Caractérisation et facteurs de contrôle des distributions minéralogiques du Bassin Piggyback de Graus-Tremp-Ainsa (Espagne), à l'Eocène Inférieur.

Emmanuelle Chanvry

▶ **To cite this version:**

Emmanuelle Chanvry. Caractérisation et facteurs de contrôle des distributions minéralogiques du Bassin Piggyback de Graus-Tremp-Ainsa (Espagne), à l'Eocène Inférieur.. Autre. Université de Lyon, 2016. Français. NNT : 2016LYSEM034 . tel-01665132

HAL Id: tel-01665132
https://theses.hal.science/tel-01665132

Submitted on 15 Dec 2017

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

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

N°d'ordre NNT : 2016LYSEM034

THESE de DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE LYON
opérée au sein de
l'Ecole des Mines de Saint-Etienne
en partenariat avec l'IFP Energies nouvelles et TOTAL

Ecole Doctorale N° 488
Sciences, Ingénierie, Santé

Spécialité de doctorat :
Discipline : Sciences de la Terre

Soutenue publiquement le 16/12/2016 à l'IFPEN, par :
Emmanuelle CHANVRY

Caractérisation et facteurs de contrôle des distributions minéralogiques du bassin *piggyback* de Graus-Tremp-Ainsa (Espagne) à l'Eocène Inférieur

Devant le jury composé de :

Guillocheau François	Professeur	Université de Rennes 1	Rapporteur, Président
Potdevin Jean-Luc	Professeur	Université de Lille Sciences & Technologies	Rapporteur
Castelltort Sébastien	Professeur associé	Université de Genève	Examinateur
Puigdefàbregas Cai	Professeur associé	NTNU, Trondheim / Univ. Barcelone	Examinateur
Garcia Daniel	Maître de Recherches	ENS Mines St Etienne	Directeur de thèse
Joseph Philippe	Professeur	IFP Energies Nouvelles	Co-directeur de thèse
Deschamps Rémy	Ingénieur	IFP Energies Nouvelles	Co-promoteur de thèse, invité
Teinturier Stéphane	Docteur, Ingénieur géochimiste	TOTAL CSTJF	Invité
Rubino Jean-Loup	Expert sédimentologue	TOTAL CSTJF	Invité

Spécialités doctorales	Responsables :	Spécialités doctorales	Responsables
SCIENCES ET GENIE DES MATERIAUX	K. Wolski Directeur de recherche	MATHEMATIQUES APPLIQUEES	O. Roustant, Maître-assistant
MECANIQUE ET INGENIERIE	S. Drapier, professeur	INFORMATIQUE	O. Boissier, Professeur
GENIE DES PROCEDES	F. Gruy, Maître de recherche	IMAGE, VISION, SIGNAL	JC. Pinoli, Professeur
SCIENCES DE LA TERRE	B. Guy, Directeur de recherche	GENIE INDUSTRIEL	X. Delorme, Maître assistant
SCIENCES ET GENIE DE L'ENVIRONNEMENT	D. Graillot, Directeur de recherche	MICROELECTRONIQUE	Ph. Lalevée, Professeur

EMSE : Enseignants-chercheurs et chercheurs autorisés à diriger des thèses de doctorat (titulaires d'un doctorat d'Etat ou d'une HDR)

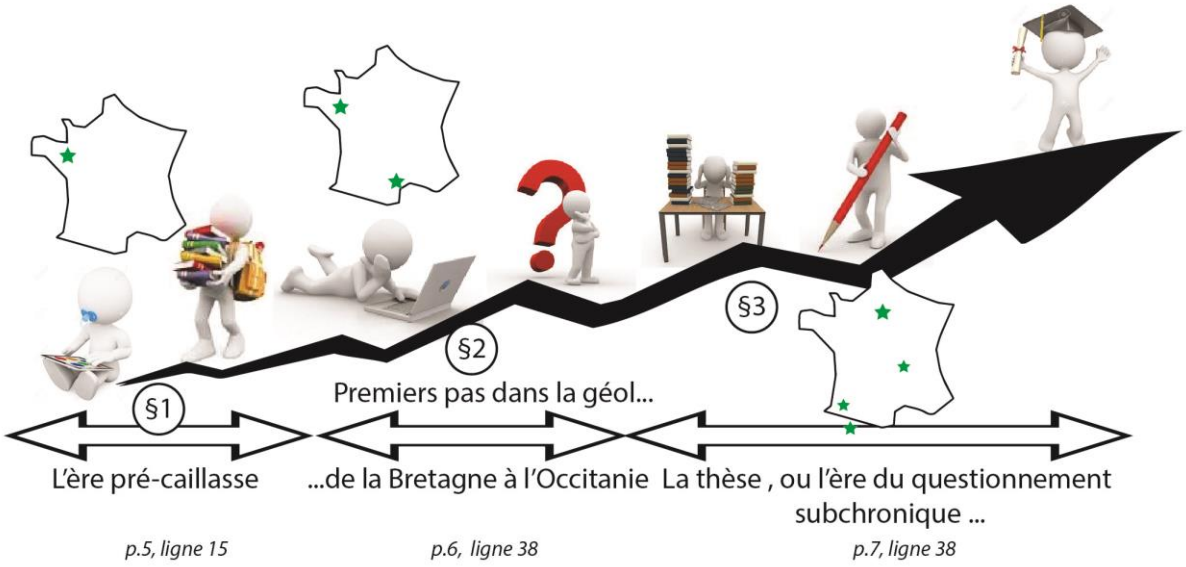
ABSI	Nabil	CR	Génie industriel	CMP
AUGUSTO	Vincent	CR	Image, Vision, Signal	CIS
AVRIL	Stéphane	PR2	Mécanique et ingénierie	CIS
BADEL	Pierre	MA(MDC)	Mécanique et ingénierie	CIS
BALBO	Flavien	PR2	Informatique	FAYOL
BASSEREAU	Jean-François	PR	Sciences et génie des matériaux	SMS
BATTON-HUBERT	Mireille	PR2	Sciences et génie de l'environnement	FAYOL
BEIGBEDER	Michel	MA(MDC)	Informatique	FAYOL
BLAYAC	Sylvain	MA(MDC)	Microélectronique	CMP
BOISSIER	Olivier	PR1	Informatique	FAYOL
BONNEFOY	Olivier	MA(MDC)	Génie des Procédés	SPIN
BORBELY	Andras	MR(DR2)	Sciences et génie des matériaux	SMS
BOUCHER	Xavier	PR2	Génie Industriel	FAYOL
BRODHAG	Christian	DR	Sciences et génie de l'environnement	FAYOL
BRUCHON	Julien	MA(MDC)	Mécanique et ingénierie	SMS
BURLAT	Patrick	PR1	Génie Industriel	FAYOL
CHRISTIEN	Frédéric	PR	Science et génie des matériaux	SMS
DAUZERE-PERES	Stéphane	PR1	Génie Industriel	CMP
DEBAYLE	Johan	CR	Image Vision Signal	CIS
DELAFOSSE	David	PR0	Sciences et génie des matériaux	SMS
DELORME	Xavier	MA(MDC)	Génie industriel	FAYOL
DESRAYAUD	Christophe	PR1	Mécanique et ingénierie	SMS
DJENIZIAN	Thierry	PR	Science et génie des matériaux	CMP
DOUCE	Sandrine	PR2	Sciences de gestion	FAYOL
DRAPIER	Sylvain	PR1	Mécanique et ingénierie	SMS
FAVERGEON	Loïc	CR	Génie des Procédés	SPIN
FEILLET	Dominique	PR1	Génie Industriel	CMP
FOREST	Valérie	MA(MDC)	Génie des Procédés	CIS
FOURNIER	Jacques	Ingénieur chercheur CEA	Microélectronique	CMP
FRACZKIEWICZ	Anna	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
GARCIA	Daniel	MR(DR2)	Génie des Procédés	SPIN
GAVET	Yann	MA(MDC)	Image Vision Signal	CIS
GERINGER	Jean	MA(MDC)	Sciences et génie des matériaux	CIS
GOEURIOT	Dominique	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
GONDRAN	Natacha	MA(MDC)	Sciences et génie de l'environnement	FAYOL
GRAILLOT	Didier	DR	Sciences et génie de l'environnement	SPIN
GROSSEAU	Philippe	DR	Génie des Procédés	SPIN
GRUY	Frédéric	PR1	Génie des Procédés	SPIN
GUY	Bernard	DR	Sciences de la Terre	SPIN
HAN	Woo-Suck	MR	Mécanique et ingénierie	SMS
HERRI	Jean Michel	PR1	Génie des Procédés	SPIN
KERMOUCHE	Guillaume	PR2	Mécanique et Ingénierie	SMS
KLOCKER	Helmut	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
LAFOREST	Valérie	MR(DR2)	Sciences et génie de l'environnement	FAYOL
LERICHE	Rodolphe	CR	Mécanique et ingénierie	FAYOL
MALLIARAS	Georges	PR1	Microélectronique	CMP
MOLIMARD	Jérôme	PR2	Mécanique et ingénierie	CIS
MOUTTE	Jacques	CR	Génie des Procédés	SPIN
NIKOLOVSKI	Jean-Pierre	Ingénieur de recherche	Mécanique et ingénierie	CMP
NORTIER	Patrice	PR1		SPIN
OWENS	Rosin	MA(MDC)	Microélectronique	CMP
PERES	Véronique	MR	Génie des Procédés	SPIN
PICARD	Gauthier	MA(MDC)	Informatique	FAYOL
PIJOLAT	Christophe	PR0	Génie des Procédés	SPIN
PIJOLAT	Michèle	PR1	Génie des Procédés	SPIN
PINOLI	Jean Charles	PR0	Image Vision Signal	CIS
POURCHEZ	Jérémy	MR	Génie des Procédés	CIS
ROBISSON	Bruno	Ingénieur de recherche	Microélectronique	CMP
ROUSSY	Agnès	MA(MDC)	Génie industriel	CMP
ROUSTANT	Olivier	MA(MDC)	Mathématiques appliquées	FAYOL
STOLARZ	Jacques	CR	Sciences et génie des matériaux	SMS
TRIA	Assia	Ingénieur de recherche	Microélectronique	CMP
VALDIVIESO	François	PR2	Sciences et génie des matériaux	SMS
VIRICELLE	Jean Paul	DR	Génie des Procédés	SPIN
WOLSKI	Krzystof	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
XIE	Xiaolan	PR1	Génie industriel	CIS
YUGMA	Gallian	CR	Génie industriel	CMP

Mise à jour : 01/02/2016

REMERCIEMENTS

~~16 Mars~~ 1er Avril, trois mois post-soutenance ça passe vite…Il est déjà plus que temps de déposer le manuscrit en ligne…Décidément, il va falloir que je travaille ma notion du temps…Après quelques retouches…le soulagement de l'irréversible conversion word-pdf…puis un « oups !!!…fichtre…les remerciements !!??» Outre cette « joie » de refaire la pagination, cela m'octroie l'occasion de dresser le bilan des personnes ayant contribués (de près ou de loin) à la réalisation de ce « paveton ». C'est donc avec une certaine émotion que je m'apprête à écrire, en vrac, ces quelques lignes qui signent (enfin !) la fin (youpi !) d'une très période aussi enrichissante que passionnante !

Alors c'est parti pour 3628 mots, calibri 11pt, interligne 1, du long, très long, mais je crois/espère qu'on peut faire un peu ce qu'on veut dans cette partie du manuscrit. Ah oui… Après moultes réflexions j'ai opté pour une suite chronologique des évènements/rencontres ; ceux qui rechercheraient leur nom pourront se retrouver aisément grâce au schéma suivant et se reporter directement à la bonne section de ces quelques pages.



L'ère « pré-caillasse » ou « il-n'y-a-pas-que-la-géol-dans-la-vie»

J'ai choisi de regrouper dans ce paragraphe les personnes qui me supporte depuis bien (trop ?) longtemps, à savoir avant ce délire de « léchage/croquage » de caillasse ; j'entends pas là mes piliers de toujours, famille, amis, c'est-à-dire ceux que je n'ai vraiment pas beaucoup vu ces dernières années. Merci à vous pour nos quelques retrouvailles détentes, merci pour m'avoir fait comprendre que je vous gonflais avec la géol, merci de m'avoir divertie à chacun de mes passages en Beurtagne ou en Ardèche, et merci d'avoir tenté à chaque fois de me vider ma tête pleine de cailloux.

Du côté famille, merci à mes parents de m'avoir appris à me donner les moyens pour réaliser mes envie (ca fait un peu pompeux je l'admets, mais c'est terriblement vrai en fait). Quelques mentions spéciales. Merci à toi maman et à ta mamajuana, tes pates au chorizo, tes beignet de crevette (et tous les autres repas plus « haute penoche » bien évidement), merci de m'avoir

déchargé de ma paperasse adminitrative pour me permettre de me consacrer pleinement à ma thèse. Merci pour tes coups de fil sub-dominicaux, ton écoute (ou tes semblants d'écoute), tes tentatives de réconfort très souvent fructueuses (même si tu en doutes) dans mes moments d'angoisses, bref merci d'être toi ma petite mamoune ! Papa, merci aussi, on ne s'est croisé que 3/4 fois en 3/4 ans…mais à chaque fois c'était super de se revoir…je t'ai écouté et j'ai suivi ton conseil « l'important c'est de faire ce qui te plait » pour l'instant j'ai la chance de pouvoir encore suivre ce fil d'Ariane (C'est une expression Solenn, je ne connais pas personnellement cette nana). Solenn et Maëlann…mes petites poupounettes…que dire sur mes p'tites sœurs que j'adore a part que je suis heureuse de voir ce que vous devenez toutes les deux ; l'une bien rangée à Angers (comme ses chaussons au pied de son échelle fut un temps)…l'autre qui est en train de faire un voyage en Angleterre (mais en Dordogne…mouarf mouarf…). Merci à toi Bebert et à ton frigo plein, ton armoire à pschitttt, tes roupettes à queues, ta fameuse fête de la pentecôte, ta culture (ding ding ding…dinggg…la minute Hervé)…et pour tous les coups de main que tu m'as filé sans jamais rechigner, et toujours avec cette gentillesse qui te caractérise…Vraiment merci! Tonton Gaby, mon pitit Jean et Zabé, merci de m'avoir accueilli dans « le carrefour entre le Lot la Dordogne et la Corrèze » au cours de mes 5 années de périple occitano-parisien …Je ne garde que de très bons souvenirs de ces bols d'air à vos côtés, bols coupés au ricard, rosé, ratafia et autres délices du coin…Mémé, Emmanuel, Paulina, Olivier, tat'Anne, Jeanine, Jean-Claude, les cousins, Mémé Marcelle (??)…je pense aussi à vous en écrivant ces quelques lignes. J'ai été heureuse de soutenir mon travail devant bon nombre d'entre vous, merci d'avoir fait le déplacement même si je n'ai pas fait péter la robe ce jour-là pour autant ! Pépé…mon petit pépé, j'ai hâte de manger du chocolat et boire de la soupe avec toi…je crois que tu as pris un malin plaisir à me demander à quoi servait ma thèse si ce n'était pas pour trouver de l'or ou du pétrole dans le Sud-Pyrénéen…Je garde en tête la fois où je suis passée te voir en rentrant de Pau pour aller à Paris en voiture…un jour de fête de la musique à Carentoire…à t'écouter on aurait pu manger de la soupe à toutes les heures…la table était mise dès 15h00…par tes soins en plus !! Bref, merci à tous d'avoir essayé de comprendre mon sujet de thèse à chaque repas de noël, on dit souvent que « quand tu arrives à faire comprendre ton sujet de thèse « à ta grand-mère » c'est que « c'est gagné »…je n'y suis pas vraiment arrivée, ou peut-être légèrement le jour de ma soutenance.

Je pense aussi aux potos beurtons (Mumu, Pepette, Andouyou, Esteban, p'tit Alex, Vanus, P'tit Tony, les autres…) ; merci de me faire oublier la géol (et même des fois les fins de soirées), de me faire rêver voyages (à chacun de vos retours), jonglages (oui je vais me remettre au monocycle), ~~chômage~~ vacances. Avec vous on ne peut pas se prendre au sérieux (sauf Pepette peut-être ; si vous voulez frôler la perfection, rapprochez-vous de lui !) et c'est ça qui est cool en fait. Ma p'tite Mumu, désolée pour nos délires « à la con qu'on-en-a-presque-honte-le-lendemain-surtout-quand-ils-sont-filmés»…va falloir qu'on se calme et qu'on devienne adulte…ou pas en fait. Bon toi tu y arrives un peu quand même avec Solal ; merci à toi p'tit bout d'avoir écouté ta maman et de m'avoir accepté comme marraine, tu m'as filé un sacré coup de vieux je l'avoue, mais il le fallait un peu. Bon, je ne peux t'offrir comme copain qu'un gros bouquin pas très drôle à côté de Sophie la girafe.

Premiers pas dans la géol…de la Bretagne à l'Occitanie…

Cette thèse est aussi l'aboutissement d'une longue formation universitaire qui a commencé à Rennes, j'y ai découvert (tardivement) une passion pour la géologie et qui s'est poursuivie à Montpellier. Dans les deux cas, j'ai pu profiter d'une formation de qualité au sein de ces deux écoles de terrain, et je remercie l'ensemble des équipes enseignantes côtoyées qui m'ont transmis des bonnes bases de géol ainsi que l'esprit « recherche ». De ces années, certaines camaraderies ont perduré jusqu'à Panam, je remercie donc Mélanie, Aurélie, Charlotte et Josy de m'avoir supporté dans les soirées « Manue-arrête-de-parler-géol-avec-Josy ». Nos soirée m'ont fait un bien fou (à part peut-être à la tête certaines fois). Je crois qu'il est impossible de compter les « Baileys-mojito-pinte » bu avec Mélanie à faire les fermetures des bars à Rueil (loin d'être tardive) pour ensuite terminer

chez l'une ou l'autre jusqu'au réveil des oiseaux au lever du soleil. Merci les miss pour ce superbe pot de thèse « tout-fait-maison » que vous avez préparé !! Je pense que vous en avez régalé plus d'un !!

Montpellier a aussi été le moment de ma rencontre avec Michel, que je n'ai pas non plus lâché depuis. Michel, je te remercie pour ton soutient sans failles tout au long de ces années, et notamment dans mes moments de « chanvrytte » (je ne parlerai pas des « lopezite » ne t'inquiète pas !). J'ai pu avec toi beaucoup discuter au sujet de ma thèse et tes réflexions m'ont sincèrement beaucoup appris, tant d'un point de vue scientifique que d'un point de vue humain. Tu m'as ouvert les yeux sur pas mal de choses ce qui a contribuer à me forger moi-même. Ce fut un plaisir de t'emmener sur le terrain de ta jeunesse « ségurienne », d'apprendre l'intérêt des schémas synoptiques, de s'houspiller à propos de planning, d'essayer de comprendre tes jeux de mollets, tes expressions occitanes, bref, de parler de tout, de rien et de géol avec toi. Geneviève, évidement merci à toi pour tes encouragements, tes nombreux conseils, ton envie que je réussisse (ou du moins que je limite la casse), tes petits coups de pressions pour me faire avancer. C'est super chouette d'apprendre à te connaître et de discuter avec toi, même de vernis à ongle, jupes et autres robes !! Merci à tous les deux d'avoir fait le voyage jusqu'à Rueil pour la soutenance en tant que supporter !!

Je profite de ce paragraphe pour remercier Philippe Combes, Cédric Duvail (et toute l'équipe de GEOTER), qui m'ont offert toute l'autonomie qui m'a été nécessaire pour gérer et m'éclater pendant mon stage de M2. Finalement vous avez fortement contribué à me préparer au travail de thèse, notamment en tirant les premiers l'alarme sur mes soucis de rigueurs et d'organisation…j'ai progressé (un peu !) dans ces domaines. Merci de m'avoir permis en sus de m'éclater à Bure, et de rencontrer des chouettes bonhommes là-bas dans un drôle d'environnement ! C'est aussi pendant cette période que je t'ai rencontré Pierre (mon p'tit biquet), jeune structuraliste fan de Proudhon, et déjà bien plus au jus que moi sur illustrator, arc gis and cie…(j'ai compris depuis que c'était une signature igalienne) ; bref, c'était super cool de bosser avec toi, et c'était pas mal d'avoir une p'tite compagnie au milieu de tous ces moutons du Larzac…Je te souhaite une très bonne fin de thèse à toi maintenant et ça à l'air bien parti !!

Enfin, je suis en train de me rendre compte que j'ai rencontré mon p'tit loup pendant cette paire d'années Montpelliéraine…Mon doudinou babulte (hihi !), ça fait donc bien longtemps que tu me supportes, me portes et me fait avancer…quel chemin parcouru depuis la fois où tu m'as fait troquer mes Palladium à crampon contre des espèces chaussures à talons pour l'entretien à GEOTER et où je te demandais de relire mes mails « pro ». Je t'ai dégouté des relectures de géol en une nuit la veille de rendre mon rapport M2 (tu as essayé depuis une page de ma thèse je te l'accorde !!)…Puis ensuite il y a eu la thèse et notre histoire parisienne, ces trajets entre Rueil et le bourg de Paris, ces secondes journées « rien-qu'à-nous » qui commençaient à 22h00, 2fois/sem. par un « grat'grat'pieds », un restaurant, un pot de rillette et un bout'd'fromage, une imitation de coq ou un mayday. Je ne peux malheureusement me permettre de rajouter 400 pages de remerciements à ton égard, sache en tout cas que sans toi « tout cela » n'aurai pas été possible. Merci mon bébi-bébi-bébinou de m'avoir donné ta confiance et ton énergie quand j'en manquais, merci pour ta patience ma petite soupape…

«La thèse , ou l'ère du questionnement subchronique...»

Bien sûr, sans eux je n'aurais pas éprouvé le « plaisir » procuré par l'écriture de ce paveton. Je tiens donc à adresser chaleureusement ma reconnaissance à mes directeurs de thèse, qui m'ont confié un tel projet (ambitieux ? pas ambitieux ?). En effet, je me rappelle de nos premières entrevues, pendant laquelle, à la question « quid de la minéralogie / géochimie ? », ma seule réponse a été « je pars de zéro mais je n'ai pas peur d'apprendre ». Je ne sais pas ce qui vous a pris de me donner ma chance, et donc merci à Daniel, Philippe et Rémy de m'avoir permis de mener (à bien ?) un travail complexe qui a nécessité de développer mes compétences en sédimentologie et en

géochimie/minéralogie. Je ne saurais jamais si j'ai pu répondre à vos attentes et ambitions respectives, mais j'ai pris un réel plaisir et je me suis régalée de travailler pour répondre aux miennes et pour tenter de frôler les vôtres !

L'association d'une « sédimento » à un « géochimiste » est certainement une expérience peu courante et pourtant une des plus enrichissantes. Daniel, merci de m'avoir initié à « ton monde »… tu as eu la patience nécessaire pour tenter de me former à la lecture des « cross-plot » qui m'ont beaucoup effrayé dans un premier temps (plutôt long !). J'ai aussi apprécié ta rigueur, ton envie d'aller toujours plus (trop ?) loin et bien sûr ta disponibilité de tous les instants par mail et à St Etienne dans ton bureau. Merci aussi à Reine pour les discussions « sous-titrage » et « reprise de confiance » ! Merci aussi à tous les deux pour votre hospitalité dernièrement, et pour m'avoir montré que finalement St Etienne n'était pas si moche que je le pensais !

Philippe, merci aussi à toi. Je me suis régalée en ta compagnie dans le bassin de GTA (particulièrement sur la coupe des moutons, entre soleil et averses). J'ai appris à tes côtés l'importance du détail sur le terrain. Bien que souvent très occupé, tu as su prendre du temps pour tenter de me canaliser et de me recentrer sur le sujet avec un flegme bienveillant. Mon seul regret est de ne pas avoir assez puisé dans ta connaissance, et de ne pas assez avoir traversé plus souvent l'avenue Napoléon Bonaparte. Tiens…je retiendrai aussi notre « concours » de bourdes telles que, en vrac (et anonymement), les oublis de CB pour aller sur le terrain, de cartable dans l'avion, de téléphone au fond d'une vallée, la perte de papiers à l'aéroport rapportés par le personnels de bord, les problèmes d'orientation dans l'aéroport, sur une route, sur un parking, et presque sur une ligne droite…

Rémy, tu auras été le complément à l'approche « Philippe » ; j'aurais appris avec toi à « dépoter » sur le terrain et à enfiler des kilomètres de logs, presque en courant. Je ne peux me rappeler du nombre de fois où on s'est pris la tête ensuite sur cette satanée corrélation. Ton esprit à la « contradiction » m'a forcé à une remise en question permanente et à roder mes interprétations pour t'apporter plus d'arguments, bon à part ces histoires de récifs (j'en veux plus et je te les laisse !!), je crois que le reste est quand même pas trop mal.

Je remercie TOTAL d'avoir pu me donner les moyens de réaliser ce travail. J'ai échangé avec de nombreuses personnes lors de mes passages trop brefs au CSTJF, et chacune de ces discussions m'a apportée. Je remercie Stéphane Teinturier pour son suivi tout le long de ces années et son regard enthousiaste sur mon travail. Il a eu de très nombreuses idées pour améliorer mon travail et m'a aussi ouvert les portes du L1 ce qui m'a permis de découvrir et profiter des compétences en interne. J'ai particulièrement aimé travailler avec Claire Fialips, Bernard Labeyrie et Jean-Paul Laurent (qui m'ont laissé toucher au Qemscan) et échanger avec Jean-Pierre Girard et Jean-Michel Kluska. Je remercie Jean-Loup Rubino de sa disponibilité sur le terrain du côté de Pocino qui a alimenté de très nombreuses discussions et Sylvain Calassou qui m'a apporté son regard sur certains aspects de mon travail. Claude Gout et François Daugas ont aussi suivi mon travail d'un peu plus loin ; leur pragmatisme et leur réalisme m'ont beaucoup apporté lors de nos réunions. Merci à Philippe Crumeyrolle d'avoir partagé avec moi ses points de vue sur le Bassin Sud-Pyrénéen au cours de sa formation de terrain à laquelle j'ai eu la chance de pouvoir participer. Je remercie aussi Etienne Fayolle et Nicolas Saspiturry qui ont réalisé leur stage de Master dans le Bassin d'Ainsa et Jean-Noël Ferry, qui les a encadrés avec Philippe Razin. Ils m'ont fait participer à leurs travaux, et leur vision des choses a fortement contribué à ma connaissance de la zone. En fait, avec le recul, je me dis que j'aurai du passer un peu plus de temps au CST, pour puiser dans cet autre puit de compétence. J'en viens donc naturellement à remercier plus particulièrement Jean-Noël qui m'a beaucoup encouragé dans mon travail, et ce jusqu'à la veille de ma soutenance en me prodiguant ses derniers conseils de briscard bienveillant, et Massimo Dall'Asta de son intérêt pour mes travaux de thèse au moment de son arrivée dans le « S2S ». Je vous remercie pour votre (excès de?) confiance en me permettant de

travailler avec vous maintenant. Toujours à Pau je remercie Johary, Esther, Nico, Kaveh, Constance, Olivier et Audrey qui m'ont amusé lors de mes séjours là-bas. Plus particulièrement merci à vous Esther et Nico de m'avoir hébergé et nourri !! Je me suis régalée avec vos bons « petits » plats post-mission de terrain ! Oups, je vais me faire engueuler par Nico si j'oubli de remercier Intox…donc merci Intox de m'avoir griffuré le visage lors de certaines de mes nuits…je suis certaine que nos rapports s'améliorent tout de même !

J'ai passé une bonne partie de mon temps à l'IFP. Je remercie Julien Labaume et Éric Köhler de s'être cassé les dents sur les quantifications DRX roche totale et d'avoir pris le temps de chercher des réponses à mes questions. Je remercie aussi Youri pour son regard de « carbonatiste » (la force obscure) sur « ses » fameux calcaires à Alvéolines et pour avoir supporté mes échanges bruyants avec Rémy dans leur bureau. Merci aux autres « IFPENistes » avec qui j'ai eu l'occasion de discuter, même si j'admets m'être fait plutôt discrète à me « planquer » dans mon bureau: Brigitte, Mickaële, Sébastien, Fadi, Mickael, Benoît, Odile, Djamila, William, Julien, Vanessa, Patrick (j'en oublie c'est sur).A propos de bureau, merci à Olivier de m'avoir prêté le sien (je viendrais le ranger un de ces quatre). Je le remercie aussi d'avoir eu la patience de m'initier à Easy Trace (une autre force obscure). Je ne pourrais me permettre de parler de l'IFP sans citer mon coloc de bureau Vincent et son compère Josy du rez-de-chaussée (mon repère « Montpellier »). Finalement je me suis bien adaptée à « l'igalien » au cours de ces années, et c'était plutôt chouette de partager un bureau avec lui. Je le remercie de m'avoir servi de support technique Illustrator ou Excel d'avoir aussi su s'adapter à une « facarde », notamment à mon petit bordel organisé et mes jurons devant le PC. Une petite pensée à Antoine, Julia, Isabelle, Virginie, Camille et les autres thésards / stagiaires avec qui c'est toujours sympa de discuter pour se changer les idées sur le site ou en dehors. De manière général, désolée l'IFP pour les fiches de temps à remplir, les séminaires et formations « oubliées », les afterworks entre thésard, les « trucs adifp », toutes ces choses que je n'ai pas pris le temps de faire.

Mes séjours furent plus rares à St Etienne mais mes pensées vont aussi vers Jean-Luc Bouchardon, Jacques Moutte, Bernard Guy, Didier Graillot, Laurence, Hervé et le reste de l'étage grâce à qui j'ai pu dépanner ma voiture ou partager des pauses clopes/cafés. Merci à Didier, Jacques et Daniel qui m'ont permis de m'investir dans le stage dans le Diois…c'était une super expérience pour moi !

L'étude des argiles n'aurait pas pu être possible sans la contribution de Jean-François Deconinck et d'Anaïs Chargros, qui a effectué l'ensemble des analyses DRX fraction fine au cours de son M2. Ce fut un plaisir de leur faire découvrir le Bassin de GTA et de partager quelques moments avec eux (et Elise) sur le terrain. Je remercie vivement Jean-François d'avoir pris le temps de lire certaines parties de mon manuscrit concernant les argiles et d'avoir accepté de contribuer à mon travail. Merci aussi à Anaïs de son engagement, de sa disponibilité et de sa réactivité pour répondre à pas mal de mes questions, souvent tard dans la nuit.

Je retiendrais donc de cette thèse les belles rencontres professionnelles et amicales qui en ont découlé et particulièrement celle de Cai et Josep. J'ai beaucoup apprécié de discuter avec vous de mon travail depuis Calasanz jusqu'à St Vicente en passant par Labuerda. J'ai aimé votre enthousiaste à tous les deux et je vous remercie de m'avoir fait découvrir un peu plus le bassin de « JAGAT ». Cai, merci de ta patience pour avoir répondu à mes très longs et très nombreux mails, avoir ton point de vue m'a permis de me rassurer en quelque sorte de la peur d'être passé à côté de point clés dans le Bassin de JAGAT. Nos discussions m'ont aussi beaucoup apporté sur le plan personnel, j'adore discuter et me questionner avec toi devant une bonne talisker, ou devant un « niveau à huitre ». J'espère réussir à t'embarquer de nouveau sur la Foradada/Ripoll/Ager, ce serait dommage de ne pas tenter de répondre à toutes nos questions !

Enfin, je remercie les personnes qui ont accepté d'apporter leur compétence pour juger mon travail. Merci à François Guillocheau et Jean-Luc Potdevin de prendre le si peu de temps que je leur ai laissé pour rapporter le pavé qui suit (ils seront peut-être peu nombreux à le faire !). C'était un plaisir pour moi (couplé à un énorme stress) de savoir que vous aviez parcouru mon travail et de le défendre devant vous, d'autant plus que François a été un de mes premiers Professeur à me transmettre le virus de la géol sur le terrain, et Jean-Luc celui qui m'a fait découvrir la diagenèse à Montpellier, science très obscure pour moi à l'époque. Merci à Sébastien Castelltort et Cai Puigdefabregas d'avoir accepté d'honorer de leur présence mon jury de thèse, je n'aurais pas pu imaginer d'autres spécialistes du bassin et de la thématique que vous ! Merci aussi à Stéphane Teinturier et Jean-Loup Rubino d'avoir accepté notre invitation à ce jury, et merci à Jean-Loup de m'avoir cuisiné sur les courbes eustatiques ! François, merci d'avoir en plus de rapporter, diriger la soutenance (et oui, chose bizarre) avec tout ce beau monde.

Fichtre, je me rends comptes que j'ai attaqué la sixième page…il me faut terminer je pense…Si par malheur je vous ai oublié, j'ai prévu un stock de bière, whisky, rhum pour me faire pardonner…ça le fera ?

Bonne lecture/feuilletage aux plus courageux d'entre vous !!

AVANT-PROPOS

Cette thèse est le résultat d'un projet initié par Philippe Joseph (IFP Energies nouvelles) et Daniel Garcia (ENSMSE) dans le cadre de la Chaire TOTAL « Sédimentologie et modélisation des réservoirs », qui a apporté un soutien industriel et financier.

A TOTAL, mon travail a été, dans un premier temps, rattaché au projet « Deep Buried Reservoirs » de François Daugas, puis a ensuite été chapeauté par Claude Gout dans le cadre du Projet « Exploration Earth Modelling ». Stéphane Teinturier a été mon principal interlocuteur au cours de ces trois ans et demi.

Ce soutien industriel et financier s'est matérialisé, entre autres, et en interne à TOTAL par :

- l'intégration d'un stage de Master 2 en collaboration avec l'Université de Bourgogne sous la tutelle du Professeur Jean-François Deconinck. Ce stage intitulé « Evolution des cortèges argileux des séries Eocène du bassin d'avant-pays sud-pyrénéen (Bassin de Graus-Tremp): impact climatique et diagénétique » a été réalisé par Anaïs Chargros et a consisté en la réalisation et la quantification de près de 200 analyses DRX sur fraction fine ;
- l'appui de Bernard Labeyrie, Jean-Paul Laurent et de Claire Fialips du Laboratoire de Minéralogie (L1) à TOTAL qui a permis la réalisation de 50 analyses QEMSCAN, la quantification de 56 diffractogrammes DRX roche totale et de quelques tentatives de calcul normatif à partir des données géochimiques correspondantes ;
- la contribution de Gérard Dupont, Daniel Michoux, Frédéric Ricciardi et Jérémie Gaillot, du département de biostratigraphie de TOTAL, qui ont effectué des datations biostratigraphiques à partir de l'étude de foraminifères planctoniques, de pollens et de nannofossiles ;
- l'échange avec Jean-Loup Rubino et Jean-Noël Ferry, initiateurs d'un stage M2 couplé à un stage M1 portant sur l' « évolution tectono-sédimentaire à la transition plate-forme silicoclastique externe et bassin profond de la Formation Castissent du Bassin d'Ainsa » et réalisé par Etienne Fayolle et Nicolas Saspiturry sous la tutelle académique du Professeur Philippe Razin de l'ENSEGID.

Ce travail a aussi été le fruit de très nombreux échanges avec Cai Puigdefabregas (Professeur associé NTNU, Trondheim / Univ. Barcelone) et Josep Serra-Kiel (Universitat de Barcelona).

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS **5**

AVANT-PROPOS **13**

TABLE DES MATIERES **15**

LISTE DES ILLUSTRATIONS **19**

LISTE DES TABLEAUX **30**

INTRODUCTION GENERALE **33**

PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS DE LA THESE : POURQUOI ETUDIER LES DISTRIBUTIONS MINERALOGIQUES DANS LES BASSINS SEDIMENTAIRES ? 33
CHOIX DU CAS D'ETUDE 34
METHODOLOGIE GENERALE ET ORGANISATION DU MANUSCRIT 35

PARTIE 1. IMPACT DES FACTEURS DE CONTROLE DANS LE REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA A L'EOCENE INFERIEUR : CARACTERISATION SEDIMENTOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE **39**

CHAPITRE 1. CONTROLES DE LA SEDIMENTATION DANS UN BASSIN *PIGGYBACK* **41**

1.1 CONTROLES EUSTATIQUES 41
1.2 CONTROLES TECTONIQUES 42
1.2.1 Impact régional de la tectonique à l'échelle du bassin d'avant-pays *42*
1.2.2 Impact local de la tectonique à l'échelle du bassin d'avant-pays *47*
1.3 CONTROLES CLIMATIQUES 50
1.4 SYNTHESE : LES FACTEURS DE CONTROLE DE LA SEDIMENTATION DANS BASSIN *PIGGYBACK* 51

CHAPITRE 2. LE BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA A L'EOCENE INFERIEUR **53**

2.1 MISE EN PLACE, LITHOLOGIE ET EXHUMATION DES NAPPES DE SOCLES 56
2.1.1 Structure crustale de la Zone Axiale *56*
2.1.2 Exhumation des massifs pyrénéens *60*
2.2 MISE EN PLACE ET LITHOLOGIE DES NAPPES SEDIMENTAIRES 65
2.2.1 L'unité Centrale Sud-Pyrénéenne *65*
2.2.2 La rotation des Nappes Sédimentaires *72*
2.3 PALEOGEOGRAPHIE ET LITHOSTRATIGRAPHIE DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA 74
2.3.1 Le Crétacé Supérieur et le Paléocène *74*
2.3.1 L'Eocène Inférieur *76*
2.3.2 L'Eocène Moyen et Supérieur *87*
2.3.3 Actualisation de la charte tectono-lithostratigraphique *90*
2.4 CONTEXTE CLIMATIQUE A L'EOCENE INFERIEUR 95
2.4.1 Tendance générale à l'Eocène Inférieur *95*
2.4.2 Les anomalies climatiques *97*
2.5 SYNTHESE DES TRAVAUX DE PROVENANCE EFFECTUES SUR LE BASSIN SUD-PYRENEEN 100

CHAPITRE 3. DONNEES ET METHODOLOGIE DE L'ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE 103

3.1 DONNEES DE TERRAIN 104
3.2 METHODOLOGIE SUIVIE POUR L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE 106
3.2.1 Modèle de faciès et environnements de dépôt *106*
3.2.1 Modèle de substitution des environnements de dépôt *109*
3.2.2 Définition des séquences de court terme *112*
3.2.3 Hiérarchisation des séquences stratigraphiques *112*

3.2.4 Lectures des contrôles régionaux vs. locaux 113

CHAPITRE 4. LES FACTEURS DE CONTROLE DE L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA A L'EOCENE INFERIEUR 119

ABSTRACT 121
4.1 INTRODUCTION 122
4.2 GEOLOGICAL SETTING 123
4.2.1 Structural framework 123
4.2.2 Lithostratigraphy 126
4.2.3 Climatic framework 128
4.3 MATERIAL AND METHODS 129
4.3.1 Sections database 129
4.3.2 General methodology 130
4.3.3 Chronostratigraphy 130
4.4 RESULTS 131
4.4.1 Facies model 131
4.4.2 Sequence stratigraphy 139
4.5 DISCUSSION 151
4.5.1 Impact of regional factors on the Depositional Sequences 151
4.5.2 Intrabasinal tectonic controls on Long Term Sequences 153
4.5.1 Regional versus local factors controlling the stratigraphic architecture 158
4.6 CONCLUSIONS 167
4.7 APPENDICES 168
4.7.1 Appendix A 168
4.7.2 Appendix B: Association facies 171
4.7.3 Appendix C: paleocurrent data 181

PARTIE 2. CARACTERISATION ET QUANTIFICATION MINERALOGIQUES DANS UN BASSIN FORTEMENT DIAGENETISE 183

CHAPITRE 5. CONTROLES DE LA MINERALOGIE INITIALE DANS UN BASSIN SEDIMENTAIRE ET OUTILS DE DISCRIMINATION 185

5.1 L'ENREGISTREMENT DE LA TECTONIQUE ET DE LA SOURCE DANS LES SEDIMENTS 186
5.1.1 Signatures des sources dans la minéralogie 186
5.1.2 Signatures géochimiques des sources 190
5.2 L'ENREGISTREMENT DE L'ALTERATION DANS LA MINERALOGIE DES SEDIMENTS 194
5.2.1 Les contrôles de l'altération des roches sources 194
5.2.2 Les signatures minéralogiques et géochimiques de l'altération 195
5.3 IMPACT DE LA GRANULOMETRIE SUR LA COMPOSITION DES SEDIMENTS 199
5.3.1 Les contrôles sur la granulométrie 199
5.3.2 Impact de la granulométrie sur la minéralogie et la chimie des sédiments 200
5.4 PERSPECTIVES 202

CHAPITRE 6. DONNEES ET METHODES UTILISEES POUR LA CARACTERISATION MINERALOGIQUE DES SEDIMENTS 203

6.1 PROBLEMATIQUES ET METHODOLOGIE GENERALE 203
6.1.1 Etape 1 : stratégie d'échantillonnage et sélection des échantillons représentatifs à l'échelle du bassin 205
6.1.2 Etape 2 : caractérisation et quantification de la minéralogie sur le set d'échantillons représentatifs 205
6.1.3 Etape 3 : quantification de la minéralogie à l'échelle du Bassin 206
6.1.4 Représentation des données 207
6.2 LES OUTILS ANALYTIQUES 207
6.2.1 Outils de caractérisation minéralogique 207
6.2.2 Outils de caractérisation chimique 215
6.3 ETUDE DE LA VARIABILITE GEOCHIMIQUES DES SEDIMENTS : LE SCREENING GEOCHIMIQUE 219
6.3.1 Variabilité des éléments inertes 219

6.3.2 Variabilité des éléments solubles 226

CHAPITRE 7. ETUDE PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES ECHANTILLONS REPRESENTATIFS 229

7.1 ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE DES ARENITES 229
7.1.1 Le matériel détritique 229
7.1.2 Les phases diagénétiques 257
7.1.3 Quantifications minéralogiques des arénites 279
7.2 QUANTIFICATIONS MINERALOGIQUES DES LUTITES 287
7.2.1 Les assemblages argileux des lutites et leur distribution à travers le bassin 287
7.2.1 Origine des minéraux argileux 288
7.3 SYNTHESE : DIFFERENCIATIONS MINERALOGIQUES DES ARENITES ET LUTITES EN LIEN AVEC LA PROVENANCE ET LA DIAGENESE DES SEDIMENTS 293
7.3.1 Signature de la provenance dans la minéralogie des arénites et de leur fraction fine 293
7.3.2 Signature de la diagenèse dans la minéralogie des arénites et des lutites 294

CHAPITRE 8. MINERALOGIE ACTUELLE CALCULEE A L'ECHELLE DU BASSIN ET MISE EN EVIDENCE DE LA MINERALOGIE INITIALE 299

8.1 MISE EN ŒUVRE DU CALCUL MINERALOGIQUE 299
8.1.1 Principe du calcul sous A2M 300
8.1.2 Données et méthode 301
8.1.3 Comparaison de la minéralogie calculée et mesurée 303
8.1.4 Note sur les artefacts du calcul A2M 312
8.1.5 Ajustements de la minéralogie calculée dans les grès fins et très fins, les lutites et les carbonates 314
8.2 IMPACT DE LA DIAGENESE SUR LA MINERALOGIE DES ARENITES ET DISCRIMINATION DE LA MINERALOGIE INITIALE 316
8.2.1 Impacts de la diagenèse sur les feldspaths 316
8.2.2 Discrimination des sources par soustraction du signal diagénétique 318
8.3 APPRECIATION DU CALCUL MINERALOGIQUE APPLIQUE AUX LUTITES 327
8.3.1 L'estimation de la proportions des phyllosilicates dans les lutites par calcul minéralogique 328
8.3.2 Signification de la proportion de feldspaths et dolomite calculée dans les lutites 328
8.3.3 Caractérisation et interprétations de la variabilité chimico-minéralogique dans la « branche » des lutites 330
8.4 MISE EN EVIDENCE DE LA RELATION MINERALOGIE-GRANULOMETRIE DANS LES SEDIMENTS 338
8.5 CONCLUSIONS 340

PARTIE 3. DETERMINATION DES FACTEURS DE CONTROLE DE LA MINERALOGIE DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA: INTEGRATION DES DONNEES MINERALOGIQUES AU CADRE STRATIGRAPHIQUE 341

CHAPITRE 9. ETUDE DE L'EVOLUTION TEMPORELLE DE LA MINERALOGIE LE LONG DE LA COUPE DE REFERENCE DE L'ISABENA 343

9.1 LES CLES D'INTERPRETATION DES VARIATIONS MINERALOGIQUES VERTICALES 344
9.1.1 Démarche pour l'interprétation de la minéralogie des grès moyens/grossiers 344
9.1.2 Démarche pour l'interprétation de l'évolution des cortèges argileux dans les lutites 349
9.2 INTERPRETATION MINERALOGIQUE DE LA COUPE DE L'ISABENA 354
9.2.1 Intervalle 1 : Les grès d'Aren et la base du Garumnien (Campanien-Maastrichtien) 354
9.2.2 Intervalle 2 : le Garumnien paléocène 358
9.2.3 Intervalle 3 : Conglomérats de Claret, Ilerdien inférieur (Long Term Sequence A) 359
9.2.4 Intervalle 4 : Calcaires à Alvéolines, Marnes de Riguala, Calcaires de la Puebla et base des Grès de Roda ; Ilerdien Inférieur à Supérieur (LTS B et LTS C) 360
9.2.5 Intervalle 5 : Grès de Roda, Complexe Détritique Supérieur et Calcaires du Morillo ; Cuisien inférieur (Long Term Sequence D) 362
9.2.6 Intervalle 6 : base de la Formation Castigaleu ; Cuisien inférieur (Long Term Sequence E) 364
9.2.7 Intervalle 7 : Sommet de la Formation Castigaleu ; Cuisien inférieur (Long Term Sequence F) 365
9.2.8 Intervalle 8 : Formation Castissent ; Cuisien moyen (Long Term Sequence G et H) 366
9.3 CONCLUSIONS 368

CHAPITRE 10. ETUDE DE L'EVOLUTION SPATIALLE DE LA MINERALOGIE DES FORMATIONS CASTIGALEU-CASTISSENT DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA 373

10.1 VARIATIONS MINERALOGIQUES AU SEIN DE LA FORMATION CASTIGALEU (LTS E ET F) 374
10.1.1 Contexte géologique 374
10.1.2 Les grès moyens/grossiers de la Formation Castigaleu 375
10.1.3 Analyse de la distribution minéralogique amont-aval 376
10.2 VARIATIONS MINERALOGIQUES LE LONG DU PROFIL CASTISSENT DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP 379
10.2.1 Contexte géologique 379
10.2.2 Lien entre sources et cortèges argileux et mise en évidence d'une forte variabilité minéralogique 379
10.2.3 Variations minéralogiques le long du profil de dépôt de la Formation Castissent 382
10.3 CONCLUSIONS 392

PARTIE 4. ENSEIGNEMENTS, SYNTHESE ET PERSPECTIVES 395

PROPOSITION D'UNE DEMARCHE INTEGREE 398

DEMARCHE GENERALE 398
STRATEGIE DE QUANTIFICATION DE LA MINERALOGIE 399
Méthode de quantification minéralogique 399
Les difficultés du calcul minéralogique 402
Avantages et limites du calcul minéralogique 402
Résultats et perspectives du calcul minéralogique 403
METHODES D'INTEGRATION DE LA MINERALOGIE AU CADRE STRATIGRAPHIQUE 405

NOTRE APPORT A LA CONNAISSANCE DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA A L'EOCENE INFERIEUR 408

SYNTHESE DE L'EVOLUTION MINERALO-TECTONO-SEDIMENTAIRE DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA A L'EOCENE INFERIEUR .. 408
APPORTS SUR LA CONNAISSANCE DES FACTEURS DE CONTROLE SUR LE REMPLISSAGE ET LA MINERALOGIE DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA 411
Les sources 411
La tectonique intrabassinale 411
La tectonique régionale 412
Interaction entre tectonique régionale et intrabassinale 413
La granulométrie 413
Le climat et l'eustatisme 415
La diagenèse 416

PERSPECTIVES : LA PREDICTION DE LA MINERALOGIE DANS UN BASSIN SEDIMENTAIRE 417

SCHEMA GENERAL DE L'INTERACTION ENTRE LES PARAMETRES CLES DE LA DISTRIBUTION MINERALOGIQUE 417
APPLICATION DU SCHEMA SYNOPTIQUE DE LA FILIATION MINERALOGIQUE AU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA 419
AUTRES PERSPECTIVES DE MODELISATION 420

LISTE DES REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 422

ANNEXES ..... CD-ROM

LISTE DES ILLUSTRATIONS

FIGURE 0.1 : ENSEMBLE DES ETAPES REALISEES AU COURS DE NOTRE TRAVAIL.

FIGURE 1.1 : SCHEMA SYNTHETIQUE DES DIFFERENTES NOTIONS RELATIVES A L'ACCOMMODATION AVEC 1) LE NIVEAU EUSTATIQUE, 2) LA SUBSIDENCE, 3) L'EPAISSEUR DES SEDIMENTS CUMULES (ET DONC L'ACCOMMODATION REMPLIE) ; 4) L'ACCOMMODATION NON REMPLIE (=BATHYMETRIE); 5) LE NIVEAU MARIN RELATIF OU ACCOMMODATION TOTALE (HOMEWOOD ET AL., 2000). . 42

FIGURE 1.2: COUPE SCHEMATIQUE A TRAVERS UN BASSIN D'AVANT-PAYS, AVEC LES ZONES DE WEDGE-TOP, DE FOREDEEP, DE FOREBULGE ET DE BACK-BULGE. TF : FRONT TOPOGRAPHIQUE DE L'OROGENE ; D : DUPLEX DANS LE PRISME OROGENIQUE ; TZ : ZONE TRIANGULAIRE FRONTALE (DECELLES AND GILES, 1996). 44

FIGURE 1.3 : MODELE DE DEPOT DES PHASES SYNOROGENIQUE ET POST-OROGENIQUE DANS L'EVOLUTION D'UN BASSIN D'AVANT-PAYS (HELLER ET AL., 1988). 45

FIGURE 1.4 : STRATIGRAPHIE DU BASSIN D'AVANT-PAYS NORD ALPIN D'APRES SINCLAIR ET AL., (1991) MONTRANT LA MISE EN PLACE D'UNE TENDANCE DE RETROGRADATION DEPUIS DES CALCAIRES A NUMMULITES JUSQU'A DES MARNES PELAGIQUES ET DES TURBIDITES, SUIVIE D'UNE LARGE TENDANCE DE PROGRADATIONS GRANOCROISSANTES, SUBDIVISEE EN DEUX SEQUENCES. 46

FIGURE 1.5 : SYNTHESE DES CONTROLES TECTONIQUES LOCAUX SUR LA SEDIMENTATION DANS UN BASSIN PIGGYBACK (TALLING ET AL., 1995). 48

FIGURE 1.6 : CLASSIFICATION DES PIGGYBACK SELON SURIANO ET AL. (2015). 49

FIGURE 1.7 : SCHEMA PRESENTANT L'ENSEMBLE DES FACTEURS REGIONAUX (EN VERT) ET LOCAUX (EN BLEU) IMPACTANT L'ACCOMMODATION ET LES APPORTS SEDIMENTAIRES DANS BASSIN PIGGYBACK. LA COUPE STRUCTURALE EST MODIFIEE A PARTIR DE PUIGDEFABREGAS ET AL. (1992) 52

FIGURE 2.1: SCHEMA STRUCTURAL DES PYRENEES (SUPPORT CARTOGRAPHIQUE DE FILLEAUDEAU, 2011). 1: CHEVAUCHEMENT FRONTAL NORD PYRENEEN ; 2 : CHEVAUCHEMENT FRONTAL SUD PYRENEEN ; 3) CHEVAUCHEMENT DE VALLFOGONA ; 4 : FAILLE DE VILLEFRANCHE DE ROUERGUE ; 5 : CHEVAUCHEMENT NORD PYRENEEN, OU FAILLE NORD-PYRENEENNE (FNP); 6 : CHEVAUCHEMENT DES PETITES PYRENEES ; CCS : CHAINE CATALANE; IC: CHAINE IBERIQUE ; MC: MASSIF CENTRAL..... 55

FIGURE 2.2: A) CARTOGRAPHIE DES UNITES DE LA ZONE AXIALE ; B) COUPE STRUCTURALE DU PROFIL ARZACQ DE TEIXELL, (1998) ; C) : INTERPRETATION DU PROFIL ECORS PAR MUÑOZ, (1992) D): COUPE STRUCTURALE DANS LA PARTIE EST DES PYRENEES VERGES ET AL., (1995). 57

FIGURE 2.3: COUPE STRUCTURALE ÉQUILIBRÉE ET RESTAURÉE À PARTIR DU PROFIL ECORS (FIGURE DE MOUTHEREAU ET AL., 2014 ; DE BEAUMONT ET AL., 2000). 58

FIGURE 2.4: TAUX DE RACCOURCISSEMENT LE LONG DES PYRENEES ORIENTALES (VERGES ET AL., 1995). LES TAUX DE RACCOURCISSEMENTS SONT LES PLUS IMPORTANTS A PARTIR DE L'YPRESIEN JUSQU'AU LUTETIEN INFERIEUR QUAND LES BASSINS SUD-PYRENEENS S'APPROFONDISSENT ET SONT TRANSPORTES VERS LE SUD. 60

FIGURE 2.5 : CARTE GEOLOGIQUE PRESENTANT LES DIFFERENTS AGES D'EXHUMATION DES GRANITES ET ORTHOGNEISS DE LA ZONE AXIALE. 61

FIGURE 2.6 : REPRESENTATION DES HISTOIRES DE REFROIDISSEMENT A PARTIR DE LA ZONE D'ANNULATION PARTIELLE DES APATITES ET DE LA TEMPERATURE DE FERMETURE POUR LES TRACES DE FISSION SUR ZIRCONS. LES ECHANTILLONS SONT PROJETES SUR UN PROFIL THEORIQUE REPRESENTANT LES PYRENEES. LES ISOTHERMES SONT ICI SCHEMATISEES AFIN DE FACILITER L'ILLUSTRATION DES HISTOIRES RELATIVES (SINCLAIR 2005). 62

FIGURE 2.7 : SYNTHESE DES AGES D'EXHUMATION AVEC (U-TH)/(HE) SUR APATITE, TRACES DE FISSION SUR APATITES (AFT), (U-TH)/(HE) SUR ZIRCON ET TRACES DE FISSION SUR ZIRCONS (ZFT). NO: NOGUERES (NAPPE DE NOGUERES), MDA: MALADETA (NAPPE D'ORRI), MNA: MARIMAÑA (NAPPE DE NOGUERES), RT: RIBEROT (NAPPE DE NOGUERES), 3S: TROIS-SEIGNEURS (ZONE NORD PYRENEENNE), AZ: ARIZE (ZONE NORD PYRENEENNE). (1) FITZGERALD ET AL., (1999) (2) MORRIS ET AL., (1998), (3) SINCLAIR ET AL., (2005), (4) JOLIVET ET AL. (2007), (5) GIBSON ET AL. (2007), AND (6) YELLAND, (1991). FIGURE DE MOUTHEREAU ET AL., (2014). 63

FIGURE 2.8 : A) CARTE STRUCTURALE DES DIFFERENTES UNITES DE LA ZONE SUD-PYRENEENNE (SEGURET, 1972) ; B) CARTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE DU BASSIN SUD-PYRENEEN ; C1) COUPE STRUCTURALE EQUILIBREE DE VERGES, (1993) ; C2) COUPE STRUCTURALE DE LA PARTIE SUD DU PROFIL ECORS PAR MUÑOZ, (1992) ; C3) COUPE STRUCTURALE EQUILIBREE DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU BASSIN SUD-PYRENEEN DE TEIXELL, (1996). 67
FIGURE 2.9 : CARTE STRUCTURALE ET PERIODES D'ACTIVITE DES ACCIDENTS DE LA ZONE DE RODA DE ISABENA (LOPEZ-BLANCO ET AL., 2003). 69
FIGURE 2.10 : A) CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN D'AINSA (COORDONNEES EN UTM ZONE 31 ; FERNANDEZ ET AL., 2012) ; B) DETAIL SUR LE SYSTEME DE LA FUEBA (COORDONNEES EN UTM ZONE 31 ; FERNANDEZ ET AL., 2012) ; C) COUPE STRUCTURALE DE LA PARTIE NORD DU BASSIN D'AINSA (NAPPE DE GAVARNIE) RECOUPANT LES ANTICLINAUX DE ANISCLO ET BOLTANA ET LES CHEVAUCHEMENTS DE COTIELLA, PENA-MONTANESA ET LE SYSTEME DE LA FUEBA (MUÑOZ ET AL., 2013) ; D) COUPE STRUCTURALE DE LA PARTIE SUD DU BASSIN D'AINSA (MUÑOZ ET AL., 2013). 71
FIGURE 2.11 : SYNTHESE DE L'EVOLUTION DU DEPLACEMENT DE LA NAPPE DE MONTSEC A LA TRANSITION ENTRE LE BASSIN D'AINSA ET DE GRAUS-TREMP A DIFFERENTES EPOQUES (48 MA :LUTETIEN INFERIEUR ; 42 MA : LUTETIEN SUPERIEUR ; 37 MA : PRIABONIEN).....73
FIGURE 2.12 : A) PALEOGEOGRAPHIE AU PALEOCENE (PUJALTE ET AL., 2015) ; B) FACIES DU PALEOCENE A L'AFFLEUREMENT ET EN FORAGE DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP (EN ROUGE : FORMATION DE TREMP ; EN JAUNE : FORMATION DE NAVARRI ; PUJALTE ET AL., 2014) ; C ET D : AFFLEUREMENT REPRESENTATIF DE LA FORMATION DE TREMP AU NIVEAU DE SERRADUY (D : CALCAIRE LACUSTRE/PALUSTRE DU DANIEN ; TH1 ET 2 : INCURSION MARINE THANETIENNES ; 1 : GARUMNIEN PALEOCENE : 2 : CONGLOMERATS DE CLARET : 3 : LUTITES DE PLAINE ALLUVIALE : 4 : BASE DE L'ILERDIEN MARIN ; PHOTOGRAPHIE DE (SCHMITZ AND PUJALTE, 2007) ET SCHEMA INTERPRETATIF DE PUJALTE ET AL., 2014) ; E) STRATIGRAPHIE SIMPLIFIEE DU PALEOCENE DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP (PUJALTE ET AL., 2014). 76
FIGURE 2.13 : DIAGRAMME CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DU PALEOCENE SUPERIEUR ET DE L'EOCENE INFERIEUR DU BASSIN DE GRAUS-TREMP QUI REPOSE SUR DES DATATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES ET MAGNETOSTRATIGRAPHIQUES REALISEES SUR QUATRE SECTIONS DE TERRAIN (SERRA-KIEL ET AL., 1994).....77
FIGURE 2.14 : A) CORRELATION DE L'INTERVALLE DES CONGLOMERATS DE CLARET A TRAVERS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP (PUJALTE ET AL., 2014) ; B) VUE DE DETAIL DES CONGLOMERATS DE CLARET A BERGANUY, AVEC DES SEQUENCES GRANODECROISSANTES ET DES IMBRICATIONS DE CLASTES ; C) ENSEMBLE DES CONGLOMERATS DE CLARET A BERGANUY (A ET B : SCHMITZ AND PUJALTE, 2007) ; D) PALEOGEOGRAPHIE DU SYSTEME DE VALLEE INCISEE, SOUS-JACENT AU CONGLOMERATS DE CLARET. 78
FIGURE 2.15 : PALEOGEOGRAPHIE A L'ILERDIEN ILLUSTRANT LA TRANSGRESSION GENERALISEE PENDANT LE DEPOT DES CALCAIRES A ALVEOLINES (VERA, 2004) ; B) RECIF DE BERGANUY ; C) VUE GENERALE DU COMPLEXE DELTAÏQUE A SERRADUY (B1 : LOBE DELTAÏQUE ; C1 : PLATEFORME INTERNE ; C2 : LAGON ; C3 : CHENAL TIDAL ; C4 : DUNE TIDALE ; D1 : PLATEFORME INTERMEDIAIRE) D) ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE CORRESPONDANTE (C ET D : HAMON ET AL., 2016). 79
FIGURE 2.16 : PALEOGEOGRAPHIE DE L'INTERVALLE CLASTIQUE DE LA TE2 (MARTINIUS, 2012). NOUS NOTONS LA PRESENCE DE PLUSIEURS SYSTEMES DELTAÏQUES DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP (DONT LES GRES DE RODA A L'OUEST), ET LA PRESENCE DE BARRES TIDALES EQUIVALENTES DANS LE BASSIN D'AGER AU SUD. LE CHEVAUCHEMENT DE MONTSEC LIMITE LES DEUX BASSINS PAR UN HAUT-FOND SUBAQUATIQUE. 80
FIGURE 2.17 : DIAGRAMME CHRONO STRATIGRAPHIQUE DEPUIS LES CALCAIRES DE LA PUEBLA JUSQU'AU CALCAIRES DU MORILLO (LOPEZ-BLANCO ET AL., 2003) ; B) CORRELATION LITHO STRATIGRAPHIQUE DES SYSTEMES DE MUR PUIGVERT ET DE PORREDO PAR FONNESU (1984). 81
FIGURE 2.18 : SCHEMA STRATIGRAPHIQUE DU GROUPE DE MONTANANA AU NIVEAU DU BASSIN DE GRAUS-TREMP. LES FORMATIONS HACHUREES EN OBLIQUE CORRESPONDENT A DES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT DE PLAINE DELTAÏQUE INFERIEURE ET DE FRONT DE DELTA. LES FORMATIONS COLORIEES EN GRIS CORRESPONDENT A DES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT DE CONE ALLUVIAUX ET LES FORMATION SYMBOLISEES EN POINTILLES CORRESPONDENT A DES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT DE PLAINE ALLUVIALE ET DE PLAINE DELTAÏQUE SUPERIEURE (NIJMAN, 1998). 83
FIGURE 2.19 : PALEOGEOGRAPHIE PENDANT LE DEPOT DES FORMATIONS MONTLLOBAT, CASTIGALEU ET SAN ESTEBAN (NIJMAN ET NIO 1975). 83
FIGURE 2.20 : A) GRES BLANCS TYPIQUE DE LA FORMATION CASTISSENT DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP ; B) PALEOGEOGRAPHIE DE LA FORMATION CASTISSENT DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP (NIJMAN, 1998). NOUS NOTONS L'INTERPRETATION DE LA FORMATION CORÇA DANS LE BASSIN D'AGER AU SUD DU CHEVAUCHEMENT DE MONTSEC QUI COMMUNIQUERAIT AVEC LES SYSTEMES FLUVIATILES DU BASSIN DE GRAUS-TREMP, SANS QUE CELA SOIT REELLEMENT DEMONTRE DANS LES TRAVAUX DE

NIJMAN,(1998) ET NIJMAN, (1990). C) COMPLEXE FLUVIATILE AMALGAME DE LA FORMATION CASTISSENT A L'EST DU BASSIN DE GRAUS-TREMP. 84
FIGURE 2.21 : A) SCHEMA LITHO-STRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS EOCENES ENTRE LE BASSIN DE GRAUS-TREMP ET CELUI D'AINSA/JACA. CE SCHEMA MET EN EVIDENCE QUE LA MARGE DU BASSIN D'AINSA SEMBLE LOCALISEE AU NIVEAU DE LA FORADADA, DANS UNE ZONE STRUCTURALEMENT TRES MARQUEE (ZONE OBLIQUE D'AINSA). LES TRAITS GROSSIERS EN NOIR CORRESPONDENT AUX LIMITES DE FORMATIONS SEDIMENTAIRES. LES SYSTEMES DE BROTO ET COTEFABLO, TELS QUE DESSINES, SEMBLENT SE FORMER AU MAXIMUM DE REGRESSION DES DEUX PROGRADATIONS DELTAÏQUES DE CASTISSENT (CS1 ET CS2 ; MODIFIE D'APRES MUTTI ET AL. 1988) ; B ET C) SCHEMA ILLUSTRANT L'INCISION D'ATIART ENTRE LES FORMATIONS DE CASTIGALEU ET DE CASTISSENT (POYATOS-MORE, 2014)..... 85
FIGURE 2.22 : CORRELATION STRATIGRAPHIQUE DE LA FORMATION CASTISSENT AU NIVEAU DE LA TRANSITION ENTRE LE BASSIN DE GRAUS-TREMP ET D'AINSA (POYATOS-MORE, 2014). L'UNITE C1 (QUI N'EST PAS REPRESENTEE SUR CE SCHEMA) CORRESPOND AU CHENAL DE FOSADO, QUI PASSE A DES MARNES INTERCALEES DE FACIES TURBIDITIQUES (UNITE C2 ET C3). LES UNITES C4 ET C5 MONTRENT DES DEPOTS DELTAÏQUES PUIS PRO DELTAÏQUES VERS L'OUEST ET SONT INTERPRETEES EN LOWSTAND SHELF MARGIN. LA SURFACE CHARO 1 SEPARE L'UNITE C5 DE LA C6 (LE CHENAL D'ARRO EST LOCALISE DANS L'UNITE C6). LES UNITES C7 ET C8 MONTRE UNE RETROGRADATION DES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT. 86
FIGURE 2.23 : BLOCK DIAGRAMME DU GROUPE DE MONTANANA, ILLUSTRANT LE COMBLEMENT DU BASSIN DE GRAUS-TREMP PAR DES APPORTS PARALLELES ET TRANSVERSES A LA CHAINE PYRENEENNE. LE SYSTEME SEDIMENTAIRE MONTRE UNE PROGRADATION GLOBALE VERS L'OUEST AVEC LE PASSAGE D'ENVIRONNEMENTS FLUVIO-DELTAÏQUES DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP A DES ENVIRONNEMENTS DE BASSINS TURBIDITIQUES DANS LE BASSIN D'AINSA. CETTE TRANSITION S'EFFECTUE AU NIVEAU DE LA RAMPE LATERALE DU CHEVAUCHEMENT DE MONTSEC (MARTINIUS, 2012). 87
FIGURE 2.24 : COMPARAISON DES RESULTATS DE DATATIONS DE BENTHAM ET BURBANK, (1996) ET DE SERRA-KIEL ET AL., (1994). 91
FIGURE 2.25 : CALAGE DES DATATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES DE SERRA-KIEL ET AL., (1994) SUR L'ENSEMBLE DES GRES DE RODA, L'ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DES GRES DE RODA EST DE LOPEZ-BLANCO ET AL., 2003. 92
FIGURE 2.26 : CHARTE TECTONO-LITHOSTRATIGRAPHIQUE ACTUALISEE DE L'EOCENE INFERIEUR DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA. LES DONNEES DES TRAVAUX DE SERRA-KIEL ET AL., 1994, BENTHAM ET BURBANK, (1996) ET DE PAYROS ET AL., 2009 ONT ETE ACTUALISES A LA GTS 2012 (GRADSTEIN ET AL., 2012). S.M.M.P. : SYSTEME DE SUERRI, MUR-PUIGVERT ET DE PORREDO. AT. : SURFACE D'ATIART ; CH-LA : SURFACE DE CHARO2-LACORZ. 93
FIGURE 2.27 : TABLEAU SYNTHETISANT L'ENSEMBLE DE LA TERMINOLOGIE DES FORMATIONS DE L'EOCENE INFERIEUR. LES NOMS EN GRAS SONT CEUX QUE NOUS AVONS RETENUS DANS NOTRE TRAVAIL. AINSI, LES GRES DE SUERRI (DIFFERENCIES DES GRES DE RODA) CORRESPONDENT AUX SYSTEMES DE MUR-PUIGVERT ET DE PORREDO DEFINIS DANS LA PARTIE ORIENTALE DU BASSIN DE GRAUS-TREMP. 94
FIGURE 2.28 : EVOLUTION CLIMATIQUE PENDANT LE CENOZOÏQUE MISE EN EVIDENCE PAR LES ISOTOPES STABLES (L'ECHELLE DES TEMPS EST DE GRADSTEIN ET AL., 2012 ET LES DONNEES ISOTOPIQUES DE CRAMER ET AL., 2009). 96
FIGURE 2.29 : GAUCHE : MODELISATIONS DES TEMPERATURES DES EAUX DE SURFACE (SST) ET DES TEMPERATURES MOYENNES ANNUELLES (MAT) EN °C POUR L'ÉOCENE EN FONCTION DES LATITUDES (SPEELMAN ET AL., 2010) ; DROITE : ZONATION DES TAUX DE PRECIPITATION POUR L'ÉOCENE (LIGNE ROUGE) ET L'ACTUEL (LIGNE BLEU ; SPEELMAN ET AL., 2010). 97
FIGURE 2.30: ÉVOLUTION VERTICALE DES ISOTOPES STABLES ET DU CORTEGE ARGILEUX AU NIVEAU DE LA SECTION D'ESPLUGAFREDA (SCHMITZ ET PUJALTE, 2003). LA PRESENCE DE KAOLINITE AU NIVEAU DU PETM EST RATTACHEE A UN CHANGEMENT DE SOURCE DE MINERAUX ARGILEUX. LES AUTRES EVOLUTIONS DES ESPECES ARGILEUSES NE SONT PAS DISCUTEES DANS LE PAPIER. LA BAISSE DU DELTA 13C AU NIVEAU DU PETM REFLETE UNE PERTURBATION DU CYCLE DU CARBONE AU NIVEAU DE CET INTERVALLE. 99
FIGURE 3.1 : CARTE DE LOCALISATION DES SECTIONS DE TERRAIN. 105
FIGURE 3.2 : DEMARCHE GENERALE SUIVIE POUR L'ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DES DEPOTS SEDIMENTAIRE, DEPUIS L'ANALYSE FACIOLOGIQUE JUSQU'A LA CORRELATION DES SECTIONS DE TERRAIN. 107
FIGURE 3.3 : REPRESENTATION DES PROFILS DE DEPOT DES DIFFERENTS SYSTEMES SEDIMENTAIRES. LES 3 PROFILS DE DEPOT CORRESPONDENT A DES DOMAINES LITTORAUX QUI MONTRENT UN PROCESSUS SEDIMENTAIRE DOMINANT (FLUVIAL, MAREES, PRODUCTION CARBONATEE). LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT SONT INDIQUES SUR CHACUN DES PROFILS AINSI QUE LES LIGNES MARINES LES PARTITIONNANT. 110
FIGURE 3.4 : PROFIL GENERAL DE SUBSTITUTION D'ENVIRONNEMENTS DE DEPOT 111

FIGURE 3.5 : EXEMPLE D'INTERPRETATION DES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT LE LONG D'UNE SECTION DE TERRAIN (ICI LA COUPE DE LA VALLEE DE L'ISABENA). 111
FIGURE 3.6 : ENSEMBLE DES COURBES EUSTATIQUES DISPONIBLES DANS LA LITTERATURE POUR L'INTERVALLE DE L'EOCENE INFERIEUR. LES COURBES ISOTOPIQUES SONT ISSUES DE CRAMER ET AL., (2009). L'ECHELLE DE TEMPS EST ISSUE DE LA GTS 2012 DE GRADSTEIN ET AL., (2012). 115
FIGURE 3.7 : COMPARAISON ENTRE LES COURBES DE KOMINZ ET AL., (2008) ET CRAMER ET AL., (2010) ET CYCLES EUSTATIQUES DE CHUTE ET MONTEE DU NIVEAU MARIN. 117
FIGURE 4.1: A) THE SOUTH CENTRAL PYRENEAN UNIT IN THE SOUTH PYRENEAN ZONE (TO: TOULOUSE; LE: LERIDA; HU: HUESCA; PA: PAMPELONE). B) STRUCTURAL MAP OF THE SOUTH CENTRAL PYRENEAN UNIT SHOWING THE MAIN COVER AND BASEMENT UNITS. C) REGIONAL COMPOSITE SYN-OROGENIC LITHOSTRATIGRAPHIC SHOWING THE SEDIMENTARY SUCCESSION ALONG THE ISABENA VALLEY IN THE GRAUS-TREMP BASIN. 124
FIGURE 4.2: GEOLOGICAL MAP OF THE GRAUS-TREMP-AINSA BASIN. CARTOGRAPHY OF ARAGON AREA IS FROM IGME MAPS. THE CATALUNA AREA IS MAPPED FROM THE GEOLOGICAL MAP OF CATALUNA 1/250000. STRUCTURAL FEATURES IN THE RODA DE ISABENA AREA AND BOIXOLS THRUST ARE FROM LOPEZ-BLANCO ET AL., (2003) AND ARDEVOL ET AL., (2000). COLL DEL VENT ANTICLINE LOCATION IS FROM (VINCENT, 2001). RED STRUCTURES ARE CONSIDERED AS ACTIVE DURING OUR STUDIED INTERVAL (YPRESIAN). LOCATION OF MEASURED SEDIMENTOLOGICAL SECTIONS IS SPECIFIED. 125
FIGURE 4.3: CHRONOSTRATIGRAPHIC DIAGRAM PRESENTING THE LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS OF THE GRAUS-TREMP-AINSA BASIN DURING THE PALEOCENE-EOCENE TIMES. THE TECTONICS EVENTS ARE COMPILED FROM FERNANDEZ ET AL., 2012 AND MUNOZ ET AL., 2013. STRATIGRAPHIC ANALYSIS IS COMPILED FROM NIJMAN ET NIO, 1975; MUTTI ET AL., 1988; SERRA-KIEL ET AL., 1994; BARNOLAS ET GIL-PENA, 2001; MUNOZ ET AL., 2013; LOPEZ-BLANCO ET AL., 2003; VERA 2004. THE COLORS OF THE STRATIGRAPHIC UNITS ARE INDICATED IN FIG.2. THE POLARITY CHRONS ARE FROM THE GTS 2012 (GRADSTEIN ET AL., 2012. PLANKTONIC FORAMINIFERS BIOZONES ARE FROM BERGGREN ET AL., 1995, WITH REVISED AGE CALIBRATIONS UPDATES. THE TETHYAN SHALLOW BENTHIC ZONES ARE FROM HARDENBOL ET AL., 1998 UPDATED BY GTS2012 PALEOGENE CHAPTER GROUP. CALCAREOUS NANNOFOSSIL MARTINI NP AND BURKY CP ZONES ARE FROM BERGGREN, (1995). S. M.P.P: SUERRI, MUR-PUIGVERT AND POREREDO SYSTEMS (FROM FONNESU THESIS); AT.: UNCONFORMITY; CH-LA: CHARO2-LACORZ UNCONFORMITY.....127
FIGURE 4.4: TABLE OF FACIES ASSOCIATIONS OBSERVED IN THE GRAUS-TREMP-AINSA BASIN. VERTICAL TYPE SEQUENCE AND ESTIMATED BATHYMETRY ARE INDICATED. 133
FIGURE 4.5: FACIES ASSOCIATIONS ILLUSTRATION. A: ALLUVIAL STREAM FLOW FAN; CG: CONGLOMERATIC FACIES; VCS: INTERCALATION OF VERY COARSE SANDSTONES WITH THROUGH CROSS BEDDING; MS: MEDIUM SANDSTONE ON TOP OF SEQUENCE (FA1, MONTLLOBAT FORMATION, MONTANANA SECTION); B: MULTISTOREY BRAIDED BELT, THE INSERT IS A DETAIL VIEW OF THROUGH CROSS BEDDING IN COARSE SANDSTONE AND THE DOTTED RED LINE SHOWS THE BASAL EROSIVE SURFACE (FA2.1, CASTISSENT FORMATION, MAS DEL FARO AREA); C: MEANDER CHANNEL, THE INSERT SHOWS A DETAIL VIEW OF LATERAL ACCRETING BED (FA3, MONTLLOBAT/CASTIGALEU FORMATION; MONTANANA SECTION); D: DELTAIC PLAIN WITH SUBAQUEOUS DISTRIBUTARY CHANNEL WITH EROSIVE BASE SURFACE (DOTTED RED LINE) AND FINING UPWARD SEQUENCE, DETAIL VIEW ON THROUGH CROSS BEDDING (FA5, CASTIGALEU FORMATION, ISABENA VALLEY SECTION); E: TIDAL CHANNEL WITH DETAIL VIEW OF FLAZER BEDDING(FA7, CASTIGALEU FORMATION, ISABENA VALLEY SECTION); F: HIGH ANGLE FLUVIAL DOMINATED GILBERT DELTA (FA6.1, RODA SANDSTONE, ISAVENA VALLEY SECTION); G: LOW ANGLE SLOPE FLUVIAL DOMINATED MOUTH BAR WITH THICKENING UPWARD SEQUENCE (FA6.2, CASTISSENT FORMATION, SANTO CRISTO SECTION); H: SUBTIDAL BAR (FA9; RODA SANDSTONE, ISABENA VALLEY SECTION); I: LOW ANGLE STEEPENING TIDE DOMINATED DELTA FRONT (FA9: CASTIGALEU FORMATION, ESERA VALLEY SECTION); J: INNER CARBONATE PLATFORM THIN SECTION WITH ALVEOLINA (AL.), ORBITOLITID (OR.) AND MILIOLIDS (MI.); (FA10, ALVEOLINA LIMESTONE, ISABENA SECTION); K: SILTY PRODELTA ENVIRONMENT WITH COARSENING UPWARD SEQUENCE, DETAIL VIEW ON HYPERPYCNITE DEPOSIT (FA13, CASTISSENT FORMATION, ATIART SECTION); SHELFAL TURBIDITE (FA14, CASTISSENT FORMATION, ATIART SECTION); M: ISCLES REEF (ALVEOLINA LIMESTONE; ISCLES REEF SECTION); FIELD PHOTOGRAPHY OF CORAL DOMINATED REEF ENVIRONMENT (N) AND IN THIN SECTION (O); (ALVEOLINA LIMESTONE; ISABENA SECTION); P: SOLENOMERIS DOMINATED REEF ENVIRONMENT (ALVEOLINA LIMESTONE, ISABENA SECTION); Q: MID CARBONATE PLATFORM ENVIRONMENT (FA11; MORILLO LIMESTONE, ISABENA SECTION) AND R THIN SECTION CORRESPONDED VIEW WITH NUMMULITES (NUM.), MILIOLIDS (MI.), ALVEOLINA (AL.), ORBITOLITIDS (OR.) FAUNAL ASSEMBLAGE IN PACKSTONE; S: MID TO OUTER CARBONATE PLATFORM WITH THICKENING UPWARD SEQUENCE (FA11, LA PUEBLA LIMESTONE, ISABENA VALLEY AND T, ASSOCIATE THIN SECTION VIEW WITH ASSILINIDS

dominated faunal assemblage in Packstone); U: Slope environment with slumped facies (FA16) and basin thin bedded turbidite (FA17.1); (San Vicente Formation, Pocino section); V: Atiart canyon erosional surface with onlapped slope environment (Near Atiart Village); W: Basinal amalgamated turbiditic channel with debris flow intercalation (Df.) (FA17.2: Fosado Channel, Pocino section)..... 137

Figure 4.6: Facies association illustrations in the Graus-Tremp-Ainsa basin and associated substitution model. A) Distally steepened mixed carbonate platform system; B) Mixed tide / deltaic platform system; C) Tide dominated deltaic system; D) Distally steepened fluvial dominated deltaic system; E) Substitution diagram which shows the relationship between the four depositional system portioned by reference marine line (bay line, High Tide Sea Level, Low Tide Sea Level, Fair Weather Waves Base Level) G) General profile which shows the partitioning of all of the depositional environments from a proximal area to a distal one..... 140

Figure 4.7 : Synthetic sedimentological section in eastern part of the Graus-Tremp-Ainsa Basin with depositional environment interpretations, stacking pattern and stratigraphic surface for the proposed two sequences order based on vertical evolution of deposits environment in proximal (A) to distal (K) general profiles. A: South Ribagorzana section; B: Montanana section. 142

Figure 4.8: Synthetic sedimentological section along the Isabena Valley with depositional environment interpretations, stacking pattern and stratigraphic surfaces for the two orders of sequences based on the vertical stacking of the depositional environments. Serra Keil et al 1994 larger benthic foraminifera (SBZ) biozones are indicated. Depositional environment colors legend are indicated in Fig.7. 144

Figure 4.9: Synthetic sedimentological section in the western part of the Graus-Tremp-Ainsa Basin with depositional environment interpretations, stacking pattern and stratigraphic surfaces for the two orders of sequences based on the vertical stacking of the depositional environments. Serra Keil et al 1994 larger benthic foraminifera (SBZ) biozones are indicated. Depositional environment colors legend are indicated in Fig.7... 146

Figure 4.10: Stratigraphic correlations across the Graus-Tremp-Ainsa basin during Ypresian times. A) Stratigraphic surfaces with two orders of sequences defined along major sections; B) Facies association distribution within the correlation transect. (A mettre en A3 landscape)..... 147

