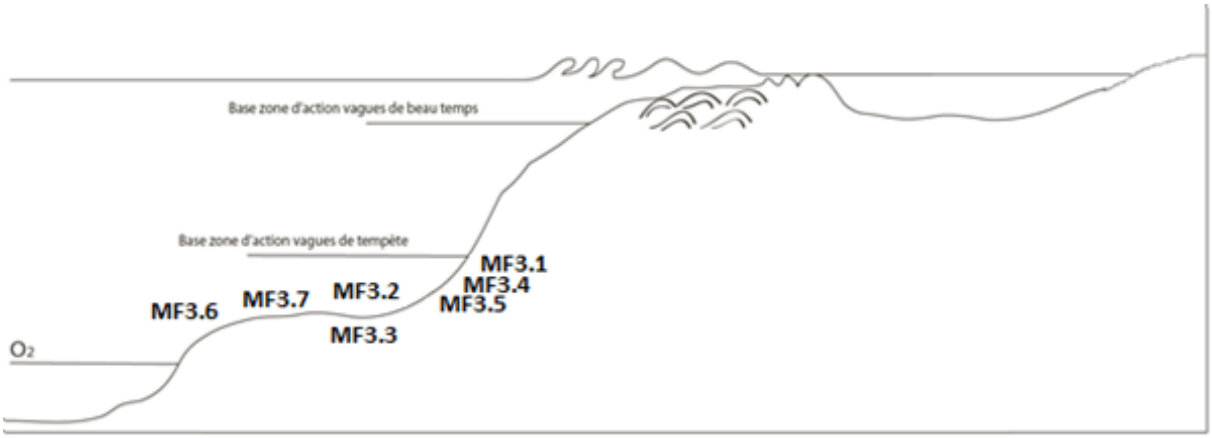


Figure 18 : Modèle synthétique paléoenvironnemental pour la coupe près de Villardebelle. Les différents microfaciès ont été replacés

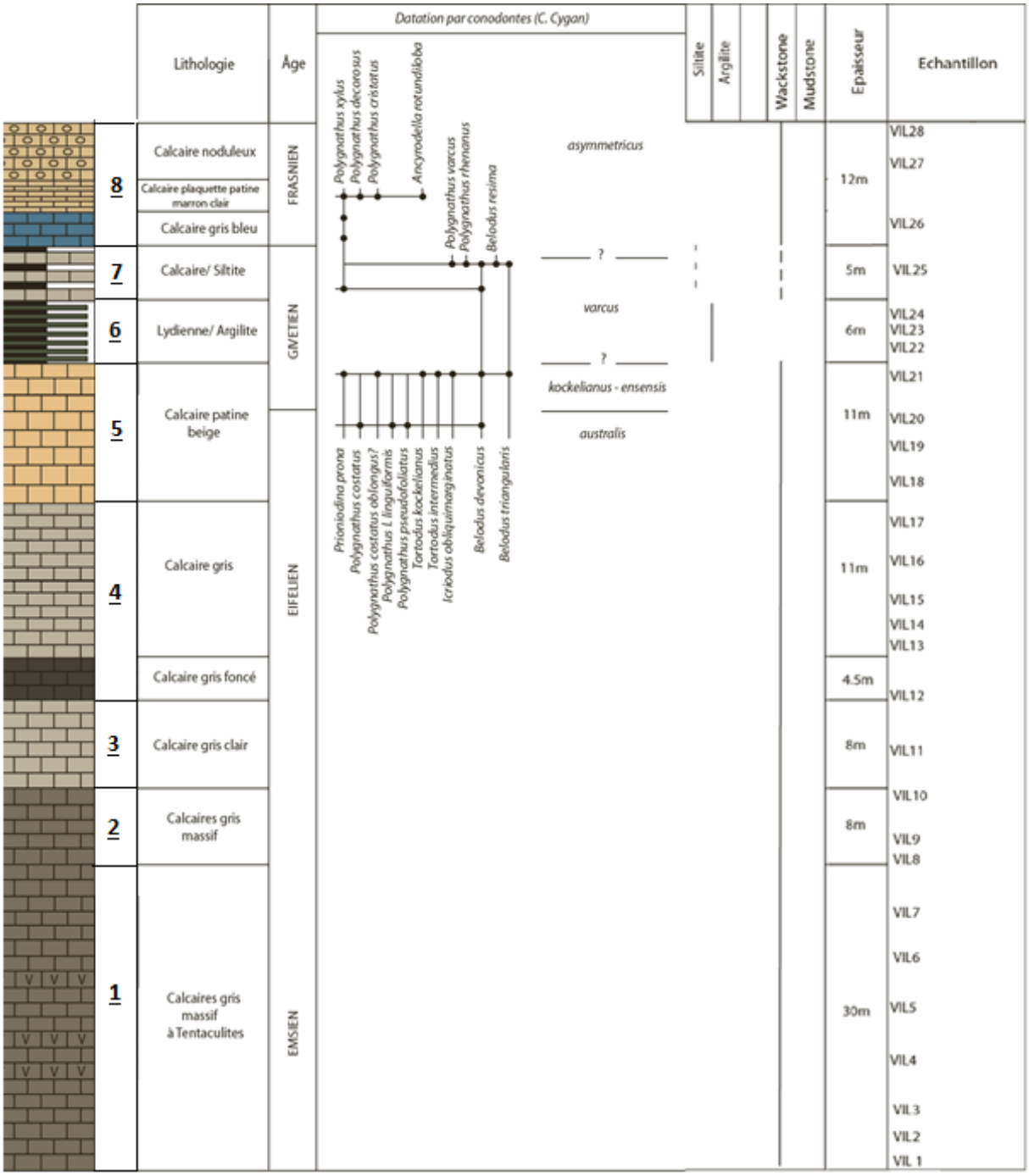


Tableau 3 : Colonne stratigraphique de Villardebelle. Conodontes d'après Cygan (1979).

