



Université de Perpignan Via Domitia

**Master 2 « Sciences de la Mer »
Parcours « Géosciences Marines et Environnements Aquatiques (GMEA) »**

Contribution de la géochimie isotopique du carbone organique au calage stratigraphique et à l'étude paléoclimatique du Sélandien dans le domaine pyrénéen



de LAGAUSIE Benoît

Année universitaire 2016-2017

Sous la direction de : Corinne LOISY (Pr. à l'ENSEGID), Sophie LELEU (MC à l'ENSEGID) et Florence QUESNEL (BRGM)



Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier chaleureusement mes trois encadrantes, Corinne Loisy, Sophie Leleu et Florence Quesnel qui m'ont permis de réaliser ce stage dans de bonnes conditions.

Merci pour leur pédagogie, leurs conseils, leur soutien chaleureux et leur bonne humeur tout le long de ce stage et cela malgré le fait qu'il fasse moins beau à Bordeaux qu'à Toulouse...

Merci également pour tous les débats passionnés qui, au final, nous permettent d'avancer de concert.

J'ai énormément appris durant ce stage, sur des sujets sur lesquels je n'étais pas forcément à l'aise en arrivant, et c'est grâce à vous.

Je tiens à remercier Christine Fléhoc et Michaela Blessing pour la réalisation des analyses géochimiques au BRGM.

Merci à Adrien pour son aide précieuse sur la coupe du Mas d'Azil, pour toutes les discussions à propos des foraminifères et pour son soutien tout le long du stage.

Merci à Constance pour sa bonne humeur constante, son soutien et son aide dans les descriptions de faciès continentaux.

Merci à tout les deux pour votre aide lors des manipulations en laboratoire sans quoi je me serais complètement perdu.

Enfin je tiens à remercier l'ENSEGID pour m'avoir accueilli dans sa structure et avoir mis à disposition ses laboratoires dans le cadre de ce stage et le BRGM qui m'a permis d'expérimenter le délicat exercice de la présentation en congrès.

Sommaire

Introduction.....	1
Contexte tectonique et sédimentaire	2
Contexte paléogéographique du secteur d'étude.....	5
Matériel et méthodes.....	6
Etude sédimentologique des différentes coupes.....	7
Analyse palynologique.....	16
Analyses géochimiques.....	16
1. Généralités.....	16
2. Résultats.....	17
Discussion.....	19
Conclusion.....	25
Références bibliographiques.....	26
Liste des figures.....	28
Liste des tableaux.....	29
Sommaire des annexes.....	31
<i>Annexe 1 : Protocole de préparation des échantillons en vue des analyses de $\delta^{13}C_{org}$.....</i>	32
<i>Annexe 2 : Légende des figures et des coupes.....</i>	35
<i>Annexe 3 : Détail de la coupe du Mas d'Azil.....</i>	36
<i>Annexe 4 : Planches descriptives des différents faciès rencontrés.....</i>	41
<i>Annexe 5 : Planches palynologiques.....</i>	44

Introduction

Le Sélandien est un étage géologique du Paléocène compris entre le Danien, à sa base, et le Thanétien à son sommet. Ce n'est que depuis 1992 qu'il est mis en évidence de manière officielle (Jenkins & Luterbacher) et sa base est définie internationalement par un Point Stratotypique Mondial (PSM) à l'affleurement au niveau de la plage d'Itzurun à Zumaia en Espagne en 2008 (Schmitz et al., 2008, 2011).

Le Sélandien n'existe ainsi de manière officielle que depuis une vingtaine d'années, il n'est donc pas étonnant de ne pas le retrouver dans des publications plus anciennes. Dans ce cas, il est souvent associé au Danien sous le nom de Dano-Montien dans les Bassin de Paris et de Mons ou au Paléocène dans sa globalité sous le nom de Vitrollien dans le Bassin du Sud-Est (Fig.1). Toutefois, certains auteurs distinguent le Vitrollien du Thanétien (Freynet, 1970).

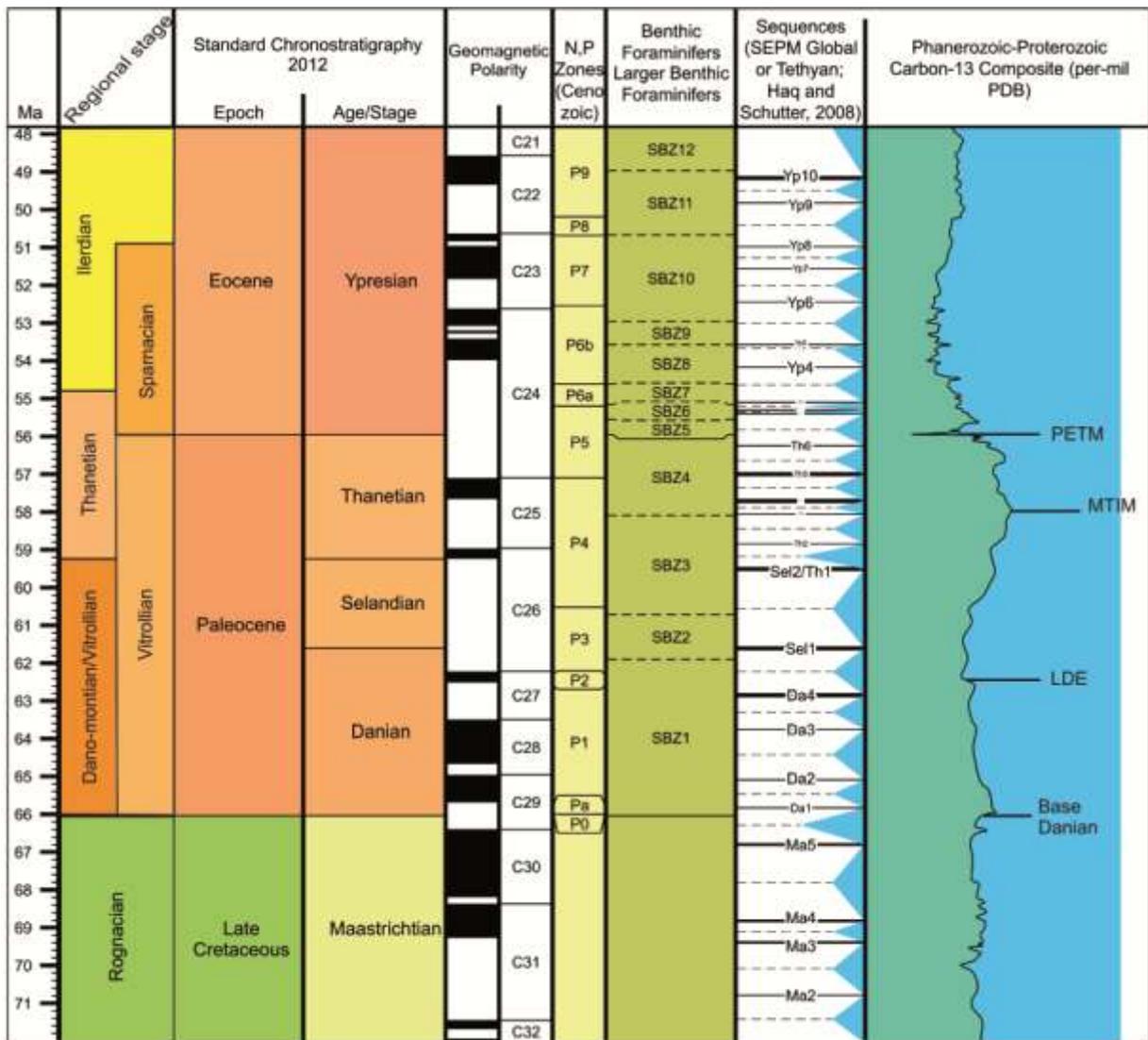


Figure 1 : Echelle stratigraphique du Paléocène (modifié d'après Quesnel et Gély, 2014, et Maufrangeas, thèse en cours)

Cette étude a été réalisée lors d'un stage de Master 2 et s'inscrit dans le cadre du projet RGF-Pyrénées, développé en partenariat avec le BRGM, et poursuit plusieurs objectifs :

- Le calage chemostratigraphique par les variations isotopiques du carbone organique et biostratigraphique (foraminifères et palynomorphes) du Sélandien dans les séries continentales et marines du domaine pyrénéen ;
- Une corrélation à l'échelle du domaine pyrénéen des séries continentales et marines du Sélandien ;
- L'interprétation des signaux isotopiques en relation avec des évènements paléoclimatiques et tectono-sédimentaires.

Dans un premier temps, il sera fait état du contexte tectono-sédimentaire au Sélandien dans le bassin Nord-Pyrénéen, suivi de la présentation des coupes et des faciès sédimentaires qu'elles renferment. La partie suivante traitera du matériel récolté et des méthodes d'analyses du carbone organique (variation isotopique, Total Organic Carbon (TOC)) qui ont été effectuées. Viendront ensuite les résultats obtenus et ainsi que leurs interprétations.

Contexte tectonique et sédimentaire

La chaîne pyrénéenne s'étend actuellement du Golfe de Gascogne à l'Ouest, à la mer Méditerranée à l'Est. Toutefois, les structures pyrénéennes se prolongent à l'Est et font la connexion avec les chaînons provençaux. Le détachement du bloc corso-sarde au cours de l'Oligocène et du Miocène (Westphal et al., 1976) a entraîné une disparition de l'information géologique dans la partie la plus orientale de la chaîne pyrénéenne (Canérot, 2009).



Figure 2 : Les grandes zones structurales des Pyrénées (Canérot, 2009)

Actuellement, les Pyrénées présentent plusieurs unités structurales (Fig.2) (Canérot, 2009) :

- La zone centrale ou Haute Chaîne Primaire (HCP) comporte les plus hauts sommets. Elle est essentiellement constituée de roches sédimentaires, éruptives ou métamorphiques anciennes affectées par les orogénèses calédoniennes (Silurien) et hercyniennes (Carbonifère).
- La Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) est composée de terrains post-hercyniens fortement plissés et faillés. Elle regroupe les massifs nord-pyrénéens (Agly, Barousse, St Barthélémy ...), les Massifs Basques à l'Ouest et la Nappe des

Corbières à l'Est. Le contact entre ZNP et HCP est parsemé d'un réseau de failles profondes regroupées sous le nom de Faille Nord-Pyrénéenne (FNP).

- La Zone Sous-Pyrénéenne (ZSP) est constituée essentiellement de terrains du Crétacé supérieur au Paléogène formant de grands plissements. La ZSP comprend les Petites Pyrénées de la Haute-Garonne et le Massif du Mouthoumet (Aude). Elle se distingue de la ZNP par un grand accident à déversement Nord : le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP).
- L'Avant-Pays Aquitain au Nord, comprend un socle hercynien, ainsi que son revêtement mésozoïque faillé et plissé recouvert par une forte épaisseur de sédiments molassiques cénozoïques.
- La Zone Sud Pyrénéenne (ZSDP), enfin, est constituée majoritairement d'unités allochtones de roches d'âges Mésozoïque et Tertiaire chevauchantes vers le Sud, sur le bassin d'Avant-Pays de l'Ebre.

La formation des Pyrénées résulte de la collision entre la plaque Ibérie et la plaque Eurasie au cours du Crétacé supérieur, vers la fin du Santonien et le début du Campanien, il y a 84 Ma. Durant le Paléocène, de nombreux auteurs s'accordent sur le fait que l'on observe, à l'Est en particulier, une période de subsidence tectonique faible, ou « quiescence tectonique » (Pujalte et al., 2014 ; Ford et al., 2016), notamment pendant le Danien et le Sélandien. Cette période serait également marquée par un faible taux de sédimentation dans le Bassin d'Avant-Pays Nord Pyrénéen (Ford et al., 2016). Plusieurs épisodes transgressifs notés de T1 à T5 sont observables dans les sédiments au cours du Paléogène (Fig.3) (Tambareau et al., 1995). La transgression T1 a une extension vers l'Est limitée, elle commence au Crétacé terminal et se termine durant la partie supérieure de la zone à *Damassadinium californicum* (= *Danea californica*) dont la LAD (Last Appearance Datum ou Dernière Occurrence) marque la fin du Danien. La transgression T2 commence à la base du Thanétien (d'après Tambareau et al. 1995, donc avant la définition du Sélandien comme étage international), elle est plus importante que T1. La transgression T3 possède l'extension géographique la plus étendue, elle se déroule durant le Thanétien en corrélation avec les biozones à nanofossiles calcaires NP6 à NP8 et les biozones à foraminifères planctoniques P3 et P4 (Tambareau et al. 1995). La transgression T4 correspond aux biozones NP9 et P4, à la fin du Thanétien. Enfin la transgression T5 marque la base de l'Ilerdien.

Contexte paléogéographique du secteur d'étude

La zone d'étude couvre une grande partie du Bassin d'Avant-Pays Nord-Pyrénéen (Fig.4), de l'Ouest à Zumaia (Espagne), jusqu'à la partie la plus orientale à Vitrolles (Bouches du Rhône). Cette dernière coupe se situe dans le bassin provençal occidental.

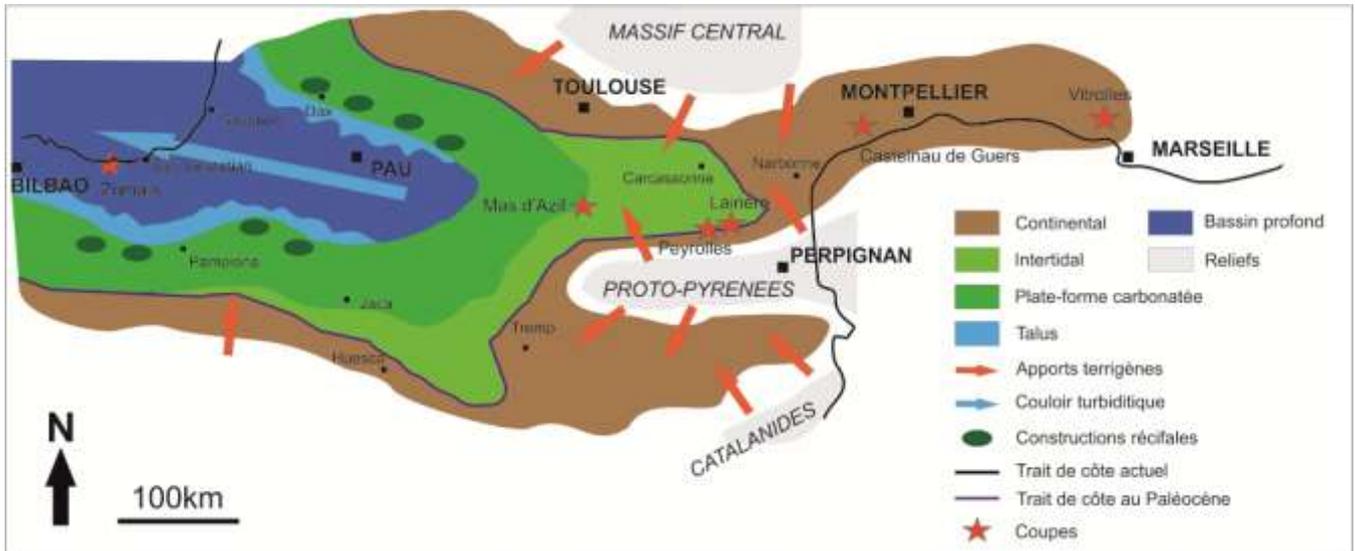


Figure 4 : Carte paléogéographique du Paléocène dans le domaine pyrénéen (modifié d'après Canérot, 2009)

L'objectif de cette étude étant la corrélation entre des faciès continentaux et marins du Sélandien, les coupes choisies reflètent donc une grande variété de milieux de dépôt (Fig.5). En effet, la coupe de Zumaia se situe dans la partie la plus distale du bassin, à la base du talus continental, la coupe du Mas d'Azil représente la plateforme continentale, les coupes de Lairière et Peyrolles se situent au niveau de la transition entre le milieu marin et continental, enfin la coupe de Castelnau-de-Guers représentent une plaine alluviale avec un réseau de chenaux fluviaux et la coupe de Vitrolles-Gros Pin un milieu de plaine alluviale. Quelques épisodes de sédimentation lacustre ponctuent les dépôts continentaux.

De plus, les zones les plus continentales comme Lairière, Castelnau-de-Guers ou Vitrolles-Gros-Pin, ne présentent que très peu de marqueurs biostratigraphiques, ce qui limite les corrélations avec les faciès plus marins.