Figure 4.11: Sketch showing regional controls (in green) versus local controls (in blue) on sedimentation supply (S) and accommodation (A) acting in a piggyback basin. 151

Figure 4.12: Palaeogeographic reconstruction of the Graus-Tremp-Ainsa basin during Ypresian. A) Units A2 (Ilerdian transgression); B) Units B and C C) Major cycle D et E (Castigaleu Formation); D) Unit F1 (Castissent Formation) E) Units G1 (Castissent Formation). Active structural events are indicated for each map. Major current directions are indicated after rotation effect removing (CF Appendix 3 for detail current measurement). These maps are in palinspastic position according to Munoz et al., 2013. A general translation of 71.5Km is applied in the N10° direction, and corresponds to thrust displacement since the Lutetian time. The effect of clokwise rotations events occuring from early Lutetian to late Bartonian ages are limited by an anticlockwise rotation of 60° in Western part to 30° in the Campo area, 15° in Isabena section area and 10° more eastward (according to Bentham and Burbank, 1996). The location of Ypresian active tectonic structures xas taken from several preexisting works. Atiart thrust, Foradada thrust and Montsec Ainsa part are replaced according to Munoz et al., 2013. Boixols thrust, Boixols and Coll del Vent Anticline and Roda folds are from Lopez-Blanco et al., 2013. Luzas fault is from Nijman (1989). During our studied interval, a total of a 9Km displacement is appliqued to the Montsec thrust (Verges, 1993). Sedimentary data and current direction are from our field data. 153

Figure 4.13 : Correlation transects restored in syn-sedimentary position, by flattening the top MFS (TE1 to TE3) and the top TS (TE4). The inferred active structures are indicated..... 159

Figure 4.14: Wheeler diagram showing the time relationships beween stratigraphic sequence, stratigraphic surface and depositional environment partitioning recognized in the Graus-Tremp Ainsa basin. Vertical axis is unscaled, i.e. each short terms sequence are represented with a same interval range as the other. The age modele is represented. 162

Figure 4.15: Chronostratigraphic chart in the Graus-Tremp-Ainsa Basin during Lower Eocene. The comparison between the accommodation curves of the South Ribagorzana, the Montanana, the Isabena, the Campo and

THE ATIART SECTIONS, ALLOWES US TO DISTINGUISH PERIODS DOMINATED BY LOCAL (I.E. INTRABASINAL TECTONIC) OR REGIONAL CONTROLLING FACTORS AND TO REALIZE A RELATIVE QUANTIFICATION CURVES OF THE INTRABASINAL TECTONIC. ...164
FIGURE 4.16: SYNTHETIC CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART IN THE GRAUS-TREMP-AINSA BASIN DURING LOWER EOCENE WITH THE COMPARISON OF THE EUSTATIC CURVES (FROM KOMINZ ET AL., 2008 AND CRAMER ET AL. 2011), THE O/C ISOTOPIC CURVES (FROM CRAMER ET AL. 2009) AND THE STRATIGRAPHIC EVOLUTION OF THE GRAUS-TREMP-AINSA BASIN. THE IMPACT OF THE CLIMAT AND THE EUSTATISM ARE INDICATED AS WELL AS THE INTRABASINAL TECTONIC ACTIVITY.....165
FIGURE 5.1 : ETAPES D'EVOLUTION DU SEDIMENT (EN GRAS) ET LES PRINCIPAUX PROCESSUS QUI IMPACTENT LA COMPOSITION DES SEDIMENTS CLASTIQUES LE LONG DU SYSTEME SOURCE-TO-SINK. LES FACTEURS CONTROLANT SONT FIGURES A DROITE EN ITALIQUE (WELTJE AND VON EYNATTEN, 2004). 186
FIGURE 5.2 : TRIANGLE TERNAIRE REPRESENTANT LES DISTRIBUTIONS MODALES DES GRES EN FONCTION DES DIFFERENTS CONTEXTES GEODYNAMIQUES (DICKINSON AND SUCZEK, 1979). 187
FIGURE 5.3 : DIAGRAMME GEOCHIMIQUE DE DISCRIMINATION DES CONTEXTES TECTONIQUES CLASSIQUEMENT UTILISES DANS LES ETUDES DE PROVENANCE. A) (FE2O3+MGO) / TIO2 DE BHATIA 1983 ; B) (FE2O3+MGO) / (AL2O3/SIO2) DE BHATIA 1983 ; C) SIO2 / (K2O/NA2O) DE ROSER ET KORSCH, 1986 ; D) (K2O/ NA2O) / (SIO2/AL2O3) DE ROSER ET KORSCH, 1986. 191
FIGURE 5.4 : DIAGRAMME TH/SC VS ZR/SC. A) LE DIAGRAMME EST REALISE A PARTIR DE DONNEES CHIMIQUES DE TURBIDITES ACTUELLES. LES TURBIDITES DE MARGES ACTIVES MONTRENT UNE CORRELATION ENTRE CES RATIOS RELIEE A LA DIFFERENCIATION CHIMIQUE DES ROCHES IGNEES (ET DONC A LA PROVENANCE). LES TURBIDITES DE MARGES PASSIVES MONTRENT UN ENRICHISSEMENT EN ZIRCON (MCLENNAN ET AL., 1993). B) DONNEES ISSUES DE SCHNEIDER ET AL., (2016) ; 1 A 3 : GRANITE ; 4 : SCHISTE ; 5 A 7 : GNEISS ; 8 : AMPHIBOLITE ; 9 : META-DOLERITE. 192
FIGURE 5.5 : DIAGRAMME TERNAIRE A-CN-K ET A-CNK-FM OU (EN FRACTION MOLAIRE) A= AL2O3, C = CAO (DE LA FRACTION CLASTIQUE), N = NA2O, K = K2O, F = TOTAL FE AS FEO, AND M = MGO (MC LENNAN 1993). LES MINERAUX MAJEURS ET LES ROCHES TYPIQUES SONT INDIQUES. LES FLECHES INDIQUENT LES TENDANCES D'ALTERATION MANIFESTEES PAR LES DIFFERENTS TYPES DE ROCHES. 198
FIGURE 6.1 : ORGANIGRAMME ET ETAPES DE LA METHODOLOGIE MULTI-ANALYTIQUE REALISEE DANS LE BUT DE CARACTERISER ET QUANTIFIER LA MINERALOGIE DES SEDIMENTS A L'ECHELLE DU BASSIN.....205
FIGURE 6.2 : CORRESPONDANCE ENTRE LES SEQUENCES STRATIGRAPHIQUES ISSUES DU TRAVAIL DE CORRELATION STRATIGRAPHIQUE, LES FORMATIONS DECRITES DANS LES TRAVAUX ANTERIEURS DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA ET LE CODE COULEUR UTILISE DANS CETTE PARTIE 2. 208
FIGURE 6.3 : REPARTITION DES FORMATIONS SEDIMENTAIRES DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA, BASEE SUR LE TRANSECT DE CORRELATION PRESENTE EN PARTIE 1, ET LE CODE COULEUR ASSOCIE. 209
FIGURE 6.4 : CLES D'IDENTIFICATION DES PRINCIPAUX PHYLLOSILICATES EN DRX SUR FRACTION FINE ET SOUS LES DIFFERENTS TRAITEMENTS (NATUREL, GLYCOLE ET CHAUFFE A 490°C). 212
FIGURE 6.5 : TYPES DE DIFFRACTOGRAMME ; A) I/S DE TYPE R0 ; B) IS DE TYPE R1 ; C) IS DE TYPE R0 ET R1 ; D : I/S REGULIERS ; E : DIFFRACTOGRAMME SANS I/S. LES VALEURS DES PICS SONT DONNEES EN ANGSTRÖM. 215
FIGURE 6.6 : DIAGRAMME DES ELEMENTS TRACES (ZR, LA, TiO_2, Fe_2O_3, SC, V, RAPPORTES A Al_2O_3) VS SiO_2/Al_2O_3 POUR RODA+UDC, CASTIGALEU, CASTISSENT DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA.....220
FIGURE 6.7 : EXEMPLE DE DIAGRAMME DES ELEMENTS TRACES $TiO2/Al_2O_3$ VS Si/Al_2O_3 APPLIQUE A L'ENSEMBLE DU JEU DE DONNEE (A) ET A LA FORMATION CASTIGALEU DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA (B).....224
FIGURE 6.8 : DIAGRAMME SC VS SiO_2 RAPPORTES A Al_2O_3 MONTRANT L'ENSEMBLE DES ECHANTILLONS REPRESENTATIFS SELECTIONNES AU REGARD DES VARIATIONS GEOCHIMIQUES, ET POUR CHACUNE DES METHODES ANALYTIQUES (PETROGRAPHIE SUR LAME MINCE, QEMSCAN, DRX ROCHE TOTALE ET DRX FRACTION FINE). DES QUANTIFICATIONS SUR QEMSCAN OU DRX ROCHE TOTALE DANS LES SEDIMENTS DU BASSIN D'AINSA N'ONT PAS PU ETRE EFFECTUEES. 225
FIGURE 6.9 : DIAGRAMME K/AL VS NA/AL EN PROPORTIONS MOLAIRES POUR RODA+UDC, CASTIGALEU, CASTISSENT DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA. 226
FIGURE 6.10 : DIAGRAMME NA/AL VS K/AL MONTRANT L'ENSEMBLE DES ECHANTILLONS REPRESENTATIFS SELECTIONNES AU REGARD DES VARIATIONS GEOCHIMIQUES, ET POUR CHACUNE DES METHODES ANALYTIQUES (PETROGRAPHIE SUR LAME MINCE, QEMSCAN, DRX ROCHE TOTALE ET DRX FRACTION FINE). 227
FIGURE 7.1 : A ET B) QUARTZ MONOCRISTALLIN A INCLUSION RESPECTIVEMENT DE BIOTITE (BT. ; PROVENANCE MAGMATIQUE) ET DE CHLORITE (CHL. ; PROVENANCE FILON EN CONTEXTE METAMORPHIQUE) C) QUARTZ POLYCRISTALLIN (VEINE DE QUARTZ,

probablement formee en contexte metamorphique) D) Quartz microcristallin (chert) ; E) Quartz a inclusions evaporitiques (Ev.) dissoutes dans le cas de fantome (Ev. fa.) ou de calcite (Ca.) (Provenance triasique, facies du Keuper). F) Quartz a inclusion salifere et a bordure automorphe preservee. (A,B,E,F Photographie sous MEB : C et D: photographie sous microscopie optique en lumiere polarisee et analysee). Bioc: Bioclaste; Bt. biotite; Ca., calcite. ; Ch : chert ; Chl.: chlorite; Ev.: inclusion evaporitique; Ev.fa.: fantome d'inclusion evaporitique ; Qz : quartz. 241

Figure 7.2 : A) Feldspath potassique perthitique ; B) Plagioclase primaire : une partie du grain est calcitisee (luminescence rouge), la couronne est relativement bien preservee (luminescence verte) ; C) Plagioclase sericitise ; D, E) Myrmekites formees au contact plagioclase-feldspath potassique ; F,G) Feldspath potassique a micro-inclusions d'apatite aciculaire ; noter la perte de luminescence bleue qui accompagne la restructuration subsolidus du reseau du feldspath et l'exsolution des apatites (luminescence jaune vif) H–) Composition des feldspaths potassiques et plagioclases issue des donnees microsonde.(A, B haut ; C, cliche MEB ; B bas ; D ; E ; F ; G : photographie en cathodoluminescence. Ca : calcite ; Fk : feldspath potassique Pert ; perthite ; Pl1 (Ca) ; plagioclase calcique herite ; Pl2 (Na) ; plagioclase plus sodique composant la myrmekite ; Qz : quartz; Se. : sericite. 242

Figure 7.3 : A) Grains de biotites detritiques, notez la deformation subie lors de la compaction au contact de grains plus competents, ici le quartz (fleche rouge); B) Grain de muscovite moule au contact du quartz suite a la compaction (fleche rouge) ; C) : Chlorite magnesienne, noter la presence d'apatite dans les clivages ; D) : Grain de muscovites enchevetrees de grande taille, issue d'un greisen ; E) Diagramme TiO2 vs SiO2/Al2O3 permettant de differencier les chlorites metamorphiques des biotites plutoniques(Biotite 1 et 2) et de leur derives alteres (« biochlo »); F) Diagramme 3K vs Si vs (Fe+Mg) permettant de mettre en evidence la transformation d'une structure type micas en chlorite concernant les « biochlo » ; G) Diagramme Si vs Al vs (Fe+Mg) permettant de differencier les 2 types de biotite (biotite 1 et 2) et leur derives (« biochlo ») ; H) Diagramme Al vs Mg vs Fe ; les biotites issues des granites PI et PS de Villaseca and Barbero, 1994 sont reportees pour comparaison ; I) Diagramme Si vs Al vs (Fe+Mg) permettant de differencier les chlorites en fonction de leur temperature de formation ; cf. representation issue de Bourdelle and Cathelineau, (2015). A, B, C, D : Photographie sous MEB.; Ap. : Apatite ; Bt. : Biotite ; Chlo.Mg. : Chlorite magnesienne ; Musc. : Muscovite ; Qz. : Quartz ;. Les biotites 1 sont issues des Gres de Roda et du Complexe Detritique Superieur, et les biotites 2 des Formations Castigaleu, Castissent et Capella. Les biotites 1 et 2 proviennent du bassin de Graus-Tremp, alors que les « biochlo » proviennent du bassin d'Ainsa (Chenal d'Arro, de Fosado, coupe d'Atiart et de Fanlo). 244

Figure 7.4 : A et B) Diagrammes SiO2/CaO vs Al2O3/CaO et Si vs Ti vs Al illustrant la composition chimique des types de fragments lithiques silicoclastiques ; C, D, E) : Lithiques silicoclastiques de type L1 correspondant a un grain de gres fin sans orientation des mineraux (C), a un grain de roche metamorphique de bas grade avec une orientation des mineraux (D), a un grain de quartzite a muscovite issue d'une roche metamorphique (E) ; F, G, H, I) Lithiques silicoclastiques de type L2 correspondant a des grains issus de F) une argilite ; G) une argilite silteuse presentant des fragments de quartz ; H) une roche metamorphique a muscovite et chlorite ; I) une roche metamorphique deformee a grains de quartz et de phyllites fusiformes. J, K, L) Lithiques silicoclastiques de type L3 correspondant a des grains de siltites sans orientation des mineraux (J) ; des grains metamorphiques avec orientation des mineraux (K) ou interpenetrations de muscovite, chlorite et quartz (L). M et N) : fragment de roche plutonique a association quartz/feldspaths potassique et plagioclase (atteste par la presence de myrmekite). O et P) : fragment greseux (arkosique) a quartz, feldspath potassique, chlorite et muscovite. (C , D , E , F , G , H , I , J , K , L, P: photographie sous MEB ; M : photographie sous microscopie optique en lumiere polarisee et analysee ; N, O : photographie sous microscopie a cathodoluminescence). Bt : biotite ; Ca. : calcite ; Chlo. : chlorite ; Chlo/Musc. : interpenetration de chlorite et de muscovite ; Kaol. : kaolinite ; Kf. : feldspath potassique ; Musc : muscovite ; Na. : plagioclase sodique dans une myrmekite ; Qz : quartz ; Qz/Musc : interpenetration de quartz et de muscovite. 248

Figure 7.5 : A) Diagrammes SiO2 vs CaO vs MgO illustrant la composition des differents types de fragments lithiques carbonates ; B, C, D) lithoclastes extrabasinaux calcitiques. B) : grain de calcite monocristallin ; C) fragment polycristallin de packstone/wackstone ; D) fragment de carbonate micritique, a pyrite ; E, F : lithoclastes extrabasinaux dolomitiques : fragment de dolomite monocristallin (E), fragment polycristallin (F). G)

CARBONATE PARTIELLEMENT DOLOMITISE. H) LITHOCLASTE DOLOMITIQUE DEDOLOMITISE A FANTOME DE RHOMBOEDRE CALCITISE. I, J, K, L : LITHOCLASTE MIXTE CLASTIQUE/CARBONATE. I) GRES TRES FINS A CARBONATE ET QUARTZ ; J : ARGILITE SILTEUSE A GRAINS DE QUARTZ, CALCITE, MICAS ET MINERAUX LOURD, A CIMENT CALCITIQUE ; K : GRAIN D'ARGILITE SILTEUSE A GRAIN DE QUARTZ ET DE CALCITE DANS UNE MATRICE ARGILEUSE ; L : QUARTZITE A CALCITE. (B, C, D, G, H, I, J, K, L : PHOTOGRAPHIE SOUS MEB ; E HAUT, F GAUCHE : PHOTOGRAPHIE SOUS MICROSCOPIE A CATHODOLUMINESCENCE ; E BAS, F DROITE ; PHOTOGRAPHIE SOUS MICROSCOPIE OPTIQUE EN LUMIERE NATURELLE TRANSMISE. BIO. : BIOCLASTE, CA. : CALCITE ; CAM. : CALCITE MONOCRISTALLINE ; CARBP. : CARBONATE POLYCRISTALLIN ; CHLO/BT. : CHLORITE ET BIOTITE ; DOLM. : DOLOMITE MONOCRISTALLINE ; DOLP. : DOLOMITE POLYCRISTALLINE ; KF. : FELDSPATH POTASSIQUE ; MUSC. : MUSCOVITE ; PY. : PYRITE ; QZ. : QUARTZ. 252

FIGURE 7.6 : LES INDICES DE LA DIAGENESE PRECOCE A) PYRITE FRAMBOÏDALE SUR SUCRES POLIS DE LA FORMATION CASTIGALEU ; B & C) CALCITE PRECOCE INTRAGRANULAIRE DES BIOCLASTES A FORT RAPPORT MN / FE ; D) CALCITE PRECOCE DANS LES GRES DE RODA EN REMPLACEMENT PARTIEL DU PLAGIOCLASE ; E) PHOTO DE TERRAIN DE CONCRETION CARBONATEE DANS LA FORMATION CASTIGALEU (BASSIN DE GRAUS-TREMP, ENVIRONNEMENT DELTAÏQUE, A GAUCHE), ET DANS LE BASSIN D'AINSA (COUPE D'ATIART, FORMATION CASTIGLALEU, A DROITE). B : CLICHE MEB ; C ET D : PHOTOGRAPHIE SOUS MICROSCOPIE A CATHODOLUMINESCENCE. BT. : BIOTITE ; C. : CIMENT INTRAGRANULAIRE DES BIOCLASTES ; KF. : FELDSPATH POTASSIQUE ; PL. : PLAGIOCLASE PY. : PYRITE; QZ. : QUARTZ.....265

FIGURE 7.7 : A) CIMENT DE DOLOMITE FERRIFERE (DOLC.) EN SURCROISSANCE SUR UN CLASTE DE DOLOMIE DETRITIQUE (DOLD.) ; NOTER LA ZONATION TYPIQUE DU CIMENT DANS LES GRES DE RODA, QUI SUGGERE UNE CROISSANCE EPISODIQUE ; B ET C) CIMENT DE DOLOMITE FERRIFERE (DOLC.) EN SURCROISSANCE SUR UNE DOLOMIE DETRITIQUE (DOLD.) ; LA ZONATION EST ICI PROGRESSIVE, AVEC UNE LEGERE AUGMENTATION DE FE VERS L'EXTERIEUR (BASE DE LA FORMATION CASTIG0LALEU, VALLEE DE L'ISABENA) ; D) DOLOMITE FERRIFERE CORRODANT LE PLAGIOCLASE DETRITIQUE, ET CONTENANT DE MULTIPLES INCLUSIONS DE PLAGIOCLASE ; E) DOLOMITE FERRIFERE EN REMPLACEMENT DE PLAGIOCLASE. LA SURCROISSANCEE A L'EXTERIEUR DU PLAGIOCLASE MONTRE DES INCLUSIONS DE PLAGIOCLASE. LE CŒUR DU GRAIN EST AUSSI AFFECTE ET MONTRE DES RHOMBOEDRES DE PETITES TAILLE ; F) RHOMBOEDRES DE DOLOMITE FERRIFERE FORMES A L'INTERIEUR D'UN PLAGIOCLASE, A L'INTERFACE ENTRE LE CŒUR SERICITISE ET LA COURONNE LIMPIDE. G) DIAGRAMME MG VS MN+FE VS CA MONTRANT LES DIFFERENCES ENTRE DOLOMITES DETRITIQUES ET DIAGENETIQUES. A A F : CLICHES MEB. CALC. : CIMENT CALCITIQUE. DOLC. : DOLOMITE FERRIFERE. DOLD. : DOLOMITE DETRITIQUE ; KAOL. : KAOLINITE ; PL. : PLAGIOCLASE ; SE. : PAILLETTE DE SERICITE. 266

FIGURE 7.8 : A A P : CLICHES MEB ; A) KAOLINITE EN PORE FILLING AVEC DES VERMICULES TRAPUS (ENTRE 5 ET 10 µM) ENGLOBES DANS LE CIMENT CALCITIQUE ; B) KAOLINITE EN PORE-FILLING, MOULANT UNE SURCROISSANCE DE DOLOMITE FERRIFERE ; C) REMPLACEMENT DE MUSCOVITE (CLAIR AU MEB) PAR LA KAOLINITE (PLUS FONCEE), AVEC DES RELIQUES DE GRANDS CRISTAUX DE MUSCOVITE ENCHEVETRES ; D) DETAIL ILLUSTRANT LE CONTACT DENTELE ENTRE LA MUSCOVITE CORRODEE ET LA KAOLINITE ; E) STADE PLUS AVANCE DE KAOLINISATION DE LA MUSCOVITE AVEC UNE KAOLINITE DE REMPLACEMENT PRESENTANT PEU DE POROSITE INTRAGRANULAIRE, ET DES RELIQUES HOMOAXIALES DE MUSCOVITE ; F) KAOLINISATION DE LA BIOTITE (CLAIRE AU MEB) ENGENDRANT UNE EXFOLIATION ;G,H) RARES TEMOINS DIRECTS DE KAOLINISATION DE PLAGIOCLASE AVEC LA KAOLINISATION D'INCLUSIONS DE PLAGIOCLASE DANS UN FELDSPATH POTASSIQUE (G), ET LA KAOLINISATION D'UN ANCIEN PLAGIOCLASE PRESENT EN RELIQUES (H) ; I, J) AMAS MULTI-MINERAUX (KAOLINITE ET MUSCOVITE) DONT LES FORMES EXTERNES EPOUSENT LES GRAINS AVOISINANTS ; K, L) DETAILS SUR LE CONTENU DES AMAS, ILLUSTRANT L'IMBRICATION ETROITE ENTRE LA KAOLINITE ET LA MUSCOVITE, EN FEUILLETS ALTERNANTS (L) OU EN GERBES (K) ; M, N) AMAS ARGILEUX. LA PRESENCE DE RELIQUES (EN TRES CLAIR) DE FELDSPATH POTASSIQUE SUGGERE QUE CET AMAS EST UN ANCIEN GRAIN DE FELDSPATH POTASSIQUE ARGILISE, QUI A SUBI ENSUITE UNE KAOLINISATION, LE LONG DE « VEINES » ; O) DIAGRAMME AL VS SI VS 3*K ; ANALYSES MICROSONDE SUR LES AMAS DE KAOLINITE, LES COMPOSITIONS MONTRENT UN MELANGE ENTRE UN POLE « KAOLINITE » ET UN POLE « MUSCOVITE », UN PEU PLUS RICHE EN SILICE QUE LE JOINT « KAOLINITE-MUSCOVITE » SUGGERANT LA PRESENCE D'UNE FAIBLE PROPORTION DE SMECTITE DANS CES AMAS ; P) RELATIONS ENTRE LE CIMENT DOLOMITIQUE, LA KAOLINITE, ET LE CIMENT CALCITIQUE. ARG. : AMAS ARGILEUX ; BT. : BIOTITE ; CALC. : CIMENT CALCITIQUE ; CARBD. : CARBONATE DETRITIQUE, DOLC. : CIMENT DE DOLOMITE FERRIFERE; KAOL1. : KAOLINITE PRECOCE; KF : FELDSPATH POTASSIQUE ; PL. : PLAGIOCLASE ; MUSC. : MUSCOVITE ; QZ : QUARTZ 268

FIGURE 7.9 : A) QUARTZ DETRITIQUE ARRONDI EN BLEU PRESENTANT DES SURCROISSANCES DE QUARTZ AUTHIGENE, PLUS OBSCUR. LE QUARTZ AUTHIGENE CROIT EN REMPLACEMENT PARTIEL DU CARBONATE DETRITIQUE ; B) SURCROISSANCES DE QUARTZ (SOMBRE) EN REMPLACEMENT PARTIEL D'UN CARBONATE DETRITIQUE (PLUS CLAIR), NOTEZ LES INCLUSIONS DE PYRITE ET DE

calcite, C) Idem, noter la dust-line qui marque la limite initiale entre le grain de quartz et le carbonate detritiques, et les inclusions dans la partie authigene du quartz. D) Quartz authigene, riche en inclusions de calcite, en remplacement d'un carbonate detritique ; E) Quartz authigene en pore-filling ; F) Surcroissance de quartz precoce, scellee par le ciment de dolomite ferrifere ; G) Surcroissance de quartz plus tardive, recouvrant le ciment de dolomite ferrifere ; H) surcroissance de Quartz partiellement corrodee par la kaolinite precoce. Calc. : ciment calcitique ; Carbd. : carbonate detritique ; Dold ; dolomite detritique ; Dolc. : ciment dolomitique ; Kaol1. : kaolinite precoce ; Py. : pyrite ; Qz : quartz detritique ; Qzc : quartz authigene. A) photographie sous microscopie a cathodoluminescence, B a H : cliches MEB. 272

Figure 7.10 : A) Surcroissance d'albite (foncee au MEB) sur plagioclase detritique a paillettes de sericite (en clair au MEB) et en remplacement de carbonate detritique ; B) Idem, avec albite diagenetique en echiquier, avec des reliques de feldspath potassique ; la texture est scellee par le ciment calcitique ; C) Albitisation d'un feldspath potassique (echiquier), a cimentation calcitique importante ; D) texture en echiquier d'un feldspath potassique albitise avec barytine, et des reliques de feldspath potassique ; E) Debut d'albitisation d'un plagioclase le long de fractures fines (albite authigene sombre dans le plagioclase vert en cathodoluminescence) ; F) Albitisation complete d'un feldspath potassique ; les anciennes perthites (luminescence bleu sombre) sont encore visibles dans l'albite authigene (non luminescente) ; G) Relation entre le ciment dolomitique et l'albitisation ; l'image montre un feldspath potassique albitise et calcitise. Notez que la surcroissance de dolomite englobe une perthite qui n'a pas servi de substrat pour l'albite authigene (non automorphe). H) La surcroissance de dolomite englobe du plagioclase, la fleche rouge montre une inclusion d'albite. A, B, C, D, G, H : cliches MEB ; E, F : photographie sous microscopie a cathodoluminescence. Ab. : albite authigene ; Ba. : barytine ; Calc : ciment calcitique ; Carbd : carbonate detritique ; Dolc. : ciment dolomitique ; Dold. : dolomite detritique ; Kf : feldspath potassique ; Kaol. : kaolinite ; Pl. : plagioclase detritique ; Qz : quartz. 274

Figure 7.11 : A) Ciment calcitique en remplacement de feldspath potassique ; B) Ciment calcitique ferrifere en remplacement de feldspath potassique albitise ; C) Ciment calcitique tres luminescent (riche en Mn) intergranulaire (blocky) et en remplacement de feldspath potassique ; D) Ciment intergranulaire sombre (calcite tres ferrifere), englobant de petits cristaux de kaolin (bleus en cathodoluminescence) ; E et F) vermicules de kaolinite precoce englobes dans le ciment calcitique ferrifere ; G) Grains competents (quartz et feldspath potassique), casses et cimentes par la calcite ferrifere, traduisant la compaction mecanique ; H Figure de pression-dissolution (stylolithe) entre grains de carbonate detritique, traduisant la compaction chimique ;. A, B, E et F : Photographies sous microscopie a cathodoluminescence ; C, D, G et H : cliches MEB. Ab.: albite authigene ; Bioc. : bioclaste ; Calc. : ciment calcitique ; Carbd. : carbonate detritique ; Kaol1. : kaolinite precoce ; Kf. : feldspath potassique ; Qz. : quartz detritique. 276

Figure 7.12 : A et B) Kaolinite tardive en pore-filling, corrodant le quartz detritique et la calcite ferrifere ; C et D) Kaolinite tardive, de petite taille, corrodant le ciment calcitique et les vermicules de kaolinite precoce, encore presents sous forme d'inclusions dans le ciment calcitique ; E) Distribution de la kaolinite tardive le long de fractures (indiquees avec les fleches rouges) attribuees a la decompaction. A a E : cliches MEB. Calc. : ciment calcitique ; Kaol1. : kaolinite precoce ; Kaol2. : kaolinite tardive ; Qz. :quartz. 278

Figure 7.13 : A) Diagramme plagioclase vs kaolinite realise a partir des donnees Qemscan ; B) Idem, avec les mesures de DRX roche totale ; C) Diagramme plagioclase vs feldspath potassique realise a partir des donnees Qemscan, D) Idem, avec les mesures DRX roche totale. 281

Figure 7.14 : Images Qemscan des trois types de gres ; A) riche en plagioclase(turquoise) et pauvre en kaolinite (vert) ; B) riche en kaolinite et pauvre en plagioclase ; C) Pauvre en kaolinite et plagioclase. 282

Figure 7.15 : A et B) diagramme Quartz vs Calcite realise a partir des donnees Qemscan et DRX roche totale respectivement, C) Gres riche en calcite montrant la presence de lithoclastes carbonates, en image Qemscan (droite) et en cathodoluminescence (gauche) ou les quelques grains de quartz sont indiques sur l'image (Qz.) D) Gres riche en quartz en image Qemscan (droite) et cathodoluminescence (gauche), les amas de kaolinite sont indiques (kaol). 283

Figure 7.16 : Proportions relatives de kaolinite, d'interstratifies Illite/Smectite (I/S), de chlorite et d'illite quantifiees en DRX sur fraction fine pour les echantillons greseux. 285

FIGURE 7.17 : DIFFRACTOGRAMME D'UN ECHANTILLON DE GRES KAOLINISE MONTRANT UN PIC DE KAOLINITE A 7Å TRES FIN, CE QUI SUGGERE UNE BONNE CRISTALLINITE DE LA KAOLINITE LIE A UNE ORIGINE AUTHIGENE. 286
FIGURE 7.18 : A) DIFFRACTOGRAMME TYPE DE L'ASSEMBLAGE PRESENTANT DE LA PALYGORSKITE A 10.4 Å ; B) DIFFRACTOGRAMME TYPE DE L'ASSEMBLAGE DOMINE PAR LA CHLORITE (FERRIFERE) ET L'ILLITE, SANS KAOLINITE; C) DIFFRACTOGRAMME TYPE DE L'ASSEMBLAGE DOMINE PAR LES I/S DE TYPE R0 ; D) DIFFRACTOGRAMME TYPE DE L'ASSEMBLAGE DOMINE PAR L'ILLITE ET LA CHLORITE. DIFFRACTOGRAMME NOIR : TRAITEMENT EN CONDITION NATURELLE ; BLEU : APRES SATURATION A L'ETHYLENE-GLYCOL ; ROUGE ; APRES CHAUFFAGE A 490°C DURANT 2 HEURES. 288
FIGURE 7.19 : PROPORTIONS RELATIVES DE KAOLINITE, D'INTERSTRATIFIES ILLITE/SMECTITE (I/S), DE CHLORITE ET D'ILLITE QUANTIFIEES EN DRX SUR FRACTION FINE DES LUTITES ET DIFFERENCIATION DES QUATRE ASSEMBLAGES ARGILEUX. 289
FIGURE 7.20 : EVOLUTION DES CORTEGES ARGILEUX DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA. A A E) BASSIN DE GRAUS-TREMP MARQUE PAR LA PRESENCE SYSTEMATIQUE D'I/S DE TYPE R0 (MARRON) ET DE KAOLINITE (BLEU) ; F ET G : ENVIRONNEMENTS PRODELTAIQUE ET TURBIDITIQUE PROXIMAL DE LA CASTISSENT 2 DOMINES PAR L'ILLITE (ROUGE) ET LA CHLORITE (VERT). 291
FIGURE 7.21 : EVOLUTION HORIZONTALE DES CORTEGES ARGILEUX DANS LES LUTITES DE LA FORMATION CASTISSENT. 292
FIGURE 7.22 : PARAGENESE DES SEDIMENTS DU BASSIN DE GRAUS-TREMP. LES DEUX PRINCIPAUX EVENEMENTS DIAGENETIQUE AFFECTANT LA COMPOSITION DES GRES SONT LA KAOLINISATION ET LA CALCITE DE COMPACTION (EN ROUGE). 296
FIGURE 7.23 : PARAGENESE DES SEDIMENTS DU BASSIN D'AINSA. LES EVENEMENTS DIAGENETIQUES MAJEURS SONT INDIQUES EN ROUGE. 297
FIGURE 8.1 : POLYEDRE DE SOLUTIONS LIMITE PAR DES MODES EXTREMES DANS LE CAS D'UN CAS OU M=6 ET N=3 (POSCH ET KURZ, 2007). 301
FIGURE 8.2 : COMPARAISON DES QUANTIFICATIONS DRX ROCHE TOTALE ET QEMSCAN. 306
FIGURE 8.3 : COMPARAISON DES MESURES DRX ROCHE TOTALE AVEC LES CALCULS A2M. 308
FIGURE 8.4 : COMPARAISON DES MESURES QEMSCAN AVEC LES CALCULS A2M. 311
FIGURE 8.5 : COMPARAISON DES MESURES DE PERTE AU FEU ENTRE 560°C ET 960°C ET LE CO_2 PORTE PAR LA CALCITE ET LA DOLOMITE CALCULEES PAR A2M. 311
FIGURE 8.6 : ARTEFACT DE CALCUL CONCERNANT A) LE FELDSPATH POTASSIQUE ET LA « MUSCILL », LIE A LA DISTRIBUTION DU POTASSIUM; B) LA PYRITE ET LA « BIOCHLO », LIE A LA DISTRIBUTION DU FER ; C) LA CHLORITE ET LA DOLOMITE LIE A LA DISTRIBUTION DU MAGNESIUM ; D ; LA CHLORITE ET LA « BIOCHLO » LIE A LA DISTRIBUTION DU FER. LES ARTEFACTS CORRESPONDENT AUX LIGNES DE COVARIANCES INDIQUEES PAR LES FLECHES ROUGES. 313
FIGURE 8.7 : DIAGRAMMES « MUSCILL » VS FELDSPATH POTASSIQUE ILLUSTRANT LES ARTEFACTS DE CALCUL DANS LES GRES TRES FINS ET FINS, LES LUTITES ET LES CARBONATES. 314
FIGURE 8.8 : DISCRIMINATION DE QUATRE TYPES DE GRES A PARTIR DES DIAGRAMMES KAOLINITE VS PLAGIOCLASE ET FELDSPATH POTASSIQUE VS PLAGIOCLASE. DEUX TYPES DE GRES SONT AFFECTES PAR LA DIAGENESE (GRES KAOLINISES ET ALBITISES), LES DEUX AUTRES TYPES SONT FAIBLEMENT IMPACTES PAR LA DIAGENESE. 317
FIGURE 8.9 : DIAGRAMME DE LA FRACTION CARBONATEE VS LA FRACTION SILICOALUMINEUSE RAPPORTEES AU QUARTZ DANS LES GRES MOYENS ET GROSSIERS DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA. LES ECHANTILLONS RICHES EN CARBONATES (CE+CI) SONT SEPARES PAR UN CUT-OFF. 321
FIGURE 8.10 : DIAGRAMME DE LA FRACTION CARBONATEE VS LA FRACTION SILICOALUMINEUSE RAPPORTES AU QUARTZ DANS LES GRES FINS ET TRES FINS DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA. LES ECHANTILLONS RICHES EN CARBONATES (CE+CI) SONT SEPARES PAR UN CUT-OFF. 322
FIGURE 8.11 : DIAGRAMME « FRACTION TERRIGENE »/QUARTZ VS DOLOMITE/QUARTZ, PERMETTANT DE DISCRIMINER LES CLASTES DOLOMITIQUES DANS LES CALCLITHITES. LES GRES TRES FINS ET FINS SONT FIGURES AVEC LES GRES MOYENS ET GROSSIERS. .. 323
FIGURE 8.12 : GRES MOYENS ET GROSSIERS : DIAGRAMME (BIOCHLO+ CHORITE+ SMECTITE+ MUSCILL)/QUARTZ VS (NAF+KF +KAOLINITE)/QUARTZ, PARTAGE EN TROIS DOMAINES CORRESPONDANT AUX ARENITES FELDSPATHIQUES, AUX LITHARENITES ET AUX LITHARENITES FELDSPATHIQUES. LES CALCILITHITES SONT AUSSI SUBDIVISEES DE LA MEME MANIERE. 324
FIGURE 8.13 : DIAGRAMMES TERNAIRES QUARTZ VS (FELDSPATH POTASSIQUE + PLAGIOCLASE + KAOLINITE) VS LITHIQUES (BIOCHLO + CHLORITE + MUSCILL + SMECTITE) DES GRES MOYENS A GROSSIERS. 325
FIGURE 8.14 : DIAGRAMME TERNAIRE PRESENTANT LA DISTRIBUTION DE LA DOLOMIE DETRITIQUE RELATIVEMENT A L'ABONDANCE DU MATERIEL PLUTONIQUE ET SEDIMENTAIRE OU METAMORPHIQUE SILICOCLASTIQUE RECYCLE DANS LES ECHANTILLONS DE GRES TRES FINS A GROSSIERS DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA. LES CALCLITHITES (FRACTIONS MOYENNES A GROSSIERES) NE SONT PAS REPRESENTEES. 327

FIGURE 8.15 : COMPARAISON DES PROPORTIONS D'ARGILES MESUREES DANS LES LUTITES PAR DRX FRACTION FINE VS CALCUL MINERALOGIQUE A2M. LE DIAGRAMME TERNAIRE DU BAS MONTRE LES PROPORTIONS DE MUSCILL, DE KAOLINITE ET DE SMECTITE DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP ET CELUI D'AINSA ISSUES DU CALCUL MINERALOGIQUE. ON REMARQUE QUE CERTAINES ECHANTILLONS DU BASSIN D'AINSA MONTRENT DE LA KAOLINITE ALORS QUE LES DRX FRACTION FINE N'EN MONTRENT PAS (CF. NOS RESULTATS PARTIE 7.2 DANS LE CHAPITRE 7). LES ECHANTILLONS DU BASSIN D'AINSA SONT PAR CONTRE POUR LA PLUPART PLUS RICHES EN MUSCILL, CE QUI SEMBLE REALISTE AU VU DES RESULTATS DRX FRACTION FINE.. 329

FIGURE 8.16 : RELATIONS NA/AL VS K/AL (A) ET MG/AL VS K/AL (B) EN PROPORTIONS MOLAIRES ENTRE LES COMPOSITIONS DES LUTITES ET CELLES DE LEURS FRACTIONS FINES, DANS LE GARUMNIEN, LES FORMATIONS MORILLO, CASTIGALEU ET CASTISSENT DU BASSIN DE GRAUS-TREMP ET DANS LA FORMATION CASTISSENT DU BASSIN D'AINSA..... 332

FIGURE 8.17 : REPARTITION DES COMPOSITIONS EN FONCTION DE LA TAILLE DE GRAIN (SYMBOLES) POUR LES UNITES RODA S.L., CASTIGALEU ET CASTISSENT, TOUTES COUPES CONFONDUES. LE TREND EN POINTILLES REPRESENTE LA CORRELATION DANS LA « BRANCHE DES LUTITES ». NB : ON NE PRETEND PAS QUE LE MODE D'ORGANISATION DES COMPOSITIONS SCHEMATISE ICI, QUI EST SIMILAIRE SUR CES TROIS EXEMPLES, SOIT GENERIQUE POUR TOUS LES SYSTEMES SILICOCLASTIQUES. 332

FIGURE 8.18 : REPARTITION DES COMPOSITIONS DES LUTITES ET DES GRES TRES FINS POUR LES UNITES RODA S.L., CASTIGALEU ET CASTISSENT, DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA. LA CORRELATION DANS LA « BRANCHE DES LUTITES » ET LES COMPOSITIONS EXTREMES DES FRACTIONS FINES SEPAREES ET DES GRES TRES FINS SERVENT DE BASE POUR LE CALAGE D'UN « PROXY GRANULOMETRIQUE » INDEXE SUR LE RAPPORT TI/AL (OU SI/AL) DU MATERIEL). 335

FIGURE 8.19 : REPARTITION DU QUARTZ ET DU PLAGIOCLASE (4A) ET DES CARBONATES (4B) DANS LA BRANCHE DES LUTITES POUR LES UNITES RODA S.L., CASTIGALEU ET CASTISSENT : LES ABONDANCES SONT NORMALISEES AU CONTENU NON CARBONATE (NC). LES SYMBOLES, RELATIFS AUX COUPES, SONT OUVERTS POUR LE BASSIN DE TREMP, ET PLEINS POUR LE BASSIN D'AINSA..... 335

FIGURE 8.20 : PROPORTIONS DE QUARTZ, CALCITE, FELDSPATH POTASSIQUE, PLAGIOCLASE, DOLOMITE ET ARGILES EN FONCTION DES GRANULOMETRIES SUR QUELQUES INTERVALLES LOCALISES DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA. 339

FIGURE 9.1 : ENSEMBLE DES DONNEES BRUTES UTILISEES DANS L'ANALYSE DES VARIABILITES MINERALOGIQUES LE LONG DE LA VALLEE DE L'ISABENA. 345

FIGURE 9.2 : BLOC 3D ILLUSTRANT LA PALEOGEOGRAPHIE A L'EOCENE INFERIEUR, AVEC LES PALEOCOURANTS ET LES SOURCES PROBABLES. LA FIGURE EST MODIFIEE D'APRES WHITCHURCH ET AL., (2011). LES CHEVAUCHEMENTS SONT EN ROUGE ; B : CHEVAUCHEMENT DE BOIXOLS ; MO : CHEVAUCHEMENT HORS SEQUENCE DE MORERRES ; MS : CHEVAUCHEMENT DE MONTSEC ; LP : CHEVAUCHEMENT DE PEDRAFORCA INFERIEUR (PYRENEES ORIENTALES) ; UP : CHEVAUCHEMENT DE PEDRAFORCA SUPERIEUR (PYRENEES ORIENTALES). NAPPES DE SOCLES ; R : UNITE DE RIALP ; O : UNITE D'ORRI ; N : UNITE DE NOGUERES QUI EST A L'EROSION PENDANT L'EOCENE INFERIEUR. 348

FIGURE 9.3 : COMPARAISON DES ZONES AVEC ET SANS PLAGIOCLASE DANS LES GRES ET LUTITES LE LONG DE LA COUPE DE L'ISABENA. LES ZONES A PLAGIOCLASE SONT COLOREES EN VERT..... 353

FIGURE 9.4 : EVOLUTION DE LA MINERALOGIE DANS LES GRES ET DES CORTEGES ARGILEUX DANS LES LUTITES ET LES CARBONATES LE LONG DE LA COUPE DE L'ISABENA. 355

FIGURE 9.5 : GRANDES TENDANCES DE L'EVOLUTION CLIMATIQUE ET DES SOURCES INDIQUEES PAR L'ETUDE DES CORTEGES ARGILEUX DES LUTITES ET DU CORTEGE MINERALOGIQUE DES GRES MOYENS ET GROSSIERS, LE LONG DE LA VALLEE DE L'ISABENA..... 369

FIGURE 10.1 : EVOLUTION DES CORTEGES MINERALOGIQUES DANS LES GRES DES FORMATIONS CASTIGALEU ET CASTISSENT DANS LES COUPES DE SOUTH RIBAGORZANA, ISABENA ET CAMPO. 374

FIGURE 10.2 : A) PROFIL DE DEPOT DE LA FORMATION CASTIGALEU ; B) DISTRIBUTIONS MINERALOGIQUES LE LONG DU PROFIL DE DEPOT ; C) BLOC 3D SCHEMATISANT LA PALEOGEOGRAPHIE DE LA FORMATION CASTIGALEU ET SES SOURCES. 377

FIGURE 10.3 : SCHEMA ILLUSTRANT L'IMPACT DE LA TECTONIQUE SUR LA MINERALOGIE. A) PHASE DOMINEE PAR LA MIGRATION DU CHEVAUCHEMENT FRONTAL DU MONTSEC : LE BASSIN PIGGYBACK EST EN SURRECTION ET MET A L'EROSION LES NAPPES MESOZOÏQUES ; B) PHASE DOMINEE PAR LA SURRECTION DE LA ZONE AXIALE QUI ALIMENTE LE BASSIN : LE PIGGYBACK EST AFFECTE PAR LA FORTE SUBSIDENCE FLEXURALE, QUI LIMITE LA SURRECTION DES NAPPES MESOZOÏQUES ET L'APPORT DE LITHIQUES SEDIMENTAIRES ET DE DOLOMITES DANS LE BASSIN. 378

FIGURE 10.4 : A) PROFIL DE DEPOT DE LA FORMATION CASTISSENT ; B) SYNTHESE DES DISTRIBUTIONS MINERALOGIQUES REALISEE A PARTIR DES DONNEES MINERALOGIQUES DES COUPES DE SOUTH RIBAGORZANA (B), ISABENA (C), BACAMORTA (D) ET CAMPO (E) PRESENTEES EN **FIGURE 10.1**. 380

FIGURE 10.5 : EVOLUTION DES CORTEGES ARGILEUX LE LONG DE LA FORMATION CASTISSENT DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP. A) LOCALISATION DES SECTIONS ECHANTILLONNEES POUR LES ANALYSES DRX FRACTION FINE ET EVOLUTION LONGITUDINALE DU

cortege argileux des lutites dans le Bassin de Graus-Tremp; B) Detail de la coupe de South Ribagorzana ; C) Detail de la coupe de l'Isabena ; D) Detail de la coupe de Bacamorta ; E) Detail de la coupe de Campo 381
Figure 10.6 : A) Carte de localisation des sections realisees sur la Formation Castissent ; Profil de depot de la Formation Castissent : B) Correlation stratigraphique et localisation des coupes ; C) Evolution horizontale de l'accommodation ; D) des lithologies. 383
Figure 10.7: Schema d'empilement des deux nappes fluviatiles au niveau A) des coupes de Collatrava et de Mas del Faro et B) des coupes de Montanana, Luzas et LuzasC, les conglomerats ne sont pas distingues. 385
Figure 10.8 : Evolution le long du profil de depot de la Formation Castissent. A) Correlation stratigraphique et localisation des coupes ; B) Evolution horizontale de l'accommodation ; C) des lithologies ; D), E), F) Evolution mineralogique dans les lutites, les gres fins et tres fins, les gres moyens et grossiers ; G) Evolution mineralogique de l'ensemble des lithologies (hors conglomerats) les conglomerats ont ete retire. 388
Figure 10.9 : Distribution mineralogique le long du Profil de depot (A ; B) et bloc 3D schematisant la paleogeographie de la Formation Castissent et ses sources. 391
Figure 11.10 : Proposition d'une demarche integree pour la determination des facteurs de controle de la mineralogie dans un bassin sedimentaire. Cette demarche est celle que nous avons adoptee dans notre travail ; elle est accompagnee par la mention de methodes alternatives (en particulier dans le cas d'etudes de subsurface) ou complementaires pour ameliorer la demarche.....399
Figure 11.11 : Synthese de l'ensemble de notre demarche conduisant a une quantification semi-automatique de la mineralogie a l'echelle du bassin.....401
Figure 11.12 : Integration la quantifications mineralogiques au workflow de Michael (2013). Ceci permettrait d'approcher les bilans mineralogiques volumiques et faciliterait la discrimination des facteurs de controles sur l'enregistrement sedimentaire et mineralogique. 407
Figure 11.13 : Synthese des resultats de l'etude stratigraphique et mineralogique realisee dans le Bassin Graus-Tremp-Ainsa permettant de proposer une reconstitution de l'evolution du bassin avec l'impact des facteurs de controle sur l'architecture stratigraphique et la mineralogie.....409
Figure 11.14 : Schema general synoptique de la filiation mineralogique depuis la source du sediment jusqu'a son enfouissement. Il presente l'ensemble des forçages cles sur la mineralogie qu'il faudrait prendre en compte pour predire ou modeliser les distributions mineralogique dans un bassin sedimentaire. 417
Figure 11.15 : Exemples de trajets d'evolution d'un sediment dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa a l'Eocene Inferieur conditionnant sa mineralogie finale. Cette mineralogie est dans notre cas modulees par cinq parametres qu nous avons estimes de façon qualitative.....420

Liste des tableaux

Table 3.1 : Classement des environnements de depot en systeme de depot et domaine 108
Table 6.1 : Table des facteurs correctifs utilisee pour la quantification des principaux mineraux argileux (Holtzapffel, 1985). 213
Table 7.1 : Tableau synthetisant les observations petrographiques relatives a la provenance des sediments dans le bassin de Graus-Tremp-Ainsa. 256
Table 7.2 : Table de donnees des analyses Qemscan 279
Table 7.3 : Table de donnees des analyses DRX sur roche totale.....280
Table 7.4: Tableau synthetisant les observations petrographiques et mineralogiques relatives a la diagenese dans le bassin de Graus-Tremp-Ainsa. 295
Table 8.1 : Donnees d'entree du calcul normatif sous A2M (liste des mineraux et stœchiometrie associee). La deuxieme donnee d'entree (triviale) est le poids moleculaire des oxydes et des mineraux ci-dessus. 303

TABLE 8.2 : LISTE DES ESPECES MINERALES PRINCIPALES QUANTIFIEES PAR LES TROIS METHODES ET DE LEURS CORRESPONDANCES. LA DRX NE PERMET PAS DE DISCRIMINER LES DEUX TYPES DE MICAS (BIOTITE ET MUSCOVITE), ET LE CALCUL A2M NE SEPARE PAS L'ILLITE DE LA MUSCOVITE. 304
TABLE 8.3 : COMPARAISON DES QUANTIFICATIONS MINERALOGIQUES MESUREES PAR LES DRX ROCHE TOTALE ET LE QEMSCAN. LES CASES GRISEES CORRESPONDENT A DES REGROUPEMENTS DE MINERAUX. 305
TABLE 8.4 : COMPARAISON DES QUANTIFICATIONS MINERALOGIQUES A2M AVEC LES MESURES DRX EN ROCHE TOTALE. LES CASES GRISEES CORRESPONDENT A DES REGROUPEMENTS DE MINERAUX. 307
TABLE 8.5 : COMPARAISON DES QUANTIFICATIONS MINERALOGIQUES MESUREES PAR LES QEMSCAN ET LE CALCUL A2M. LES CASES GRISEES CORRESPONDENT A DES REGROUPEMENTS DE MINERAUX. 309
TABLE 9-1 : ORIGINE DES MINERAUX ET CLASTES ETUDIES DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA. 347
TABLE 9-2 : TYPES DE CONTRIBUTIONS MIS EN EVIDENCE DANS LA VALLEE DE L'ISABENA. 349
TABLE 9-3 : ORIGINE DES DIFFERENTS TYPES D'ARGILES DETRITIQUES. 350
TABLE 9-4 : TYPES DE SOLS ET CORTEGES ARGILEUX DEVELOPPES SOUS LES DIFFERENTS TYPES DE CLIMAT (D'APRES MEUNIER, 2003 ET CHAMLEY, 1989). LES CLIMATS FROIDS NE SONT PAS TRAITES ICI. 351

INTRODUCTION GENERALE

PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS DE LA THESE : POURQUOI ETUDIER LES DISTRIBUTIONS MINERALOGIQUES DANS LES BASSINS SEDIMENTAIRES ?

L'étude des réservoirs présente un intérêt particulier pour l'industrie pétrolière ainsi que pour le stockage de CO_2 en raison de leurs propriétés pétrophysiques (porosité et perméabilité) permettant la migration et le piégeage d'hydrocarbures ou de fluides réactifs. Les enjeux actuels induisant la recherche de réservoirs pétroliers de plus en plus profonds et donc soumis à des conditions de pression température particulières, ainsi que l'injection de fluides réactifs dans des roches réservoirs, rendent de plus en plus indispensable la caractérisation de la minéralogie des réservoirs encaissants en raison de son interaction avec les fluides ambiants.

Les propriétés pétrophysiques varient en fonction de la nature du sédiment (faciès et minéralogie primaire) et de leur évolution post-dépôt lors de la diagenèse. C'est ainsi que les caractérisations sédimentologique, pétrophysique et diagénétique des réservoirs apparaissent donc liées et font l'objet de nombreuses recherches. Ces recherches se sont centrées sur la description sédimentologique, pétrophysique, et architecturale de réservoirs afin d'appréhender la géométrie des corps réservoirs et des barrières de perméabilité. Les données et résultats ont ainsi permis de mettre en place des modèles déterministes et géostatistiques destinés à rendre compte des hétérogénéités existantes dans les réservoirs. La prise en compte dans ces modèles des transformations des propriétés pétrophysiques des roches réservoirs par l'évolution de la minéralogie lors de la diagenèse a renforcé l'étude de ce processus. La modélisation permet alors de reconstituer l'histoire diagénétique d'une roche réservoir et de mettre en évidence des hétérogénéités de composition et de perméabilité, ce qui est un point clé pour établir une stratégie de développement.

Cependant, la distribution minéralogique initiale (au moment du dépôt des sédiments) est très peu prise en compte dans la caractérisation de réservoirs, alors que ce facteur joue un rôle essentiel dans l'évolution diagénétique des réservoirs gréseux que cela soit au cours des stades précoces juste après le dépôt du sédiment (éodiagenèse) à des phases tardives sous recouvrement important (mésodiagenèse). La minéralogie initiale d'un sédiment et sa transformation diagénétique est impactée par :

- la nature et la quantité des éléments figurés (grains extrabasinaux quartzeux, feldspathiques ou lithiques, grains intra-basinaux carbonatés ou non, glauconie, phosphates...),
- la nature et la quantité des argiles,
- la nature et l'abondance de la matière organique.

L'enjeu est alors de caractériser la composition minéralogique moyenne des différents faciès qui composent un réservoir gréseux. Cependant la variabilité spatiale et temporelle des éléments (ainsi que leur prédiction) entrant dans la composition initiale d'un sédiment doit aussi être précisée

car la composition minérale d'un sédiment peut varier avec la granulométrie des sédiments (tri hydrodynamique des éléments pendant leur mode de transport et dépôt) et la nature des éléments (dépendant de la source du sédiment et du climat). Ceci induit des hétérogénéités minéralogiques préexistantes à la diagenèse, potentiellement à l'origine d'hétérogénéités pétrophysiques dans le réservoir. Il apparait donc aujourd'hui nécessaire de construire des modèles de bassin et de réservoirs prenant en compte la distribution des faciès sédimentaires et d'y estimer une minéralogie. Il faut déterminer l'origine des minéraux intervenant dans les transformations diagénétiques, caractériser leurs distributions horizontale et verticale, et identifier les facteurs de contrôle de ces distributions. Pour cela, nous avons pris le parti d'utiliser le potentiel de l'outil d'investigation géochimique, puisque les variations de composition chimique sont liées aux proportions des minéraux constitutifs. De plus, l'étude de la géochimie s'avère utile dans de nombreux cas pour appréhender la source des sédiments, leur condition d'altération et leur tri granulométrique : cette technique, automatisée, peu coûteuse et une des moins chronophages, nous a semblé indispensable pour traiter l'échelle du bassin sédimentaire, sur un nombre important d'échantillons.

Les objectifs de la thèse sont de développer une méthodologie pour caractériser et quantifier l'évolution spatiale de la minéralogie initiale dans un bassin sédimentaire à partir de la géochimie minérale. Dans un second temps, l'objectif sera de discriminer les facteurs de contrôle de la distribution de minéralogie initiale.

CHOIX DU CAS D'ETUDE

Pour améliorer la compréhension des facteurs de contrôle de la distribution minéralogique dans un bassin sédimentaire, il est préférable de travailler sur un bassin dont :

- l'évolution tectonique est spatialement différenciée, afin de comparer des zones du bassin soumises à des régimes tectoniques différents, et ainsi discriminer l'impact de la tectonique de l'influence climatique (similaires sur l'ensemble du bassin si celui-ci est d'extension suffisamment limitée),
- l'ensemble du profil de dépôt du continental au marin profond est descriptible afin de caractériser l'ensemble des évolutions minéralogiques, et de pouvoir établir des bilans géochimiques à l'échelle de l'ensemble du bassin,
- l'évolution tectonique du bassin est connue, notamment l'histoire de ses sources,
- la période géologique correspond à des évolutions contrastées du climat pour caractériser l'impact du climat sur les cortèges minéralogiques.

Sur la base de ces critères, nous avons choisi d'étudier le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa à l'Eocène Inférieur pour plusieurs raisons :

- C'est un bassin d'avant-pays de type *piggyback*, c'est-à-dire influencé par la tectonique et notamment par la mise en place de grands chevauchements frontaux de direction E-O (et donc parallèle aux Pyrénées) se propageant en séquence vers le Sud et l'extérieur de l'orogène. Ceci

peut laisser suggérer un forçage tectonique sur l'évolution et le partitionnement des dépôts (et de leur minéralogie).

- A l'Eocène, le bassin sédimentaire est une gouttière étroite limitée vers le Sud par le chevauchement frontal du Montsec: il présente une sédimentation d'abord carbonatée, puis de type fluvio-deltaïque au niveau du Bassin de Graus-Tremp, passant à l'Ouest à une sédimentation turbiditique au niveau du Bassin d'Ainsa. Ainsi ce bassin présente tout l'éventail des environnements de dépôt depuis les systèmes continentaux amont (cônes alluviaux et ceintures fluviales) aux systèmes deltaïques et turbiditiques.
- Ce bassin est historique, notamment depuis l'excursion de Rosell J. and C. Puigdefabregas en 1975. Les conditions d'affleurements plutôt bonnes, et la diversité des environnements de dépôts décrits ont permis de nombreuses études d'analogues de réservoirs. L'âge des dépôts de certains intervalles a été contraint par des études biostratigraphiques et magnétostratigraphique. Les concepts de la stratigraphie séquentielle ont été introduits dans le Bassin Sud-Pyrénéen par Mutti et al., (1988), particulièrement pour les environnements turbiditiques, puis appliqués à d'autres intervalles plus localisés. Ce bassin a suscité aussi de nombreuses études structurales, concernant autant le bassin et ses structures tectoniques que l'orogène et son exhumation. A l'échelle du bassin, plusieurs travaux ont permis la reconnaissance de discordances majeures, délimitant des unités ou cycles tectono-stratigraphiques. Cependant, il est apparu rapidement au cours de notre travail qu'aucune tentative de corrélation stratigraphique haute résolution n'avait été effectuée à l'échelle du bassin, depuis les environnements proximaux aux domaines distaux.
- L'Eocène Inférieur est marqué par une forte variabilité climatique avec une augmentation des températures jusqu'à l'Optimum de l'Eocène Inférieur (Zachos et al., 2001). Cette évolution globale est interrompue par l'anomalie climatique du PETM (Paléocène Eocène Thermal Maximum), qui a suscité de nombreuses études dans le Bassin Sud-Pyrénéen.

Cependant, les sédiments de ce bassin sont affectés par la diagenèse (Weltje et al., 1996; Mansurbeg et al., 2009) ce qui va donc impacter la géochimie/minéralogie des sédiments. Ceci complique donc la caractérisation de la minéralogie initiale, et aura tendance à biaiser les proxies géochimiques couramment utilisés dans la littérature. De plus, nous travaillons sur un bassin ancien, et donc sur des sédiments consolidés, ce qui empêche l'application de techniques utilisées dans l'actuel (étude de l'assemblage des minéraux lourds, possibilité de tri granulométrique par tamisage, etc…).

METHODOLOGIE GENERALE ET ORGANISATION DU MANUSCRIT

Afin de caractériser et quantifier l'évolution spatiale de la minéralogie initiale dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa et discriminer les facteurs de contrôle de la distribution de cette minéralogie, nous avons mis en place une méthodologie originale, basée sur une approche multidisciplinaire, multi-analytique et multi-échelle qui couple sédimentologie, stratigraphie, géochimie et minéralogie. Cette approche s'articule autour de trois étapes, qui sont présentées dans le manuscrit dans trois volets, répondant à des problématiques plus précises apparues au cours de notre travail (Figure 0.1).

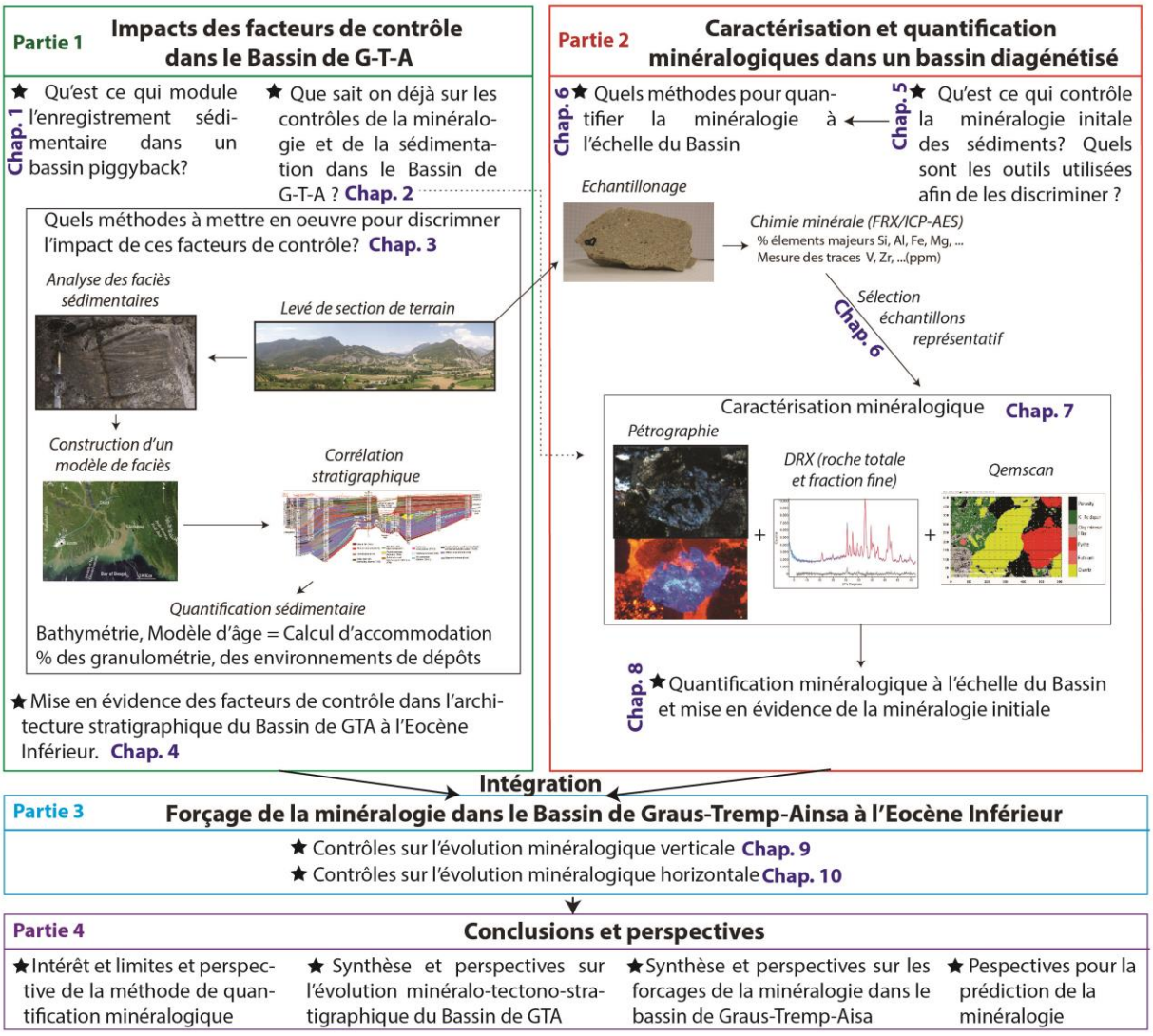


Figure 0.0 *: Ensemble des étapes réalisées au cours de notre travail.*

Le premier volet, est articulé autour de quatre chapitres afin de répondre à la question suivante : Comment peut-on discriminer dans le Bassin *piggyback* de Graus-Tremp-Ainsa la part des facteurs de contrôle à partir de l'enregistrement sédimentaire à l'Eocène Inférieur ?:

- Le **premier chapitre** est un état de l'art sur les facteurs de contrôle modulant le remplissage d'un bassin d'avant-pays et plus particulièrement de type *piggyback*. Ces facteurs vont conditionner le type de sédimentation, le partitionnement des dépôts, leur évolution et donc l'assemblage stratigraphique. Les facteurs de contrôle du remplissage d'un bassin *piggyback* sont nombreux et interagissent les uns avec les autres. Les forçages qui modulent l'enregistrement d'un bassin piggyback sont de deux ordres : régionaux (eustatisme, climatique et tectonique à l'échelle du *foreland*) et locaux, d'ordre tectonique, et liés à la dynamique du bassin *piggyback* lui-même.
- Le **deuxième chapitre** propose une synthèse bibliographique concernant le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa à l'Eocène Inférieur. Cette synthèse montre que la dynamique orogénique des Pyrénées est marquée par la mise en place de Nappes de Socle dans le prisme orogénique (Zone Axiale) et de Nappes Sédimentaires dans le bassin *foreland*. Nous nous sommes donc dans un premier temps intéressés à l'évolution de la Zone Axiale des Pyrénées, qui nous

apporte, entre autres, des contraintes sur la nature des roches mises à l'érosion et alimentant notre système sédimentaire. Puis l'étude des Nappes Sédimentaires nous a montré la nature des roches sédimentaires aussi mises à l'érosion pendant la dynamique du *foreland* et contraint le cadre structural du bassin à l'Eocène Inférieur (localisation et timing des chevauchements actifs). Enfin, nous avons synthétisé les connaissances historiques concernant les dépôts sédimentaires de l'Eocène Inférieur, ce qui nous a permis de construire une première trame lithostratigraphique des dépôts. Nous avons enfin contraint l'évolution climatique à l'Eocène Inférieur et passé en revue les études précédentes concernant la provenance des sédiments, leur diagenèse et leur partitionnement granulométrique dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa.

- Le **troisième chapitre** présente les données à partir desquelles l'étude sédimentologique de terrain s'est effectuée, et les méthodes de travail suivies pour 1) la construction du cadre séquentiel et 2) l'identification et la déconvolution des facteurs de contrôle au cours du remplissage du bassin.
- Le **quatrième chapitre** présente les résultats concernant l'étude sédimentologique et stratigraphique réalisée dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa. Sous la forme d'un article en cours de préparation, nous présentons notre corrélation stratigraphique haute résolution effectuée à l'échelle du Bassin. Puis nous discutons de l'impact du climat, de la tectonique et de l'eustatisme au cours de l'évolution sédimentologique et stratigraphique du bassin.

Le deuxième volet tente de répondre à différentes questions: Comment rendre compte de la minéralogie initiale dans un bassin sédimentaire affecté par la diagenèse ? Quelle méthodologie utiliser pour caractériser et quantifier la minéralogie des sédiments à l'échelle du bassin, et sur l'ensemble des lithologies ? Ces questions sont traitées dans quatre chapitres :

- Le **cinquième chapitre** présente une revue des facteurs qui contrôlent la minéralogie dans les sédiments, et quels sont les outils classiquement utilisées qui permettent de les mettre en évidence.
- Le **sixième chapitre** présente la méthodologie multi-analytique mise en œuvre afin de quantifier la minéralogie à l'échelle du bassin. Il présente aussi l'étude de la variabilité géochimique comme outil de sélection d'échantillons représentatifs.
- Le **septième chapitre** correspond à la caractérisation directe de la minéralogie par pétrographie et DRX réalisée sur les échantillons représentatifs. Cette caractérisation a comme objectif de faire la part entre le matériel diagénétique et détritique des sédiments, et de mettre en évidence la distribution, au premier ordre, de ce matériel dans le bassin sédimentaire.
- Le **huitième chapitre** présente l'extension de la caractérisation de la minéralogie à l'échelle du bassin, en utilisant un calcul minéralogique réalisé à partir des analyses chimiques en roche totale comme outil d'*upscaling*. Nous présenterons nos résultats concernant la caractérisation des sources et leur distribution à grande échelle. L'impact de la diagenèse et sa distribution seront aussi mis en évidence à l'échelle du bassin. Enfin, l'impact du tri hydraulique sera aussi quantifié.

Le troisième volet tentera de répondre à la question suivante **Comment déconvoluer l'impact et les signaux des facteurs de contrôle dans la minéralogie?** Il s'articule autour de deux chapitres qui reposent sur l'intégration des quantifications minéralogiques effectuées dans le volet 2 au cadre stratigraphique présenté dans le volet 1. Ce travail repose sur des quantifications minéralogiques.

- Le **chapitre 9** a comme objectif d'identifier au cours du temps l'impact de la tectonique, du climat et de la diagenèse, à travers l'étude détaillée de la minéralogie le long d'une section de référence.
- Le **chapitre 10** s'intéresse à l'évolution spatiale de la minéralogie dans deux intervalles ciblés. Nous mettrons en évidence l'impact des changements de sources le long des profils de dépôt.

Le dernier volet fait office de conclusions générales et met en perspectives l'ensemble de nos travaux. Plusieurs axes seront abordés 1) la méthodologie mise en œuvre dans la quantification de la minéralogie à l'échelle du bassin, avec ses intérêts, ses limites et son application potentielle dans les approches « source-to-sink », 2) l'évolution minéralo-tectono-stratigraphique du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa et 3) les facteurs de contrôle de la minéralogie dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa.

Partie 1. Impact des facteurs de contrôle dans le remplissage sédimentaire du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa à l'Eocène Inférieur : caractérisation sédimentologique et stratigraphique

Chapitre 1. CONTROLES DE LA SEDIMENTATION DANS UN BASSIN *PIGGYBACK*

L'objectif de ce chapitre est de faire un point concernant l'impact et la signature des facteurs de contrôle sur le remplissage sédimentaire d'un bassin *piggyback*, et notamment sur les flux sédimentaires et l'accommodation.

L'enregistrement sédimentaire dans un bassin, et donc son organisation stratigraphique, sont contrôlés par trois facteurs allocycliques :

- L'eustatisme correspond aux variations du niveau absolu de la mer et contrôle 1) le « volume » du bassin par montée ou chute eustatique et 2) la production in-situ carbonatée ou la sédimentation évaporitique. Son impact sur l'enregistrement sédimentaire est présenté en partie 1.1.
- La tectonique influe sur la géométrie et le volume du bassin, ainsi que sur le flux de sédiments (et sa nature) en augmentant par exemple le potentiel érosif des bassins versants par surrection tectonique. La partie 1.2 montre l'impact de la tectonique sur l'évolution d'un bassin d'avant-pays et le dépôt des sédiments dans un bassin *piggyback*.
- Le climat va aussi jouer sur les flux sédimentaires des bassins versants via l'érosion et sur la production in-situ. Ceci est appréhendé dans la partie 1.3.

Comprendre comment ces facteurs de contrôle influencent la succession sédimentaire, le partitionnement des dépôts, la mise à exhumation de roches sources et leur érosion est nécessaire pour préciser dans un second temps quels peuvent être les forçages de la distribution minéralogique dans ce type de bassin.

1.1 CONTROLES EUSTATIQUES

Le dépôt des sédiments dans les bassins sédimentaires n'est possible que s'il y a suffisamment de création d'espace pour contrebalancer l'effet de comblement par les sédiments (Lafont, 1994). Cet espace disponible pour la sédimentation est défini comme l'accommodation, ou niveau marin relatif, (Jervey, 1988) et est contrôlé par l'eustatisme et la tectonique (subsidence du bassin ; Figure 1.1). Il peut être estimé par la somme de l'épaisseur cumulée des sédiments (accommodation remplie) et de la paléobathymétrie (accommodation non remplie).

Les variations de l'accommodation sont dues au couplage de cycles de différentes échelles de temps (Guillocheau, 1995) : 1) des cycles court terme de 10000 à 400000 ans (4ème à 6ème ordre sensu

Vail, 1991), généralement attribués à un contrôle orbital (glacio ou climato-eustatisme); 2) des cycles de l'ordre du million d'années (cycle de 3ème ordre) dus au couplage entre tectonique locale et évolution eustatique long terme et 3) des cycles de quelques dizaines à centaines de millions d'années (cycles de 2ème et 1er ordre) induits par la tectonique globale.

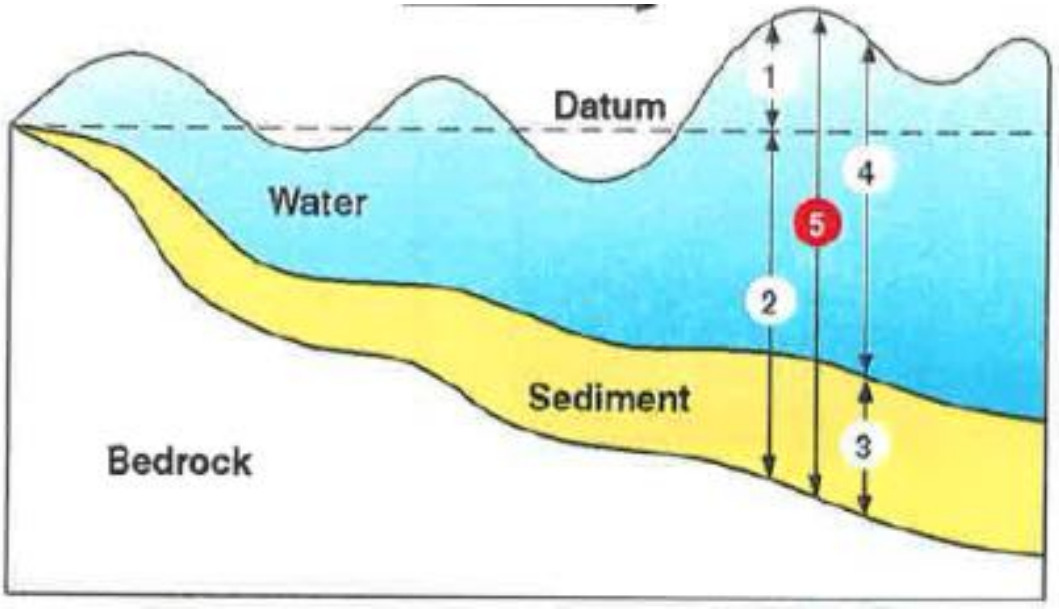


Figure 1.1 *: Schéma synthétique des différentes notions relatives à l'accommodation avec 1) le niveau eustatique, 2) la subsidence, 3) l'épaisseur des sédiments cumulés (et donc l'accommodation remplie) ; 4) l'accommodation non remplie (=bathymétrie); 5) le niveau marin relatif ou accommodation totale (Homewood et al., 2000).*

Dans les bassins d'avant-pays, et notamment le bassin d'avant-pays sud-pyrénéen, il a été montré que des cycles eustatiques haute fréquence (présentant des périodes de 40 000 à 500 000 ans) pouvaient moduler une subsidence tectonique différentielle et contrôler l'enregistrement sédimentaire en induisant des séquences de progradation-rétrogradation de l'ordre de la dizaine de mètres d'épaisseur (Granjeon et al., 1994), corrélables à l'échelle du bassin.

1.2 CONTROLES TECTONIQUES

1.2.1 Impact régional de la tectonique à l'échelle du bassin d'avant-pays

Les bassins d'avant-pays sont des bassins caractéristiques des zones de convergence de plaques lithosphériques (Dickinson, 1974). Ils se forment par flexure de la lithosphère continentale et se développent sur la croûte continentale entre une ceinture orogénique et un craton stable, en réponse à un système de subduction. C'est parce que ce type de bassin se forme en réponse au poids lié à la charge de matière crustal allochtone dans l'orogène (subsidence isostatique) qu'il présente, en coupe transversale, une géométrie asymétrique, avec le développement des zones les plus subsidentes proches de l'orogène.

Un bassin d'avant-pays est classiquement divisé en quatre zones de dépôts (selon la terminologie de DeCelles and Giles, 1996) qui ne vont pas avoir la même évolution (**Figure 1.2**):

- la zone de *wedge-top* est la partie du bassin d'avant-pays incorporée à la chaîne, dans laquelle des dépôts sédimentaires ont toujours lieu. Ceux-ci sont transportés passivement sur le dos des chevauchements d'où l'appellation de bassin en *piggyback.*
- Le *foredeep* est la zone la plus subsidente située au niveau du front.
- Le *forebulge* est la zone de la marge distale qui se soulève plus ou moins en réponse à la flexure de la lithosphère.
- Le *back-bulge* est une zone plus ou moins subsidente à cause de l'amortissement de la flexure en arrière du *forebulge*.

Dans un bassin d'avant-pays, le principal moteur de l'augmentation de l'accommodation va être la **subsidence flexurale**, qui dépend de plusieurs paramètres.

- La charge topographique de l'orogène. Plus la charge sera importante, plus le bassin sera profond (DeCelles and Giles, 1996; Beaumont, 1981; Jordan, 1981). Ainsi, si on considère un orogène en train de croître (par ajout de matière à l'intérieur du prisme) et de s'élargir (en avançant vers l'extérieur de la chaîne), plusieurs phénomènes vont avoir des conséquences sur la flexure de la lithosphère. Le *forebulge*, initialement zone en surrection bordant le bassin d'avant-pays, va avoir tendance à subsider, et le *foredeep* va montrer une subsidence accrue et se déplacer vers l'extérieur du système.
- L'entrainement (et le poids) de la lithosphère océanique qui subducte dans le cas de bassin d'avant-pays périphérique (DeCelles and Giles, 1996).
- Les propriétés mécaniques et rhéologiques de la plaque chevauchée. Sur une plaque peu rigide, l'avant-pays est étroit et profond. A l'inverse, sur une plaque relativement rigide, il sera large et peu profond (Sinclair et al., 1991). Le comportement mécanique long-terme de cette plaque est également très important. Selon qu'il s'agit d'une lithosphère élastique (Jordan, 1981 ; Flemings et Jordan, 1989) ou bien viscoélastique (Beaumont, 1981), la réponse va être significativement différente. Dans le premier modèle, la réponse est quasi-instantanée à l'échelle des temps géologiques. Dans le second modèle, la réponse est différée et l'intensité de la déformation varie en fonction du temps.
- L'impact des taux d'érosion de l'orogène sur la géométrie du bassin. Ce paramètre divise la communauté. Certains auteurs considèrent que l'érosion de l'orogène réduit sa masse et donc sa charge, ce qui va diminuer l'épaisseur du bassin par remontée isostatique (Jordan, 1981; Heller et al., 1988). Au contraire, Sinclair et al., (1991) suggèrent plutôt une augmentation de la masse du bassin suite à l'accumulation des sédiments et donc une augmentation de la largeur et de la profondeur du bassin.
- D'autres paramètres vont impacter la subsidence flexurale et donc la géométrie des bassins d'avant-pays comme la vitesse de chevauchement de l'orogène, qui va influer sur la largeur du bassin (plus la vitesse est rapide, plus le bassin est étroit ; Sinclair et al., 1991), ou encore l'angle du chevauchement, qui va modifier la profondeur du bassin (plus l'angle est élevé, plus le bassin est profond ; Sinclair et al., 1991).

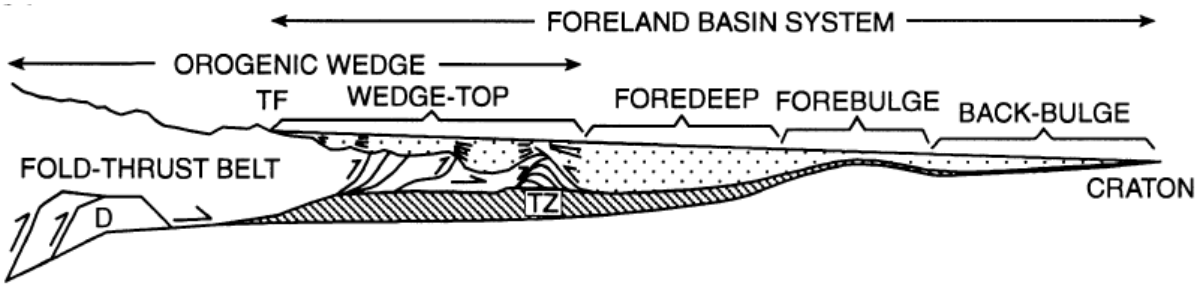


***Figure 1.2**: Coupe schématique à travers un bassin d'avant-pays, avec les zones de wedge-top, de foredeep, de forebulge et de back-bulge. TF : front topographique de l'orogène ; D : Duplex dans le prisme orogénique ; TZ : Zone triangulaire frontale (DeCelles and Giles, 1996).*

La question de l'impact d'une **tectonique épisodique** a aussi alimenté de nombreuses discussions. Pour Flemings et Jordan (1989) et Heller et al. (1988), les phases d'activité tectonique sont marquées par un bassin sous-alimenté avec :

- le mouvement du *forebulge* vers le bassin (i.e. vers l'orogène), et une discordance angulaire dans les zones externes (Flemings and Jordan, 1989),
- l'augmentation de la subsidence vers l'orogène, et une géométrie étroite et profonde du bassin avec une forte subsidence,
- le piégeage de sédiments grossiers près du front de chevauchement (« conglomérats syntectoniques », Heller et al., 1988 ; **Figure 1.3**) avec une progradation générale des sédiments au pied de l'orogène ponctuée de séquences rétrogradantes traduisant le jeu des chevauchements. En effet, l'activité tectonique résulterait en une rétrogradation des sédiments liée à l'augmentation de l'accommodation.