7.2 Coup de la D212 Sud du Pont d'Orbieu (MRUD002)

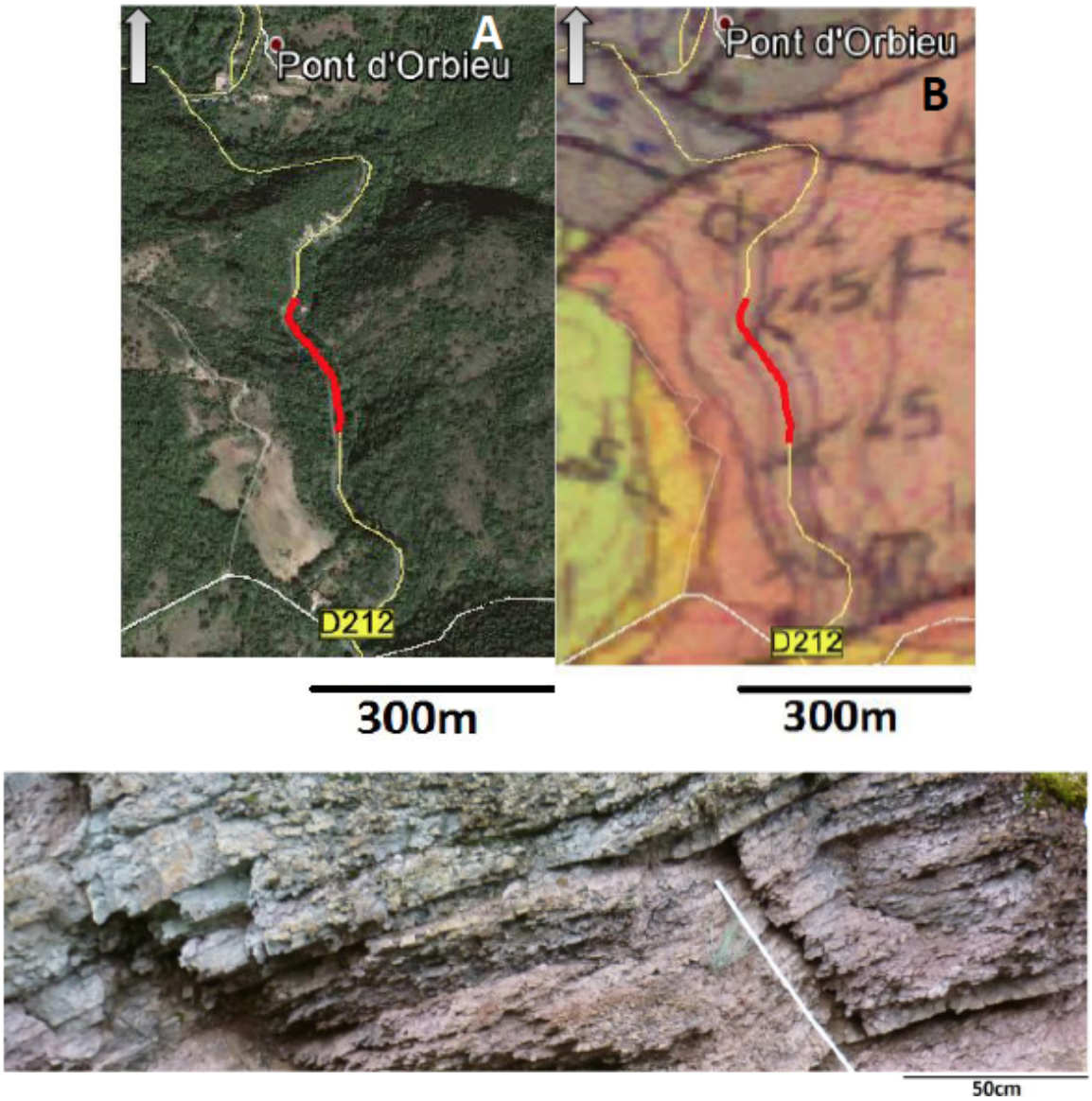


Figure 19 : Localisation de la zone étudiée sur la D212 au Sud du pont d'Orbieu : sur photo aérienne (A), sur l'extrait de la carte géologique de Quillan 1/50000 (B) et partie de l'affleurement (C) de la zone étudiée

Localisation :

La coupe se situe au Sud du Pont d'Orbieu sur la D212 en direction de La Grave. Elle commence à l'extrémité de ce qui semble être un accident au milieu d'un virage vers la gauche à l'extrémité d'un mur de pierre côté gauche de la route à l'Est d'Albières.

Stratigraphie :

Au Sud du Pont d'Orbieu, le Dévonien affleure et représente la totalité du Dévonien inférieur avec la partie inférieure du Dévonien moyen (Eifelien) caractérisé par des calcaires marneux alternant des niveaux marno-calcaires d'après la carte explicative de Quillan (Bessière *et al.* 1989). Les travaux de Bessière (1987) permettent une meilleure appréhension de cet

affleurement dont l'étude n'a jamais été faite.

Macrofaciès :

1. Le premier ensemble d'environ 6 mètres est composé de bancs calcaires marneux noduleux avec une alternance de bancs marno-calcaires, eux aussi noduleux, d'épaisseurs décimétriques. Les calcaires marneux semblent plus massifs (Figure 20), avec des nodules légèrement moins visibles que dans les marnes calcaires. La base de l'ensemble présente des joints phylliteux entre chaque banc. Cette base présente aussi supérieure de l'ensemble voit les bancs marno-calcaires diminuer en épaisseur (15cm) laissant place à des bancs de calcaires marneux de taille quasi métrique avec un banc de 1 mètre au top de l'ensemble (71, 32 SSE). Cet ensemble prend fin du fait de la présence d'un accident ayant considérablement modifié l'affleurement.

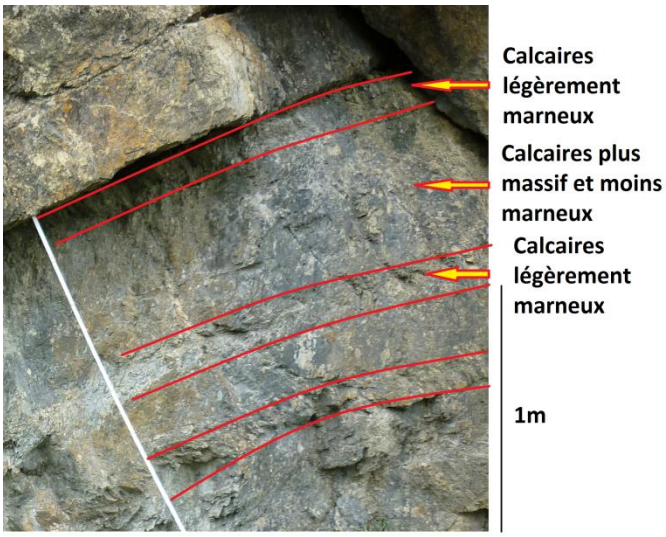


Figure 20 : Différent calcaires marneux dans l'unité 1. Coupe sud Pond d'Orbieu. e

2. L'ensemble suivant est bien plus grand (26m) et semble être dans la continuité du précédent avec, au niveau basal, des bancs de calcaires de couleur grise qui deviennent plus massifs et moins marneux décimétriques à métriques (30cm à 1m) intercalés avec des bancs de taille moindre (15 à 30 cm) de calcaires qui semblent plus marneux (55,45 SE) (cf : Photo 6). Plus on s'éloigne de la base de cet ensemble plus les calcaires à tendance marneuses semblent disparaitre, laissant place à des joints d'argile. Les bancs de calcaires plus massifs voient leur épaisseur diminuer aussi passant à des bancs décimétriques à centimétriques (2 à 30 cm). Les joints d'argiles sont toujours présents et apparaissent parfois centimétriques. La fin de l'ensemble nous montre un léger retour de nodules.

3. Le troisième ensemble de 30 mètres environ, est séparé par une lacune végétale qui mesure 10 mètres environ le long de la route. De couleur rouge/ocre, il est composé en grande majorité de bancs noduleux pluri centimétriques de calcaires marneux (5 à 15 cm) avec la présence de bancs plus fins centimétriques voire millimétriques de marno- calcaires. Ces bancs plus fins ont tendance à disparaitre après 4 mètres laissant place à un calcaire légèrement plus massif. Après environ 8 mètres les bancs deviennent plus friables, avec une perte de la couleur rouge qui

donne des bancs plus rosâtres et grisâtres. Les nodules deviennent plus marqués et les bancs d'argilite ou les joints phylliteux, sont eux, plus prononcés (environ 8 mètres). Sur les 10 prochains mètres, on distingue une alternance entre la couleur rosâtre et grisâtre et la couleur plus rouge et ocre avec toujours notre variation entre calcaires marneux et marnes calcaires (marnes calcaires étant devenues plus épaisses 15 à 20cm). Le tout riche en joints phylliteux (Figure 21).

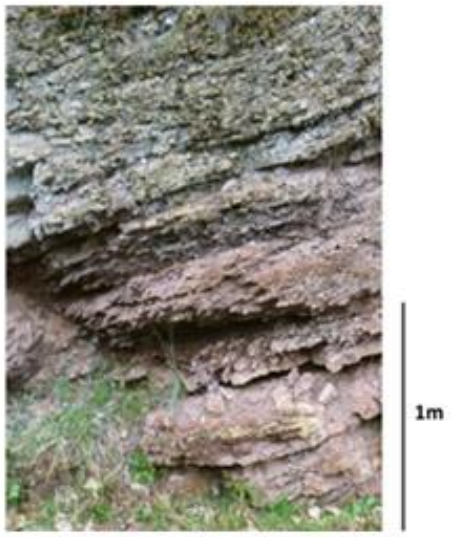


Figure 21 : Alternance des calcaires noduleux et des marno-calcaires. Unité 3. Pont d'Orbieu

4. Cet ensemble de faible épaisseur (4 mètres) est composé d'argilites où l'on peut distinguer de fines couches de marnes.