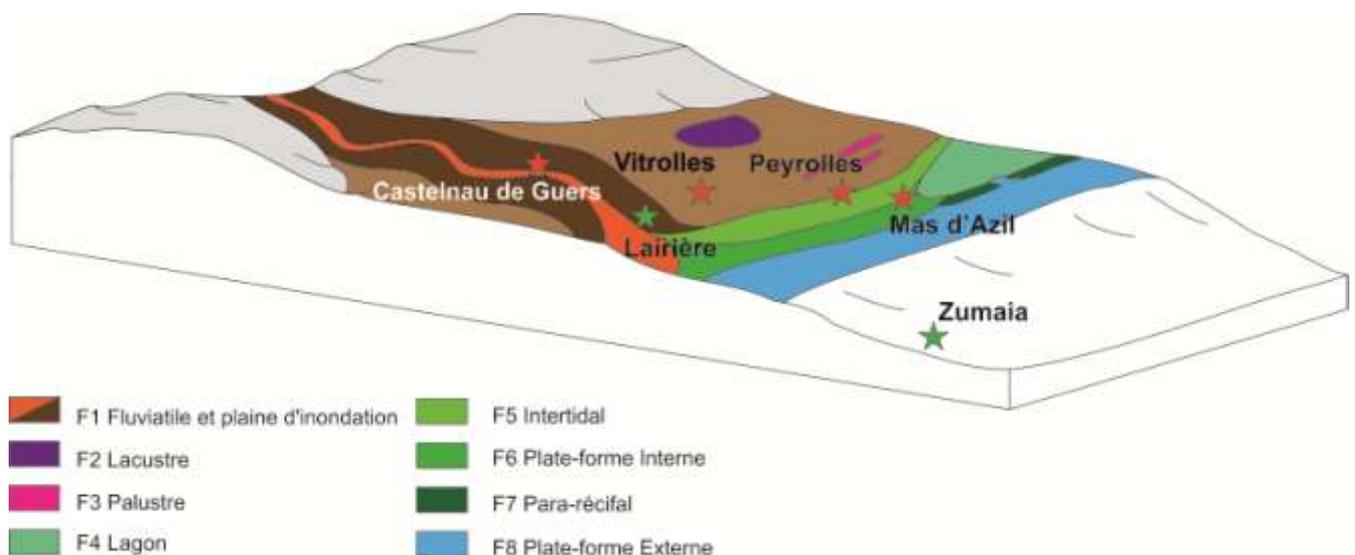


Figure 5 : Modèle de dépôt générique pour les séries du Paléocène du Bassin Nord Pyrénéen oriental. Les coupes étudiées sont positionnées en fonction des faciès dominants dans ces coupes.

Matériel et méthodes

Pour mener à bien cette étude, une campagne d'échantillonnage a été effectuée du 3 au 9 mars pour faire des analyses isotopiques du carbone organique (réalisées par Christine Fléhoc au BRGM) et des analyses palynologiques sur certains échantillons particulièrement riches en matière organique (réalisées par Florence Quesnel au BRGM). Quelques échantillons ont également fait l'objet d'une étude micropaléontologique (foraminifères, par Chantal Bourdillon). Les coupes du Mas d'Azil et de Peyrolles ont été préalablement levées par Adrien Maufrangeas et celle de Castelnau-de-Guers par Constance Vinciguerra durant leurs travaux de thèse. La coupe de Zumaia a été largement étudiée et documentée (Schmitz et al., 2011 ; Storme 2013 ; Storme et al., 2012) et la coupe de Lairière a été étudiée par Nguyen-Thuyet (2016) dans le cadre d'un stage de Master 2. La coupe de Vitrolles-Gros-Pin fut levée durant cette campagne de terrain.

Un total de 145 échantillons fut récolté sur cinq coupes (Zumaia, Mas d'Azil, Peyrolles, Castelnau-de-Guers et Vitrolles-Gros-Pin) comme décrit dans le tableau 1 :

Coupe	Analyses isotopique du carbone organique	Analyses palynologiques
Zumaia	-	35
Mas d'Azil	22	2
Peyrolles	19	18
Castelnau-de-Guers	17	2
Vitrolles-Gros-Pin	16	-
Total	74	57

Tableau 1 : Répartition des échantillons selon les analyses effectuées en vue des corrélations stratigraphiques entre les milieux marins et continentaux.

Une étude sédimentologique a tout d'abord été menée sur le terrain pour chaque coupe dans le but de déterminer les environnements de dépôt. Pour le Mas d'Azil, une étude pétrographique au microscope optique a ensuite été effectuée, permettant ainsi une plus grande précision quant à la détermination des paléo-environnements.

Dans les coupes de Zumaia et de Peyrolles, la détermination de palynomorphes par Florence Quesnel est un outil supplémentaire pour réaliser le calage stratigraphique du Sélandien.

Sur la coupe du Mas d'Azil majoritairement marine, les foraminifères repérés dans les lames minces sont les seuls marqueurs biostratigraphiques utilisables. Avec l'aide de paléontologues spécialistes du Paléogène des Pyrénées, M. Baceta, M. Tosquella et Mme Bourdillon, certains foraminifères ont pu être déterminés avec une certaine précision. Il en va de même dans certains bancs calcaires des coupes de Lairière et de Peyrolles par C. Bourdillon, grâce à la présence de petits foraminifères benthiques et planctoniques parmi les milioles.

Pour les analyses du $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique, un protocole long et rigoureux, mis au point durant la thèse de Storme (2013), est appliqué aux échantillons de roches. Ce protocole est détaillé en annexe (Annexe 1) et les principales étapes sont résumées ainsi :

- Nettoyage de l'échantillon à la scie pour retirer toute trace de matière organique actuelle. Broyage dans le but d'obtenir une fine poudre de roche.
- Mesure du taux de carbonates de chaque échantillon à l'aide d'un calcimètre de Bernard. Le principe est de dissoudre, dans une fiole, une masse connue de poudre de roche avec de l'acide chlorhydrique en excès. Le dégagement de gaz produit par la réaction fait varier le niveau d'eau contenue dans une burette graduée reliée à la fiole. En lisant la quantité de gaz obtenu et grâce à une suite de calcul, il est

possible d'en déduire le taux de carbonates de la roche avec une marge d'erreur de $\pm 5\%$.

- L'extraction de la matière organique contenue dans l'échantillon se fait par décarbonatation, c'est-à-dire dissolution de la fraction carbonatée de l'échantillon. Pour cela, une masse connue de poudre de roche (en relation avec la quantité de carbonates) est dissoute dans un bécher avec 100 ml d'acide chlorhydrique et laissée à décanter pendant une heure. L'acide est ensuite retiré et l'échantillon rincé pour obtenir un pH de 7.
- Une fois l'échantillon sec, il est envoyé sous forme de poudre au BRGM à Orléans pour analyse du TOC (Total Organic Carbon). L'échantillon doit contenir au moins 0,07% de matière organique (sur roche décarbonatée) pour obtenir une mesure de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ fiable. Le TOC est mesuré sur un analyseur C-S Horiba Emia 820V par Laura Kastler.
- Enfin, le $\delta^{13}\text{C}$ organique est mesuré grâce à un analyseur flash EA 1112 (Thermo) couplé à un spectromètre de masse en flux continu delta V plus Thermo par Christine Fléhoc et Michaela Blessing.

Etude sédimentologique des différentes coupes

La coupe de Zumaia (environ 125m d'épaisseur), située sur la plage d'Itzurun entre San Sebastian et Bilbao, est une coupe de référence mondiale : elle possède en effet les Points Stratotypiques Mondiaux (PSM ou GSSP en anglais, pour Global Stratotype Section and Point) de la base du Sélandien et de l'étage supérieur, le Thanétien (Gradstein et al., 2012), ainsi que les limites Crétacé-Paléogène et Paléocène-Eocène. De plus, des analyses isotopiques sur le carbone organique ont déjà été menées dans le cadre de la thèse de Storme (2013) (Fig. 6), tout comme des mesures de magnétostratigraphie ainsi qu'une étude biostratigraphique sur les foraminifères et les nanofossiles (Schmitz et al., 2011). Les sédiments déposés ici sont essentiellement des alternances de bancs de calcaire indurés, de calcaires marneux et de marnes avec de nombreuses intercalations de bancs silicoclastiques turbiditiques (Gawenda et al., 1999 ; Schmitz et al., 2011). Leur profondeur de dépôt est estimée à environ 1000 m dans le bassin (Schmitz et al., 2011) donc en domaine marin profond.

Au Mas d'Azil (382m d'épaisseur), en Ariège, la base de la coupe d'Adrien Maufrangeas (entre 12 et 84m) est composée majoritairement de calcaires et marnes lacustres et palustres riches en microcodium et oogones de charophytes (Fig. 7 ; Annexe 4-Pl.3-B, C ; Annexe 3). Ces faciès continentaux datés du Danien reposent sur des bancs de grès massifs datés du Maastrichtien. Les faciès sélandiens supposés se situent donc au-dessus de ces formations continentales, entre 93 et 237,5m, après une zone de non-vu. Ils présentent de nombreux bancs de calcaires massifs riches en foraminifères. Les faciès observés sont de types wackestone, packstone et grainstone à miliolites et algues vertes (Dasycladacées) traduisant des milieux de dépôt de plateforme carbonatée interne (Annexe 4-Pl.1-E, F) à intertidal (Annexe 4-Pl.2-A, B). Plus en détails, de 163 à 201m, les calcaires présentent de nombreux coraux ainsi que des algues rouges et des foraminifères comme les discocyclines dans une matrice sparitique caractéristique d'un milieu à forte énergie. Cet ensemble de faciès est interprété comme un milieu de dépôt para-récifal (Annexe 4-Pl.1-D). Par ailleurs, à divers endroits dans la coupe (notamment de 101,5 à 119m), des faciès avec une matrice plus micritique, contenant des discocyclines, des foraminifères du genre *Miscellanea* et des foraminifères planctoniques sont représentatifs de milieu de plateforme continentale externe (Annexe 4-Pl.1-A-C). Enfin, de manière ponctuelle dans la coupe (de 120,5 à 124,5m et de 207,2 à 211,5m), intercalées avec des niveaux intertidaux et de plateforme interne, des bancs plus marneux se différencient. Ils présentent des faciès de type mudstone à wackestone et contiennent quelques

algues vertes (parfois rouges) et des miliolites. Ces faciès sont interprétés comme appartenant à un milieu de faible énergie de type lagunaire.

La coupe du Mas d'Azil est traversée par plusieurs cycles de transgression/régression observables (Annexe 3 ; Fig.7). En effet, la base de la coupe repose sur des formations gréseuses suivies d'une alternance de formations lacustres et palustres, donc continentales. Ces formations témoignent d'un niveau marin plutôt bas par rapport au reste de la coupe. Plus haut, après un non-vu d'environ 9m, des calcaires à miliolites témoignent d'une phase de transgression avec une surface d'inondation maximum aux alentours de 117m, dans des calcaires de type grainstone contenant de nombreuses discocyclines et peu de miliolites. La phase de régression qui suit est relativement courte car le maximum régressif est défini dans des calcaires marneux de lagon proximaux (entre 120 et 124m) compris entre deux formations de calcaire à miliolites plus distaux. S'en suit une nouvelle phase de transgression avec une surface d'inondation maximum dans la formation la plus distale de la coupe aux alentours de 196m. En effet, cette formation ne contient que très peu de miliolites et beaucoup de nummulites et de discocyclines. Aux alentours de 240m se trouve un banc de calcaire marneux contenant des fragments de microcodiums et des charophytes, il est considéré comme un maximum régressif car seul banc continental entouré de formations marines. Enfin, la partie supérieure de la coupe (à partir de 265m) est essentiellement constituée de formations de plateforme interne puis pararécifales avec au sommet des chenaux gréseux. La surface d'inondation maximum se situe dans le bloc pararécifal, aux alentours de 320m, là où il n'y a plus de miliolites et une abondance d'algues rouges.

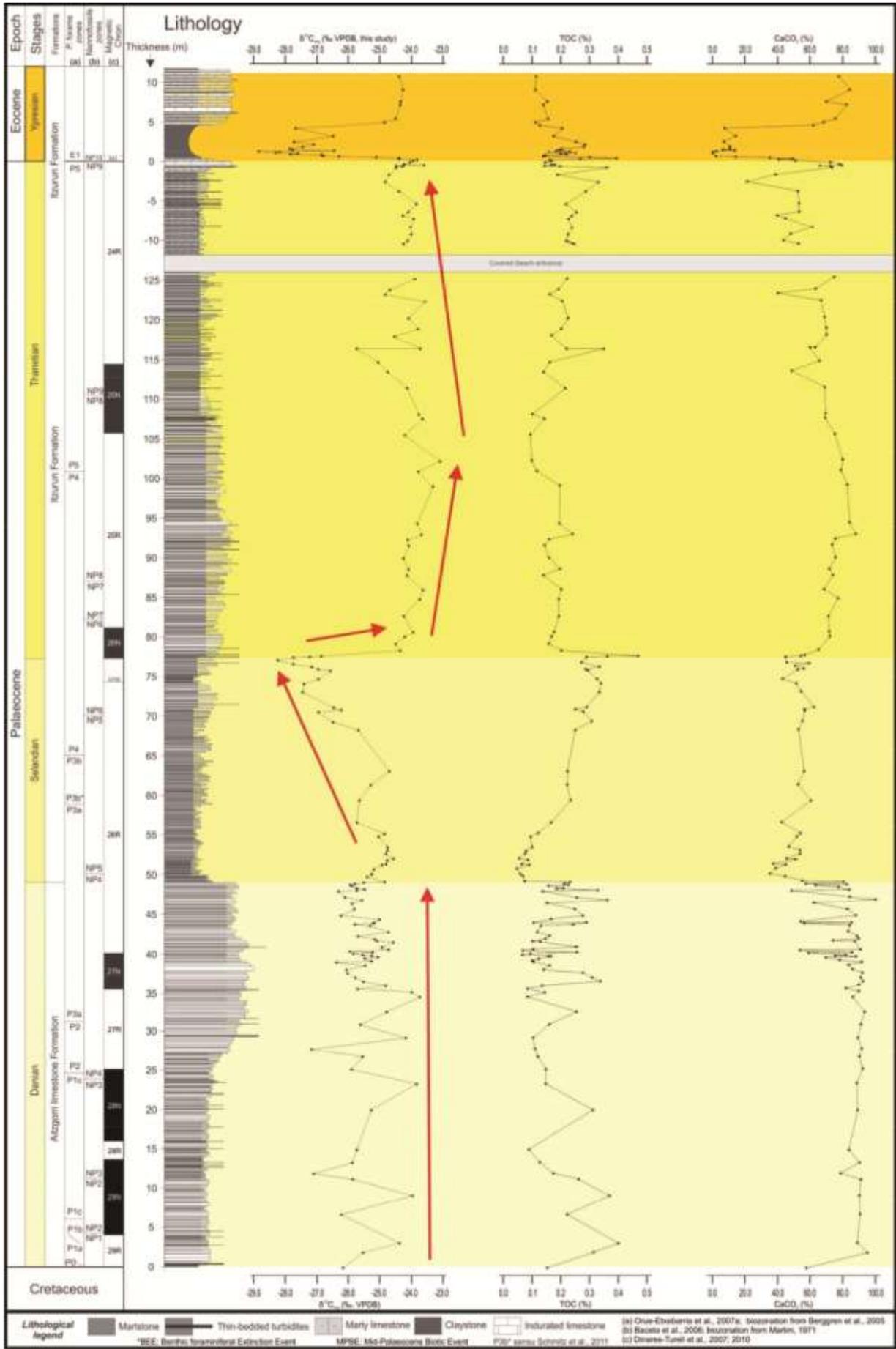


Figure 6 : Log stratigraphique du Paléocène à Zumaia et résultats des analyses géochimiques (Storme, 2013)

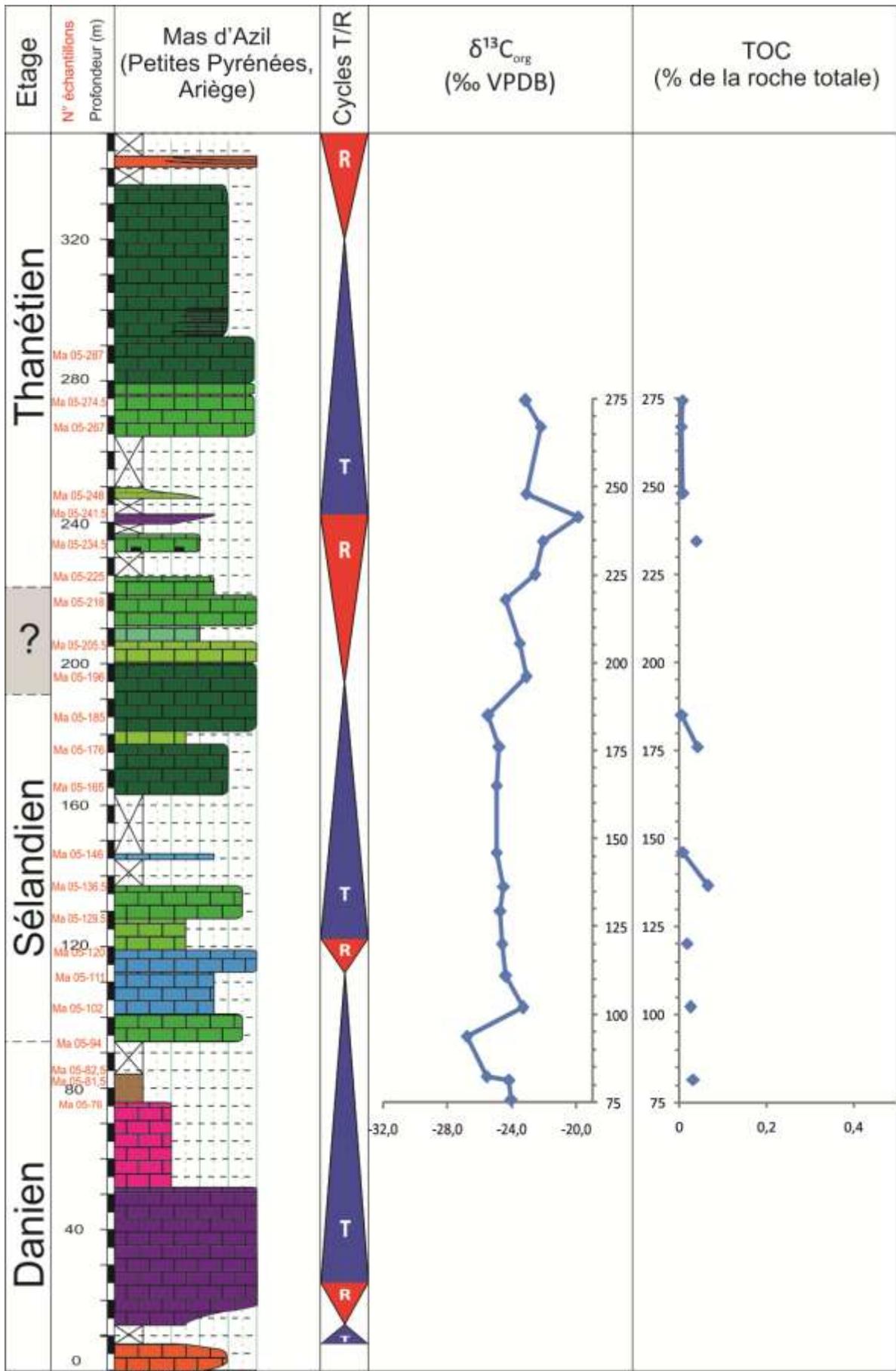


Figure 7 : Log stratigraphique synthétique de la coupe du Mas d'Azil et résultats des analyses géochimiques (Légende en annexe 2)