Au contraire, les périodes de quiescence sont marquées par la migration du forebulge vers le craton, et un stade de bassin suralimenté. Lors des périodes de quiescence tectonique, Heller et al. (1988) suggèrent une baisse de la charge par érosion de la chaîne, un rebond isostatique régional (avec une discordance dans les parties proximales) et une progradation des sédiments vers le craton, pouvant recouvrir en onlap la marge du bassin (conglomérats « antitectoniques »). Ceci impliquerait qu'une séquence granocroissante en pied de chaîne suggérerait une phase d'activité tectonique alors qu'une même séquence en domaine distal indiquerait une phase de quiescence.

D'autres approches qui traitent de la dynamique d'érosion des bassins versants et la dispersion des sédiments montrent des résultats similaires avec, pendant les phases à taux de subsidence tectonique élevé, un piégeage proximal de prismes conglomératiques de courte longueur d'onde, avec une rapide diminution des tailles de grains. Les phases à faible taux de subsidence tectonique montrent la mise en place de vastes systèmes silicoclastiques à très faible gradient de diminution de la taille des grains. Le temps de réponse du paysage à un changement de forçage tectonique serait alors de l'ordre du million d'année (Paola et al., 1992; Armitage et al., 2011; Allen and Heller, 2011).

Le remplissage du bassin d'avant-pays résulte ainsi de l'interaction entre :

- érosion / flux sédimentaire (i.e. surrection de la chaîne) : la matière enlevée par l'érosion de la zone de relief entraîne un déficit de masse qui est compensé par un soulèvement général causé par un rééquilibrage isostatique,
- subsidence / accommodation liée au poids de la chaîne en construction.

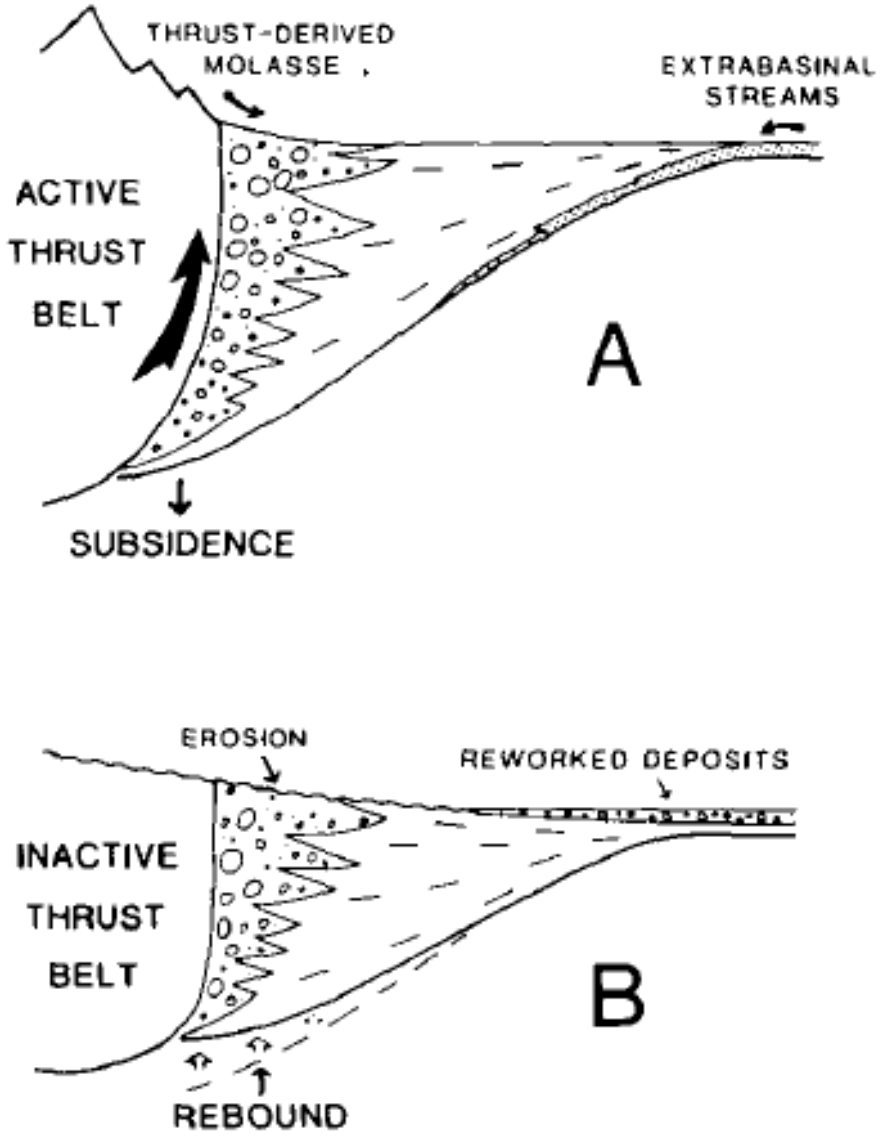


***Figure 1.3** : Modèle de dépôt des phases synorogénique et post-orogénique dans l'évolution d'un bassin d'avant-pays (Heller et al., 1988).*

La séquence type du remplissage d'un bassin d'avant-pays montre des premiers dépôts fins, de type turbiditiques, communément appelé « flysch » qui passe vers le *forebulge* à des dépôts le plus souvent carbonatés (Sinclair et al., 1991; Allen et al., 1991). Les dépôts plus récents présentent au contraire des dépôts littoraux puis continentaux (« molasse »). Ce type de séquence est, par

exemple, retrouvé dans le bassin d'avant-pays nord Alpin (Sinclair et al., 1991; Allen et al., 1991) avec à la base une tendance d'approfondissement suivie par une tendance de rétrogradation (**Figure 1.4**). Dans le cas du bassin Nord-Alpin, cette tendance de rétrogradation est subdivisée plus précisément en deux sous-séquences. La surface de transition entre les flyschs et la molasse montre le passage d'un stade sous-alimenté (*underfilled phase*) à un stade suralimenté (*overfilled phase*). L'interprétation de ce type de séquences est que, pendant le stade sous-alimenté, la topographie de l'orogène n'est pas assez élevée, les taux de sédimentation sont encore faibles, alors que la vitesse de propagation de l'orogène est relativement élevée ce qui engendre de fort taux de subsidence dans le bassin (Sinclair and Allen, 1992a). Après un épisode où l'orogène ne se propage plus mais s'épaissit, l'érosion et la surrection contrebalance la subsidence engendrant une forte propagation des sédiments dans le bassin et une suralimentation du bassin. Les sédiments sont alors évacués du dit bassin par les processus fluviaux ou marins proximaux.

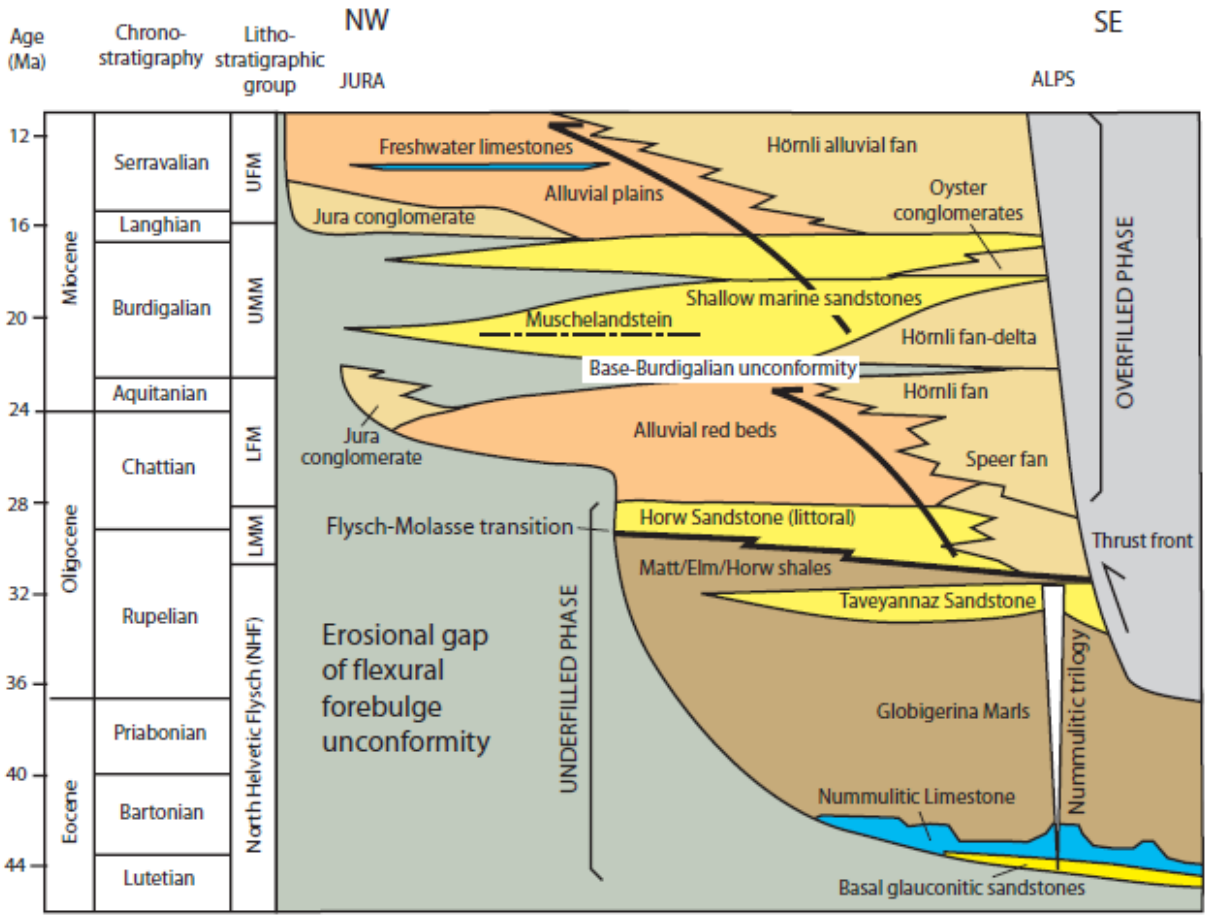


***Figure 1.4** : Stratigraphie du bassin d'avant-pays Nord alpin d'après Sinclair et al., (1991) montrant la mise en place d'une tendance de rétrogradation depuis des Calcaires à Nummulites jusqu'à des marnes pélagiques et des turbidites, suivie d'une large tendance de progradations granocroissantes, subdivisée en deux séquences.*

Une autre hypothèse, pour expliquer la séquence type du remplissage d'un bassin d'avant-pays, est liée aux variations longitudinales du comportement élastique de la plaque chevauchée (Kingston et al., 1983 dans Lafont, 1994). Les bassins d'avant-pays se développent presque systématiquement sur d'anciennes marges passives amincies. La progression de l'orogène

s'effectuerait ensuite sur une plaque lithosphérique plus épaisse vers le craton dont la capacité de la plaque à subsider et à se plier serait diminuée, et donc le bassin d'avant-pays moins profond. Le compartiment chevauchant s'élèverait et s'éroderait, puis la perte de masse par érosion engendrerait un rebond isostatique et une baisse d'accommodation dans le bassin. On retrouverait alors le stade suralimenté.

Un autre impact de la tectonique sur la sédimentation concerne les réseaux de drainage. On remarque très souvent le passage d'une direction de drainage longitudinale (parallèle à l'orogène) à transversale (perpendiculaire à l'orogène). Babault et al. (2012) interprètent ce changement comme étant le résultat de la pente régionale ; les systèmes longitudinaux correspondant à des segments de chaîne à faible pente (<2.5°) et les systèmes transverses à des segments à pente plus élevée (entre 3 et 5°). Pour Burbank (1992), la mise en place des systèmes transverses s'effectuerait en période de tectonique active, quand la croissance de la chaîne engendre une forte subsidence ce qui piège les sédiments au niveau du front de chaîne. Dans ce cas, les systèmes transverses seraient en pied de chaîne et les systèmes longitudinaux transiteraient dans les zones les plus subsidentes. Au moment des périodes de quiescence, la diminution de la subsidence régionale associée à l'augmentation des flux sédimentaires permettrait la progradation des sédiments vers les zones les plus distales du bassin d'avant-pays.

Enfin, la tectonique régionale a aussi une influence sur les flux de sédimentation. Les chevauchements internes à l'orogène engendrent sa surrection ce qui va augmenter ses reliefs, ses pentes et donc son érosion. De plus, le type de roche mise à exhumation va aussi impacter l'érosion et donc les flux sédimentaires. En effet la désagrégation des roches dépend à la fois de leur dureté et de leur constitution minéralogique. Le premier de ces paramètres traduit la sensibilité à l'érosion mécanique et le second à l'altération chimique.

1.2.2 Impact local de la tectonique à l'échelle du bassin d'avant-pays

Les bassins *piggyback* se localisent dans la zone de dépôt *wedge-top* du système d'avant-pays (**Figure 1.2**). Cette zone s'étend vers la zone de *Foredeep* et est définie comme la limite de déformation associée à la pointe frontale du prisme orogénique sous-jacent. Les particularités d'un bassin *piggyback* sont l'abondance de discordances progressives (Riba, 1976; Zoetemeijer et al., 1993) et de nombreux types de structures tectoniques telles que les chevauchements frontaux ou des plis de propagation sur faille (Ori and Friend, 1984). Ce type de bassin se développe notamment à l'aplomb d'un chevauchement frontal qui va être à l'origine de la séparation entre le bassin *piggyback* et le bassin *foredeep* par la croissance d'une zone frontale triangulaire (TZ sur **Figure 1.2**). Ainsi ce qui définit un bassin *piggyback* est sa tendance à être transporté « passivement » par un chevauchement frontal. Le dépôt des sédiments s'effectue alors dans les synclinaux en arrière des chevauchements dans l'*hangingwall*.

Les nombreuses structures locales, particulières à un bassin piggyback, auront donc un impact sur l'accommodation de courte longueur d'onde (**Figure 1.5**). Ceci peut engendrer des surrections locales (et donc potentiellement l'addition de sources et le partitionnement des dépôts dans le bassin) ou des dépressions permettant le piégeage des sédiments. Ces dépressions locales

intrabasinales sont décrites comme étant le résultat de la surrection des marges de la structure (Talling et al., 1995). Il est donc possible de les distinguer des contrôles plus globaux par la faible extension latérale des déformations. L'amplitude horizontale de ces mouvements peut-être très importante (hectométrique, voir quelques km), pour des durées de temps faibles (quelques centaines voire dizaines de milliers d'années).

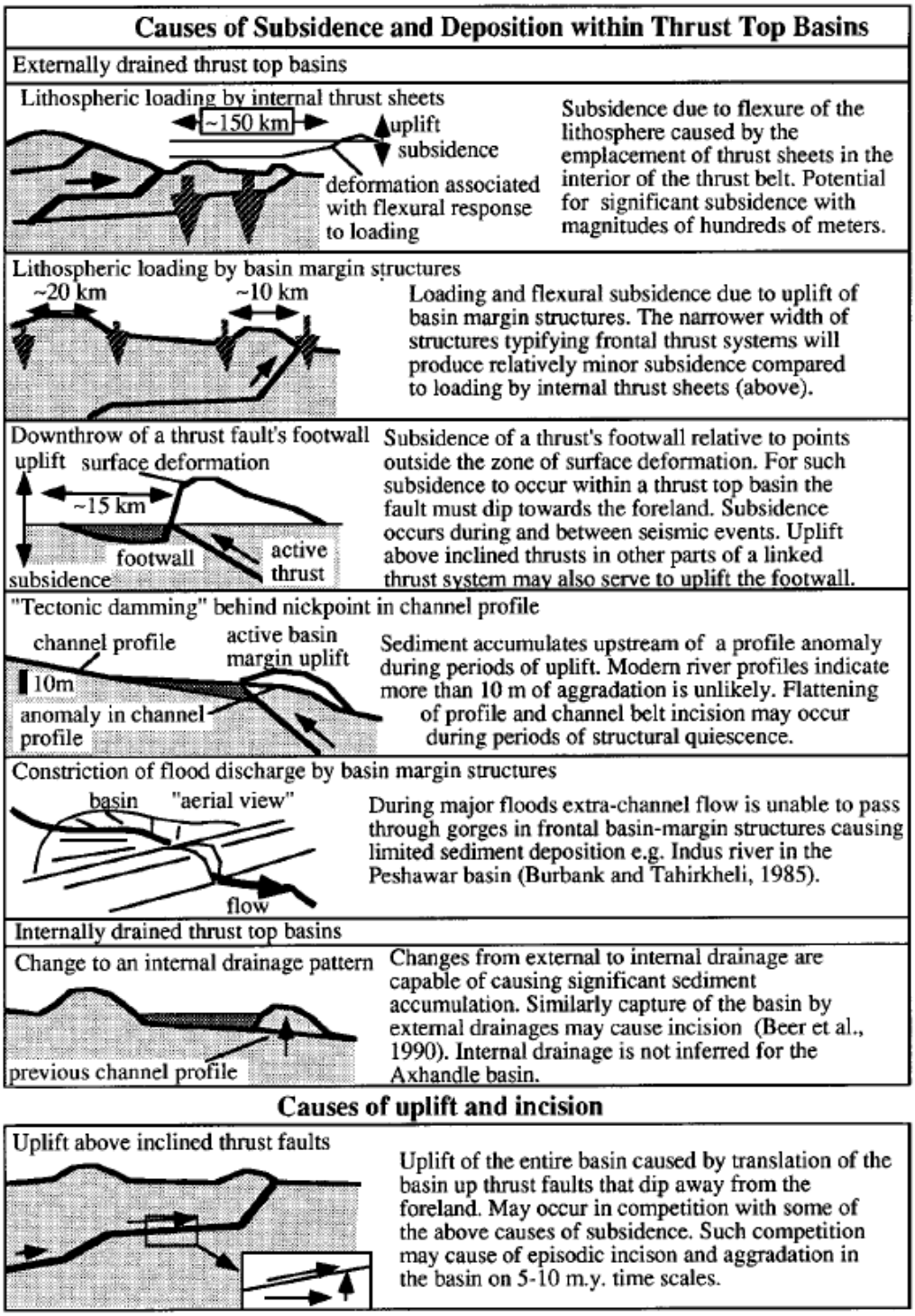


Figure 1.5 *: Synthèse des contrôles tectoniques locaux sur la sédimentation dans un bassin piggyback (Talling et al., 1995).*

Comme le montrent de nombreux travaux, la tectonique a, dans ce type de bassin, une influence majeure sur le modèle de dispersion sédimentaire. La surrection de front de chevauchement agit comme une barrière et guide le transport des sédiments vers le bassin (Ramos et al., 2002; Clevis et al., 2004; Vergés, 2009; Barrier et al., 2010; Allen et al., 2013; Salles et al., 2014). Les rampes latérales ou obliques impactent ainsi le drainage des sédiments, notamment dans le bassin sud-pyrénéen où les sédiments sont canalisés le long de décrochements indépendamment des limites de la nappe chevauchante. De façon générale, le décalage du réseau de drainage va dépendre du rapport entre la surrection de la structure (et donc de son relief) et l'érosion. Ainsi, si la rivière dispose d'une puissance hydraulique importante par rapport à la croissance de la structure, elle parviendra à maintenir son cours au travers de la structure, et constituera un système de transfert de sédiments. A l'inverse, si la capacité érosive de la rivière faiblit (baisse du débit, de la charge solide, surrection rapide…) elle abandonnera son cours et contournera la structure (Gupta, 1997). Ainsi Suriano et al., (2015) proposent une classification des bassins *piggyback* selon leur connectivité (**Figure 1.6**): un bassin *piggyback* peut-être fermé ou ouvert selon la présence ou non d'un système de transfert qui permet le transport des sédiments depuis le *piggyback* jusqu'au *foredeep*.

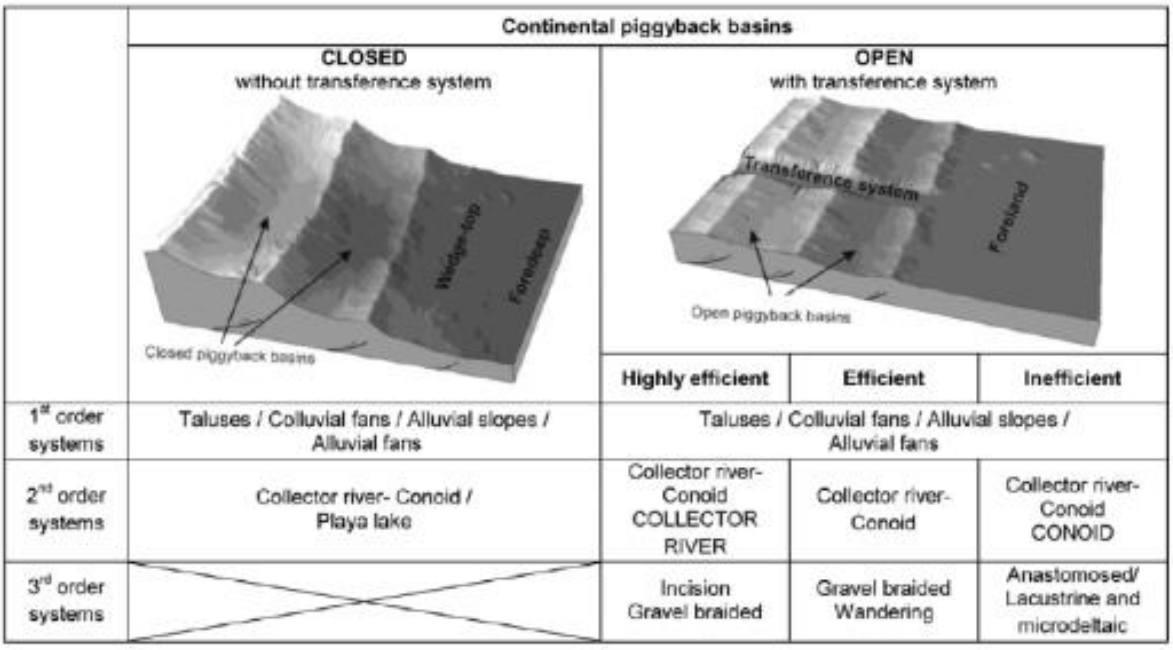


***Figure 1.6** : Classification des piggyback selon Suriano et al. (2015).*

Un autre impact important de la tectonique dans un bassin *piggyback* est lié aux mouvements épisodiques du chevauchement frontal. Les modélisations numériques de Clevis et al. (2004) montrent que les mouvements de translation du chevauchement frontal, avec des taux modérés de l'ordre de 5mm/an sur un niveau de décollement incliné entre 2 et 6° vers l'orogène, peuvent être suffisants pour contrebalancer la subsidence flexurale et causer une surrection du bassin localisé dans le compartiment amont (*hangingwall ;* **Figure 1.5***).* Cet effet peut augmenter avec le taux de translation et l'angle du niveau de décollement, et peut causer une progradation et une dispersion des sédiments dans le bassin voisin. Des systèmes fluviaux incisifs peuvent alors se mettre en place dans les creux topographiques et des petits systèmes alluviaux peuvent se développer aux fronts du

chevauchement (Yeats and Lillie, 1991; Butler et al., 1992; Hirst and Nichols, 1986; Barrier et al., 2010).

Il est aussi important de noter que la sédimentation syntectonique peut avoir un impact sur la tectonique elle-même, et peut par exemple favoriser ou non la propagation du front de déformation (synthèse de Graveleau, 2008, issue de la compilation de résultats de modélisation) :

- Elle modifie la géométrie des chevauchements : ils passent d'une géométrie en rampe et plat à une géométrie sigmoïdale ou rectiligne plus pentue lorsque le taux de sédimentation augmente.
- Elle modifie les périodes d'activité des chevauchements : la charge qu'elle exerce sur le piémont peut sceller temporairement le chevauchement frontal, bloquer son fonctionnement et privilégier les chevauchements hors-séquence ou les rétro-chevauchements. Tout comme l'érosion, cela tend donc à augmenter leur durée d'activité.
- La géométrie et la structure d'un pli sont contrôlées par le rapport entre vitesse de sédimentation et vitesse de soulèvement du compartiment chevauchant. Plus la vitesse de sédimentation est élevée, plus le pli a des difficultés à se développer. Des taux de sédimentation différents de part et d'autre d'un axe de pli peuvent favoriser son asymétrie. La vitesse de sédimentation peut aussi impacter le nombre de chevauchements : ils sont plats et uniques pour de faibles taux de sédimentation mais pentus et nombreux pour de forts taux de sédimentation.

1.3 CONTROLES CLIMATIQUES

L'intensité de l'érosion des zones sources est un facteur important qui module les flux de sédiments. En plus de la tectonique qui va augmenter les reliefs et donc la quantité de matériel qui sera soumise aux processus d'altération, l'érosion est aussi conditionnée par le climat via plusieurs agents (Cojan and Renard, 1997):

- Le climat contrôle les différents types de végétation, qui vont plus ou moins protéger les sols de l'érosion physique. La tectonique avec la création de reliefs va aussi conditionner le type de végétation (sensible à l'altitude).
- Les températures contrôlent la cinétique des réactions chimiques et donc les interactions fluides/roches. Par exemple, la réaction d'hydrolyse dans une région où la température moyenne annuelle est de 30°C est quatre fois supérieure à celle d'une région ou la température n'est que de 20°C. Les variations de température favorisent aussi l'altération physique et engendre de la thermoclastie ou de la cryoclastie.
- L'augmentation des précipitations va favoriser le drainage continental qui joue un rôle important sur l'altération chimique et mécanique. Une bonne circulation augmentera les réactions d'hydrolyses par le renouvellement des ions réactifs (H+ dans le cas d'hydrolyse) et par le maintien de la sous-saturation des solutions en éliminant les produits de réaction. De plus, l'altération physique est importante avec le ruissellement des eaux sur le sol, lui-même modulé par la pente, la végétation et la nature des roches.

La tectonique et le climat sont très liés ; en effet, le relief (et donc la tectonique) peut impacter le climat. C'est le cas où la chaîne montagneuse agit comme barrière sur les circulations atmosphériques. Cette interaction entre climat et tectonique a nourri de nombreux travaux traitant des « pluies orogéniques »(Koons, 1990; Garzanti et al., 2007b; Graveleau, 2008; Bonnet, 2009) où de

l'impact de l'Himalaya et du plateau du Tibet sur l'aridification de chaînes plus éloignées et sur les moussons (Ruddiman and Kutzbach, 1989; Kutzbach and Gallimore, 1989; Kutzbach et al., 1989; Ruddiman et al., 1997).

Le climat influe aussi sur la tectonique. En effet, à l'échelle de la chaîne de montagne, l'isostasie est un concept fondamental qui régit l'équilibre mécanique des reliefs. Selon ce concept, le poids des roches crustales au-dessus d'une certaine profondeur (la profondeur de compensation) est partout la même, quelle que soit l'amplitude des reliefs. C'est par ce principe qu'est notamment expliquée la formation d'une racine crustale lors d'un épaississement orogénique. L'érosion et le climat, en ôtant de la matière à la surface des chaînes de montagnes, perturbent l'équilibre isostatique du relief et déclenchent une réponse isostatique propre qui soulève la surface topographique. C'est ainsi que l'on définit la « surrection isostatique » (*isostatic uplift* : Molnar, 1990). Molnar (1990) propose des relations quantitatives entre érosion et surrection.

A plus petite échelle, l'érosion décharge aussi d'un poids lithostatique les structures, ce qui aura tendance à (Graveleau, 2008; Horton, 1999) :

- allonger la durée de fonctionnement d'un chevauchement et augmenter son pendage,
- retenir la propagation de la déformation vers l'avant-pays et diminuer la largeur finale du prisme,
- permettre la réactivation d'anciennes structures dans les zones internes d'un prisme (chevauchement hors séquence),
- contrôler la localisation et l'amplitude de l'exhumation dans les prismes d'accrétion.

Enfin, il est important de noter que le climat impacte aussi grandement la production in-situ carbonatée et la sédimentation évaporitique. La sédimentation carbonatée est impactée, au même titre que la sédimentation terrigène, par l'accommodation et le flux sédimentaire, cependant elle a la particularité de dépendre d'autres facteurs qui vont pondérer le développement des organismes biocalcarigènes:

- la qualité des eaux, qui impactera la luminosité.
- l'état physique qui dépend de la profondeur et donc de la température, de la luminosité et de l'agitation des eaux et l'hydrodynamisme du milieu.
- le chimisme, i.e. la salinité, les éléments minéraux et gazeux dissous, ainsi que les nutriments disponibles.

1.4 SYNTHESE : LES FACTEURS DE CONTROLE DE LA SEDIMENTATION DANS BASSIN *PIGGYBACK*

Nous avons vu qu'un grand nombre de facteurs modulent à plusieurs échelles l'enregistrement sédimentaire dans un bassin *piggyback* par le contrôle de l'accommodation et des flux sédimentaires. Dans notre travail, nous avons choisi de définir deux échelles principales, l'échelle régionale (depuis l'échelle mondiale jusqu'à l'échelle de l'orogène ou du bassin d'avant-pays), et l'échelle locale propre au bassin *piggyback* lui-même.

L'interaction de l'ensemble de ces facteurs est synthétisée dans la **Figure 1.7**.

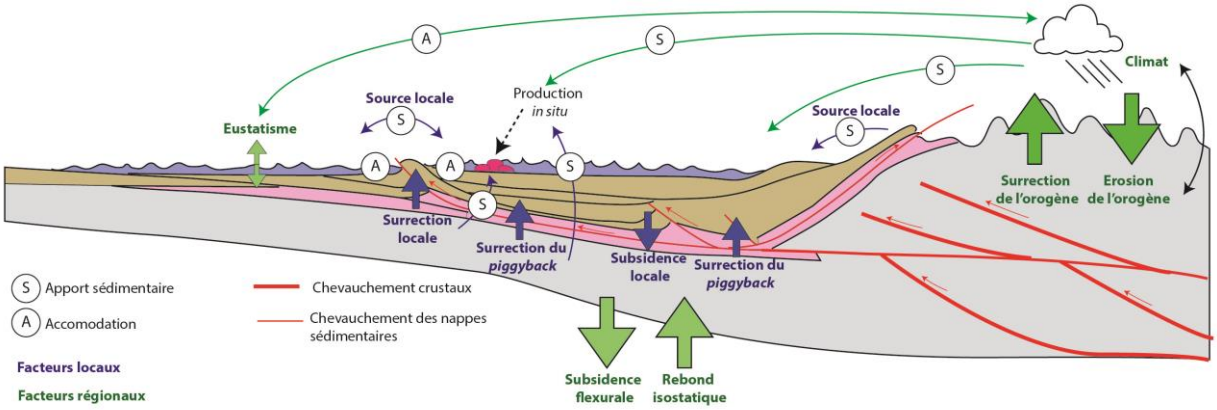


***Figure 1.7** : Schéma présentant l'ensemble des facteurs régionaux (en vert) et locaux (en bleu) impactant l'accommodation et les apports sédimentaires dans bassin piggyback. La coupe structurale est modifiée à partir de Puigdefàbregas et al. (1992)*

A l'échelle globale, les facteurs qui contrôlent l'accommodation sont l'eustatisme (avec une part climatique et tectonique) et la subsidence flexurale ou le rebond isostatique. Les contrôles des flux sédimentaires sont, à cette échelle, la surrection de l'orogène via les chevauchements crustaux et l'érosion.

La dynamique tectonique d'un bassin *piggyback* complexifie l'enregistrement sédimentaire en interagissant sur plusieurs facteurs locaux. L'accommodation peut varier au gré de chevauchements dans les nappes sédimentaires avec la surrection locale de plis ou de failles (et donc avec une subsidence locale), mais aussi avec la surrection de l'ensemble de la nappe sédimentaire dans le cas de mouvements de translation du chevauchement frontal. La tectonique en *piggyback* peut aussi amener à émergence de nouvelles sources qui vont se faire éroder, ou permettre la production in-situ et donc impacter les flux sédimentaires.

La succession dans le temps des phases tectoniques et de périodes de quiescence épisodique impacte fortement l'enregistrement sédimentaire. Les phases d'activité seront marquées par une augmentation de la subsidence et le piégeage des sédiments dans les zones internes. Au contraire les phases de quiescence montreraient plutôt une surrection du bassin engendrant une progradation des sédiments vers les zones externes.

Enfin, dans un bassin piggyback, la propagation des chevauchements engendre des déformations qui vont contrôler la distribution des réseaux de drainage et des dépôts.

Dans notre travail, nous distinguerons l'effet de la tectonique régionale (à l'échelle de l'orogène et du *bassin d'avant pays),* comme la croissance tectonique du prisme orogénique ou la subsidence flexurale, de l'effet de la tectonique intrabassinale, qui reste limitée au bassin *piggyback* (comme les chevauchements frontaux, les propagations de rampes latérales, les plis de propagation, etc…).

Chapitre 2. LE BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA A L'EOCENE INFERIEUR

La série sédimentaire sur laquelle porte notre travail correspond à l'intervalle entre le Paléocène et l'Eocène Inférieur, localisé au niveau de la Zone Sud Pyrénéenne et plus précisément dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa. Nous proposons dans ce chapitre une revue bibliographique des connaissances des Bassins de Graus-Tremp-Ainsa, qui a été abordée sous plusieurs axes :

- Nous nous sommes intéressés dans une première partie à la formation du prisme pyrénéen, i.e. la Zone Axiale, puisque sa surrection contrôle la nature du matériel qui sera soumis à érosion.
- Nous avons regardé dans une seconde partie la nature et la mise en place des Nappes Sédimentaires chevauchantes puisque celles-ci peuvent aussi être mises à l'affleurement et alimenter le système sédimentaire du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa. Nous nous sommes ensuite focalisés sur l'histoire tectonique du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa afin de contraindre la cadre structural du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa, notamment le timing des chevauchements et autres structures actives à l'Eocène Inférieur.
- La troisième partie présente l'ensemble des séries sédimentaires que nous avons étudié. Cette partie aboutit à une actualisation des datations existantes dans la littérature afin de proposer une révision de la charte chrono-litho-stratigraphique qui nous a servi de base à l'étude sédimentologique.
- Nous présentons aussi les évolutions climatiques au cours de l'intervalle étudié (Paléocène et Eocène inférieur) dans une quatrième partie.

Les Pyrénées (S.S.) s'étendent sur près de 400 kilomètres entre le Golfe de Lyon (Méditerranée occidentale, Cap de Creus) et le Golfe de Gascogne (Atlantique Nord, Cap Higuer). Elles correspondent à une chaîne de montagne orientée W-NW/E-SE et s'étendant sur 150 kilomètres de large (Choukroune et al., 1973). Le point culminant des Pyrénées est le Pic d'Aneto (3404 mètres). Les Pyrénées sont bordées par deux bassins d'avant-pays, qui se sont formés par flexure issue de la surcharge orogénique sur les marges continentales ibérique et européenne (**Figure 2.1**) :

- Le **Bassin Aquitain** est le bassin d'avant-pays actuel situé au Nord des Pyrénées dont le socle paléozoïque est hérité de l'orogène hercynienne. Son remplissage sédimentaire a commencé au Trias et s'est poursuivi par la mise en place d'une plate-forme carbonatée jusqu'au Cénozoïque où elle est devenue détritique et continentale (Vera, 2004). Il est limité au Sud par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen.
- Le **Bassin de l'Èbre** est le pendant espagnol du bassin aquitain. Le Bassin de l'Èbre est limité au Nord par le Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen, au SO par la Cordillère Ibérique et au SE par la Chaîne Catalane qui influent aussi sur la structuration et le remplissage sédimentaire du bassin. Son remplissage principalement cénozoïque, très discordant sur le socle hercynien ou mésozoïque, présente une épaisseur qui s'affine vers le Sud du bassin, marquant la flexure de la plaque ibérique (Millán et al., 1995). La sédimentologie des séries Paléocène-Éocène inférieur montre un approfondissement de la bathymétrie et une ouverture du système sédimentaire vers l'Océan Atlantique à l'Ouest (Puigdefàbregas and Souquet, 1986).

La chaîne pyrénéenne peut être subdivisée en trois zones (Séguret, 1972; Choukroune, 1976 ; **Figure 2.1**):

- La **Zone Axiale** (ou haute Chaîne) correspond à la partie centrale de la chaîne Pyrénéenne et appartient au bloc ibérique dont elle constitue la marge Nord. Elle forme la partie la plus haute de la chaîne qui décroit en altitude vers l'Est. La Zone Axiale correspond à un écaillage de la croûte continentale supérieure qui s'est opéré entre le Crétacé Supérieur (Santonien Supérieur) et le Miocène en réponse à la subduction et la collision de la plaque ibérique sous la plaque européenne. Cette zone est constituée d'un empilement d'unités chevauchantes à vergence Sud principalement intégrées dans une géométrie en éventail formée par trois chevauchements majeurs discriminant trois unités empilées les unes sur les autres (à l'Est et au centre des Pyrénées: Unités de Noguères, Orri et Rialp; à l'Ouest des Pyrénées: Unités de Lakhora, Gavarnie et Guarga (Cf. partie 2.1.1).
- Le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa, objet de notre étude, est localisé dans la **Zone Sud-Pyrénéenne** (ZSP) qui est constituée de nappes chevauchantes à vergence Sud, principalement décollées dans les sédiments évaporitiques du Trias Moyen par des chevauchements qui s'enracinent vers le Nord dans le substratum hercynien. Elle constitue avec la Zone Axiale le prisme sud-pyrénéen. La ZSP est charriée sur le bassin de l'Èbre via le Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (CFSP). De manière générale, cet ensemble décollé est à structure simple, sauf à son extrémité Sud, ou un bourrelet frontal permet l'apparition des terrains mésozoïques, au niveau des «Sierras». Ainsi, ces nappes sont peu déformées, et présentent quelques synclinaux peu déversés, d'amplitude kilométrique ainsi que de l'écaillage par chevauchement (Séguret, 1972). La Zone Sud-Pyrénéenne présente une succession stratigraphique allant du Permo-Trias aux conglomérats oligocènes (Bourrouilh et al., 2004). La partie 2.2.1 fait l'objet d'une description plus détaillée de cette zone.
- La **Zone Nord-Pyrénéenne** (ZNP), au Nord de la Faille Nord Pyrénéenne, est continue entre le Golfe de Gascogne et les Corbières à l'Est. C'est une zone charriée sur le bassin aquitain par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP). Elle est composée de nappes chevauchantes

mésozoïques et tertiaires à vergence Nord, décollées dans les gypses triasiques et mises en place au Tertiaire. Cette zone est aussi constituée d'écailles de socle précambriennes et paléozoïques parallèles à l'axe de la chaîne qui constituent les massifs nord pyrénéens et qui sont recouverts par des dépôts méso-cénozoïques. La Zone Nord-Pyrénéenne est caractérisée par la présence d'Ophites triasiques, de magmatisme alcalin crétacé, et la présence d'un métamorphisme de HT-BP du Crétacé Inférieur, lié à l'amincissement crustal de l'Ibérie et à la circulation de fluide au niveau de la frontière des plaques ibérique et européenne (Puigdefàbregas and Souquet, 1986).

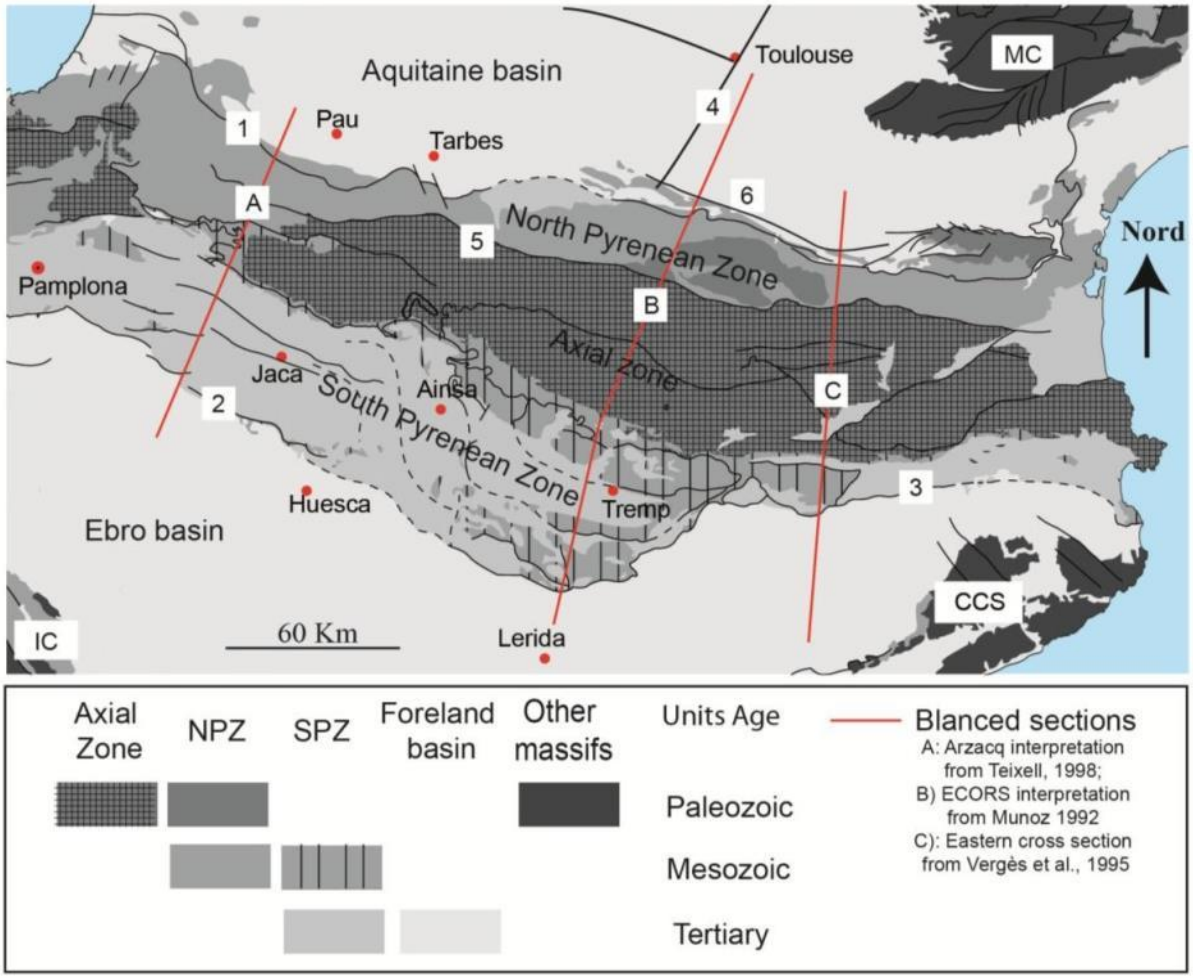


***Figure 2.1**: Schéma structural des Pyrénées (support cartographique de Filleaudeau, 2011). 1: Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen ; 2 : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen ; 3) Chevauchement de Vallfogona ; 4 : Faille de Villefranche de Rouergue ; 5 : Chevauchement Nord Pyrénéen, ou Faille Nord-Pyrénéenne (FNP); 6 : Chevauchement des Petites Pyrénées ; CCS : Chaîne Catalane; IC: Chaîne Ibérique ; MC: Massif Central.*

Le bassin de Graus-Tremp-Ainsa est localisé dans la Zone Sud-Pyrénéenne qui est formée de **Nappes Sédimentaires** mises en place à la faveur de chevauchements qui s'enracinent au Nord dans le susbstratum hercynien. Ces nappes présentent des terrains d'âge Permo-triasique à Oligocène. Le substratum hercynien, localisé dans la Zone Axiale, présente aussi un écaillage de **Nappes de Socle** empilées par sous-placage et déversées vers le Sud.

2.1 MISE EN PLACE, LITHOLOGIE ET EXHUMATION DES NAPPES DE SOCLES

2.1.1 Structure crustale de la Zone Axiale

Jusqu'aux années 80, la structure crustale de la chaîne pyrénéenne a fait l'objet de différentes interprétations, toutes basées à partir de données de surfaces (Williams and Fischer, 1984; Deramond et al., 1985; Seguret and Daignieres, 1985). Puis les modèles se sont affinés à partir des nouvelles données de géophysiques, comme les profils de sismique réflexion, ou les levés gravimétriques et magnétotelluriques (Choukroune, 1989; Choukroune et al., 1990; Torné et al., 1989; Souriau and Granet, 1995; Casas et al., 1997; Vacher and Souriau, 2001; Souriau et al., 2001). Les profils ECORS et Arzacq ont fait l'objet de plusieurs modèles (entre autres (Roure et al., 1989; Mattauer, 1990; Muñoz, 1992). La géométrie de la FNP diffère selon les auteurs mais toutes les études mettent en évidence un rôle fondamental pré-orogénique de cette faille. Les résultats des programmes ECORS-Pyrénées et ECORS-Arzacq communément admis montrent :

- une forte épaisseur du Paléozoïque au niveau de la Zone Axiale (Moho à 55-60km de profondeur) qui s'affine vers les zones nord et sud pyrénéennes, où le Moho est respectivement à 33km et 28-30km de profondeur (Daignieres et al., 1982; Choukroune, 1989).
- la subduction de la croûte inférieure ibérique sous la lithosphère européenne, dont la suture se marque par une discontinuité du Moho au niveau de la Faille transformante sub-verticale Nord Pyrénéenne (FNP).
- une structure profonde du prisme axial de la chaîne pyrénéenne en éventail à double vergence avec un pro prisme et un rétro prisme, qui sont respectivement les zones Sud Pyrénéenne et Nord Pyrénéenne (Roure et al., 1989; Muñoz, 1992; Beaumont et al., 2000). La formation de ce prisme semble être contrôlée par l'accrétion des Nappes Sédimentaires dans les zones sud et nord pyrénéennes et des Nappes de Socles dans la Zone Axiale (de type sous-placage). Ces écailles de socle à vergence Sud sont délimitées par des failles qui rejoignent en profondeur la FNP (Figure 2.2).

A l'Est et au Centre de la zone Sud-Pyrénéenne, et notamment au niveau du profil ECORS, les nappes de socle du prisme orogénique sont les suivantes (Figure 2.2C):

- **L'unité de Noguères** est constituée d'un ensemble d'unités allochtones (Séguret, 1972) basculées vers le Sud et organisées en rampe sur le front méridional de l'unité d'Orri. Cette unité se met en place entre le Crétacé Supérieur et l'Éocène Moyen (Munoz, 1992) au regard des déformations syn-sédimentaires enregistrées par les conglomérats contemporains de cet âge (Saura and Teixell, 2000).
- La mise en place de **l'unité d'Orri** a lieu entre le Lutétien et le Priabonien. Elle se situe sous l'unité de Noguères et au-dessus de celle de Rialp.
- **L'unité de Rialp** n'affleure qu'au niveau d'une fenêtre le long de la vallée de Pallarsa. Vers l'est, elle disparait sous l'unité d'Orri. La mise en place de l'unité de Rialp est d'âge Oligocène (Saura and Teixell, 2000).

Du coté occidental, le long du profil ARZACQ (**Figure 2.2**D), la structure de la chaîne diffère de sa partie orientale. Cependant, à ce niveau le prisme orogénique reste composé de trois écailles chevauchantes à vergence sud (du Nord au Sud):

- **L'unité de Lakhora / Eaux-Chaudes** (à Ouest) est chevauchante sur l'unité de Gavarnie. L'unité de Lakhora fonctionne pendant le Lutétien (Teixell, 1996). Cette unité est reconnue principalement dans la partie Ouest de la chaîne (Teixell, 1998).
- **L'unité de Gavarnie** se met en place "en séquence" dans le bloc inférieur situé sous l'unité de Lakhora (Choukroune et al., 1968). Cette unité se serait mise en place entre l'Éocène Supérieur (Lutétien) et l'Oligocène (Priabonien à Rupélien ; Teixell, 1996). Elle correspond à l'unité de Noguères plus à l'Est.
- **L'unité de Guarga**, qui n'affleure pas, est située sous le bassin de Jaca et fonctionne du Rupélien à l'Oligo-Miocène (Teixell, 1996 ; Labaume et al., 1985).

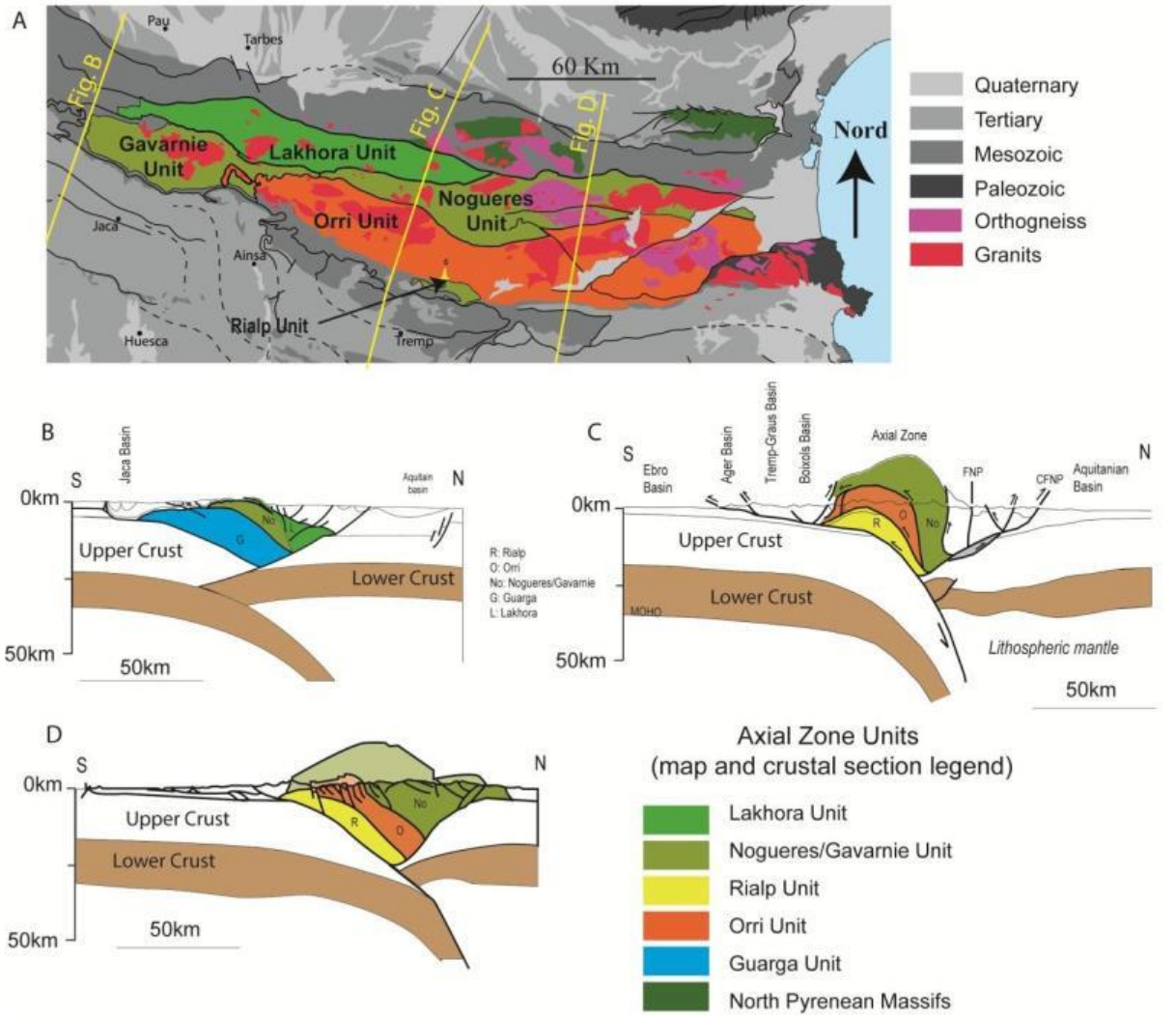


***Figure 2.2**: A) Cartographie des unités de la Zone Axiale ; B) Coupe structurale du profil Arzacq de Teixell, (1998) ; C) : Interprétation du profil ECORS par Muñoz, (1992) D): Coupe structurale dans la partie Est des Pyrénées Vergés et al., (1995).*

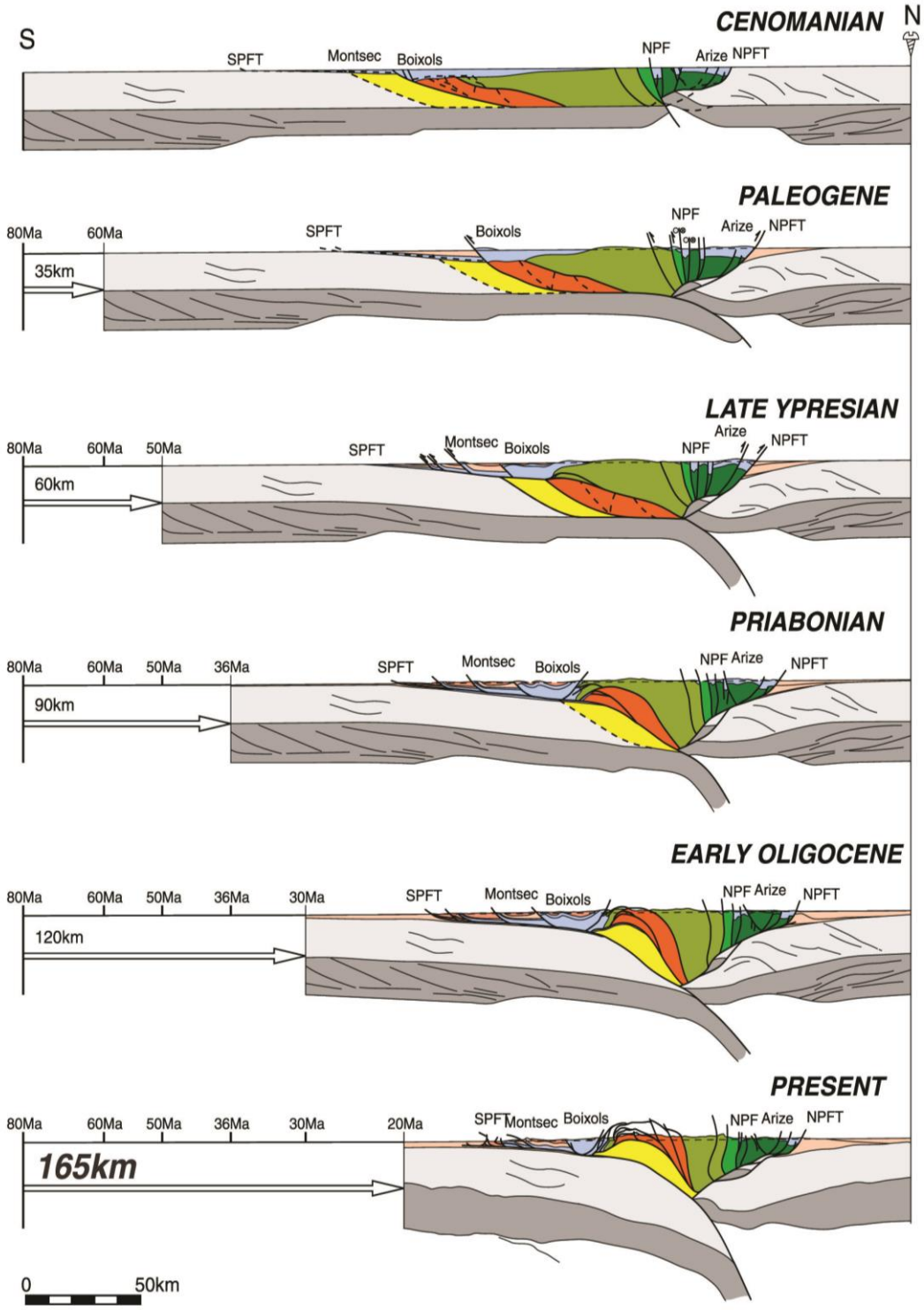
Un changement structural majeur est observé entre la partie centrale et occidentale de la Zone Sud-Pyrénéenne. L'Est et le centre de la Zone Sud Pyrénéenne montrent plutôt une déformation au niveau des Nappes Sédimentaires méso-cénozoïques décollées au niveau du Trias. Dans la Zone Axiale, le Trias découple aussi les Nappes de Socle. Au contraire, dans la partie occidentale de la Zone Sud-Pyrénéenne, il n'y a pas de Trias entre le Crétacé Supérieur et le Paléozoïque au niveau de la Zone Axiale. Le résultat est une déformation liée à des empilements successifs d'unités de socles dans la partie orientale et centrale des Pyrénées, entrainant une érosion plus prononcée de ces nappes dans ces régions. Ce changement de style structural n'est pas abrupt, et a lieu au niveau du Bassin d'Ainsa (Muñoz et al., 2013).

Les taux de déformation étant différents d'Est en Ouest, les quantités de raccourcissements ne sont pas les mêmes au travers des Pyrénées. Le raccourcissement total des Pyrénées a été évalué par plusieurs auteurs et dans plusieurs zones de la chaîne. Il est estimé le long du profil ECORS à 85 km (Mattauer, 1990) ; entre 100 et 120 km par Roure et al., (1989) et Deramond et al., (1985) ; à 147 km par Muñoz, (1992) ; à 165 km par Beaumont et al., (2000). Dans la partie orientale des Pyrénées, Vergés et al., (1995) estiment un raccourcissement de 125 km. Enfin, un raccourcissement de 80 km est indiqué le long du profil Arzacq par Teixell, (1998). Cette disparité des valeurs est liée aux différentes interprétations 1) de la géométrie de la marge considérée avant le raccourcissement, i.e. la nature de la zone de suture (marge continentale hyper amincie, croûte océanique ou faille transformante) et sa dimension, 2) du style de déformation (*thin* ou *thick-skin*) et 3) de la localisation et la distribution de la déformation inter-plaque lié à la subduction et l'accrétion crustale.

Les profils de sismique réflexion ont servi à la construction de coupes équilibrées à l'échelle de la croûte terrestre (Roure et al., 1989; Munoz, 1992; Beaumont et al., 2000; Mattauer, 1990) permettant l'estimation du taux de raccourcissement lié à la compression pyrénéenne. La restauration du profil ECORS par Beaumont et al., (2000) montre que c'est la nappe de Noguères qui est à exhumation pendant l'Eocène Inférieur (***Figure 2.3***).

Dans la partie centrale sud-pyrénéenne, Bourrouilh et al., (2004) estiment un taux de convergence moyen de 2.5 mm/an sur une durée d'environ 60 Ma. Plus à l'Est et avec des durées de convergence plus courtes, Vergés et al. (1995) retrouvent des taux similaires. L'évolution des taux de raccourcissement, bien qu'elle concerne l'Est de la Zone Sud-Pyrénéenne, montre des taux plutôt lents pendant le Crétacé Supérieur et le Paléocène (0.5 mm/an). A partir de l'Eocène inférieur et jusqu'à l'Eocène moyen, les taux de raccourcissement s'accélèrent (4.5 mm/an) puis deviennent relativement constants à partir du Lutétien Moyen (47 Ma) à 2 mm/an. La période que nous étudions, l'Eocène inférieur, est donc une période d'intense déformation.

Figure 2.3: Coupe structurale équilibrée et restaurée à partir du profil ECORS (Figure de Mouthereau et al., 2014 ; de Beaumont et al., 2000).


CENOMANIAN
S
N
SPFT
Montsec
Boixols
NPF
Arize
NPFT
PALEOGENE
80Ma
60Ma
35km
LATE YPRESIAN
50Ma
60km
PRIABONIAN
36Ma
90km
EARLY OLIGOCENE
30Ma
120km
PRESENT
20Ma
165km
0
50km
Basement thrust units
Rialp Unit
Orri Unit
Gavarnie/Nogueres Unit
Lakhora Unit
North Pyrenean Massifs
Cross-section
NPFT North Pyrenean Frontal Thrust
NPF North Pyrenean Fault
SPFT South Pyrenean Frontal Thrust
Lower crust
Undifferenciated crust

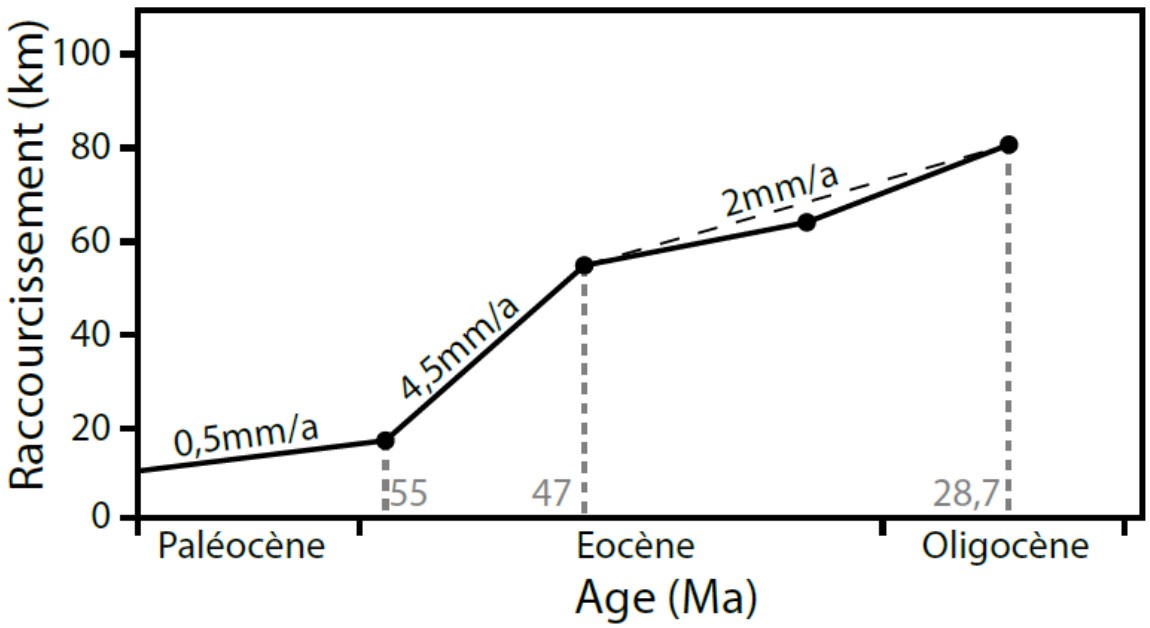


***Figure 2.4**: Taux de raccourcissement le long des Pyrénées orientales (Verges et al., 1995). Les taux de raccourcissements sont les plus importants à partir de l'Yprésien jusqu'au Lutétien Inférieur quand les bassins sud-pyrénéens s'approfondissent et sont transportés vers le Sud.*

2.1.2 Exhumation des massifs pyrénéens

Plusieurs études AFT (apatite fission-track) permettent de contraindre l'exhumation des massifs pyrénéens (Morris et al., 1998; Fitzgerald et al., 1999 ; Maurel et al., 2002 ; Maurel, 2003 ; Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007 ; Denèle, 2007 ; Jolivet et al., 2007 ; Maurel et al., 2008 ; Meresse, 2010 ; Filleaudeau, 2011 ; Whitchurch et al., 2011 ; Filleaudeau et al., 2012 ; Fillon and van der Beek, 2012 ; Fillon et al., 2013 ; Mouthereau et al., 2014). Une carte synthétique des âges d'exhumation est présentée en **Figure 2.5**.

De manière générale, les âges d'exhumation les plus vieux se situent au nord de la chaîne (Crétacé à Éocène). Les plus vieux âges ont été obtenus sur le massif d'Arize (106.3 ±5.3 Ma), situé dans la Zone Nord Pyrénéenne et formé le long de la bordure d'un bassin albien (Morris et al., 1998). Il est remarqué que les âges d'exhumation confortent les âges de mise en place des nappes de socle, du Nord vers le Sud, et de l'Est vers l'Ouest. La majorité des âges dans l'unité de Noguères est située aux alentours de 35 Ma et de 30 Ma dans l'unité d'Orri. Ces âges sont interprétés comme le paroxysme de l'exhumation et sont effectivement à relier à la croissance de la Zone Axiale et de ses unités de socle qui la structurent au cours de l'Éocène Moyen-Oligocène et dont l'érosion alimente les conglomérats de la Zone Sud-Pyrénéenne. La cause de cette augmentation des taux d'érosion est encore débattue (Mouthereau et al., 2014), cette érosion pourrait être amplifiée par un effet du climat à la transition Éocène-Oligocène comme cela a été proposé récemment par (Huyghe et al., 2009).

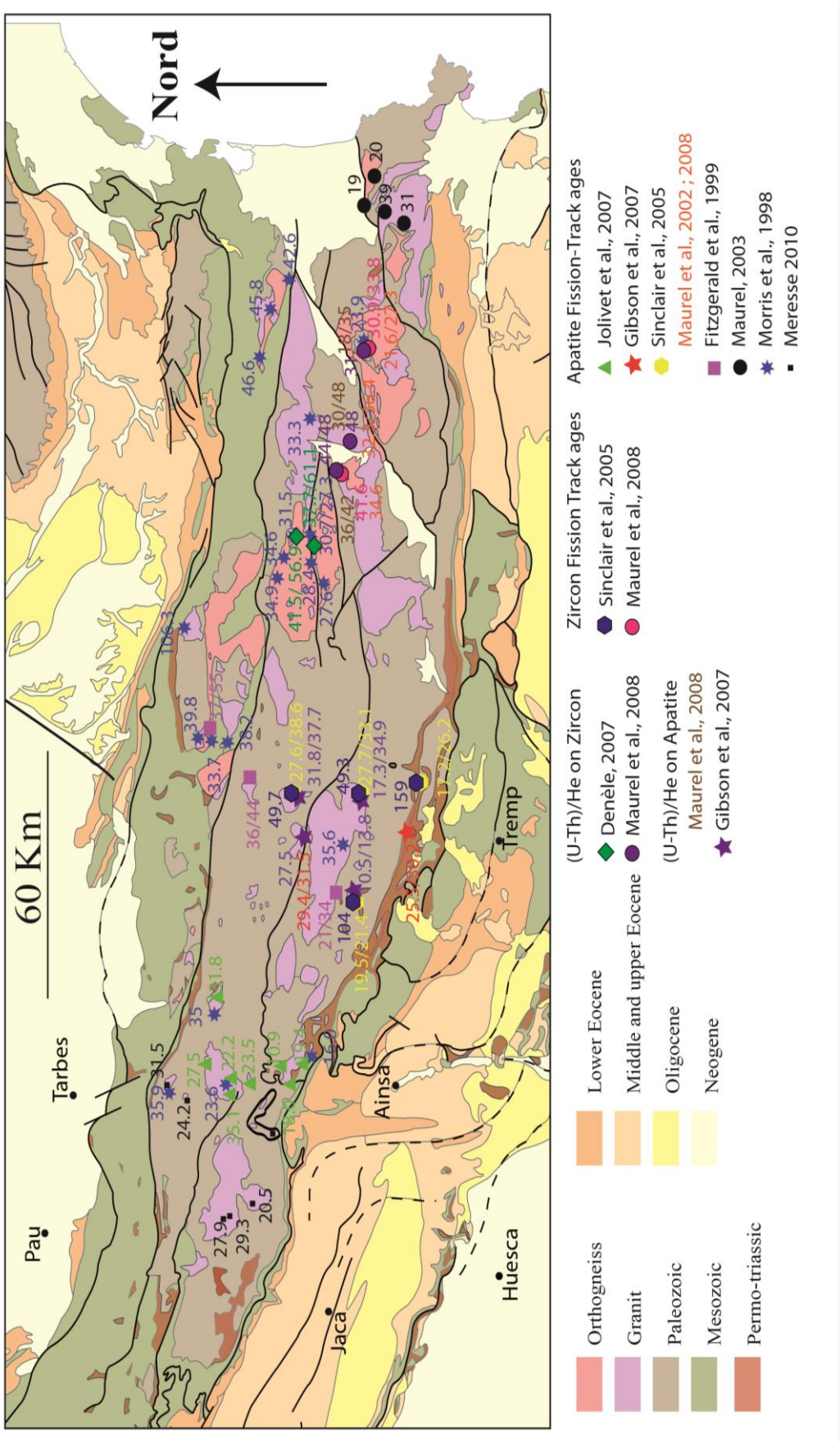


Figure 2.5 *: Carte géologique présentant les différents âges d'exhumation des granites et orthogneiss de la Zone Axiale.*

Les études de thermochronologie ont permis de mettre en évidence une phase d'exhumation majeure dans les Pyrénées à l'Éocène Supérieur-Oligocène Inférieur à 40-30 Ma, (Gunnell et al., 2009); 36-30 Ma (Fitzgerald et al., 1999); 31-29 Ma (Gibson et al., 2007). Le taux maximum de dénudation correspond à la tranche 35-30 Ma (Priabonien) et se localise au Nord des Pyrénées Orientales, au niveau des massifs d'Aston et de Querigut-Millas (Morris et al., 1998). Fitzgerald et al. (1999) donnent l'âge de la fin de l'orogenèse à 30 Ma (Rupélien). Sinclair et al. (2005) indiquent une fin de fonctionnement de la chaîne plus tardive grâce aux âges d'exhumation du massif de Barruera à 20 Ma. Les âges d'exhumation obtenus dans les conglomérats syn-orogéniques par (Beamud et al, 2011) montrent une première phase d'augmentation des taux d'exhumation qui a lieu à l'Éocène supérieur.

Sinclair et al., (2005) réalisent un calendrier du refroidissement des massifs pyrénéen le long du profil ECORS (**Figure 2.6**), qui a été actualisé par Mouthereau et al., (2014) (**Figure 2.7**).

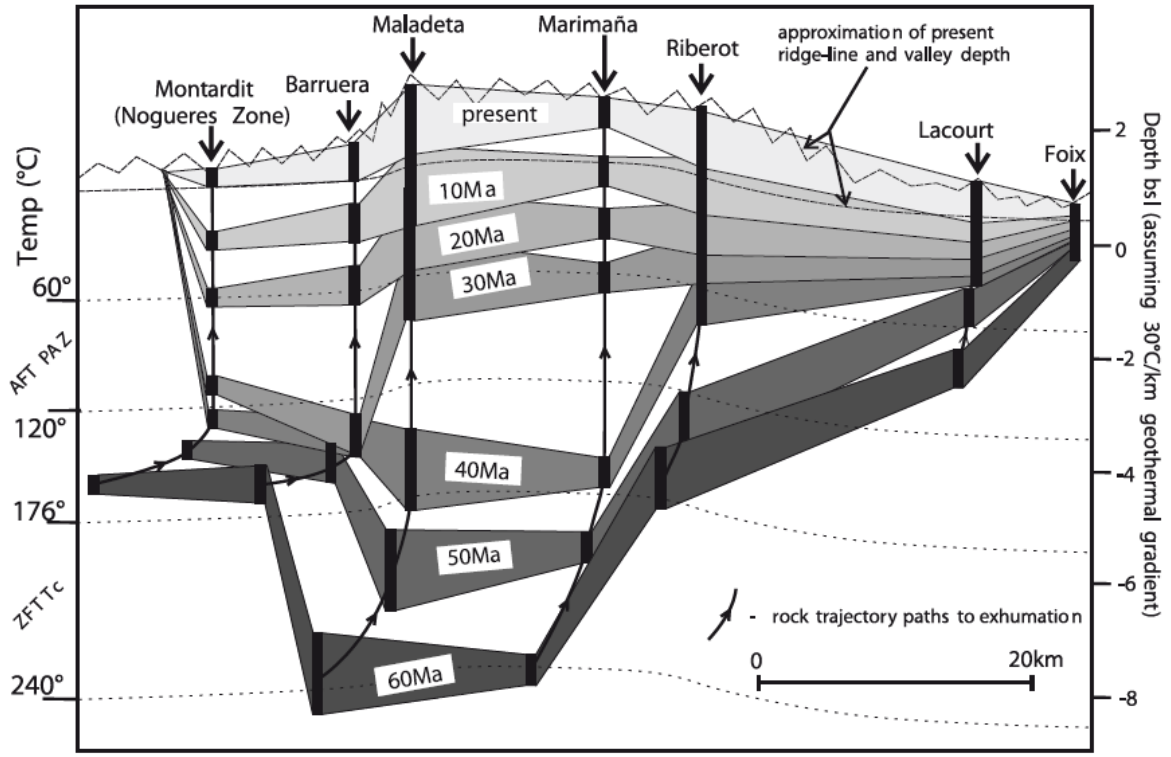


***Figure 2.6** : Représentation des histoires de refroidissement à partir de la zone d'annulation partielle des apatites et de la température de fermeture pour les traces de fission sur zircons. Les échantillons sont projetés sur un profil théorique représentant les Pyrénées. Les isothermes sont ici schématisées afin de faciliter l'illustration des histoires relatives (Sinclair 2005).*

Exhumation des massifs de la nappe de Noguères

Sinclair et al. (2005) trouvent un âge ZFT d'exhumation de 49.7+/- 3.1 Ma du sommet du Massif de Marimana, situé au cœur de la Zone Axiale dans l'unité chevauchante de Noguères. Les dômes gneissiques de l'Aston et l'Hospitalet montrent des âges différents (entre 41.5 et 56.9 Ma pour l'Aston et entre 37.7 et 61.1 Ma pour l'Hospitalet) pouvant être expliqués par le jeu de la faille de Mérens qui les sépare (Denèle, 2007). L'exhumation du Massif de Ribérot situé dans la partie Nord de la Nappe de Noguères est de 44 Ma (Fitzgerald et al., 1999). L'exhumation des massifs de la nappe

de Noguères peut être liée à la mise en place de la Nappe d'Orri sous-jacente par sous placage à partir du Lutétien.

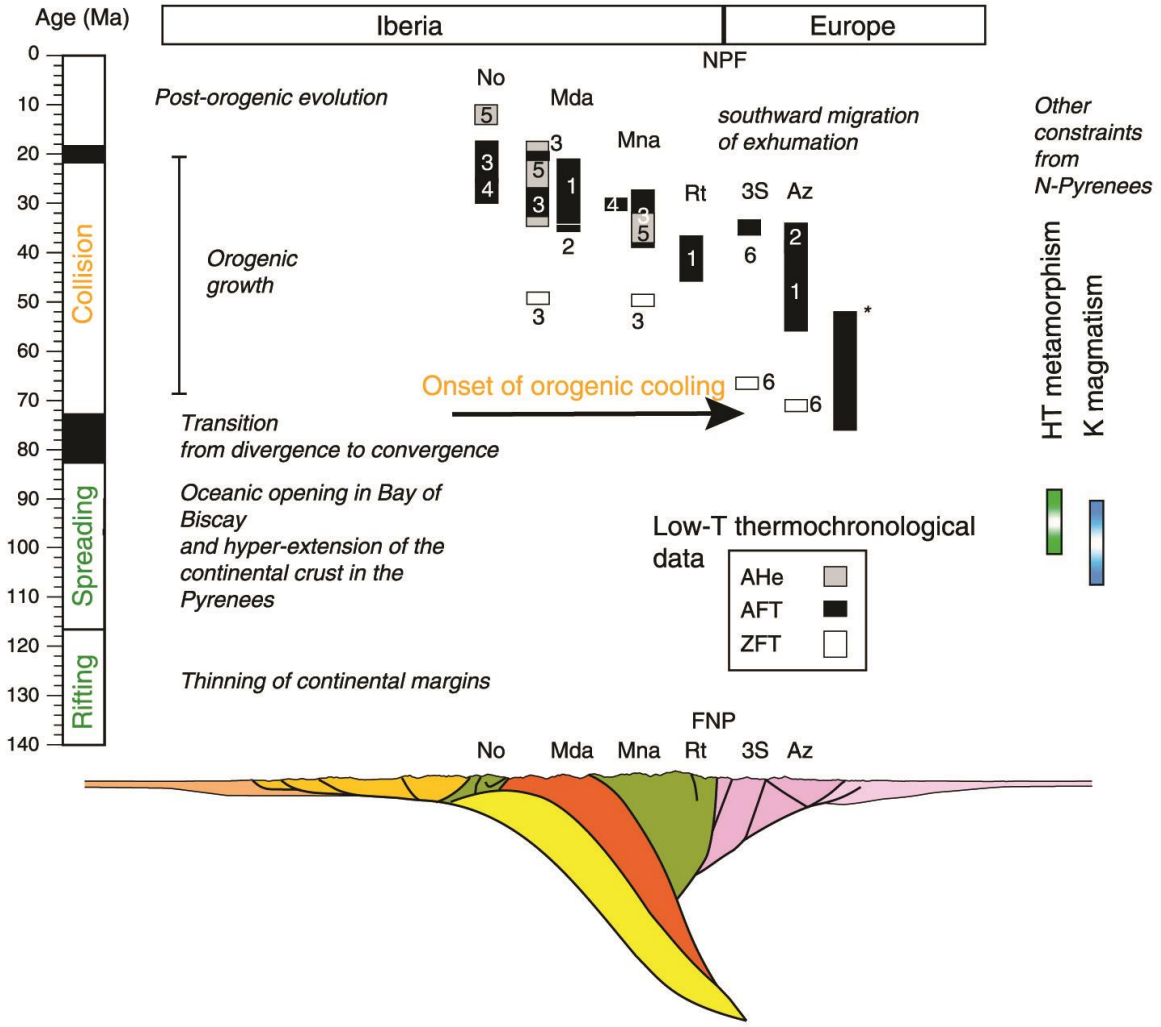


Figure 2.7 *: Synthèse des âges d'exhumation avec (U-TH)/(He) sur apatite, traces de fission sur apatites (AFT), (U-TH)/(He) sur zircon et traces de fission sur zircons (ZFT). No: Noguères (Nappe de Noguères), Mda: Maladeta (Nappe d'Orri), Mna: Marimaña (Nappe de Noguères), Rt: Riberot (Nappe de Noguères), 3S: Trois-Seigneurs (Zone Nord Pyrénéenne), Az: Arize (Zone Nord Pyrénéenne). (1) Fitzgerald et al., (1999) (2) Morris et al., (1998), (3) Sinclair et al., (2005), (4) Jolivet et al. (2007), (5) Gibson et al. (2007), and (6) Yelland, (1991). Figure de Mouthereau et al., (2014).*

Exhumation des massifs de la nappe d'Orri

Les âges d'exhumation sur Zircons dans l'unité d'Orri ont principalement été donnés par Maurel et al. (2008) dans le granite de Mont-Louis et le massif du Canigou à l'Est de la chaîne. Ces âges montrent un début de l'exhumation aux alentours de 45 Ma dans cette zone et plus précisément compris entre 21,6 et 48 Ma avec une majorité plus proche de 30 Ma. Toutefois, ces âges sont difficilement corrélables à ceux obtenus dans la partie centrale des Pyrénées à cause du jeu de failles. Les âges AFT sont nombreux dans le massif de la Maladeta et le massif de Barruera (Morris et al., 1998 ; Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005) et sont compris entre 19,5 et 35,6 Ma. Ces

âges récents peuvent être corrélés avec la mise en place de l'unité de Rialp sous l'unité d'Orri. Le massif de Bielsa (au Sud-Ouest de la Zone Axiale de la chaîne) montre l'âge d'exhumation le plus récent (10.9 ±1 Ma, Jolivet et al., 2007).

Âges d'exhumation dans la Zone des têtes plongeantes de Noguères

Les datations sur Apatite de Gibson et al. (2007) montrent une exhumation du granite de Montardit plus tardive (de 17,2 à 30,3 Ma), mais également plus rapide, que pour toutes les unités situées au Nord. Ces âges peuvent être rattachés à la mise en place de l'unité de Rialp dans la Zone Axiale.

La surrection de la Zone Axiale est liée à la mise en place des nappes de socle. Les reconstitutions structurales montrent que l'intervalle de temps étudié (du Paléocène à l'Eocène Inférieur) est marqué par la mise en place de **l'unité de Noguères**. C'est donc cette nappe de socle qui se fait éroder pendant la mise en place des dépôts sédimentaires étudiés.