5. L'ensemble suivant est composé de calcaires marneux rouges qui semblent plus massifs. Il est difficile de distinguer des couches tant cette zone semble déformée. On peut néanmoins voir le retour de nodules de plus en plus prononcé avant la formation d'un accident. A la suite de l'accident, on observe toujours nos calcaires rouges noduleux et très déformés avec progressivement un passage à des niveaux plus gris et moins noduleux (échantillon AP 35).

Microfaciès : planche 1

MF4.1 : Packstone (40%)

Faune riche et parfois jointive. Elle est composée de crinoïdes, bryozoaïres, brachiopodes et rares fragments d'arthropodes (trilobites). Boue micritique grise claire à zone plus foncée. Zone où les bioclastes se font plus rares. AP2 et AP35.

MF4.2 : Wackstone/ Mudstone

Faune inexistante. La boue micritique semble composée de grains de taille légèrement plus importante que pour le microfaciès MF4.4. Les niveaux argileux sont peu visibles. AP4.

MF4.3 : Wackstone bioclastique (10-15%)

Faune peu visible avec rares crinoïdes et rares tentaculites. Les bioclastes sont visibles avec de

nombreux fragments de brachiopodes. La boue micritique est de couleur marron beige ou grise avec de légères variations de contraste. De très faibles niveaux argileux peuvent être identifiés. AP8, AP24 et AP26.

MF4.4 : Mudstone (<1%)

Faune inexistante. Avec de rares bioclastes représentés par des fragments de brachiopodes. Boue micritique de couleur variée (marron et grise). De rares veines de calcite observées. Joints d'argile plus ou moins importants suivant les lames.AP13, AP14, AP15, AP21 et AP25.

Interprétation :

La faune riche de MF4.1 avec des organismes jointifs impose un milieu proche du bordure de la plate-forme externe. La présence de crinoïdes et de bryozoaires tend a abaissé le niveau marin de dépôt. Cependant la quantité bioclastique et faunique implique un milieu plus proche de la surface situé entre les zones d'action des vagues. MF4.3 présente un faible pourcentage bioclastique avec de faible niveau argileux qui impose un niveau situé sous la zone d'action des vagues de tempête. Les mudstones présentant les microfaciès MF4.2 et MF4.4 imposent un milieu relativement profond. La faible présence faunique permet de placer ces microfaciès en milieu de plate-forme profond avec une profondeur et un avancement vers le large pour MF4.4 du faite de son liant micrite à texture plus fine.

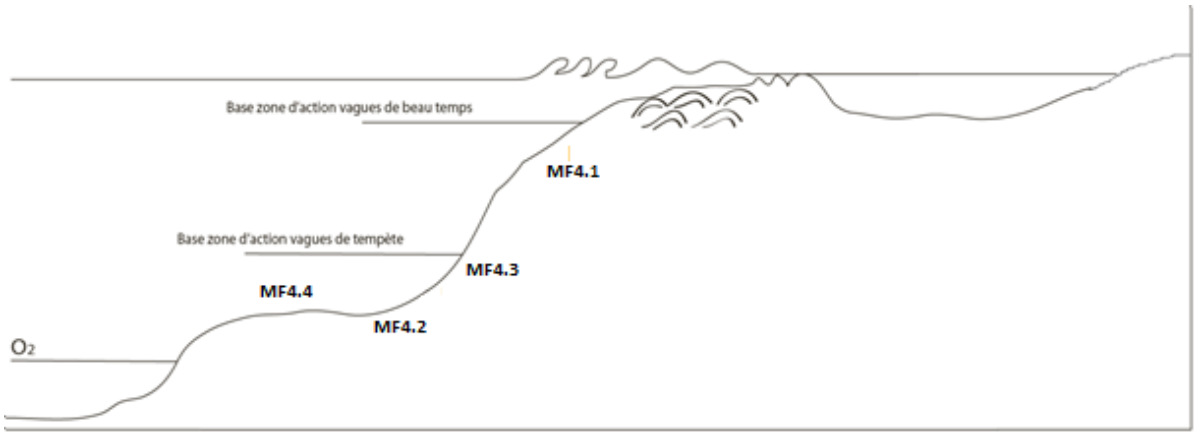


Figure 22 : Modèle synthétique paléoenvironnemental pour la coupe au Sud du Pont d'Orbieu. Les différents microfaciès ont été replacés.