Dans les Corbières, à Peyrolles près de Limoux (Aude), le Sélandien est suspecté sur une épaisseur de 55m à partir de la côte 162 de la coupe d'Adrien Maufrangeas. Entre 162 et 173,5m (Fig. 8) la coupe présente des limons de plaine d'inondation montrant quelques microcodiums, des marmorisations et des nodules ferrugineux dans lesquels se retrouvent intercalés quelques bancs de grès pouvant représenter d'anciens chenaux. Au milieu de cet ensemble se trouve également un banc de calcaire fin très riche en charophytes. Ce banc est donc d'origine lacustre. Cette formation correspond à la base du Vitrollien (Danien plus Sélandien) décrite par Freytet (1970). Entre 173,5 et 212,5m, différents faciès sédimentaires peuvent être observés. Tout d'abord, des bancs de grès et microconglomérats à rides de courant et HCS (Hummocky Cross Stratification), avec base érosive et contenant des débris végétaux carbonisés sont présents (Annexe 4-Pl.2-C, D). Ce faciès est interprété comme un milieu de type estuarien ou littoral de tempête. Ensuite, des bancs de grès fins lités, parfois silteux, contiennent souvent des milioles et de nombreux débris végétaux (feuilles) et microcharbons (Annexe 4-Pl.2-E, F). Ce faciès montre un environnement marin (présence de milioles) peu énergétique mais avec quelques apports continentaux sporadiques. Il est interprété comme un environnement lagunaire. Enfin, une partie non négligeable de la coupe montre des calcaires massifs intercalés entre les faciès de grès à mégarides et de grès à microcharbons. Ces calcaires contiennent des milioles et certains contiennent également des fragments de coquilles d'huîtres, d'échinodermes ou de coraux, caractérisant des environnements marins de plateforme plutôt proximaux (Annexe 4-Pl.1-F). Cette coupe est donc représentative d'un milieu littoral oscillant entre les dépôts marins et continentaux. Cette seconde partie correspond à la partie supérieure du Vitrollien (Danien plus Sélandien) décrite par Freytet (1970).

Le long de la coupe se dessine une succession particulière de faciès. En effet, il y a une alternance entre les calcaires à milioles, les grès estuariens et les grès fins à charbons. Les faciès à milioles représentent le milieu le plus externe de la coupe, tandis que les grès à charbons représentent un milieu plus proximal. Il y a donc ici une alternance entre milieux distaux et proximaux qui reflète des cycles de transgression/régression avec une surface d'inondation maximale au niveau des faciès à milioles.

La coupe de Lairière (475m d'épaisseur) représente des milieux majoritairement continentaux comme décrit par Nguyen-Thuyet (2016) (Fig. 9). La base de la coupe est caractérisée par la présence de bancs de calcaire fin (mudstone) gris clair à très sombre contenant des coquilles d'ostracodes ainsi que des tiges et oogones de charophytes. Ces calcaires sont définis comme lacustres et sont datés du Maastrichtien (Crétacé supérieur). Néanmoins, la coupe est majoritairement constituée de siltites argileuses ocre-rouges plus ou moins marmorisées dans lesquelles se trouvent des microcodiums, des fragments de quartz ainsi que des nodules carbonatés. De nombreux paléosols à différents stades de maturité sont également observables, caractérisés par la présence de rhizoconcrétions, de nodules plus ou moins coalescents ainsi que de nombreux microcodiums. Ces faciès sont interprétés comme un environnement de plaine d'inondation. Par ailleurs, la coupe est ponctuée de lentilles gréseuses à conglomératiques avec une base érosive, un granoclassement (décroissant) interprété comme des chenaux fluviaux. Il est à noter la présence d'un faciès avec stratification oblique et HCS contenant des foraminifères comme des milioles, des débris végétaux et des lamellibranches. Ce faciès particulier est considéré comme un environnement de type estuarien. Enfin, de manière ponctuelle, sont présents quelques bancs de calcaires (textures très variables : mudstone, wakestone, packstone et grainstone) riches en bioclastes (brachiopodes, spicules d'oursins, lamellibranches, gastéropodes et algues vertes) et en foraminifères (milioles, alvéolines, *Globorotalia*). Ces calcaires représentent un environnement marin de plateforme calme et peu profond. Ils marquent les grandes transgressions ayant affecté la région, à la base du Danien, à la fin du Sélandien et à la base de l'Yprésien.

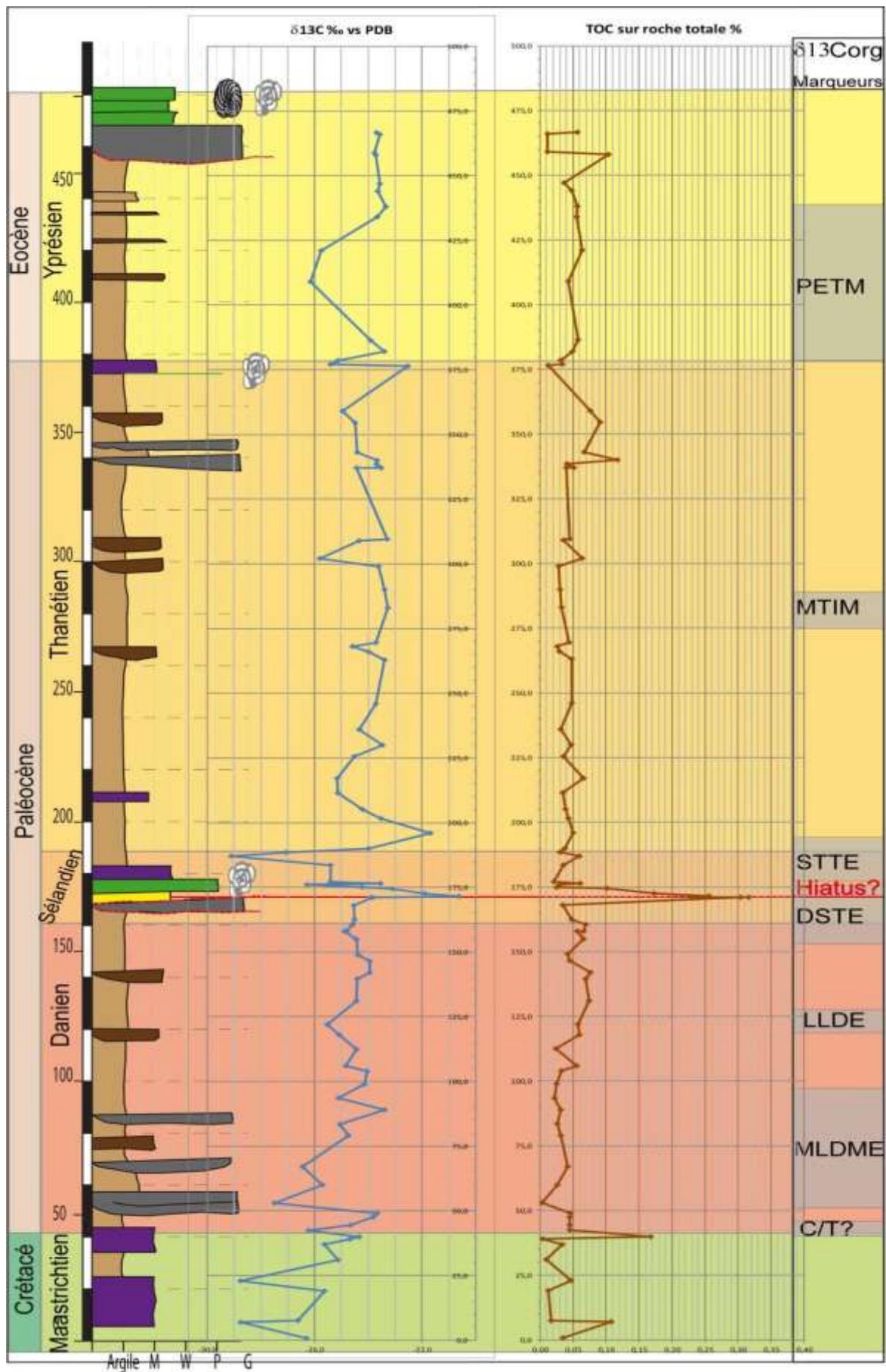


Figure 9 : Log stratigraphique de la coupe de Lairière et résultats des analyses géochimiques (Nguyen-Thuyet, 2016) (Légende en annexe 2)

La coupe de Castelnau-de-Guers (118m d'épaisseur), près de Pézenas dans l'Hérault, a été levée par Constance Vinciguerra et n'est pas décrite dans la littérature. Elle repose sur des calcaires lacustres du Begudo-Rognacien (Maastrichtien) et est définie comme appartenant en partie au Vitrollien et au Thanétien grâce à la carte géologique, néanmoins, cette datation reste approximative. Elle présente des faciès similaires à ceux de Lairière. En effet, ici des siltites gréseuses ocre-rouges contenant des microcodiums, des nodules plus ou moins coalescents, des rhizoconcrétions, et des marmorisations caractérisent des paléosols de plaine d'inondation (Fig. 10 ; Annexe 4-Pl.3-D, E). Il est à noter que des bancs lenticulaires gréseux à conglomératiques sont également présents à divers endroits de la coupe (Annexe 4-Pl.3-A), confortant l'idée d'un milieu fluviatile avec sa plaine d'inondation. Contrairement à Lairière qui présente quelques incursions marines, la coupe de Castelnau-de-Guers plus à l'Est ne présente que des faciès continentaux. Ceci pose des problèmes quant à l'interprétation séquentielle de cette série.

En se basant sur les travaux de Gillot (2014), il est possible d'avoir un aperçu approximatif du niveau de base en fonction de la quantité de chenaux et du degré de maturation des paléosols. En effet, lorsque les paléosols sont matures et les chenaux nombreux et amalgamés alors le niveau de base est bas, c'est une période de régression. A l'inverse, lorsque les paléosols sont peu matures et les chenaux isolés, alors le niveau de base est haut, c'est une période de transgression. Ainsi, la maturité des paléosols (stade III) est forte en base de coupe, au niveau des chenaux conglomératiques (entre 58 et 75m) et diminue en remontant : stade II entre 86 et 97m puis stade I à 104m. C'est d'ailleurs à ce niveau que se trouvent les calcaires lacustres. L'interprétation faite ici ne correspond qu'à la partie inférieure de la coupe (jusqu'à environ 108m) qui a enregistré une phase transgressive avec une surface d'inondation maximale (Maximum Flooding Surface ou MFS en anglais) au niveau des calcaires lacustres. La partie supérieure correspond donc à une phase régressive, les limites des séquences étant marquées par les chenaux conglomératiques.

Enfin la coupe de Vitrolles-Gros Pin (118m d'épaisseur, Fig. 11), a été levée lors de la campagne de terrain. A la base de la coupe se situe quelques mètres (non-vus) au-dessus des « calcaires de Vitrolles » qui sont datés du Danien inférieur (Cojan et al., 2000). Elle est majoritairement constituée dans sa partie inférieure et supérieure de siltites rouges pouvant présenter une fabrique verticale plus ou moins marquée, ainsi que des traces de racines grises à vertes (Pl.3-D). Ce faciès est interprété comme représentant des paléosols avec différents degrés de maturité. Les microcodiums sont rarement présents. Il est à noter la présence à 10m d'un niveau plus rosé contenant des cristaux de gypse, interprété comme un milieu plus aride de type sebkha. Enfin, la partie médiane de la coupe (de 44 à 52m) se distingue par la présence de bancs de calcaire noduleux avec une fabrique verticale, nommés « Calcaire de Meyreuil » dans la lithostratigraphie régionale. Certains de ces bancs contiennent des oogones de charophytes ainsi que des traces de racines. Ces faciès sont représentatifs de milieux de type lacustre ou palustre. En se basant sur la magnétostratigraphie de Cojan et al., 2000, le Sélandien débute par ces niveaux lacustres et palustres. Cette partie de la coupe montre un climat plus humide.

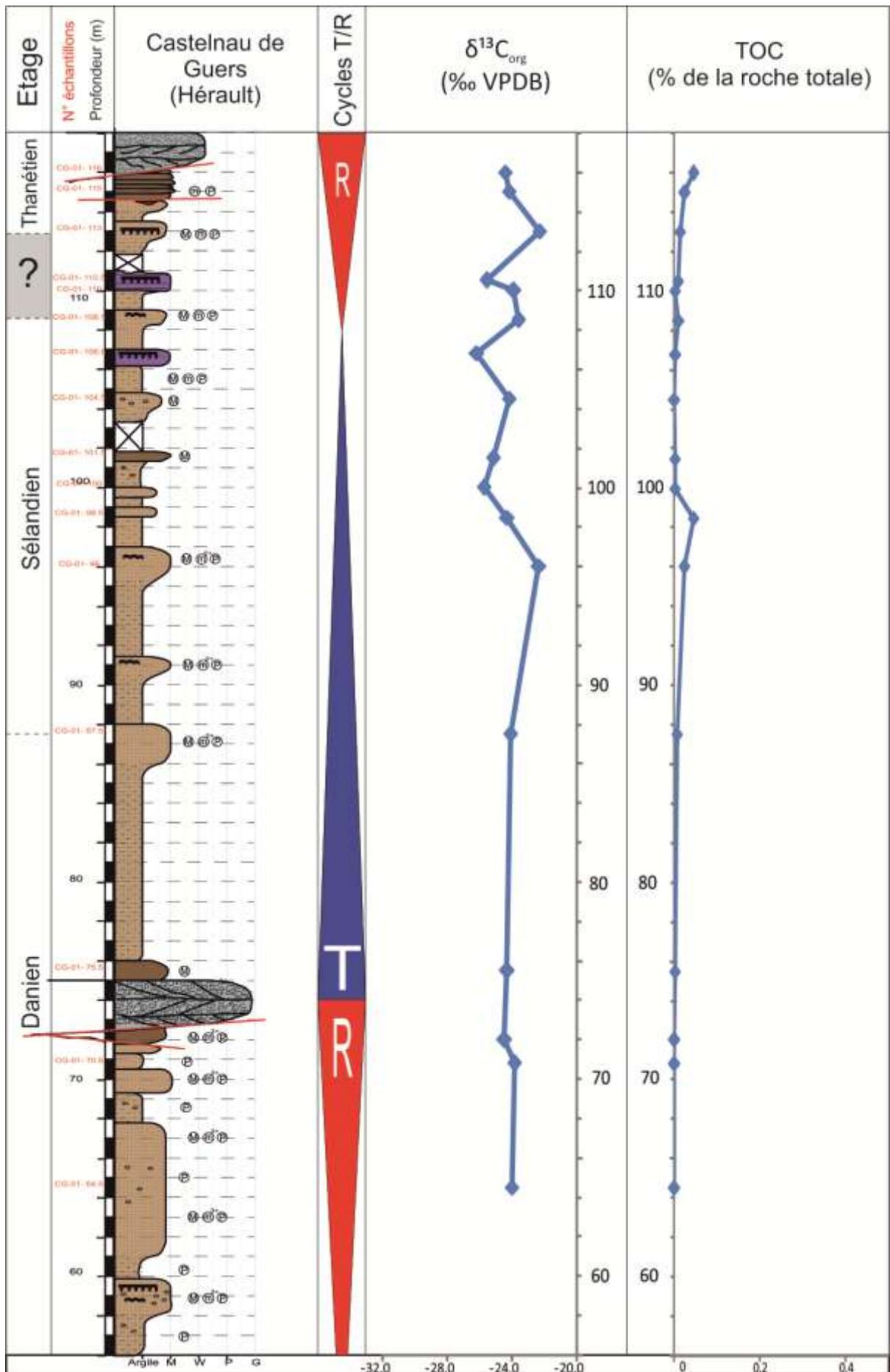


Figure 10 : Log stratigraphique de la coupe de Castelnau-de-Guers et résultats des analyses géochimiques (Légende en annexe 2)