Les **taux de raccourcissement** montrent que le Paléocène est une période relativement calme alors que la période de l'Eocène inférieur est une période d'intense déformation.

L'histoire varisque est présentée en Annexe A-1 du manuscrit ; elle est caractérisée par l'intrusion de granitoïdes et un épisode de métamorphisme qui se traduisent dans notre secteur d'étude par la présence de **granodiorites-monzogranites, de granites peralumineux et de schistes verts** (zone à chlorite, muscovite et biotite), susceptible d'alimenter le Bassin de Graus-Tremp.

Les **âges d'exhumations** sont plus jeunes du Nord vers le Sud et de l'Est vers l'Ouest. La majorité des massifs sont exhumés entre l'Eocène Moyen et l'Oligocène. Pendant l'intervalle que nous étudions, c'est-à-dire de 65.5 Ma à 47.8 Ma, aucun massif granitique carté actuellement n'est à l'affleuremen. Les granites de la **Maladeta** (Unité d'Orri) et de **Marimana** (Unité de Noguères) montrent des âges de refroidissement ZFT respectivement à 49.3+/- 2.6 Ma et 49.7 +/- 3.1 Ma, ce qui suggère que ces granites commencent à refroidir sans être pour autant exhumés (leurs âges PAZ sont datés à environ 30 Ma). A cette période, la zone axiale met à exhumation la partie sommitale de la Nappe de Noguères, via l'empilement par sous-placage en profondeur des unités de socle jusqu'au Miocène (Orri et Rialp).

2.2 MISE EN PLACE ET LITHOLOGIE DES NAPPES SEDIMENTAIRES

La zone sud pyrénéenne est constituée de nappes chevauchantes, regroupées en grandes unités (Figure 2.8; Séguret, 1972; Mutti et al., 1988; Vergés, 1993 ; Bourrouilh et al., 2004):

- **L'unité de Cadi** au sein de laquelle se situe le Bassin Catalan consiste en une nappe de sédiments d'âge Stéphanien à Éocène reposant sur un socle de Dévonien et de Carbonifère Inférieur formant l'éventail d'écailles de socle dit de Freser. La structure régionale correspond à un synclinal dissymétrique d'orientation E-W (synclinal de Ripoll). Cette unité est transportée vers le Sud via le chevauchement de Vallfogona.
- **L'Unité de Tremp ou Unité Centrale Sud-Pyrénéenne (UCSP)** représente toute la partie centrale de la série sud-pyrénéenne et comprend plusieurs sous unités. Les nappes de Pédraforca et les nappes de Cotiella-Boixols correspondent à des nappes crétacées qui reposent sur l'Éocène. Les bassins de Graus-Tremp et Ager correspondent à des nappes méso-cénozoïques décollées sur le Trias via les chevauchements de Montsec et Sierras Marginales. L'UCSP se met en place sur un chevauchement régional sur lequel se branchent les chevauchements de l'unité de socle de Noguères. (Mutti et al. 1988; Séguret 1972, Saura et Teixell 2006). La Nappe de Socle de Noguères est un équivalent de celle de Cadi (Mutti et al. 1988). L'UCSP est limitée au Nord par le rétro-chevauchement de Morerres qui fait chevaucher les Nappes Sédimentaires sur la Nappe de Noguères.
- **L'Unité de Gavarnie** est une nappe méso-cénozoïque décollée au niveau du Trias et correspond au Bassin de Jaca-Pampelune. Cette série décollée s'étend vers le Sud jusqu'au Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen et s'exprime au niveau des Sierras Exteriores. L'unité de Gavarnie correspond à l'extension septentrionale de la Nappe de Socle de Gavarnie. La nappe du Mont Perdu se situe au sein de l'unité de Gavarnie et montre un déplacement de 15 km vers le Sud (Séguret 1972). Le remplissage du bassin de Jaca au Paléocène est typique d'un remplissage de bassin d'avant-pays et présente à sa base une succession turbiditique de bassin qui évolue à une sédimentation fluvio-deltaïque. La marge Sud de ce bassin est constituée d'une rampe carbonatée.

2.2.1 L'unité Centrale Sud-Pyrénéenne

2.2.1.1 Les nappes de Pédraforca

A l'Est de la faille de Sègre (**Figure 2.8** B1), le chevauchement de Pédraforca Supérieur se met en place pendant le Maastrichtien et est scellé par des dépôts syntectoniques puis post-tectoniques du Garumnien (Col de la Trapa). Cette nappe est l'équivalent de la nappe de Boixols un peu plus à l'Ouest. La nappe de Pédraforca Inférieure se met en place sur l'unité de Cadi via le chevauchement de Pédraforca Inférieur à partir du Cuisien (vers 55 Ma) jusqu'au Lutétien (47 Ma), et est donc un équivalent de la Nappe de Montsec (Cf. paragraphe suivant).

2.2.1.2 Les Bassins d'Organya, de Graus-Tremp et d'Ager

L'Unité Centrale Sud-Pyrénéenne montre la mise en place de nappes sédimentaires déplacées vers le Sud entre le Crétacé Supérieur et l'Oligocène au moyen des chevauchements de Boixols, Montsec et Sierras Marginales (**Figure 2.8** ; B2). Ces chevauchements affectent la pile sédimentaire à différentes périodes, en séquence, c'est-à-dire que le chevauchement le plus ancien (ici celui de Boixols) est le plus interne à la chaîne pyrénéenne. De plus, chaque chevauchement est à l'origine de

la création d'un bassin de type avant-pays, qui correspond à un bassin en gouttière d'arrière chevauchement, qui est ensuite transporté vers le Sud par le jeu du chevauchement suivant (bassin *piggyback ;* Séguret, 1972 ; Souquet and Deramond, 1989; Muñoz, 1992). Les bassins ainsi délimités sont les **Bassins d'Organya** (au toit du chevauchement de Boixols), de **Graus-Tremp** (au toit du chevauchement de Montsec) et **d'Ager** (au toit du chevauchement des Sierras Marginales ; Séguret, 1972; Nijman and Nio, 1975; Farrell et al., 1987; Verges and Munoz, 1990; Teixell and Muñoz, 2000 ; Ardèvol et al., 2000): :

- Le **chevauchement de Boixols** se met en place à partir du Santonien. C'est un accident E-W qui correspond à une faille normale du Crétacé Inférieur reprise en jeu inverse (Simo, 1989; Bond and McClay, 1995; García-Senz, 2000; Dinarès-Turell and Garcia-Senz, 2000; Martinez-Peña and Casas-Sainz, 2003). Le chevauchement de Boixols est structuralement marqué par l'anticlinal E-O de Sant Corneli-Boixols-Nargo et le synclinal de Santa Fe. Le chevauchement de Boixols induit la création d'un bassin flexural (le Bassin de Graus-Tremp-Ager) à l'avant du chevauchement de Boixols. Les indices de déformation de l'anticlinal de San Corneli montrent un arrêt de jeu postérieur au chevauchement de Boixols. L'anticlinal San Corneli aurait donc rejoué pendant le transport de l'unité de Boixols vers le Sud via le jeu du chevauchement de Montsec (Vergés, 1993). Au toit du chevauchement de Boixols le bassin d'Organya montre une épaisseur sédimentaire qui excède les 5 km (Berastegui et al., 1990; García Senz, 2002). Les sédiments vont du Trias au Paléocène, l'Oligocène se dépose en discordance sur ces sédiments.
- Le jeu du **chevauchement de Montsec** permet la migration du dépôt centre vers le Sud et isole le bassin d'Ager de celui de Graus-Tremp par un haut-fond à l'Éocène Inférieur (Mutti et al., 1988; Martinius, 2012). Le chevauchement de Montsec est à l'origine du synclinal asymétrique d'Ager. Vers l'Est, cette structure se prolonge dans la rampe oblique de la Faille de Sègre, et est marqué localement par l'anticlinal d'Oliana (Burbank et al., 1992a). La date de mise en place du chevauchement de Montsec diffère selon les auteurs. Il fonctionnerait à partir de l'Eocène Inférieur (Nijman and Nio, 1975; Farrell et al., 1987; Muñoz et al., 1994; Soto et al., 2002), et dès le Paléocène pour d'autres auteurs (Puigdefàbregas and Souquet, 1986 ; Teixell and Muñoz, 2000). Ces disparités sont sans doute liées au fait que la limite entre le Paléocène et l'Ilerdien dans le bassin de Graus-Tremp n'a été clairement définie qu'en 2009 (Pujalte et al., 2009a). La fin du jeu du chevauchement est marquée par la présence d'éventails syn-sédimentaires à l'Éocène Moyen. Le déplacement relatif de la nappe de Montsec dans sa partie centrale est considéré comme variant entre 1.5 à 9 km (Farrell et al., 1987; Vergés, 1993).
- Le **chevauchement des Sierras Marginales** délimite au Nord le Bassin d'Ager du Bassin d'avant-pays actuel de l'Èbre. La mise en place du chevauchement débuterait au Lutétien (Burbank et al., 1992b; Fernández et al., 2012; Muñoz et al., 2013).

Au niveau du bassin de Graus-Tremp, des plis affectent le Nord de la vallée de l'Isabena (**Figure 2.9**). Ces structures obliques résultent de la géométrie des failles situées au niveau du chevauchement de Boixols (Faille de Tamurcia, Las Aras). Ces structures sont liées à une zone de failles N-S ayant jouées en extension au Crétacé Inférieur et reprises en inversion pendant le Crétacé Supérieur. Les plis de Roda de Isabena (Lopez-Blanco. et al., 2003) sont datés de l'Ilerdien Supérieur au Cuisien Moyen. Ces structures compliquent la relation tectono-sédimentaire à l'Éocène Inférieur, lors du déplacement du bassin de Graus-Tremp par le chevauchement de Montsec.

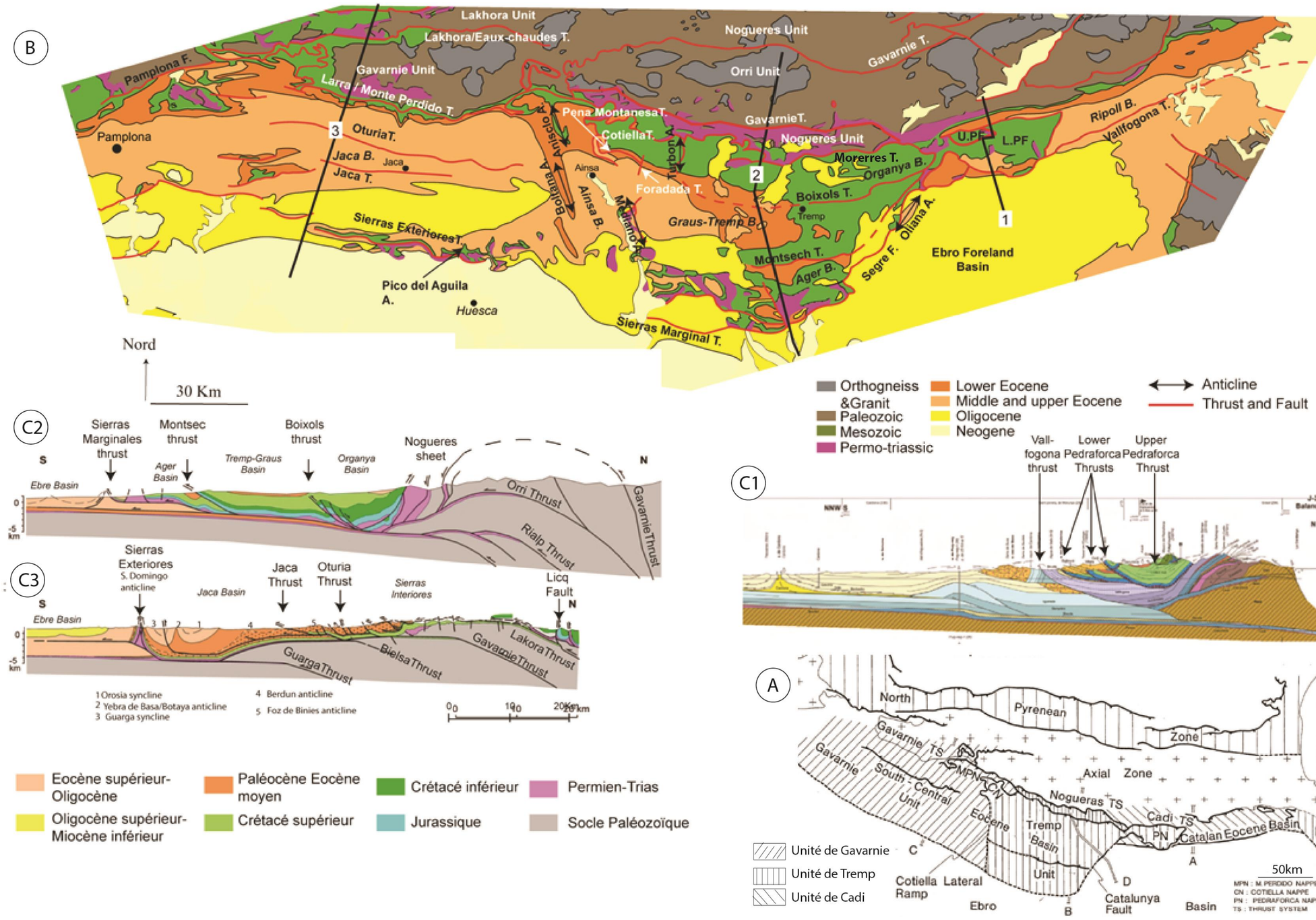


Figure 2.8 *: A) Carte structurale des différentes unités de la Zone Sud-Pyrénéenne (Séguret, 1972) ; B) Carte géologique et structurale du Bassin Sud-Pyrénéen ; C1) Coupe structurale équilibrée de Vergés, (1993) ; C2) Coupe structurale de la partie Sud du profil ECORS par Muñoz, (1992) ; C3) Coupe structurale équilibrée de la partie occidentale du Bassin Sud-Pyrénéen de Teixell, (1996).*

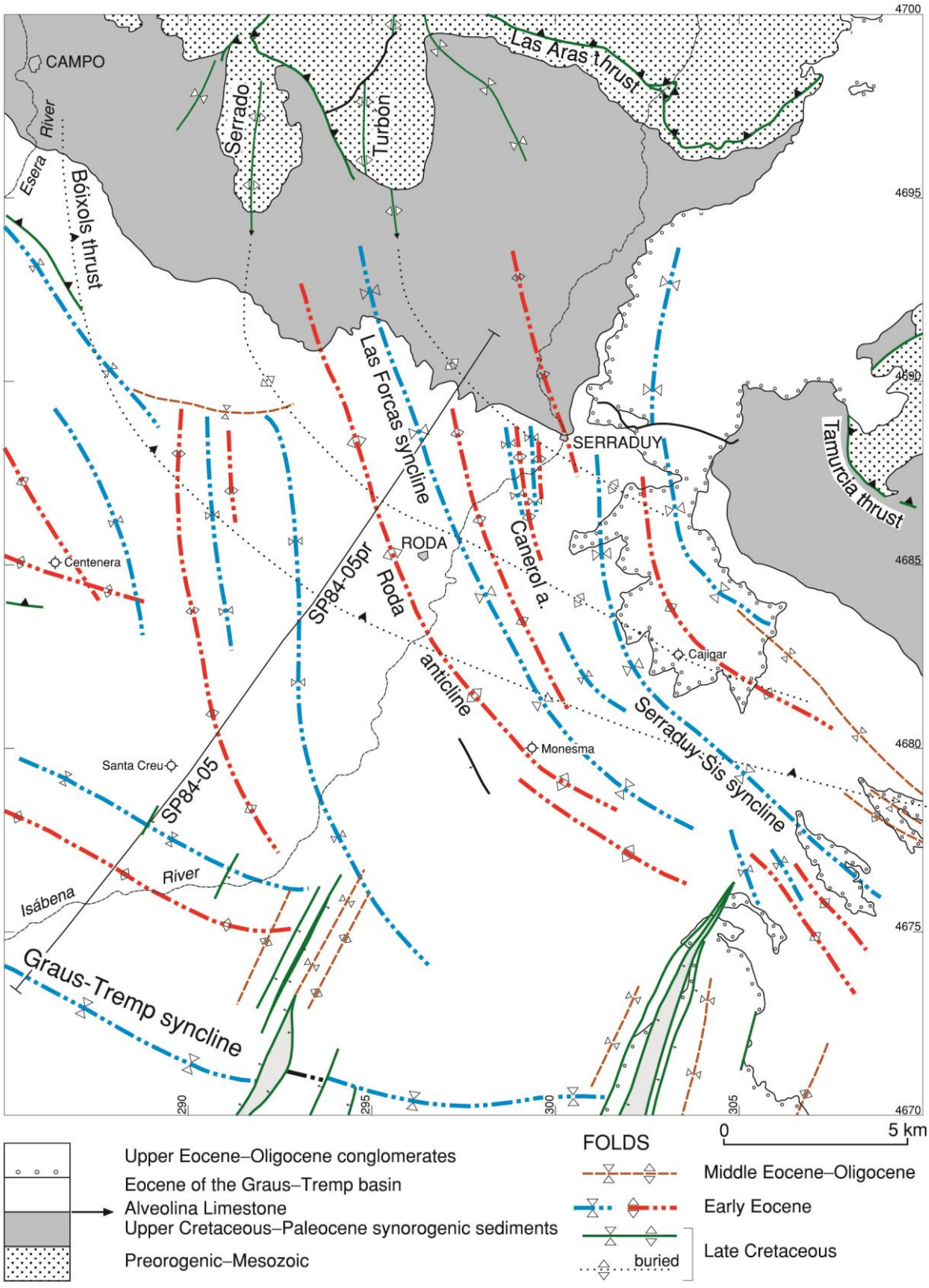


Figure 2.9 *: Carte structurale et périodes d'activité des accidents de la zone de Roda de Isabena (Lopez-Blanco et al., 2003).*

2.2.1.3 Le Bassin d'Ainsa

Le Bassin d'Ainsa (**Figure 2.10**) correspond à un synclinal N-S large de 25 km allongé sur 40 km et situé entre les anticlinaux de Médiano et Boltana. Ce dernier anticlinal constitue la limite orientale du bassin de Jaca. Le Bassin d'Ainsa est limité au NE par :

- le **chevauchement de Cotiella**. Certains auteurs considèrent la mise en place des nappes de Boixols et Cotiella synchrones pendant le Crétacé Supérieur (Garrido-Megías and Rios Aragues, 1972; Berastegui et al., 1990; Bond and McClay, 1995; Muñoz et al., 2013).
- Le **chevauchement de la Pena Montanesa**, plutôt mal défini dans la littérature car il correspond à un complexe de chevauchements nommé « Pena Montanesa imbricated fan » (Farrel et al., 1987), «Arro thrust system » (Casas et al., 2002) ou «La Fueba System » (Fernandez et al., 2012 et serait équivalent du chevauchement de Montsec. Son jeu date du Cuisien (Nijman and Nio, 1975; Vergés, 1993; Teixell and Muñoz, 2000).

Le bassin d'Ainsa est marqué par la présence de nombreuses structures N-S dont la direction dénote avec celle plutôt WNW-ESE des chevauchements majeurs (Cotiella-Boixols, Montsec, Serra Marginales). Ces structures sont de plus en plus jeunes vers l'Ouest et de moins en moins exprimées. Deux types de structures sont décrits :

- une série d'anticlinaux, dont celui de **Boltana** et de **Médiano**. L'âge du début de la formation de l'anticlinal de Boltana a longtemps été controversé mais serait daté du Lutétien inférieur (Holl et Anastasio, 1993; Poblet et al., 1998; Mochales et al., 2010; Huyghe et al., 2009; Muñoz et al., 2013), à partir d'études biostratigraphiques et magnéto-stratigraphiques ainsi que des discordances sédimentaires.
- Une série de chevauchements NW-SE à déplacement kilométrique, correspondant au Système de La Fueba/Arro et composée des chevauchements d'Atiart, d'Arro et Los Molinos qui se rattachent en profondeur au chevauchement de Montsec et de la Pena Montanesa.

Les structures actives pendant l'intervalle de temps étudié (Yprésien) sont les structures composant le système de La Fueba (Fernandez et al., 2012; Munoz et al., 2013). Ces structures impliquent la succession sédimentaire située au pied du chevauchement de Cotiella et sont considérées comme étant liées à une rampe latérale ou oblique reliant le chevauchement de Montsec à celui de la Pena Montanesa (Séguret, 1972; Farrell et al., 1987; Teixell, 1996; Anastasio and Holl, 2001; Soto and Casas, 2001) . Ce système de plis et chevauchements se serait mis en place pendant le dépôt des sédiments d'âge Cuisien et le Lutétien Inférieur. Les structures qui vont nous intéresser dans notre travail sont :

- Le **chevauchement d'Atiart** qui induit un déplacement de plusieurs kilomètres (Farrell et al., 1987, Nijman et Nio 1975), alors que celui d'Arro ne dépasse pas deux kilomètres (Muñoz et al., 1994). Il serait dans la continuité des chevauchements de la Pena Montanesa et de Montsec et son jeu daterait de l'Eocène Inférieur (Mutti et al., 1988). Une des terminaisons du chevauchement correspondrait à l'anticlinal de Los Comunes.

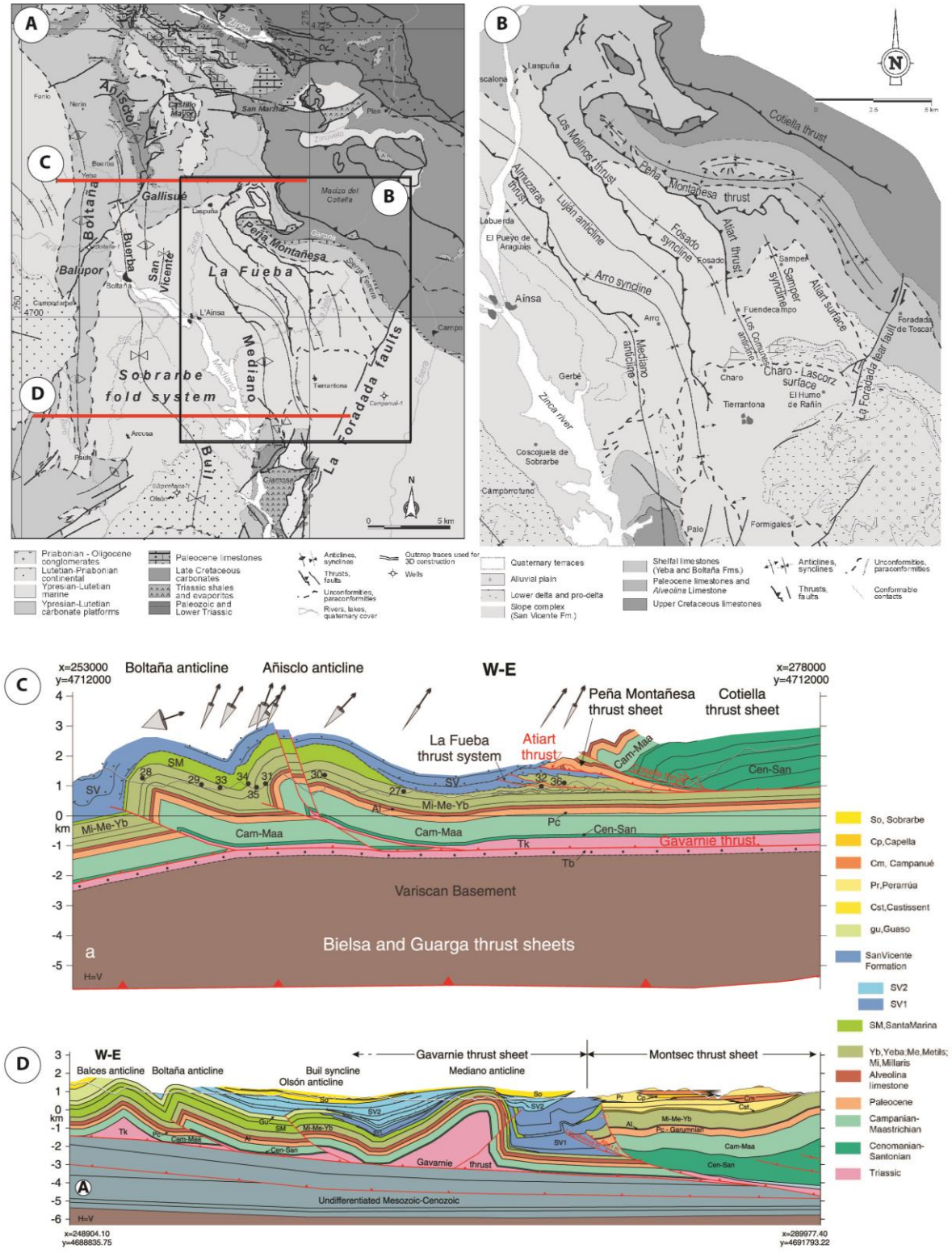


Figure 2.10 *: A) Carte géologique du Bassin d'Ainsa (coordonnées en UTM zone 31 ; Fernández et al., 2012) ; B) Détail sur le système de La Fueba (coordonnées en UTM zone 31 ; Fernández et al., 2012) ; C) Coupe structurale de la partie Nord du Bassin d'Ainsa (Nappe de Gavarnie) recoupant les anticlinaux de Anisclo et Boltana et les chevauchements de Cotiella, Pena-Montanesa et le système de La Fueba (Muñoz et al., 2013) ; D) Coupe structurale de la partie Sud du Bassin d'Ainsa (Muñoz et al., 2013).*

- Le **chevauchement de Los Molinos**, de vergence O-SO et de direction N160-170°, présente une géométrie en plat et rampe (Babault and Dinares, 2000). Au front de ce chevauchement, le compartiment inférieur est plissé, il s'agit de l'anticlinal de Médiano, le synclinal d'Arro et l'anticlinal de la Sierra d'Arro (ou de Lujan sur la carte de la **Figure 2.10**-B). Le chevauchement de Los Molinos aurait accommodé 12-17 km de raccourcissement (Babault and Dinares, 2000) et se branche aussi sur le chevauchement de la Pena Montanesa.
- La **Faille de la Foradada** est une faille située à l'Est du système de la Fueba et qui correspondrait à une faille de transfert («tear fault» qui accommoderait la différence de déplacement entre les chevauchement de Montsec (à l'Est) et de Pena Montanesa (à l'Ouest ; Séguret, 1972; Nijman, 1990; Fernández et al., 2012). Elle est localisée dans le toit du chevauchement de Montsec qui joue pendant le Cuisien et le Lutétien.

2.2.2 La rotation des Nappes Sédimentaires

Dans l'UCSP, plusieurs études paléomagnétiques mettent en évidence une rotation horaire autour d'un axe vertical (Dinarès et al., 1992; Pueyo et al., 2002; Sussman et al., 2004; Pueyo, 2010; Mochales, 2011; Mochales et al., 2012; Muñoz et al., 2013; **Figure 2.11**). Cette rotation explique l'occurrence des structures obliques N-S au niveau de l'UCSP (Munoz et al 2013). Ces auteurs mettent en évidence des rotations allant de 20 à 80°. Ils définissent aussi une limite Est (qui se situe un peu à l'Est du Rio Isabena), au-delà de laquelle les mesures de paléomagnétisme ne montrent plus d'effet de rotation. De manière générale, Munoz et al. (2013) mettent en évidence une corrélation entre les degrés de rotation et l'âge de la série, ainsi que la position des échantillons le long des anticlinaux N-S (diminution de la rotation vers le Nord).

Au niveau de la transition entre le bassin de Graus-Tremp et d'Ainsa (dans la région des structures obliques), la rotation est plus importante (Munoz et al., 2013). Les auteurs mettent en évidence deux phases de rotation à ce niveau:

- La première, qui s'effectue du Lutétien Inférieur au Priabonien, correspond à une rotation horaire de 60° et se fait en réponse à un déplacement de 45 km le long du chevauchement des Sierras Marginales. Elle n'affecte alors que la nappe de Gavarnie et les structures situées en son toit (les chevauchements de Boixols et Montsec) (Munoz et al., 2013). Cet épisode est aussi à l'origine de la formation des plis et failles de la Zone Oblique d'Ainsa, et est mis en évidence notamment par la rotation des anticlinaux de Médiano et Boltana pendant leur croissance. Ces deux anticlinaux montrent ainsi des angles de rotation élevés au niveau des séries sédimentaires déposées avant la croissance des anticlinaux (50° à 70°), diminuant au niveau des séries synchrones à la formation des anticlinaux. Le système de la Fueba, formé antérieurement à la rotation, est repris pendant cet évènement en jeu dextre et a subi la rotation passivement (Munoz et al., 2013).
- Le second épisode de rotation s'effectue entre le Priabonien et l'Oligocène et est lié au charriage de l'unité occidentale de Guarga (bassin de Jaca). Cet évènement ajoute 10° à la première rotation et 22 km de déplacement.

La rotation affecte ainsi toutes les structures actuellement obliques de la région, ce qui impacte donc grandement la reconstitution paléogéographique à l'Eocène Inférieur. A cette époque, les Bassins de Graus-Tremp d'Ainsa et de Jaca communiquent et la sédimentation n'est pas influencée par la présence des anticlinaux de Médiano et de Boltana. Munoz et al., (2013) proposent

ainsi des reconstitutions à différentes époques, notamment avant la première et la seconde phase de rotation (**Figure 2.11**).

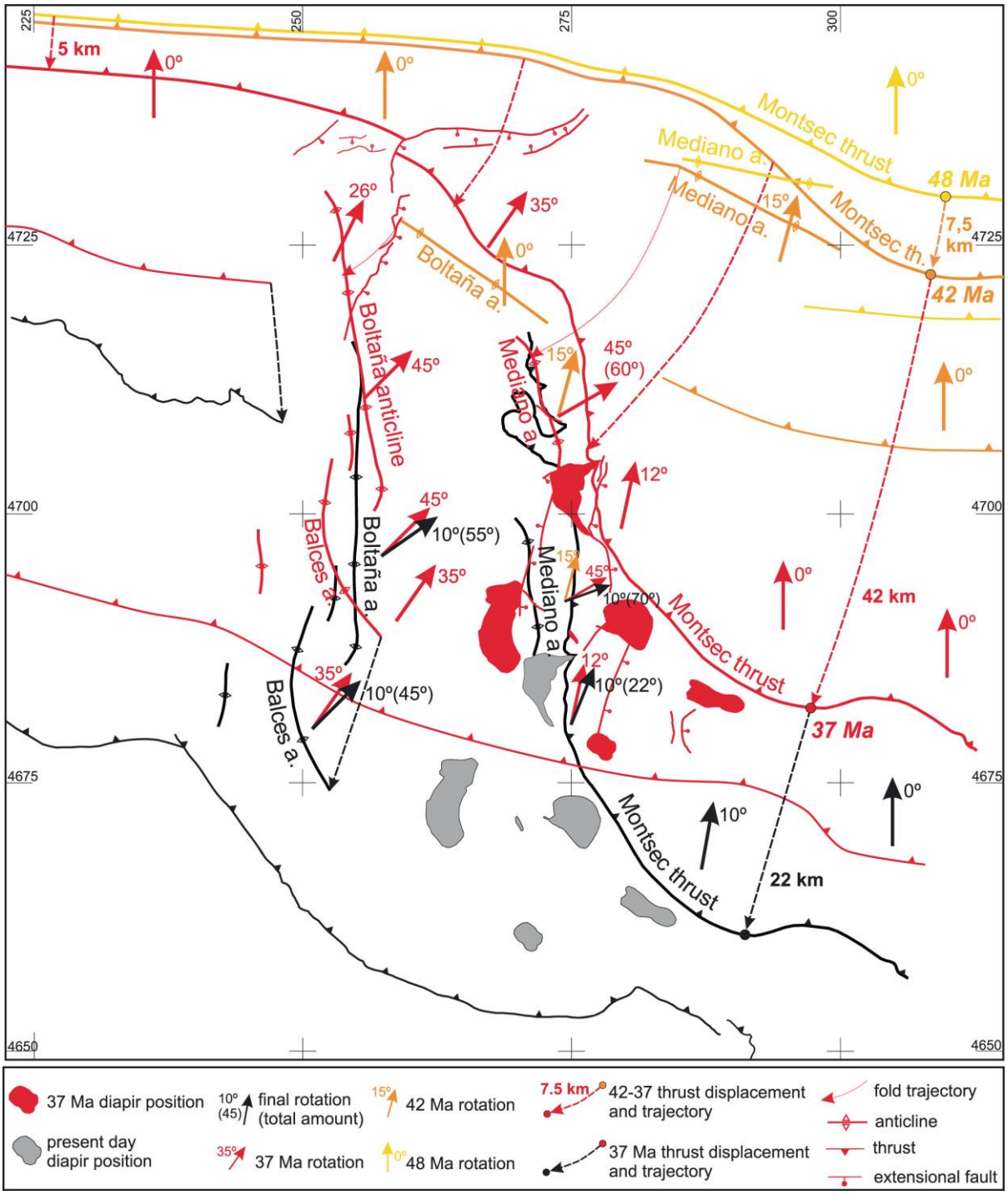


***Figure 2.11** : Synthèse de l'évolution du déplacement de la nappe de Montsec à la transition entre le Bassin d'Ainsa et de Graus-Tremp à différentes époques (48 Ma :Lutétien Inférieur ; 42 Ma : Lutétien Supérieur ; 37 Ma : Priabonien).*

L'Eocène Inférieur correspond à la mise en place du Chevauchement de **Montsec-Pena Montanesa** qui, à l'Est, constituera la base du Bassin de Graus-Tremp. Les Bassins d'Ager (à l'Est) et d'Ainsa (à l'Ouest) se développeront en son mur. Toujours à l'Eocène Inférieur, la transition entre le Bassin de Graus-Tremp et d'Ainsa est marquée par le développement de chevauchements (**Atiart** et **Los Molinos**) et de la **Faille de transfert de la Foradada**. La propagation du Chevauchement de Montsec vers le Sud peut induire la formation de structures, comme les **Plis de Roda**.

L'évolution géodynamique de la chaîne pyrénéenne depuis le Stéphano-Permien jusqu'au Paléocène est présente en Annexe A-2 du manuscrit. La convergence, initiée au Santonien, se traduit dans la Zone-Sud-Pyrénéenne par la surrection de la nappe de socle de Noguères et par la mise en place des premières Nappes Sédimentaires. Le Paléocène semble correspondre à une phase d'accalmie tectonique, puis la convergence augmente pendant l'Eocène Inférieur et engendre la propagation vers le Sud des chevauchements dans la Zone Sud-Pyrénéenne, et donc le transport des nappes sédimentaires et des bassins *piggyback*.

L'armature des Nappes Sédimentaires montre des lithologies diverses qui pourraient alimenter le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa :

- Des grès sont décrits dans le Stéphano-Permien, le Trias, le Crétacé Supérieur et le Paléocène.
- Des carbonates calcitiques sont présents du Trias au Crétacé Inférieur.
- De la dolomite est présente dans le Trias en faible proportion et est très abondante dans le Jurassique.
- Les pélites sont omniprésentes dans la série mésozoïque, et ont la particularité d'être rouges dans le Permo-triasique.

La description des terrains constituant l'armature mésozoïque figure aussi en Annexe A-2.

2.3 PALEOGEOGRAPHIE ET LITHOSTRATIGRAPHIE DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA

2.3.1 Le Crétacé Supérieur et le Paléocène

La fin du remplissage du Bassin d'Organya (Nappe de Boixols) montre dans le Bassin de Graus-Tremp le dépôt de la **Formation de Tremp** avec les Faciès du **Garumnien** continentaux (sédiments continentaux conglomératiques, fluviatiles, à grès à stratifications entrecroisées, et argiles rouges pouvant être gypsifères) passant à l'Ouest à des environnements de plateformes carbonatées (**Formation de Navarri ;** environnements supratidaux, de platiers tidaux, de lagons, de plages, de

hauts fonds et de nombreuses constructions récifales ; **Figure 2.12** A et B). De nombreux travaux décrivent cet intervalle (Eichenseer, 1988; Eichenseer and Luterbacher, 1992; Rosell et al., 2001; Scheibner et al., 2007; Baceta et al., 2011; Pujalte et al., 2015). Le Faciès du Garumnien est diachrone et montre un ensemble d'âge Crétacé qui s'intercale avec la **Formation maastrichtienne des Grès d'Aren** (s.s.) sous-jacents (grès deltaïques à influence vagues et marées ; Nagtegaal, P.J.C., 1972; Nagtegaal et al., 1983; Ardèvol et al., 2000; Robles-Salcedo et al., 2013). La limite entre le Crétacé et le Paléocène correspondrait à un niveau de calcaire lacustre bien identifié dans certaines parties du Bassin (Arostegi et al., 2011; Gómez-Gras et al., 2016; Eichenseer and Luterbacher, 1992; Pujalte et al., 2014). Des intercalations de calcaires blancs lagunaires et lacustres sont observées au niveau de Serraduy (**Figure 2.12** C, D et E), et signent les premières incursions marines à cet endroit du bassin.

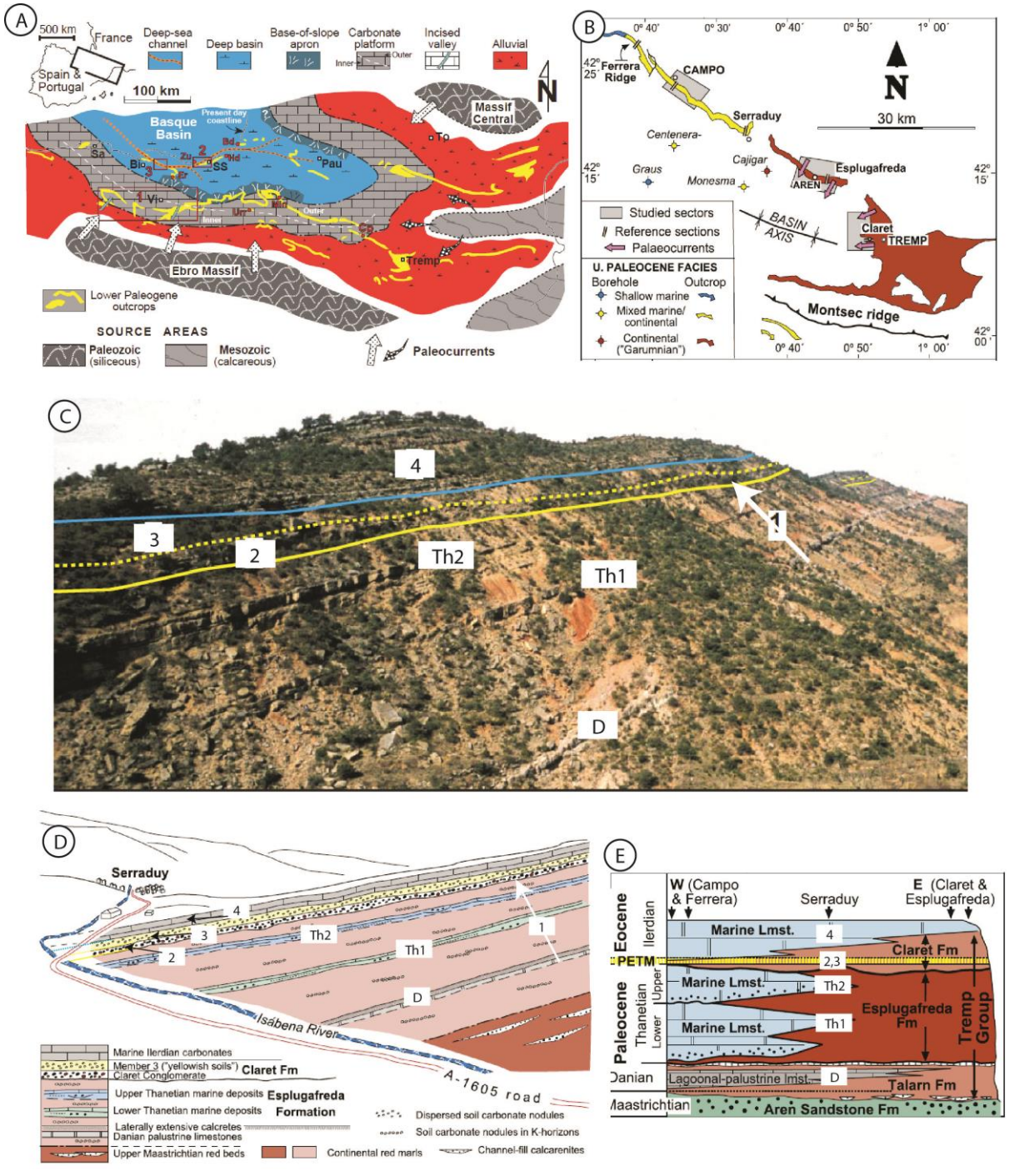


***Figure 2.12** : A) Paléogéographie au Paléocène (Pujalte et al., 2015) ; B) Faciès du Paléocène à l'affleurement et en forage dans le Bassin de Graus-Tremp (en rouge : Formation de Tremp ; en jaune : Formation de Navarri ; Pujalte et al., 2014) ; C et D : Affleurement représentatif de la Formation de Tremp au niveau de Serraduy (D : Calcaire lacustre/palustre du Danien ; Th1 et 2 : Incursion marine thanétiennes ; 1 : Garumnien paléocène : 2 : Conglomérats de Claret : 3 : lutites de plaine alluviale : 4 : base de l'Ilerdien marin ; Photographie de (Schmitz and Pujalte, 2007) et schéma interprétatif de Pujalte et al., 2014) ; E) Stratigraphie simplifiée du Paléocène dans le Bassin de Graus-Tremp (Pujalte et al., 2014).*

Au Paléocène, le Bassin Sud-Pyrénéen correspond à un golfe ouvert vers l'Ouest au niveau de l'actuel Golfe de Gascogne (**Figure 2.12** A). Les travaux de thermochronologie de Whitchurch et al., (2011) montrent que pendant le Crétacé Supérieur et le Paléocène, les plutons cadomiens et hercyniens de la partie orientale des Pyrénées était à exhumation, ce qui implique un transport des sédiments d'Est en Ouest, parallèlement à la chaîne.

2.3.1 L'Eocène Inférieur

La succession sédimentaire de l'Eocène Inférieur fait l'objet de datations biostratigraphiques depuis les années 60 (Hottinger and Schaub, 1960; Gaemers, 1978). Les auteurs se sont d'abord intéressés à l'intervalle de l'Ilerdien, où la section de Tremp fut le premier stratotype (Schaub, 1969; Molina, 1992). Puis fut défini un parastratotype au niveau de la coupe de Campo (Schaub, 1973).

En 1960, Hottinger définit des biozones à Alvéolines (Ilerdien : A. cucumiformis, A. ellipsoidalis, A. mouddoulensis, A. corbarica, A. trempina ; Cuisien A. oblonga). Puis en 1960, Hottinger and Schaub définissent les biozones à Nummulite (Ilerdien : N. fraasi, N. robustiformis, N. exilis/N. globulus et N. involutus ; Cuisien : à N. planulatus). A cette époque, la subdivision standard du Paléogène est basée sur les biozones à foraminifères planctoniques. En 1975, Kapellos and Schaub corrèlent les biozones à foraminifères benthiques à celle des foraminifères planctoniques. En 1990, une corrélation entre les biozones à Nummulites et Alvéolines est présentée par Samso et al., (1990) et Toquella et al., (1990) au niveau de l'intervalle Ilerdien à Cuisien Moyen. Le découpage en biozones à Nummulites de l'Éocène Sud-Pyrénéen est décrit en 1996 par Tosquella et al., (1996) et Serra-Kiel et al., (1998) proposent le découpage officiel des SBZ. Payros et al., (2009) fournissent des datations biostratigraphiques dans le Bassin d'Ainsa.

Plus récemment, l'intégration de l'échelle biostratigraphique à l'échelle magnétostratigraphique (Serra-Kiel et al., (1994) au niveau de l'Eocène Inférieur permet de corréler les formations à travers le bassin de Graus-Tremp (**Figure 2.13**). Des études magnétostratigraphiques ont été réalisées par Bentham and Burbank, (1996) et par Mochales et al., (2012) au niveau de l'Anticlinal de Boltana et dernièrement par Poyatos-Moré, (2014) dans le Bassin de Graus-Tremp.

Les travaux de Serra-Kiel et al., (1994) nous ont permis de simplifier dans un premier temps la vision de la succession sédimentaire de l'Eocène Inférieur dans le Bassin de Graus-Tremp, puisqu'ils permettent une première corrélation entre les Formations basée sur des datations biostratigraphiques, en utilisant les Foraminifères. Nous choisissons dans cette partie de présenter la succession de l'Eocène Inférieur en fonction de ces travaux. Les regroupements effectués sont ceux de Puigdefàbregas and Souquet, (1986) en unités tectono-stratigraphiques (TE).

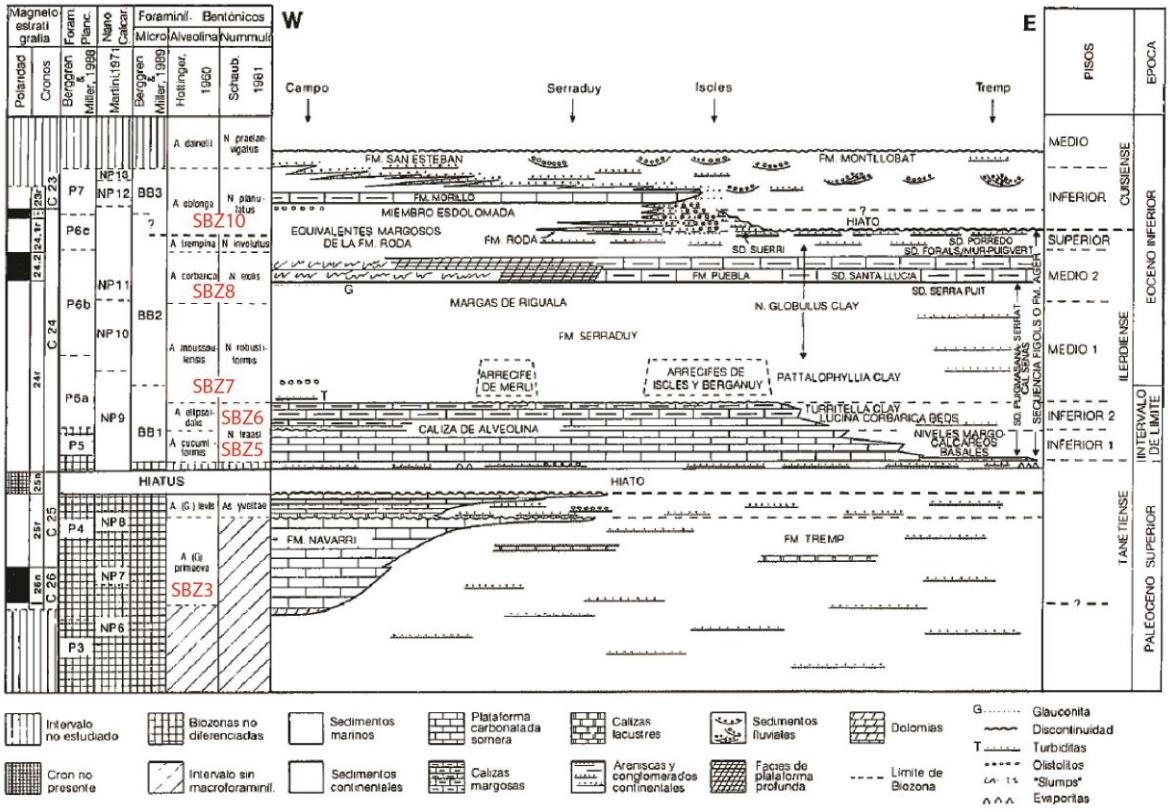


***Figure 2.13** : Diagramme chronostratigraphique du Paléocène Supérieur et de l'Eocène Inférieur du Bassin de Graus-Tremp qui repose sur des datations biostratigraphiques et magnétostratigraphiques réalisées sur quatre sections de terrain (Serra-Kiel et al., 1994).*

2.3.1.1 Unité tectono-stratigraphique TE1 (Ilerdien Inférieur et Moyen)

La limite Éocène-Paléocène est marquée par le dépôt de la Formation des **Conglomérats de Claret** à l'Est du bassin de Graus-Tremp (Pujalte et al., 2009a). Cet intervalle correspondrait à l'anomalie climatique du PETM (*Paleocene Eocene Thermal Maximum*) et est très bien corrélé à travers le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa (**Figure 2.14** A; Payros et al., 2000; Domingo et al., 2009; Orue-Etxebarria et al., 2001; Schmitz and Pujalte, 2007; Pujalte et al., 2009b; Pujalte et al., 2014; Pujalte et al., 2015;). Les conglomérats de Claret (**Figure 2.14** B, C) sont interprétés comme un vaste système de cône alluvial qui remplit et déborde un système de vallées incisées probablement lié à une chute eustatique (**Figure 2.14** D ; Pujalte et al., 2014). La mise en place de ce « mégafan » nécessite des apports sédimentaires importants dont l'origine est encore débattue (accroissement des précipitations saisonnières extrêmes : Pujalte et al. 2014).

L'intervalle sus-jacent aux Conglomérats de Claret correspond à la mise en place d'une large plateforme carbonatée correspondant aux **Calcaires à Alvéolines** (Eichenseer and Luterbacher, 1992; Tosquella and Samsó, 1996; Leturcq, 1999; Payros et al., 2000; Baceta et al., 2005; Baceta et al., 2011; Hamon et al., 2016)**.** La Formation des Calcaires à Alvéolines correspond à la séquence Ager de Eichenseer and Luterbacher, (1992) et date de l'Ilerdien Inférieur (Serra-Kiel et al., 1994). Le dépôt de ces calcaires est fortement affecté par une tectonique synsédimentaire le long de la marge Nord du bassin de Graus-Tremp, conduisant à l'élaboration de pinacles arrière-récifaux (récifs de Merli, Iscles

et Berganuy). A Serraduy, les Calcaires à Alvéolines montrent la mise en place d'un système deltaïque.

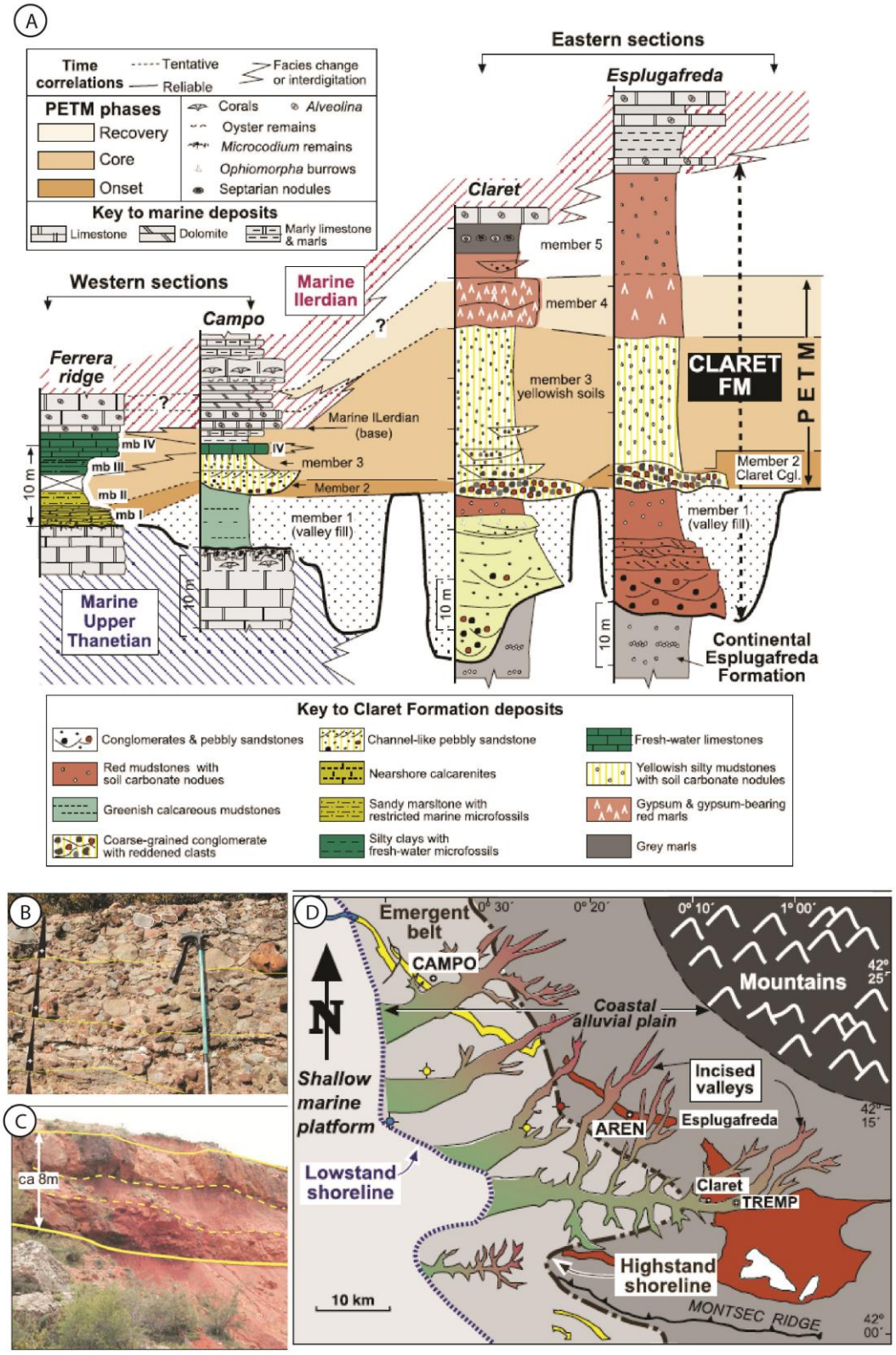


Figure 2.14 *: A) Corrélation de l'intervalle des Conglomérats de Claret à travers le Bassin de Graus-Tremp (Pujalte et al., 2014) ; B) Vue de détail des Conglomérats de Claret à Berganuy, avec des séquences granodécroissantes et des imbrications de clastes ; C) Ensemble des Conglomérats de Claret à Berganuy (A et*

B : Schmitz and Pujalte, 2007) ; D) Paléogéographie du système de vallée incisée, sous-jacent au Conglomérats de Claret.

L'Ilerdien Moyen montre le dépôt des **Marnes de Riguala** (Cuevas-Gozalo et al., 1985; Remacha and Zamorano, 1989) correspondant à des marnes bleues-grises très fossilifères (notamment en Nummulites) et des carbonates de plateforme intermédiaire qui se développent sur les Calcaires à Alvéolines ainsi que latéralement et au-dessus des calcaires récifaux. A l'Ouest, au niveau de Campo (Vallée de l'Esera), ces dépôts de plate-forme externe sont slumpées et associées à des olistolithes (Remacha and Zamorano, 1989).

Ces marnes passent ensuite aux **Calcaires de la Puebla** (Cuevas-Gozalo et al., 1985; Tosquella, 1988) qui correspondent à une alternance de calcaires marneux et de marnes riche en foraminifères (par exemple Nummulites et Alvéolines). Cet intervalle est interprété comme un épisode transgressif (Leturcq, 1999; Serra-Kiel et al., 1994; Remacha and Zamorano, 1989 ; Eichenseer and Luterbacher, 1992). Ces calcaires évoluent vers l'Ouest, à Campo, en des sédiments marno-calcaires noduleux à slump (Tosquella 1988, Samso 1988 Mutti 1988).

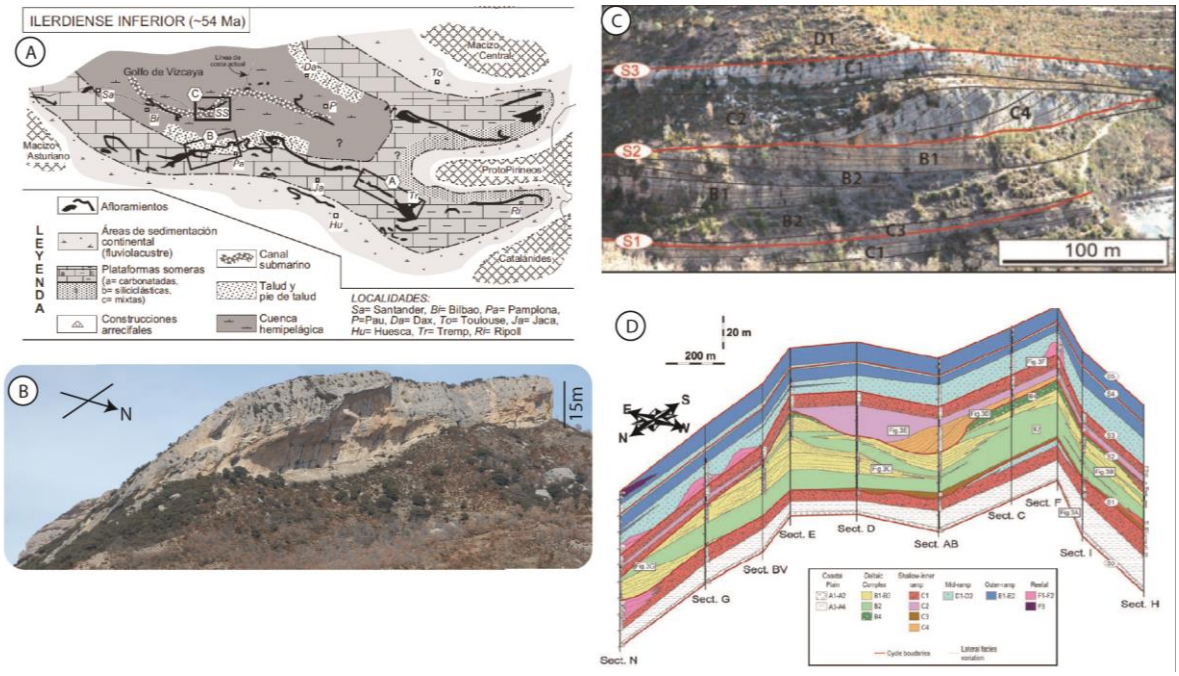


***Figure 2.15** : Paléogéographie à l'Ilerdien illustrant la transgression généralisée pendant le dépôt des Calcaires à Alvéolines (Vera, 2004) ; B) Récif de Berganuy ; C) Vue générale du complexe deltaïque à Serraduy (B1 : lobe deltaïque ; C1 : plateforme interne ; C2 : lagon ; C3 : chenal tidal ; C4 : dune tidale ; D1 : plateforme intermédiaire) D) Architecture stratigraphique correspondante (C et D : Hamon et al., 2016).*

2.3.1.2 Unité tectono-stratigraphique TE2 (Ilerdien Supérieur et Cuisien ; SBZ 8 et 9)

A l'Ilerdien Supérieur / Cuisien Inférieur, le système est marqué par la progradation de systèmes silicoclastiques à influences tidales (Grès de Roda, Complexe Détritique Supérieur, Système de Suerri, de Porredo et de Mur Puigvert : **Figure 2.16**).

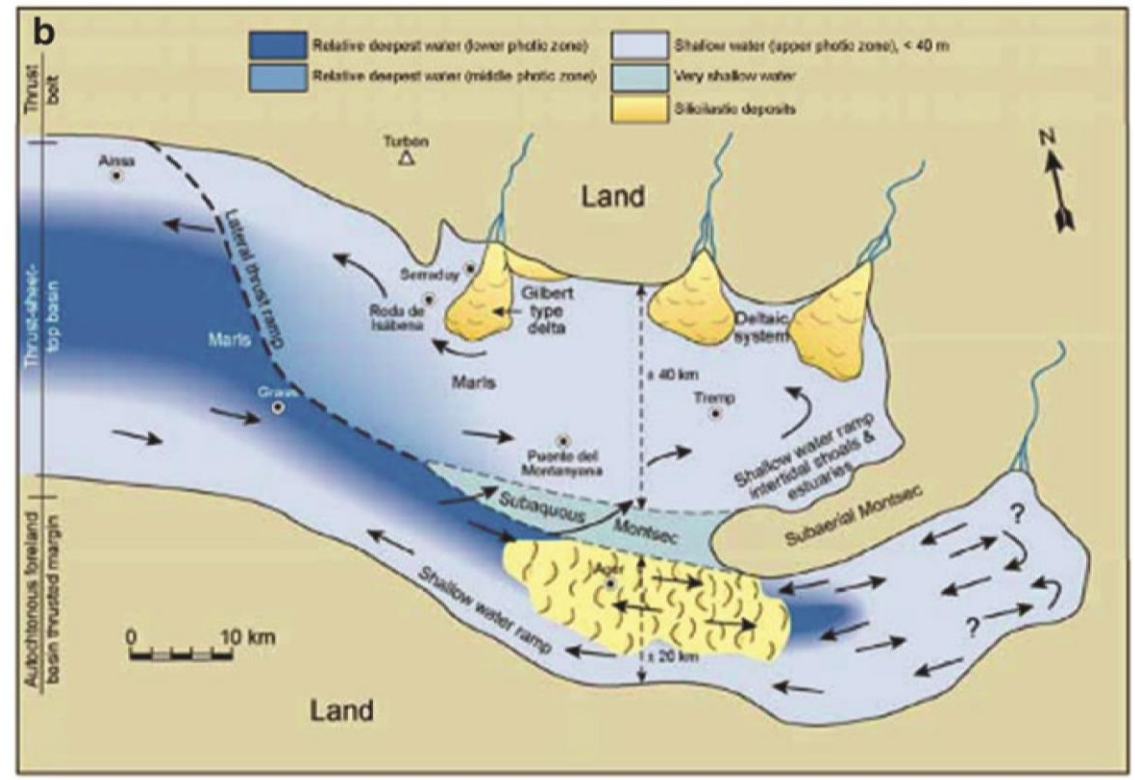


***Figure 2.16** : Paléogéographie de l'intervalle clastique de la TE2 (Martinius, 2012). Nous notons la présence de plusieurs systèmes deltaïques dans le Bassin de Graus-Tremp (dont les Grès de Roda à l'Ouest), et la présence de barres tidales équivalentes dans le Bassin d'Ager au Sud. Le Chevauchement de Montsec limite les deux bassins par un haut-fond subaquatique.*

Parmi ceux-ci, le plus étudié est la Formation des **Grès de Roda** (Nijman and Nio, 1975 ; Yang and Nio, 1985; Yang and Nio, 1989; Jimenez, 1987;(Eichenseer, 1988; Tosquella, 1988; Nio and Yang, 1991; Serra-Kiel et al., 1994; Molenaar and Martinius, 1990; Molenaar and Martinius, 1996; Martinius and Molenaar, 1991; Crumeyrolle et al., 1992; Joseph et al., 1993; López-Blanco et al., 2003; Tinterri, 2007; Leren et al., 2010; Olariu et al., 2012; Martinius, 2012). Les Grès de Roda (s.s.) sont interprétés comme un prisme de bas niveau marin alimenté par une paléo-vallée NE-SW, par laquelle le matériel clastique transite et prograde vers le SW en formant un Gilbert delta à influences tidales. Cette paléo-vallée correspond à une zone en subsidence accrue entre des hauts-fonds structurés par des failles (Turbon, Col des Vent : Eichenseer, 1988 ; Plis de Roda : Lopez-Blanco et al., 2003). Lopez-Blanco et al., (2003) montrent un dépôt syntectonique des Grès de Roda traditionnellement divisés en six corps détritiques arkosiques grano et strato-croissants, intercalés par des marnes à nummulites transgressives. La partie transgressive sous la dernière unité des grès de Roda est caractérisée par une séquence composée de lits marno-calcaires (Calcaire d'El Villar, d'Esdolomada ou encore du Plateau ; **Figure 2.17** A).

Au-dessus des Grès de Roda, le **Complexe Détritique Supérieur** (Tosquella, 1988) ou Complexe Deltaïque Supérieur (ou encore Membre d'Esdolomada ; **Figure 2.17** A), bien moins étudié, signe la même tendance de cycle de progradation et rétrogradation alors que les corps médians présentent un caractère aggradant. Leren et al., (2010) montrent un faible impact tectonique au niveau de cette séquence.

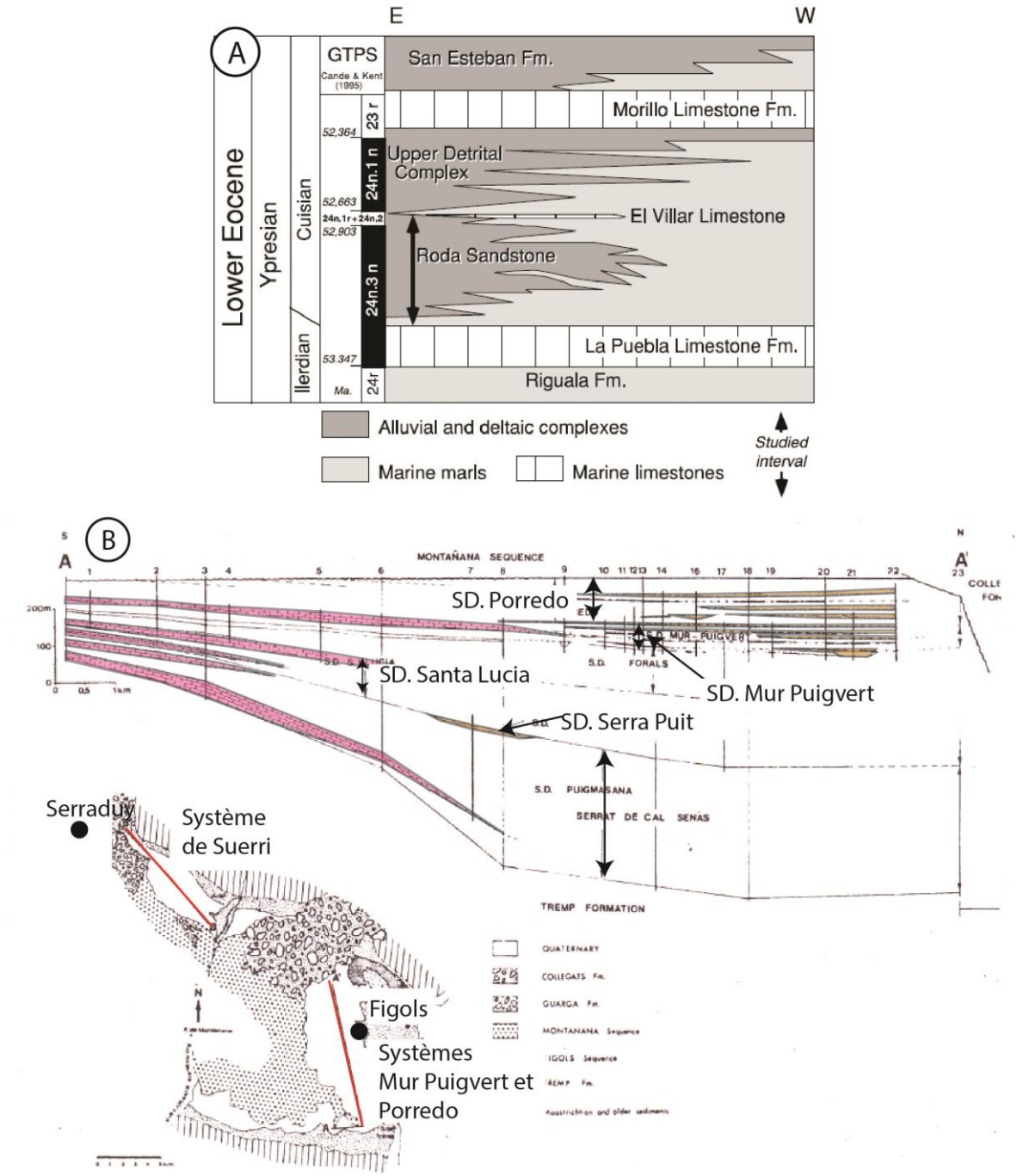


Figure 2.17 *: Diagramme chrono stratigraphique depuis les Calcaires de La Puebla jusqu'au Calcaires du Morillo (Lopez-Blanco et al., 2003) ; B) Corrélation litho stratigraphique des systèmes de Mur Puigvert et de Porredo par Fonnesu (1984).*

Cet épisode deltaïque se termine par un niveau de calcaire à foraminifères (Nummulites et Alvéolines) et bioclastes intercalé d'intervalle marneux correspondant à la **Formation du Morillo** (Cuevas-Gozalo et al., 1985). La Formation du Morillo est appelée "lit à Milioles" par Nijman et Nio (1975). Cette formation appartient au Cuisien Inférieur (SBZ 10 ; Serra-Kiel et al., 1994). Elle affleure uniquement dans le secteur de Serraduy-Campo.

Plus à l'Est dans le Bassin de Graus-Tremp, d'autres systèmes deltaïques sont décrits par (Fonnesu, 1984a). A 2-3 km à l'Est de la vallée de l'Isabena, le **Système de Suerri** prograde vers le SE. Un peu plus à l'Est encore, Fonnesu (1984) décrit les **Systèmes de Mur-Puigvert et Porredo** qui présentent une direction de progradation vers le SO (**Figure 2.17** B).

2.3.1.3 Unité tectono-stratigraphique TE3 (Cuisien Inférieur ; SBZ 10)

L'unité tectono-stratigraphique 3 correspond aux **Formations de Montllobat, Castigaleu et San Esteban** (Van Der Meulen, 1983; van der Meulen, 1989; Mutti et al., 1988), composant le Groupe du Montanana Inférieur (**Figure 2.18** ; Nijman, 1998; Martinius, 2012). La Formation Montllobat est localisée dans la partie orientale du Bassin de Graus-Tremp et montre les environnements les plus proximaux (chenaux fluviatiles, parfois méandriformes) dont les progradations vont vers le SW au Nord du bassin et vers l'Ouest dans la partie méridionale (**Figure 2.19** ; Puigdefabregas and Van Vliet, 1977). Plus à l'Ouest, la Formation Castigaleu montre des chenaux distributaires, intertidaux et des lagunes inter-distributaires (**Figure 2.19** ; Nijman and Nio, 1975). L'environnement de dépôt de front de delta est décrit comme étant dominé par l'action des marées au niveau de la Vallée de l'Esera (Mutti et al., 1988). Les faciès transgressifs correspondent à des marnes riches en ostracodes dans la Vallée de l'Isabena et riches en Nummulites au niveau de la Vallée de l'Esera (Serra-Kiel et al., 1994). Au Nord de la Vallée de l'Isabena dans le Bassin de Graus-Tremp, un système de cône alluvial alimente le bassin et prograde vers le Sud (Formation San Esteban ; Nijman et Nio 1975). Dans le Bassin d'Ainsa, les systèmes turbiditiques sont peu développés, et semblent absents dans le Bassin de Jaca (Remacha et al., 1997). Deux mégaséquences sont reconnues dans cet ensemble par Nijman, (1998).

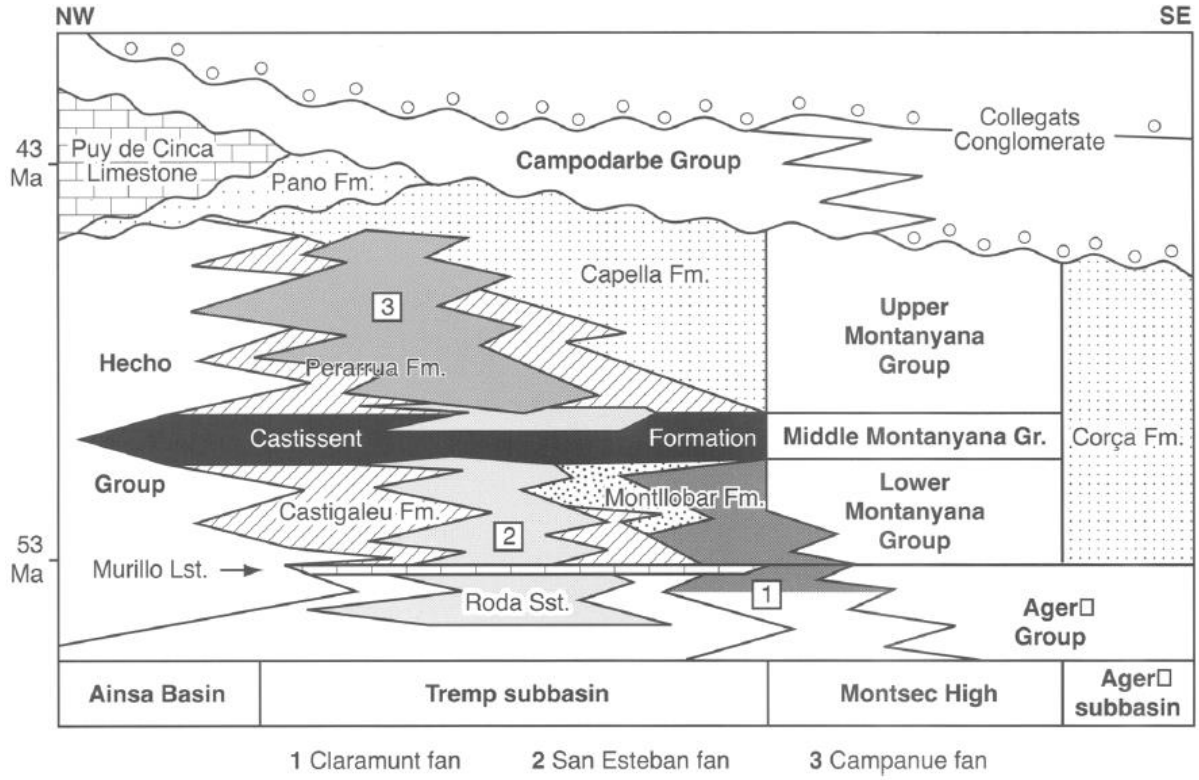


***Figure 2.18** : Schéma stratigraphique du Groupe de Montanana au niveau du bassin de Graus-Tremp. Les formations hachurées en oblique correspondent à des environnements de dépôt de plaine deltaïque inférieure et de front de delta. Les formations coloriées en gris correspondent à des environnements de dépôt de cône alluviaux et les formation symbolisées en pointillés correspondent à des environnements de dépôt de plaine alluviale et de plaine deltaïque supérieure (Nijman, 1998).*

La limite inférieure de cette formation consiste en une surface érosive sur la TE2 à l'Est et au Sud du bassin. Le long de la Vallée de l'Isabena, la discordance se situe sur les sédiments du système de Suerri du Cuisien inférieur (Fonnesu, 1984). La limite supérieure de la Formation de Castigaleu dans le Bassin de Graus-Tremp correspond à des discordances qui enregistrent une progradation rapide de faciès fluvio-deltaïques de la Formation Castissent (Mutti et al., 1988; Nijman and Nio, 1975;). Cette discordance est angulaire avec un angle de 20° à l'Est du bassin (Fonnesu 1984). Dans le Bassin d'Ainsa, les dépôts de front de delta sont affectés d'une large incision sous-marine (l'incision d'Atiart).

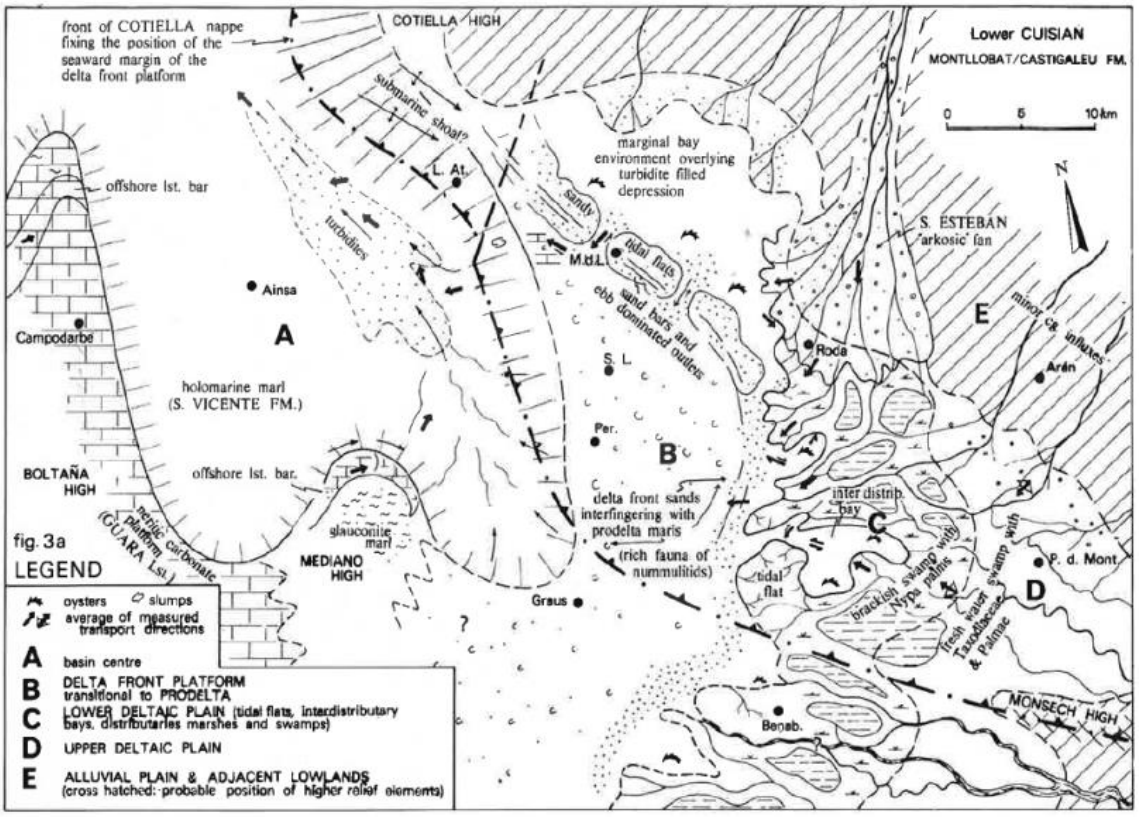


***Figure 2.19** : Paléogéographie pendant le dépôt des Formations Montllobat, Castigaleu et San Esteban (Nijman et Nio 1975).*

2.3.1.4 Unité tectonostratigraphique TE4 (Cuisien Moyen SBZ 11)

La Formation de **Castissent** (Groupe du Montanana Moyen) est décrite au niveau du village du même nom par Nijman and Puigdefabregas, (1977), où la couleur blanche des grès en fait une caractéristique fondamentale (**Figure 2.20** A). Cette formation enregistre la plus forte progradation fluviale dans le Groupe du Montanana (Nijman and Nio, 1975; Serra-Kiel et al., 1994; Marzo et al.,

1988). La paléogéographie de la Castissent montre un système fluvio-deltaïque dans le Bassin de Graus-Tremp passant à un système turbiditique à l'Ouest dans le Bassin d'Ainsa (**Figure 2.20** B).

Dans le Bassin de Graus-Tremp, l'ensemble continental de la Formation Castissent est décrit par Marzo et al., (1988). Il s'agit, en amont, d'un complexe fluviatile amalgamé de systèmes en tresses. Dans les parties les plus proximales, un voire deux complexes fluviatiles sont décrits (**Figure 2.20** C). Plus à l'Ouest, les auteurs en reconnaissent trois. La partie deltaïque et turbiditique de la Formation Castissent fait l'objet d'un modèle de faciès détaillé par (Mutti et al., 2000; Mutti et al., 2003; Poyatos-Moré, 2014) qui présentent les environnements de dépôt typique d'un delta à dominance fluviale. Nous notons la présence de *mass-transport deposits* et d'hyperpycnites dans la partie pro-deltaïque et de pente.