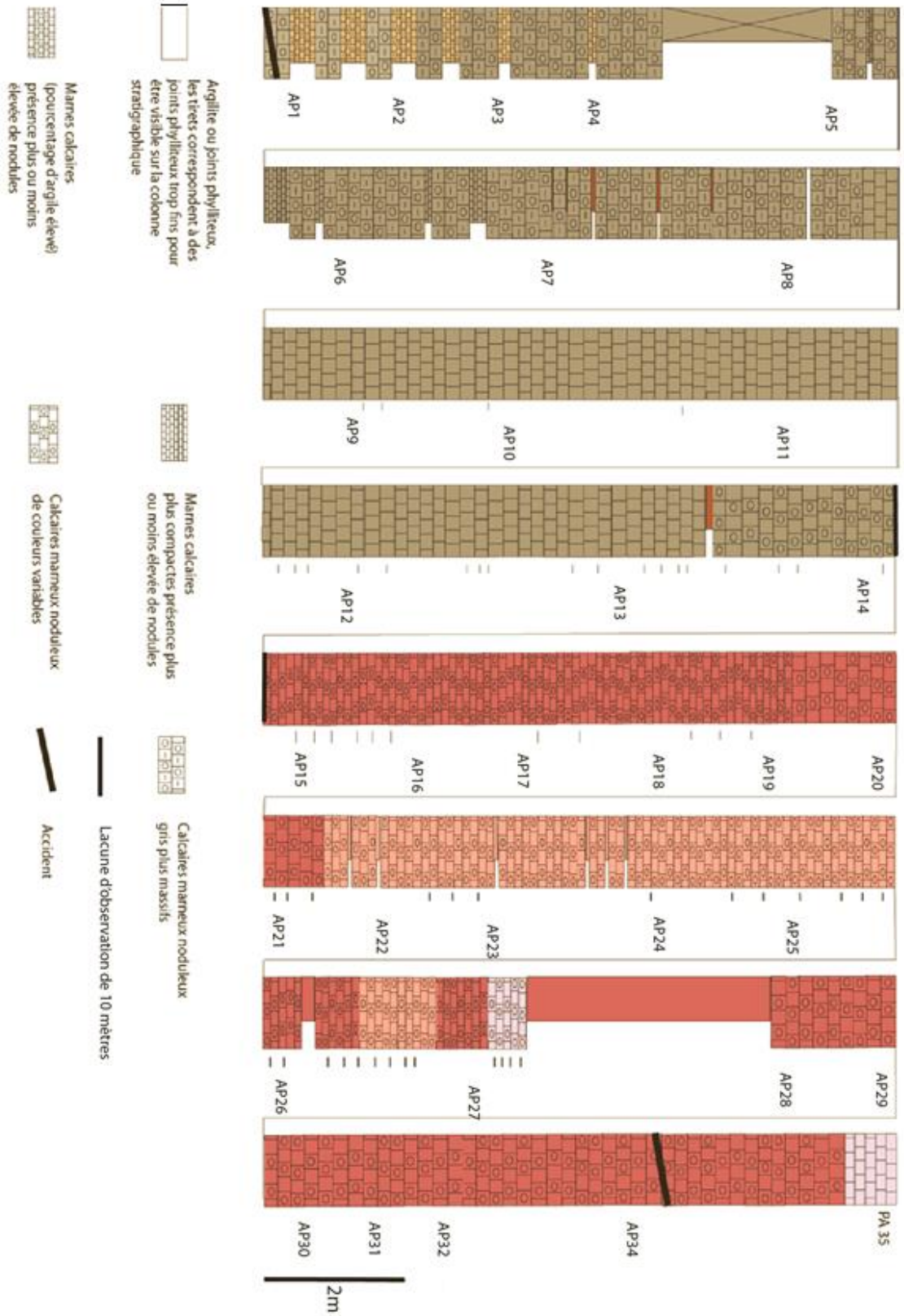


Tableau 4 : Colonne stratigraphique de la D212 au Sud du Pont d'Orbieu

7.3 Pech Negre (MRUD003)

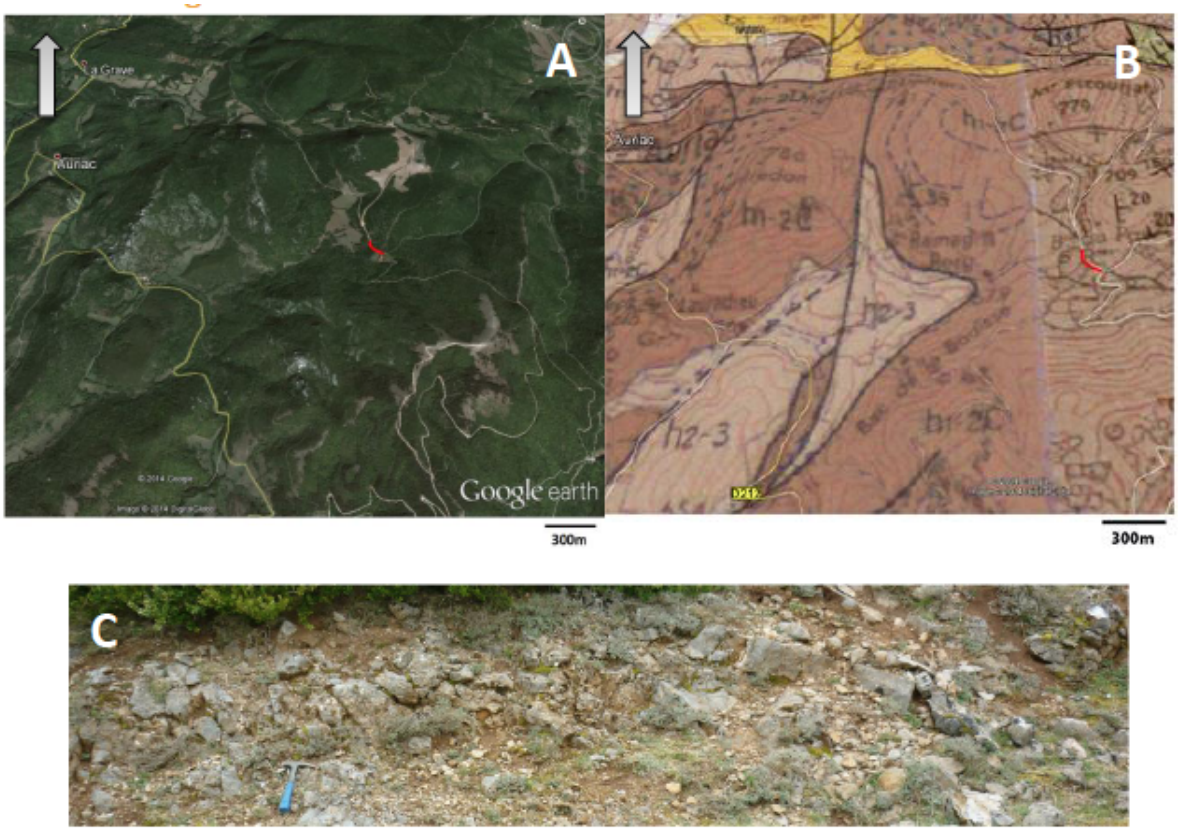


Figure 23 : Localisation de la zone étudiée près du Pech Negre. Tracé de la coupe en rouge sur (A) Photo aérienne, et (B) les cartes géologiques de Quillan et Tuchan 1/50000. (C) Photo de la zone récifale étudiée

La découverte d'une zone récifale a été faite lors de la seconde mission de terrain. Cette zone particulière se situe dans l'unité structurale dite allochtone du Roc de Nitable comme la coupe de la D212 au sud du Pont d'Orbieu, à l'extrême Est de la zone de Tuchan, dans une zone particulièrement boisée et peu fréquentée. Datée du carbonifère inférieur Tournaisien-Viséen supérieur cet ensemble d'une puissance de 30 mètres est constitué de calcaires gris à grains fins avec la présencede nombreux fossiles de taille macroscopique comme des tabulés (*Favosites* ssp., *Alveolites* sp., *Thamnopora* ssp., et *Aulopora* ssp.). Des rugueux (*Mésophyllum* ? sp., et *Disphyllum* ? sp.). Des crinoïdes et des stromatopores (cf : Figure 24), (*Actinostroma* sp., et *Strictostroma* sp.) et des crinoïdes (cf : Planche 5). Ce qui est remarquable dans un premier temps, c'est la présence d'une zone aussi abondante en fossile alors que la totalité des zones étudiées précédemment ne présente pas le moindre fossile visible au niveau macroscopique (sauf le cas des tentaculites pour la coupe de Villardebelle dans l'autochtone relatif). Néanmoins le plus marquant est que la faune observée sur ce site est clairement datée du Givétien/ Givétien sup. On est donc en présence d'une anomalie cartographique qui implique une nouvelle étude complète et précise de cette zone.