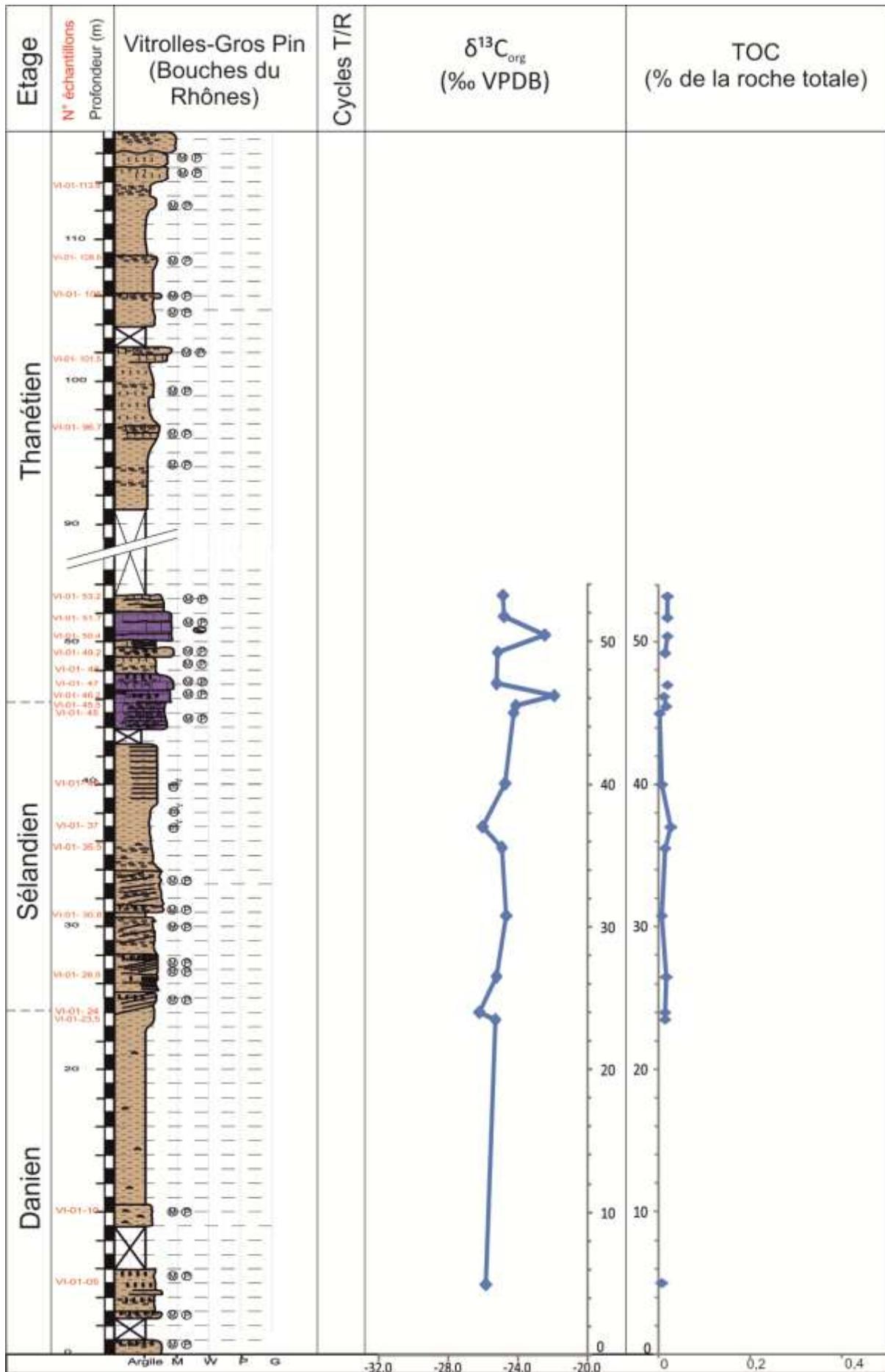


Figure 11 : Log stratigraphique de la coupe de Vitrolles-Gros-Pin et résultats des analyses géochimiques

Analyse palynologique

L'examen préliminaire des palynomorphes réalisé par Florence Quesnel s'est essentiellement focalisé sur la coupe de Peyrolles, toutefois, quelques échantillons clés (base et sommet de coupe) ont été observés au Mas d'Azil et à Castelnau-de-Guers.

Pour cette dernière coupe deux échantillons (CG 01-74,5 et CG 01-101,5) ont été examinés mais aucun pollen ni spore n'a été retrouvé, sont seulement quelques phytoclastes noirs, des charcoals (microcharbons), des fragments d'algues d'eau douce et des hyphes de champignons. Aucune interprétation stratigraphique n'a donc pu être réalisée.

Concernant le Mas d'Azil, deux échantillons ont également été examinés, en base et sommet de coupe : Ma 05-94 et Ma 05-234,5. Ces deux échantillons montrent de nombreuses différences en termes de diversité et d'abondance de palynomorphes. En effet, Ma 05-94 est plutôt pauvre et ne contient que peu de pollen ou autres dinoflagellés. Aucune interprétation biostratigraphique ne peut être effectuée. En revanche, l'échantillon Ma 05-234,5 est assez riche en palynomorphes, notamment en dinoflagellés, dont les assemblages suggèrent un âge Thanétien.

A Peyrolles, 16 échantillons ont été examinés avec des concentrations en palynomorphes assez variées selon les lames (Fig.8). Toutefois, la présence de marqueurs stratigraphiques et d'assemblages caractéristiques, notamment à la base, au sommet et au milieu de la coupe (Pe 02-158, Pe 02-173,5 et Pe 02-211), permettent de situer l'ensemble de cette coupe dans le Sélandien (par comparaison avec l'échantillon La 04 171 m de la coupe de Lairière)..

Si l'analyse des assemblages de palynomorphes permet d'effectuer une datation relative des coupes étudiées, il est nécessaire de la coupler à des analyses géochimiques et biostratigraphiques sur foraminifères, dans le but d'affiner cette datation et de définir les limites du Sélandien dans le Bassin d'Avant-Pays Nord-Pyrénéen.

Analyses géochimiques

1. Généralités

La mesure du signal isotopique du carbone $\delta^{13}\text{C}$ est une méthode très souvent utilisée. Toutefois, c'est très souvent le signal isotopique du carbone de la phase minérale (carbonate, $\delta^{13}\text{C}_{\text{min}}$) qui est pris en compte et plus rarement celui du carbone de la matière organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), notamment dans le Paléocène. Néanmoins, des différences entre les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{min}}$ en milieu marin et continental peuvent apparaître notamment via la diagénèse. En effet, cette dernière peut jouer sur la nature des minéraux carbonatés (aragonite, calcite) et faire varier leur composition isotopique. Certaines études se basent sur des nodules carbonatés de paléosols (Koch et al., 1992 ; Cojan et al., 2000, 2006), en milieu continental, cependant les milieux continentaux ne permettent pas un enregistrement continu de la sédimentation sur de longues périodes, qu'elle soit détritique ou carbonatée. Enfin dans les zones orogéniques, des dissolutions-reprécipitation ont eu lieu dans les carbonates en raison de la création de relief et le $\delta^{13}\text{C}_{\text{min}}$ mesuré correspond très souvent à celui des cristallisations opérées par des fluides météoriques bien postérieurs à ceux du dépôt des carbonates.

Au contraire, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ permet d'obtenir une corrélation plus claire entre milieu marin et continental : une partie de la matière organique marine est apportée par les fleuves et se mélange à celle déjà en place créant un signal plus ou moins homogène (Storme, 2013) (Fig.6 et 9). De plus, la présence de marqueurs biostratigraphiques n'est plus une contrainte car la matière organique se retrouve dans de nombreux autres faciès (gréseux, silteux...) continentaux et marins. Enfin, la matière organique n'est que peu affectée par la diagénèse.

Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et le $\delta^{13}\text{C}_{\text{min}}$ sont parfois comparés pour des corrélations. En effet, le signal peut montrer des ordres de grandeurs différents mais avec des variations dans le même sens (Storme, 2013 ; Magioncalda et al., 2004). Des découplages entre ces signaux mesurés sur le carbone minéral et celui de la matière organique ont toutefois été mis en évidence sur des coupes identiques, notamment à la fin du Danien (Storme et al, 2014).

De nombreux facteurs de variation sont à prendre en compte lors des études isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ représente le signal isotopique de la biomasse et va être influencé par l'environnement et des processus biologiques. Le carbone organique est synthétisé par les plantes autotrophes photosynthétiques à partir du CO_2 atmosphérique ou dissous dans l'eau. Dès l'absorption du CO_2 par les plantes une première sélection est effectuée, en effet celles-ci vont préférer les molécules de ^{12}C , plus légères, à celles de ^{13}C , plus lourd, effectuant ainsi un fractionnement isotopique. Le rapport entre ^{12}C et ^{13}C , ou $\delta^{13}\text{C}$, devient négatif.

De plus, selon le type de plante (C3 ou C4 par exemple), le fractionnement peut être différent en raison de son métabolisme. En effet, les plantes de type C3 ont un signal isotopique du carbone compris entre -30 et -23‰ et les plantes C4 un signal isotopique compris entre -15 et -12‰ (Ostrom et Fry, 1993). Cependant, dans le cas de notre étude, seules les plantes en C3 sont présentes car les plantes en C4 n'apparaissent que plus tard dans l'Histoire de la Terre. Donc pour notre étude les variations observées dans le signal isotopique ne sont pas dues à des variations de proportions de ces deux types de plantes au cours du temps.

Ensuite, il est important de noter que si après production la matière organique est longtemps exposée à la dégradation bactérienne aérobie, elle va s'appauvrir en ^{13}C (Tyson, 1995). Par ailleurs, pour les algues, la température provoque un fort fractionnement isotopique et une diminution de l'absorption du ^{13}C (Meyers, 1992). Certaines algues, telles que *Pediastrum*, ont des signatures isotopiques très négatives, il faut donc bien connaître les sources de la MO avant d'interpréter les courbes du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.

Toutefois, si les facteurs inhérents à la plante sont à prendre en compte, il ne représente qu'une variation de second ordre face aux changements environnementaux. Par exemple, des épisodes de dégazage intenses de CO_2 et de méthane lors de certains épisodes du Paléocène et de l'Eocène ont entraîné une augmentation rapide des températures (conduisant à des maxima thermiques d'amplitude variable (PETM et autres ETM) et une diminution brutale des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ dans les carbonates et la matière organique (Zachos et al., 2001 ; Cramer et al., 2009 ; Storme, 2013). Ce phénomène se traduit par une excursion isotopique négative du carbone (ou CIE pour Carbon Isotopic Excursion en Anglais).

Au cours du Paléocène, il existe plusieurs événements climatiques assez importants ayant entraîné une excursion isotopique positive ou négative du carbone. Ces événements sont nommés ainsi en Anglais (Westerhold et al., 2011 ; Storme, 2013 ; Nguyen-Thuyet, 2016) (Fig.9):

- Le « Large Latest Danian Event » (LLDE), caractérisé par une CIE négative d'environ -1 à -2‰ au cours du Danien supérieur ;
- Le « Danian-Selandian Transition Event » (DSTE) marque la transition entre le Danien et le Sélandien. Il se compose de deux parties : la partie inférieure est une excursion isotopique négative du carbone et positive pour le TOC et la partie supérieure montre une excursion isotopique positive du carbone et négative pour le TOC. La limite entre Danien et Sélandien se situe à la limite entre les deux parties (Storme 2013, Nguyen-Thuyet, 2016) ;
- Le « Selandian-Thantetian Transition Event » (STTE) à la limite Sélandien/Thanétien est marqué par une excursion négative de $\delta^{13}\text{C}$ d'environ -3 à

-7‰ suivi d'un retour à des valeurs normales. Il semblerait que cet événement soit particulièrement marqué dans les courbes du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ dans le Bassin d'Avant-Pays Nord-Pyrénéen alors qu'il n'est pas marqué dans celles du $\delta^{13}\text{C}_{\text{min}}$ et dans les autres régions (Cramer, 2009 ; Westerhold et al., 2011 ; Storme, 2013 ; Nguyen-Thuyet, 2016).

- Le « Mid-Thanetian Isotope Maximum » (MTIM) est marquée par une inversion de tendance au cours du Thanétien, d'abord positive puis négative.
- Le « Paleocene Eocene Thermal Maximum » (PETM) est un événement hyperthermique bref (environ 170 000 ans) marqué par une importante excursion isotopique négative du carbone organique et minéral (Koch et al., 1992 ; Zachos et al., 2001 ; Westerhold et al., 2011 ; Garel et al., 2013 ; Storme, 2013 ; Yans et al., 2014 ; Nguyen-Thuyet, 2016). La base du PETM marque le début de l'Eocène.

2. Résultats

Des analyses isotopiques sur le carbone organique ont permis l'élaboration de courbes isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et du TOC pour chaque coupe étudiée.

Pour certains échantillons du Mas d'Azil, la faible quantité de poudre obtenue après décarbonatation des échantillons de roche n'aurait pas permis de faire à la fois l'analyse du TOC et celle du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ au spectromètre de masse. C'est pour cette raison que la courbe du TOC n'est pas complète (Fig.7).

Les analyses de TOC effectuées montrent des valeurs comprises entre 0,004% (minimum) pour Ma 05-267 et 0,064% (maximum) pour Ma 05-136,5 ce qui est assez faible, mais plutôt attendu au vu des valeurs de calcimétrie très fortes de la plupart des échantillons.

Concernant les mesures de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, les valeurs sont comprises entre -26,8‰ (minimum) pour Ma 05-94 et -19,9‰ (maximum) pour Ma 05-241,5 (Fig.7). Une première excursion négative avec une variation de -3‰ à la base des carbonates marins marque un premier événement isotopique avec un retour rapide à un signal légèrement plus positif qu'à la base de la coupe. Le signal est ensuite stable (entre -24,5‰ et -25‰) sur 70 mètres d'épaisseur avant d'amorcer une légère excursion positive (jusqu'à -23‰) vers 196 m. Une tendance négative puis positive irrégulière se marque ensuite jusqu'à -19,9‰. Les derniers échantillons montrent ensuite un retour vers des valeurs plus négatives entre -23‰ et -22‰.

À Peyrolles, toutes les analyses ont pu être menées, sauf pour un échantillon (Pe 02-209) jugé trop petit, c'est-à-dire ne contenant pas assez de matériel exploitable.

Les analyses de TOC effectuées ont montré des valeurs comprises entre 0,006% (minimum) pour Pe 02-207,5 et 0,24% (maximum) pour Pe 02-208,5, ce qui est acceptable malgré quelques valeurs faibles. Il est intéressant de noter que les deux valeurs extrêmes se situent à un mètre d'intervalle, dans des faciès similaires (grès à rides et microcharbons) (Fig.8).

Les mesures de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ montrent des valeurs comprises entre -29,7‰ (minimum) pour Pe 02-165 et -21,1‰ (maximum) pour Pe 02-178,5 (Fig.8). La base de la coupe enregistre une valeur de -23,3‰ avant une excursion négative avec une variation de -6,5‰ au niveau d'un banc de calcaire lacustre (165m). Le signal retrouve ensuite un niveau équivalent à celui de la base (-23,1‰). A 178,5m, une seconde excursion, positive cette fois, affecte le signal avec un pic à -21,1‰, avant de revenir à des valeurs moyennes autour de -24‰. S'en suit une tendance positive progressive de -24,5‰ à -21,3‰ entre 179,5 et 201m. Le haut de la coupe montre une excursion négative à partir de 205m puis une stagnation à des valeurs équivalentes à celles de la base de la coupe (23,4‰).

À Castelnau-de-Guers, les analyses du TOC montrent des valeurs comprises entre 0,0006% (minimum) pour CG 01-64,5 et 0,045% (maximum) pour CG 01-98,5. Les valeurs les plus faibles, aux alentours de 0,0006%, se situent à la base de la coupe, (CG 01-64,5 ; CG 01-70,8 et CG 01-72) dans des paléosols avec une forte maturité et des grès fins (Fig.10).

Les mesures de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ donnent des valeurs comprises entre -26,2‰ (minimum) pour CG 01-106,8 et -22,3‰ (maximum) pour CG 01-96 et CG01-113 (Fig.10). La base de la coupe montre des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ assez stables autour de -24‰, une légère tendance vers des valeurs plus positives démarre à 87m avec un maximum de -22,3‰ à 96m. Ensuite, une excursion négative est bien marquée avec une valeur de -25,7‰ à 100m, puis un retour vers des valeurs plus positives jusqu'à 106,5m. La courbe montre ensuite des variations rapides du signal avec des valeurs très négatives dans les calcaires lacustres et une valeur plus positive (-22,3‰) à 113m. Le haut de la coupe montre un signal isotopique qui revient à des valeurs autour de -24‰.

Enfin, à Vitrolles-Gros-Pin, les analyses ont été effectuées uniquement sur la partie inférieure de la coupe (de 0 à 50m) le Sélandien étant suspecté de se trouver dans cet intervalle.

Les analyses du TOC donnent des valeurs comprises entre 0,001% (minimum) pour Vi 01-45 et 0,027% (maximum) pour Vi 01-37 (Fig.11).

Les mesures de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ montrent des valeurs comprises entre -26,2‰ (minimum) pour Vi 01-24 et -21,9‰ (maximum) pour Vi 01-46,9 (Fig.11). La base de la coupe montre une tendance très progressive vers un signal positif (de -25,8‰ à -24,1‰) entre 0 et 45,5m. Cependant, deux petites excursions négatives affectent cette tendance à 24 et 37m. Ensuite le signal montre deux excursions positives dans des calcaires lacustres. Elles sont séparées par une valeur moyenne (de -25,2‰ dans des siltites).