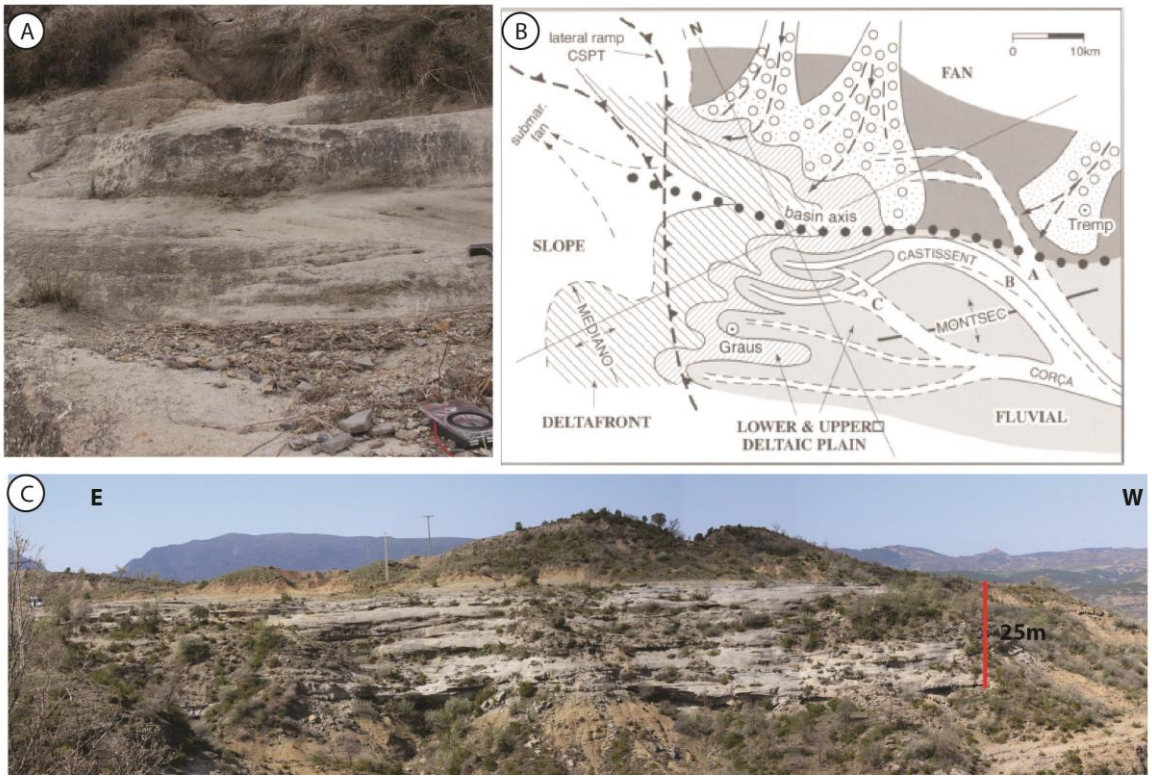


***Figure 2.20** : A) Grès blancs typique de la Formation Castissent dans le Bassin de Graus-Tremp ; B) Paléogéographie de la Formation Castissent dans le Bassin de Graus-Tremp (Nijman, 1998). Nous notons l'interprétation de la Formation Corça dans le Bassin d'Ager au Sud du Chevauchement de Montsec qui communiquerait avec les systèmes fluviatiles du Bassin de Graus-Tremp, sans que cela soit réellement démontré dans les travaux de Nijman,(1998) et Nijman, (1990). C) Complexe fluviatile amalgamé de la Formation Castissent à l'Est du Bassin de Graus-Tremp.*

Bien que l'ensemble des dépôts de la Formation Castissent soit traditionnellement interprété comme une séquence de dépôt liée à une chute eustatique (Marzo et al., 1988), deux sous-séquences (CS1 et CS2) sont décrites dans le Bassin d'Ainsa par Mutti et al. (1988), et définies plus précisément par Poyatos-Moré, (2014). La Formation **San Vicente** dans le Bassin d'Ainsa est l'équivalent (entre autres) de la Formation Castissent. La bathymétrie serait de 400 à 600m dans le Bassin d'Ainsa (Pickering and Corregidor, 2005). Elle correspond à des marnes de bassin dans lesquelles s'intercalent des systèmes turbiditique gréseux. Le système de Fosado est l'équivalent de

la CS1, et du système de Torla dans le Bassin de Jaca ; celui d'Arro (ou de Charo 1) est l'équivalent de de la CS2 et du système de Broto dans le Bassin de Jaca (Mutti et al., 1985; Mutti et al., 1988; Remacha et al., 2003). Ces deux séquences sont marquées par des surfaces d'érosion, bien exprimées à la transition entre le Bassin d'Ainsa et de Graus-Tremp (**Figure 2.21** A), qui montrent le passage entre les sédiments de plateforme silicoclastiques et de pente/bassin. Ces surfaces d'érosion sont décrites comme étant des canyons (Mutti et al., 1988; Millington and Clark, 1995) et sont le résultat d'une érosion régressive au niveau de la bordure de la plate-forme associée à des phénomènes d'arrachement (Remacha et al. 2000). Elles semblent contrôlées par le jeu du Système tectonique de la Fueba - Foradada ; les chevauchements au moment de leur émergence sont affectés par des troncatures d'érosions liées à des collapses (Casas et al., 2002; Barnolas, 1992; Muñoz et al., 1994; Poyatos-Moré, 2014).

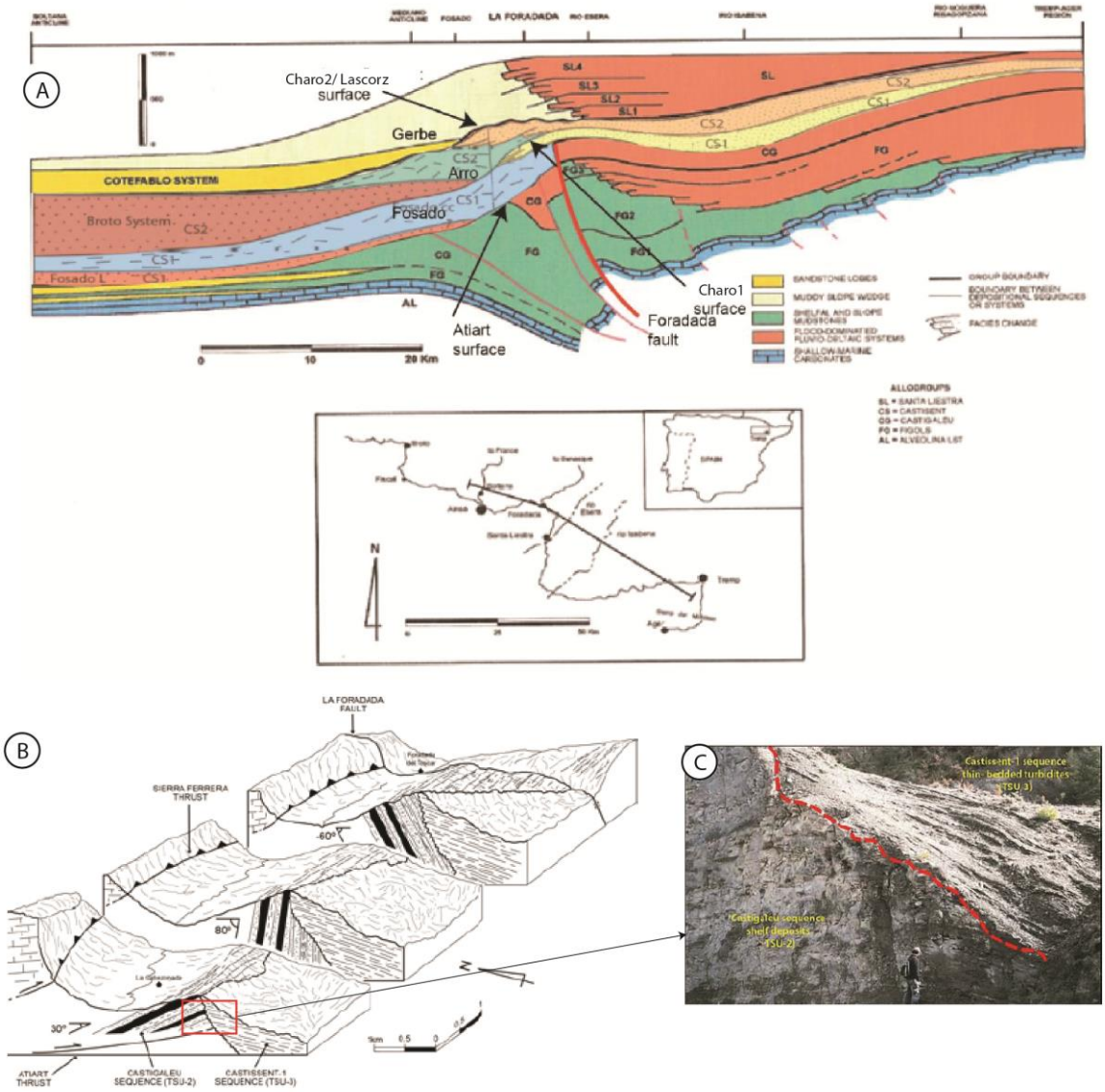


Figure 2.21 *: A) Schéma litho-stratigraphique des formations Eocènes entre le bassin de Graus-Tremp et celui d'Ainsa/Jaca. Ce schéma met en évidence que la marge du Bassin d'Ainsa semble localisée au niveau de la Foradada, dans une zone structuralement très marquée (Zone Oblique d'Ainsa). Les traits grossiers en noir correspondent aux limites de formations sédimentaires. Les systèmes de Broto et Cotefablo, tels que dessinés,*

semblent se former au maximum de régression des deux progradations deltaïques de Castissent (CS1 et CS2 ; modifié d'après Mutti et al. 1988) ; B et C) Schéma illustrant l'incision d'Atiart entre les Formations de Castigaleu et de Castissent (Poyatos-Moré, 2014).

La **surface d'Atiart** correspond à la base du système de Castissent et incise des dépôts de Castigaleu à l'Est de la faille de la Foradada. Le système turbiditique remplissant cette incision est celui de **Fosado**. Cette incision se forme pendant le Cuisien Moyen et semble contrôlée par la faille de la Foradada (Muñoz et al., 1994 Poyatos-Moré, 2014 ; **Figure 2.21** B et C).

La **surface de Charo-1** (Mutti et al., 1985; Poyatos-Moré, 2014) est localisée à la base du Système d'Arro, et est intercalée dans les dépôts de prodelta (**Figure 2.21** A ; Figure 2.22).

Au-dessus de la Formation Castissent, la Formation **Perrarua** correspond à un intervalle transgressif du Cuisien Moyen, qui s'initie au niveau de la vallée d'Esera au sommet de la formation Castissent et qui correspond à un intervalle marno-gréseux à nummulites. Son épaisseur augmente de l'Est vers l'Ouest. Cette intervalle correspond aux unités C7/C8 de (Poyatos-Moré, 2014 ; Figure 2.22).

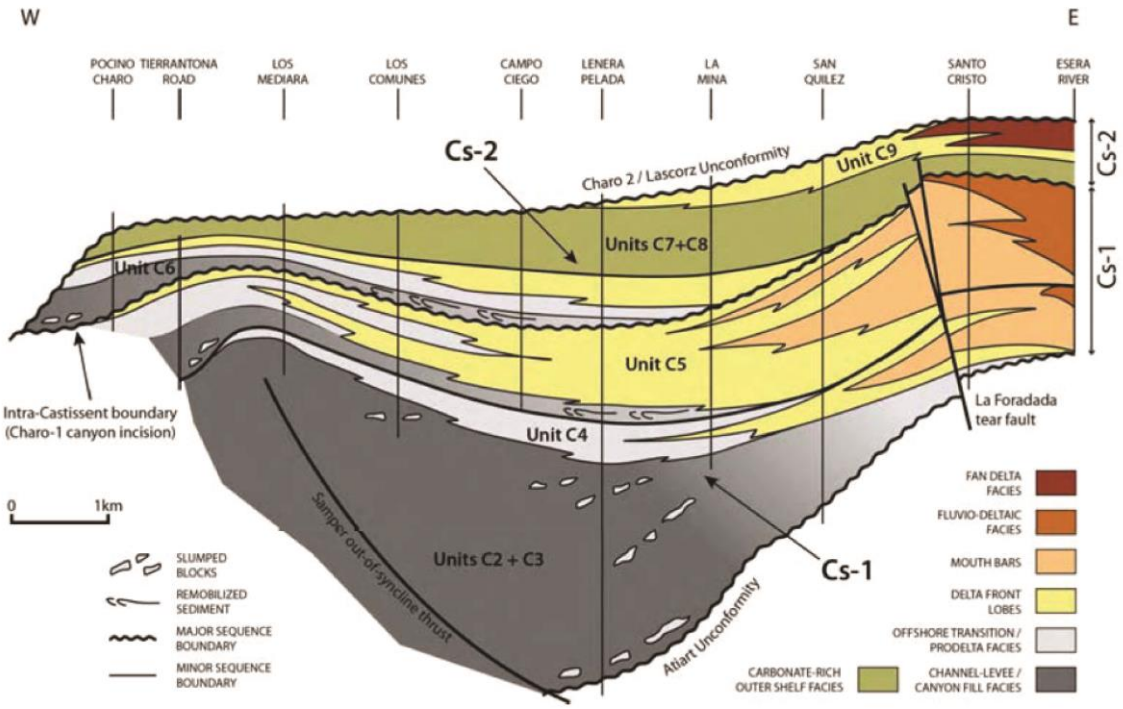


Figure 7-6. Synthetic correlation panel of the Castissent sequences between the Ésera River (E) and the Charo region (W), showing the transition from fluvio-deltaic deposits to slope turbidites through a tectonically-controlled shelf-margin delta.

***Figure 2.22** : Corrélation stratigraphique de la Formation Castissent au niveau de la transition entre le Bassin de Graus-Tremp et d'Ainsa (Poyatos-Moré, 2014). L'unité C1 (qui n'est pas représentée sur ce schéma) correspond au chenal de Fosado, qui passe à des marnes intercalées de faciès turbiditiques (unité C2 et C3). Les unités C4 et C5 montrent des dépôts deltaïques puis pro deltaïques vers l'Ouest et sont interprétées en lowstand shelf margin. La surface Charo 1 sépare l'unité C5 de la C6 (le chenal d'Arro est localisé dans l'unité C6). Les unités C7 et C8 montre une rétrogradation des environnements de dépôt.*

2.3.2 L'Eocène Moyen et Supérieur

La Formation de **Capella** (Groupe du Montana Supérieur) est décrite au niveau du village de Capella où elle affleure sur près de 340 m (Nijman and Nio, 1975). Pour Munoz et al. (2013), la Formation Capella date du Lutétien et correspond à un épisode de progradation qui repose en discordance sur les formations Perarrua. On note la présence dans cet intervalle de systèmes alluviaux progradant depuis le Nord et correspondant à la Formation **Campanue** dans la Vallée de l'Isabena et de **Santa Liestra** dans la Vallée de l'Esera (Garrido, 1968 ; Crumeyrolle, 1987). Ces systèmes, très discordants, érodent les Formations de Capella et de Perarrua. Dans le Bassin d'Ainsa, la limite inférieure de la Santa Liestra correspond à la **surface de Charo 2/Lascorz** qui érode les dépôts du Cuisien Moyen et permet la mise en place du système de Banaston (Mutti et al., 1988).

Dans l'ensemble du Groupe de Montanana, les apports silicoclastiques progradent vers l'Ouest et sont limités au nord par des cônes alluviaux de direction environ N-S drainant la Zone Axiale (Nijman and Nio, 1975; Marzo et al., 1988; Nijman, 1998; Vincent, 2001; Dreyer et al., 1999). Ces systèmes progradant vers le Sud et ceinturant le bassin de Graus-Tremp fournissent des sédiments clastiques fins ou plus grossiers à galets et sont liés à la surrection des systèmes chevauchants du Nord (Vera, 2004). Ainsi, le Groupe de Montanana montre un changement radical de paléogéographie par rapport à l'unité TE2, avec des apports parallèles à la chaîne de Pyrénéenne , en plus d'apports transverses (Whitchurch et al., 2011 ; **Figure 2.23**).

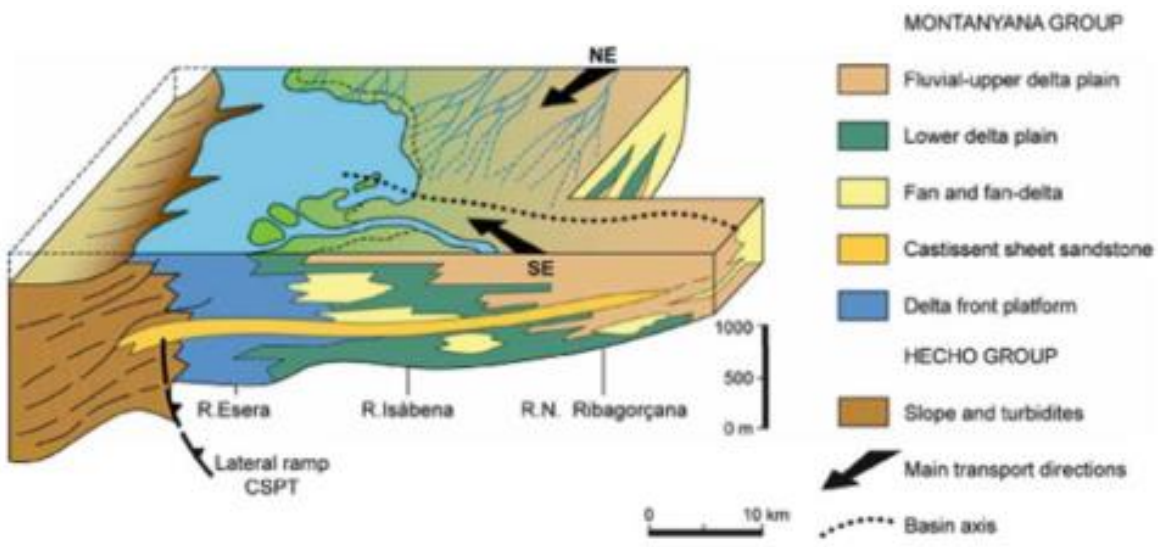


***Figure 2.23** : Block diagramme du Groupe de Montanana, illustrant le comblement du Bassin de Graus-Tremp par des apports parallèles et transverses à la chaîne Pyrénéenne. Le système sédimentaire montre une progradation globale vers l'Ouest avec le passage d'environnements fluvio-deltaïques dans le Bassin de Graus-Tremp à des environnements de bassins turbiditiques dans le Bassin d'Ainsa. Cette transition s'effectue au niveau de la rampe latérale du Chevauchement de Montsec (Martinius, 2012).*

Le reste de la succession montre :

- au Lutétien Moyen ; une importante transgression présentant des grès à la base (systèmes d'îles barrières) auxquelles suivent des marnes bleues et la progradation d'un système arrière-récifal (Calcaire de Grustan).
- Les séquences suivantes mettent en évidence un important changement paléogéographique par la mise en place des sédiments continentaux du Bartonien / Priabonien (Formation Escanilla) puis le développement des cônes alluviaux oligocènes le long de la zone axiale, marquant une phase de déformation majeure. Ils s'agit des Conglomérats de Sis divisé en 4 séquences (Formations de Cajigar, de Cornudella, de Sis et de Collégats ; Vincent, 2001), des Conglomérats de la Pobla de Ségur à l'Est au niveau de la vallée du Pallaresa (Mellere and Marzo, 1992), le corps conglomératique de Gurp, composé des Formations d'Espills et Gurp.

A la fin de l'Eocène, toute la zone sud-pyrénéenne est émergée et la croissance des reliefs soumis à érosion augmente intensément les apports détritiques. La sédimentation carbonatée au sud de la zone sud-pyrénéenne tend à disparaitre. Cette progradation est interprétée comme liée au soulèvement de la chaine et à l'intensification de l'érosion couplée à l'accélération de la subsidence (Dreyer et al., 1999; Vergés et al., 2002; Beamud et al., 2003; Nijman, 1998 ; Lopez-Blanco et al., 2003). A l'Oligocène, seule la zone sud-pyrénéenne reste tectoniquement active (chevauchement de Guarga) et est charriée vers le Sud, au niveau du bassin de l'Èbre, sur un décollement généralisé qui montre des déformations hors séquence jusqu'au Miocène Supérieur (Jolivet et al., 2007). L'âge de fin de compression est donc diachrone d'Est en Ouest. Les Pyrénées sont alors soumises à un soulèvement isostatique et à une érosion de la chaîne et des bassins adjacents. A cette période, les connexions entre l'Atlantique et le Bassin de l'Èbre sont fermées. L'ouverture du bassin de Valence au Miocène et le soulèvement de la cordillère catalane s'accompagnent de la mise en place de failles normales dans le Bassin de l'Èbre. Cet évènement correspond à l'ouverture de la Méditerranée.

A partir de l'Eocène, et jusqu'à l'Oligo-Miocène, la rotation de l'Ibérie engendre un régime en transpression dans le Golfe de Gascogne et un mouvement en compression dans les Pyrénées.

A partir du Paléocène, les bassins d'avant-pays sud-pyrénéens sont transportés vers le Sud sur les évaporites du Trias.

À l'Éocène Inférieur, le bassin de Graus-Tremp correspond à une cuvette d'orientation E-O, localisée entre les chevauchements globalement E-O de Boixols au Nord et de Montsec au Sud. Ce bassin accueille une sédimentation de plateforme carbonatée qui passe à une sédimentation détritique. Dans un premier temps, les apports clastiques s'effectuent via un ensemble de systèmes deltaïques qui progradent globalement vers le Sud. Dans un second temps, le Bassin de Graus-Tremp montre l'installation d'un vaste système fluvio-deltaïque qui passe à des environnements turbiditiques dans le Bassin d'Ainsa, et ce à partir de la Formation Castissent. La transition des environnements de dépôt au niveau de cet intervalle est fortement contrôlée par la tectonique, et enregistre le développement des rampes latérales du Chevauchement de Montsec.

Bien que la succession sédimentaire soit décrite sur des intervalles spécifiques dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa au travers d'un nombre important de travaux, il n'existe pas actuellement un cadre stratigraphique qui englobe toutes les séries de l'Eocène Inférieur à travers l'ensemble du Bassin.

2.3.3 Actualisation de la charte tectono-lithostratigraphique

Depuis l'excursion IAS de 1975 par J. Rosell et C. Puigdefabregas, le Bassin Sud-Pyrénéen, et plus particulièrement le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa, a suscité une multitude de travaux, très souvent menés sur des intervalles spécifiques de l'Eocène. Ainsi, la succession sédimentaire du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa a la particularité de présenter une terminologie très diverse, organisée en Formations, souvent équivalentes les unes des autres, en Groupes (Mutti et al., 1988), en Séquences (Eichenseer and Luterbacher, 1992; Mutti et al., 1985; Fonnesu, 1984) , en Mégasequences (Nijman, 1998) ou en Unité tectono-sédimentaires (Garrido-Megias, 1973; Puigdefàbregas and Souquet, 1986). Dans cette partie, nous avons actualisée la série sédimentaire étudiée de l'Eocène Inférieur en fonction des datations bio et magnétostratigraphiques.

Les travaux de Serra-Kiel et al., (1994) ont l'intérêt de présenter des datations biostratigraphiques et magnétostratigraphiques sur un ensemble de quatre coupes, assez détaillées pour que nous puissions y reconnaitre aisément la succession sédimentaire depuis les Calcaires à Alvéolines jusqu'au Morillo. Ainsi, pour cet intervalle, ce sont ces travaux que nous avons dans un premier temps considérés.

La comparaison des résultats de magnétostratigraphie de Bentham et Burbank, (1996) et de Serra-Kiel et al., (1994) montre certaines incohérences (**Figure 2.24**). Nous retenons les similitudes suivantes entre ces deux travaux :

- La Formation des Calcaires à Alvéolines appartient aux SBZ 5 et 6.
- L'ensemble de la Formation des Calcaires de la Puebla appartient à la SBZ 8 et au premier Chron à polarité normal, qui serait donc le Chron C24n.3n (Gradstein et al., 2012). La Formation Santa Lucia sur la coupe de Tremp serait donc un équivalent des Calcaires de la Puebla.
- Sur la coupe de l'Esera, la limite SBZ 7 et 8, est probablement mal localisée puisque qu'elle se situerait dans le Chron C24n.3n, alors qu'elle devrait être au sein d'un Chron à polarité inverse.
- Le système de Suerri, de Porredo, de Mur-Puigvert et des Grès de Roda appartiennent aux SBZ 9 et 10. Nous attirons l'attention sur les Grès de Roda qui dans les travaux de Serra-Kiel et al. (1994), appartiennent exclusivement à la SBZ 10. La coupe étudiée est localisée dans la partie distale du système, et ne recoupe que les trois derniers corps gréseux (X, Y et Z d'après López-Blanco et al., 2003; **Figure 2.25**). Ainsi, les premiers corps gréseux des Grès de Roda (U, V et W ; **Figure 2.25**) appartiendraient à la SBZ 9.
- Les calcaires du Morillo appartiennent à la SBZ 10 et sont dans un Chron à polarité inverse, correspondant au C23r.
- La Base de la Castigaleu correspondrait à un intervalle proche d'une inversion de polarité, pouvant correspondre à la limite C23r et C23n. L'ensemble de la Formation est inclus dans la SBZ 10.
- La base de la Formation Castissent se localise dans la SBZ11 (Serra-Kiel et al., 1994) et à la base du Chron C22r. L'assemblage de foraminifères du sommet de la Formation correspond à la SBZ 11 et se localise au sommet du Chron C22r.

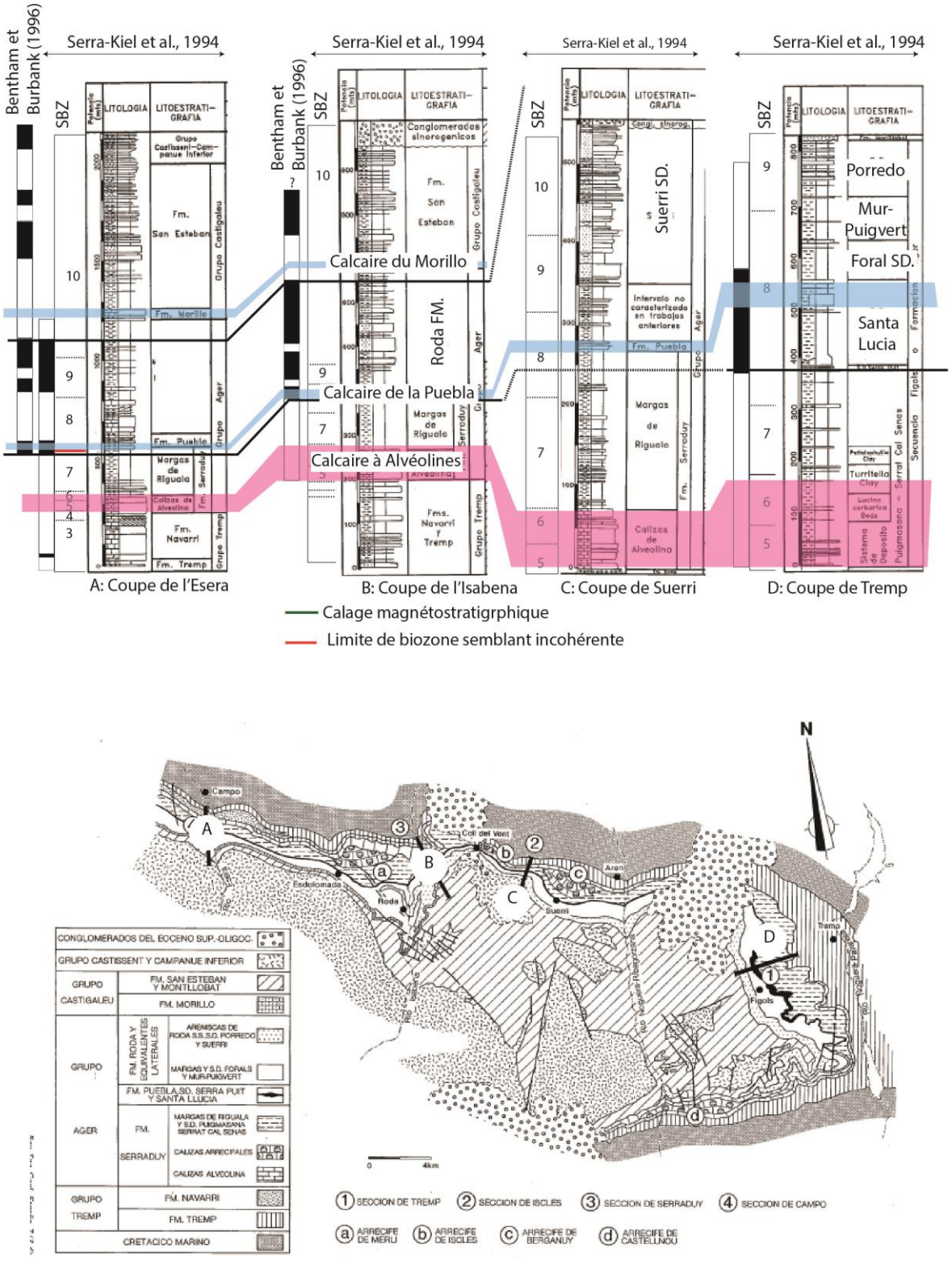


Figure 2.24 *: Comparaison des résultats de datations de Bentham et Burbank, (1996) et de Serra-Kiel et al., (1994).*

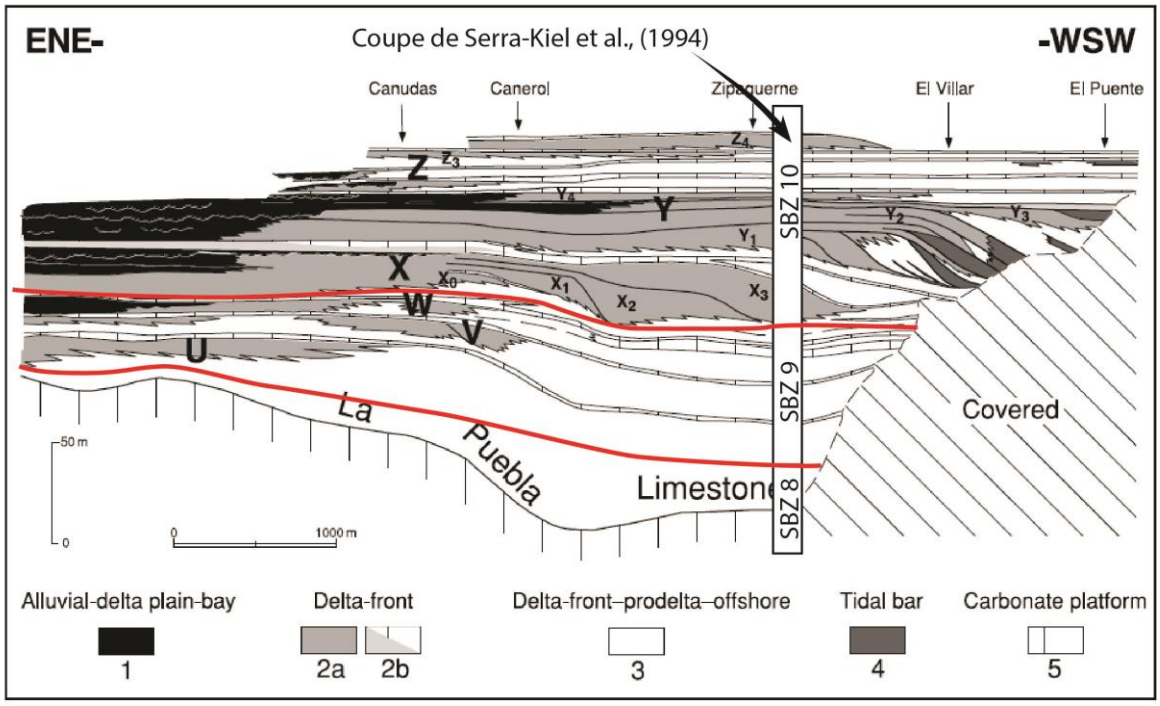


***Figure 2.25** : Calage des datations biostratigraphiques de Serra-Kiel et al., (1994) sur l'ensemble des Grès de Roda, l'architecture stratigraphique des Grès de Roda est de Lopez-Blanco et al., 2003.*

Dans le Bassin d'Ainsa, les travaux de Payros et al., (2009) montrent que les sédiments localisés sous la surface d'Atiart (base de la Formation Castissent) appartiennent à la SBZ 10, et pourrait donc correspondre à la Formation Castigaleu. Les progradations deltaïques de la Castissent sont d'âge SBZ 11. Le sommet de la Formation Castissent, montre un âge SBZ 11 aussi, ce qui correspond à l'âge défini par Mochales et al., (2012) qui montrent d'après des études magnétostratigraphiques que le sommet de l'équivalent Castissent dans l'anticlinal de Boltana (Formation de Boltana) correspond au sommet du Chron C22r.

Ainsi, l'ensemble de ces datations, que nous avons actualisées à la GTS 2012 nous permet de proposer la **charte tectono-stratigraphique** suivante (**Figure 2.26**). Ce travail nous a permi de retrouver les équivalences entre les Formations. La **Figure 2.27** montre les noms de Formation qui seront retenus dans notre travail (principalement dans la zone de Serraduy), et leur équivalent à l'Est du Bassin.

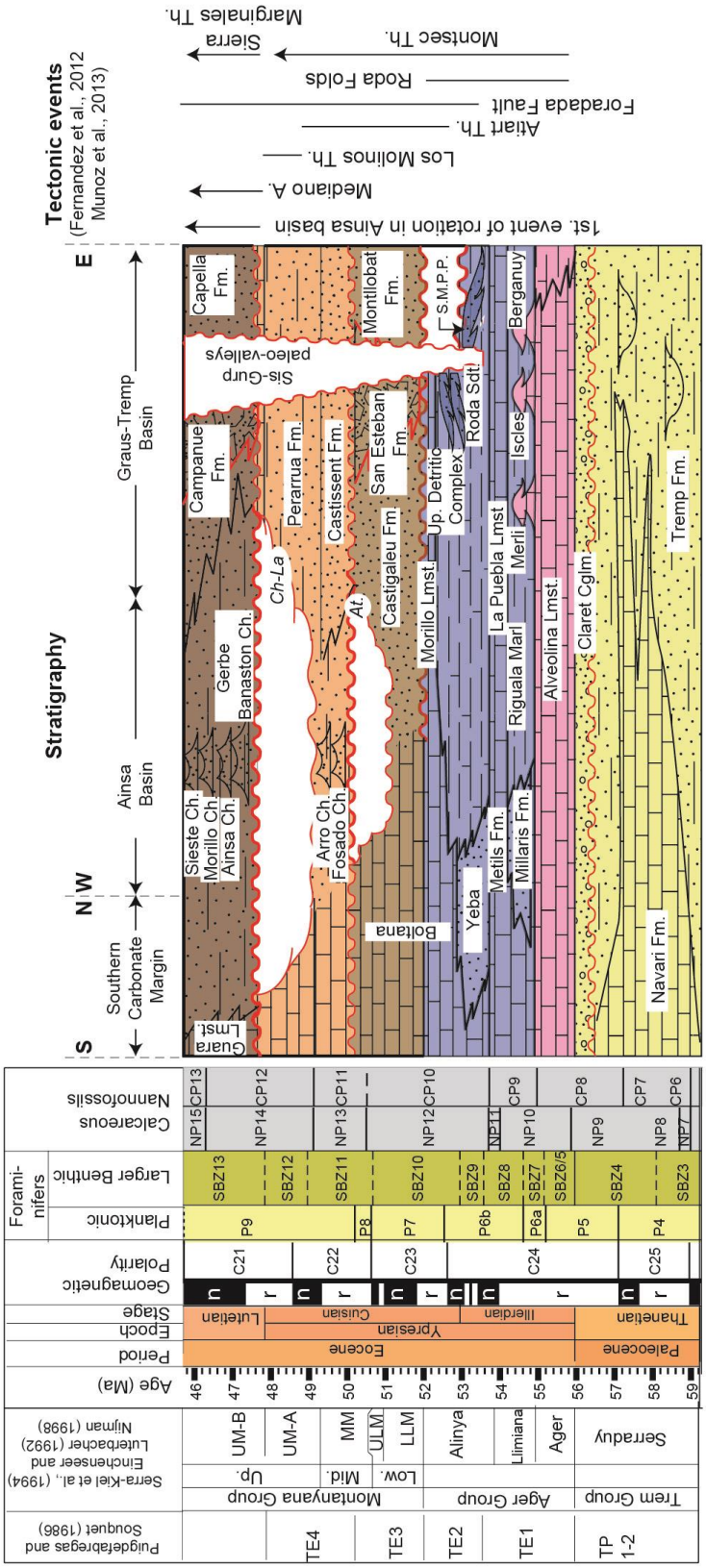


Figure 2.26 *: Charte tectono-lithostratigraphique actualisée de l'Eocène Inférieur du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa. Les données des travaux de Serra-Kiel et al., 1994, Bentham et Burbank, (1996) et de Payros et*

al., 2009 ont été actualisés à la GTS 2012 (Gradstein et al., 2012). S.M.M.P. : système de Suerri, Mur-Puigvert et de Porredo. At. : surface d'Atiart ; Ch-La : Surface de Charo2-Lacorz.

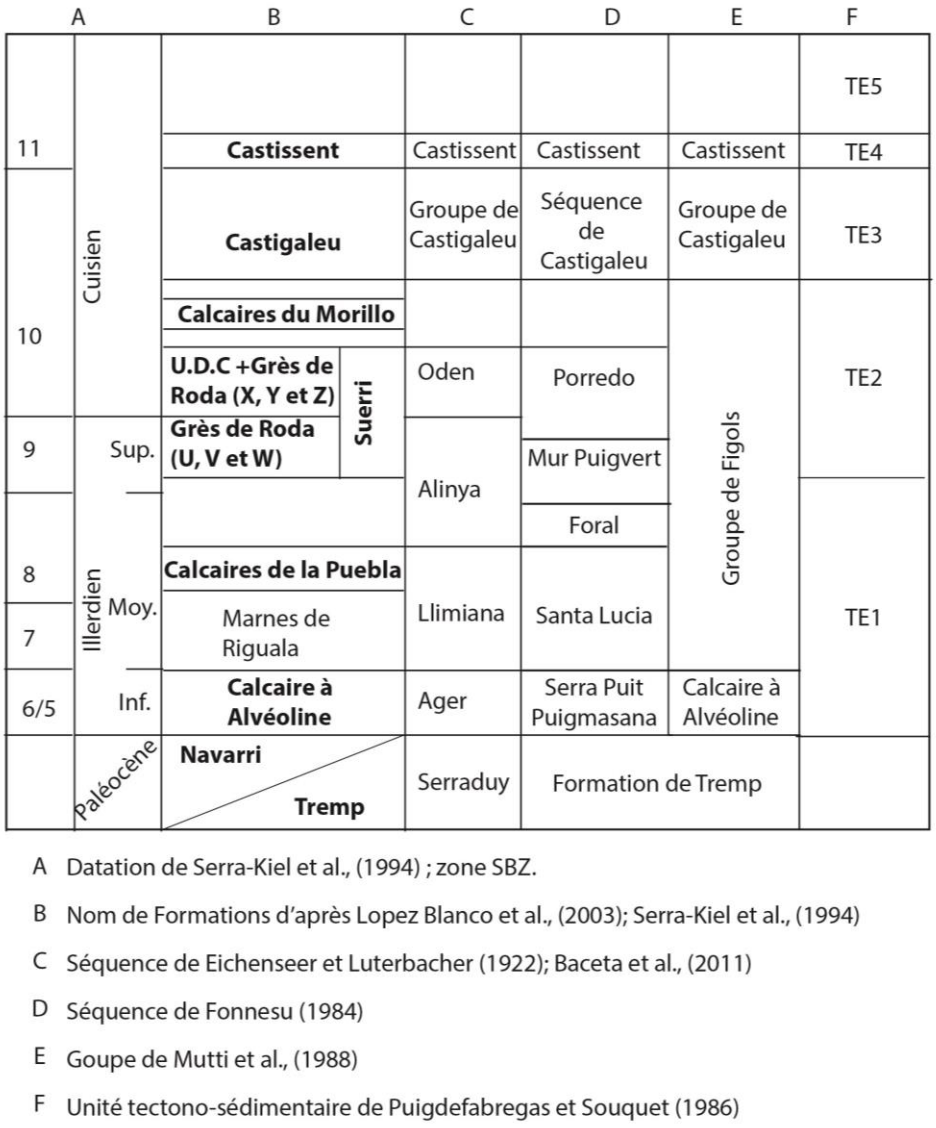


***Figure 2.27** : Tableau synthétisant l'ensemble de la terminologie des Formations de l'Eocène Inférieur. Les noms en gras sont ceux que nous avons retenus dans notre travail. Ainsi, les Grès de Suerri (différenciés des Grès de Roda) correspondent aux systèmes de Mur-Puigvert et de Porredo définis dans la partie orientale du Bassin de Graus-Tremp.*

2.4 CONTEXTE CLIMATIQUE A L'EOCENE INFERIEUR

2.4.1 Tendance générale à l'Eocène Inférieur

Le Cénozoïque et particulièrement le Paléogène ont été intensément étudiés. Les évolutions du climat pendant le Paléogène sont appréhendables à travers l'étude des isotopes de l'oxygène, dont les données sont représentées sur les courbes classiques de Zachos et al., (2001) et Cramer et al., (2009) (**Figure 2.28**). Cette évolution globale montre, après une période de refroidissement pendant le Maastrichtien, un décalage des isotopes légers de l'oxygène soulignant une tendance de réchauffement pendant le Paléocène et l'Eocène inférieur vers un optimum climatique enregistrant la période la plus chaude de tout le Paléogène. Puis la courbe isotopique de l'oxygène montre un refroidissement du climat jusqu'à l'actuel. Cette tendance est interprétée comme étant liée aux évènements tectoniques de grande échelle (Zachos et al., 2001): 1) le rifting nord Atlantique associé à du volcanisme et ayant eu lieu pendant le Paléocène et le début de l'Eocène peut expliquer la période de réchauffement alors que 2) la diminution du taux d'expansion des fonds océaniques pendant l'Eocène supérieur est associé à la période de refroidissement et 3) l'ouverture des passages de Tasmania et de Drake engendrant une circulation des courants océanique de l'Atlantique est associé au refroidissement soudain du début de l'Oligocène.

La tendance qui nous intéresse concerne le réchauffement climatique du Paléocène jusqu'à l'Optimum Climatique de l'Eocène inférieur (ou EECO pour *Early Eocene Climatic Optimum* ; Zachos et al., 2001 ; Cramer et al., 2009) qui s'exprime par une baisse de $\delta_{18}O$ de 1.5‰. La surface de la Terre subit un réchauffement de 5°C du Paléocène supérieur (59 Ma) jusqu'à l'EECO (52-50 Ma).

A l'Eocène, la Zone Sud-Pyrénéenne se situe à une paléo-latitude de 35°N (Hay et al., 1999). Les températures moyennes annuelles (MAT) de l'EECO sont plus élevées qu'actuellement. A cette période, les calottes de glaces sont absentes ou très réduites (Zachos et al., 2001), et on parle de période *Greenhouse*. Le gradient méridional est réduit, ce qui signifie que les bandes climatiques, et notamment la zone tropicale, s'étendaient à des latitudes plus hautes qu'actuellement (Huber and Caballero, 2011). Les températures des eaux de fond sont situées entre 10 et 12°C (Zachos et al., 2001). Les modélisations climatiques sur l'Éocène montrent des températures des eaux de surface entre 10 et 25° selon les modèles et des taux de précipitation moyens de 2 mm/jour (**Figure 2.29**).

Nijman and Nio (1975) se réfèrent aux travaux de palynologie de Haseldonckx (1973), pour préciser le contexte climatique pendant le dépôt de la Formation Castigaleu. Les espèces végétales de types Nypa qui y sont décrites soulignent un environnement de dépôt de type mangrove, suggérant un climat chaud (MAT>20°C Greenwood and Wing, 1995) et humide de type tropical à subtropical. Les travaux d'Haseldonckx (1973) suggèreraient un climat tropical humide, sans influence saisonnale, mais des conditions arides s'installeraient en allant vers le haut de la série ainsi qu'une saisonnalité de plus en plus marquée (pendant le dépôt de la Castissent).

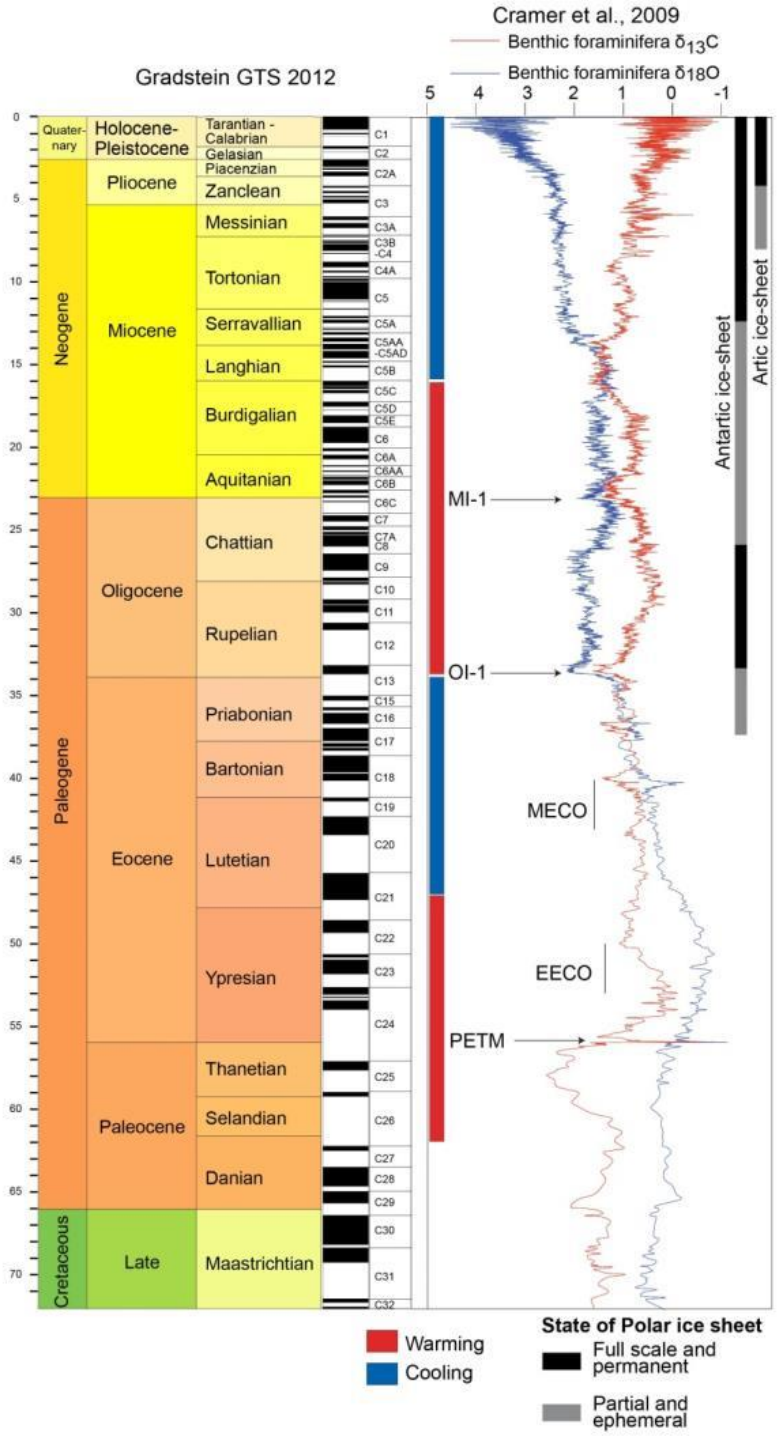


Figure 2.28 *: Evolution climatique pendant le Cénozoïque mise en évidence par les isotopes stables (l'échelle des temps est de Gradstein et al., 2012 et les données isotopiques de Cramer et al., 2009).*

Il est important de se poser la question de savoir si la paléo-topographie des Pyrénées peut engendrer un climat local différent. Huyghe, (2010) s'est intéressé à cette question. Les paléo reliefs n'ont pas été déterminés pendant l'Eocène Inférieur, mais il indique que pendant le Lutétien, le relief ne devait pas excéder 2 km. Afin de voir si le relief pyrénéen avait un impact sur le climat, il s'est appuyé sur l'étude des isotopes $\delta_{18}O$ comme proxy du climat, et a comparé ces valeurs entre le bassin de Paris et le Bassin Sud-Pyrénéen. Il observe que sur l'intervalle Yprésien à Bartonien,

l'évolution verticale des $\delta_{18}O$ sont les mêmes entre les deux bassins. Cependant, il note qu'à partir du Lutétien, les valeurs de $\delta_{18}O$ des coquilles d'huitres du domaine sud-pyrénéen sont plus négatives que celle du bassin de Paris. Il suggère alors une alimentation du bassin par des eaux météoritiques à $\delta_{18}O$ différents. Il envisage donc que la paléo-topographie des Pyrénées jouait un rôle de barrière sur les circulations atmosphériques, engendrant une différence de la composition isotopique des eaux de pluies et donc des rivières. L'auteur attire l'attention sur le fait que ses valeurs de $\delta_{18}O$ sur les huitres de l'intervalle de l'Yprésien ne permettent de remonter aux données climatiques de l'époque comme les paléo-températures. En effet, les huitres de cet intervalle se développent en milieu à salinité très variable qu'il est difficile de contraindre. Cette salinité engendre donc une valeur du $\delta_{18}O$ qui correspond à celle de l'eau du milieu de vie des huitres, en plus des conditions de paléo-température. En revanche, Huyghe (2010) indiquent une paléo-température situé entre 23°C et 33°C pour le Lutétien.

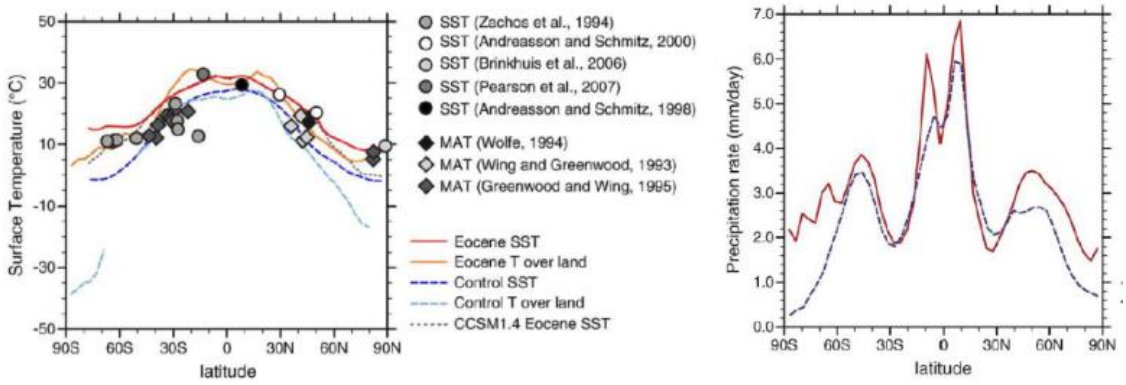


Figure 2.29 *: Gauche : Modélisations des températures des eaux de surface (SST) et des températures moyennes annuelles (MAT) en °C pour l'Éocène en fonction des latitudes (Speelman et al., 2010) ; Droite : Zonation des taux de précipitation pour l'Éocène (ligne rouge) et l'actuel (ligne bleu ; Speelman et al., 2010).*

Le refroidissement qui suit l'EECO est accompagné par une diminution de 7°C des températures des eaux de fond et a abouti à la glaciation de la limite Eocène-Oligocène (~34 Ma), marquant le début de la période *Icehouse* que nous connaissons encore actuellement (Zachos et al., 2001).

2.4.2 Les anomalies climatiques

La tendance générale de réchauffement climatique du Paléocène à l'Eocène inférieur est interrompue par des réchauffements ponctuels qui représentent des ruptures majeures dans l'évolution climatique long-terme (Zachos et al.,2001 ; Zachos et al., 2006; Zachos et al., 2008; Cramer et al., 2009; Lourens et al., 2005). Ces anomalies climatiques s'expriment par des excursions négatives du $\delta_{13}C$ (Lourens et al., 2005 ; Röhl et al., 2005; Röhl et al., 2007; Zachos et al., 2005). Ceci nécessite un apport important de carbone isotopique léger dans le réservoir atmosphère-océan, provoquant l'acidification des océans et la dissolution de carbonates. La cause de cet apport est encore très controversée (Dickens et al., 1995; Higgins and Schrag, 2006; Sluijs et al., 2007). Il est suggéré entre autres (1) une déstabilisation des hydrates de méthane océanique (Dickens et al., 1995; Bains et al., 1999); (2) une production thermogénique de CO_2 et CH_4 au niveau de l'océan

Atlantique nord (Svensen et al., 2004) ; (3) un déclenchement orbital de carbone des permafrosts arctique et antarctique (DeConto et al., 2012).

2.4.2.1 Le PETM (Paléocène-Eocène Thermal Maximum) ou ETM1

La première anomalie climatique que le Paléogène a connue s'est produite à la limite Paléocène-Eocène (Zachos et al., 2008). Il s'agit du PETM (*Paleocene Eocene Thermal Maximum*) qui consiste en une élévation extrême des températures pendant une durée inférieure à 200 000 ans. Elle est caractérisée par une baisse de 1.5‰ du $\delta_{18}O$ et de 2-3‰ du $\delta_{13}C$ identifiée dans beaucoup de carottes océaniques et coupes de terrain et correspond au CIE (*Carbone Isotopic Excursion* ; Schmitz and Pujalte, 2007; Bains et al., 1999, Zachos et al., 2001). L'âge du CIE a été récemment estimé à 56.011–56.293 Ma par :

- des datations radiométriques des couches de cendres marines. L'âge de zircons de la partie supérieure du PETM ont été estimés à 56.09 ± 0.03 Ma (Jaramillo et al., 2010).
- L'étude des contrôles orbitaux sur des sédiments marins. La cyclo stratigraphie suggère une durée de 150-220 ka (Röhl et al., 2007; Aziz et al., 2008).

Cet évènement climatique est en outre largement utilisé comme un marqueur stratigraphique, puisque sa signature isotopique (CIE) correspond à la limite Paléocène Eocène(Pujalte et al., 2009a).

Au cours du PETM, les températures globales augmentent de 5-9°C (Kennett and Stott, 1991; Thomas and Shackleton, 1996; Zachos et al., 2003; Zachos et al., 2006; Sluijs et al., 2006), et les températures de la surface de la mer (SST; *Sea Surface Temperature*) augmentent de 5°C aux tropiques, de 8°C aux moyennes latitudes et de 9°C aux hautes latitudes (Zachos et al., 2003; Zachos et al., 2001).

Une autre des conséquences du PETM est une augmentation des précipitations au niveau des zones tropicales et des hautes latitudes, et une baisse des précipitations au niveau des zones subtropicales. De manière globale, à travers le monde, la fréquence des précipitations extrêmes tend à augmenter (Pujalte et al., 2014). Cecil and Dulong, (2003) montrent que dans ce contexte, les plus fortes érosions et productions de sédiment se produisent sous des régimes de précipitation à haute saisonnalité de ~300-600 mm/an. Ainsi des forts apports sédimentaires seraient plutôt un indicateur de saisonnalité contrastée et de précipitations épisodiques plutôt que l'augmentation d'un régime de précipitation constant.

Au niveau du bassin de Graus-Tremp, les Conglomérats de Claret correspondent au développement d'un cône alluvial se mettant en place pendant le PETM et donc à priori à la limite Paléocène-Éocène (Pujalte et al., 2009). La mise en place de ce système va dans le sens d'une augmentation des gradients d'humidité en cycle saisonnier, et à la présence de crues "éclairs" dans les zones subtropicales. Ces conglomérats marquent aussi la limite entre des sols rouges à concrétions carbonatées typiques de climat aride à semi-aride, à des sols jaunes, de type subtropical (Schmitz et Pujalte, 2007).

2.4.2.2 Le Elmo ou ETM2

Lourens et al., (2005) mettent en évidence un autre évènement hyperthermal, ayant eu lieu 2 Ma après le PETM, mais présentant une magnitude bien plus faible : le Elmo (aussi remarqué par D'haenens et al., 2012). Cette anomalie se situe juste sous la limite C24n/C24r et dans la zone NP11. Elle se caractérise par une excursion négative du $\delta_{13}C$ de 1.4-1.6‰ et du $\delta_{18}O$ de 1‰ qui reflète une augmentation de la température des eaux de surfaces de 3-4°C.

2.4.2.3 Le X-event ou ETM3

Röhl et al., (2005) observent un troisième évènement hyperthermal de l'Eocène inférieur, le X-event (à 53 Ma), apparaissant dans la zone P7 et CP10. Cet évènement s'exprime par une baisse de 0.6‰ des $\delta_{13}C$ et $\delta_{18}O$.

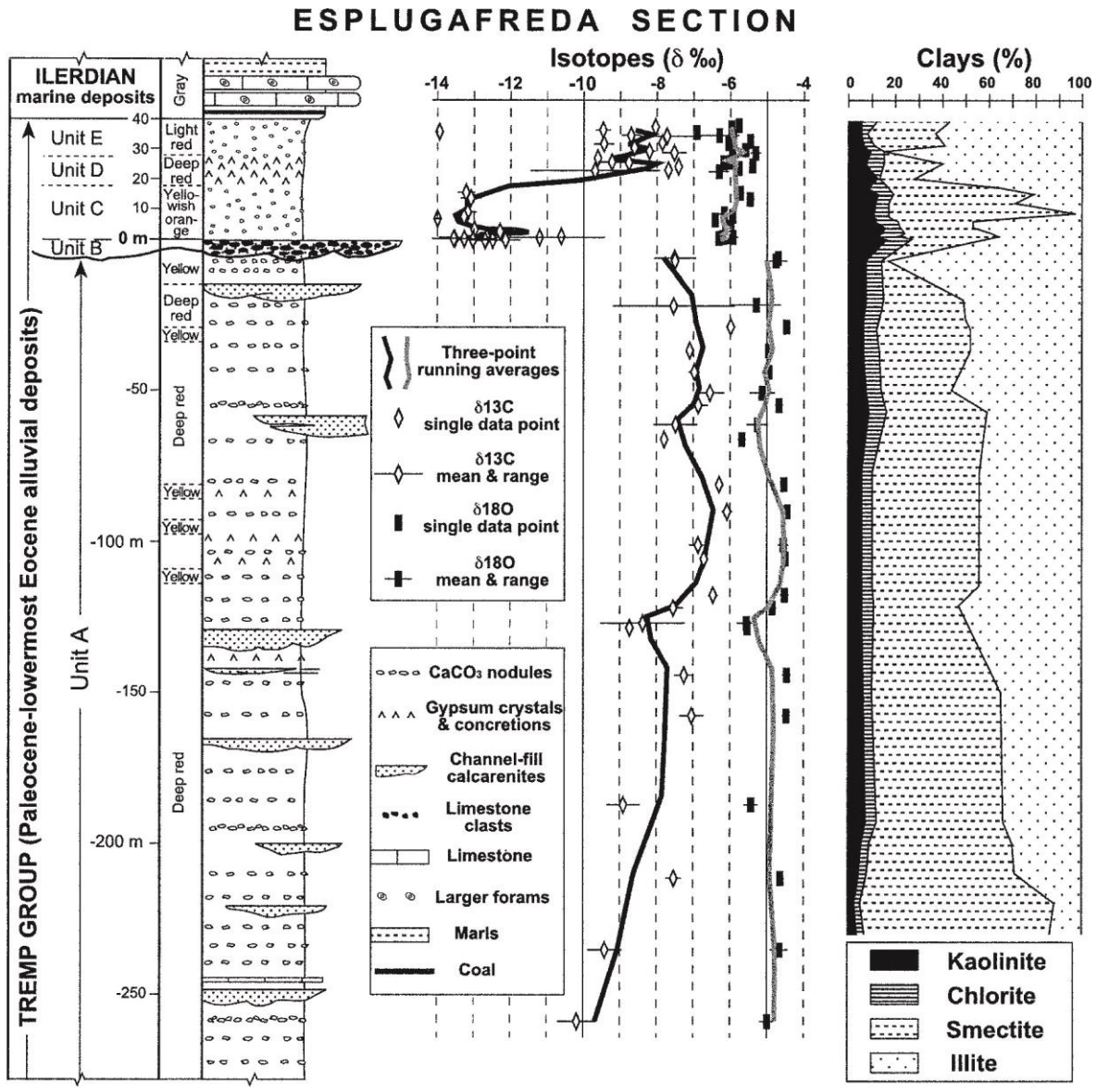


***Figure 2.30**: Évolution verticale des isotopes stables et du cortège argileux au niveau de la section d'Esplugafreda (Schmitz et Pujalte, 2003). La présence de kaolinite au niveau du PETM est rattachée à un*

changement de source de minéraux argileux. Les autres évolutions des espèces argileuses ne sont pas discutées dans le papier. La baisse du delta 13C au niveau du PETM reflète une perturbation du cycle du carbone au niveau de cet intervalle.

L'Éocène Inférieur, est marquée par un climat de type Greenhouse, plutôt chaud et humide, et un réchauffement continuel depuis le Paléocène Supérieur jusqu'à la Formation Castissent. Cette tendance générale est interrompue par des anomalies climatiques qui montre des réchauffements ponctuels de courte durée. La plus importante est le PETM qui marque la transition Paléocène / Eocène. D'autres anomalies de moins grande ampleur sont aussi décrites, il s'agit de l'ELMO et du X-event.

2.5 SYNTHESE DES TRAVAUX DE PROVENANCE EFFECTUES SUR LE BASSIN SUD-PYRENEEN

Quelques études de provenance ont été réalisées dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa :

- Fontana et al., (1989) ont réalisé une étude pétrographique sur les sédiments turbiditiques du Bassin d'Ainsa dans l'intervalle Eocène. Ils montrent que la propagation de chevauchement met à l'érosion des granites, des gneiss et des roches métamorphiques de la Zone Axiale ainsi que des carbonates, des dolomites et des siltites d'âge mésozoïque. Les résultats principaux sont que les sédiments gréseux de type **calclithites et arénites silicatées** se déposent pendant les *périodes de bas niveau marin relatif*. A l'inverse, les **arénites hybrides dominées par les clastes carbonatés intra et extrabassinales** seraient issues de la resédimentation des marges carbonatées du bassin pendant les périodes de *hausse du niveau marin relatif*. Enfin, les **arénites hybrides pauvres en carbonates intra-bassinaux** se formeraient pendant les phases de *baisse du niveau marin* à partir de l'érosion des dépôts précédents de haut niveau marin relatif.
- Caja et al. (2010), ont couplé une étude pétrographique et géochimique dans la même zone que Fontana et al. (1989) et le même intervalle temporel, et plus particulièrement sur cinq unités tectono-stratigraphiques (depuis l'Eocène Inférieur jusqu'au Lutétien Supérieur). Ils montrent une évolution de grès riches en quartz et pauvres en feldspaths (dans l'unité équivalente aux Grès de Roda, de Suerri et de Castigaleu) qui évoluent jusqu'à des grès de type calclithites et des arénites hybrides dans les unités suivantes (et donc notamment dans la Formation Castissent du Bassin d'Ainsa). Les variations au sein de chacune de ces unités montrent à la base des calclithites qui évoluent en arénite hybrides dans les parties supérieures. Ces variations sont interprétées comme issues de l'alternance de périodes actives avec une surrection et la migration de chevauchements, enrichissant le sédiment en clastes silicoclastiques et de carbonates extra-bassinaux, et de périodes moins actives avec le développement de plateformes carbonatées et l'apport de clastes intra-bassinaux. La base de l'intervalle étudié, pauvre en feldspaths, montrerait pour ces auteurs l'altération d'un soubassement cratonique pendant les premiers stades du remplissage du bassin d'avant-pays. Les sédiments sus-jacents seraient issus de l'érosion de soubassement plus anciens, des nappes sédimentaires et des carbonates de plateforme constituant les marges du bassin.

- Gómez-Gras et al. (2016), ont étudié les dépôts d'âge maastrichtien dans plusieurs zones du Bassin Sud-Pyrénéen. Ils montrent une variation de source avec au Nord dans le bassin de Tremp l'apport de clastes carbonatés du Crétacé, et mettent en évidence que déjà à cette époque, les dépôts d'âge crétacé étaient soumis à l'érosion. Les sédiments dans le Bassin d'Ager et encore plus à l'Est montrent la présence de feldspaths et de fragments plutoniques, que les auteurs interprètent comme les résidus de l'érosion du Massif de l'Ebre au Sud des Bassins Sud-Pyrénéens.
- L'étude pétrographique de Roigé et al. (2016) dans l'intervalle Lutétien - Priabonien du Bassin de Jaca montre aussi des changements de source qui alternent entre l'Est et le Nord du Bassin et qui sont associées à des épisodes tectoniques dans l'orogène avec l'émergence de nappes de socle ou de nappes sédimentaires dans l'avant-pays

D'autre part, nous avons vu que de nombreuses études thermo chronologiques ont été conduites sur l'orogène pyrénéen (Filleaudeau et al., 2012 ; Meresse, 2010; Mouthereau et al., 2014; Fillon et al., 2013). Whitchurch et al. (2011) montrent que les zircons présents dans les sédiments du Crétacé Supérieur / Paléocène proviennent de l'Est des Pyrénées et ont été exhumés pendant le Crétacé Supérieur (env. 78 Ma). La période de l'Eocène Inférieur à Moyen montre des zircons provenant de la partie centrale des Pyrénées.

Une approche originale a été développé par Michael (2013) qui dans sa thèse a réalisé des calculs de budgets et flux sédimentaires volumétriques dans l'intervalle de l'Eocène Supérieur, en y incorporant les tendances d'évolution de la granulométrie des sédiments (conglomérats, grés et lutites). Il montre que l'augmentation des apports sédimentaires engendre une migration des dépocentres vers l'Ouest et une augmentation de la proportion de sédiments grossiers. L'évolution des granulométries montre la présence et la migration de dépocentres qui sont interprétés comme le résultat de la migration de la subsidence tectonique. Il montre aussi que les particules fines sont en transit (« *by-pass ») dans* les zones en amont du système sédimentaire.

Chapitre 3. DONNEES ET METHODOLOGIE DE L'ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

La revue bibliographique présentée dans le chapitre précédent (chapitre 2) nous a montré que les dépôts sédimentaires du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa à l'Eocène Inférieur ont fait l'objet de nombreuses études ayant conduit à un découpage lithostratigraphique en Formations Sédimentaires. La revue des données des datations biostratigraphiques et magnétostratigraphiques disponibles dans la littérature a ainsi permis de corréler ces Formations entre elles et de construire un premier cadre lithostratigraphique.

Cependant, un cadre stratigraphique et séquentiel plus haute résolution est nécessaire pour conduire une étude des distributions minéralogiques et pour discriminer l'impact des facteurs de contrôle sur l'ensemble des dépôts du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa.

Dans ce chapitre nous présentons la démarche et les méthodes utilisées pour la construction du cadre séquentiel. Il est basé sur une analyse fine des variations verticales et horizontales des environnements de dépôt remis en position synsedimentaire et sur une quantification de l'évolution spatiale et temporelle de l'accommodation. Cette quantification s'appuie sur un modèle d'âge précis, qui permet la mise en regard avec les évolutions du climat et de l'eustatisme.

3.1 DONNEES DE TERRAIN

Le travail de terrain a consisté en la réalisation de 22 coupes de terrain. Les coupes sont localisées en **Figure 3.1**. Nous présentons en Annexe B des planches de détail pour chacune des coupes de terrain leur localisation cartographique plus précise, leur localisation GPS et les Formations Sédimentaires traversées.

La succession sédimentaire étudiée se localise dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa, entre les villages de Tremp et de Charo, c'est-à-dire sur une distance de 75 km. Quatre coupes régionales ont été mesurées sur l'intervalle de l'Eocène Inférieur. D'Est en Ouest, il s'agit des coupes de South Ribagorzana, localisée au sud de la vallée du Rio Ribagorzana, de Montanana, localisée au Nord de la vallée du Rio Ribagorzana, d'Isabena, réalisée le long de la vallée du Rio Isabena, et de Campo, située le long du Rio Esera. Plus à l'Ouest, la coupe de Lacort traverse les terrains depuis la Formation du Morillo jusqu'à la Castissent, la coupe d'Atiart commence dans la Formation des Calcaires de La Puebla et se prolonge jusqu'à la Formation Castissent.

Cinq sections (d'Est en Ouest : Tremp, Berganuy, Sola, Iscles et Iscles *reef*) ont été réalisées au niveau du synclinal de Graus-Tremp et dans sa partie Nord afin de contraindre la succession de la limite Paléocène - Eocène jusqu'à la base de la Formation Castigaleu. Onze autres sections ont été réalisées sur la Formation Castissent afin d'augmenter la résolution sur un transect amont aval depuis le système fluviatile proximal jusqu'aux turbidites (d'Est en Ouest : Collatrava, Mas del Faro, Luzas E, Luzas W, Bacamorta, Santo Cristo, Atiart Incision, Pocino, Fosado, San Esteban et Los Molinos).

Toutes les sections ont été mesurées au bâton de Jacob et à l'échelle du 200ème qui est un bon compromis entre l'étude de l'architecture des affleurements et la synthèse à l'échelle du bassin.

Le choix des sections est évidemment contraint par les conditions d'affleurement et la géométrie et le remplissage du Bassin de Graus-Tremp. En effet, la marge sud du synclinal de Graus-Tremp est essentiellement constituée de conglomérats d'âge Eocène Supérieur et plus récents, ce qui a limité l'étude du bassin à ce niveau. Une section a pu être réalisée dans le flanc sud du synclinal, il s'agit de la coupe de South Ribagorzana. Le transect de corrélation montre ainsi la géométrie du bassin le long d'un axe E-O principalement. Cependant, l'évolution Nord-Sud a pu être appréhendée dans la partie E du Bassin de Graus-Tremp entre les coupes de Montana, Tremp et South Ribagorzana.

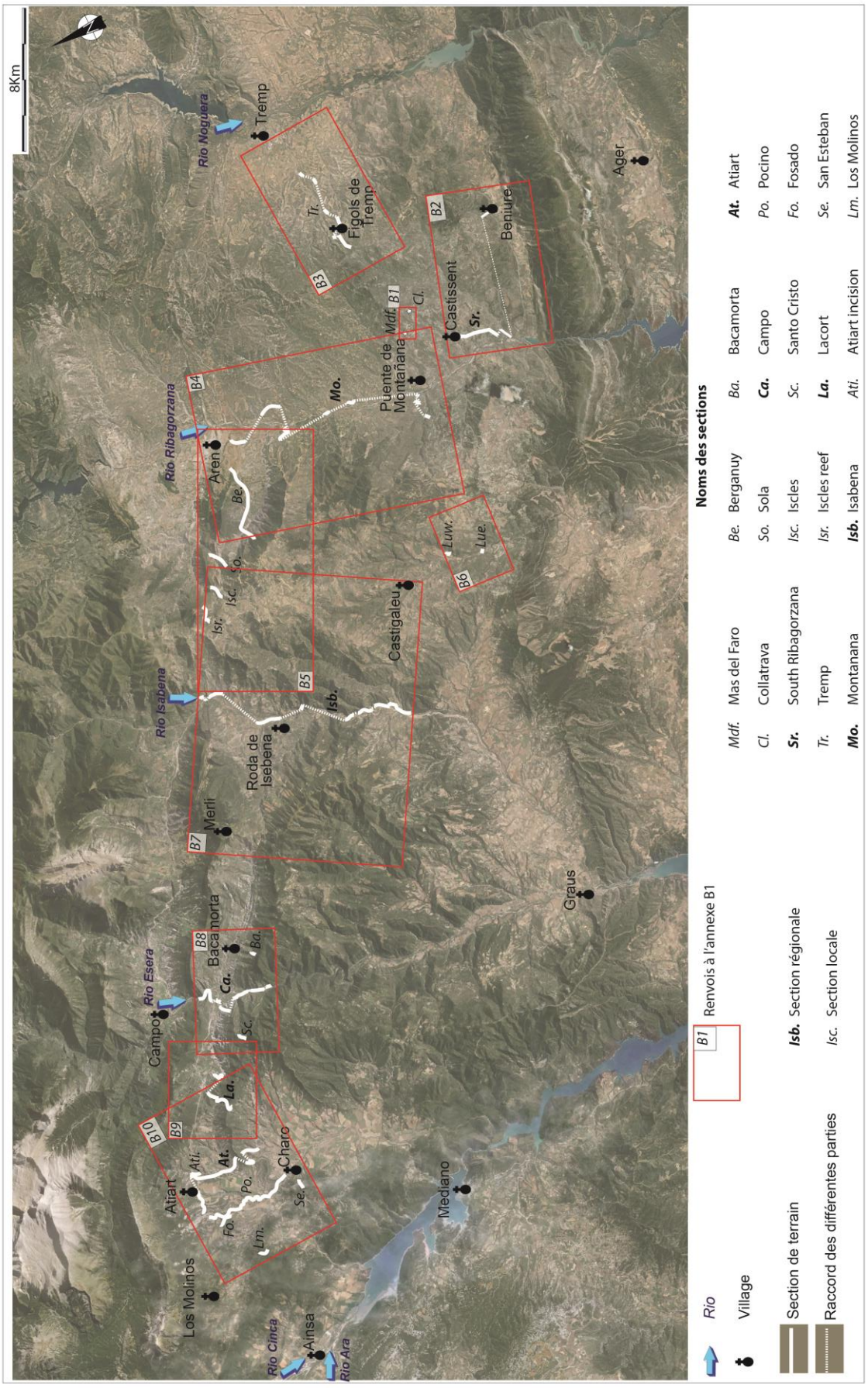


Figure 3.1 *: Carte de localisation des sections de terrain.*

3.2 METHODOLOGIE SUIVIE POUR L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

L'analyse stratigraphique des dépôts du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa repose sur l'étude détaillée des sections de terrain, distribuées le long du bassin. La démarche générale employée pour leur corrélation stratigraphique est assez classique et repose sur une succession d'étapes (**Figure 3.2**).

- La première étape (**Figure 3.2** ; A) est une description des logs sédimentologiques de terrain levés à haute résolution, ayant pour but d'identifier les paléo-environnements de dépôt à partir d'une description fine des faciès sédimentaires. Notre modèle de faciès est présenté en partie 3.2.1.
- La seconde étape (**Figure 3.2** ; B) consiste en la réalisation d'un modèle de substitution de faciès qui permet de positionner les paléo-environnements de dépôt le long d'un profil de dépôt proximal-distal. Les résultats de ce modèle de substitution sont présentés en partie 3.2.1. La position des environnements de dépôt le long d'un profil de dépôt général, permet de discriminer les migrations longitudinales significatives des simples migrations latérales d'un milieu de dépôt.
- La troisième étape (**Figure 3.2** ; C) consiste en l'identification de cycles de progradation et de rétrogradation et ainsi de séquences dites de court terme, corrélables sur l'ensemble du bassin. La définition de ces séquences est présentée en 3.2.2.
- La quatrième étape (**Figure 3.2** ; D) est la hiérarchisation des motifs d'empilement des séquences de court terme afin de reconnaître des grandes tendances qui se traduisent par des motifs élémentaires d'empilement (aggradant, rétrogradant et progradant). Ces tendances correspondent à des séquences dites de long terme, qui peuvent ensuite être regroupées en séquences de dépôt majeures. La méthode de hiérarchisation des séquences stratigraphiques est présentée en partie 3.2.3.

3.2.1 Modèle de faciès et environnements de dépôt

La détermination des environnements de dépôt repose sur l'identification et l'étude de la succession des faciès sédimentaires et des architectures sédimentaires. Notre étude sédimentologique nous a permis de reconnaitre 45 faciès prédominant dans le bassin qui se distinguent par la combinaison des caractéristiques suivantes : la texture et la granulométrie des roches carbonatées et silicoclastiques, le tri des particules, les structures sédimentaires, les contenus faunistiques et non-faunistiques et l'intensité et le type des bioturbations.

Dans un second temps, des **Associations de Faciès** sont définies comme un ensemble de faciès génétiquement liés et juxtaposés, et permettent de déterminer un environnement de dépôt. Ce dernier représente une zone géographique ou géomorphologique plus ou moins restreinte, gouvernée par un type de processus sédimentaires, de conditions physiques, chimiques et biologiques qui lui sont propres, et dans laquelle les sédiments transitent ou s'accumulent (par exemple un chenal fluviatile de type méandriforme, une barre d'embouchure deltaïque…). Chaque association de faciès est décrite et interprétée dans une table synthétique de l'article présenté en chapitre 4 (**Figure 4.4** p. 133) et une description détaillée est fournie en annexe de cet article (partie 4.7.2). A côté de cela, nous proposons pour chaque association de faciès une fiche détaillée, en Annexe C du présent mémoire, présentant les faciès définis selon les critères cités auparavant et illustrée par un schéma d'une séquence de dépôt type. De plus, l'évolution de cette séquence

élémentaire en termes de granulométrie et d'épaisseur des bancs sera renseignée, ainsi que les dimensions verticales et horizontales du corps sédimentaire.

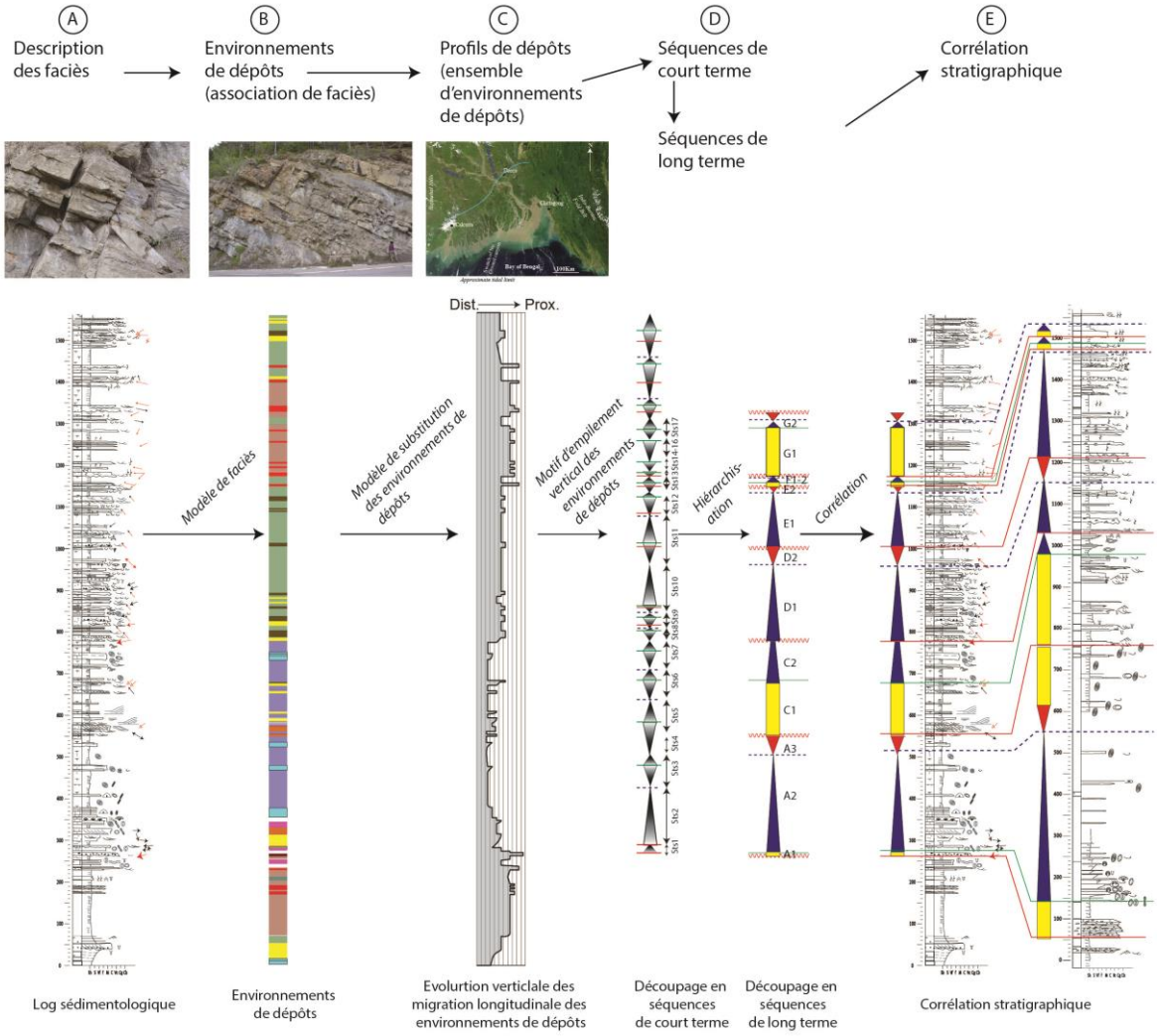


***Figure 3.2** : Démarche générale suivie pour l'analyse stratigraphique des dépôts sédimentaire, depuis l'analyse faciologique jusqu'à la corrélation des sections de terrain.*

La **Table 3.1** donne un résumé des associations de faciès identifiées, qui peuvent être classées en différentes systèmes de dépôts clastiques ou carbonatés, appartenant à trois grands domaines sédimentaires : continental, littoral et bassin.