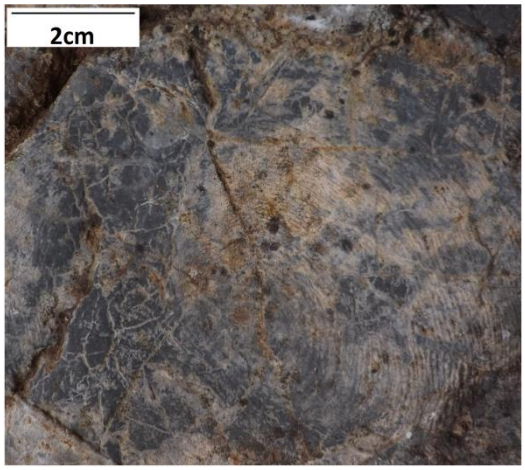


Figure 24 : Stromatopore de la zone récifale Pech Negre

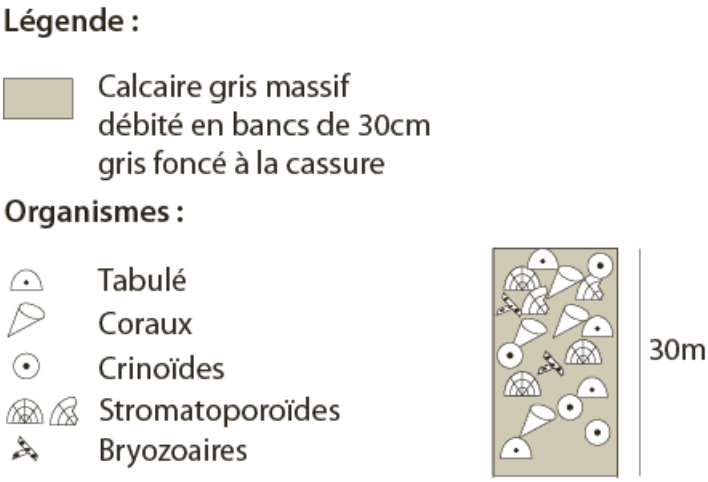


Figure 25 : Colonne biostratigraphique de l'affleurement de Pech Negre

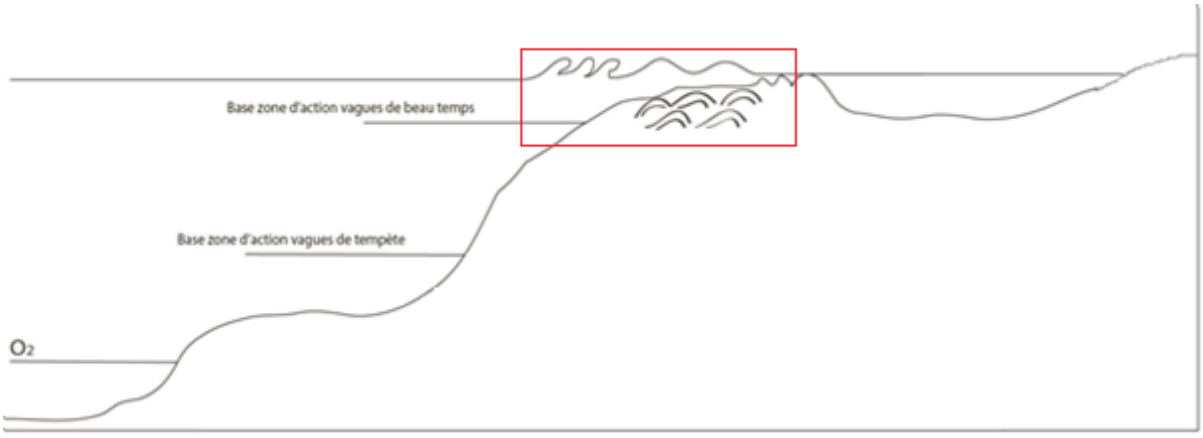


Figure 26 : Modèle synthétique paléoenvironnemental pour l'affleurement de Pech Negre

8. L'AGLY

L'Agly, est une zone des plus complexes. La faible quantité de documents et de travaux antérieurs posent de gros problèmes quant à l'interprétation des terrains dévoniens. Les seuls travaux ont pour objet l'Ordovicien aux environs d'Estagel (Cavet 1967) et les terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly, étudiés par de très nombreux auteurs. Mais le point le plus important est le manque criant de zones d'affleurements. Le peu de données nous est apporté par la carte géologique de Rivesaltes 1/50000 par G.M. Berger *et al.* (1993). Le territoire représenté sur la feuille Rivesaltes s'étend au Sud des Corbières sur la région des Fenouillèdes, le massif de l'Agly et la partie septentrionale de la plaine du Rousillon ; il est presque totalement inclus dans le département des Pyrénées-Orientale. Il est vrai que le Dévonien affleure de façon assez sporadique. Néanmoins trois zones restreintes se dégagent, au Sud de Calce, au Sud-Est d'Estagel et au Nord de Planèzes.

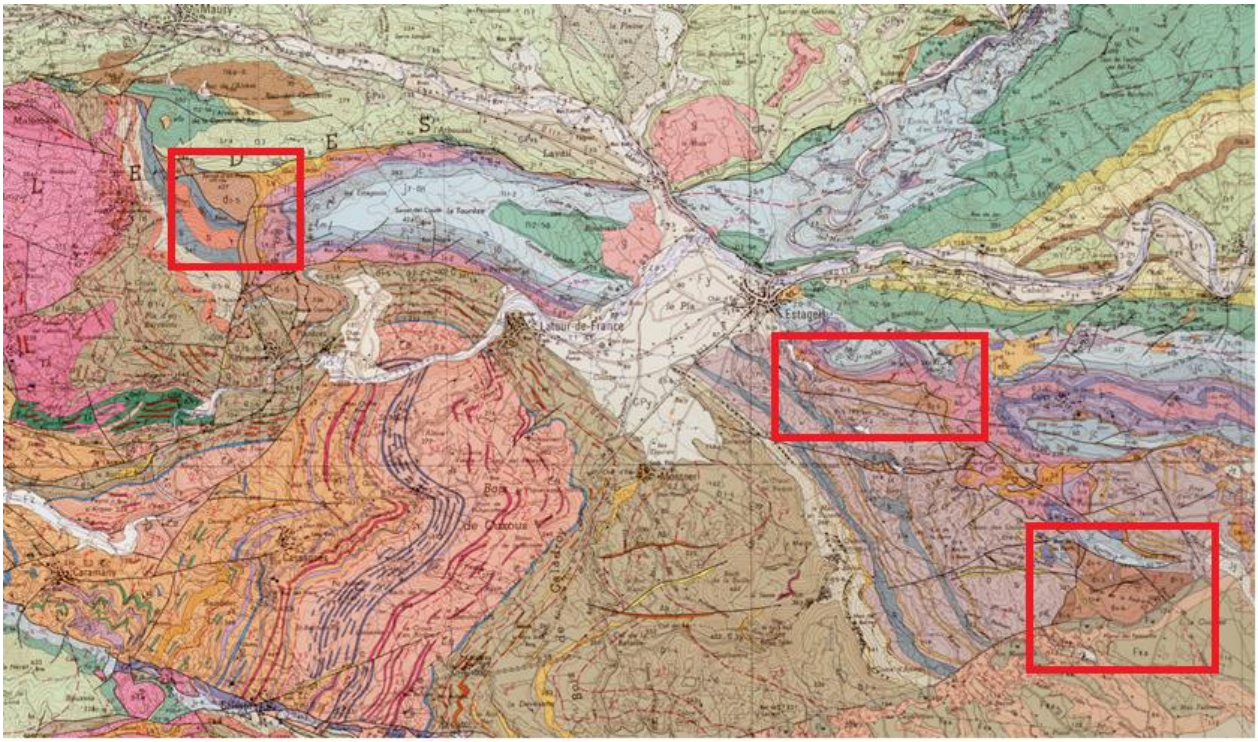


Figure 27 : Localisation des zones étudiées sur la carte géologique de Rivesalte 1/50000

8.1 Serrat de la Pradère (MRUD004)

Au Sud de Calce, le Dévonien inférieur et moyen affleure sur une parcelle d'environ 25000 m2. Il englobe une carrière encore en exploitation. A cet endroit, 3 zones ont été visitées.

Figure 28 : Localisation de la zone étudiée de Serrat de la Pradère : Photo aérienne (A) et Carte géologique (B). zone étudiée en rouge

La première zone visitée (1) et (2) est le vestige d'une ancienne carrière. Elle est constituée de dolomie à grains grenues visibles avec une grande zone de calcaires bréchiques. Les fragments

anguleux sont parfois en contact. Cette ancienne carrière dont les terrains sont datés du Dévonien moyen, ne comporte aucune marque visible d'une quelconque similitude avec certains faciès déjà observé dans les précédentes zones Pyrénéennes. On est donc en droit de se demander si cette zone n'appartient pas au Dévonien inférieur plutôt qu'au moyen. La zone visitée (3) a été difficile d'accès et malheureusement n'apporte aucune donnée supplémentaire.