Discussion

Les analyses menées au cours de ce travail sur les coupes du Mas d'Azil, de Peyrolles, Castelnau-de-Guers et Vitrolles-Gros-Pin viennent compléter les travaux effectués par Storme en 2013 à Zumaia et Nguyen-Thuyet en 2016 à Lairière et permettent de réaliser des corrélations à l'échelle du Bassin d'Avant-Pays Nord-Pyrénéen (Fig.12).

Les bases du Sélandien et du Thanétien sont définies internationalement à Zumaia (Gradstein et al., 2012). Ainsi le signal isotopique relevé sur cette coupe, par la même méthode que celle employée ici, peut-être considéré comme une base solide pour la corrélation avec les autres coupes du bassin. Une excursion positive se situe au début du Sélandien et est précédée par une excursion négative, à la fin du Danien. La transition entre les deux étages géologiques se situe au point d'inflexion de la courbe. Ensuite, le Sélandien est marqué par une tendance négative plus ou moins continue de l'ordre de -3‰. Cette excursion négative est suivie d'une excursion positive d'égale intensité avant de revenir à des valeurs proches de -25‰. La limite entre le Sélandien et le Thanétien se situe au niveau de ce décalage brutal. Cette tendance négative puis positive définit le Selandian Thanetian Transition Event (STTE).

Dans un premier temps, l'étude pétrographique et l'analyse biostratigraphique du Mas d'Azil (Annexe 3) a permis un calage relatif des roches grâce aux foraminifères qu'elles contiennent. En effet, la base des formations marines contient des espèces comme *Rhanikothalia sindensis* (Ma 03-14), *Miscellanea yvetteae* (Ma 03-5), *Alveolina primaeva* (Ma 04-14) et *Fallotella alavensis* (Ma 03-32), caractéristiques de la SBZ 3 (Shallow Benthic Zone 3). Cette biozone recoupe la moitié supérieure du Sélandien et la moitié inférieure du Thanétien (Serra-Kiel et al., 1998). Ensuite, la présence d'*Alveolina levi* (Ma 03-39 et Ma 04-19), espèce caractéristique de SBZ 4, permet de définir la base de cette biozone aux alentours de 280m. L'examen de l'assemblage sporopollinique de l'échantillon Ma 05-234,5 par F.

Quesnel durant cette étude suggère un âge Thanétien, ce qui vient confirmer les données des foraminifères.

Toutefois, ces données ne permettent pas de caler de manière plus précise la base et le sommet du Sélandien au Mas d'Azil. En comparant les variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ au Mas d'Azil et à Zumaia, des similitudes apparaissent. En effet la base de la coupe est marquée par une excursion négative suivie d'un retour rapide aux valeurs initiales. Or, la valeur minimale de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ correspond à la base des premiers bancs de calcaires à milioles situés au-dessus des formations continentales du Danien. La base du Sélandien peut donc être située à la base des calcaires à milioles, au point d'inflexion de la courbe du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Concernant le sommet du Sélandien, deux hypothèses peuvent être émises :

- La première définit le sommet du Sélandien à la base du banc contenant l'assemblage de palynomorphes thanétiens, à 230m. Cette limite correspond également à une excursion positive.
- La deuxième définit le sommet du Sélandien au niveau de la transition entre une petite excursion négative (-25,4‰) à 185m et la tendance positive irrégulière (allant jusqu'à -19,9‰).

Pour la figure de corrélation (Fig.12), la deuxième hypothèse a été retenue car la première hypothèse semblerait englober toute la SBZ3 dans le Sélandien. Pour départager ces hypothèses, une résolution plus grande de l'échantillonnage est nécessaire.

A Peyrolles, l'étude des palynomorphes a permis une datation relative des roches. La coupe montre une alternance entre des faciès marins proximaux et continentaux. Les seuls foraminifères observables sont des milioles. En revanche, la variété et la quantité de palynomorphes est importante, et la similitude de l'assemblage de pollen et spores et la présence de plusieurs marqueurs présents dans des unités datées du Sélandien dans la région (Lairière à proximité, Oraas dans les Pyrénées atlantiques et Menat dans le Puy de Dôme) semblent indiquer que la totalité de la coupe serait d'âge Sélandien. En outre, les assemblages de palynomorphes donnent également des renseignements sur l'environnement de dépôt et le climat. En effet, la présence d'*Icacinaceae* (Iodes), de *Sapotaceae* et/ou de *Meliaceae* (Tétracolporés), permet de suggérer un climat chaud, tropical. De plus, la présence importante de charcoals le long de la coupe montre l'abondance d'incendies dans les paysages amont pendant cet intervalle.

Malgré le fait que les assemblages sporopolliniques indiquent que toute la coupe est datée du Sélandien, des tendances et similarités se dégagent de la courbe isotopique en comparaison avec d'autres coupes. En effet, la base de la coupe est marquée par une forte excursion négative. Mais la valeur minimale (-29,7‰) est obtenue dans un banc de calcaire lacustre assez riche en matière organique. Ce type de faciès montre en règle générale des valeurs isotopiques plus faibles que les autres faciès. Cette valeur est donc probablement due à un biais environnemental. Néanmoins, la valeur située juste au-dessus, dans des faciès gréseux est également plus faible (-25,6‰) que les valeurs moyennes de la courbe (-23‰). La base du Sélandien pourrait donc éventuellement se trouver aux alentours de 165m ou en dessous. Un pas d'échantillonnage plus fin et des prélèvements en-dessous de 156m permettrait de valider ou non cette hypothèse.

Il en va de même pour la limite supérieure du Sélandien. Alors que les assemblages sporopolliniques suggèrent un âge Sélandien, l'interprétation de la courbe isotopique semble montrer le contraire. En effet, au sommet de la coupe, à partir de 205m, se trouve une excursion négative suivie d'un début de tendance positive : la transition Sélandien/Thanétien se situerait à 210m, lors de cette très légère tendance positive. Il est également possible d'envisager que le sommet du Sélandien avec les valeurs isotopiques très négatives observées à Lairière et à Zumaia soit absent de la partie de la coupe de Peyrolles étudiée ici.

Pour valider ou infirmer ces deux hypothèses, il faudrait donc mener des analyses isotopiques complémentaires au-delà de 212m et en deçà de 156m.

Pour la figure de corrélation (Fig.12), seule la partie de la coupe de Lairière centrée sur le Sélandien (entre 150 et 200m) a été sélectionnée. Sur cet intervalle, la courbe de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ montre à sa base une excursion négative d'une valeur de -2‰ suivie d'une phase de stagnation du signal jusqu'à 170m. Puis une excursion positive brutale suivie d'une tendance négative de forte amplitude (-8‰) jusqu'à 187m (avec un signal à -29‰) sont enregistrées. Le haut de la coupe présente une excursion positive jusqu'à -22‰.

La transition entre le Sélandien et le Thanétien est définie à 192m (Nguyen-Thuyet, 2016 au niveau du retour brutal vers des valeurs plus positives. Toutefois, la définition de la base du Sélandien est sujette à débat. En effet, celle-ci a été placée à 125m par Nguyen-Thuyet (2016) (hors de la zone représentée sur la Fig.12), mais cela pose problème au niveau de la courbe isotopique. La plus forte excursion positive de la courbe est à 170 m correspond à un hiatus sédimentaire majeur. Cette excursion positive brutale se situe au niveau d'un chenal conglomératique dont la base a fortement érodé les terrains sous-jacents, faisant disparaître une partie de l'enregistrement. Toutefois, sous ce hiatus, l'excursion négative assez large centrée sur le banc à 158 m est corrélable à celle centrée sur la cote 57 m à Zumaia, et à celle centrée sur le banc à 165 m à Peyrolles. Dans ce cas, l'érosion associée au hiatus du chenal à remplissage conglomératique de Lairière n'aurait supprimé que le quart inférieur du Sélandien. Au-dessus du hiatus, deux tendances négatives successives, et de plus en plus négatives, ressemblent au signal du Sélandien de Zumaia, même si le pas d'échantillonnage est plus faible à Lairière. Toutefois, la définition de cette limite est toujours sujette à débats et en attendant qu'ils soient résolus, j'ai choisi de placer la limite Danien-Sélandien à 170 m au niveau du hiatus.

A Castelnau-de-Guers, même si l'amplitude des variations de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ est relativement faible (4‰), des tendances se dégagent. Ici, la base du Sélandien se situerait au début de la première excursion positive, à 87m. Le sommet du Sélandien se positionnerait au niveau de la base du premier banc de calcaire lacustre à environ 106m : les irrégularités du signal isotopique observées à 106,8 et 110,5m sont associées à la présence de calcaire lacustre, dont le signal est plus faible. Si l'on néglige les excursions associées à ces deux points, une tendance positive se dégage et la courbe ressemble alors bien plus aux autres courbes du milieu continental.

Concernant la courbe de Vitrolles-Gros-Pin, les mêmes tendances qu'à Castelnau-de-Guers sont observables. Ainsi, la transition Danien/Sélandien est définie à la base de la première excursion positive, à 24m tandis que la transition Sélandien/Thanétien est définie par la première excursion positive dans les calcaires lacustres, à 45m.

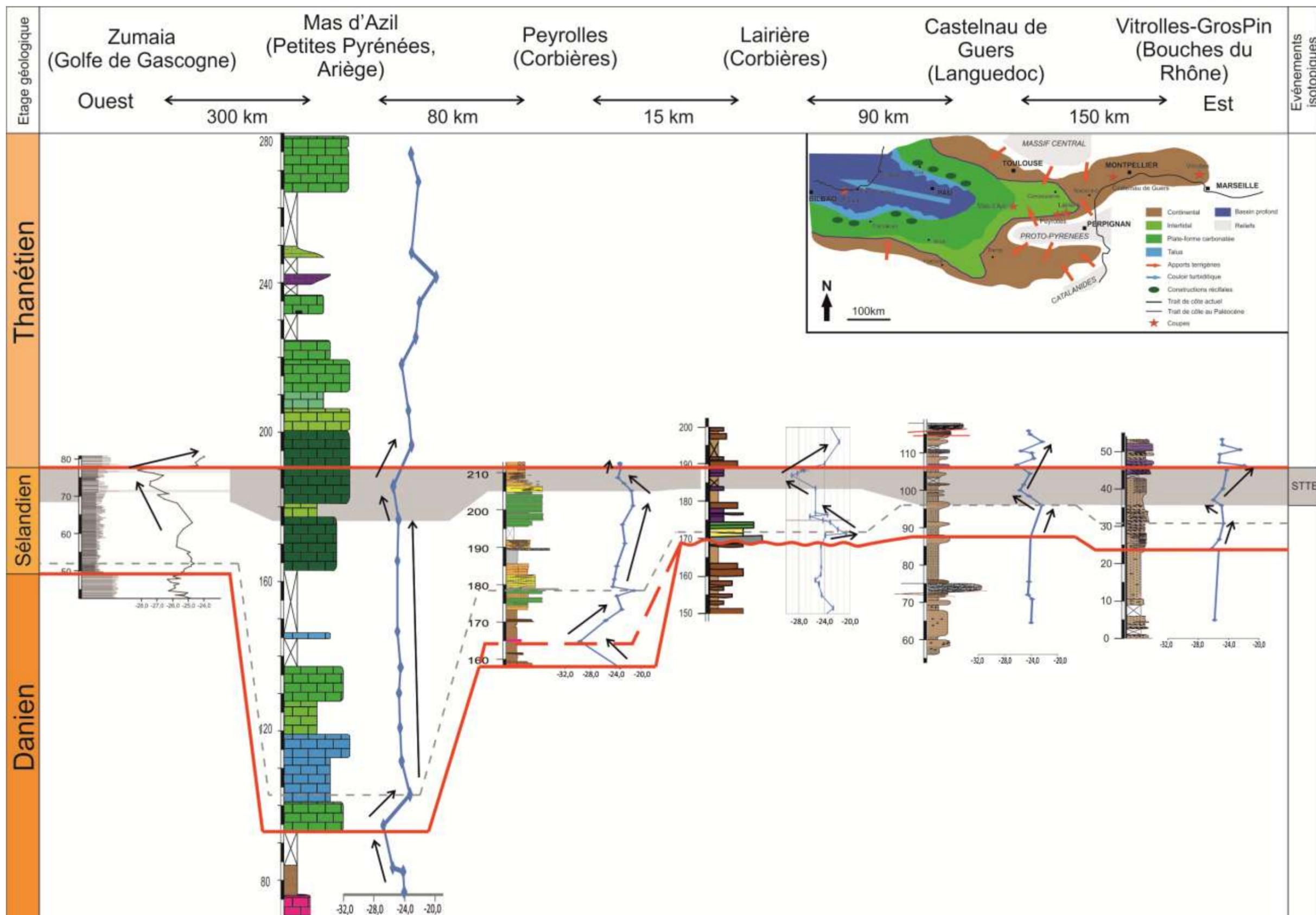


Figure 12 : Schéma de corrélation des coupes étudiées et des courbes de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

Conclusion

Les données biostratigraphiques et palynologiques acquises au cours de ce travail nous ont permis d'affiner les calages stratigraphiques du Sélandien de la limite Ouest à la limite Est du Bassin d'Avant-Pays Nord Pyrénéen. Les variations au cours du temps du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ont permis de réaliser des corrélations entre les coupes, à l'échelle d'un bassin sédimentaire, depuis des terrains marins profonds à Zumaia jusqu'aux terrains continentaux à Vitrolles-Gros-Pin.

Toutefois des questions demeurent. Les corrélations entre certaines coupes restent à l'état d'hypothèse du fait des incertitudes quant à la définition d'une des limites du Sélandien. Ainsi pour palier ce problème, il faudrait affiner la résolution des courbes isotopiques par un pas d'échantillonnage plus fin, compléter l'échantillonnage au-dessus et en dessous sur certaines coupes et enfin multiplier les outils, biostratigraphiques, sédimentologiques et géochimiques.

Références bibliographiques

Canérot J., 2009. Les Pyrénées Histoire Géologique, Atlantica BRGM éditions

Cojan I., Moreau M.G., Stott L. E., 2000. Stable carbon isotope stratigraphy of the Paleogene pedogenic series of southern France as a basis for continental-marine correlation, *Geology* ; v.28 ; no.3 ; 259–262

Cojan I., 2006, Les Evénements globaux au travers des plaines d'inondation ou le fil d'Ariane des systèmes fluviaux. *Géologie appliquée*. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI

Cojan I. & Moreau M.G., 2006. Correlation of terrestrial climatic fluctuations with global signals during the Upper Cretaceous–Danian in a compressive setting (Provence, France), *Journal of Sedimentary Research*, 2006, v. 76, 589–604

Cramer, B. S., Toggweiler, J. R., Wright, J. D., Katz, M. E., & Miller, K. G., 2009. Ocean overturning since the Late Cretaceous: Inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation. *Paleoceanography*, 24(4).

Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K., & Christophoul, F., 2016. Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. *Journal of the Geological Society*, 173(3), 419-437.

Freytet P., 1970. Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc, Thèse de la Faculté des Sciences d'Orsay, pp.474

Garel S., Schnyder J., Jacob J, Dupuis C., Boussafir M., Le Milbeau C., Storme J.Y, Alina I. Iakovleva A.I., Johan Yans J., Baudin F., Fléhoc C., Quesnel F., 2013. Paleohydrological and paleoenvironmental changes recorded in terrestrial sediments of the Paleocene–Eocene boundary (Normandy, France), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 373, 184-199

Gawenda, P., Winkler, W., Schmitz, B., & Adatte, T., 1999. Climate and bioproductivity control on carbonate turbidite sedimentation (Paleocene to earliest Eocene, Gulf of Biscay, Zumaia, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 69(6).

Gillot T., 2014. Apport de l'étude des paléosols carbonatés et des climofonctions spécifiques aux reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques : application aux séries alluviales oligo-miocènes d'Europe occidentale. *Earth Sciences*. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D. & Ogg G.M., 2012. The Geologic Time Scale 2012, Vol. 1 & 2

Jenkins, D. G., & Luterbacher, H., 1992. Paleogene stages and their boundaries (Introductory remarks). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 186 (1), 1-5.

Koch P.L., Zachos J.C. et Gingerich P.D., 1992. Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Palaeocene/Eocene boundary, *Nature*, Vol 358, pp. 319-322

Magioncalda, R., 2004. Chémostratigraphie de la limite Paléocène/Eocène (CIE) fondée sur l'étude de la composition isotopique du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}\text{‰PDB}$). Application pour la mise en corrélation de successions continentales, lagunaires et marines. Sud du Bassin de la Mer du Nord (Angleterre, Belgique, NW de la France), Bassin du Bighorn (Wyoming, USA), Domaine Téthysien (Tunisie, Egypte). Unpublished PhD thesis, Faculté Polytechnique de Mons, 161 p + 2 vol of annexes.

Meyers P.A., 1992. Changes in organic carbon stable isotope ratios across the K/T boundary: global or local control? *Chemical Geology Isotope Geoscience Section*, 101, pp. 283–291.