Domaine	Système de dépôt		Association de Faciès		
Continental	Alluvial		AF1: Cône alluvial torentiel		
	Fluviatile		AF2: Chenal en tresse	AF3: Chenal méandriforme	AF4: Plaine alluviale
Littoral	Deltaïque	Dominé fluvial	AF5: Plaine deltaïque	AF68 Front deltaïque	
		Dominé marée	AF6: Marin restreint (baie)	AF7: Estuarien intertidal	AF9: Estuarien subtidal
	Non-deltaïque: plate-forme carbonatée		AF10: Plate-forme interne		
Transitionnel et bassin	Plateau silicoclastique		AF11: Prodelta	AF12: Turbidites de platforme	AF15: Offshore / plateforme externe
	Plateau carbonaté		AF13: Récif	AF14: Plateforme intermédiaire	
	Pente/Bassin		AF16: Environnement de pente	AF17: Bassin turbiditique	

***Table 3.1** : Classement des environnements de dépôt en système de dépôt et domaine*

L'étude sédimentologique, par l'analyse des associations de faciès, a permis d'identifier 17 environnements de dépôt qui sont répartis dans trois domaines :

- Le domaine continental (limité en aval par la ligne de baie) montre des dépôts de cône alluviaux, de chenaux en tresse, de chenaux méandriformes et de plaine alluviale.
- Le domaine littoral (limité par la ligne de baie et la limite d'action des vagues de beau temps) montre des chenaux de plaine deltaïque, des environnements de baie, de chenaux estuariens, différents types de dépôts deltaïques, des barres subtidales, et des carbonates de plateforme interne.
- Le domaine marin (au-delà de la limite d'action des vagues de beau temps) montre des dépôts de prodelta, des turbidites de plateforme (*shelf*), des environnements récifaux, des carbonates de plateforme intermédiaire, des dépôts d'offshore et de plateforme externe, des environnements de pentes et des turbidites de bassin.

A ce stade, il n'est pas encore possible de reconnaitre des variations longitudinales des environnements de dépôts ni des cycles de progradation et de rétrogradation qui puissent être corrélés. Pour ce faire, il est nécessaire de reconnaitre les profils de dépôt au sein desquels les environnements de dépôts sont reliés, et se positionnent horizontalement de l'amont à l'aval. Ce travail est l'objet de la prochaine partie.

3.2.1 Modèle de substitution des environnements de dépôt

Pour procéder au découpage séquentiel des sections sédimentologiques, il est impératif de mettre en parallèle les environnements de dépôt des différents systèmes (carbonatés et clastiques) et soumis à des processus sédimentaires différents. L'analyse stratigraphique repose sur la migration longitudinale des environnements le long d'un profil de dépôt. Ce profil, ou système sédimentaire, est caractérisé par un ensemble d'associations de faciès (AF) qui sont liées par des processus sédimentaires spécifiques (fluvial, marée, houle). A cette échelle, les environnements de dépôt seront génétiquement liés, et passeront de l'un à l'autre longitudinalement et latéralement à travers le bassin. Le travail de reconnaissance de ces profils de dépôt consiste donc à établir une hypothèse de substitution latérale des environnements de dépôt afin de pouvoir comparer les migrations longitudinales des environnements de dépôt les uns par rapport aux autres, quel que soit leur système sédimentaire d'origine.

Les résultats de notre travail montrent que les 17 Associations de Faciès peuvent être regroupées dans 3 principaux Systèmes de Dépôt illustrés en **Figure 3.3** et qui se discriminent par des processus différents dans le domaine littoral :

- un système de dépôt dominé par les processus fluviaux,
- un autre dominé par les processus tidaux,
- et un dernier dominé par l'absence des deux processus précédents, favorisant la production carbonatée, et pouvant être soumis à l'influence des vagues (mineure dans ce bassin fermé).

Chaque système de dépôt peut être partitionné par des lignes marines de référence (limites de haute et basse mer, limites d'action des vagues de beau temps et de tempête et ligne de baie ; **Figure 3.3**). La définition des lignes marines de référence au sein de chaque profil de dépôt permet donc de faire correspondre des environnements de dépôt appartenant à des systèmes de dépôt différents (diagramme de substitution). Ainsi nous avons réalisé un profil de dépôt synthétique amont-aval, le long duquel chacun des environnements de dépôt peut être replacé (**Figure 3.4**). C'est à partir de ce profil général que les logs vont être interprétés en termes de migration longitudinale des environnements de dépôts (**Figure 3.5**).

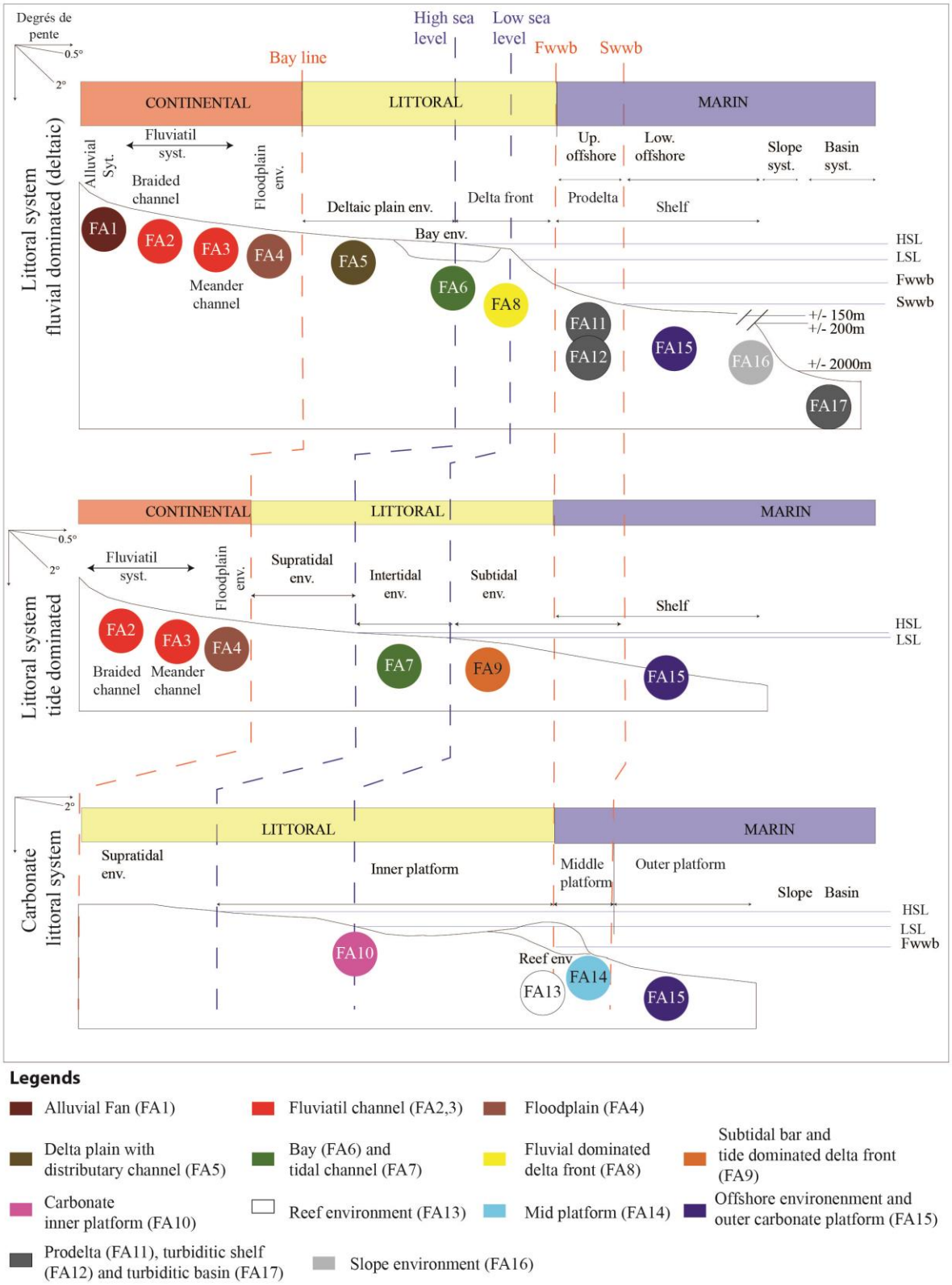


Figure 3.3 *: Représentation des profils de dépôt des différents systèmes sédimentaires. Les 3 profils de dépôt correspondent à des domaines littoraux qui montrent un processus sédimentaire dominant (fluvial, marées, production carbonatée). Les environnements de dépôt sont indiqués sur chacun des profils ainsi que les lignes marines les partitionnant.*

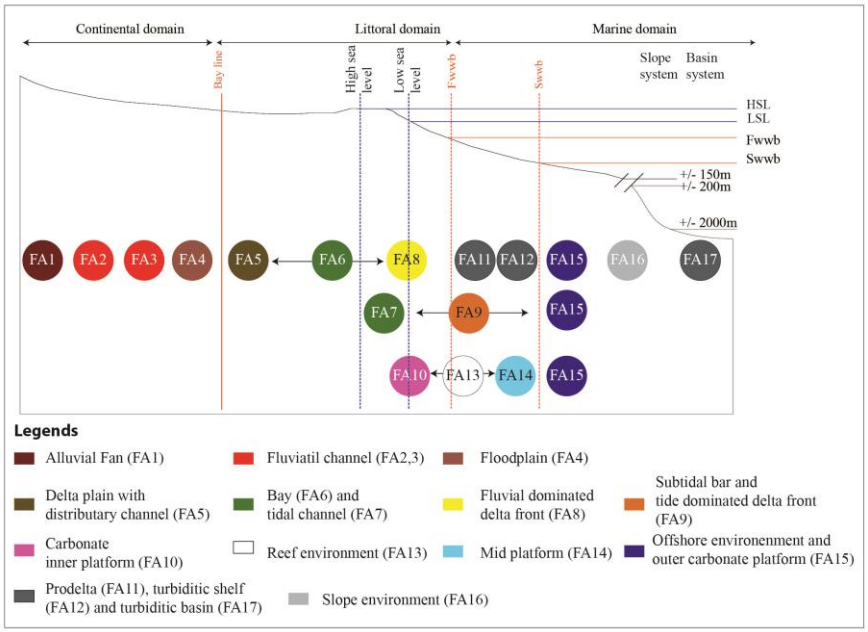


Figure 3.4 *: Profil général de substitution d'environnements de dépôt.*

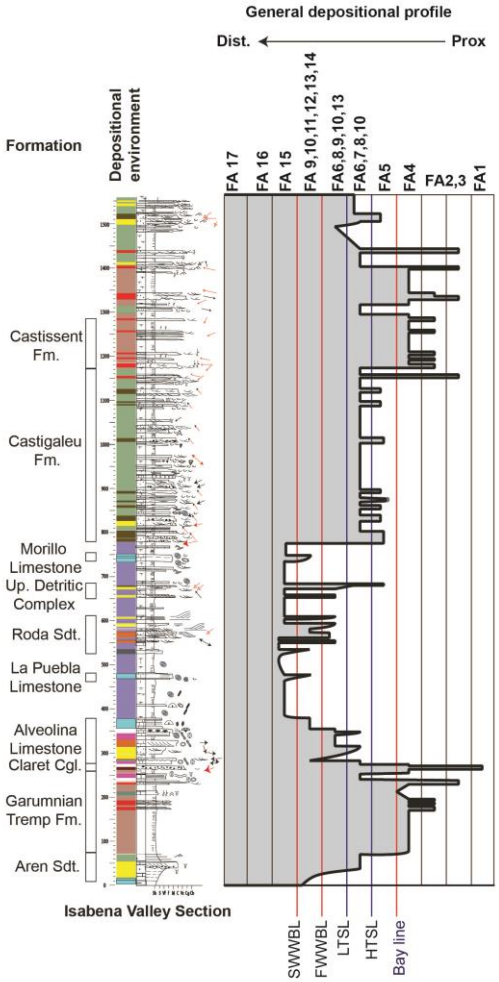


Figure 3.5 *: Exemple d'interprétation des environnements de dépôt le long d'une section de terrain (ici la coupe de la vallée de l'Isabena).*

3.2.2 Définition des séquences de court terme

Les migrations longitudinales des environnements de dépôt reconnus permettent de découper la série sédimentaire en séquences de dépôt de court terme. Ce sont les plus petits cycles de variations de milieux de dépôt identifiables sur une verticale et corrélables à l'échelle du bassin.

Une séquence de court terme est caractérisée par une avancée vers le pôle distal des environnements de dépôt (tendance progradante), puis par un recul des environnements de dépôt vers le pôle proximal (tendance rétrogradante).

Le passage d'une tendance progradante à rétrogradante est marqué par une surface transgressive (TS pour surface de transgression, équivalente à la MRS, pour *Maximum Regressive Surface*, de Catuneanu et al., 2009), i.e. une surface de transition entre l'environnement le plus proximal et l'environnement marquant le début d'une rétrogradation. Ces TS sont localisées au maximum de progradation des environnements deltaïques ou de plateforme carbonatée et sont donc bien reconnues dans les domaines littoraux. En domaine continental, les TS sont placées au sommet des chenaux fluviatiles affectés par le développement de paléosols (et donc marquant l'émersion).

Le passage d'une tendance rétrogradante à une tendance progradante correspond à une surface d'inondation maximum (MFS pour *Maximum Flooding Surface* de Van Wagoner et al., 1988). Dans les environnements marins, la MFS correspond aux environnements les plus distaux, et en domaines littoraux aux zones où l'influence marine est la plus marquée. En domaine continental, les MFS sont placées au maximum d'isolation des chenaux fluviatiles dans les environnements de plaine d'inondation les moins affectés par le développement de paléosols.

Les tendances de progradation peuvent montrer des discordances subaériennes (SU pour *Subaerial Unconformity* de Catuneanu et al., 2009) caractérisés par une avancée abrupte des environnements de dépôt, ou par une forte chute de bathymétrie. En domaine continental, ces surfaces correspondent aux érosions fluviatiles majeures (SB *Sequence Boundary* de Van Wagoner et al., 1988) qui marquent un changement dans l'architecture fluviatile (taux d'amalgamation des chenaux notamment). En domaine littoral, ces surfaces correspondent généralement au base abrupte de progradation, leur développement peut être limité et correspond au CC (*Correlative Conformity*) de Catuneanu et al., (2009).

Nous avons limité ces séquences par leur MFS : en ceci, ces séquences sont donc similaires aux unités génétiques de Galloway, (1989) et d'Homewood et al., (1992).

3.2.3 Hiérarchisation des séquences stratigraphiques

Trois niveaux de hiérarchie sont définis dans notre travail :

- Les **séquences de court terme** (Sts), définies précédemment, sont d'échelle pluri-décamétrique. Elles correspondent au plus haut niveau de résolution séquentielle corrélable à l'échelle du bassin. 17 Sts sont définies et sont délimitées par des MFS.

- Les **séquences de long terme** (Lts) montrent des épaisseurs de 100 m à plusieurs centaines de mètres, et correspondent à l'empilement de plusieurs Sts. Huit Lts sont définies dans notre travail. Elles sont délimitées par des SU majeures. Ces séquences montrent au maximum trois tendances correspondant à des cortèges de dépôts progradants, aggradants ou rétrogradants (Van Wagoner et al., 1988), qui sont définis respectivement par une avancée, un empilement sans changement de tendance horizontal ou un recul des environnements de dépôt. Ces cortèges sont définis par le rapport A (Accommodation)/S (Apports sédimentaires) qui est respectivement inférieur, égal ou supérieur à 1 (Cross, 1988). Dans le groupe de Montanana, les séquences de long terme correspondent aux mégaséquences de Nijman, (1998).
- Enfin, les **séquences de dépôt** majeures sont définies par le regroupement de LTS. Elles correspondent à une même paléogéographie, c'est-à-dire à un ensemble d'environnements de dépôt qui sont génétiquement liés et qui passent de l'un à l'autre à travers le bassin de façon progressive. Quatre séquences de dépôt ont été reconnues. Elles correspondent aux mêmes séquences de dépôt reconnues par Puigdefàbregas and Souquet, (1986) et appelée TE.

3.2.4 Lectures des contrôles régionaux vs. locaux

Nous avons considéré dans ce travail, et à partir de la revue bibliographique présentée en chapitre 1, que les facteurs régionaux (climatique, eustatique et tectonique à l'échelle de l'orogène ou du bassin d'avant-pays) contribuaient à des variations de niveau marin relatif dont la longueur d'onde affecte le bassin dans sa totalité. Les facteurs locaux (associés aux processus tectoniques propres à la dynamique d'un bassin piggyback) engendreraient, au contraire, des signaux de plus courte longueur d'onde qui peut être de différentes natures :

- variations locales des distributions de faciès,
- variations locales des épaisseurs des séquences stratigraphiques à différentes échelles, depuis les Sts jusqu'aux séquences de dépôt),
- érosions locales,
- changements abrupts de processus de dépôt et de directions de courant.

Ces facteurs de contrôle peuvent être mis en évidence de deux façons, que nous avons couplées dans notre travail, consistant en des approches qualitative et quantitative.

3.2.4.1 L'approche qualitative

Dans un premier temps nous avons reconnu l'impact de ces forçages qualitativement, via :

- la **reconstitution des séquences stratigraphiques** en position initiale de dépôt, ce qui permet de visualiser les évolutions d'épaisseurs, et de partitionnement des environnements de dépôt,
- la réalisation d'un **diagramme de Wheeler** permettant la visualisation haute résolution 1) du partitionnement des environnements de dépôts au sein de chaque cortège stratigraphique et 2) des érosions majeures à travers le bassin,
- la réalisation de **cartes paléogéographiques** qui s'appuie sur nos données sédimentologiques (environnements de dépôt, paléocourants), remises en position palinspastique d'après les travaux de Muñoz et al. (2013), en appliquant 1) une translation de 71.5 km en direction N10 vers le Nord correspondant au déplacement des nappes depuis le Lutétien (donc juste après notre intervalle d'étude), 2) une rotation antihoraire graduelle depuis 60° dans le bassin

d'Ainsa, jusqu'à 10° dans les parties les plus orientales (selon Bentham and Burbank, 1996), afin de restaurer les effets de la rotation horaire définie par Munoz et al.(2013), qui s'est effectuée ultérieurement entre le Lutétien Inférieur et le Bartonien. Nous avons donc pu appréhender le contrôle spatial de la tectonique en replaçant les structures actives à l'Eocène Inférieur sur ces cartes d'après les études structurales de Munoz et al., 2013 (chevauchements d'Atiart, de la Foradada et du Montsec) et de López-Blanco et al. (2003) pour le chevauchement de Boixols et les anticlinaux de Col del Vent et Roda. La faille de Luzas est aussi localisée d'après les travaux de Nijman (1990). Nous avons attribué un déplacement progressif de 9 km du chevauchement de Montsec pendant l'Eocène inférieur d'après les reconstitutions de Vergés (1993).

3.2.4.2 L'approche quantitative

L'approche quantitative repose sur la réalisation d'un modèle d'âge et, dans notre travail, sur la charte chrono-lithostratigraphique présentée dans le chapitre 3. L'âge absolu de certaines limites de Formations Sédimentaires, correspondant à des limites stratigraphiques, a pu être contraint par les datations biostratigraphiques et magnétostratigraphiques. Le modèle d'âge nous permet de convertir la succession sédimentaire en temps, et 1) de procéder aux calculs d'accommodation et d'apports sédimentaires et 2) de comparer la succession sédimentaire et le découpage séquentiel aux courbes eustatiques et isotopiques reflétant le climat, ce qui peut nous permettre de déconvoluer ces signaux.

Calcul de l'accommodation et des apports sédimentaires

Dans un premier temps, nous avons quantifié l'accommodation et les apports sédimentaires sur cinq coupes régionales de référence afin de discriminer les effets des différents facteurs de contrôle précédemment identifiés. L'accommodation à un temps donné (définie comme étant l'espace disponible pour la sédimentation ; Jervey, 1988 ; Posamentier, 1988) est fonction de l'eustatisme et des mouvements verticaux du substratum du bassin (i.e. la subsidence du bassin ou son soulèvement). Ainsi l'accommodation à un endroit du bassin à un temps donné peut être calculée par les épaisseurs décompactées des sédiments (espace comblé par la sédimentation), corrigées de la paléobathymétrie/altitude (espace non comblé par les sédiments) de chaque sédiment déposé (Robin et al., 1998). L'accommodation est donc la somme de l'épaisseur des sédiments et de la paléobathymétrie (positive) ou paléoélévation (négative). Il est donc nécessaire de disposer de (Robin et al., 1998 ; Castelltort et al., 2003) :

- **l'âge absolu des lignes temps**, défini sur chaque surface stratigraphique,
- **l'estimation des paléobathymétries** ou paléoélévations, que nous présenterons en chapitre 4 au moment de la détermination des environnements de dépôt,
- **des lois de porosité**, et des lithologies pour décompacter les sédiments. Bien que disposant des % de lithologies définies à partir de leur l'épaisseur en mètre pour chaque cortège de dépôt, nous n'avons pas décompacté les sédiments, ce qui aurait pu être effectué en appliquant la relation entre en porosité et profondeur pour chacune des lithologies de Sclater and Christie (1980) par exemple. La principale difficulté a été d'estimer les épaisseurs de sédiments accumulés au-dessus de notre intervalle, qui 1) ne sont pas préservés, et 2) varient dans l'espace en raison du contexte de bassin piggyback. Nous avons donc considéré qu'une telle décompaction auraient amplifié les signaux sans changer les cyclicités détectées (Granjeon et al., 1994). De plus, cette loi ne prend pas en compte l'impact de la diagenèse qui

peut préserver ou au contraire diminuer les porosités différemment à travers le bassin dans une même lithologie.

Comparaison avec les courbes eustatiques et des isotopes O/C reliées au climat

La conversion du découpage séquentiel en temps nous permet de comparer l'évolution stratigraphique aux courbes eustatiques et isotopiques O/C (reflétant le climat) issues de la littérature. L'ensemble des courbes est présenté en **Figure 3.6**

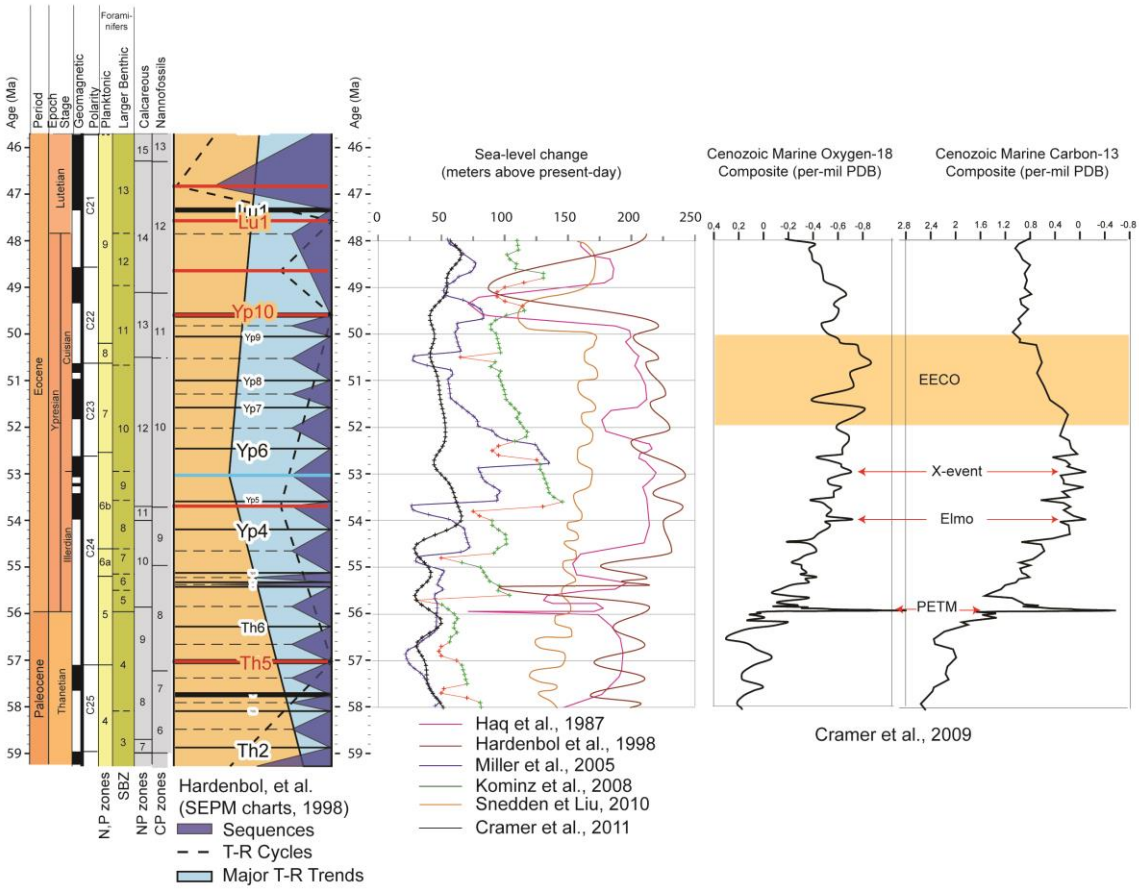


***Figure 3.6** : Ensemble des courbes eustatiques disponibles dans la littérature pour l'intervalle de l'Eocène Inférieur. Les courbes isotopiques sont issues de Cramer et al., (2009). L'échelle de temps est issue de la GTS 2012 de Gradstein et al., (2012).*

Afin de déconvoluer l'impact de l'eustatisme sur les cyclicités déduites de notre architecture stratigraphique, il est important de bien choisir la courbe eustatique de référence.

La première école à suggérer le contrôle eustatique dans l'enregistrement sédimentaire est celle d'Exxon. Vail et al., (1977) remarquent que les séquences observées en sismique, dans les puits et à l'affleurement étaient du même âge dans la plupart des bassins qu'ils ont examinés. Ils considèrent donc les changements eustatiques du niveau de la mer comme contrôle des séquences et à partir de là construisent une courbe des variations du niveau de la mer. Ainsi la première courbe réalisée sur le Méso-Cénozoïque est celle d'Haq et al., 1987. Par la suite, plusieurs approches ont été développées pour mesurer les variations eustatiques (**Figure 3.6**):

- La mesure de l'eustatisme dans des bassins sédimentaires s'effectue dans des bassins considérés comme tectoniquement stables: c'est le cas de Haq et al. (1987) et Haq (1988), dont les travaux ont été actualisés par Hardenbol et al. (1998), et Snedden and Liu (2010). Ces travaux, issus de la base stratigraphique mondiale de la compagnie Exxon, concernent plusieurs bassins principalement européens, et s'appuient sur l'ennoiement du domaine continental (*coastal onlap*). Par manque d'accès aux bases de données sources il est très difficile de réactualiser ces courbes sur l'échelle de temps actuelle. La courbe de Snedden et Liu (2010) n'a pas été retenue en raison de son support sans données qui ne permet pas de caler la courbe à la GTS 2012 avec une bonne précision.
- Miller et al., (2005) dont les travaux ont été actualisés par Kominz et al., (2008) ont réalisé la courbe des variations eustatiques à partir de l'étude de la marge *onshore* du New Jersey (USA), considérée comme stable. Ils bénéficient d'une base de données chrono-stratigraphique complète. Ils ont donc pu mesurer les variations eustatiques à partir de la décompaction des séries (*backstripping)*.
- Cramer et al., (2011) réalisent une courbe des variations eustatiques liées à la croissance ou la fonte des calottes glaciaires. Cette courbe considère donc que les variations eustatiques sont principalement liées au volume d'eau océanique (climato-eustatisme) et ne prend pas en compte le volume des océans (tectono-eustatisme).

La courbe d'Hardenbol et al., (1998) se distingue de celle de Kominz et al., (2008) par une plus haute fréquence des cyclicités et des évènements de chute eustatique qui présentent des fluctuations de plus de 100 m. L'intensité de ces grandes variations nous a semblé douteuse au regard du travail de Sluijs et al., (2008) qui indiquent que les variations marines ne peuvent excéder 30 m, en tenant compte des effets cumulés du PETM ou du développement de la NAIP (North Atlantic Igneous Province). De plus, la similarité de l'évolution et des ordres de grandeur des cyclicités entre les courbes de Cramer et al., (2011) et de Kominz et al., (2008), basées sur des approches bien différentes, nous a incitées à retenir ces deux courbes (**Figure 3.7**).

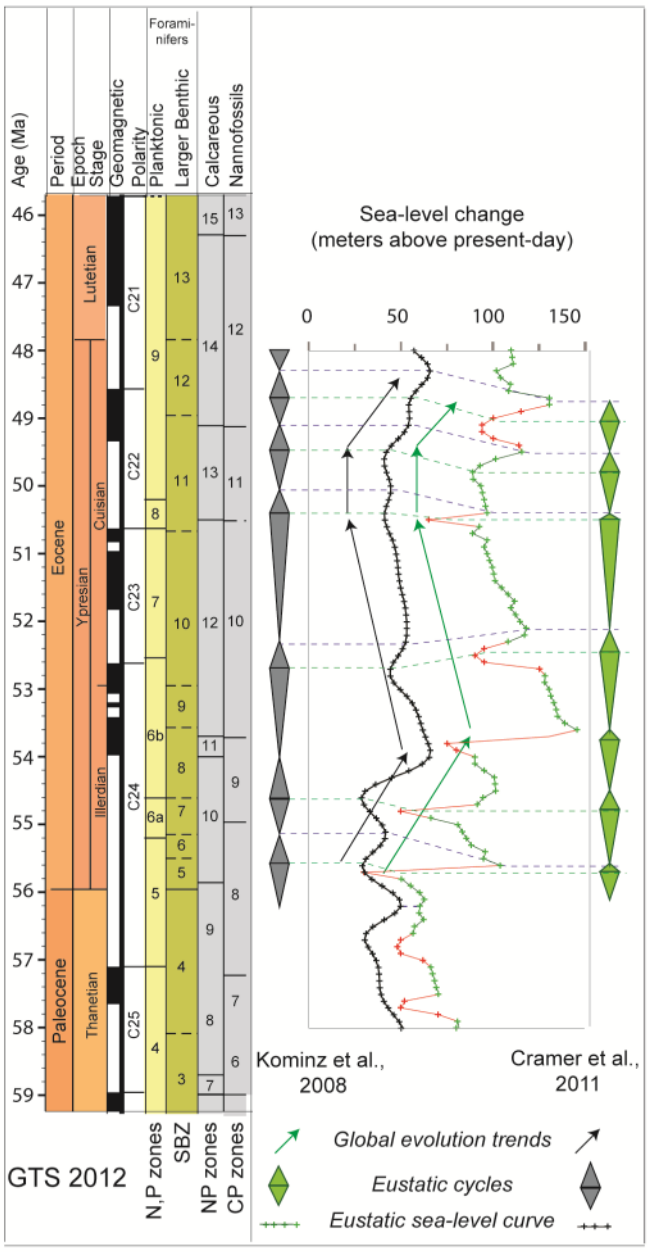


Figure 3.7 *: Comparaison entre les courbes de Kominz et al., (2008) et Cramer et al., (2010) et cycles eustatiques de chute et montée du niveau marin.*

Chapitre 4. LES FACTEURS DE CONTROLE DE L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA A L'EOCENE INFERIEUR

Les objectifs de cette partie sont :

- de caractériser l'évolution sédimentologique et séquentielle du bassin *piggyback* de Graus-Tremp-Ainsa à l'Eocène Inférieur,
- de discriminer les facteurs de contrôle dans l'enregistrement sédimentaire de ce bassin,
- de définir d'un cadre spatio-temporel haute résolution et très bien contraint de l'évolution des dépôts sédimentaires afin d'y intégrer notre étude de la minéralogie.

Les résultats de ce travail sont présentés sous la forme d'un article en préparation dont le titre sera :

Factors controlling stratigraphic architecture and depositional profile evolution in a piggyback basin: the Graus-Tremp-Ainsa Basin during Lower Eocene times, Spain.

La détermination des facteurs de contrôle sur l'enregistrement sédimentaire du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa est issue d'un travail de sédimentologie et de stratigraphie mené à haute résolution à partir du relevé détaillé de logs sédimentologiques.

Après un bref rappel du contexte tectonique, lithostratigraphique et climatique du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa à l'Eocène Inférieur (partie **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**), nous présenterons la méthodologie globale suivie dans cette partie du travail (partie **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Celle-ci repose sur la reconstitution de l'évolution des systèmes de dépôts à travers le temps et l'espace à partir de l'analyse séquentielle des coupes et l'élaboration d'un modèle d'âge contraint par les données chronostratigraphiques existantes.

Les **résultats** de ce travail sont présentés en partie **Erreur ! Source du renvoi introuvable.** ; ils conduisent à proposer un modèle de faciès (partie **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) puis un **schéma de corrélation stratigraphique inédit** à travers le bassin (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). L'**analyse sédimentologique** des dépôts a permis de caractériser 17 environnements de dépôts, associés à quatre systèmes de dépôts : un système de plateforme carbonatée mixte, un

système de dépôts mixte avec des influences tidales et deltaïques localisées, un système de dépôt fluvio-deltaïque dominé par les processus tidaux, et un système fluvio-deltaïque dominé par les processus fluviaux. La méthode de **corrélation stratigraphique**, présentée en partie **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**, repose sur la réalisation d'un modèle de substitution des environnements de dépôts permettant de définir des tendances de progradations et de rétrogradation limitées par des surfaces stratigraphiques, que nous avons corrélées à travers le bassin. L'architecture stratigraphique du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa comprend ainsi trois niveaux de hiérarchie séquentielle emboités, i.e. quatre Séquences de Dépôts d'une durée de 1 à 3 Ma, huit Séquences de Long Terme, d'une durée de l'ordre du million d'année, et dix-sept séquences de court terme d'une durée moyenne de 400000 ans. Les huit séquences de long terme sont décrites en partie **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**.

A partir d'une analyse multi-échelle des architectures stratigraphiques nous avons pu préciser l'impact des facteurs de contrôle dans le remplissage du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa. Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés aux forçages qui s'enregistrent la grande longueur d'onde ; la succession des séquences de dépôts met en évidence deux stades de remplissage du bassin, un stade sous-alimenté et un stade suralimenté, qui nous permettent de d'appréhender les **facteurs de contrôle régionaux** (partie **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Puis, nous avons mis en évidence l'influence des **facteurs tectoniques locaux** à l'échelle des séquences de long terme. Les clés de détermination sont qualitatives, et consistent en la reconnaissance de variations abruptes de l'épaisseur des dépôts, des environnements de dépôts eux-mêmes, des processus sédimentaires, des directions de courant, et des érosions. A cette échelle, cette approche nous a montré l'alternance de périodes de quiescence et d'activité tectonique intrabassinale, qui ponctuent l'évolution structurale du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa. Enfin, nous avons mis discriminé l'impact des facteurs de contrôle régionaux vs locaux, en nous appuyant cette fois sur une approche quantitative ; i.e. la réalisation de courbes d'accommodation sur cinq logs sédimentologiques clés. Cette approche nous a permis ensuite de déconvoluer les différents forçages régionaux, i.e. la **subsidence flexurale, l'eustatisme et le climat**.

ABSTRACT

The aims of this paper is to constrain and hierarchize the impact of the controlling factors (tectonics, climate and eustasy) acting at different time and space scales in an active piggyback basin succession. In order to discriminate the influence of the local versus regional controlling factors, especially the tectonic impact proper to the piggyback evolution, we investigate the Graus-Tremp-Ainsa basin, located at the wedge-top depozone of the South Pyrenean foreland basin during Lower Eocene times and transported by the Montsec frontal Thrust.

We analyze twenty four sections, located along the basin, identify facies associations and reconstruct four successive depositional systems: 1) a distally steepened mixed carbonate platform; 2) a mixed tidal/deltaic platform 3) a tide dominated deltaic system and 4) a distally steepened fluvial dominated deltaic system. These systems show all depositional environments, from the alluvial fan to the turbiditic basin. Following a facies substitution model, we propose a new sequence stratigraphy framework, base of three levels of hierarchy, allowing us to proceed to a multi-scale analysis. This approach leads us to discriminate the dominant controlling factors acting at a regional versus local scale (respectively at the world / orogeny scale and at the scale of the piggy-back thrust sheet). Local tectonic controls are identified by rapid thickness variation, abrupt change of depositional environment, local or intense erosion, change of sedimentary processes, current directions and accommodation rate between sections. Then we differenciate the regional controlling factors (tectonic, Eustatism and climate) thanks to a new age model by the comparaison of the stratigraphic succession with the eustasy and climate curves. In this way, this work led first to improve the understanding of the tectonic evolution during the development of the Graus-Tremp-Ainsa basin. Especially, we identified 1) an underfilled stage with first a high flexural subsidence and a frontal subaqueous anticline blind thrust propagation that controls a dominantly carbonate environment; followed by an increase of siliciclastic sediment supply, 2) an overfilled stage with an increase of the frontal thrust propagation. The latter evolves from an active emerged anticline blind thrust to a migrating thrust moved along lateral ramps which cause the decoupling of the Graus-Tremp uplifted wedge-top basin from the Ainsa subsiding foredeep domain. Secondly, we propose some general learns from the evolution of an asymmetrical piggyback basin. In particular, 1) we discriminate the evolution between a foredeep and a piggyback basin by the presence of migrating thrusts which compartimentalize the subsiding domain from the uplifted one, 2) we show the alternation between intrabasinal tectonic active phases and quiescentperiods, 3) we demonstrate a clear climatic and eustatic control of the sedimentation during the early stage of the piggyback basin development and during the underfilled stage that accompanied the intrabasinal tectonic quiescence.

Keywords: Stratigraphic architecture, basin scale correlation, continental to basin profile, controlling factors hierarchization, piggyback basin, Graus-Tremp-Ainsa South-Pyrenean Basin, Lower Eocene

4.1 INTRODUCTION

The stratigraphic architecture in foreland basins is the result of a complex interaction between several factors which act from the source of the sedimentary system, until the sediment trapping. The stratigraphic architecture measurable parameters are (1) the accommodation (A), corresponding to ‘‘the total space made available for potential sediment accumulation’’ (Jervey, 1988; Posamentier, 1988), and which is controlled by the eustasy and the subsidence, and (2) the sediment supply (S) (Homewood et al., 1992; Muto and Steel, 1997), which depends on climate, eustatic sea-level fluctuations or hinterland uplift. The variations of the ratio between these two independent parameters (A/S ratio) cause change in sedimentary succession recorded by advance (A<S), retreat (A>S) or stabilization (A=S) of the shoreline in the basin (Homewood et al., 1992).

The impact of these controlling factors during the piggyback basin evolution remains poorly understood.. We often notice changes in the foredeep basin architecture which result from the relative importance of these different controlling factors changes through time (Flemings and Jordan, 1989; Cant and Stockmal, 1989; Vergés et al., 1992; Sinclair and Allen, 1992; Currie, 1997). The A/S ratio evolution results from the complex interaction between controlling factors acting at different scales both in time and in space. The (S) variations related to the climate and hinterland uplift variations and superimposed with the (A) variations due to regional controlling factors (eustasy, foreland flexural subsidence, isostatic rebound) and local tectonics (intrabasinal structures) are responsible for the modification of the depositional profile. The problem we have to tackle is the impact of the tectonics on sedimentation in a highly active structural context, how this controlling factor is recorded in the piggyback basin fill and at which temporal orders of magnitude it is expressed. The main objective of this paper is to use a well constrained case study to propose a hierarchy of the controlling factors, and to assess their impact on the piggyback basin stratigraphic architecture.

In this paper, thanks to the very good outcrop conditions of the complete Eocene basin series, we build a high resolution stratigraphic framework in the Lower Eocene interval of the Graus-Tremp-Ainsa Basin (part of the South-Pyrenean foreland basin), which allows us to restore upstream to downstream depositional profile and to constrain the evolution of the stratigraphic architecture over time. Thereafter, the stratigraphic architecture of the Graus-Tremp-Ainsa Basin during the Lower Eocene time is discussed in terms of local and regional controlling factors, that are responsible for the sediment partitioning through time along the different depositional profiles (from ramp to steep margin basin). In the studied area, the Lower Eocene Ypresian interval corresponds to a single major tectonic event related to the emplacement of the Montsec thrust sheet responsible for the piggyback sequence of the Graus-Tremp basin and the evolution of its southern margin. This well constrained tectonic event allows us to study the impact of controlling factors acting during an entire thrust-sheet period. Previous works identified major unconformities in the sedimentary succession that separate the different tectono-stratigraphic units or megasequences recognized in this basin (Garrido-Megias, 1973; Nijman and Nio, 1975; Nijman, 1998), which are grouped into basin-scale tecto-sedimentary cycles (Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Remacha and Fernández, 2003). These cycles are related to tectonic phases with a contribution of the climate and eustasy which is still debated (Peper and de Boer, 1995; Nijman, 1998; Pickering and Bayliss, 2009; Weltje et al., 1996; Schmitz and Pujalte, 2003). The application of sequence stratigraphy concepts was introduced in the

entire South Pyrenean Foreland basin by Mutti et al., (1988), but is focusing on the turbidite environments. We propose here new high-resolution stratigraphic correlations along a complete depositional profile from the proximal (alluvial) to the distal (deep-marine) environments: these correlations are constrained by previous biostratigraphical and magnetostratigraphic studies complemented by new dating, which strengthen the temporal framework and clarify the equivalence between local formation names. In order to discriminate the controlling factors, we assessed their space and time scale by thickness variation, depositional environment partitioning and change of depositional sedimentary process or current direction. The stratigraphic evolution is also quantified by accommodation curves between sections and compared to the eustasy and O/C isotopic curves.

4.2 GEOLOGICAL SETTING

The Graus-Tremp-Ainsa basin is located in the South Pyrenean Zone (Séguret, 1972; Fig.1a). The Pyrenees chain is the result of the collision and the subduction of the Iberian plate under the Eurasian plate acting from the Late Cretaceous to the Early Miocene (Muñoz, 1992). At the crustal scale, this deformation implies the Variscan basement thrust sheets that formed a south-directed central sheet duplex (present-day Axial Zone; Fig 1a). The Graus-Tremp Basin, feeded by the Nogueres Axial sheet, is a part of the South Central Pyrenean Unit (UCSP, from Séguret, 1972), or Tremp unit, limited by the Segre Fault eastward (Fig. 1b). The nature of the westward boundary varies according to several authors but all mentioned the N-S trending fold and thrusts structures located in the eastern part of the Ainsa basin as being the south-eastern margin of this basin (Nijman and Nio, 1975; Mutti et al., 1988; Barnolas, 1992; Anastasio, 1992; Soto et al., 2002; Fernàndez et al., 2004; Fernández et al., 2012; Muñoz et al., 2013). The South Pyrenean Central Unit corresponds to a set of allochthonous thrust sheets of Mesozoic and Tertiary units developed in a piggyback sequence formed by thrusting over the present-day autochthonous Ebro Foreland Basin (Choukroune et al., 1968; Séguret, 1972; Muñoz, 1992; Puigdefàbregas et al., 1992). The thrusting activity is favored by the Triassic evaporites that act as decollement level. Within the Graus-Tremp basin, the Sedimentary Thrust Sheets shows Mesozoic (Jurassic to Coniacian) pre-orogenic marine carbonate successions deposited in a rift setting before the Pyrenean compression episode. The syn-orogenic fill began from Santonian to Early Miocene, and shows a complex succession reflecting several phases of infill, from deep marine turbidite environments to alluvial sedimentation, with the intercalation of carbonate-dominated sedimentation episodes (Fig.1c).

4.2.1 Structural framework

The South Pyrenean Central Unit is bounded to the north by the Morerres backthrust (Fig. 1b), a passive roof thrust related to the pilling up of the Hercynian basement thrust sheets of the Axial sheet duplex (Weltje et al., 1996; Vincent, 2001; Whitchurch et al., 2011). Allochthonous thrust sheets in the South Pyrenean Central Unit correspond to different basins developed upon and in front of three major thrusts branching in the Triassic decoupling level. The Boixols Thrust (Fig. 1b) is generated by the inversion from pre-existing E-W oriented normal faults (Roure et al., 1989; Bond and McClay, 1995) emplaced during Late Cretaceous (Santonian) and sealed by the Maastrichtian Aren Sandstone (Ardèvol et al., 2000; Fig. 1c). The Boixols Thrust delimits the Organya Basin (settled in Boixols hanging wall) and the Graus-Tremp Basin (Boixols Thrust footwall unit). The Montsec Thrust, which presently separates the Graus-Tremp Basin and the Ager Basin (Fig. 1b), was active

during Paleocene - Early Eocene (Muñoz et al., 2013). The Sierra Marginales Thrust makes the boundary between the Ager basin and the present-day Ebro Foreland Basin, and was active from the Mid-Eocene (Lutetian) to the Oligocene (Fernández et al., 2012).

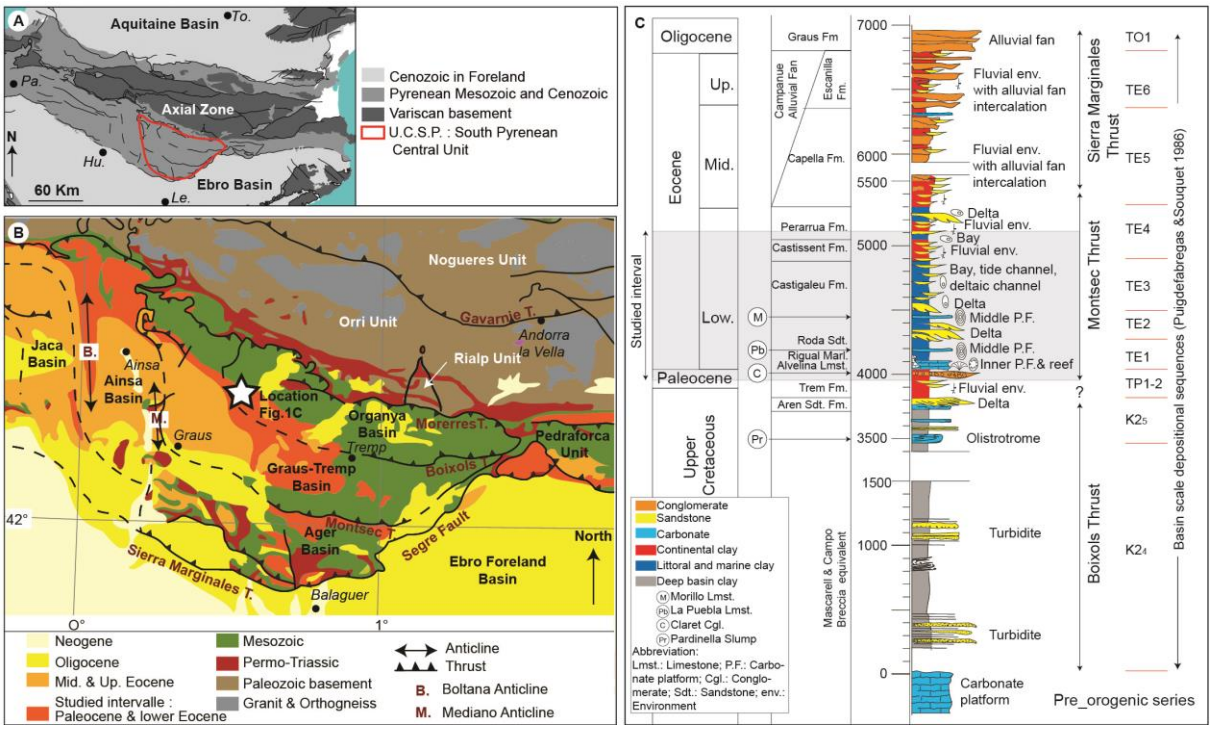


Figure 4.1*: A) The South Central Pyrenean Unit in the South Pyrenean Zone (To: Toulouse; Le: Lerida; Hu: Huesca; Pa: Pampelone). B) Structural map of the South Central Pyrenean Unit showing the main cover and basement units. C) Regional composite syn-orogenic lithostratigraphic showing the sedimentary succession along the Isabena valley in the Graus-Tremp Basin.*

During Ypresian, the Graus-Tremp Basin was an E-W elongated basin controlled southward by the Montsec Thrust, and opened westward on the Bay of Biscay. Platform sedimentation evolves to basinal environment toward the Jaca Basin. The transition is located in the Ainsa Basin where N-S directed structures denote with the regional E-W direction of the thrusts (Fig. 2). Muñoz et al. (2013) show that these present-day N-S structures (Boltaña and Mediano anticlines, La Fueba Thrust System) are the result of a clockwise rotation up to 60° occurring from early Lutetian to late Bartonian (Fig. 3).

Subordinate structures within the Ainsa basin played an important role during the studied period (Fig. 2). The Arro System (Barnolas et al., 1991; Martínez-Peña, 1991; Casas et al., 2002), also called La Fueba Thrust System by Fernández et al., (2012) and Muñoz et al., 2013) shows NNW-SSE-oriented thrusts comprising the Arro/Almuzaras, Los Molinos, Atiart and Ferrera Thrusts. The La Fueba System was active during Ypresian times (Fig. 3), and corresponds to the oblique lateral ramp which seems to link the Montsec thrust to the Peña Montañesa thrust (Muñoz et al., 2013). The NNE – SSE Foradada Fault is a tear fault located in the hanging wall of the Montsec thrust, and was active during Cuisian and Lutetian times (Fernández et al., 2012; Fig 3).

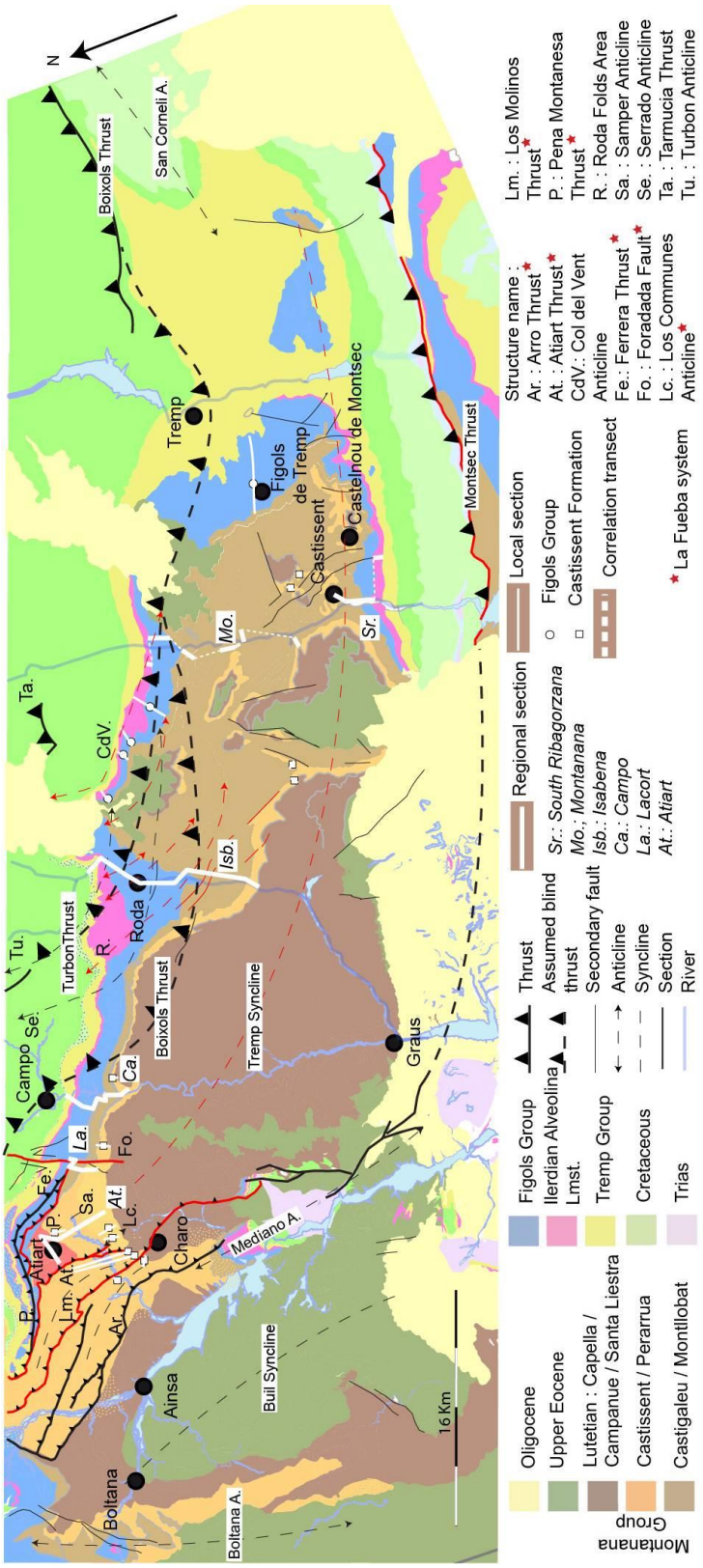


***Figure 4.2**: Geological map of the Graus-Tremp-Ainsa Basin. Cartography of Aragon area is from IGME maps. The Cataluna area is mapped from the geological map of Cataluna 1/250000. Structural features in the Roda de Isabena area and Boixols thrust are from Lopez-Blanco et al., (2003) and Ardèvol et al., (2000). Coll del Vent anticline location is from (Vincent, 2001). Red structures are considered as active during our studied interval (Ypresian). Location of measured sedimentological sections is specified.*

The northern part of the Graus-Tremp basin is affected by the Turbon structure, which is interpreted by López-Blanco et al., (2003) as a blind thrust, generated by the inversion of a Late Cretaceous structure which became a positive relief during southward transport by the Montsec thrust. This interpretation may be transposed to the Coll del Vent Anticline (Vincent, 2001), which was generated by the same mechanism. Other structures like the Roda fold system are the consequence of the Boixols thrust unit displacement on top of the Montsec thrust. This oblique fold system is inherited from an Early Cretaceous fault system (García Senz, 2002) inverted during Late Ilerdian to Middle Cuisian times (López-Blanco et al., 2003; Figs. 2, 3).

4.2.2 Lithostratigraphy

The Graus-Tremp basin infill corresponds to an approximately 7000 m thick series from Late Cretaceous to Oligocene. The succession shows deep marine to continental alluvial environments, with different deepening and shallowing upward cycles controlled by the activity of the different thrusts through time (Fig. 1c). In this work, we focus on the Paleocene-Lower Eocene interval, which is related to the Montsec thrust activity. The Paleocene-Lower Eocene interval has been divided into four main groups (Figs. 2, 3): 1) The Paleocene Tremp Group (Mutti et al., 1988; Fonnesu, 1984), 2) The Ilerdian Alveolina Limestone (Fonnesu, 1984; Mutti et al., 1988; Serra-Kiel et al., 1994) or Ager Sequence (Eichenseer and Luterbacher, 1992; Baceta et al., 2011); 3) The Figols Group (Mutti et al., 1988) or Llimiana, Alinya and Oden Sequences from Eichenseer and Luterbacher, (1992) and Baceta et al., (2011), from Ilerdian to Lower Cuisian; 4) The Montanana Group from Nijman, (1998), dated from Cuisian to Lutetian.

The Paleocene succession (Tremp Group) is characterized in the eastern part of the basin by continental deposits ("Red beds" of the Garumnian facies of Tremp Formation; Eichenseer and Luterbacher, 1992; Rosell et al., 2001) passing westward to shallow water carbonates (Navarri Formation; Scheibner et al., 2007; Fig. 3). The Paleocene-Ilerdian transition is marked by the presence of the Claret Conglomerate, which is interpreted as conglomerate braidplain deposits in the eastern part of the basin, passing westward to fluvial channels in the Campo area (Schmitz and Pujalte, 2007; Pujalte et al., 2009b; Minelli et al., 2013; Pujalte et al., 2014).

The Lower Ypresian succession shows the Ilerdian Alveolina Limestone Formation (Fig. 3; Mutti et al., 1988; Eichenseer, 1988; Eichenseer and Luterbacher, 1992; Leturcq, 1999; Payros et al., 2000; Baceta et al., 2001; Hamon et al., 2016) which is the result of a general transgression above the Claret Conglomerate. This transgressive event is characterized at the base by the deposition of shallow marine carbonates locally capped by reefal systems (Berganuy, Iscles, and Merli reef complexes; Eichenseer and Luterbacher, 1992; Fonnesu, 1984; Leturcq, 1999). Laterally and above these reefs, a series of nummulite-rich marls is observed and corresponds to the Riguala Marls Formation, on top of which the macroforaminifera-rich carbonates of the La Puebla Limestone Formation was deposited (Cuevas-Gozalo et al., 1985; Remacha and Zamorano, 1989).

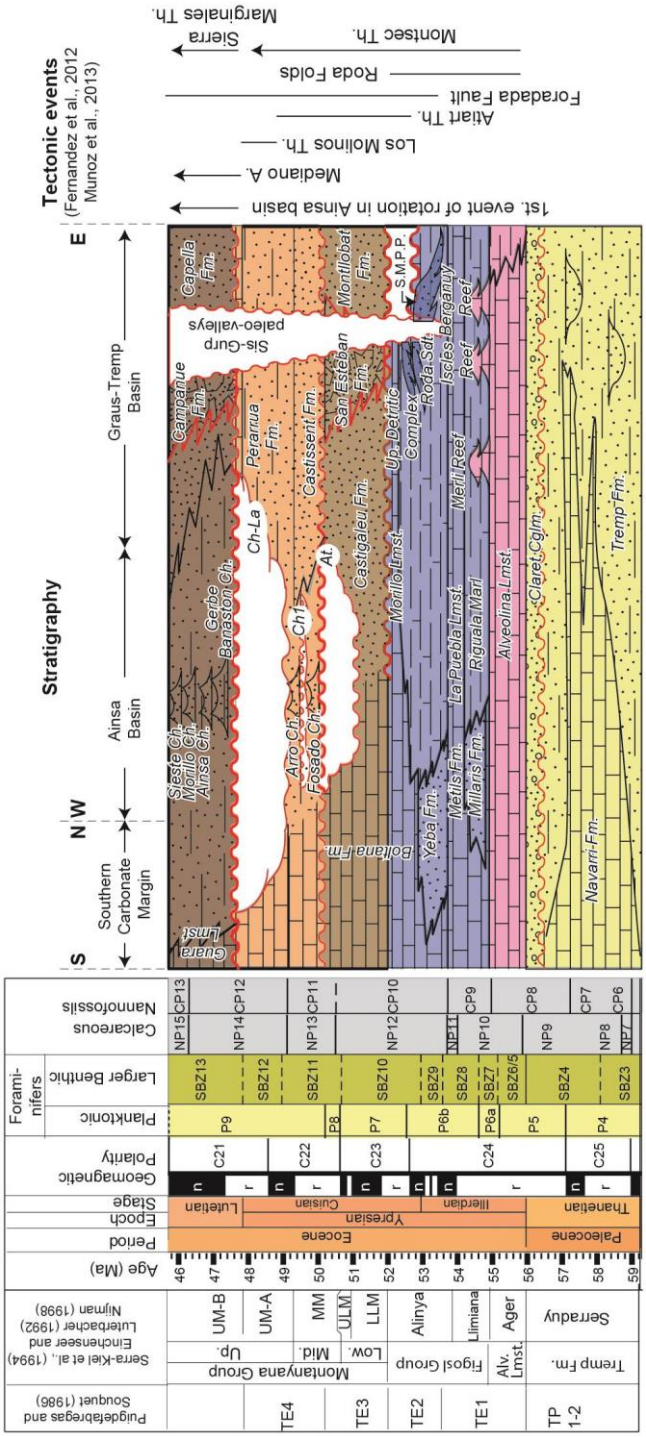


***Figure 4.3**: Chronostratigraphic diagram presenting the lithostratigraphic units of the Graus-Tremp-Ainsa Basin during the Paleocene-Eocene times. The tectonics events are compiled from Fernandez et al., 2012 and Munoz et al., 2013. Stratigraphic analysis is compiled from Nijman et Nio, 1975; Mutti et al., 1988; Serra-Kiel et al., 1994; Barnolas et Gil-Pena, 2001; Munoz et al., 2013; Lopez-Blanco et al., 2003; Vera 2004. The colors of the stratigraphic units are indicated in Fig.2. The polarity chrons are from the GTS 2012 (Gradstein et al., 2012. Planktonic foraminifers biozones are from Berggren et al., 1995, with revised age calibrations updates. The Tethyan Shallow Benthic Zones are from Hardenbol et al., 1998 updated by GTS2012 Paleogene chapter group. Calcareous nannofossil Martini NP and Burky CP zones are from Berggren, (1995). S. M.P.P: Suerri, Mur-Puigvert and Poreredo systems (from Fonnesu thesis); At.: unconformity; Ch-La: Charo2-Lacorz unconformity.*

The Upper Ilerdian/Lower Cuisian times are marked by the progradation of the Roda Fm. deltaic systems (Yang and Nio, 1985; Yang and Nio, 1989; Eichenseer, 1988; Tosquella, 1988; Molenaar, 1990; Crumeyrolle et al., 1992; López-Blanco et al., 2003; Leren et al., 2010; Olariu et al., 2012) followed by the Upper Detritic Complex (Tosquella 1988) in the Isabena valley area. The Suerri complex (Fonnesu, 1984), and the Mur Puigvert and Poreredo are equivalent deltaic systems in the Eastern part of the Graus-Tremp basin (Fonnesu, 1984). They are overlain by the macroforaminifera-rich Morillo Limestone (Nijman and Nio, 1975; Cuevas-Gozalo et al., 1985).

During Lower and Middle Cuisian times, in the Graus-Tremp Basin, the Lower Montanyana Group (Fig. 3) consists in the San Esteban alluvial fan Formation, the fluvial-dominated Montllobat Formation, and the Castigaleu Formation corresponding to delta plain to shallow marine environments (Nijman and Nio, 1975; Van Der Meulen, 1983; Mutti et al., 1988; Nijman, 1998). The Middle Montanyana Group consists in the Castissent Formation, which corresponds to a large progradation of fluvio-deltaic environments (Nijman and Nio, 1975; Marzo et al., 1988; Nijman, 1998; Poyatos-Moré, 2014). The basinal equivalent of the Castissent Formation corresponds to the Fosado and Arro turbidite systems in the Ainsa basin (Mutti et al., 1988). The topmost part of the Cuisian corresponds to (1) the Perarrua Formation with near-shore sandstones and shelf mudstones, overlaid by (2) the Capella Formation, which is a tidally influenced fluvio-deltaic system (Nijman and Nio, 1975; Cuevas-Gozalo et al., 1985), locally eroded by conglomeratic alluvial fans (Campanue and Santa Liestra Formations; Nijman and Nio, 1975; Crumeyrolle, 1987). The transition between the Graus-Tremp and Ainsa basins is characterized by deep canyon incisions (Mutti et al., 1988; Muñoz et al., 1994; Casas et al., 2002; Poyatos-Moré, 2014). The incision surface at Atiart (Fig. 3) is dated early-middle Cuisian in age (Muñoz et al., 2013; Poyatos-Moré, 2014), and truncates the Castigaleu Formation between the Foradada fault and the Atiart thrust (Fig. 2). The Charo-Lascorz incision surface (Fig. 3) is dated latest Cuisian in age (Muñoz et al., 2013; Poyatos-Moré, 2014), and corresponds to the base of the Santa Liestra Formation. This surface erodes the previous Castissent and Perarrua Formations.

This sedimentary succession in the Ilerdian-Cuisian interval is divided into four Depositional Sequences by Puigdefàbregas and Souquet, (1986), well recognized in the Graus-Tremp-Ainsa Basin (TE1 to TE4, Figs. 1, 3).

4.2.3 Climatic framework

From late Paleocene to early Eocene, the earth surface underwent a long term warming trend with an increase of 5°C (Zachos et al., 2001) until the EECO (Early Eocene Climate Optimum; Zachos et al., 2001; Cramer et al., 2009). The EECO is the warmest period of the Paleogene and occurs in zone NP12 between 52-50 Ma (Zachos et al., 2008; Payros et al., 2015). It corresponds to a greenhouse period with temperatures of surface seawater varying between 10 and 25°C (Zachos et al., 2001). Average floor seawater temperature is 10 to 12°C (Speelman et al., 2010) and rainfall rate 2 mm/day. This is consistent with a warm and humid tropical to sub-tropical climate, and palynological data indicate a humid tropical climate with an increase of seasonality from Paleocene to Early Eocene (Haseldonckx,1973).

This greenhouse long term trend is marked by short-term hyperthermals events which do not exceed 200 ka. The Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM; Bains et al., 1999; Zachos et al.,

2001; Schmitz and Pujalte, 2007) is the most prominent of them and is characterized by a global rise of 5-8°C (Kennett and Stott, 1991; Zachos et al., 2003; Zachos et al., 2006; Sluijs et al., 2006), which is revealed by a high amplitude Carbone Isotope Excursion (CIE; Zachos et al., 2001; Röhl et al., 2007) corresponding to an abrupt decrease of δ18O (-1,5‰) and δ13C (-2,5‰). Recently, the PETM is considered as the limit between Paleocene – Eocene, and is dated at 56 Ma (Pujalte et al., 2009a; Jaramillo et al., 2010). In the Graus-Tremp Basin, this climatic abnormal event is associated with the deposition of the Claret Conglomerate megafan, due to an abrupt increase in seasonal extreme precipitations (Schmitz and Pujalte, 2003; Domingo et al., 2009; Pujalte et al., 2014). A second hyper thermal event slightly older than the chron C24r/C24n reversal boundary (Lourens et al., 2005; Gradstein et al., 2012) and occurring in the lower part of NP11 is dated 2 Ma after the PETM, i.e. around 54 Ma and is referred to ETM2 (Eocene Thermal Maximum 2), or "Elmo" (Lourens et al., 2005). Another event ("X" event or ETM3: Röhl et al., 2005) occurs during the P7 planktonic foraminifer Zone / CP10 calcareous nannofossil Zone, NP11/NP12 transition and C24n.1n Chron around 53 Ma (Galeotti et al., 2010; Gradstein et al., 2012).

4.3 MATERIAL AND METHODS

4.3.1 Sections database

The dataset is made up of twenty-four sedimentological field sections (Fig. 2). Detailed information is presented in Appendix A and indicates field section name, abbreviation, and location with GPS coordinates. The sedimentary succession in the Graus-Tremp-Ainsa basins is exposed along the Tremp syncline and covers a distance of 75 km from the Figols de Tremp village to the East, to the San Esteban Hermitage near the Charo village to the West. Four regional reference sections from the Paleocene Garumnian/Navarri Formations to the Cuisian Castissent Formation highlight the Ypresian vertical evolution. From East to West, these sections were measured along the South Ribagorzana Valley (Sr. section), the North Ribagorzana Valley (Mo. section), the Isabena Valley and the Esera Valley (respectively Isb. and Ca. sections). Further east of Esera Valley, the Lacort Section focuses on the Morillo to the Castissent Formations, and the Atiart Section starts at the La Puebla Limestone and ends at the Castissent Formation. Five sections (Tr., Be., So., Isc. and Ir. Sections in Annexe A) constrain the correlation of the succession from the top of Paleocene to the base of the Castigaleu / Montllobat Formations. Twelve sections focusing on the Castissent Formation characterize its proximal to distal evolution from east to west. All sections were measured at a scale of 1/200 with a Jacob Staff which is a good compromise between an individual architectural element representation and a basin scale approach.

The choice of the sections is constrained by outcropping conditions that allow the description of a complete sedimentary succession. The outcrops are located mainly on the northern flank of the Tremp syncline, except in the eastern part of the basin where a section is made on the southern flank (South Ribagorzana section). These sections were used to perform a regional correlation transect that highlights the tectono-stratigraphic evolution along the Graus-Tremp-Ainsa basin axis (Fig. 2). The N-S synsedimentary wedge can be roughly apprehended by the Isabena-Montanana-Tremp-South Ribagorzana sections. Despite the lack of continuous outcrops in the N-S direction, local observations and previous works based on seismic sections (López-Blanco et al., 2003) or field data (Nijman, 1998) allowed us to complete our work on the N-S evolution of the basin fill.

4.3.2 General methodology

A classical sequence stratigraphy correlation approach has been used, based on outcrop study and facies analysis along sedimentary sections. The facies are defined by grain-size, texture, sorting, sedimentary structures, fauna, non-fauna content, and bioturbation intensity. One hundred and twenty thin-sections were used to accurate the facies and determine microfauna species. The facies are grouped into facies associations (FA) and interpreted in terms of depositional environment. Different depositional profiles are reconstructed and linked each other in order to realize an environment substitution model with the aim of creating a general distal-proximal depositional profile. The stratigraphic correlations were based on the identification of Short Term Sequences (Sts) and characterization of their stacking pattern by recognition of prograding, aggrading or retrograding trends of shoreline migration (Van Wagoner et al., 1988; Cross, 1988; Homewood et al., 2000). The units resulting from the stack of Sts correspond to Long Term Sequences (Lts) bounded by stratigraphic surfaces (sequence boundaries SB), which are correlated between sections. Distance between sections (ranging from several hundred meters to several kilometers) does not allow a systematic lateral physical correlation of stratigraphic surfaces and were complemented by analysis of aerial photos. Some other data including magnetostratigraphic and biostratigraphy dating were also used to constrain stratigraphic correlations.

4.3.3 Chronostratigraphy

The chronostratigraphic constraints used to correlate the stratigraphic sequences come from (1) previous published studies, (2) personal communications from J. Serra-Kiel for large benthic foraminifera and (3) new biostratigraphic data from this study (planktonic foraminifera and calcareous nannofossils determined by TOTAL biostratigraphic service). The Ilerdian to Lower Cuisian period (between the Alveolina Limestone and the Morillo Limestone; Fig. 3) has been intensively studied since the 60s. Large benthic Foraminifera biozones were determined for Alveolina (Hottinger, 1960) and Nummulitids (Hottinger and Schaub, 1960) and used by Serra-Kiel et al., (1994). The definition of Shallow Benthic Zones (SBZ) was introduced by Serra-Kiel et al. (1998). The correlation between large benthic foraminifera biozones and planctonic foraminifera biozones were established by Kapellos and Schaub, (1975), and used by Samso et al., (1990), Tosquella et al., (1990) and Tosquella et al., (1996) along sections in the Graus-Tremp Basin. Moreover, Payros et al., (2009) provide some biostratigraphic constraints using Shallow Benthic Zones at the transition between the Graus-Tremp and the Ainsa basin. Magnetostratigraphic data are available along the Isabena and Esera Valleys (Bentham and Burbank, 1996), and used to constrain the stratigraphic correlations. Other data from Ilerdian to Lower Cuisian are from Serra-Kiel et al., (1994). The synthesis of all these biostratigraphic data allows us to build a new chronostratigraphic diagram calibrated on the GTS 2012 polarity Chrons, which gives the age and equivalence between local formation names and the timing of tectonic events (Fig. 3). This time model is used for the computing and comparison of the accommodation rates of the different sedimentological sections with eustasy and O/C isotopic curves, in order to discriminate local and general controlling factors and quantify their intensity.

4.4 RESULTS

4.4.1 Facies model

4.4.1.1 Facies associations and related depositional environments

The Graus-Tremp-Ainsa basin is characterized by mixed clastic-carbonate environments, which cover the full range from alluvial to deep-marine systems, with an influence of numerous sedimentary processes (gravity, fluvial transport, tides, and waves). Seventeen depositional environments have been defined by facies associations and regrouped into three main domains: 1) the continental domain corresponds to depositional environments without marine influence (alluvial to fluvial), 2) the littoral domain (with delta plain and delta front, estuarine, subtidal bay and carbonate inner platform environments) is defined as the area from the bay line (corresponding to the maximum limit of marine influence) to the fair weather wave base limit and 3) the marine domain (with prodelta, mid and outer carbonate platform, slope, and turbiditic basin environments) corresponds to more distal environments. The facies associations (FA) are summarized (Fig. 4) and illustrated by outcrop and thin section representative views (Fig. 5). The key observations and interpretations of these depositional environments in terms of depositional processes are provided in Appendix B.

4.4.1.2 Environment partitioning and associate depositional systems

The depositional systems that have been defined correspond to an assemblage of genetically linked depositional environments which pass longitudinally and laterally across the basin. Four depositional profiles were reconstructed (Fig. 6) and corresponds to a tectono-sedimentary unit, or a Depositional Sequence (TE) sensu Puigdefàbregas and Souquet, (1986). They differ mostly by the dominant sedimentological processes involved, which allowed us to recognize modern analog and to estimate the water depth evolution along the profile. This used to reconstitute the syn-sedimentary deposition profile bathymetry and calculate accommodation.

Distally steepened mixed carbonate platform system (System A)

This system is dominated by carbonate environments (Fig. 6a). In the proximal part of the profile, the dominant environment corresponds to inner platform Alveolina-rich carbonates (FA10; Fig. 5j), with local small-scale deltaic environments (FA8.2) intercalated within the shallow marine Alveolina Limestone. One of these deltaic intervals has been described in the Serraduy area (Eichenseer and Luterbacher, 1992; Leturcq, 1999; Hamon et al., 2016) along the Isabena Valley (Fig. 2). These works evidenced that these deltaic mouth bars are deposited into a restricted marine / lagoonal environment characterized by silty-marly deposits with restricted fauna. The inner platform Alveolina-rich limestones pass distally to more marly deposits (Nummulites-rich wackestones) submitted to storm action, in a mid-platform environment (FA14; Fig. 5 q, r, s, t). The transition between the inner platform and the mid-platform is locally characterized by coral and red algae-rich reefal environments (FA13; Fig. 5 m, n, o, p). The most distal part of this profile shows marly outer platform deposits with Nummulitids and Assilina foraminifera (FA15). Locally, in the Campo section,

the platform steepens downwards and slope deposits are observed with slumps, carbonate debris flow (FA16) or shelfal turbiditic events (FA12) and corresponds to a distally steepened ramp system, according to the classification of Wright and Burchette, (1998) and Pomar, (2001). The bathymetries estimated along this depositional profile are from Huyghe et al. (2012) who consider that the bathymetry ranges from 0-15 m in the inner ramp, with lagoonal environment between 0-10 m. The bathymetry in the mid-ramp is estimated between 15 to 60 m and from 60 to 120 m for the outer ramp. These bathymetry estimations are supported by living depth range of the fauna described in these deposits, in accordance with Geel, (2000) indications. The distally steepened plateform profile described above is characteristic of the Depositional Sequence TE1 of Puigdefabregas and Souquet (1986), and corresponds to the Alveolina Limestone Formation, Riguala Marls and La Puebla Limestones.

Mixed tidal / deltaic platform system (System B)

The proximal part of the system consists of tide influenced muddy environments (FA6), locally intersected by deltaic systems (Fig. 6b). The depositional environment are interpreted as tidal flats to bays, that can laterally evolve to a shallow carbonate platform, with environments ranging from inner to mid platform (FA10, FA14). The deltaic system described in the proximal part of the profile corresponds to low angle tide influenced deltas expressed by compound cross stratifications (FA 8.3). The tide dominated areas show subtidal bars (FA 9; Fig. 5h). High angle fluvial Gilbert deltas are also described (FA 8.1; Fig. 5f) with prodelta (Roda Sandstone Formation). The distal part of the system correspond offshore silty marls (FA15). From a paleobathymetric point of view, Molenaar and Martinius, (1996) consider a maximum of 30 m water depth for the bay environments, a delta front bathymetry ranges from 5 m to 20 m (in the Roda Sandstone Formation), with a maximum depth of around 50 m for the distal prodeltaic environment. This profile has been especially described during the TE2 Depositional Sequence of Puigdefàbregas and Souquet, (1986) and notably during the Lower Cuisian deposits between the Roda de Isabena and Tremp areas (Roda Formation, Upper Detritic Complex, Suerri, Mur-Puigvert and Porredo deltaic systems).

Tide dominated deltaic system (System C)

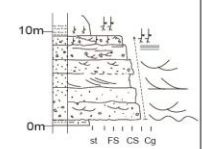
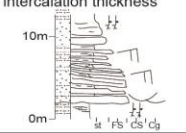
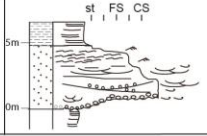
This system corresponds to a dominant clastic sedimentation (Fig. 6c). The proximal part of the depositional system shows alluvial stream flow fans (FA 1; Fig. 5a), passing downstream into intermediate sheet-like braided streams (FA 2.2) and meandering systems (FA 3; Fig. 5c). This downstream evolution of the fluvial systems suggests a decrease of the continental slope profile. The coastal domain is composed of fluvial dominated distributary channels (FA 5; Fig. 5d) in deltaic plain passing distally to an intertidal area with tidal channels (FA 7; Fig. 5e) and restricted brackish interdistributary bays (FA 6). The tidal processes are dominant on this system, and tide dominated deltaic mouth bars are well preserved in this environment (FA 9; Fig. 5i). More distally, the environment passes to offshore shelf deposits (FA15), where the tidal effect is still present but less expressed. This depositional system corresponds, in the littoral domain, to a tide dominated delta according to Galloway, (1975) classification. A present-day analogue of this depositional profile might correspond to the Gange-Brahmaputra delta (Michels et al., 1998), with a tidal range of 4 m (macrotidal setting; Longhitano, 2008), the base of the delta front at a water depth of 50 m, and the base of the prodelta at a bathymetry of 75 m. Martinius and Molenaar (1996) indicate a maximum water depth for the brackish bay environments of 5 m. Alluvial fan continental slope used in our

work varies from 1-0.6° in proximal area to 0.1° in distal part (values from Boothroyd, 1972). Average slope for proximal sandy streams is 0.04° and 0.02° for meander streams and alluvial plain continental slope (Hickin and Nanson, 1984). This depositional profile corresponds to the Depositional Sequence TE3 of Puigdefabregas and Souquet (1986), with the Castigaleu/Montllobat Formations.

Distally steepened fluvial dominated deltaic system (System D)

The proximal part of the depositional system D (Fig. 6d) shows a continental domain with amalgamated braided channels (FA 2.1; Fig. 5b) organized in fluvial sheet belts, passing distally to ribbon channels (FA 2.3), which suggest a decrease of the continental slope gradient. The delta front environment presents low angle braided mouth bars dominated by fluvial processes and bedload transport (FA 8.2; Fig. 5g). More distally, the prodelta environment (FA11; Fig. 5k) consists of hypopycnal flow deposits with intercalation of turbidites (FA12; Fig. 5l). Suspended load processes and turbidity current processes occur distally in the prodelta setting. This littoral system evolves downstream into slope and basinal settings (FA16; Fig. 5u) with basinal turbidite channels (FA17; Fig. 5w) at the mouth of submarine canyons (e.g., Atiart surface Fig. 5v). The erosion and infill of turbidite channels are caused first by gravity driven flows (Mulder and Alexander, 2001) or by fluvial hyperpycnal flows due to (1) slope gradient increase or (2) high fluvial discharge with high concentration in sediments. The littoral domain of the profile D is characterized by the dominance of fluvial processes and corresponds to a river dominated deltaic system with a distally steepened slope locally incised by a canyon. Braided stream slope is from 0.08° to 0.06° (Hickin and Nanson, 1984). Among the fluvial dominated delta recognized in Reading, (2009), the Ebro delta presents a delta slope gradient of $0.0087 m.m^{-1}$. With a length of the Castissent delta front close to 4 km, this gradient suggests a water depth of 35 m for the delta front deposits. According to Heard and Pickering, (2008), the deepest part of the turbiditic Ainsa Basin are in the range from 400 to 800 m. Our study concerns the margin of the Ainsa-Basin, and we suggest a canyon and slope system bathymetric range from 150 to 200 m, and a proximal part of the turbiditic basin from 200 to 400 m. This depositional system is characteristic of the Castissent Formation (TE4 of Puigdefàbregas and Souquet, 1986; Fig. 3). The distal turbidite systems correspond to the Arro and Fosado Channels systems.