Figure 29 : Dévonien dolomiatique dans la carrière abandonnée Serrat de la Pradère

8.2 Sud-Est d'Estagel (MRUD005)

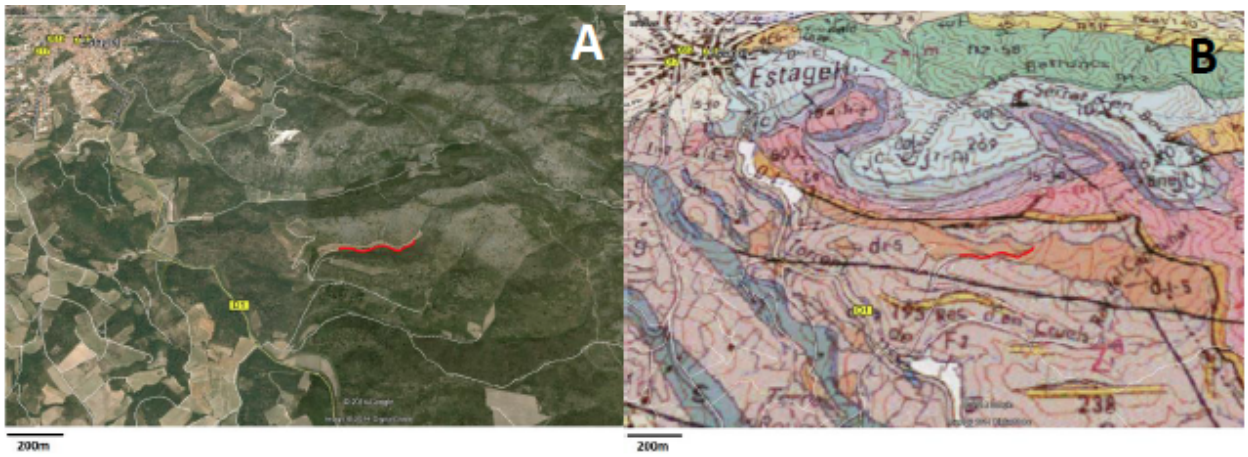


Figure 30 : Localisation de la zone étudiée au Sud-Est d'Estagel. Photo aérienne (A) et carte géologique (B). tracé de la coupe en rouge

Au Sud-Est d'Estagel est visible, une zone dévonienne allongée. A première vue, la zone ne semblait pas affectée par un métamorphisme régional comme indiqué par la carte géologique de Rivesalte 1/50000 par Berger *et al.* (1993). Pourtant lors de l'observation microscopique en lames minces il s'est avéré que la quasi-totalité des échantillons prélevés correspondent à des marbres. Des calcaires affectés par le métamorphisme régional. Il est donc impossible d'en tirer une quelconque conclusion quant à la caractérisation lithologique antérieure à ce métamorphisme. Il a été néanmoins possible d'observer un de rares calcaires à accidents siliceux à l'extrême Est de la parcelle étudiée.

8.3 Roque Courbe (MRUD006)

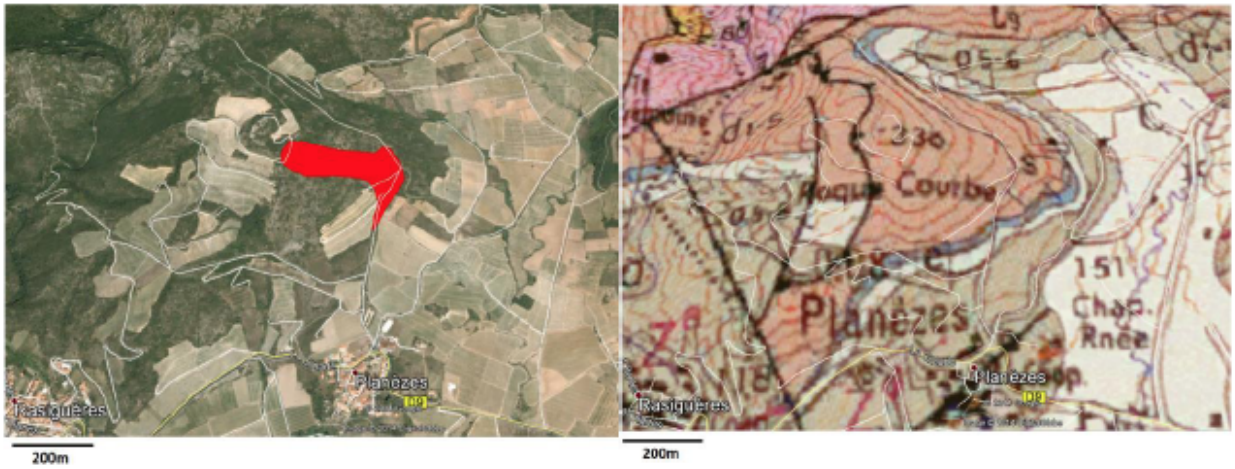


Figure 31 : Localisation de la zone étudiée de Roque Courbe. Photo aérienne (A) et carte géologique (B). tracé de la coupe en rouge.

Il y a peu de chose à dire sur cette zone tant elle est affectée par un métamorphisme régional. Elle se situe proche de l'épizone qui correspond à la zone du chlorite caractérisée par la carte géologique de Rivesalte 1/50000 par Berger *et al.* (1993). Ne contenant que des marbres calcaires, la prise d'échantillon n'a pas été nécessaire dans cette zone. Aucun faciès n'a pu être identifié comme appartenant au Dévonien Inférieur ou moyen.

9. INTERPRETATION GENERALE

Sur un plan macroscopique, ce qui marque au premier coup d'œil, c'est l'absence quasi-totale de faune ou de flore visible sur les différentes zones étudiées des Pyrénées orientales et dans les étages eifelien, Givétien et Frasnien. Les seuls organismes visibles macroscopiquement sont des goniatites retrouvés dans les calcaires griottes du Famennien et des tentaculites datés de l'Emsien supérieur. La seule zone à forte présence fossilifère se trouve dans l'unité Roc de Nitable du Mouthoumet où l'on retrouve différents organismes fossiles datés du Dévonien moyen. Que peut-on alors tirer de cette première observation ? Si l'on ne prend pas en compte la lithologie des nombreux faciès rencontrés, cette absence remarquée d'organismes pourrait signifier la présence soit d'un niveau lagunaire et calme, soit d'un niveau de plate-forme relativement profonde pour y permettre un quelconque habitat. Néanmoins sachant que la plupart des faciès observés dans la partie orientale de Pyrénées sont caractérisés par des accidents siliceux ou des nodules plus ou moins marqués. Ces deux caractéristiques témoignant d'un milieu profond, il est donc plus logique d'interpréter la présence d'un niveau profond sur la majeure partie des Pyrénées orientales avec de façon sporadique la compagnie d'un niveau récifal.