- Ostrom, P. H., & Fry, B., 1993. Sources and cycling of organic matter within modern and prehistoric food webs. In *Organic geochemistry* (pp. 785-798). Springer US.
- Pujalte, V., Schmitz, B., & Baceta, J. I., 2014. Sea-level changes across the Paleocene–Eocene interval in the Spanish Pyrenees, and their possible relationship with North Atlantic magmatism. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 393, 45-60.
- Schmitz, B., Pujalte, V., Molina, E., Monechi, S., Orue-Etxebarria, X., Speijer, R. P., Baceta, J. I., Alegret L., Apellaniz E., Arenillas I., Aubry M.P., Berggren W.A., Bernaola G., Caballero F., Clemmensen A., Dinarès-Turell J., Dupuis C., Heilmann-Clausen C., Orús A.H, Knox R., Martín-Rubio M., Ortiz S., Payros A., Petrizzo M.R., von Salis K., Sprong J., Steurbaut E. and Thomsen E., 2008. Proposed Global Stratotype Sections and Points for the bases of the Selandian and Thanetian stages (Paleocene Series). *Report of the International Subcommittee on Paleogene Stratigraphy*, 52. Disponible sur <http://www.earth-prints.org/bitstream/2122/3795/1/pwg20.pdf>
- Schmitz, B., Pujalte, V., Molina, E., Monechi, S., Orue-Etxebarria, X., Speijer, R. P., Baceta, J. I., Alegret L., Apellaniz E., Arenillas I., Aubry M.P., Berggren W.A., Bernaola G., Caballero F., Clemmensen A., Dinarès-Turell J., Dupuis C., Heilmann-Clausen C., Orús A.H, Knox R., Martín-Rubio M., Ortiz S., Payros A., Petrizzo M.R., von Salis K., Sprong J., Steurbaut E. and Thomsen E., 2011. The global stratotype sections and points for the bases of the Selandian (Middle Paleocene) and Thanetian (Upper Paleocene) stages at Zumaia, Spain. *Episodes*, 34(4), 220-243.
- Serra-Kiel J., Caus E., Drobne K., Ferrandez C., Jauhri A.K., Less G., Pavlovec R., Pignatti J., Sanso J.M., Schaub H., Sirel E., Strougo A., Tambareau Y., Tosquella J. and Zakrevskaya E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene, Bull. Soc. Géol. France, t. 169, n°2, pp. 281-299
- Storme, J. Y., 2013. Organic Carbon and Nitrogen Isotopes of the Palaeocene-early Eocene: Implications on Stratigraphy, Paleoenvironment and Paleoclimatology. *Namur, Belgium: Namur University*.
- Tyson R.V., 1995. Sedimentary organic matter : Organic facies and palynofacies. Chapman and Hall, p.615
- Westerhold, T., Röhl, U., Donner, B., McCarren, H. K., & Zachos, J. C., 2011. A complete high-resolution Paleocene benthic stable isotope record for the central Pacific (ODP Site 1209). *Paleoceanography*, 26(2).
- Westphal, M., Orsini, J., & Vellutini, P., 1976. Le microcontinent corso-sarde, sa position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques. *Tectonophysics*, 30(1-2), 141-157.
- Yans, J., Marandat, B., Masure, E., Serra-Kiel, J., Schnyder, J., Storme, J. Y., Marivaux L., Adnet S., Vianey-Liaud M. & Tabuce, R., 2014. Refined bio-(benthic foraminifera, dinoflagellate cysts) and chemostratigraphy ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) of the earliest Eocene at Albas-Le Clot (Corbières, France): implications for mammalian biochronology in Southern Europe. *Newsletters on Stratigraphy*, 47(3), 331-353.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., & Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292 (5517), 686-693.

Liste des figures

<i>Figure 1 : Echelle stratigraphique du Paléocène (modifié d'après Quesnel et Gély, 2014, et Maufrangeas, thèse en cours).....</i>	p.1
<i>Figure 2 : Les grandes zones structurales des Pyrénées (Canérot, 2009)</i>	p.2
<i>Figure 3 : Principales formations stratigraphiques du Paléocène et de l'Ilerdien sur le versant Nord pyrénéen à l'Est du plateau de Lannemezan (Tambareau et al., 1995)</i>	p.4
<i>Figure 4 : Carte du Paléocène dans le domaine pyrénéen (modifié d'après Canérot, 2009).</i>	p.5
<i>Figure 5 : Modèle de dépôt générique pour les séries du Paléocène du Bassin Nord Pyrénéen oriental. Les coupes étudiées sont positionnées en fonction des faciès dominant présents dans ces coupes.....</i>	p.5
<i>Figure 6 : Log stratigraphique du Paléocène à Zumaia et résultat des analyses géochimiques (Storme, 2013)</i>	p.8
<i>Figure 7 : Log stratigraphique synthétique de la coupe du Mas d'Azil et résultat des analyses géochimiques</i>	p.9
<i>Figure 8 : Log stratigraphique de la coupe de Peyrolles et résultat des analyses géochimiques et palynologiques.....</i>	p.11
<i>Figure 9 : Log stratigraphique de la coupe de Lairière et résultat des analyses géochimiques (Nguyen-Thuyet, 2016)</i>	p.12
<i>Figure 10 : Log stratigraphique de la coupe de Castelnau-de-Guers et résultat des analyses géochimiques.....</i>	p.14
<i>Figure 11 : Log stratigraphique de la coupe de Vitrolles-Gros-Pin et résultat des analyses géochimiques.....</i>	p.15
<i>Figure 12 : Schéma de corrélation des coupes étudiées et des courbes de $\delta^{13}C_{org.}$</i>	p.20

Liste des tableaux

<i>Tableau 2 : Répartition des échantillons selon les analyses effectuées.....</i>	p.6
--	------------

Sommaire des annexes

Annexe 1 : Protocole de préparation des échantillons en vue des analyses de $\delta^{13}C_{org}$

Annexe 2 : Légende des figures et des coupes

Annexe 3 : Détail de la coupe du Mas d'Azil

Annexe 4 : Planches descriptives des différents faciès rencontrés

Annexe 5 : Planches palynologiques (pollen et spores rencontrées à Lairière et Peyrolles dans le Sélandien et quelques éléments remarquables du palynofaciès)

Annexe 1 : Protocole de préparation des échantillons en vue des analyses de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

Lors de la campagne d'échantillonnage, 145 échantillons ont été prélevés, dont 75 ont été retenus pour effectuer des analyses isotopiques. Pour extraire la matière organique de la roche, il faut suivre un protocole long et rigoureux dont voici le détail (Storme, 2013) :

- Préparation des poudres

Les échantillons sont prélevés sur le terrain, en surface, à l'aide d'un marteau ou plus en profondeur à l'aide d'une carotteuse. Toutefois, une partie de la roche, soumise à l'érosion, est souvent altérée ou présente des traces de lichens, mousses ou autre végétation actuelle. La première étape consiste à scier et nettoyer l'échantillon dans le but de ne garder que la roche « saine » et ainsi éviter d'éventuelles contaminations par de la matière organique plus récente. Après 48 heures de séchage dans une étuve à 30°C, la roche est broyée. D'abord manuellement à l'aide d'un marteau, puis dans un broyeur mécanique en agate afin d'obtenir une poudre fine et homogène. Durant cette étape, chaque ustensile (marteau, bol de broyage) est soigneusement nettoyé pour éviter toute contamination extérieure et entre les échantillons. Les poudres obtenues (environ 100g par échantillon) sont ensuite placées dans des tubes en plastique numérotés.

- Mesure de calcimétrie

Afin de connaître la quantité de poudre de roches nécessaire pour l'étape suivante, il faut mesurer le taux de carbonates des roches à l'aide du calcimètre de Bernard. Celui-ci est constitué d'une burette reliée par un tube souple (dans sa partie supérieure) à une fiole jaugée contenant la poudre et reliée par un autre tube souple (dans sa partie inférieure) à un ballon d'eau.

Le principe est de déterminer le volume de CO_2 dégagé par l'échantillon après une attaque à l'acide chlorhydrique (HCl). L'équation de la réaction s'écrit ainsi:



Ensuite, après une correction de la température et quelques calculs, il est possible de déterminer le taux de carbonates contenus dans la roche.

Entre 0,2g et 0,4g de poudre est prélevé et pesé grâce à une balance de précision, puis placé dans une fiole. La masse m de poudre est alors notée.

Puis, 3 ml d'HCl sont pipetés et placés dans un petit tube. Ce tube est ensuite placé dans la fiole contenant la poudre, sans renverser l'acide.

La fiole est ensuite intégrée au système du calcimètre de Bernard.

Le volume initialement contenu dans la burette V_1 est alors noté.

L'acide est ensuite renversé dans la fiole, et réagit avec les carbonates de l'échantillon provoquant une réaction de dégazage de CO_2 . Ce gaz remplit le tube souple, puis rentre dans la burette, et fait pression sur l'eau contenue dans la burette, entraînant une baisse du niveau de l'eau. Le volume V_2 obtenu est noté.

La soustraction du volume $V_2 - V_1$ donne le volume de CO_2 dégagé : V_{CO_2} .

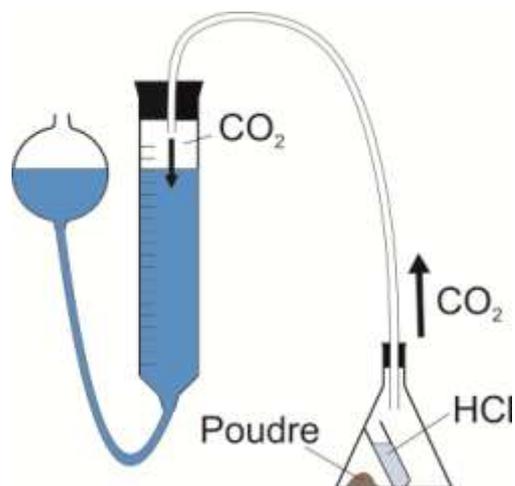


Figure 1 : Principe du Calcimètre de Bernard

Pour permettre le calcul de la masse de carbonates dans l'échantillon, il est nécessaire de connaître le volume qu'occuperait le gaz carbonique à une température de 0°C et à une pression de 760 mm Hg.

Pour cela, une correction de la température s'impose. A cette fin, la formule ci-dessous est utilisée :

$$V_0 = \frac{273 \times V_{CO_2}}{273 + t}$$

V_0 = Volume de gaz à 0°C (ml)

V_{CO_2} = Volume de gaz lu à la température t(ml)

t = température ambiante lors de la mesure (°C)

1cm³ (1ml) de CO₂ est obtenu à partir de 0,0045 g de CaCO₃. Donc pour obtenir la masse de carbonates, la formule ci-dessous doit être appliquée :

$$M = 0,0045 \times V_0$$

M = masses de carbonates (g)

V_0 = Volume de gaz à 0°C (ml)

Le taux de carbonates peut enfin être calculé :

$$T = 100 \times \frac{M}{m}$$

T = taux de carbonate (%)

M = masse de carbonates (g)

m = masse de l'échantillon (g)

- Décarbonatation

Afin de réaliser l'analyse isotopique du carbone de la matière organique, il est impératif d'effectuer une décarbonatation complète des échantillons au préalable. En effet, les roches étant plutôt riches en carbonates, une analyse menée directement mesurerait à la fois le carbone organique et minéral, ce dernier doit donc être éliminé.

Selon le taux de carbonates contenu dans la roche, la masse de poudre à utiliser pour la décarbonatation est différente. En effet, plus la concentration en carbonates est forte, plus la fraction organique est faible, il faut donc une plus grande quantité de roches. De plus, une valeur minimum de Carbone Organique Total (TOC) est nécessaire pour pouvoir réaliser une mesure de $\delta^{13}C_{org}$ fiable.

Le tableau ci-dessous indique la masse de poudre de roche à utiliser en fonction de son taux de carbonates :

% CaCO ₃	Quantité de poudre pour la décarbonatation (g)
10	2,5
20	3
30	3,5
40	4
50	5
60	6,5
70	8
80	9,5
90	11
100	13

Après pesée, l'échantillon est placé dans un bécher avec 100 ml d'HCl à 25% pour une attaque acide des carbonates. Cette phase dure environ une heure pendant laquelle il faut mélanger toutes les 15 minutes, puis laisser décanter.

Lorsque la décantation est effective, la majeure partie du surnageant d'acide est retiré à l'aide d'une pipette.

- Neutralisation de l'échantillon

Cette étape consiste à rincer les échantillons et les ramener à un pH égal à 7 après la phase de décarbonatation.

Une fois que le surnageant d'acide est retiré, la fraction restante est versée dans un tube à centrifugation rempli d'eau distillée. Ce tube est ensuite placé dans une centrifugeuse (3000tr/min pendant 5minutes) afin de bien rincer l'échantillon. Se détachent alors deux phases : la première, solide, au fond du tube (on parle de culot), c'est l'échantillon qu'il faudra analyser et la seconde, liquide, mélange d'eau et d'acide. La phase liquide est ensuite évacuée, puis le tube rempli d'eau distillée. Cette étape est répétée jusqu'à ce que le pH de la phase solide soit neutre (pH=7).

Pour nos échantillons, il était nécessaire d'effectuer entre 5 et 8 centrifugations successives avant d'atteindre le pH escompté.

Lorsque le pH de l'échantillon est enfin neutre, la fraction solide est versée avec un peu d'eau distillée dans un bécher, puis placée dans une étuve à 30 °C pour un séchage. Selon la quantité d'eau et d'argile de l'échantillon, cette étape de séchage peut prendre entre 1 et 7 jours.

Enfin, l'échantillon est de nouveau broyé à l'aide d'un petit pilon et d'un bol en agate, puis mis en tube. Il est par la suite envoyé au BRGM où se dérouleront la mesure du Carbone Organique Total (TOC) et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$.