Figure 4.4*: Table of facies associations observed in the Graus-Tremp-Ainsa basin. Vertical type sequence and estimated bathymetry are indicated.*

Facies association and subas-sociation code	Descriptions				Interpretations			
	Lithology	Sedimentary structure and contacts	Content and bioturbations	Depositional sequence organization	Depositional process	Depositional environment	Contiental slope or Bathymetry	Deposit area SMBL FWWBL LTSL HTSL Bay line
Continental domain								
FA1	- Poorly sorted and sub-rounded pebble-c obble conglomerate supported by a coarse grained sandstone matrix. - Intercalation of very coarse to medium grained poorly sorted sandstones	- Crude stratification in conglome-rates - Trough cross bedding (3D megaripples - Sharp and erosive base surface with lag and scours mark.	- Plant debris (reworked coal).	- Fining upwards trend	- Conglomerates: high amplitude mass-flows deposited from hyper concentrated high-density gravity flash-discharge event with a unidirectional bedload transport component. - Sandstones: bedload transport from unidirectional stream flow wich occurs during the waning stage of major floods	Stream-flow dominated alluvial fan	from 0.6-1° to 0.1°	
FA2	- Very coarse to medium grained poorly sorted sandstone with floating pebbles. - Intercalations of conglomerates	- Trough cross bedding (3D megaripple) - Oblique plane bedding (2D megaripples) - Plane paralle lamination on top of the sequence - "Cut and fill" structures - Sharp and erosive base surface with lag and scour marks. - Upper contact is transitional or sharp and is occasionally mottled by rootlets	- Plant debris (reworked coal).	- Fining upwards trend 	- Decelerating bedload current during high discharge of single flood event as channel becomes filled up - Bedforms with 2D megaripples: transverse and chute bars, or dunes formed under lower flow regime - 3D megaripples: flood and waning stages of longitudinal bars - Mass-flow events deposited in thalweg of wide channels - Plane parallel lamination: upper flow regime in high velocity unconfined flow during late stage of channel filling.	Braided channel		
FA2.1	- Vertically and laterally amalgamated erosive metric sets delineated by multiple internal erosional surfaces. - Horizontally extensive sheet (high W/T ratio > 100). - Low preservation of floodplain environments, high interconnectivity - Very coarse to coarse sandstone with rare vertical change in grainsize.				- Great channel avulsion across the floodplain - Stack of low-sinuosity channel shifting vertically and laterally	Multistorey braided belt channels	0.08°	
FA2.2	- Lateral and vertical stack of multiple channel sequences forming a sheet less extended than multistorey braided belt, internal channels architecture change from lenticular body to lateral multistorey channel fill - W/T ratio from 50 to 100 - Good preservation of floodplain, low interconnectivity				- Variable; depends on the channel type	Interme-diate sheet-like bodie	0.04°	
FA2.3	- Vertical multistorey stack of fining upward sets delineated by erosive and lag surface, - Lenticular channels with two parts: a thicker concave-up central body with high relief basal surface and a thin but laterally flat extensive thinner sheet-like upper part called "wings". - The W/T ratio from 3:1 to 15:1 - High preservation of floodplain, low interconnectivity				-Vertical accretion - Low sinuosity and vertically stable channel with minor lateral movement - Wings: interpreted as levee or crevasse splay deposits	Ribbon braided channel	0.06°	
FA3	- Coarse to medium grained sandstones	-Inclined (15-20°) accretionnal set marked by pelitic drapes - Trough cross bedding and current ripple perpendicular to the accretion direction - Erosional surface - Scoured erosive base surfaces - Upper contact: Transitional and mottled by rootlets - Occurence of pelitic clay plug	- Plant debris (reworked coal).	- Fining upward trend - Thinning upward trend - Increase of peltitic intercalation thickness 	- Lateral migration of sediment : high sinuosity channel - Fluctuation in flood events in general decrease trend in flood discharge - Pelitic drapes: decantation after flood event. - Clay plug: post abandonment of the channel fill discharge wich occurs during the cut-off of the channel belt	Meandering channel	0.04°	
FA4	- Brownish or reddish pelite - Intercalation of fine to very fine grained sandstone	- Horizontal plane parallel bedding - Current rippled or massive sandsone - Mottled by rootlets - Non erosive sandstone	- Carbonate concretions -Plant debris (reworked coal)		- Suspension fall out in backwater after fluvial food event, channel abandonment or channel avulsion - Sandstone beds: channel overbank or crevasse-splays deposits - Paleosoils development.	Alluvial plain	0.02°	
Littoral domaine								
FA5	- Very coarse to medium grained sandstone poorly sorted - Fine to silt sediments.	- Trough cross bedding - Erosive surfaces with pebble lag - Fine parts with climbing current ripples - Occurence of coumpound cross-sratifications with reactivation surfaces - Erosive base surface with scours marks and pebble lag - Transitional upper contact	- Plant debris (reworked coal). - Oyster, Gastropods fragments - Mud clast - Ophiomorpha	- Fining upward trend 	- Waning stage of flood event - Bedload transport - Downstream and laterally channel bar migration - Overbank deposits when overfilling of channel - Tidal current	Deltaic plain with suba-queous distributary channel occasional-ly tide influenced	0 to -2m	

Facies association and subas-sociation code	Descriptions: Lithology	Descriptions: Sedimentary structure and contacts	Descriptions: Content and bioturbations	Interpretations: Depositional sequence organization	Interpretations: Depositional process	Interpretations: Depositional environment	Interpretations: Bathymetry	Deposit area: SWBL FWWBL LTSL HTSL Bay line
Littoral domain (continued)								
FA6	- Bluish gray silty claystone - Intercalations of decimeters: - 1) marly medium to coarse sandstones - 2) medium sandstone - 3)fine to medium grained sandstones - 4) Wackstone to packstone carbonates	- 1) erosive base surface, occurence of flaser and current ripples of opposite directions - 2) sigmoidal cross stratification, clay drapping - 3) thin bedded rippled and cross laminated thicker beds - Mud clasts - Carbonate concretion and septaria	- Oysters, Cerithids and Pectens - Ophiomoprha, Skolithos, Thalassinoides - Mud clasts, plants debris - 4) Nummulitid, Alveolina	- 1, 2) Fining upwards trend - 3) Coarsening and thickening upwards trend	- Suspension fall out in rather quiet environment - Shallow depth, low oxygenated, brackish, and nutrient-rich waters with muddy substrate and variable salinity - 1) Storm deposits or tidal channel - 2) Tidal deposits - 3) Crevasse splay - 4) Storm deposits	Bay environ-ment with effects of tide and storm and fluvial input	Brackish bay: 0 to 5m Normal bay: 0 to 30m	
FA7	- Medium to fine grained sandstones intercalated with silty clay	- Inclined stratifications (accretionnal set) with bedset rhytmically drapped by silty clay - Opposite current ripples and megaripples with direction perpendi-cular to accretion - Reactivation surface - Occurence of intercalation of flaser bedding - Erosional sharp base surface with pebble lag	- Broken mollusc shells, - Mud clasts - Plant debris - Skolithos and Thahassinoides ichnofacies	- Fining and thinning upward trend 	- Lateral accretion in a point bar due to the channel sideways migration during flood events - Draping by marls during periods of tidal slackwater	Estuarine channel	0 to 4m	
FA8 FA8.1	- 1) Coarse to medium grained sandstones moderately sorted : Foresets - 2) Alternation of medium to fine sandstones and silty fine sandstones: Bottom sets	- 1) Steeply inclined Foreset (until 25°) - 1,2) 2D and 3D megaripples - 1,2) Plane parallel laminations - 1) Reactivation surfaces - 1) Local slump - Sharp and non-erosive base surface	- Ophiomoprha, Thalassinoides, Skolithos ichnofacies - Pecten, Oyster and more distally Alveolina and Nummulitid - Mud clasts - Plant debris	- Coarsening and thickening upwards trends 	- Avalanching and high density turbiditic processes in Foreset - Bottom sets: bedload and suspension fall out processes - Loss of inertia of fluvial outflow when entering in seawater - Density change of water generates a decelera-ting of flow velocity and sediment spreading that produces a gravity segregation of grainsize	High angle Gilbert delta	0 to 20m	
FA8.2	- Fine to very coarse grained sandstones moderatly sorted with scattered pebbles	- Gently inclined foresets (less than 15°) - Trough cross bedding and tangential oblique lamination - Erosional surfaces with pebble lag - Sharp base slighlty erosionnal			- Unidirectional stream-flood events and a moderate impact of wave's actions - High and continous river discharge - Progradation of a deltaic mouth bar close to proximal environments under bedload processes - Gentle slope clastic ramp setting	Low angle fluvial dominated delta front	0 to 35m	
FA8.3	- Heterolithic facies including bluish gray silty claystone alternating with fine to coarse grained sandstone	- Flaser bedding - Reverse current ripples - Compound cross stratification - Mud drapped sigmoidal cross-bed-ding along gentle slope progradation surface in a rythmic thin-thick bedding with reactivation surfaces - Sharp and non-erosional base surface			- Reshuffle by unidirectional discontinuous tidal current - Moderate high energy fluvial input	Low angle fluvial delta front with tide influenced	0 to 50m	
FA9	- coarse to fine grained sandstones moderately sorted	- Sigmoidal cross stratification with centimeter to decimeter-thick bedset with mudstone couplets - Polymodal currents directions - Reactivation surfaces - Sharp and slightly erosive base surface	- Plants debris - Mollusc shells fragments - Nummulitids, Alveolina - Clay chips and mudclasts Thalassinoides, Skolithos and Ophiomorpha ichnofacies	- Thickening or thinning trends trends 	- Reworking by tidal current - Semi diurnal tide in neap-spring-neap cycles - Tidal dunes migration - Subtidal area	Subtidal bar	4 to 50m	

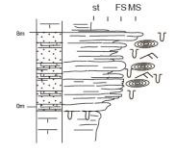
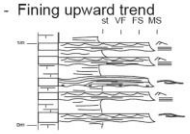
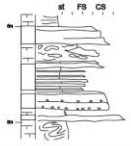
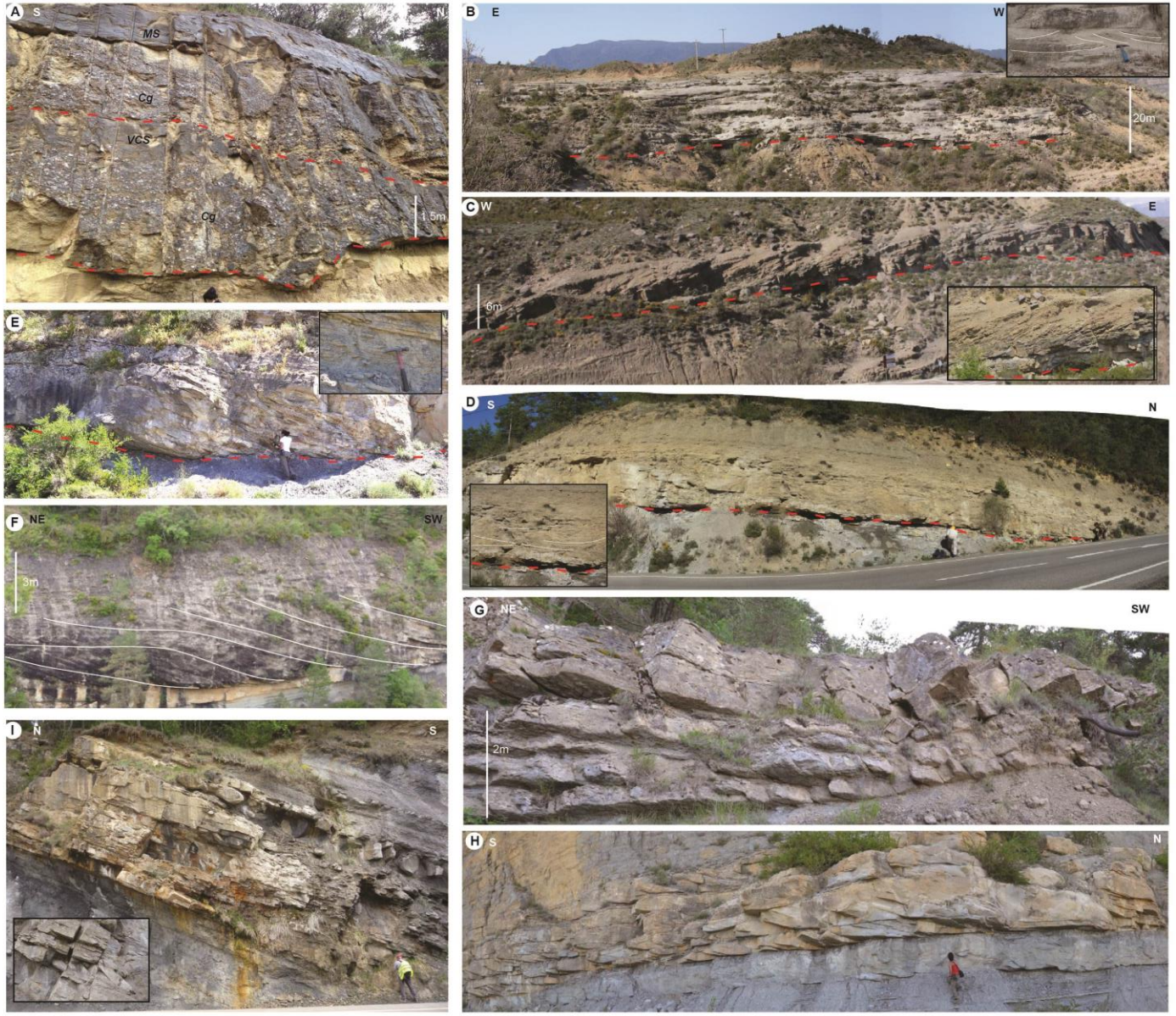
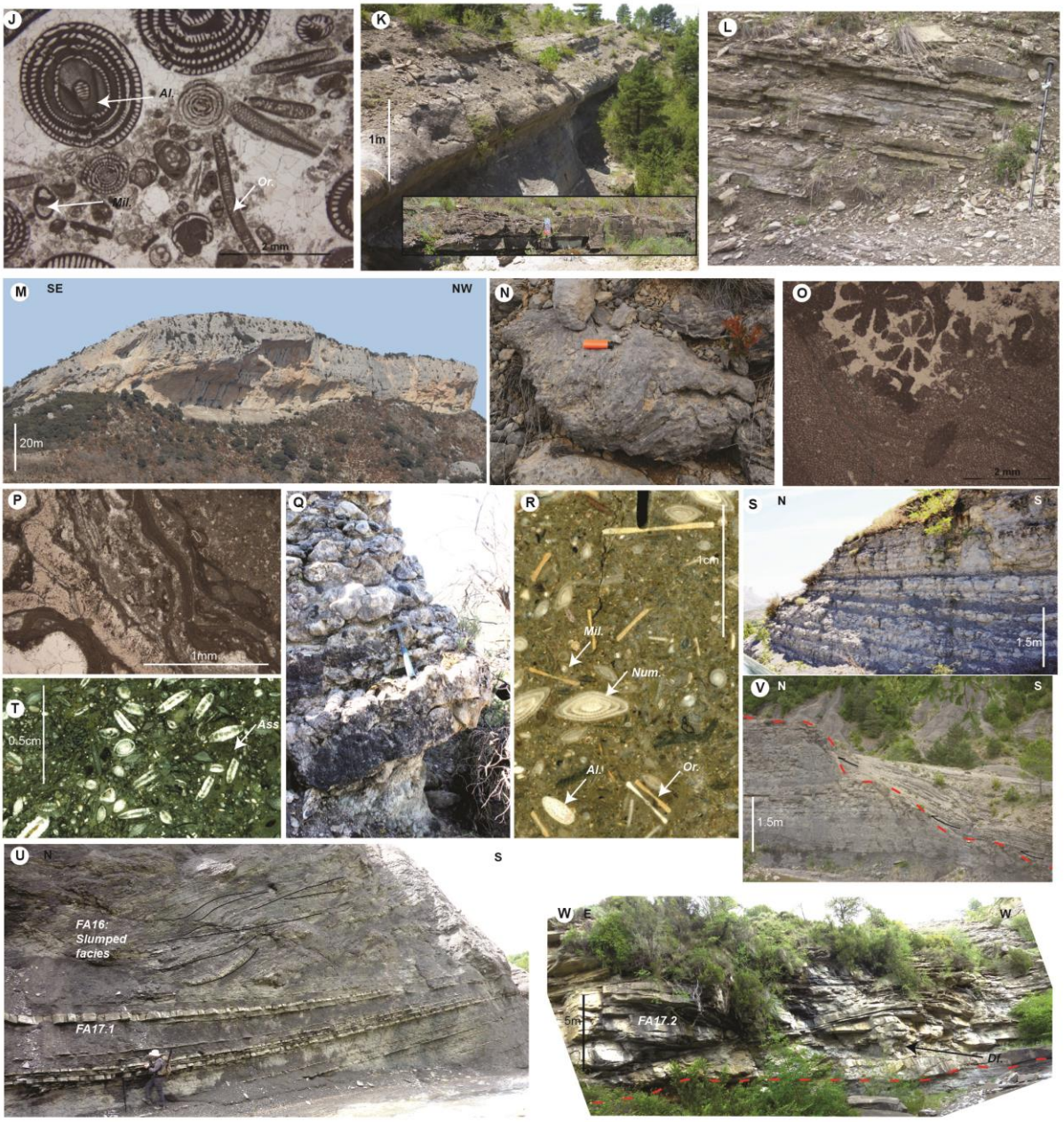
Facies association and subas-sociation code	Descriptions				Interpretations			
	Lithology	Sedimentary structure and contacts	Content and bioturbations	Depositional sequence organization	Depositional process	Depositional environment	Bathymetry	Deposit area
Littoral domain (continued)								
FA10	- Wackstone to grainstone - Marls intercalation	- Nodular wavy bedding	- Sandy fraction, - Miliolids, Alveolina, Orbitolite, green algae, oyster, gastropods. - Lucina in marls		- Proximal setting - High energy conditions with Well oxygenated water, normal salinity with low hydrodynamic conditions - Quiet environment	Inner carbonate platform	0 to 15m	
Marine domain								
FA11	- Massif poorly sorted marly silt to medium grained sandstone alternaing with marly silty sandstone	- Massive - Current ripples	- Broken mollusc shell fragments, Assilina, Nummulitids, Alveolina, plants debris - Ophiomoprha, Skolithos and Thalassinoids ichnofacies	- Massive or coarsenning and thickenning up trend 	- Suspensed load hemipelagic plume from sediment of hypopycnal flow - Low energy setting and low sedimentation rates	Prodelta	35 to 60m	
FA12	- Heterolitic facies with silty marls and decemeter bedded very fine to medium grained sandstone	- Bottom of beds are massive and passes vertically to plane parallel lamination and to current ripple or combined wave-current ripples. - HCS - Sharp base slighty erosive with lags, flute and groove marks - Top is transitional and passes upwards to peletic facies	- Plant debris, clay chips -Assilina, Nummulitids, Alveolina - Clay-chips and plants debris	- Fining upward trend 	- Decrease of unidirectional current occuring during major flood event - Open marine setting - Low density tractive turbiditic current - Erosion of muddy substrate - Stream floods during periods of extreme discharge rather slopes instabilities in a gentle gradient topographic profile - Below fair-weather wave base	Turbiditic shelf	35 to 150m	
FA13	- 1) Wackstone to boundstone - 2) Bindstone	- Occurence of remobilizated facies	- 1) dominated by red algae and encrusted coral - 2) Solenomeris encrusted by red algae - Alveolina, Miliolids, Orbitolites, Nummulitids, glauconite grains		- 1) Oligotrophic conditions above fair weather wave base sea level - high energy - 2) mesotrophic conditions - Dismanteling part of bioconstruction	Reef environ-ment	????	
FA14	- Wackstone to Packstone - Occurence of marls	- Nodular bedding - HCS bedded sandstone occurs	- Nummulitids and Operculine with Alveolina, Miliolids, Orbitolites, Oyster and Echinoderm	- Thickening and coarsening trends	- Transport of shallow fauna in more distal environment probably by storm processes - Marls low production rate in distal part	Mid carbonate platform	15 to 60m	
FA15	- Pelitic facies alternated with medium to fine grained sandstone beds - Carbonate beds	- Plane parallel lamination passing to HCS - Wave ripples - Sigmoidal mud drapped sandsones - erosive base surface with flute marks and pebbly lags	- Nummulitids, Alevolina, mollusc shell fragments, plant debris - Skolithos, Planolites, Cruziana and Ophiomorpha trace fossile	- Fining upward trend	- Suspension fall-out in deep open marine environment - Storm deposits - Distal tide influence - Low energy conditions - Below fair-weather wave base	Offshore environ-ment and outer carbonate platform	60 to 150m	
FA16	- Marly and laminated silty clays - Carbonate or sandstone blocks	- Slumps - Debris flows	- Reworked fauna (Alveolina, Nummulitids, Red Algae, and Corals		- Synsedimentary deformations structures - Gravity processes (mass flows) - Slope destabilization	Slope environ-ment	150 to 200 m	
FA17	- Very coarse to medium grained sandstones intercalated with silty brownish to dark clays - Fine to medium grained sandstones interbedded with siltstones	- Massif or plane parallel laminations to climbing current ripples - sharp base surface, erosive, with flute and groove casts - Creep and load structures - Debris flow and slump	- Mudclasts, plants debris - Paleodyction and Helmintho-rhaphe ichnofacies	- Fining upward trend 	- Decrease of hydrodynamic energy and a decelerating current during high discharge of single flood event - High density turbiditic flows (turbiditic channels) alternated with moderately high rate of sedimenta-tion fall out from suspension and traction processes (low density turbidite current: crevasse splay or levees) - Instable slope with collapse and suggest a nearby flank canyon destabilization	Turbiditic basin	200 to 400m	

***Figure 4.5**: Facies associations illustration. A: Alluvial stream flow fan; Cg: Conglomeratic facies; VCS: intercalation of very coarse sandstones with through cross bedding; MS: Medium sandstone on top of sequence (FA1, Montllobat Formation, Montanana section); B: Multistorey braided belt, the insert is a detail view of through cross bedding in coarse sandstone and the dotted red line shows the basal erosive surface (FA2.1, Castissent Formation, Mas del Faro area); C: Meander Channel, the insert shows a detail view of lateral accreting bed (FA3, Montllobat/Castigaleu Formation; Montanana section); D: Deltaic plain with subaqueous distributary channel with erosive base surface (dotted red line) and fining upward sequence, detail view on through cross bedding (FA5, Castigaleu Formation, Isabena Valley section); E: Tidal channel with detail view of flazer bedding(FA7, Castigaleu Formation, Isabena Valley section); F: High angle fluvial dominated Gilbert delta (FA6.1, Roda Sandstone, Isavena Valley section); G: Low angle slope fluvial dominated mouth bar with thickening upward sequence (FA6.2, Castissent Formation, Santo Cristo section); H: Subtidal bar (FA9; Roda Sandstone, Isabena Valley section); I: Low angle steepening tide dominated delta front (FA9: Castigaleu Formation, Esera Valley section); J: Inner carbonate platform thin section with Alveolina (Al.), Orbitolitid (Or.) and Miliolids (Mi.); (FA10, Alveolina Limestone, Isabena section); K: Silty prodelta environment with coarsening upward sequence, detail view on hyperpycnite deposit (FA13, Castissent Formation, Atiart section); Shelfal turbidite (FA14, Castissent Formation, Atiart section); M: Iscles reef (Alveolina Limestone; Iscles Reef section); Field photography of coral dominated reef environment (N) and in thin section (O); (Alveolina Limestone; Isabena section); P: Solenomeris dominated reef environment (Alveolina Limestone, Isabena section); Q: Mid carbonate platform environment (FA11; Morillo Limestone, Isabena section) and R thin section corresponded view with Nummulites (Num.), Miliolids (Mi.), Alveolina (Al.), Orbitolitids (Or.) faunal assemblage in Packstone; S: Mid to outer carbonate platform with thickening upward sequence (FA11, La Puebla Limestone, Isabena Valley and T, associate thin section view with Assilinids dominated faunal assemblage in Packstone); U: Slope environment with slumped facies (FA16) and basin thin bedded turbidite (FA17.1); (San Vicente Formation, Pocino section); V: Atiart canyon erosional surface with onlapped slope environment (Near Atiart Village); W: Basinal amalgamated turbiditic channel with debris flow intercalation (Df.) (FA17.2: Fosado Channel, Pocino section).*


A
S
N
MS
Cg
VCS
Cg
1.5m
B
E
W
20m
C
W
E
6m
D
S
N
E
E
F
NE
SW
3m
G
NE
SW
2m
H
S
N
I
N
S



4.4.2 Sequence stratigraphy

4.4.2.1 Correlation method

Depositional environment substitution model

In order to achieve the sequential interpretation and to order the longitudinal evolution of depositional environments, we have juxtaposed all the depositional environments along a general theoric depositional profile where all the described facies associations (ie. Depositonal environments) can be located. Each of the four depositional systems previously described were subdivided according to marine reference lines (Bay line, High Tide Sea Level, Low Tide Sea Level, Fair Weather Wave Base Limit or Storm Weather Wave Base Limit) and grouped into a virtual circular substitution diagram (Fig 6e) that simply summerizes the partitioning of the different depositional environments. Here, each profile is represented by a pie chart sector of the diagram.

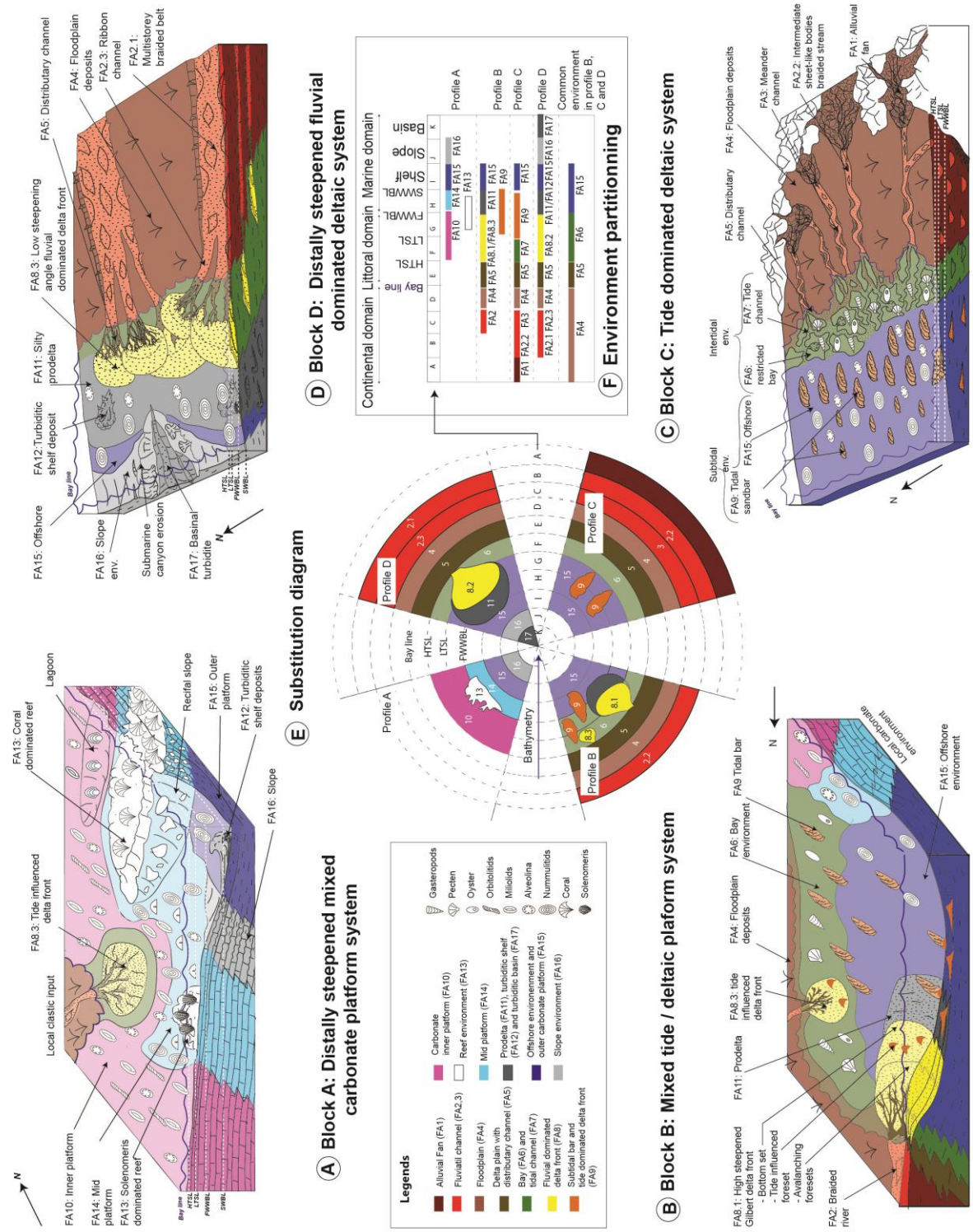


***Figure 4.6**: Facies association illustrations in the Graus-Tremp-Ainsa basin and associated substitution model. A) Distally steepened mixed carbonate platform system; B) Mixed tide / deltaic platform system; C) Tide dominated deltaic system; D) Distally steepened fluvial dominated deltaic system; E) Substitution diagram which shows the relationship between the four depositional system portioned by reference marine line (bay line, High Tide Sea Level, Low Tide Sea Level, Fair Weather Waves Base Level) G) General profile which shows the partitioning of all of the depositional environments from a proximal area to a distal one.*

The different circular sectors of each diagram are delimited by the marine reference lines defining the same range of bathymetry. This allows to define a synthetic general depositional profile (Fig. 6f) segmented in eleven parts (named A to K) bounded by the marine reference lines in the littoral domain. This general theorical depositional system shows a complete proximal-distal partitionning where all the depositional environments can be located. The vertical succession of the depositional environments identified along the synthetic depositional system can be interpreted in terms of shallowing or deepening trends along the profile, from the proximal (A) to the distal (K) end-member, and therefore allows us to determine stratigraphic sequences.

Recognition of stratigraphic surfaces

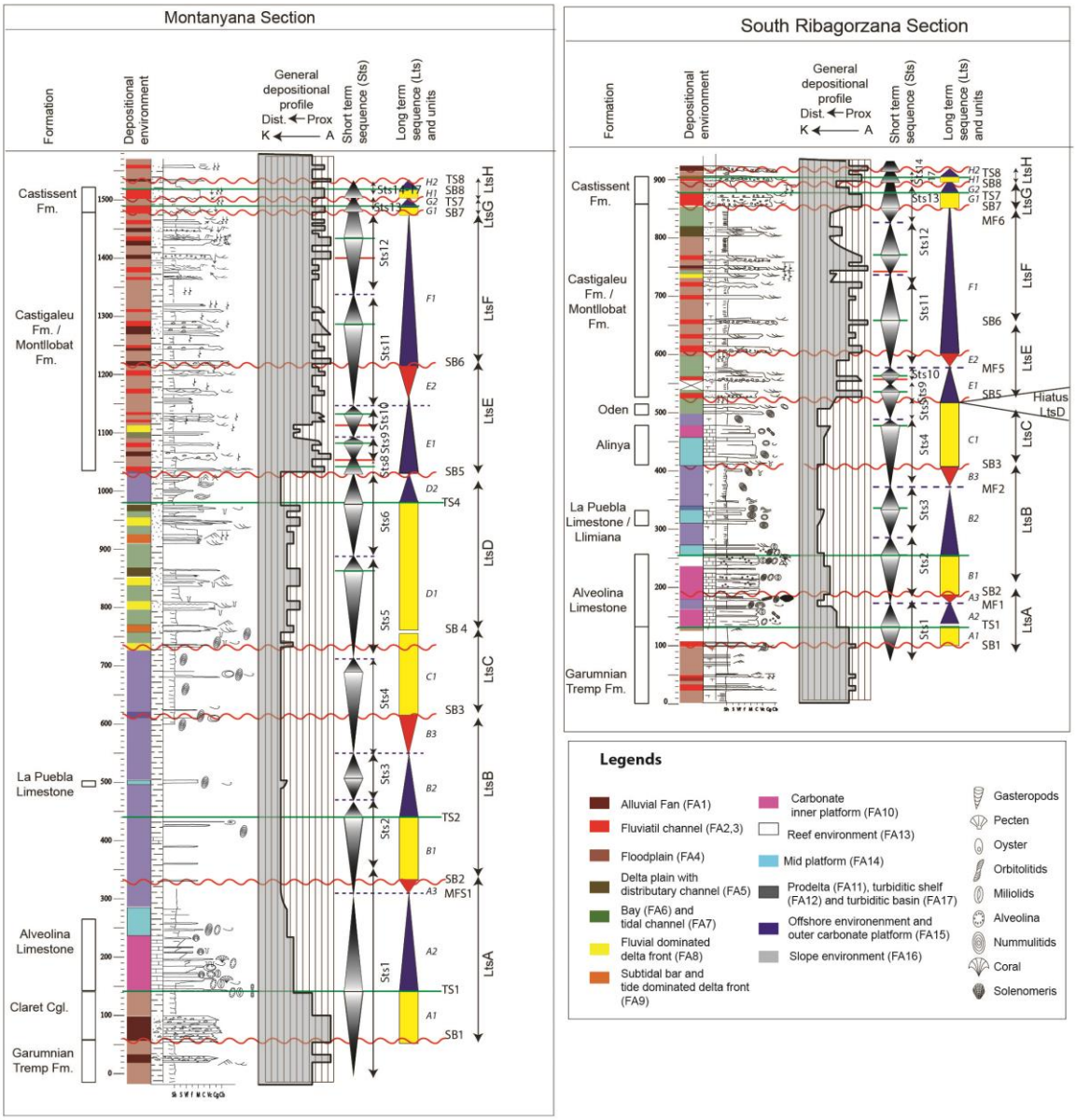
The vertical evolution of depositional environments from A to K areas in the synthetic depositional profile is plotted along each section (Figs. 7, 8, 9). This allowed us to determine the general trends by the analysis of the stacking pattern of the stratigraphic sequences. The shallowing trends are linked to the progradation of proximal depositional environments towards the distal part, whereas the deepening trends are characterized by a landward retreat. The shallowing to deepening upward trends are delimited by an inflexion interval corresponding to a Transgressive Surface (TS; equivalent to MRS, for Maximum Regressive Surface, from Catuneanu et al., 2009). The TS are located at the maximum of deltaic or carbonate platform progradation, and are well identified in the shallow marine environments. In the continental domain, the TS are reported to the mottled top of the fluvial channels due to paleosoils development. The maximum flooding surface (MFS; Van Wagoner et al., 1988) is reported to the hinge point (interval or surface) between a deepening and a shallowing trend. In continental environments, the MFS were placed at the maximum of channel disamalgamation corresponding to maximum of floodplain preservation without paleosoil development. The shallowing trends can include subaerial unconformities (SU from Catuneanu et al., 2009) characterized by an abrupt downward shift of the depositional environments with an important decrease of the paleowater-depth in marine environment. In continental systems, the subaerial unconformity corresponds to a major erosional surface (Sequence Boundary SB of Van Wagoner, 1988) marked by an increase of the fluvial channel amalgamation, or a change of the channel style. In coastal domains, the SU (corresponding to CC from Catuneanu et al., 2009) generally corresponds to the base of the progradational trend, but it is not well developed in the studied interval.

Definition of three hierarchized sequence levels

Short Term Sequences (Sts) delineate multi decameter-thick shallowing-deepening cycles corresponding to period of about a 400 000 years (3rd level of hierarchy in this paper, i.e. 5th order of Vail et al., 1991). They correspond to the higher resolution sequences we correlated at the basin scale. Seventeen easily recognizable Short Term Sequences bounded by Maximum Flooding Surfaces. The Short Term Sequences correspond therefore to genetic units or parasequences respectively from Galloway, (1989) and Van Wagoner et al., (1988). The Long Term Sequences (Lts) are generally several hundreds of meters thick. They were defined according to the stacking pattern of the stacked Short Term Sequences, and are bounded by major subaerial unconformities (SU). Eight Long Term Sequences were identified with an average duration of one million years (2nd level of hierarchy in this paper, i.e. 3rd order of Vail et al., 1991).. In the upper part of the section, the Long Term Sequences E, F and G/H correspond approximately to the megasequences LM, MM and UM defined by Nijman,

(1998) in the Montanana group (Fig. 3). The major Depositional Sequences in turn, correspond to the 1st level of hierarchy defined in this paper, by grouping the LTS into given depositional profiles. Four Depositional Sequences are recognized and lasted approximately 1-3 Ma (i.e. 3rd order of Vail et al., 1991). These large-scale Depositional Sequences correspond to the Depositional Sequences (TE) defined by Puigdefàbregas and Souquet (1986). Thanks to the hierarchy established for each sedimentological section (Figs. 7, 8, 9), a general stratigraphic correlation, consistent with chronostratigraphy, was established through the whole Graus-Tremp-Ainsa basin (Fig. 10).

Figure 4.7 *: Synthetic sedimentological section in eastern part of the Graus-Tremp-Ainsa Basin with depositional environment interpretations, stacking pattern and stratigraphic surface for the proposed two sequences order based on vertical evolution of deposits environment in proximal (A) to distal (K) general profiles. A: South Ribagorzana section; B: Montanana section.*



4.4.2.2 Description of the regional correlation of the Long Term Sequences

Long Term Sequence A (LtsA Claret – Alveolina 1)

The base of the sequence A (LtsA) corresponds to an erosive surface on top of the red beds (Garumnian Formation) between the Tremp area and the Isabena valley (Figs. 7, 8), and to a karstification surface in the Campo section, which affects the shallow platform carbonates on top of the Navarri Formation (Fig. 9). This surface shows an abrupt downward shift of depositional environments and is interpreted as a sequence boundary (SB1), located in the SBZ4 zone (Serra-Kiel et al., 1994). In the eastern part of the basin, the lower part of the LtsA corresponds to the Claret conglomerate (Figs. 7, 8) passing distally to fluvial channels that are overlain by floodplain deposits (between Tremp and Isabena sections; Figs 7, 8) and micritic limestone with greenish marls in the Campo section (Fig. 9). The unit A1 is interpreted as a Lowstand Systems Tract (LST A1). The topmost surface of the Lts A1 consists in a sharp transition between the reddish floodplain deposits and the shallow marine carbonate deposits with a conglomeratic and bioclastic lag which is interpreted as a transgressive surface (TS1). The stratigraphic succession is characteristic of the distally steepened carbonate ramp system (system A) with inner platform environments at the base (Alveolina Limestone Formation) passing upward to outer shelf marly deposits. A MFS is located in the deepest offshore environment (MFS1, eroded by the SB2 sequence boundary in the Isabena section, Fig. 8) and separates the TST A2 from the HST A3. LtsA corresponds to the Serraduy sequence of Eichenseer and Luterbacher, (1992).

Long Term Sequence B (LtsB Alveolina 2 - La Puebla)

The sequence boundary SB2 (located within the SBZ6 zone; Serra-Kiel et al., 1994) is at the base of a new LST (LTS B1) and shows a local emplacement of a clastic fluvial delta in the Isabena section (Fig. 8). In the eastern part of the Graus-Tremp Basin, the SB2 shows the setting of an inner carbonate platform (Alveolina Limestone) which overlays outer platform with nummulitic marls (Sr., Tr., Be., So., Isc., Ir. sections; Fig. 7), except at the Montanana section were the SB2 is not very well defined (Fig. 7), and probably corresponds to the setting of some storm deposits. At Campo section, the SB2 shows the setting of the slope deposits with olistoliths and some turbiditic events. Eastward from the Isabena area, reefal buildups are locally present on top of the Alveolina Limestone (From East to West: Berganuy, Iscles, and Merli Reefs) and coincide with the transgressive surface TS2. Laterally, the LTS B1 passes in the western part of the profile to outer shelf and slope environments with small turbidites and slump deposits in the Campo section (Fig. 9). Upward, the serie shows the seeting deeper environments (outer platform and slope environment) across the Graus-Tremp-Ainsa Basin and is interpreted as a Transgressive Systems Tract (TST B2). The unit TST B2 includes the La Puebla Limestone midplatforme carbonates level and is bounded by the MFS2 located in a thick interval of outer shelf marls above the La Puebla Limestone in the eastern part of the profile (Tremp and Isabena areas) and in a distal slope environment in Campo section. LtsB includes two Short Term Sequences (Sts2 and Sts3) and corresponds to the Ager, Llimiana and the lower part of the Alinya sequence of Eichenseer and Luterbacher, (1992).

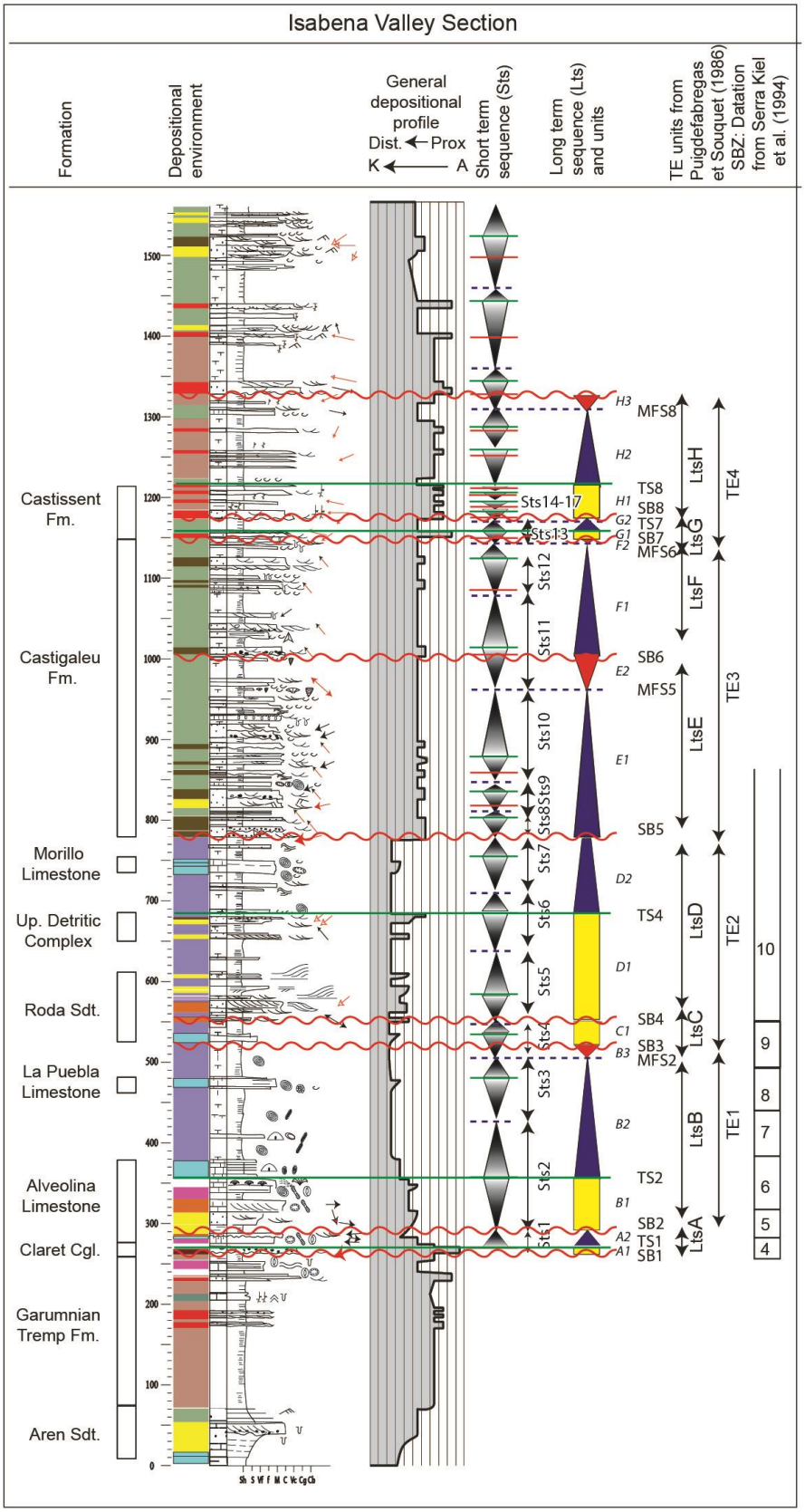


***Figure 4.8**: Synthetic sedimentological section along the Isabena Valley with depositional environment interpretations, stacking pattern and stratigraphic surfaces for the two orders of sequences based on the vertical stacking of the depositional environments. Serra Keil et al 1994 larger benthic foraminifera (SBZ) biozones are indicated. Depositional environment colors legend are indicated in Fig.7.*

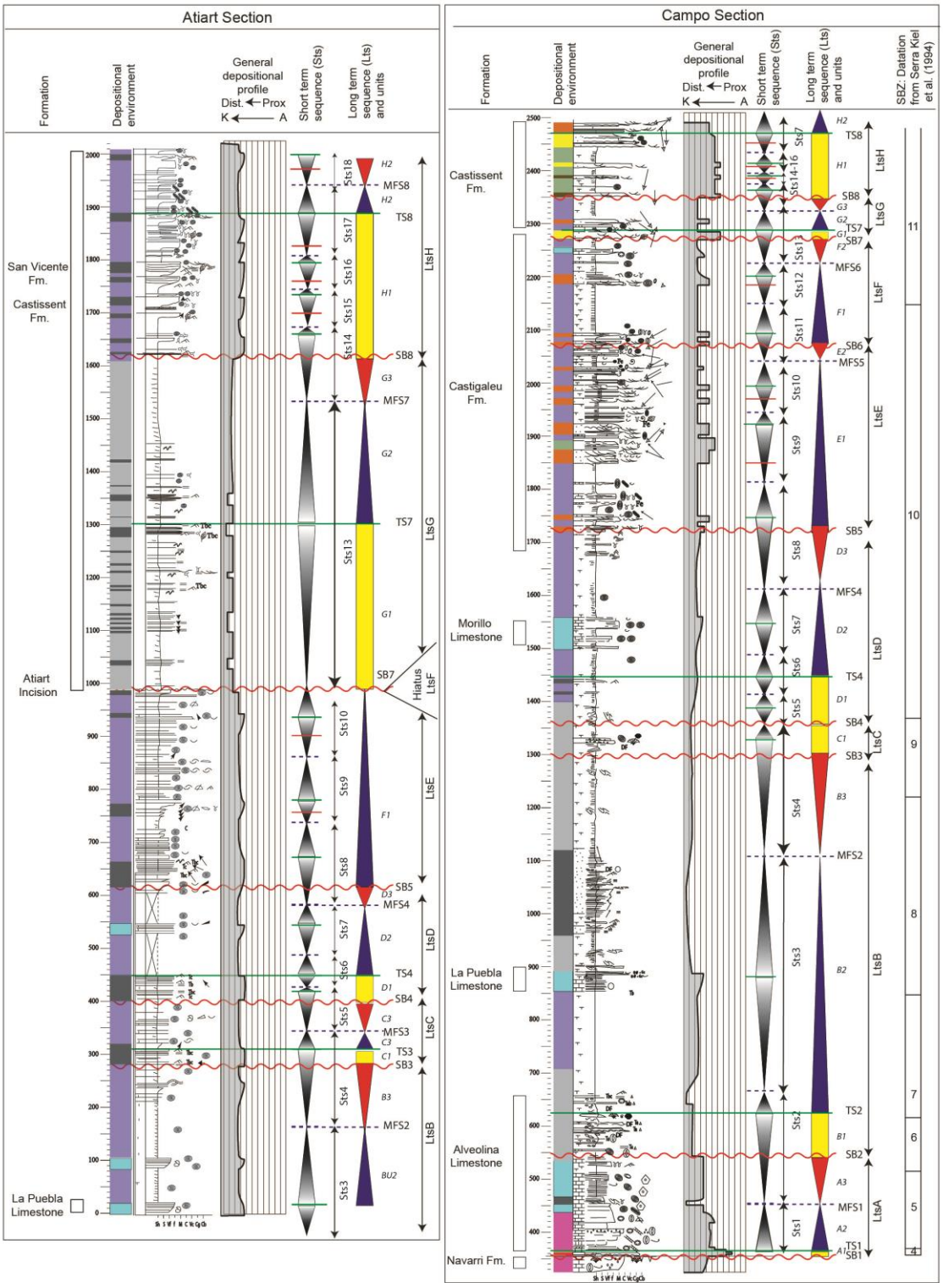
Long Term Sequence C (LtsC Suerri, Mur-Puigvert and Porredo deltaic systems)

The Long Term Sequence C starts with the sequence boundary SB3 included in the basal part of the Upper Ilerdian SBZ9 zone from Serra-Kiel et al., (1994). This sequence is characterized by an abrupt downward shift of environment and the setting of depositional system B (a mixed tidal/deltaic platforme) which overlaps outer platform deposits. Fluvial-dominated deltas sourced from the North are locally deposited in the East Isabena area (Ir., Isc., So., Be. sections). Locally, this system shows shallow marine carbonates deposited in an inner platform environment, passing distally to an outer platform setting. Based on biostratigraphic data, this sequence is almost absent in the Isabena section because of the distal location of the section from the fluvial input (LtsD; Fig. 8). In Campo section (Fig. 9), SB3 is placed at the base of a decameter-thick complex of olistoliths and in Atiart section, at the base of shelfal turbidites settled on a marly outer platform. LtsC presents an aggradational pattern of the depositional system B environments (LST C1) with two Short Term Sequences (Sts4 and 5). LtsC includes the lower part of the Roda Sandstone (Isb. Section), the Suerri, the Mur-Puigvert and the base of the Porredo systems from Fonnesu (1984). In the South Ribagorzana section, LtsC corresponds to the upper part of the Alinya sequence and the Oden sequence from Eichenseer and Luterbacher, (1992).

Long Term Sequence D (LtsD Roda Sandstone Formation, Upper Detritic Complex, top of Suerri System and Morillo Limestone Formation)

The Long Term Sequence D begins with the sequence boundary SB4 dated at the base of the SBZ10 zone by Serra-Kiel et al., (1994). The SB4 is characterized by an abrupt downward shift of the depositional system B, with deltaic facies overlaying (1) the shallow marine environments of the LtsC in the eastern part of the Graus-Tremp Basin (between Be. and Isr. sections), and (2) the outer shelf environments of the LtsC in the Isabena section (Fig. 8) and in the Montanana section (Fig. 7). The SB4 is not easily recognizable in the Campo section (Fig. 9), because of the distal character of the deposits, and is located at the base of a slumped package of outer shelf marls. In the Atiart section, SB4 is marked by the development of shelfal turbidite events (Fig. 9). The LtsD presents an overall aggrading pattern (LST D1) which passes from distributary channels in the Tremp section, to a fluvial dominated delta front in the Montanana section (Fig. 7). In the Isabena section (Fig. 8), this unit corresponds to the Gilbert delta deposits of the Roda Sandstone, and to the tide influenced Upper Detritic Complex (Leren et al., 2010). In the Campo section, the second Short Term Sequence of LtsD (Sts6) shows outer shelf environment with few turbidites passing to a most pronounced shelfal turbiditic-rich interval in the Atiart section (Fig. 9). A subsequent transgressive unit (TST D2) is marked by muddy tidal/bay environments in the proximal part of the basin (Tr. and Be. Sections), passing distally to offshore sediments in Montanana, Isabena, Campo, Lacort and Atiart sections, on top of which the MFS4 has been defined. The midplatforme carbonates level of the Morillo Limestone is located in the upper part of this TST D2. LtsD includes the Roda Sandstone Formation, the Upper Detritic Complex, the top of the Porredo, the Suerri systems (Fonnesu, 1984) and the Morillo Limestone. This Long Term Sequence is partly (Montañana section) or fully eroded (South Ribagorzana section) by the sequence boundary of LtsE in the eastern part of the basin (absence of the Morillo Limestone).

***Figure 4.9**: Synthetic sedimentological section in the western part of the Graus-Tremp-Ainsa Basin with depositional environment interpretations, stacking pattern and stratigraphic surfaces for the two orders of sequences based on the vertical stacking of the depositional environments. Serra Keil et al 1994 larger benthic foraminifera (SBZ) biozones are indicated. Depositional environment colors legend are indicated in Fig.7.*



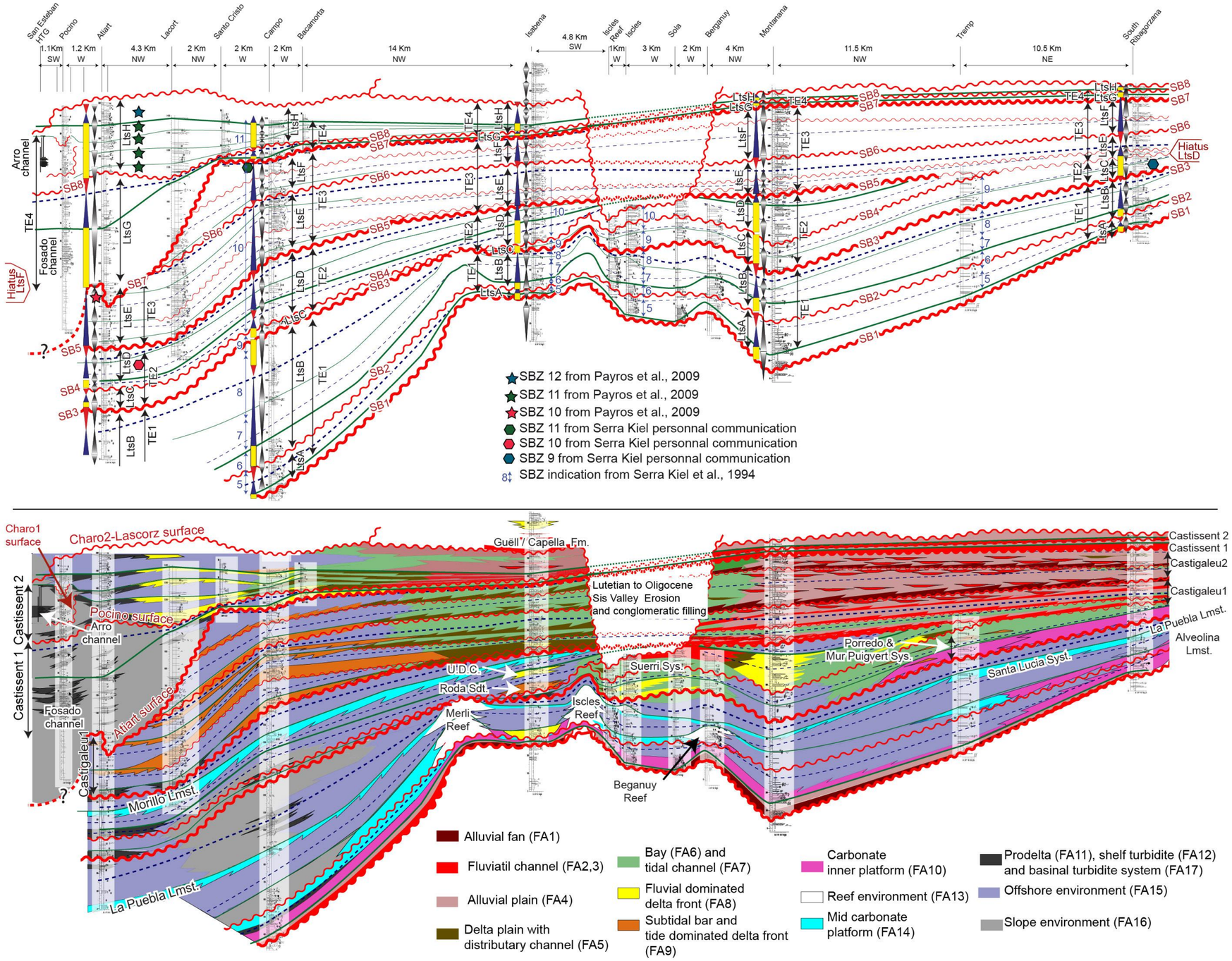


***Figure 4.10**: Stratigraphic correlations across the Graus-Tremp-Ainsa basin during Ypresian times. A) Stratigraphic surfaces with two orders of sequences defined along major sections; B) Facies association distribution within the correlation transect. (A mettre en A3 landscape).*

Long Term Sequence E (LtsE Castigaleu 1)

The base of the Long Term Sequence E is marked by a sharp and erosive downward shift of the depositional environment, interpreted as a sequence boundary (SB5). The sequence E corresponds to the depositional system C. This system shows fluvial channels (from intermediate sheet-like bodies type) in the proximal part of the basin (South Ribagorzana and Tremp sections) (Fig. 7), passing downstream to (1) amalgamated distributary channels in the Isabena section (Fig. 8), (2) to tide dominated delta fronts in the Campo section, and (3) to prodelta and offshore deposits with shelfal turbiditic environment in the Lacort and the Atiart distal sections (Fig. 9). The succession is organized in a transgressive trend marked, in continental domain, by the setting of marine conditions on top of amalgamated fluvial channels in the South Ribagorzana section which desamalgamate towards the top of the sequence, and from braided channels to meandering types in the Montanana section. In littoral domain, the transgressive trend shows a vertically increase of the marine influence with the intercalation of tide channel and finishing with a thick restricted bay environments in the Isabena area. This transgressive trend shows in the distal part of the basin (from the Campo area to the Atiart area) some tide dominated distal mouth bars finishing with offshore deposits with less storm reworking. The topmost part of this trend corresponds to the MFS5. LtsE can be subdivided into three Short Term Sequences (Sts 8 to 10), and corresponds to the lower part of the Castigaleu / Montllobat Formation that includes the complete LLM megasequence from Nijman, (1998).

Long Term Sequence F (LtsF Castigaleu 2)

The base of the LtsF is a regional erosional surface accompanied by an abrupt downward shift of depositional environments that marks the SB6. The LtsF is characterized by the depositional system D with the same deepening trend as LtsE. The base of this sequence corresponds in the Eastern part of the Graus-Tremp Basin to a conglomeratic alluvial stream flow fan (Sr. and Mo. sections; Fig. 7) passing distally to a stack of distributary channels with abundant coal debris settled on restricted bay environment (Isabena section; Fig. 8). In the distal part of the basin, the LtsF is dominated by prograding tide dominated delta fronts (Ca. and La. Sections; Fig. 9). The LtsF is eroded in the Atiart section by the following sequence (LtsG). The continental domain of the LtsF in the South Ribagorzana section shows a transgressive succession from proximal braided conglomeratic channels passing to more distal sandy braided channels with an increase of marine influence on top of the section. In Montanana section, the transgressive trend shows an evolution of environments from conglomeratic braided channels to meandering types, with an increase of floodplain deposits. In littoral domain, the marine influence increases towards the top of the sequence, marked by a thick interval of tidal flats/ bay environments with important oysters accumulation in Isabena section (Fig. 8), and a noticeable carbonaceous beds rich in Nummulitids developed in offshore environments (in Ba., Ca. and Sc. sections; Fig. 9). This interval is interpreted as the Maximum Flooding Surface of sequence F (MFS6). LtsF can be divided into two Short Term Sequences Sts 11 and 12, which mainly correspond to a TST (TST F1). LtsF corresponds to the upper part of the Castigaleu / Montllobat Formation, and includes the complete ULM megasequence from (Nijman, 1998).

Long Term Sequence G (LtsG Castissent 1)

The base of the Long Term Sequence G (LtsG) corresponds to a regional erosional surface that marks again an abrupt downward shift of depositional environment at the top of the LtsF, and is

interpreted as a new sequence boundary (SB7). The sequence is characteristic of the depositional system D. LtsF corresponds to a continuous multistorey braided channels belt in the proximal part of the Graus-Tremp Basin (between Sr. and Isb. sections; Figs 7, 8), passing distally to fluvial dominated delta fronts with some tide influence in Bacamorta, Campo and Santo Cristo sections. In the eastern part of the Ainsa Basin, the SB7 is correlated with the Atiart canyon erosive surface, and is overlaid by slope deposits with low-density turbidites and Fosado turbidite channels (Fig. 9). This surface is not recognized westward to the Atiart thrust: the lower part of the Pocino section shows a thick succession of deep offshore marls with thin bedded turbidites, occasionally slumped, and refered to the Castissent Formation (see the maps from Remacha et al., 1998; Payros et al., 2009 and Fernández et al., 2012). These deposits are organized in an aggrading trend and correspond to a LST (LST G1). The top of this fluvial to deltaic unit is marked by a transgressive surface (TS7) well expressed by 1) a paleosoil developed on top of multistorey braided belt channel (between Sr. and Mo. sections; Fig. 7), a conglomeratic lag eroding fluvial channels (Isb. section), 3) a Nummulitids rich interval overlaying directly a distributary channel (Ca. section), and 4) a maximum of amalgamation of Fosado turbiditic channels complex passing to slope environment with less turbiditic events (At. and Po. sections). The following unit shows floodplain to coastal plain deposits in the proximal part of the basin (between Sr. and Mo. sections; Fig. 7), passing distally to Nummulitids-rich offshore deposits in the Campo area, and finally to slope to basinal shales in the distal setting (Atiart area). This unit shows an overall deepening upwards during a transgression (TST G2), ending with MFS7. The Long Term Sequence G is made of one Short Term Sequence (Sts13) and corresponds to the lower part of the Castissent Formation (Complex A from Marzo et al., 1988 and to the lower part of the MM megasequence of Nijman, (1998). LtsG includes the Fosado turbidite Channel in the Ainsa Basin (Mutti et al., 1988).

Long Term Sequence H (LtsH Castissent 2)

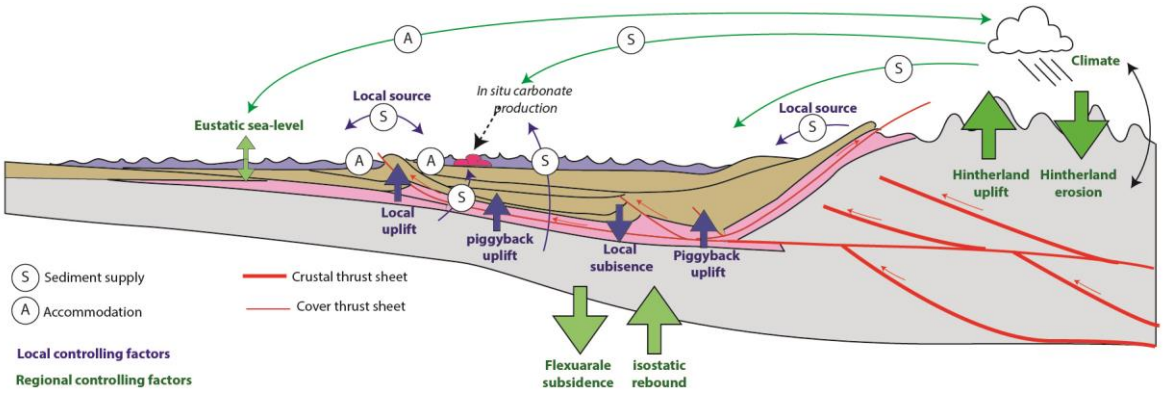
Long Term Sequence H is bounded by the SB8 (called in our work Pocino surface) which marks an abrupt downward shift of environments, correlatable regionally in the whole basin. From East to West, this sequence is characterized by the setting of multistorey braided channel belts upstream (Sr. and Mo. sections), passing to ribbon braided channels (Isb. section), distributary channels and fluvial-dominated delta front systems whithout tide influence (Ba. to La. sections), and prodelta and slope environments (At. and Po. sections) downstream. The aggrading part of LtsH (LST H1) is made of four Short Term Sequences (Sts14 to 17) organized in a vertical stacking pattern. The LST H1 ends with a transgressive surface (TS8) recognized with paleosoils on top of amalgamated fluviatile channels (Sr. to Lu. Sections), an thin oyster bed on top of fluvial channel in Isabena section and the maximum of deltaic progradation in littoral setting. Above the TS8, the marine influence sharply increases with the same characteristics than for LtsH, except in the Isabena section where conglomeratic ribbon channel sourced from the North are described in continental domain. The MFS8 is well identified in the Isabena section in bay environment with oyster's accumulations and with a wackestones rich in Assilina in the Atiart section. Distally, in the Pocino section, the prodeltaic bodies are affected by incision developed at the Sts order. The setting of the turbiditic Arro channel is made by one of these incisions affecting the Sts15. This surface correspond to the Charo-1 surface from Mutti et al., (1988). Long Term Sequence H corresponds to the upper part of the Castissent Formation (Complex B from Marzo et al., (1988) and to the upper part of the MM megasequence of Nijman, (1998). The

transgressive unit is associated to the Perarrua Formation and the base of the UM megasequence of Nijman, (1998).

4.5 DISCUSSION

Our stratigraphic works discriminate three levels of sequences. The large-scale Depositional Sequences (TE) are composed of Long Term Sequences (Lts), themselves subdivided into Short Term Sequences (Sts) based on the hierarchy of the key surfaces and the stacking pattern. The evolution and architecture of these sequences are clearly controlled by the interaction between climate, eustasy and tectonics that impact the sedimentary succession at different spatial scales (Fig. 11). In order to discriminate the spatial scale impacted by controlling factors, we defined two scales. The so-called regional scale corresponds both to the world scale and to the Pyrenean chain scale and the regional stratigraphic architecture is controlled in this way by 1) the eustasy, the foreland flexural subsidence and the isostatic rebound that control the regional accommodation (A) and 2) the climate and the Pyrenees hinterland uplift that control the sediment supply (S). The local scale corresponds to the Graus-Tremp-Ainsa Piggyback Basin and is controlled by intrabasinal tectonic structures like major thrust front ramps, trailing fault-bends, or fault propagation folds that are growing above the major ramps (Ori and Friend, 1984). This dynamics affect the local accommodation by (1) decreasing the available space during the uplift phases, (2) controling the intrabasinal compartimentalization and the trapping of sediments in intrabasinal local depocenters. The sediment supply can be modulate at this local scale by the uplift of the basin margins and the emergence of local sources by thrust propagation. The purpose of this stratigraphic hierarchization is to decipher and balance the impact of these different controlling factors during the Graus-Tremp-Ainsa Basin infilling. A multi-scale analysis of the basin architecture is proposed here, first at the scale of the Depositional Sequences. Then the architecture of Long Term Sequence are discussed in term of intrabasinal tectonic activity. Finally we differenciate the regional controlling factors by comparaison of stratigraphic succession with accommodation curves and eustasy and climate curves.

***Figure 4.11**: Sketch showing regional controls (in green) versus local controls (in blue) on sedimentation supply (S) and accommodation (A) acting in a piggyback basin.*



4.5.1 Impact of regional factors on the Depositional Sequences

The Lower Eocene Graus-Tremp-Ainsa infill is composed of four successive Depositional Sequences (TE; Fig. 10). Each of the four TE is bounded by major regional sequence boundaries,

which were recognized along the whole Graus-Tremp-Ainsa basin (Fig. 10). The TE1 sequence at the base of the interval is characterized by dominant carbonate deposits, with few or very local clastic input sourced from the North, in a distally steepened ramp system. The carbonate background sedimentation still prevails during the TE2, but the clastic supply increases in the basin, with the development of several local deltaic systems influenced by tidal process (e.g., Roda Sandstone and Suerri System) sourced from the North. A drastic change in the sedimentation style occurs in the TE3 Sequence, with the large dominance of clastic input into a large tide-influenced fluvio-deltaic system prograding to the west. Almost no carbonate is deposited during this sequence. The TE4 Sequence corresponds to a thin amalgamated fluvial dominated system, passing abruptly from delta plain to basinal turbidite deposits through a sharp shelf break.

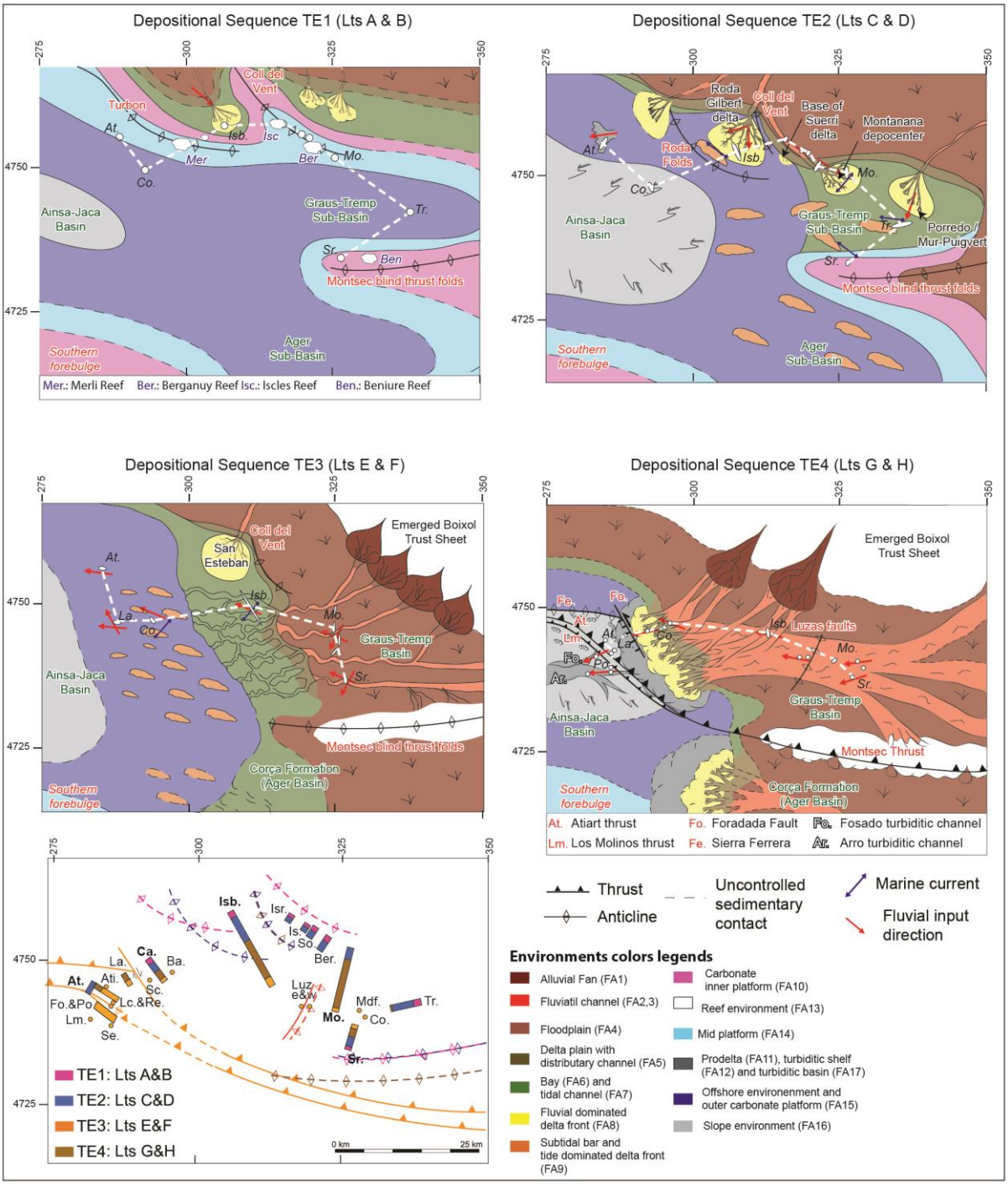
Two palaeogeographic evolution stages can be deduced considering the stratigraphic architecture of the Graus-Tremp basin during the deposition of TE1 to TE4 Depositional sequences (Figs. 10, 12). The TE1 and TE2 Depositional Sequences show overall siliciclastic sediment progradation accompanied with local carbonate deposition in stable marine setting. The predominance of marine and carbonate environments in the Graus-Tremp-Ainsa basin depocenters during TE1 and TE2 is in accordance with an underfilled stage as evidenced previously in the Alps by Sinclair and Allen (1992). This stage is abruptly followed by an overfilled stage TE3 and TE4 Depositional Sequences that correspond to the dominance of continental deposits in the Graus-Tremp depocenters. The transition between TE1-TE2 and TE3-TE4 Depositional sequences is interpreted as the reorganization of the sedimentary drainage network, which passes from a North-South transverse drainage system (TE1-TE2) to and East-West longitudianal drainage system, parallel to the Pyrenees mountain range (TE3-TE4). At this scale, the infill pattern of the Graus-Tremp Piggyback Basin seems similar to a classical evolution of a foredeep basin. as far more studied that the wedge-top foreland area. In this model; the evolution of a Foredeep Zone starts with an underfilled stage, characterized by a high subsidence rate and deep environment deposition (Covey, 1986; Flemings and Jordan, 1989; Sinclair and Allen, 1992; Dorobek and Ross, 1995; Sinclair, 1997). This stage is the result of the initiation of the hinterland relief responsible for the flexural subsidence, relatively quickly recorded. During the underfilled stage, the hinterland topography remains still low and the sediment supply not sufficient to fill the deep-water space in the basin. The second stage of a conventional foredeep Basin corresponds to an overfilled stage resulting from the increase of the hinterland uplift driven by crustal basement thrusting (Jordan and Allmendinger, 1986). This major uplift causes the rapid ihinterland erosion and the increase of sediment supply in the basin, which counterbalances the flexural subsidence and tends to decrease accommodation space (with also the possible effect of isostatic rebound: Jordan, 1981; Heller et al., 1988). The resulting overfilled stage shows sedimentation from shallow marine to continental environments. In the Graus-Tremp Ainsa Basin, the vertical evolution of the depositional profile highlights the upwards decrease of the marine influence and the continentalization of the deposits, accompanied by an overall progradation of the system. The latter suggesting a global decrease of the accommodation rate or an increase of the sediment supply (or both) in the Graus-Tremp Basin. The origin of the increase of sediment supply can be regarded as 1) the propagation of Pyrenean orogenic wedge that induced tectonics stacking in the axial zone and induced erosion, or 2) a potentially wetter period during the Early Eocene Climate Optimum (EECO) between 52 to 50 Ma, with the increase of a precipitation regime (Speelman et al., 2010) and associate weathering conditions. In the other hand, the decrease of the accommodation rate is possibly due to 1) the general uplift of the basin induced by the Montsec thrust sheet

southwards translation, or 2) the isostatic rebound and decrease of the flexural subsidence lead to the increase of the hinterland erosion. However, the comparaison of the stratigraphic architecture between the Graus-Tremp and the Ainsa Basins areas shows a distinctive evolution stage. Unlike the Graus-Tremp Basin, the Ainsa Basin shows the dominance of marine environment, especially during the TE4 Depositional Sequence that shows an abrupt deepening of the basin. This implies the lack of overfilled period during the TE3 and TE4 Depositional Sequences in the Ainsa Basin which rests strongly controlled by the local tectonics. The intrabasinal tectonic activity must therefore be considered as a main controlling factor at the piggyback scale. This mechanism can contribute to the setting of the overfilled period by the combination of thrust stacking, induced subaerial exposure and new sourcing that increase the sediment supply. At this scale, the real impact of all of these controlling factors (climate, eustasy and regional vs local tectonic) may only be suggested, and there is a need to refine the resolution of the study to increase the constraints.

4.5.2 Intrabasinal tectonic controls on Long Term Sequences

In order to better constrain the impact of local tectonic factors on Long Term Sequences we have restored in their palinspastic position (the current measurement data restored after rotation are given in Appendix C) the successive Depositional sequences into four paleogeographic maps by removing the Lutetian-Bartonian rotation events (Fig. 12). Facies partitioning and thickness variations were also studied along correlation transect restored in their syn-depositional position (Fig. 13).The latter showing facies partitioning, local tectonic structures and current directions of Long Term Sequences permitting to rapid thickness variations, abrupt change of depositional environment, local or intense erosion and change of sedimentary process allowing recognition of tectonic local control.

***Figure 4.12**: Palaeogeographic reconstruction of the Graus-Tremp-Ainsa basin during Ypresian. A) Units A2 (Ilerdian transgression); B) Units B and C C) Major cycle D et E (Castigaleu Formation); D) Unit F1 (Castissent Formation) E) Units G1 (Castissent Formation). Active structural events are indicated for each map. Major current directions are indicated after rotation effect removing (CF Appendix 3 for detail current measurement). These maps are in palinspastic position according to Munoz et al., 2013. A general translation of 71.5Km is applied in the N10° direction, and corresponds to thrust displacement since the Lutetian time. The effect of clokwise rotations events occuring from early Lutetian to late Bartonian ages are limited by an anticlockwise rotation of 60° in Western part to 30° in the Campo area, 15° in Isabena section area and 10° more eastward (according to Bentham and Burbank, 1996). The location of Ypresian active tectonic structures xas taken from several preexisting works. Atiart thrust, Foradada thrust and Montsec Ainsa part are replaced according to Munoz et al., 2013. Boixols thrust, Boixols and Coll del Vent Anticline and Roda folds are from Lopez-Blanco et al., 2013. Luzas fault is from Nijman (1989). During our studied interval, a total of a 9Km displacement is appliqued to the Montsec thrust (Verges, 1993). Sedimentary data and current direction are from our field data.*



4.5.2.1 Underfilled carbonate basin stage (Lts A and B in TE1)

At the base of the studied interval (LtsA), the alluvial Claret Conglomerate is deposited in the axis of the Graus-Tremp basin, and passes laterally southward to a thinner fluvial and floodplain environments, close to the present-day Montsec thrust front (Fig. 13a). This topographic control on the continental sedimentation since the Late Paleocene suggests the early growth of the Montsec blind thrust anticline as argued by Rosell et al.,(2001). These authors linked the presence of conglomerates fedded by the north in the northern part of the Ager basin to the emergence of the Montsec Thrust during Thanetian time. The LtsB is recorded in the whole basin by a rapid deepening

upwards in a carbonate outer shelf depositional environments except with the local reef growth along the northern Graus-Tremp Basin margin (e.g., Berganuy, Iscles, and Merli; Figs. 12a, 13a). These reefs develop along topographic highs that formed since the transgressive trend of the LtsA (A2) sequence, as demonstrated by the thickness increase of Nummulitic marls in the Isabena, Iscles, Sola and Montanana sections, compared to the Iscles Reef and Berganuy sections (Figs. 10, 13a). The Berganuy and Iscles reefs are aligned and superimposed on the prolongation of the Coll Del Vent anticline, whereas the Merli reef is superposed on top of the Turbon anticline (Eichenseer, 1988; Vincent and Elliott, 1996; Figs. 12a, 13a). Small clastic deltas, fed from the North, are trapped in local depressions between these synsedimentary anticlines, in particular along the Isabena valley in the Serraduy area (Gaemers, 1978; Eichenseer and Luterbacher, 1992; Hamon et al., 2016). The activity of the Turbon and Coll del Vent Anticlines is interpreted as Lower Cretaceous N-S transtensional structures inverted during the southward displacement of the piggyback basin over the Montsec thrust (Vincent, 2001; López-Blanco et al., 2003). The Montsec Thrust activity is also highlighted during the Lts A and Lts B in the spatial evolution of the depositional environments between the Montanana, Tremp and South Ribagorzana area (i.e. in the North-South direction; Fig. 12a). The lateral succession passes from outer marly platform deposits in Montanana section to inner carbonate platform in South Ribagorzana section, close to the Montsec (Fig. 13a). This evolution is accompanied by a thickness decrease of the LtsA and Lts B Sequences. In South Ribagorzana section, the lack of clastic sedimentation is interpreted as the Montsec blind thrust anticline submarine growing during the LtsA and B sequences. The LtsB sequence ends with the deposition of the La Puebla Limestone Fm. (Figs. 13a). No remarkable thickness and facies variations are evidenced across the eastern part of the basin, including the Montsec area. Only in the Campo section, westward the Turbon anticline, the transgressive trend above La Puebla Limestone (Sts3) shows a local depocenter filled with turbidites and slumps (Fig. 13a). These turbidites are interpreted as the result of the increase of the slope gradient on the western flank of the active Turbon Anticline. Baceta et al., (2011) describes an onlap of the La Puebla Limestone Fm. on the previous series near the South Ribagorzana section. This onlap is also well recognized in the Ager basin (Figols 1 sequence from Mutti et al., 1994): this suggests that the underlying sequence was tilted by the Montsec blind thrust propagation, leading to anticline growing, before the deposition of the La Puebla Limestone Fm. The Montsec thrust activity stopped during the late LtsB sequence deposition highlighting the end of a first tectonically active period during LtsA and LtsB.

4.5.2.2 Local clastic input in underfilled basin (Lts C and D in TE2

In the Graus-Tremp Basin depocenter (e.g. the Montanana section), the LtsC is made of nummulitic marls of outer platform environments passing to inner platform carbonates near the Montsec area, in the South Ribagorzana section (Fig. 12b). Here, the lack of clastic sedimentation implies subaqueous position of the Montsec blind thrust anticline high between the Graus-Tremp and the Ager Basins (in agreement with Mutti et al., 1988 and Martinius, 2012). Unfortunately, the depositonal environment changes between the Graus-Tremp Basin axis and the Montsec area cannot be studied during the LtsD because this sequence is completely eroded in the South Ribagorzana section. Both this erosion and the preservation of the LtsD in the Montanana section suggest an uplift gradient towards the Southern part of the Graus-Tremp Basin probably related to the Montsec structure. The Graus-Tremp Basin shows a synclinal geometry, marked by the setting of tide

influenced deltaic systems globally fed from the North (from East to West: Porredo/Mur-Puigvert, Suerri/Montanana depocenter, Roda/UDC; Fig. 12b). , In continuity with the LtsA and LtsB sequences, the northern margin of the Graus-Tremp Basin is affected by local tectonic movements during LtsC and D registered by local dépocentre partitionning (Fig. 13b). In particular, the Coll del Vent anticline delimits the eastern part of the Suerri/Montanana deltaic system prograding to the SW, from the Roda and UDC deltas prograding to the SE. During LtsD sequence, the uplift of the Coll del Vent and Roda Fold anticlines causes the trapping of the Roda Sandstone Gilbert Delta (Crumeyrolle et al., 1992; Lopez-Blanco et al., 2003) in a depocenter which is then filled by the low angle Upper Detritic Complex delta (Leren et al., 2010). In this context, the Roda Folds System is interpreted as a fault-bend or oblique folds detachment related to the southward displacement of the Montsec thrust (López-Blanco et al., 2003). Westward in the Campo area, LtsC and LtsD sequences are characterized by marly outer shelf to slope environment deposits showing slumps and olistoliths from carbonate platform (Fig. 13b). The presence of coral debris indicates the erosion of reef buildups, most likely the Merli Reef, probably uplifted in the northern part of the Roda Folds System. This uplift induced westwards a local increase of the depositional profile slope gradient, with slump destabilization from the Merli area to the Campo section. The Atiart section, is considered as the northern margin of the Ainsa Basin, according to Muñoz et al. (2013) structural reconstructions and shows clastic deposits attributed to shelfal turbidites (Figs. 12b, 13b). The top part of LtsD is characterized by the progradation of the Morillo Limestone in the western part of the basin, between the Isabena and the Campo sectionscorresponding to an isopach and homogeneous middle platform carbonate interval (Fig. 13b). This carbonate deposits suggest a new intrabasinal tectonic quiescence, which marks the end of a second tectonically active period at the end of TE2 Depositional Sequence.