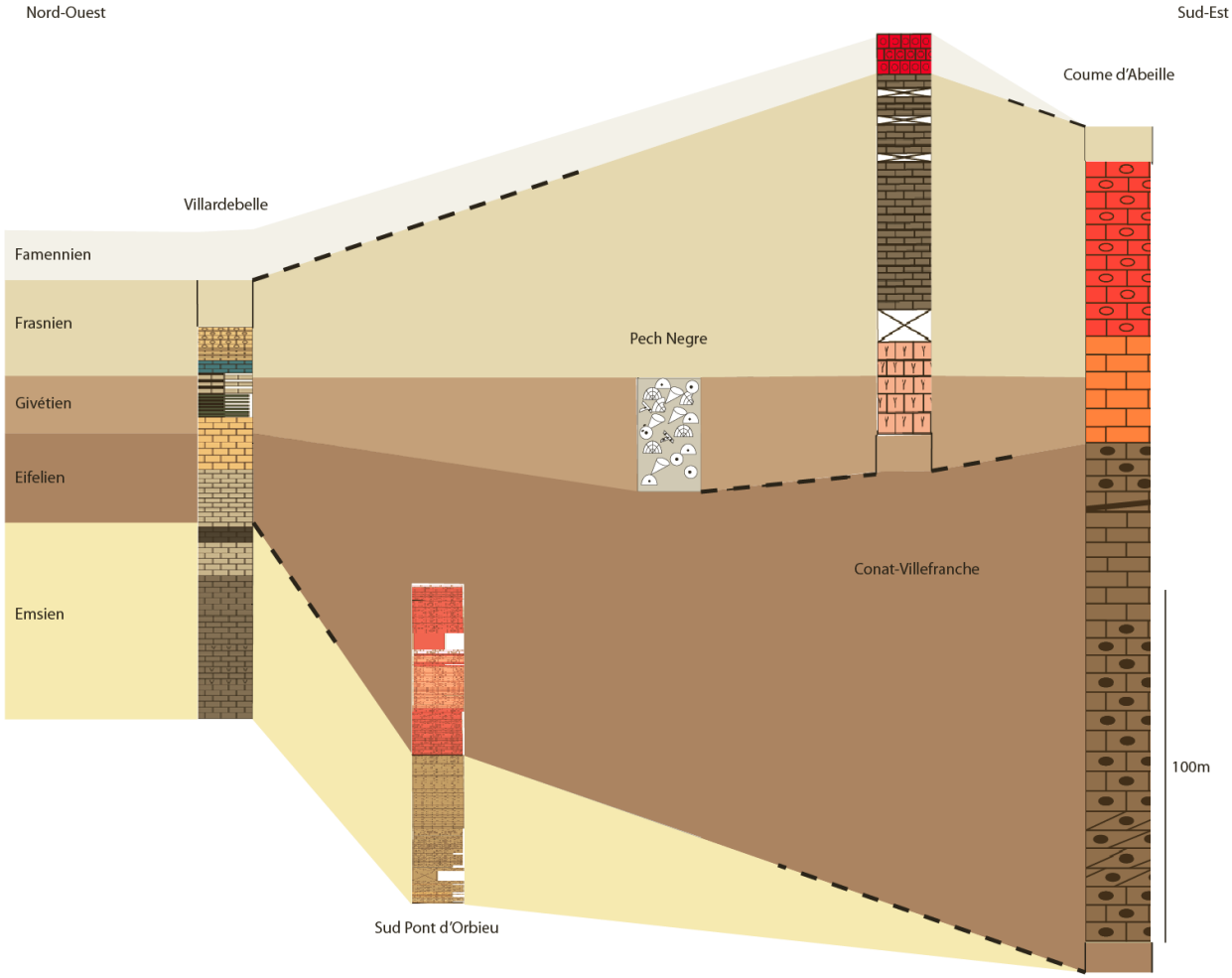


Figure 32 : Corrélation des différentes séries stratigraphiques suivant les étages de l'Emsien au Famennien.

Au regard des différentes séries stratigraphiques étudiées, il est nettement visible, outre les variations en terme des lithologies, que l'épaisseur des différentes strates subit d'importantes variations. Avec une augmentation d'épaisseur du Nord-Ouest vers le Sud-Est pour les étages Eifelien et Frasnien. Seul le Givétien tend à garder une épaisseur relativement constante sur toute la partie orientale des Pyrénées. Il reste encore un détail important. La présence unique d'un niveau récifale dans l'unité Roc de Nitable du Mouthoumet remet en question la seule présence de cette unité structurale. Il faut rappeler que cette zone a été cartographiée comme datée du Carbonifère inférieur (Tournaisien-Viséen). Or la diverse macrofaune (stromatopores, rugueux et tabulés) est clairement associée au Givétien. Il est donc possible d'envisager la formation d'une nouvelle unité dans celle du Roc de Nitable. Pour revenir aux épaisseurs variables au sein des Pyrénées Orientales. Il est clair que cette augmentation visible du Nord-Ouest au Sud-Est marque l'effet de phénomènes tectoniques caractérisant des épisodes de subsidences. Cette augmentation implique aussi la présence et la création de paléo-reliefs à des échelles plus locales grandement caractérisées par la zone récifale de Pech Negre. Cependant, il faut noter la présence de lacunes d'observation dans la corrélation des logs du fait du manque

de données ou de l'absence dans/de certaines strates (Givétien/Frasnien pour Pont d'Orbieu, Eifelien/Frasnien pour Pech Negre et Eifélien pour Conat-Villefranche de Conflent. Ceci soulève donc encore de nombreuses questions.

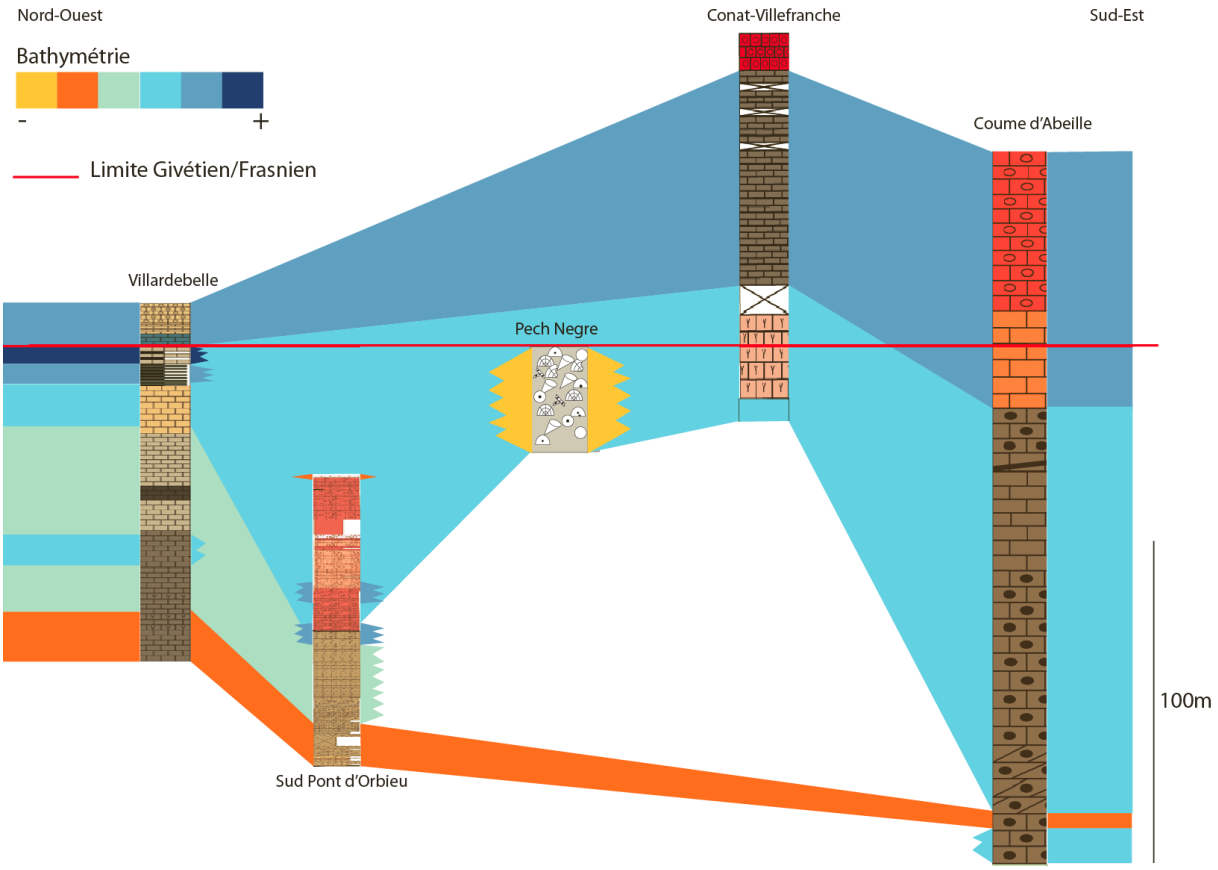


Figure 33 : Corrélation des différentes séries stratigraphiques suivant les niveaux bathymétriques établis à l'aide des divers microfaciès.

A l'aide des différents niveaux bathymétriques établis grâce à la l'association de microfaciès définis pour chaque colonne stratigraphique permet une meilleure visualisation quant aux arguments permettant une hypothèse de transgression à l'échelle des Pyrénées Orientales.