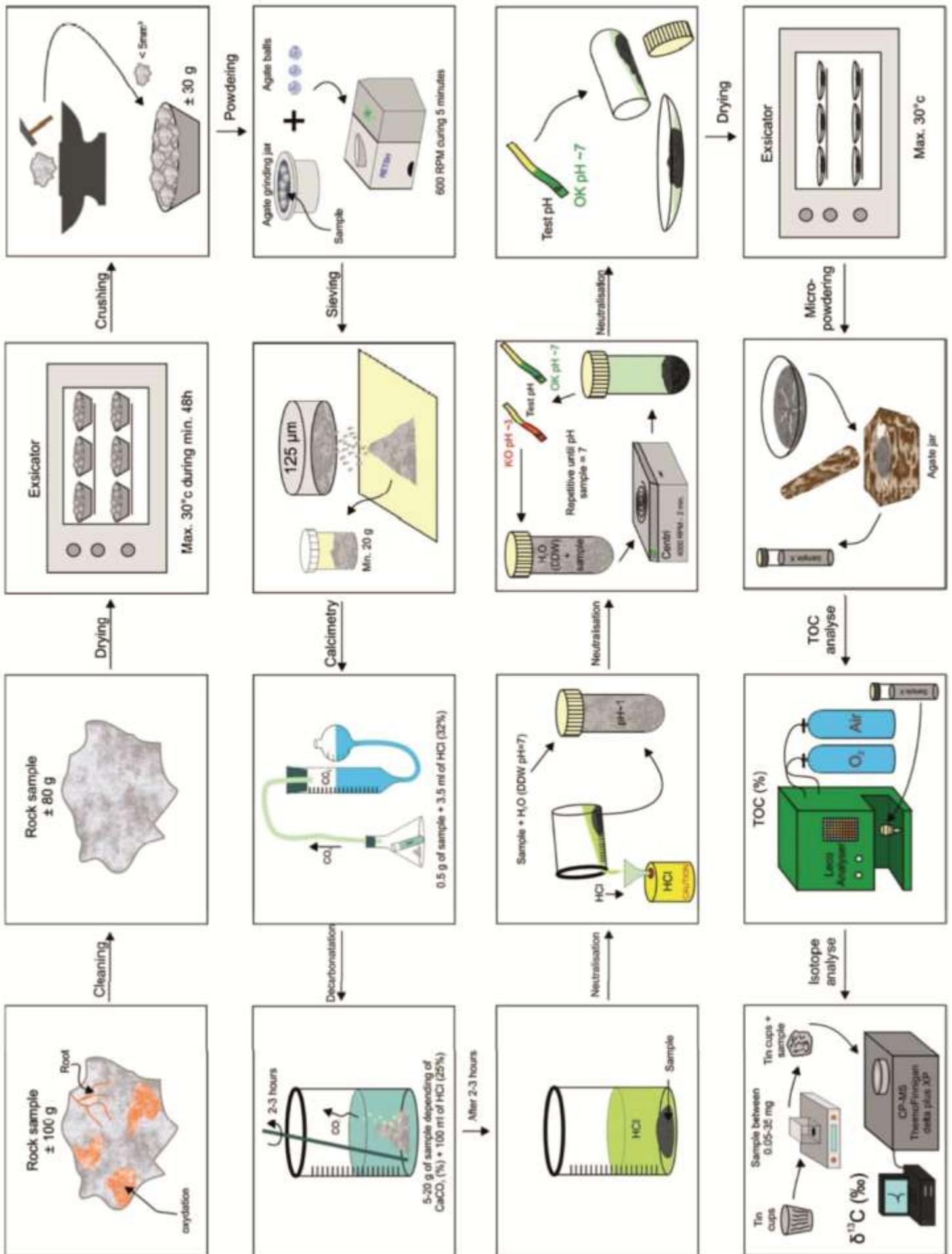
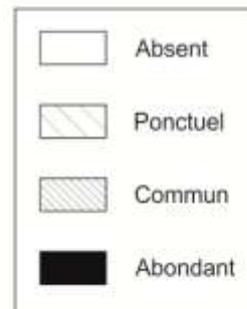
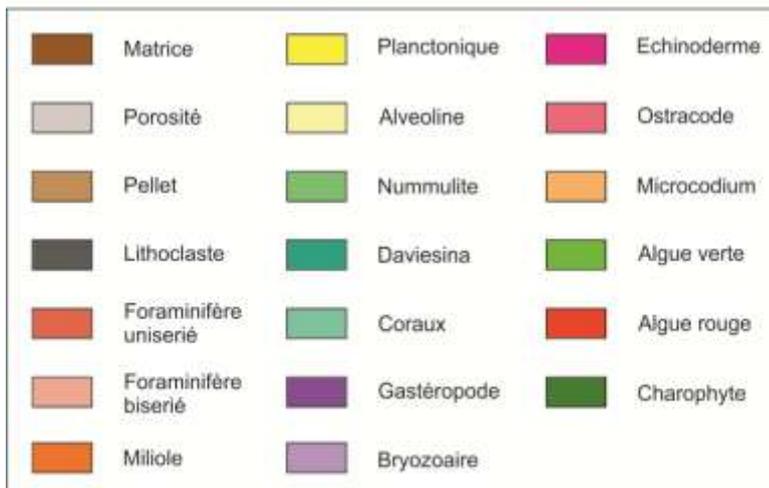
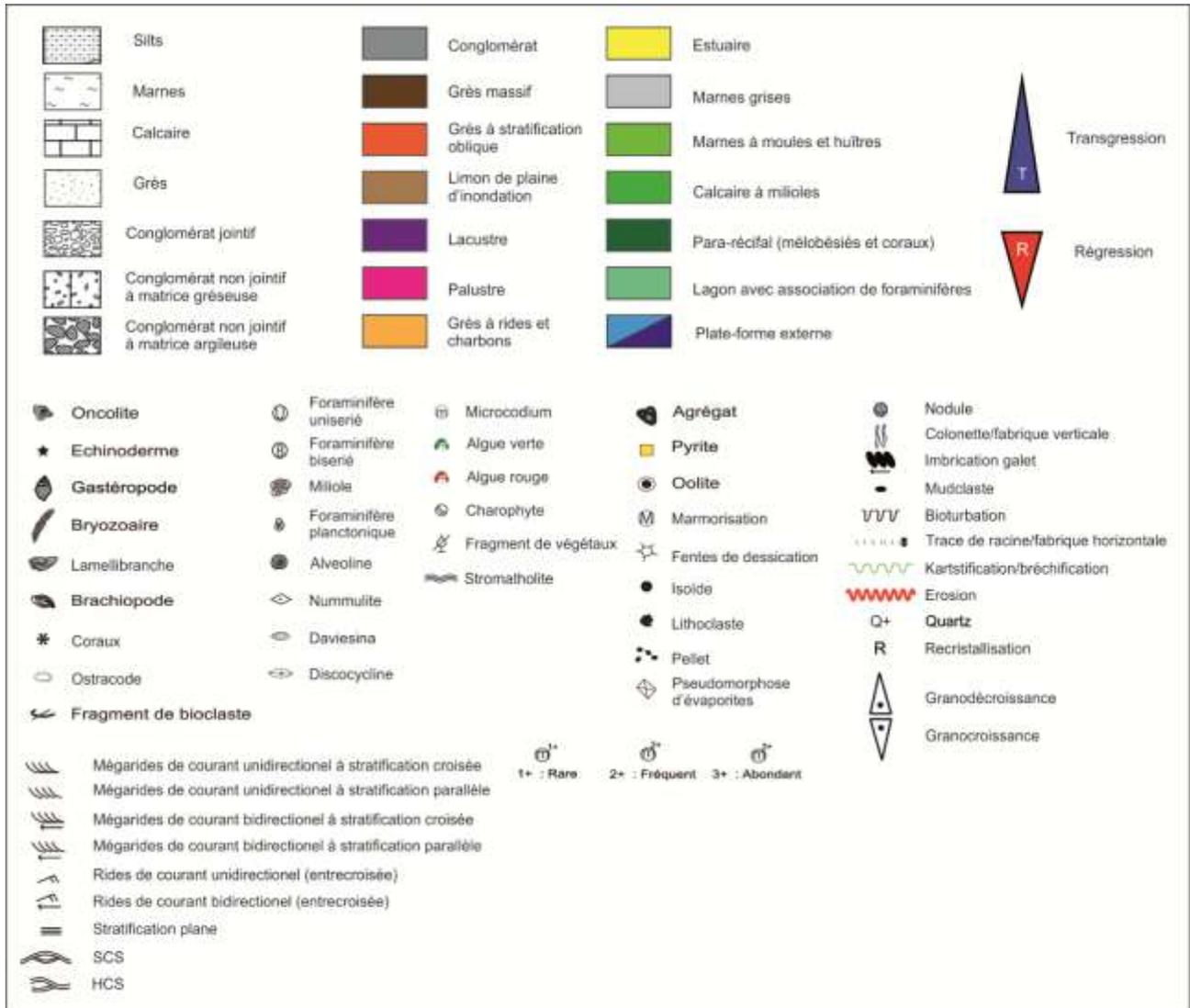


Figure 13 : Récapitulatif illustré des différentes étapes de préparation des échantillons (modifié d'après Storme, 2013)

Annexe 2 : Légende des figures et des coupes



Annexe 4 : Planches descriptives des différents faciès rencontrés

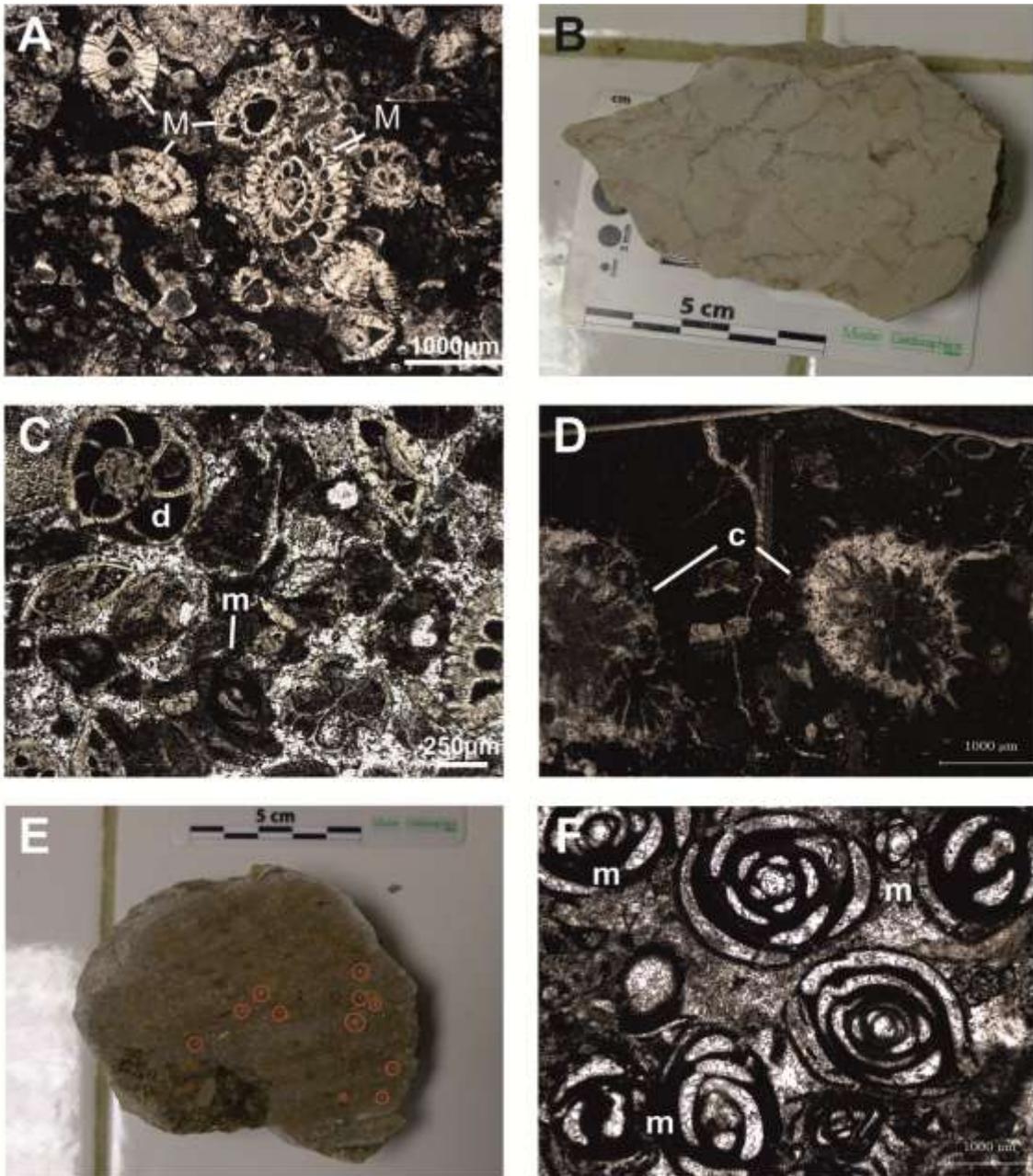


Planche 1 : Photographies illustrant les différents faciès macro et microscopiques rencontrés.

A - Faciès de plate-forme carbonatée le plus externe avec abondance de *Miscellanea* sp. (M) (échantillon Ma 03-26) ;

B - Faciès macroscopique de plate-forme carbonatée externe (Ma 05-111) ;

C - Faciès microscopique de plate-forme carbonatée externe avec présence de milioles (m) et de *Daviesina* sp. (d) (échantillon Ma 03-9) ;

D - Faciès pararéefal avec présence de coraux (c) (échantillon Ma 04-26) ;

E - Faciès macroscopique de calcaire à milioles (cercles rouges) (échantillon Ma 05-274,4) ;

F - Faciès de calcaire à milioles (m) (échantillon Pe 02-201)

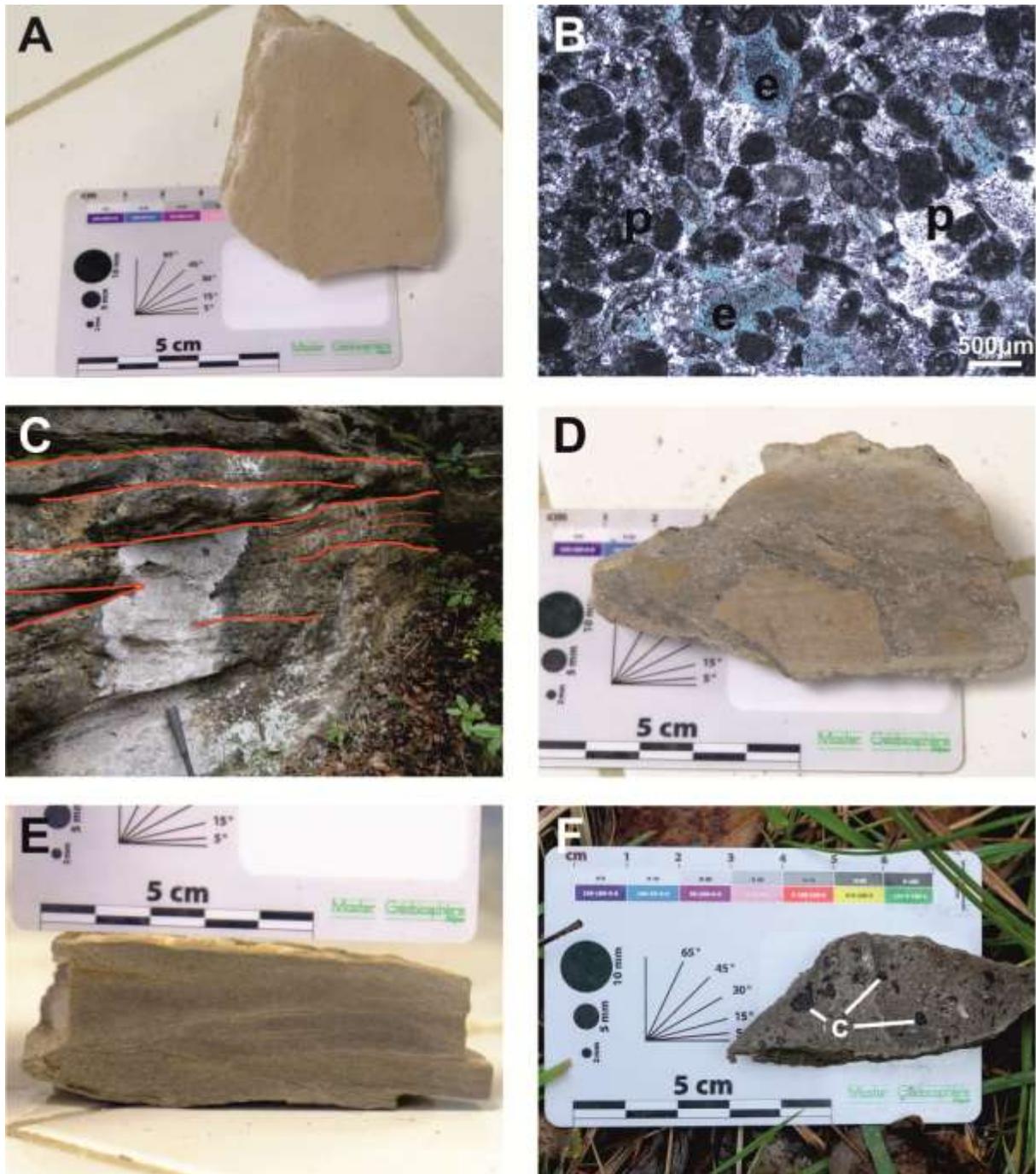


Planche 2 : Photographies illustrant les différents faciès macro et microscopiques rencontrés.

A - Vue macroscopique du faciès de plate-forme proximal (intertidal) (échantillon Ma 05-241,5)

B - Vue microscopique du faciès plate-forme proximal (intertidal) avec abondance de pellets (p) et de fragments d'échinodermes (e) (échantillon Ma 03-28)

C - Grès et conglomérat à mégarides (en rouge), faciès de type estuarien (Peyrolles)

D - Conglomérat à mégarides (échantillon Pe 02-179,5)

E - Grès à rides et microcharbons (échantillon Pe 02-212);

F - Grès à charbons (c) (Peyrolles)

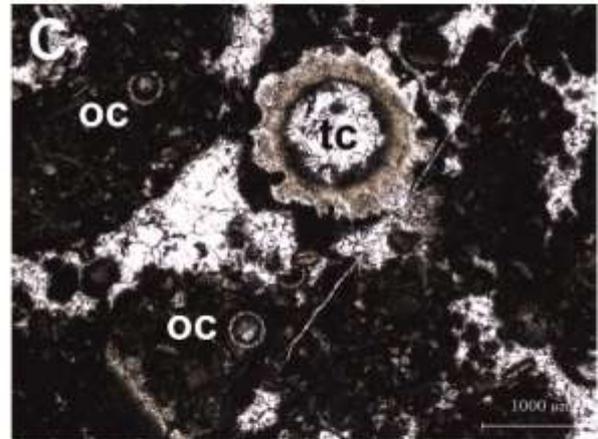
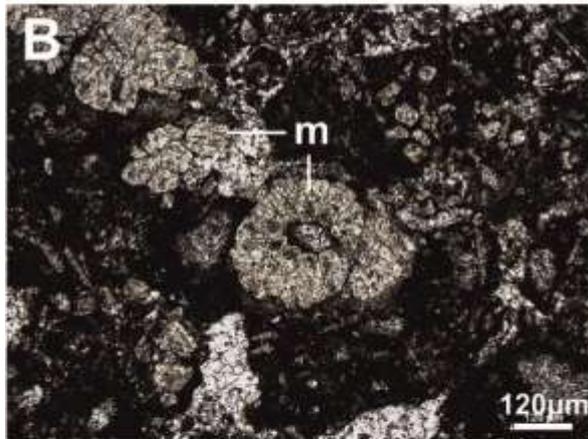


Planche 3 : Photographies illustrant les différents faciès macro et microscopiques rencontrés.

A - Chenaux gréseux à conglomératique (Castelnau de Guers) ;

B - Vue microscopique du faciès palustre avec abondance de microcodium (m) (échantillon Ma 01-11) ;

C - Vue microscopique du faciès lacustre avec abondance de tiges (tc) et oogones (oc) de charophytes (échantillon Ma 01-3)

D - Paléosols avec traces de racines (gris) (Vitrolles-GrosPin)

E - Coupe d'un échantillon de paléosol à microcodium (m) (échantillon Vi 01-37)

Annexe 5 : Planches palynologiques

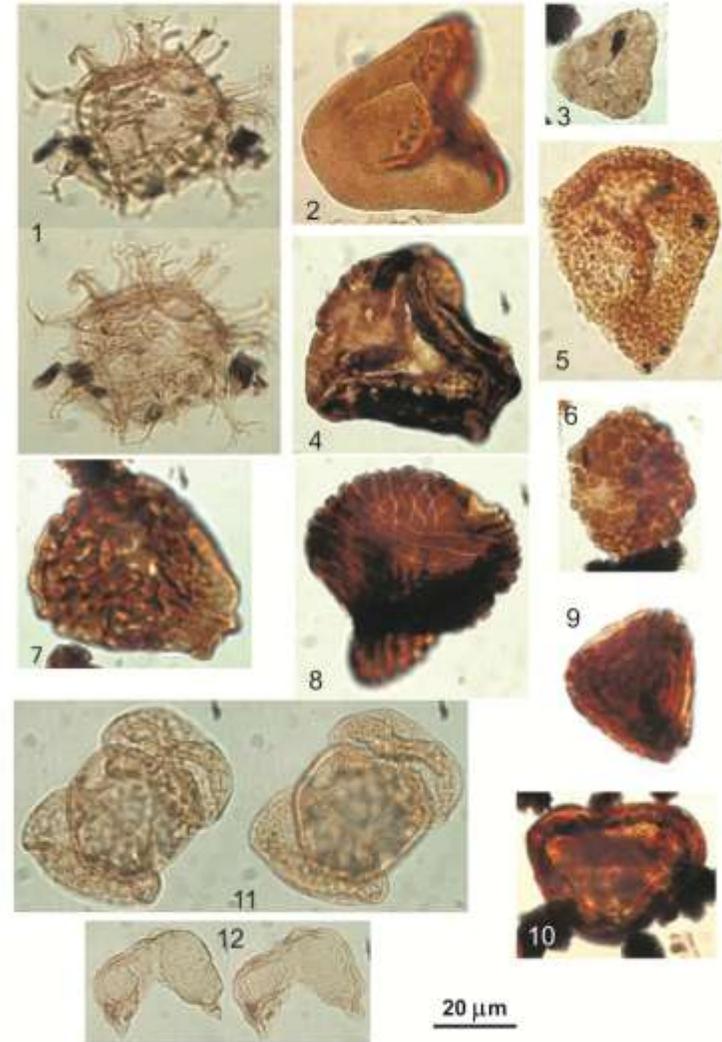
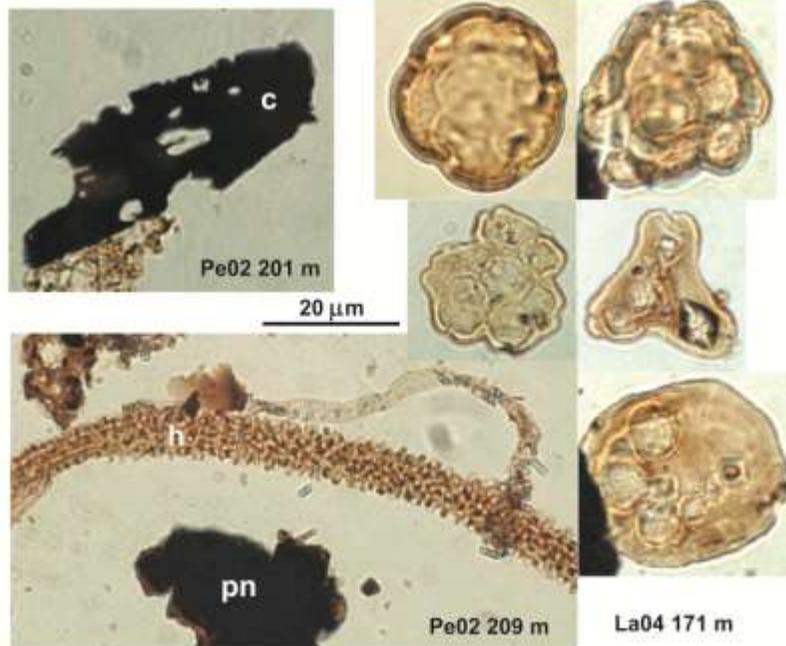
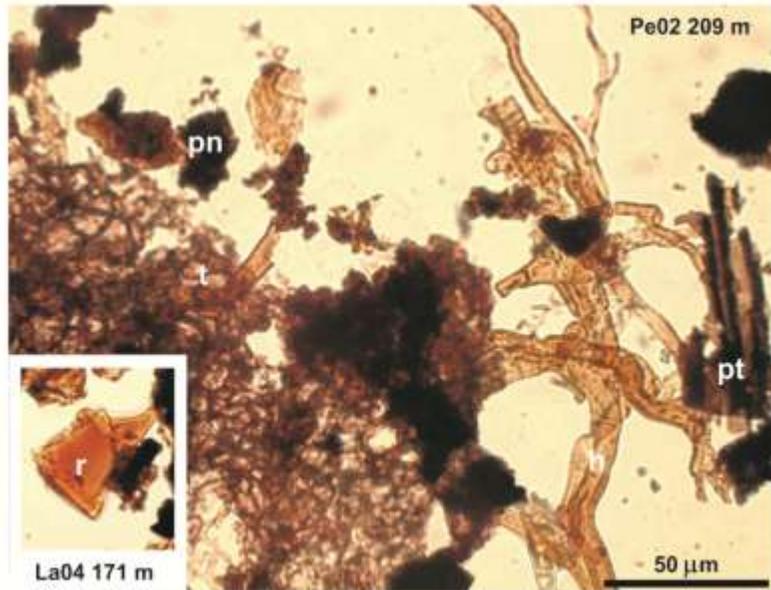


Planche 1

A Eléments du Palynofaciès

pn : phytoclaste noir

t : tissu de champignon

h : hyphe de champignon

pt : phytoclaste transparent

c : 'charcoal' (microcharbon)

r : résinite (ambre)

En bas à droite (La04 171 m) : grains de pollen colonisés par microorganismes (bactéries ?)

B Dinoflagellés, spores de ptéridophytes et pollen d'angiospermes

1 – Kyste de dinoflagellé (*Spiniferites* sp., La04-171 m)

Spores de Ptéridophytes

2 – *Leiotriletes adriennis* W. Kr. 1959 (Pe02 205 m)

3 – *Concavitriletes antweilerensis* W. Kr. 1959 (La04-171 m)

4 – *Toroisporis* W. Kr. 1959 (La04-171 m)

5 – *Baculatisporites* Th. et Pf. 1953 (Pe02 207,5 m)

6 – *Gemmatriletes* Pierce 1961 (La04-171 m)

7 – *Trilites multivallatus* W. Kr. 1959 (La04-171 m)

8 – *Cicatricosisporites dorogensis* R. Pot. et Gell. 1933 (La04-171 m)

9 – *Striatosporis* W. Kr. 1959 (La04 171 m)

10 – *Polypodiaceoisporites* R. Pot. 1956 (La04-171 m)

Pollen de Gymnospermes

11 – *Pityosporites microalatus* Pf. et Th. 1953 (Pinaceae) (Pe02 170,5 m)

12 – *Inaperturopollenites hiatus* Th. et Pf. 1953 (Taxodiaceae) (Pe02 173,5 m)

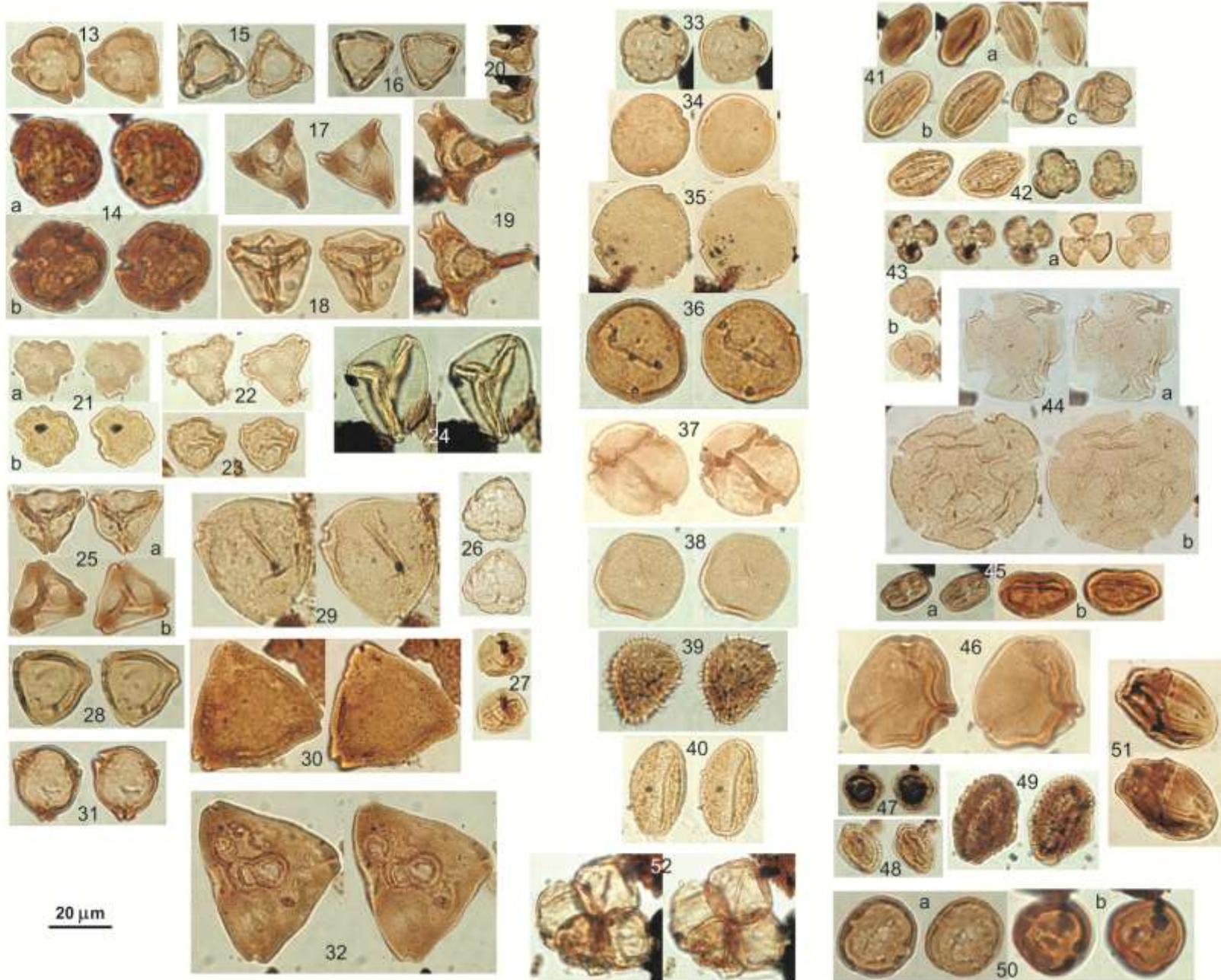


Planche 2

Pollen d'Angiospermes

- 13 – *TrudopollisPflugi*Kds. 1982 (Pe02 191 m)
- 14 – *Pseudoromeinipollenitesirregularis*Kds. 1982 (a – La04 171 m, b – Pe02 173,5 m)
- 15 – *Interporopollenitesproporus*Weil. etKrg. 1953 (Pe02 201 m)
- 16 – *Interpollissupplingensis*(Pf. 1953) W. Kr. 1961 (Pe02 201 m)
- 17 – *Menatipollenitestriangulus*Kds.,Heg. &Boh. 1971 (Pe02 173,5 m)
- 18 – *Caratinipollenitespaleocenicus*Kds. 1982 (= *Triatriopolleniteshannoverensis*W. Kr. 1977) (Pe02 173,5 m)
- 19 – *Basopollisbasalis*Pf. 1953 (Pe02 191 m)
- 20 – *Basopollisvancampoae*Kds.,Heg. &Boh. 1971 (La04 171 m)
- 21 – *Stephanoporopolleniteshexaradiatus*(Thg. 1940) Th. & Pf. 1953 subfsp. *tribinae*W. Kr. 1961 (a – La04 171 m, b – Pe02 191 m)
- 22 – *Vacuopollisconcavus*(Pf. 1953) W. Kr. 1960 (La04 171 m)
- 23 – *Gallopollisminusconcaeviformis*Gr.-Cav. 1966 (= *Triatriopollenitesconcaeviformis*Zakl. 1963) (Pe02 201 m)
- 24 – *Pseudoplicapollispaleocenicus*Krutzsch. inGoczan et al. 1967 (= *Sporopollispseudoporites*Pf. 1953 et *Russellipollenites*Kds. 1982) (Pe02 173,5 m)
- 25 – *Plicapollispseudoexcelsus*W. Kr. 1961 (a – Pe02 201 m, b – La04 171 m)
- 26 – *Triatriopollenitesengelhardtoides*Roche et Schuler 1976 (Juglandaceae, *Engelhardtia*) Pe02 173,5 m)
- 27 – *Triatriopollenitesplatycaryoides*Roche 1965 (Juglandaceae, *Platycarya*) (La04 171 m)
- 28 – *Triatriopollenitesbelgicus*Roche 1973 (Myricaceae) (Pe02 170,5 m)
- 29 – *Triatriopollenitesarboratus*Pf. 1953 (Myricaceae) (Pe02 201 m)
- 30 – *Triatriopollenitespseudovestibulum*Pf. 1953 (Pe02 205 m)
- 31 – *Tripoporopollenitesrobustus*Th. et Pf. 1953 (Betulaceae, Coryloideae) (Pe02 173,5 m)
- 32 – *Proteacidites*Cookson ex Couper 1953 (Proteaceae) Pe02 211 m)
- 33 – *Subtripoporopollenitesanulatus*Pf. et Th. 1953 (Juglandaceae) (La04 171 m)
- 34 – *Subtripoporopollenitesubporatus*W. Kr. 1961(Juglandaceae) (Pe02 207,5 m)
- 35 – *Subtripoporopollenitesmagnoporatus* W. Kr. 1961 (Juglandaceae) (Pe02 207,5 m)
- 36 – *Subtripoporopollenitesspissoexinus* Roche 1968 (Juglandaceae) (Pe02 173,5 m)
- 37 – *Intratripoporopollenitesmicroinstructus*W. Kr. 1958 (Tiliaceae) (Pe02 173,5 m)
- 38 – *Milfordiahungarica*W. Kr. etVanh. 1970 (Restionaceae) (Pe02 191 m)
- 39 – *Compositoipollenitesrhizophorusgiganteus*Roche 1972 (Icacinaeae, *Iodes*) (Pe02 158 m)
- 40 – *Monocolpopollenitestranquillus*Th. et Pf. 1953 (Palmae) (Pe02 170,5 m)
- 41 – *Tricolpopollenitesliblarensisfallax*Th. et Pf. 1953 (Fagaceae) (a – La04 171 m, b – Pe02 170,5 m, c – Pe02 173,5 m)
- 42 – *Tricolpopollenitesmicrohenrici*Th. et Pf. 1953 (Fagaceae) (La04 171 m)
- 43 – *Tricolpopolleniteshians*Elsik 1968 (a – La 04 171 m, b – Pe02 191 m)
- 44 – *Tetracolpitesbourreauui* (ex *Nothofagiditesbourreauui*Gr. Cav. 1968) (Verbenaceae ?) (a – Pe02 158 m ; b – Pe02 211 m)
- 45 – *Tricolporopollenites cingulum* Th. et Pf. 1953 (Fagaceae, Castaneaoidae) (a – La04 171 m, b – Pe02 205 m)
- 46 – *Tricolporopolleniteskruschii*Th. et Pf. 1953 (Myrtiflorae, Nyssaceae – Mastixiaceae) (Pe02 191 m)
- 47 – *Tricolporopollenitesmargaritatus*Th. et Pf. 1953 (Aquifoliaceae) (La 04 171 m)
- 48 – *Tricolporopollenitesiliacus*Th. et Pf. 1953 (Aquifoliaceae) (Pe02 173,5 m)
- 49 – *Tricolporopollenitespseudoiliacus*W. Krutsch 1967(Aquifoliaceae) (La 04 171 m)
- 50 – *Tetracolporopollenites* Pf. et Th. 1953 (Sapotaceae, Meliaceae) (a – Pe02 158 m ; b – Pe02 191 m)
- 51 – *Stephanocolporopollenites*Van der Hammen 1954 (Pe02 207,5 m)
- 52 – *Tetradopollenites* Th. et Pf. 1953 (Ericaceae) (La 04 171 m)

Contribution de la géochimie isotopique du carbone organique au calage stratigraphique et à l'étude paléoclimatique du Sélandien dans le domaine pyrénéen

Benoît de Lagausie

Résumé

Cette étude porte sur le calage stratigraphique du Sélandien (Paléocène) dans le Bassin d'Avant-Pays Nord-Pyrénéen. Les six coupes étudiées représentent des milieux de dépôt différents, du marin profond riche en turbidites à l'Ouest, à Zumaia, en Espagne, à des plaines alluviales à l'Est, à Vitrolles. Une analyse sédimentologique et biostratigraphique a, dans un premier temps, permis de réaliser un calage approximatif des coupes, notamment au Mas d'Azil avec la définition des biozones SBZ 3 et 4 et à Peyrolles avec l'examen des palynomorphes. Dans un second temps, l'analyse des variations du $\delta^{13}\text{C}$ de la matière organique contenue dans la roche a permis d'affiner les datations des coupes grâce à des événements isotopiques. Enfin des corrélations stratigraphiques entre les coupes ont été effectuées grâce à la mise en parallèle de toutes les données.

Mots clés : Sélandien ; Géochimie isotopique ; Carbone ; Stratigraphie ; Pyrénées

Abstract

This study presents the stratigraphic definition of the Selandian (Paleocene) in the Northern Pyrenean Foreland Basin. Various depositional environments were represented within the six studied sections: from the West, in the deep marine domain, rich in turbidities, in Zumaia, to the East, in floodplains in Vitrolles. A first approximate datation was realized using sedimentological and biostratigraphical tools. Especially in the Mas d'Azil were the biozones SBZ 3 and 4 were defined and in Peyrolles with the examination of pollen and spores assemblages. Then, the analysis of the variations of $\delta^{13}\text{C}$ of the organic matter contained in the rocks allows better datations of the sections using isotopic events. Finally, these new data were used to stratigraphically correlate all the sections across the foreland basin.

Key words: Selandian ; Isotopic geochemistry ; Carbon ; Stratigraphy ; Pyrenees