Le passage d'une tendance packstone/wackstone à mudstone plus ou moins argileux sur la totalité des séries impose un épisode de transgression durant le Dévonien avec la présence d'un pic de profondeur dans la zone de l'Autochtone relatif à l'Ouest de Villardebelle. Des épisodes plus courts de transgression/régression visibles essentiellement dans le Mouthoumet associés a la présence d'une zone récifale impliquent comme les variations d'épaisseur des phénomènes tectoniques à une échelle plus faible mais aussi la présence de paléo-reliefs disposés de façon sporadique dans les Pyrénées Orientales.

10. CONCLUSION

Il est important de souligner la pauvreté en termes de faunes macroscopiques visible dans les différentes séries stratigraphiques étudiées. En plus d'une forte variété lithologique, il est clairement visible qu'une augmentation d'épaisseur se produit du Nord-Ouest au Sud- Est dans les zones étudiées pour les strates eifeliennes et frasniennes qui implique divers épisodes tectoniques. Cependant, malgré cette forte variation et l'absence partielle du Givétien pour Conat-Villefranche de Conflent et totale au Sud du Pont d'Orbieu, l'épaisseur reste relativement constante durant le Givétien. Ce dernier point pouvant être caractérisée par absence de variation du niveau marin en tout point des zones visitées avec néanmoins des faciès variés. La caractérisation micritique des faciès impose un milieu de dépôt relativement profond. Au niveau bathymétrique, peu de fluctuations sont remarquées. La tendance générale est présentée comme une transgression à l'échelle des Pyrénées Orientales. Ces fluctuations, visibles à une échelle plus locale dans le Mouthoumet, et ajoutées à la présence d'une zone récifale unique, dans cette même région, impliquent la présence de paléo-reliefs. Malgré ces nombreuses interprétations, il reste encore de nombreuses questions en suspens. La présence d'une anomalie cartographique dans le Roc de Nitable implique une nouvelle étude complète et précise de certaines zones encore peu connues de Pyrénées orientales. Il est aussi encore difficile de corréler les différents bio-évènements identifiées dans le monde avec les faciès pyrénéens du fait d'un faible nombre d'affleurement exploitable et du peu d'indices macroscopiques. De plus, seule la partie orientale des Pyrénées a été l'objet de cette étude. Une étude plus précise sur les faciès détritiques et carbonatés restant est envisageable. La reconstruction de paléoenvironnements dans les parties centrale et occidentale des Pyrénées permettrait une analyse et une reconstitution paléogéographique plus précise associée à toute la chaîne des Pyrénées.

11. REMERCIEMENT

Je tiens tout d'abords à remercier mon tuteur Markus Aretz ainsi que ma co-tutrice pour leur disponibilité, leur enseignement et leur honnêteté. L'Atelier roche du GET pour leur rapidité, leur efficacité et leur grande gentillesse. Je remercie aussi mes collègues et amis pour leur gentillesse et leur joie de vivre. Une grande pensée va de même à la 1ère année de Master GTPRM pour leur aide précieuse pour la coupe de la D212 au Sud du pont d'Orbieu.

12. BIBIOGRAPHIE

Barnolas, A. & Chiron, J.C. (eds.) 1995. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées. Tome 1. Cycle hercynien. Edition BRGM

Bessière, G. 1987. Modèle d'évolution polyorogénique d'un massif hercynien : le massif du Mouthoumet (Pyrénées orientales). Thèse 2 tomes. 314p.

Cavet, P. 1958. Stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale pyrénéenne à l'est de l'Ariège. Bull. Soc. géol. Fr., (6), 8 : 853-867.

Cavet, P. 1959. Le paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales française entre le Roussillon et L'Andorre (Etude stratigraphique et paléontologique). Bull. Serv. géol. Fr., 55, n° 254, 216 p.

Cavet, P. 1967. Sur la stratigraphie du Paléozoïque du massif de l'Agly aux environs d'Estagel (Pyrénées orientales). Mém. BRGM, n°33 : 99-104.

Calvet, M. & Laumonier, B. 2013. Excursion géologique de l'AGSO dans les Pyrénées Orientales, 18- 19 mai 2013. Le Bassin du Roussillon et son substratum hercynien. Univ. de Lorraine

Cygan, C. 1979. Etude de conodontes dévoniens des Pyrénées et du massif du Mouthoumet. Thèse de 3ème cycle. Université de Toulouse. 370p.

Cygan, C. 1995. Les biofaciès à conodontes dans le dévonien des Pyrénées : leur évolution dans l'espace et le temps. Thèse d'Etat Université de Toulouse. 2 tomes. 236p chacun.

Cygan, C. & Raymond, D. 1979. Nouvelle données stratigraphiques sur le Dévonien des Aspres (nord- est du massif du Canigou, Pyrénées orientales). C. R. Acad. Sci., Paris, (D), 228: 35-38.

Cygan, C., Perret, M.-F. & Raymond, D. 1980. Le Dévonien et le Carbonifère du « Synclinal de Villefranche- de Conflent » (Pyrénées orientales, France) : datation par Conodontes et conséquences structurales. Bulletin du BRGM (deuxième série). Section 1 n°2. 1980/ 1981: 113-118.

Garcia-Sansegundo, J. 1992. Estratigraffa y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Aran y de la Alta Ribagorca, Publ. Esp. Bol. CeDI. Min., 167 p

Gradstein, F.M., Ogg, J., Schmitz, M.D. & Ogg, G.M. 2012. The geologic time scale 2012. Edition Elsevier.

Johnson, J.G., Klapper, G. & Sandberg, C.A. 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. Geol. Soc. America, Bull., 96 : 567–587.

Majesté-Menjoulas, C. & Rios, L.M. (coord.) 1995. Chapître 6: Dévonien-Carbonifère inférieur. In: A. Barnolas & J.C. Chiron (édit.), Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, tome 1 - cycle hercynien.

Mankin, C. J. (Coord.) 1987. Texas-Oklahoma tectonic region: Correlation of stratigraphic units of North America (COSUNA) project: AAPG.

Muller, J. & P. Roger 1977- L'Evolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Géologie alpine, 53 : 149-191.

Prokoph, A., Shields, G.A. & Veizer, J. 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate δ18O, δ13C, 87Sr/86Sr and δ34S database through Earth history. Earth-Science Reviews, 87 : 113-133.

Rios, L.M., Beltran, F.J., Lanaja, J.M. & Marin, F.J. 1979. Contribución a la geología de la zona axial ; Valle de Cinca y Ésera (Huesca). In : Libro homenaje al Prof. Sole Sabaris. Acta. Geol. Hispan., 14 : 241-270.

Walliser, O. 1996 – Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. Edition Springer 333p.

Cartes géologiques de la France :

Bessière, G., Lenguin, M., Marchal, J-P & Barruol, J. 1978.Carte géologique de la France LIMOUX à 1/50000 Edition BRGM N°1059. Notice explicative Bessière, G. *et al.* (1978). 19p

Bessière, G., Bilotte, M., Crochet, B., Peybernès, B., Tambareau, Y. & Villate, J. 1989. Carte géologique de la France QUILLAN à 1/50000 Edition BRGM N°1077. Note explicative Bessière, G. *et al.* (1989).

Berger, G.M., Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Marchal, J.P. & Vautrelle, C. 1993. Carte géologique de la France RIVESALTE à 1/50000 Edition BRGM N°1090 Note explicative Berger, G.M. *et al.* (1993). 119p.

Berger, G.M., Alabouette, B., Bessière, G., Bilotte, M., Crochet, B., Dubar, M., Marchal, J.P., Tambareau, Y., Villate, J. & Viallard, P. 1997.Carte géologique de la France TUCHAN à 1/50000 Edition BRGM N°1078. Note explicative Berger, G.M. *et al.* (1997).

Guitard, G., Laumonier, B., Autran, A., Bandet, Y. & Berger, G.M. 1992. Carte géologique de la France PRADES à 1/50000 Edition BRGM N° 1095. Notice explicative Guitard, G. *et al.* (1998). 198p.