4.5.2.3 Overfilled stage and Montsec thrust emergence (Lts E and F in TE3)

The Long Term Sequences E and F (Castigaleu Fm.) have a similar pattern, including the setting of the fluvial channels depositional system C, which evolves westward to a tide-dominated coastal system. The later includes distributary channels, tide channel and bays which pass distally to tide-dominated subtidal bars (Fig. 12c). In the eastern part of the Graus-Tremp Basin, the SB5 at the base of LtsE sequence strongly erodes the whole underlying Lts D and the topmost part of the sequence LtsC towards the Montsec area (in the South Ribagorzana section; Figs. 7, 10). This SB5 erosive surface was previously describes as an angular unconformity (Mutti et al., 1988; Nijman, 1998). To the West, the erosion of the SB5 is less important, and corresponds from the Campo section to the Lacort and Atiart sections to a downward shift of depositional environments between outer shelf deposits at the top of LtsD sequence to tide dominated mouth-bars and shelf turbidites at the base of LtsE (Fig. 13c). In eastern continental domain of the Graus-Tremp Basin, this surface is interpreted as a peneplanation surface related to the overall uplift of the basin. The setting of fluvial environments in this area and close to the Montsec, suggests the subaerial exposure during the propagation of the Montsec blind thrust fold that is sumitted to erosion during LtsE (Fig. 12c). This hypothesis is supported by the change of mineralogy observed above the SB5 limit. The arkosic sandstones of the Roda Formation in the LtsD sequence is intertreted as the erosion of a granite pluton cooled at 308 Ma (Molenaar and Martinius, 1990; López-Blanco et al., 2003; Whitchurch et al., 2011). The litharenite composition (Nijman, 1998) of the fluvial and deltaic sandstones of the LtsE and the LtsF sequences (Castigaleu / Montllobat Formationswould indicate a sediment source

renewing with cannibalization of previous Cretaceous or Tertiary deposits. Both this change of mineralogy between TE2 and TE3 sequences and the peneplanation surface SB5 at the base of TE3 imply the exhumation of new sediment sources. The current directions measured in the fluvial channels of the TE3 sequence indicate a North, East and South-East location of the new sources possibly linked to 1) the emergence of the Montsec Anticline, 2) the uplift of the sedimentary pile from the hanging wall of the Segre Fault that corresponds to the eastern lateral ramp of the Montsec Thrust (Burbank et al., 1992), or 3) the Boixol thrust sheet emergence associated to the Graus-Tremp Basin uplift (Fig. 12c). A ways to interpret the Graus-Tremp Basin uplift during the SB5 is the activity of the Montsec Thrust coupled to the activity of the Morerres Backthrust located to the North of the Boixols Thrust Sheet (Fig.1) allowing the uplift of the whole Graus-Tremp Ainsa Basin. The LtsE shows a global isopacity across the Graus-Tremp-Ainsa basin, compared to the LtsF which shows a depocenter in the Montanana section indicating the development of the Grau-Tremp syncline. That suggest that the local control of the Montsec thrust is less expressed in the LtsE than in the LtsF.

4.5.2.4 Piggy-back displacement and development of lateral ramps (Lts G and H in TE4)

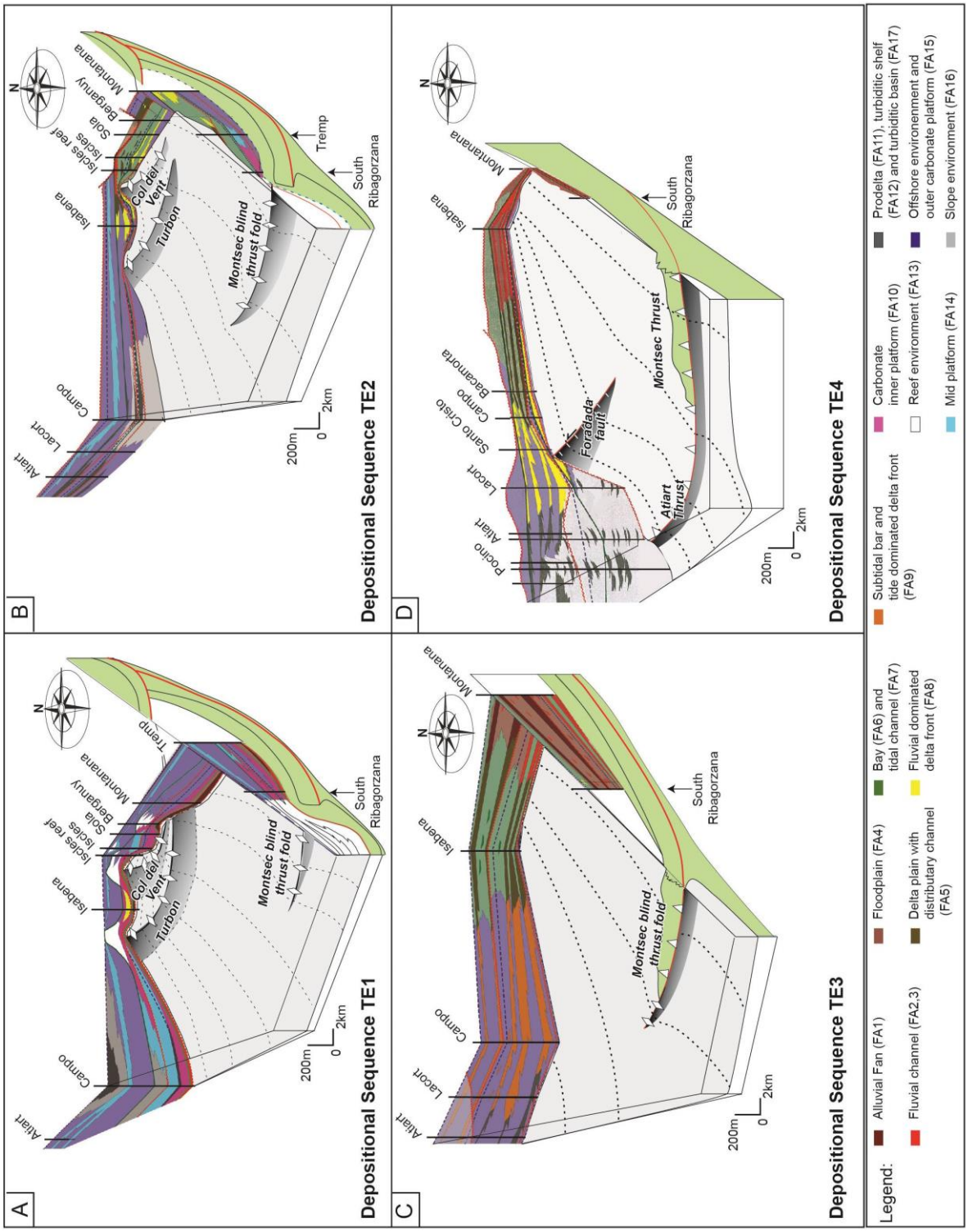
The TE4 sequence can be subdivided into two Long Term Sequences G and H, which correspond to the development of multistorey braided channel belts (Castissent Fm.) in the eastern part of the Graus-Tremp Basin. This fluvial environment passes westward distally to low angle fluvial dominated deltaic systems (Fig. 12d). This depositional system (System D) changes drastically from the previous one (System C during TE3) by the amalgamation of fluvial channels, which reflect a decrease of the accommodation and higher energy conditions (Huerta et al., 2011). Moreover, the lack of tidal processes in the littoral domain is compatible with a strong increase of fluvial input on the shelf. These changes in the depositional profile in addition to the drastic decrease of sediment thickness during TE4 compared to TE3 suggest a decrease of A/S ratio in the Graus-Tremp Basin. We interpret the decrease of A/S ratio in the Graus-Tremp basin to the uplift associates to the Montsec Thrust propagation. as it is proposed by Clevis et al., (2004). During the thrust sheet displacement along the Montsec thrust, the reduced accommodation causes a strong progradation of the fluvio-deltaic system, which is drained westward, parallel to the Pyrenees range, and feeds the adjacent Ainsa basin (Fig. 12d). The activity of the Montsec Thrust is also demonstrated by Nijman, (1998) who describes the erosion by the SB7 (Castissent basal surface) of the previous Castigaleu sequence in Castelnou de Montsec village, 5 km in SSW from Castissent village (Fig. 2), i.e. close to the actual Montsec Thrust. In the Ainsa basin, the TE3-TE4 sequences show an opposite tendency with an overall deepening of the depositional systems associate to an abrupt increase of the sediments thickness (Fig.13d). The case of the SB7 boundary separating TE3-TE4 sequences is particularly illustrative. In the eastern part of the Foradada fault (i.e. Graus-Tremp-Basin) the SB7 separates offshore deposits (TE3) from deltaic deposits (TE4) and indicates and overall basinward shift of the depositional environments compatible with a relative sea-level fall. On the contrary, in the Ainsa Basin, the SB7 boundary is reported to the Atiart surface and shows slope deposits overlapping and locally deeply incising distal offshore deposits (LtsF; Figs. 10, 14), which implies an abrupt relative sea-level rise. The opposite tendency between the Graus-Tremp and the Ainsa Basin would be compatible with an intrabasinal tectonic activity that separates to the west the Ainsa basin subsiding domain governed by deepsea and turbidite deposition, from an eastern uplifted domain in the Graus-Tremp area submitted to slope instabilities and decrease of the A/S ratio. The intrabasinal

tectonic activity is well expressed at the transition between the Graus-Tremp and the Ainsa Basins marked by two prominent abrupt areas with thickness variations and depositional environment changes. The first occurs close to the Foradada Fault, where the LtsG corresponds to a 50 m thick fluvial dominated deltaic system (Santo-Cristo Section), passing abruptly on the western side of the fault to a 400 m thick series of slumped marly deposits from slope environment (Lacort section; Fig. 13d). The western part of the Foradada Fault is also marked by the development of the Atiart submarine surface punctuated by successive slump scars that affects the previous LtsF. Estward, the LtsG depositional profile show a second abrup change, with a 600m thick slope environment deposits passing to more than 800m of marly slope deposits intersected by the Fosado turbiditic channel. These variations of thickness and depositional environments occur abruptly along a restricted band (between Atiart and Pocino sections), on either side of the Atiart Thrust. We interpret these changes due to the growing of the Atiart Thrust in response to the westward propagation of the Montsec thrust. The Atiart Thrust acting as the lateral ramp of the Montsec thrust which induces the Graus-Tremp Basin uplift with the setting of both, high amalgamated fluvio-deltaic systems in the continental domain and the development of slope instabilities in the marine area between the Foradada and the Atiart Thrust domain. Westward to the Atiart Thrust, the subsiding domain allowed the development of turbiditic channels system. This thrust development would be coupled with the Foradada tear-fault activity which accommodates the southward displacement of the uplifted Graus-Tremp basin from the immobile subsiding Ainsa basin, in agreement with Séguret (1972). In the Ainsa basin, the Fosado channel turbidites and muddy slope and fine grained turbidite deposits of the LtsG are sealed by a low angle prograding delta corresponding to the LtsH sequence. The latter is marked by the emplacement of the SB8 basal surface that shows an overall downward shift of the depositional environments (Pocino surface, Fig. 10). Between Santo-Cristo and Lacort section, the LtsH profile does not present any thickness or depositional environments changes suggesting the cessation of the Foradada Fault activity. During the progradation of the deltaic environments in the LtsH, we recognized an incision between the Atiart and Pocino sections (Fig.10) which could correspond to the Charo 1 surface from Mutti et al., (1988) and Poyatos-Moré, (2014). Westwards, in the San Esteban section, this incised surface is sealed in onlap by the Arro turbidite system. The Charo1 surface is recognized close to the west of the Atiart Thrust (Fig. 2) and could possibly express the last thrust activity as proposed by Muñoz et al.(2013). Close to the Atiart Thruts in the Pocino section, no changes of depositional environment and sediment thickness have been observed in the overlying Sts17 Short Term Sequence, dating the terminal sealing of the Atiart Thrust.

4.5.1 Regional versus local factors controlling the stratigraphic architecture

We showed in the previous part that the local intrabasinal tectonics is one of the main controlling factors on the Graus-Tremp-Ainsa piggyback Basin architecture that impacted the Lts scale. However, the discrimination between the other regional controlling factors in this complex tectonic context remains a challenge. To tackle this problem, we need first do define an age model represented in a Wheeler diagram (Fig. 14). This age model allowed us 1) to construct accommodation curves of regional sections (Fig. 15), in order to discriminate regional versus local controls and 2) to compare the Graus-Tremp-Ainsa basin stratigraphic evolution with the eustatic and isotopic curves used as a proxy for paleoclimate reconstitution (Fig. 16).

Figure 4.13 *: Correlation transects restored in syn-sedimentary position, by flattening the top MFS (TE1 to TE3) and the top TS (TE4). The inferred active structures are indicated.*



4.5.1.1 Proposed absolute age model

The age model proposed here is based on the biostratigraphic constrains on stratigraphic surfaces given by Serra-Kiel et al., (1994) and Payros et al., (2009), and the magnetostratigraphic constrains from Bentham and Burbank (1996), complemented by new dating made in the framework of this study (Serra-Kiel for large foraminifera and TOTAL biostratigraphic team for planktonic foraminifera and calcareous nannofossils). These works shows that some stratigraphic surfaces correspond to a limit of biozone or Chron, which allows us to propose an absolute age, in agreement with the global time scale of Gradstein et al., (2012).

These dated surfaces (represented by green pins in Fig. 14) are:

- The SB1 corresponds to the PETM, and marks the limit between the Paleocene/Eocene (Pujalte et al., 2009a), dated 56 Ma by the GTS 2012.
- The TS2 corresponds to the top of the Alveolina Limestone, dated close to the transition between the SBZ5 and the SBZ6 by Serra-Kiel et al. (1994) at 55.2 Ma from the GTS 2012.
- The SB3 corresponds to the base of the SBZ9 (Serra-Kiel et al., 1994) and is located in the reverse C24n.1r Chron. An age of 53.4 Ma is proposed.
- The SB4 is close to the transition between the SBZ 9 and the SBZ10, i.e. at 52.9 Ma
- The SB5, i.e. the base of the Castigaleu Fm, belongs to the SBZ10 and is dated close to the magnetic inversion between the C23r and the C23n. 2n (Bentham and Burbank, 1996), at 51.9 Ma
- The SB6 may be recognized close to the limit between the C23n.2n and the C23.1r Chrons (Bentham and Burbank, 1996), at 51 Ma.
- The basal surface of the Castissent (SB7) is located at the base of the SB11, and close to the transition between the Chrons C23n.1n and C22r, i.e. at 50.6 Ma.
- The top of the Castissent Formation, i.e. the TS8, is recognized by a glauconite level by Mochales in the top of the C22r, an age of 49.6 Ma is proposed.

Our studied interval has a total duration of about 6.4 Ma. If we assume that the seventeen Short Term Sequences have about the same duration, each of these Short Term Sequences would have duration of about 400 ky. This periodicity is usually associated to climato-eustatic variations (Vail et al., 1991; Guillocheau, 1995). The age of some other surfaces (represented by a blue pin in the Fig. 14) was also constrained with the eustatic curve :

- The MFS1 is located in the 56-55.6 Ma interval which shows an important eustatic sea-level rise. We propose to place the MFS1 in the point where the eustatic sea-level is maximum (i.e. 55.6 Ma) and the TS1 at the beginning of the eustatic sea-level rise at 55.7 Ma.
- The La Puebla Limestone is bounded by the SB8 and in the C24n.3n (Serra-Kiel et al., 1994; Bentham and Burbank, 1996). This restricted interval shows a major sea-level rise, which allowed us to fix the top of the La Puebla Limestone (Fig. 14; surface 7; TS of the Sts3) at the begin of the eustatic sea-level rise (53.8 Ma) and the MFS of the Sts 3 (Fig. 14 surface 8) at 53.6 Ma.

- The Morillo Limestone is settled in the base of the C23r which shows a sea-level fall. By the same way as previously for La Puebla Limestone, we propose to fix the top of the Morillo Limestone (Fig. 14; surface 17, i.e. TS of the Sts7) at 52.4 Ma, and the successive MFS (surface 18, i.e. MFS of the Sts7 in Fig. 14) at 52.1 Ma.
- The last surface constrained by eustatic sea-level curve is the MFS7. Without consideration of this curve, the time interval between 50.6 and 49.6 Ma will be partitioned between the surface 36 and 46 with the same duration. In this case, the MFS7 should have been dated at 50.44 Ma, which correspond finally to the eustatic sea-level maximum occurring at 50.4 Ma. The TS7 is fixed by the beginning of the eustatic sea-level rise at 50.5 Ma.

The other stratigraphic surface ages are calculated using the hypothesis of a same duration of cyclicity between two dated surfaces (red pins in Fig. 14).

4.5.1.2 Discrimination of periods dominated by regional VS local forcing with accommodation curves

A way to discriminate local, regional or global controlling factors, such as thrust activity, flexural subsidence or eustasy, is to compare the evolution of accommodation of different areas of the basin. In order to summarize the field observations, we have computed the accommodation of the five main sections of the Graus-Tremp-Ainsa basin (South Ribagorzana, Montañana, Isabena, Campo and Atiart) and displayed them on a single graph (Fig. 15). These curves correspond to the total space created from the beginning of the studied interval (SB1), and have been computed by summing for each surface of the Short Term Sequences (MFS, SB, TS) the cumulated thickness of sediments and the estimated paleobathymetry or paleoelevation of this surface (Granjeon et al., 1994; Robin et al., 1998; Castelltort et al., 2003): this estimation is derived from the identification of facies associations immediately below and above the surface. No decompaction of sediments has been applied, since such operation would have amplified the cyclic signals without change of their frequency (Granjeon et al., 1994). The Atiart section beginning at the level of the La Puebla Limestone, we have used the accommodation of the neighbouring Campo section at that level (600 m) as a starting point for Atiart, in order to homogenize the curves representation.

The first information is that, even if the absolute values are quite different (around 1000 m eastward against 2500 m westward for the whole series), all the curves display the same evolution, with a global increase of the accommodation creation rate from TE1 (Claret) to TE3 (Castigaleu), then a decrease in TE4 (Castissent). A second observation is that the limits of Depositional Sequences TE and Long Term Sequences generally correspond to a fall of the accommodation, which confirms their interpretation as sequence boundaries. The main MFS at the top of the Lts sequences are clearly associated to a rise of the accommodation rate. This accommodation quantification validates the sequence subdivision.

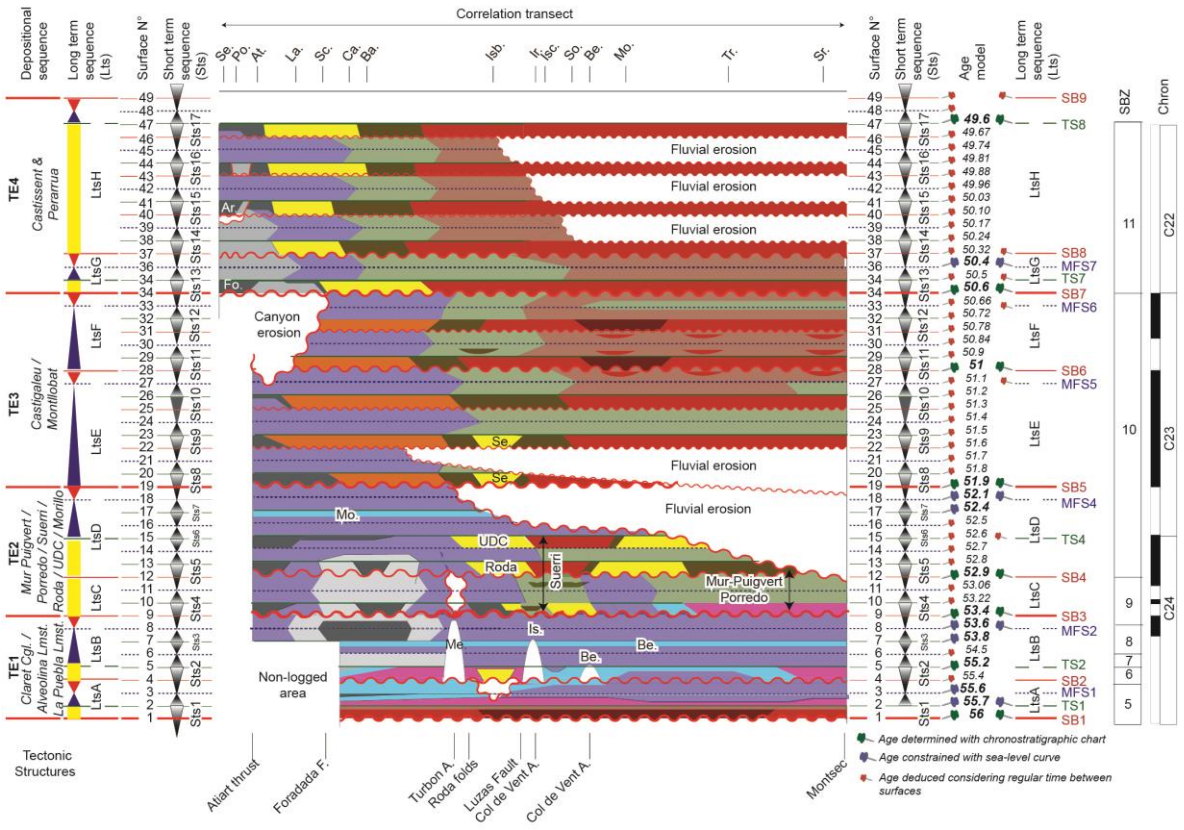


***Figure 4.14**: Wheeler diagram showing the time relationships beween stratigraphic sequence, stratigraphic surface and depositional environment partitioning recognized in the Graus-Tremp Ainsa basin. Vertical axis is unscaled, i.e. each short terms sequence are represented with a same interval range as the other. The age modele is represented.*

The comparison of the accommodation curves clearly puts in evidence a differential behaviour that is not spatially homogenous and changes through times (Fig. 15). The Long Term Sequence A at the base of the Depositional Sequence TE1 is characterized first by a similar behaviour in the aggrading part (Claret Conglomerate), which indicated a low intrabasinal tectonic control, then by a dissimilar evolution in the transgressive and prograding part (Alveolina 1) in relation to the activity of the local folds linked to the Montsec thrust activity. On the contrary, the accommodation curves of LtsB (Alveolina 2) are rather parallel, and probably controlled by a regional flexural subsidence until the La Puebla Limestone. The decrease of accommodation rate in South Ribagorzana section expresses the activity of Montsec Anticline. An important change happens at the top of LtsB where the accommodation creation is much higher in the western part of the basin (Atiart and Campo sections) than in the eastern part (Isabena, Montañana and South Ribargozana sections), probably in relation to the activity of the Turbon fold area. LtsC at the base of TE2 (Suerri) displays a relative similar behaviour of the curves (flexural subsidence) on the contrary to the LtsD where the Montañana area is affected by a stronger subsidence compared to the Isabena and the South Ribagorzana section, due to the activity of the Montsec thrust and the related Coll del Vent and Roda folds. The top of LstD (Morillo Limestone) shows a more homogeneous behaviour (intrabasinal tectonic quiescence) in the central and western parts of the basin (Isabena, Campo, Atiart sections). The TE3 (Castigaleu Fm.) is characterized by a clear regional differentiation between the eastern domain (South Ribagorzana, Montanana and Isabena sections) and the western domain (Campo and

Atiart sections): the SB5 angular unconformity at the base of TE3 corresponds to an erosion and a reduction of accommodation in the eastern section, whereas the western sections display a continuous increase since the previous LtsD. During LstE (Castigaleu 1), the accommodation creation rate is weak and similar in the eastern domain, and much higher in the western domain (differential subsidence). The accommodation rates increases in all the sections during LtsF (Castigaleu 2), probably in relation to an increase of the large-scale flexural subsidence. During LtsF, the Montanana section shows an increase of accommodation rate compared to South Ribagorzana section which expresses the Montsec Anticline uplift. TE4 (Castissent Fm.) is marked by a very specific behaviour of the more western section (Atiart) comparatively to the other sections that are rather similar. LtsG registers a strong increase of accommodation in Atiart section in relation to the Foradada tear fault activity (the Atiart section is located in the footwall of this fault). During LstH, the Atiart section shows a decrease of accommodation which reveals the filling of the previous depocenter. In this period, the accommodation curves are similar between all the sections which expresses the interruption of the Foradada fault activity and the propagation of the Montsec Thrust westward from the Atiart section.

4.5.1.3 Identification of the regional controlling factors

Choice of the eustatic curve

The first eustatic curve established on the Meso-Cenozoic interval was built by Haq et al. (1987), and updated by Hardenbol et al., (1998). These works are issued from the Exxon world stratigraphic database and consider the coastal onlap in different European basins, which are supposed to be tectonically stable as well as the the onshore domain of New Jersey margin (USA) used to calibrated the eustatic curve by Miller et al. (2005) updated by Kominz et al. (2008). Another approach published by Cramer et al. (2011) reconstructed an eustatic curve that reflects the sea level variations caused by the change of volume of the sea water, due to the ice growth and melting (Fig. 16). However, it seems difficult to 1) updated Exxon team sea-level curves with the actual Geological Times Scale (GTS, 2012) and 2) validate the real stability of the considered basins. We chose for these reasons the Kominz et al. (2008) and Cramer et al. (2011) eustatic curves which show some similarities (Fig. 16). The trends observed during Lower Eocene (Ypresian) are quite similar in these two curves, in terms of frequency and duration, except for the cycle 3 of Kominz et al. (2008) not recorded in the Cramer et al. (2011) curve. Another difference is the absolute value of sea level (around 50 m for Cramer et al., 2011) and 100 m for Kominz et al. (2008). Because of the high resolution of our approach, and to take into account all the eustatic sea-level falls in addition to those that are only related to ice volume variations (Cramer et al., 2011), we choose to use the eustatic curve defined by Kominz et al. (2008) to discuss the impact of eustasy on accommodation evolution.

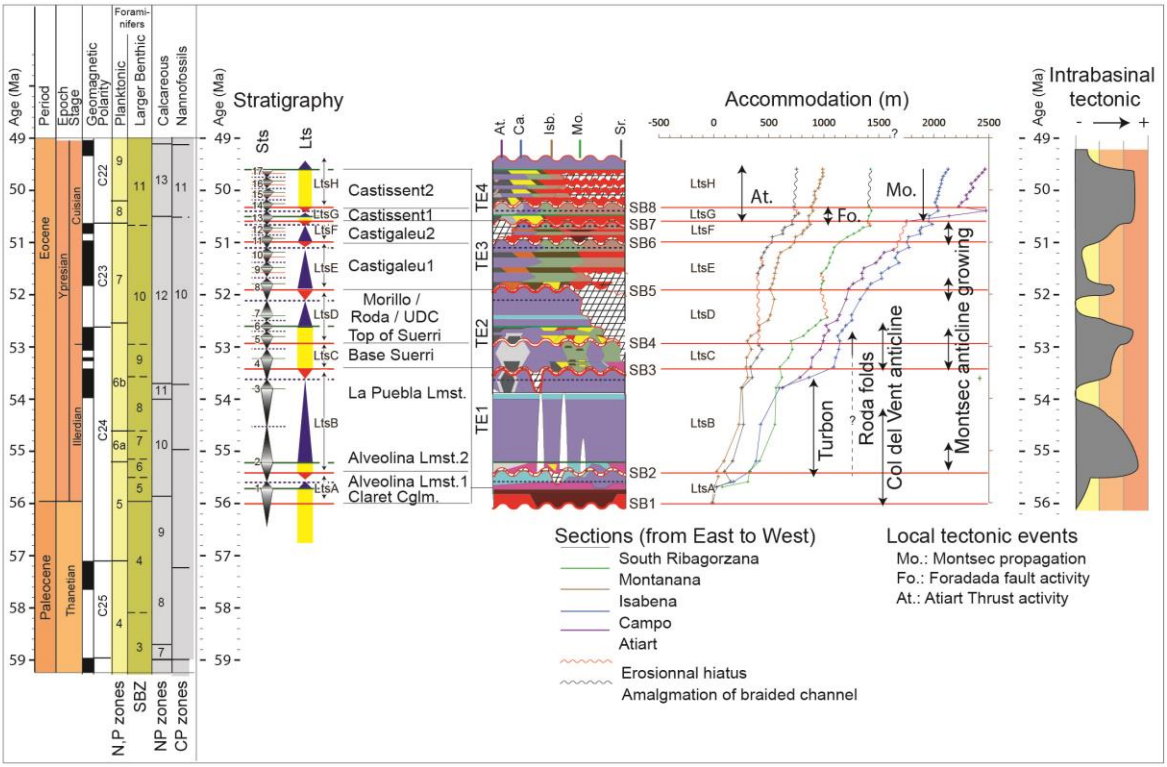


***Figure 4.15**: Chronostratigraphic chart in the Graus-Tremp-Ainsa Basin during Lower Eocene. The comparison between the accommodation curves of the South Ribagorzana, the Montanana, the Isabena, the Campo and the Atiart sections, allowes us to distinguish periods dominated by local (i.e. intrabasinal tectonic) or regional controlling factors and to realize a relative quantification curves of the intrabasinal tectonic.*

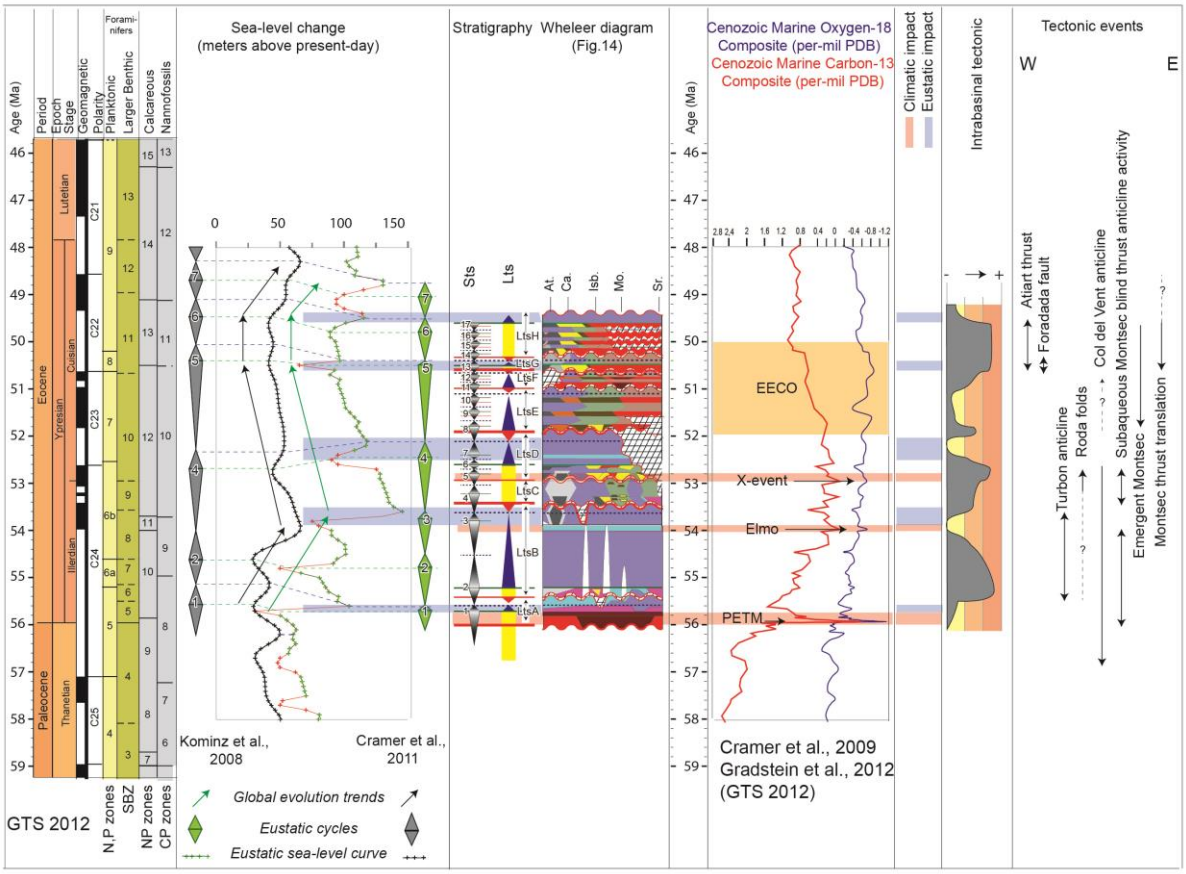
Deconvolution of the regional forcing

The realization of the age model and the accommodation curves allowed us to defined periods dominated by local intrabasinal tectonic controls from periods governed by regional forcing (Fig. 16). With the aim to discriminate regional forcing (tectonic, climate and eustatism), we proposed in this section to compare the stratigraphic evolution to 1) the Cramer et al. (2009) isotopic curves considered as climat proxy (Gradstein et al., 2012) and 2) the eustatic curves from Kominz et al. (2008).

The LtsA sequence boundary (SB1) corresponding to the base of the Claret Conglomerate was subject to numerous studies to assess the impact of the PETM climatic event on the deposition of the Claret megafan (Schmitz and Pujalte, 2003; Schmitz and Pujalte, 2007; Domingo et al., 2009; Pujalte et al., 2009b; Pujalte et al., 2014 ; Pujalte et al., 2015). Some authors (Leier et al., 2005; Schmitz and Pujalte, 2007; Armitage et al., 2011) have described the importance of a fluctuating precipitation regime that prevailed during the PETM, which flavoured the deposition of such extensive megafans. The Alveolina Limestone 1 was deposited above the Claret conglomerate during the subsequent transgression that can be due either to absolute sea level rise, or basin subsidence. Both Kominz et al. (2008) and Cramer et al. (2011) eustatic curves show a rapid sea level rise starting at 55.7 Ma, which fits with the transgressive surface TS1 of LtsA (this surface is located at the base of the SBZ5/6 zone dated 55.9/55.1 Ma, Fig. 16). This eustatic sea-level rise can be a result of PETM as it

is suggested by Sluijs et al. (2008) who interpret the eustatic sea level rise by the melting of small alpine ice sheets on Antartica or the oceanic thermal expansion of seawater. Therefore LtsA shows an important control by climate and eustasy, with the emplacement of a megafan during the PETM hyperthermal event, and the following transgression (major MFS1 at 55.6 Ma, Fig. 14).

***Figure 4.16**: Synthetic chronostratigraphic chart in the Graus-Tremp-Ainsa Basin during Lower Eocene with the comparison of the eustatic curves (from Kominz et al., 2008 and Cramer et al. 2011), the O/C isotopic curves (from Cramer et al. 2009) and the stratigraphic evolution of the Graus-Tremp-Ainsa Basin. The impact of the climat and the eustatism are indicated as well as the intrabasinal tectonic activity.*



The Alveolina Limestone 2 LtsB shows a first prograding event probably controlled by a new eustatic fall (Fig. 16). The LtsB transgressive part (Riguala Marls) is the result of an increase of accommodation, which occurred during a eustatic fall according to Kominz et al. (2008) and Cramer et al. (2011): this highlights the flexural subsidence as the main factor controlling the accommodation (Fig. 16). During the Riguala marls deposition, at 55 Ma (SBZ7, Sts2), a drastic eustatic fall event occurred (Kominz et al., 2008), which is not recorded in the Graus-Tremp basin. It suggests that the subsidence compensates the eustatic fall event and induces a distorsion of the Sts2, with a transgression beginning at 55.2 Ma (TS2). The accommodation creation ended during Sts3, which corresponds to an intrabasinal tectonic quiescence period up until the SB at the base of the Sts4 (TE2). The prograding half-cycle of Sts3 corresponding to the La Puebla Limestone Formation occurs during the SBZ8 and the C24n.3n (54 Ma). This interval shows a cycle of eustatic fall (Kominz et al., 2008; Fig. 16). This suggests the control of eustatism on the accommodation during this tectonic quiescence period. In addition, the Elmo (or ETM-2) hyperthermal climatic anomaly (dated 53.7 Ma)

occurs during the development of La Puebla Limestone (Fig. 16). This warming event interacts with the other controlling factors and accentuates the carbonate precipitation that induces a drecrease of the A/S ratio. Both LtsC and LtsD were deposited during a eustatic fall (Kominz et al., 2008; Fig. 16). These sequences show a strong tectonic control on the sedimentation, especially with the uplift of the Montsec anticline blind thrust inducing the development of the Graus-Tremp syncline. During LtsD, the basin is also affected by local structures linked to the Montsec activity (e.g., the Roda Folds system), with induced local depocenters with greater accommodation. The sequence boundary SB4 at the base of the LtsD has been defined at 52.9 Ma, and occurred close to the X-event hyperthermal climatic event (or ETM-3). This climatic event could also have enhanced the erosion of clastic deposits by increase of the weathering, inducing the deposition of the deltaic systems trapped by local depocenters in the Graus-Tremp Basin. The end of the LtsD corresponds to a new phase of tectonic quiescence, with the deposition of the shallow carbonates of the Morillo Fm., mostly controlled by eustasy and followed by a global eustatic rise ending with MFS4 (52.1 Ma; Fig 16).

The sequence boundary SB5 at the base of LtsE is strongly erosive in the southeastern part of the Graus-Tremp-Ainsa basin, and corresponds to a peneplenation surface as described above (Fig. 10, Fig. 14). The LtsE occurs during the end of C23n and C23r, i.e. during a sea-level fall event period (Fig. 16). During this local tectonic quiescence period, and without eustatic rise, the accommodation creation must be the result of the regional flexural subsidence, resulting of the development of the orogenic wedge, i.e. the accretion of the internal nappes in the axial zone of the Pyrenees (Nogueres). During the LtsF sequence deposition, the Montsec was again expressed, inducing local depocenters (in Montanana section) with differential subsidence locally added to an important regional flexural subsidence. The LTS E and F are interpreted as an overfilled stage probably induced by an increase of both sediment supply and accommodation. This period corresponds to the optimum climatic of the EECO, which can contribute to an increase of weathering and sediment supply by a warm and humide climate.

The sequence boundary SB7 at the base of the Castissent Formation (LtsG, Sts13) corresponds to the base of the SBZ11 (50.6 Ma). This interval LtsG shows a short cycle of eustatic fall and rise (Fig. 16). The deposition of LtsG is the result of the translation and the displacement of the Montsec thrust accompanied by an uplift of the Graus-Tremp basin. The eustatic fall here may have accentuated the tectonics uplift. The deposition of LtsH is also controlled by the Montsec thrust. The accommodation creation during LtsG and LtsH in the Graus-Tremp basin is the result of a competition between 1) the uplift linked to the Montsec thrust activity in the Graus-Tremp basin and 2) the regional flexural subsidence induced by the growth of the Pyrenean orogenic wedge. The accommodation creation in the Ainsa basin is mostly controlled by the local tectonically induced subsidence (Foradada tear fault and Atiart thrust). The end of the Castissent Formation occurs at the end of the SBZ 11 and the top of the C22r chron. This interval shows a sea-level rise event, allowing us to suggest the age of this surface (49.6 Ma). The transgressive trend of the LtsH can be due to the coupling of the eustatic sea-level rise, the regional flexural subsidence and the stop of the uplift of the Graus-Tremp basin, i.e. the Montsec thrust activity.

4.6 CONCLUSIONS

The stratigraphic architecture of piggy back basins in a foreland context is complex because of the interaction between orogeny dynamism (regional flexural subsidence, local piggy back related structures), climate and the global eustasy that control the sedimentation. With the aim to discriminate the impact of climate, eustasy and tectonic controlling factors, we proceed to a multiscale analysis of the Graus-Tremp-Ainsa architecture evolution. We studied the interval of the Lower Eocene, corresponding to the development of the Montsec frontal thrust which caused the transport of the Graus-Tremp-Ainsa piggyback basin. We have presented a pioneering high-resolution stratigraphic correlation for this interval, based on twenty-two sedimentary field sections, taking into account three orders of sequences (Depositional Sequence, Long Term Sequence and Short Term Sequence). Using an age model constrained by biostratigraphic and magnetostratigraphic datas, we have quantified accommodation along representative section across the basin and compared it to isotopic and eustatic curves, in order to deconvolve the tectonic and the climatic/eustatic controls on the sedimentation and the sequence architecture.

Our results improve the comprehension of the evolution of the Graus-Tremp-Ainsa Basin; the four Depositional Sequence defined (TE1 to TE4) corresponding to four main episodes of the basin formation, and characterized by four distinct depositional profiles.

- The first Depositional Sequence TE1 (Claret – Alveolina - La Puebla) corresponds to a distally steepened carbonate ramp profile. It shows an early evolution mainly controlled by climate (Claret Conglomerate during PETM) and eustasy with minor impact of local tectonics. Then the regional flexural subsidence increases and controls the development of an underfilled stage, with a general transgressive trend because sediment supply is less than accommodation creation. Local anticline structures (Turbon, Coll del Vent), satellites of the Montsec blind thrust, are the area of reef growth, and trap small clastic deltas in adjacent depressions. This stage is ended by the progradation of a homogeneous carbonate level across the basin (La Puebla Limestone), which corresponds to a period of intrabasinal tectonic quiescence. The development of this level is controlled by eustatic variations and favoured by the ELMO climatic warming event.
- The second Depositional Sequence TE2 (Suerri – Roda – Morillo) corresponds to a tide dominated mixed deltaic platform. Because of the increase of sediment supply that begins to equilibrate accommodation creation, the depositional system is globally aggrading, but the basin remains underfilled. Clastic deltas are more developed and are still trapped in local tectonically-controlled depressions (Roda folds). The Turbon thrust to the west controls the westward transition to slope environment. This stage is ended by a new period of intrabasinal tectonic quiescence, recorded by a second carbonate level (Morillo Limestone) controlled by eustasy.
- The Depositional Sequence TE3 (Castigaleu) is characterized by a low angle tide dominated delta profil settled on major unconformity corresponding to a peneplanation surface, controlled by an uplift due to the important southward propagation of the Montsec thrust. This major erosive surface marks the transition between a previous North-South transverse drainage system (TE1-TE2) to an East-West one, parallel to the Pyrenees (TE3-TE4). The basin passes to an overfilled stage with both an increase of accommodation creation and sediment supply probably related to a regional flexural subsidence (due to the orogenic wedge growing) and an increase of weathering of the high reliefs created at this period, inducing clastic supply.

The emergence of Montsec Anticline and Boixols Thrust Sheet may contribute to an increase of the sediment supply, as well as the EECO setting.

- The Depositional Sequence TE4 (Castissent) corresponds to a distally steepened fluvial dominated delta profile. The depositional system is prograding because of a strong reduction of accommodation creation in the Graus-Tremp Basin (by-pass domain of the overfilled basin) and a persistence of a strong supply (feeding slope deposits in the Ainsa basin). This evolution is due to the southward migration and emergence of the Montsec Thrust in the East and its westward propagation as lateral ramps (Atiart thrust) associated with the activity of the Foradada Tear Fault which decouples the subsidence of the two basins, the Graus-Tremp basin corresponding to the wedge-top uplifted domain and the Ainsa basin remaining in a foredeep position. The differential southwards displacement and the partitioning of the basin can be explained by the nature of the decollement level, that is described as “thick” evaporite layers from the Keuper in the eastern part of the basin, thinning out to the West (Muñoz et al., 2013; Soto et al., 2002).

The reconstruction of the evolution of the Graus-Tremp-Ainsa Basin allows us to retain some features about the controlling factors of a piggyback basin fill.

- At the larger studied resolution, the piggyback basin presents two stages similar to a foredeep zone: an underfilled and an overfilled stages (corresponding to the TE1/TE2 and TE3/TE4), which are the results of regional controls, i.e. flexural subsidence and orogeny uplift, which modulate sediment supply and accommodation. In a piggyback basin, this scale is also affected by local tectonic; the thrust migration decouple the overfilled basin from the underfilled one and increase sediment supply by emergence of sedimentary thrust sheet which added new sources.
- The Long Term Sequences are mainly controlled by the alternation between intrabasinal quiescence periods and tectonics activity, i.e. tectonics resulting from the Montsec thrust migration, with the development of lateral ramps partitioning the basin, and local folding inducing more subsiding depocenters.

The Short Term Sequences are mostly controlled by climate-eustatic variations, which are well-expressed during the early stage of piggy-back development, and during periods of relative tectonic quiescence of the underfilled basin stage. Hyperthermal climate events, such as PETM, ELMO (ETM2) and X-event (ETM3) might have amplified on a short time period the sediment supply by increasing the precipitations and related erosion.

4.7 APPENDICES

4.7.1 Appendix A

Sections location data with the section name and abbreviation, the GPS coordinates, the thickness, and the concerned Formations.

Section and abbreviation	1: Thickness; 2: Formation interval	Location (GPS coordinates in WGS 84)
Collatrava (Col.)	1: 58m; 2: Castissent Fm.	Base / Top Part1: 42°8'26.30"N; 0°44'48.90"E / 42°8'27.00"N; 0°44'52.84"E Part 2: 42°8'34.05"N; 0°44'37.00"E / 42°8'36.12"N; 0°44'38.01"E
Mas del Faro (Mdf.)	1: 23m; 2: Castissent Fm.	Base / Top Part1: 42°8'51.77"N; 0°43'53.84"E / 42°8'50.56"N; 0°43'51.72"E
South Ribagorzana (Sr.)	1: 900m; 2: From Alveolina Limestones Fm. to Castissent Fm.	Base / Top Part1: 42°4'58.50"N; 0°46'52.00"E / 42°5'17.10"N; 0°46'47.30"E Part2: 42°6'4.62"N; 0°41'48.89"E / 42°7'28.90"N; 0°42'47.65"E
Tremp (Tr.)	1: 700m; 2: From Claret Conglomerates to base Montllobat Fm.	Base / Top Part1: 42°9'32.50"N; 0°51'30.60"E / 42°9'28.20"N; 0°51'29.30"E Part2: 42°9'13.86"N; 0°51'8.72"E / 42°9'16.40"N; 0°51'0.66"E Part3: 42°9'23.37"N; 0°49'50.11"E / 42°9'18.61"N; 0°49'40.19"E Part4: 42°9'4.01"N; 0°49'22.45"E / 42°9'8.35"N; 0°49'2.06"E Part5: 42°9'26.77"N; 0°48'47.51"E / 42°9'24.02"N; 0°48'40.89"E Part6: 42°9'17.34"N; 0°48'39.84"E / 42°9'11.83"N; 0°48'4.73"E
Montanana (Mo.)	1: 1500m; 2: From Alveolina Limestone Fm. To Castissent Fm.	Base / Top Part1: 42°15'1.10"N; 0°43'13.50"E / 42°14'40.30"N; 0°42'58.80"E Part2: 42°13'52.90"N; 0°43'30.20"E / 42°13'18.22"N; 0°43'31.42"E Part3: 42°13'24.37"N; 0°42'42.08"E / 42°13'41.66"N; 0°42'25.04"E Part4: 42°12'8.03"N; 0°42'26.61"E / 42°12'0.92"N; 0°42'28.81"E Part5: 42°11'24.28"N; 0°42'21.24"E / 42°11'11.24"N; 0°42'24.73"E Part6: 42°9'25.14"N; 0°41'31.80"E / 42°9'26.30"N; 0°41'27.30"E Part7: 42°9'26.56"N; 0°41'13.44"E / 42°9'30.60"N; 0°41'23.40"E Part8: 42°9'26.20"N; 0°40'33.10"E / 42°9'22.22"N; 0°40'25.83"E
Berganuy (Be.)	1: 700m; 2: From Claret Conglomerates to base Montllobat Fm.	Base / Top Part1: 42°15'21.10"N; 0°42'31.39"E / 42°15'42.34"N; 0°39'18.40"E
Sola (So.)	1: 650m; 2: From Claret Conglomerates to base Montllobat Fm	Base / Top Part1: 42°17'9.49"N; 0°39'33.19"E / 42°16'52.87"N; 0°38'55.94"E
Iscles (Isc.)	1: 600m; 2: From Claret Conglomerates to base Montllobat Fm	Base / Top Part1: 42°17'32.13"N; 0°38'13.80"E / 42°17'20.90"N; 0°37'43.39"E
Iscles Reef (Isr.)	1: 400m; 2: From Claret Conglomerates to base Montllobat Fm	Base / Top Part1: 42°17'59.30"N; 0°37'45.40"E / 42°18'1.37"N; 0°37'8.36"E
Luzas E (Lue.)	1: 73m; 2: Castissent Fm.	Base / Top Part1: 42°10'38.64"N; 0°34'58.96"E / 42°10'33.48"N; 0°34'58.79"E
Luzas W (Luw.)	1: 70m; 2: Castissent Fm.	Base / Top Part1: 42°9'43.90"N; 0°34'37.60"E / 42°9'46.20"N; 0°34'34.90"E

Section and abbreviation	1: Thickness; 2: Formation interval	Location (GPS coordinates in WGS 84)	
Isabena (Isb.)	1: 1500m; 2: From Aren Sandstones to Capella Fm.	Base	Top
		Part1: 42°19'55.00"N; 0°34'11.00"E	42°19'33.08"N; 0°34'23.37"E
		Part2: 42°19'26.59"N; 0°34'20.24"E	42°19'22.10"N; 0°34'21.63"E
		Part3: 42°19'19.60"N; 0°34'31.02"E	42°18'40.15"N; 0°34'12.70"E
		Part4: 42°18'10.69"N; 0°32'29.79"E	42°17'24.25"N; 0°32'13.08"E
		Part5: 42°16'51.13"N; 0°32'14.93"E	42°16'42.81"N; 0°32'26.42"E
		Part6: 42°15'45.33"N; 0°31'2.15"E	42°15'26.30"N; 0°31'1.45"E
		Part7: 42°15'20.06"N; 0°31'0.47"E	42°14'25.22"N; 0°30'42.35"E
		Part8: 42°14'23.54"N; 0°30'49.18"E	42°13'49.30"N; 0°30'1.10"E
Bacamorta (Ba.)	1: 200m; 2: Castissent Fm.	Base	Top
		Part1: 42°21'33.80"N; 0°24'24.40"E	42°21'30.70"N; 0°24'18.50"E
Campo (Ca.)	1: 2000m; 2: From Aren Sandstones to Perarrua Fm.	Base	Top
		Part1: 42°23'37.50"N; 0°23'45.98"E	42°23'19.75"N; 0°23'21.80"E
		Part2: 42°23'9.92"N; 0°23'23.09"E	42°23'3.05"N; 0°23'13.45"E
		Part3: 42°23'8.30"N; 0°23'0.53"E	42°22'57.46"N; 0°22'43.33"E
		Part4: 42°22'43.17"N; 0°23'5.23"E	42°22'15.70"N; 0°23'3.84"E
		Part5: 42°22'13.45"N; 0°23'9.56"E	42°21'48.27"N; 0°22'52.94"E
		Part6: 42°21'45.99"N; 0°22'56.21"E	42°21'32.17"N; 0°22'59.45"E
Santo-Cristo (Sc.)	1: 300m; 2: Castissent Fm.	Base	Top
		Part1: 42°23'1.90"N; 0°21'40.40"E	42°22'54.90"N; 0°21'18.10"E
Lacort (La.)	1: 1400m; 2: From Morillo Lmst. to Castissent Fm	Base	Top
		Part1: 42°24'17.47"N; 0°20'37.95"E	42°24'5.39"N; 0°20'30.96"E
		Part2: 42°24'39.10"N; 0°20'4.20"E	42°24'12.06"N; 0°19'8.44"E
Atiart Incision (Ati.)	1: 295m; 2: Base of Atiart surface filling	Base	Top
		Part1: 42°26'10.32"N; 0°17'32.47"E	42°25'59.33"N; 0°17'23.24"E
Atiart (At.)	1: 1800m; 2: From La Puebla Lmst. to Perarrua Fm	Base	Top
		Part1: 42°26'23.30"N; 0°15'52.38"E	42°26'11.11"N; 0°16'35.09"E
		Part2: 42°26'18.06"N; 0°17'37.51"E	42°24'47.14"N; 0°17'13.17"E
		Part3: 42°24'33.40"N; 0°16'45.40"E	42°24'21.40"N; 0°16'43.90"E
		Part4: 42°24'36.68"N; 0°17'18.31"E	42°24'4.70"N; 0°17'6.30"E
Pocino (Po.)	1: 900m; 2: Castissent Fm.	Base	Top
		Part1: 42°26'14.00"N; 0°15'28.89"E	42°23'41.77"N; 0°15'43.25"E
Fosado (Fo.)	1: 290m; 2: Castissent Fm.	Base	Top
		Part1: 42°26'3.55"N; 0°15'3.81"E	42°25'47.87"N; 0°15'12.92"E
San Esteban Hmt. (Se.)	1: 140m; 2: Castissent Fm. (Arro Chanel)	Base	Top
		Part1: 42°23'28.36"N; 0°14'58.80"E	42°23'29.60"N; 0°15'11.87"E
Los Molinos (Lm.)	1: 155m; 2: Castissent Fm. (Arro Chanel)	Base	Top
		Part1: 42°25'28.87"N; 0°13'13.25"E	42°25'14.23"N; 0°13'19.93"E

4.7.2 Appendix B: Association facies

4.7.2.1 Continental domain

Alluvial fan (FA1; Annexe 2, Planche A)

Descriptions: This environment is made of poorly sorted and sub-rounded pebble-cobble partly stratified conglomerate supported by a coarse-grained sandstone matrix. The basal surface is sharp, erosive and shows scour marks and lags. This facies is intercalated with very coarse to medium-grained poorly sorted sandstones with trough cross bedding organized in fining upward trends. Plants debris are observed but no marine fossils are present.

Interpretations: The conglomerates record high amplitude mass-flows deposited from hyper concentrated high-density gravity flash-discharge event (Miall, 1993 ; Sohn et al., 1999). The stratification shows a unidirectional bedload transport component. Sandstone intercalations indicate more diluted transport from unidirectional stream flow (channel infill or 3D bedform migration) deposited under the upper part of the lower hydrodynamic regime, occurring during the waning stage of major flood events. The sheet-like shape of these deposits is due to poorly to non-confined sheet flows (Hwang et al., 1995), but the erosional base indicates channel erosion. These deposits are interpreted as proximal braided streams or stream-flow dominated alluvial fans, according to the vertical depositional sequence described in (Galloway and Hobday, 1996).

Braided channel environment (FA2; Annexe 2, Planche B)

Descriptions: This environment shows very coarse to medium poorly sorted sandstones with floating pebbles. Trough cross bedding sedimentary structures are underlined by pebble lags and passes upwards to plane parallel laminations in a fining upward trend. The basal surface is erosive, with a lag of coarser grains (often conglomeratic), and scours marks. Some bedform are recognized with oblique plane to tangential parallel bedding (3D and 2D megaripples). Simple "cut and fills" structures are identified. Conglomeratic stratified interval can be observed. The upper contact is transitional or sharp, and occasionally mottled by rootlets. Plants debris are present and no marine fossil are described.

Interpretations: The fining upward sequence with a vertical evolution of sedimentary structures from trough cross bedding to plane parallel laminations shows a decrease of hydrodynamism and a decelerating bedload current during high discharge of single flood event (Williams and Rust, 1969). The bedforms are attributed to transverse and chute bars or dunes that are migrating within the channel, and formed under lower flow regime (Miall, 1977; Cant and Walker, 1978; Ramos and Sopeña, 1983; Bridge, 1993). Trough-cross bedding represents flood and waning stages of longitudinal bars (Miall, 1977). Extra-formational conglomerates indicate mass-flow events deposited in the thalweg of wide channels (Allen, 1983; Miall, 1996). The upper part of the channels with plane parallel lamination suggests upper flow regime with a high velocity unconfined flow regime during late stage of the channel fill. The final infill stage is dominated by mottled medium-grained sandstone corresponding to the abandonment of the channel, with the development of pedogenesis.

Three types of braided channels are identified, based on their geometry (W/T ratio) and the floodplain preservation, according to Huerta et al., (2011) nomenclature. These types of braided channel are (1) multistorey braided belt channels (FA2.1) described in the eastern part of Castissent Formation (2) intermediate sheet-like bodies (FA 2.2) described in the Montllobat Formation, and (3) ribbon channels (FA 2.3) observed in the Castissent Formation along the Isabena Valley section.

- **Multistorey braided belt channels** (FA2.1) are described in the eastern part of Castissent Formation and consist of vertically and laterally amalgamated erosive metric sets delineated by multiple internal erosional surfaces. The fluvial architecture consists of very extensive sheet of amalgamated channels (high W/T ratio; Fig. 5b). Floodplain environments are not very well preserved which conduce to high interconnectivity. The bases of the channels are irregular and erosive, with decimeter to metric gullies. The top is flat with a sharp contact with the overlying floodplain deposits. Sequence is formed by very coarse to coarse sandstone with rare vertical change in grainsize. The lateral extension is mutli-kilometer wide, and its thickness exceeds 10 meters. The W/D ratio is greater than 100 (250 from Marzo et al., 1988), which suggests a great mobility of the active (Coleman, 1969). The fluvial sheet forms low-sinuosity vertically and laterally stacked fluvial deposits in an alluvial plain setting.
- In Isabena Valley, the channel geometry changes and become more lenticular. It corresponds to **"Ribbon Sandstone**" (FA 2.3; Friend et al., 1986; Marzo et al., 1988; Hirst, 1992), and shows two parts: a thick concave-up central body with high relief basal surface and a thin but laterally extensive thin sheet-like upper part called "wings". The W/D ratio is from 3:1 to 15:1 and the architecture shows low interconnectivity with floodplain preservation. This type of channel shows a vertical multistorey stack of fining upward depositional sequence in set delineated by erosive and lag surface, suggesting dominant vertical accretion (Turner, 1992; Nadon, 1994). The low W/D channel ratio indicates low sinuosity and stable channels with minor lateral shifting (Friend et al., 1979). The topmost layers with planar lamination suggest non channelized spreading flow under a high hydrodynamic regime. The current accelerates and spreads under low water column. This occurs when the channel has reached its optimum profile, and spreads away in the floodplain. The lateral wings are also interpreted as levee or crevasse splay deposits during high flow stages (Marzo et al., 1988 ; Gibling, 2006). The transition from sheet architecture to lenticular channels architecture suggests a decrease in the slope of the deposition profile.
- In the Montlobat Formation, the channel geometries consist in a mix between a multistorey belt channel and a ribbon channel, and are called **Intermediate Sheet-Like Bodies** (FA2.2). The W/D ratio is lower than for the channel belt and greater than for the ribbon. It indicates low-sinuosity channel morphology and highly migrating channels (Bristow and Best, 1993). The channels interconnectivity and the preservation of the floodplain deposit is low compared to the channel belt, but higher than for the ribbon channels. The internal architecture depends on channel type. Locally, the upper part of the braided channel presents sigmoidal cross stratification with clay intercalations, bioturbations, and large amount of bioclastes that suggest a marine influence.

Meandering Channel (FA3; Annexe 2, Planche C)

Descriptions: This meandering channel environment is described in the Montllobat Formation by Puigdefabregas and Van Vliet, (1977) and shows coarse to medium sandstone organized in fining upward sequences, with scoured erosive base surfaces. Bedsets are organized in inclined (15-20°) sets marked by pelitic drapes (Fig. 5c). Heterolitic facies with fine rippled sandstone alternated with silty-claystone is observed toward the top of the sequence. The thickness of the pelitic drapes in the stratification increases laterally toward the base of the inclined set and vertically toward the top.

Rootlets are present at the top of the channel fill, marking the abandonment of the system. The top of the channel is often cut by clay plug. The sedimentary structures observed within the inclined stratification are trough cross bedding at the base, and current ripples on the top with a direction perpendicular to the inclined set. Some cut channels (or cutbank) are observed with erosional surface.

Interpretations: The inclined stratifications correspond to accretion surfaces dipping toward the channel axis. This indicates a lateral migration of the sediments compared to the main current direction marked by trough cross bedding and current ripple. Accretion surfaces indicate high sinuosity meandering channel. The sedimentation occurs in convex side of the channel and erosion in concave bank (Leeder and Alexander, 1987; Odgaard, 1989). The alternation of sandstones and pelitic drapes at the stratification scale suggests fluctuation in flood events, occurring in a general trend of flood discharge (marked by the fining and thinning upward sequence at the channel scale) during the channel fills (Puigdefabregas and Van Vliet, 1977). Pelitic drapes deposits are formed in pools of standing water by decantation. Clay plugs formation marks the post abandonment of the channel fill discharge which occurs during the cut-off of the channel belt. This type of channel consists to single sandstone body or stack of composite sandstone bodies.

Floodplain deposits (FA 4; Annexe 2, Planche D)

Descriptions: The floodplain deposits show brownish to reddish pelitic facies with horizontal plane parallel bedding. Locally, carbonate concretions and pedogenic horizons mottled by rootlets are observed. Decimeter thick rippled very fine to fine-grained non-erosive sandstone beds of limited lateral extent are locally observed, as well as massive, sometime fissile, fine grained multi decimeter non-erosive sandstones mottled by rootlets. The pelitic intervals show diffuse horizons of color variations.

Interpretations: The pelitic sediments were deposited under low hydrodynamic flow regime allowing suspension fall out in backwater setting by decantation. These processes occur after a high fluvial flood event that overflows channel bank or during channel abandonment by avulsion (Smith et al., 1989). The sediments are later modified by pedogenetic processes, the reddish color occurring in oxidizing conditions whereas graying occurred in reducing condition (Foix et al., 2013). The sandstones with current ripples indicate bedload unidirectional transport mode under lower-flow regime conditions (Allen, 1963; Allen, 1965) with suspension and can be interpreted as channel overbank occurred during episodic floods (Miall, 1996). Massive non erosive sandstones mottled by rootlets are interpreted as crevasse-splays deposits (or levees), occurring in the outer bank of channel. These deposits are generated by the collapse of the channel margin which induces by a rapid variation in flow velocity laterally to the channel (O'Brien and Wells, 1986; Kraus, 1987; Bown and Kraus, 1987).

4.7.2.2 Littoral domain

Fluvial-dominated delta plain (FA 5; Annexe 2, Planche E)

Description: The sand bodies consist in very coarse to medium-grained poorly sorted sandstones. Trough cross bedding is the main sedimentary structure observed. The basal surfaces are erosive, slightly concave up, and show scours marks and pebble lag with oyster shell fragments and

mudclasts. The sand bodies are organized in fining upward sequences, and are made up of single or multistorey units marked by internal erosive surfaces and pebble lags. Shell fragments, bioturbation (Ophiomorpha) and plant debris are also observed. The top most part of the trough cross bedded sandstones passes transitionally upwards to current climbing rippled fine grained sandstone, and to oyster and gastropod-rich pelite at the top. Some coarsening and thickening upward sequence of thin bedded rippled and cross laminated beds of fine to medium grained sandstones are described with abundant plants debris and mud clasts.

Interpretation: The trough cross bedding highlights bedload transport mode under upper part of a low hydrodynamic regime. The finning upward sequences, the vertical evolution of the sedimentary structures, the bedload transport mode and the basal erosive surface indicate channelized transport during waning stage of flood event, with downward and lateral channel bar migration. The marine influence is suggested by the bioturbation and the well preserved oyster shells. Fine grained bioclastic sandstones with climbed current ripples suggest a unidirectional bedload current of lower hydrodynamic flow regime, associated with suspension process. It is interpreted as subaqueous overbank deposits occurring when the channel is overfilled during floods. This type of channel corresponds to distributary channel. Oyster lags suggest erosion of interdistributary muddy facies as bay environment (FA 6). Mudclast and plants debris associated with coarsening and thickening up sandstone suggest crevasse splay caused by the erosion of tidal channel or deltaic channel overbank.

Locally, the internal structures present within the channel fill are made up of compound cross-stratification with sigmoidal cross stratification, delineated by clay drapes. Some reactivation surfaces caused by tidal current reversals (De Mowbray and Visser, 1984; Klein, 1970) or by river-discharge variations (Dalrymple, 1984) are observed. These criteria argue for a tidal signature occurring in tide influenced deltaic channels.

Bay environment (FA 6; Annexe 2, Planche F)

Descriptions: This environment is composed of bluish gray silty claystone with accumulation of oligospecific fauna like Oysters, Cerithids and Pectens well preserved. Cruziana, Ophiomoprha, Skolithos, Thalassinoides pervasive ichnofacies are recognized. Isolated carbonate nodules (concretion and septaria) are also observed. Sandstone beds can also be found within this environment, and corresponds to: (1) erosively-based fining upward muddy sandstones with scattered medium to coarse grains, with faunal accumulation; (2) decimeter thick beds of medium-grained sandstones with sigmoidal cross stratification, clay draping and mudclast.

Interpretations: The muddy dominated environment indicates suspension fall-out process in rather quiet environment. Oligospecific faunal assemblage suggests the deposition in a shallow setting, with low oxygenation, brackish, and nutrient-rich waters in a bay or a lagoon environment with variable salinity (Luterbacher, 1970; Pemberton, 1992; Gertsch et al., 2010). Fauna-rich fine-grained sandstone beds (type 1) are interpreted as storm deposits during transgressive event (Lafont, 1994). The sigmoidal cross-stratified sandstone beds (type 2) correspond to tidal deposits. The absence of diversified open marine macrofauna suggests protected marine environment like bays submitted to tide, storm effect and local fluvial input.

Tidal channel (FA 7; Annexe 2, Planche G)

Descriptions: The sand bodies presents inclined and laterally accreted decimeter- thick bedset of coarse to medium grained sandstones, rhythmically draped by silty clays (Fig. 5e). Opposite current ripples and megaripples are observed with a current direction perpendicular to the accretion sets. Some sigmoidal bedsets with mud drapes are observed in the stratifications some of reactivation surfaces. The basal surface is erosive, with pebble lags, large amount of mudclasts, and plant debris. These sandstones are rich in broken mollusc shells. Skolithos and Thalassinoides ichnofacies are also observed. Some intercalations of fine to medium-grained sandstone with mud laminae within millimetric flaser beddings are described.

Interpretations: This association is considered to be tidally influenced (mud drapes, marine trace fossil, flazer bedding, sigmoidal mud drapped bedset, reactivation surface, (Shanley et al., 1992; Nio and Yang, 1991; Lafont, 1994; Davis and Dalrymple, 2011). The sandstones are deposited by lateral accretion in a point bar, due to the channel sideways migration during flood events, and are draped by marls during periods of tidal slack water (Thomas et al., 1987). This environment is interpreted as intertidal estuarine channel influenced by both fluvial and tide processes (Wheeler et al., 1990; Dalrymple et al., 1992).

Fluvial dominated delta front (FA 8; Annexe 2, Planche H)

Three types of delta front are recognized and are classed by (1) angle of foresets and (2) sedimentary processes which occur. These facies associations show bioturbation and bioclasts that suggest marine influences. The sharp and slightly erosive base and the coarsening and thickness upward evolution indicate the progradation of a delta-front.

High angle steepened Gilbert delta (FA 8.1)

Descriptions: The Roda Sandstone shows two main facies associations organized foresets and bottomsets architecture. Foresets consist of coarse to medium moderately sorted well-bedded bioturbed sandstones (Ophiomoprha, Thalassinoides, Skolithos ichnofacies), steeply inclined stratification up to 25°. The bedding in the foresets presents 2D and 3D megaripples and plane parallel laminations. Reactivation surfaces and local slumping are locally observed. The beds are organized in an overall coarsening upward and thickenning upward trend. Coarser grainsize predominate in the upper part of the foreset. Some thin mud layers drapping sigmoidal cross stratified medium- grained sandstones are observed in the distal part of the foresets and show perpendicular current directions than the main foreset progradation direction. Foresets are overlain by sharp, bioturbed and diagenetized horizontal layers with abundant fauna content (Nummulites and Alveolina). Distally, the foresets pass transitionally to the bottomsets that are gently dipping (10° maximum) and are composed by an alternation of (1) medium to silty fine grained planar parallel cross laminated sandstones, and (2) silty fine sandstone. Bottomsets are highly bioturbed and show Ophiomoprha, Thalassinoides, Skolithos ichnofacies. The distal part corresponds to silty prodelta environment (AF11). Bioclasts are common in the foresets and in the bottomsets (Pecten, Oyster and more distally Alveolina and Nummulitids). The base of the foresets and the bottomsets are sharp and non-erosive.

Interpretation: Foreset with planar parallel stratifications in coarse sandstone with 25° of slope suggests avalanching process (López-Blanco et al., 2003; Crumeyrolle et al., 1992). Slumps and reactivation surfaces suggest high density turbulent processes (Leren et al., 2010). Sigmoidal cross bedding is interpreted as bypassed sediment reworking by tidal current. Bottomsets correspond to down-dip terminations of foresets deposited under bedload and suspension fall out processes. The transitional increases of the muddy content from foresets to bottomsets suggest a decreasing of flood energy caused by loss of inertia of fluvial outflow during entering in seawater. The density change of water generates a decelerating of flow velocity and sediment spreading that produces a gravity segregation of grainsize (López-Blanco et al., 2003). The high foreset slope with avanlanching process and the lateral transitional evolution to more argillaceous facies of bottomsets indicate deposition of a Gilbert type delta caused by high sediment supply, high water flux and high creation of accommodation by formation of topographic slope at the transition between continental and marine environment (Postma, 1990). The Roda Sandstone facies are well described by (Cuevas-Gozalo et al., 1985; Yang and Nio, 1989; Nio and Yang, 1991; Crumeyrolle et al., 1992; López-Blanco et al., 2003; Tinterri, 2007; Leren et al., 2010; Olariu et al., 2012).

Low angle steepening fluvial dominated delta front (FA 8.2)

Descriptions: In the Bacamorta and Santo Cristo sections, the Castissent Formation shows fine to very coarse grained bioclastic and bioturbed poorly sorted sandstone with scattered pebbles organized in gently dipping foreset (less than 15°; Fig. 5G). The sequence is coarsenning and thickenning upward and shows trough cross bedding, tangential oblique cross lamination, erosional surface marked by pebbly lag with mudclasts. Plants debris, bioturbation with Skolithos and Ophiomorpha ichnofacies are described, and their intensity decreases upward. Silty clay facies are preserved at the base of the sequence. The base is sharp and slighty erosionnal.

Interpretations: The sedimentary structures suggest unidirectional stream-flood events and a moderate impact of the wave action. The absence of fine facies must be related to the high and continous river discharge. The coarse granulometry, the coarsening upwards sequence, the bioturbation, bioclasts and the plants debris suggest a deltaic mouth bar progradation sedimented under bedload processes (Elliott, 1976) (Elliott, 1986; Bhattacharya, 2006; Olivero et al., 2008). This environment is interpreted as a high energetic mouth bar environment and suggests high sedimentary supply by a braided channel. The low foresets angle suggests a gentle slope clastic ramp setting.

Low angle steepening tide influenced delta front (FA 8.3)

Description : Tide influenced mouth bar is recognized by the heterolithic facies including bluish gray silty claystone alternating with fine to coarse grained bioturbed and bioclastic sandstones in a coarsenning and thickening upward trend. Flaser bedding, reverse current ripples or mud clasts are observed at the base of the sequence, and pass laterally to bioclastic and bioturbed medium grained sandstones with compound cross-stratifications (Harms, 1975). Mud drapped sigmoidal cross-bedding are observed along gentle slope progradation surfaces in a rythmic thin-thick bedding style, with reactivation surfaces and mud clasts lags. The base surface is sharp and non-erosional.

Interpretations: The presence of sigmoidal cross- stratification with mud drapes, and thick-thin rythm along deltaic progradational surfaces indicate a reshuffle by a discontinuous tidal current. This characterizes fluvial dominated mouth bar with tide influence. The preservation of fine facies indicates a moderate high energetic fluvial input.

Subtidal bar (FA 9; Annexe 2, Planche H)

Descriptions: This environment presents coarse to fine moderately sorted bioturbed sandstones (Thalassinoides, Skolithos and Ophiomorpha ichnofacies). The sandstones present sigmoidal cross-stratifications in centimeter to decimeter-thick bedsets with mud couplets. The basal surface is sharp and slightly non-erosive (Fig. 5H). Polymodal current directions are sometime observed. Sigmoidal cross-stratified bedsets are organized in rhythmic of thick/ thin beds alternation. The bedsets bases are tangential and their top is commonly truncated by reactivation surfaces. Plant debris, bioclasts (mollusk shells, Nummulitids and Alveolina), mudclasts are also observed. Locally, this vertical succession ends with a Packstone rich in Nummulites and Alveolina at the top. Balls and Pillows load structures are locally recognized.

Interpretations: The presence of sigmoidal cross stratified sandstones with clay drapes indicate the reworking by tidal beat currents (Dalrymple et al., 1992). Thick-Thin alternation within the sigmoidal megaripples are considered to reflect unequal dominant (Thick) and subordinate (Thin) semi-diurnal tide (Dalrymple et al., 1992). The general thickening and thinning trend reflect neap-spring-neap cycles (Mazumder and Arima, 2005). Clay drapes are deposited during slack water phases. Sigmoidal megaripple accretion mark tidal dunes or bars migration. Reactivation surfaces are generated by erosion caused by the changing of flow velocity possibly with reverse subordinate flow (Davis and Dalrymple, 2011), which are characteristic of a subtidal environment. This is confirmed by faunal assemblage pointed to an open marine environment. Thickening or thinning trends depend to the proximity with the active distributary mouth (Goodbred and Saito, 2012).

Inner carbonate platform (FA 10; Annexe 2, Planche I)

Descriptions: This environment is characterized by wackstones to grainstones with Miliolids, Alveolina and Orbitolites, green algae, oysters and gasteropods (Fig. 5J). These facies present nodular bedding with a sandy fraction. Marls intercalations occur sometime with Lucina bivalves in life position.

Interpretation: The faunal assemblage suggests a proximal carbonate environment like inner platform (Hottinger, 1990; Geel, 2000; Brasier, 1975) and corresponds to the "beach facies" described by Eichenseer and Luterbacher, (1992), slightly reworked by wave action suggested by nodular bedding. Tosquella, (1988) indicates a maximum water depth of 10-15m for Alveolina development. The alternation of these facies with marlss showing Lucina bivalves in life position indicates a quiet environment corresponding to a lagoon in a proximal inner platform (Hamon et al., 2016). The texture change is linked to variable hydrodynamism from calm environment (Wackstone) to high energy setting (Grainstone).

4.7.2.3 Marine domain

Prodelta (FA11; Annexe 2, Planche J)

Descriptions: This environment consists of intensively bioturbed massive grey poorly sorted muddy siltstone to medium grained sandstones alternating with muddy silty sandstones (Fig. 5K). The bioclastic content shows high occurrence of broken shell fragments (echinoids, oysters) and entire specimens of Nummulites and Assilina. Skolithos, Ophiomorpha and Thalassinoides ichnofacies also occur. The Castissent Formation in the Pocino area shows coarsening and thickening upward vertical sequences of tabular beds, with crabs burrows showing Nummulitids stack. Current ripples are observed in the fine grained facies.

Interpretation: Muddy fraction deposition of silty prodelta results from suspensed load hemipelagic plume from sediment laded hypopycnal flows (waning and dilute fluvial-fed turbulent plumes from Orton and Reading, 1993, pycnocline created by internal wave from Mateu-Vicens et al., 2012). Marine fossils and trace fossil assemblages indicate an open marine environment. The high degree of bioturbation and the rare occurrence of sedimentary structures confirm the low energy setting with a low sedimentation rates. The sandstone fraction and the presence of plant debris are originated by fluvial input and indicate a prodelta setting. The poorly sorted facies indicate that wave current cannot segregate sandstone particle to marls. It suggests that this environment is located below the fair weather wave base level.

Variability: The Castissent formation shows silty prodelta facies with intercalation of FA12.

Turbiditic shelf (FA12; Annexe 2, Planche K)

Description: This environment show heterolitic facies with silty marls and rippled medium to very fine grained sandstones organized in decimeter fining upward beds (5-15cm; Fig.5L). The base is sharp and slighty erosive, with lags, flute and groove marks, clay-chips and plants debris. The base of the beds are massive and passes vertically to plane parallel lamination passing to current ripple or combined wave-current ripples. Some hummocky cross stratifications are described. There is no evidence of thickening or thinning vertical trend. The top of the sequence is transitional and passes upward to pelitic facies. This facies is found together with greyish marly offshore deposit (AF15).

Interpretation: Vertical variations of sedimentary structures from plane parallel lamination to current ripple show a decrease of unidirectional current causes by rhythmic discharging flood related with bottom remobilization occuring during major flood event discharge (Mulder and Alexander, 2001). The described fauna assemblage indicates an open marine setting. Current rippled sandstones suggest low density tractive current within an offshore marine setting. Clay-chips are interpreted as the erosion of a muddy substrate which tend to form intraclasts rather than re-suspending muddy material, and they are transported by bedload transport process at relatively low velocity current (Mutti et al., 2003; Mutti et al., 2000). The massif part of the sandstone is link to the peak of the waxing stage of the flood event, and the finally normally grained bed to the waning stage (Poyatos-Moré, 2014; Girard et al., 2012). The presence of silty clays in the heterolitic facies suggests a quiet shallow-marine environment, below fair-weather wave base, with episodic emplacement of low density events. Plants debris indicate that these deposits have been triggered by stream floods during periods of extreme discharge rather than slopes instabilities in a gentle gradient topographic profile (Postma and Drinia, 1993). These occasionally events will be subsequently reworked by wave action, as it's suggested by combined wave-current ripples (Leckie and Walker, 1982; Brenchley et al., 1986; Dumas and Arnott, 2006), and occurs in the upper offshore environment. These deposits

diagnostic criteria are recognized by many authors and named hyperpycnites (Mulder et al., 2003; Mutti et al., 2003; Plink-Björklund and Steel, 2004; Petter and Steel, 2006; Olariu et al., 2010). These layers are described in deltafront environments, are associated with stability and efficiency of hyperpycnal turbulent flow, and are well recognized in the Castissent Formation by Mutti et al., (2003) and Poyatos-Moré, (2014).

Reef environment (FA13; Annexe 2, Planche L)

Descriptions: The Ilerdian series show some coralgal-dominated reef constructions (Fig. 5M) corresponding to wackstone to boundstone facies dominated by perforated corals (Actinicididae, Poritidae, Faviidae in bulbous or tabular shapes; Leturcq, 1999), and encrusted by red algae (Fig. 5 N,O). The surrounding matrix is a Wackstone / Packstone with Solenomeris fragments, Alveolina and Orbitolites. The proportion of Solenomeris increase towards the top of the construction, and coral reworked fragments can also be observed. The second type of bioconstructions is a bindstone with Solenomeris encrusted by red algae (Fig. 5P). Occurence of packstone matrix with Nummulitids, Alveolina, Miliolids and glauconite grains are observed. These bioconstructions can have different shapes (patches, barriers). Remobilizated facies in Packstone / Wackstone facies matrix with Nummulitids, Alveolina and Mioliolied are observed.

Interpretations: The coral development occurs under mesophotic to oligotrophic conditions above fair weather wave base sea level, (Leinfelder, 2002; Morsilli et al., 2012; Hamon et al., 2016) either in high energy water depth probably less than 30 m, allowing the mixing of waters that reduce the turbidity. This takes place in an inner to mid platform setting. The Solenomeris are more pioneer, tolerant bio-constructors than the corals, and indicate a less optimal environment (less light intensity, decrease of hydrodynamic energy which increases turbidity water). Solenomeris are developing in competition with corals and indicate mesotrophic conditions; the Solenomeris bioconstructions associated with Nummulitids and Alveolina indicate deeper environments than the coral construction interpreted as mid platform. Remobilizated facies correspond to the dismanteling part of the bioconstruction in a middle sloped platform environment.

Mid carbonate platform (FA14; Annexe 2, Planche M)

Descriptions: Two facies are described in this environment. The first consists of a wackstone to packstone with nodular bedding (Fig. 5Q). This facies shows high concentration of Nummulitids and Operculine founded together with Alveolina, Miliolid, Orbitolites, Oysters, and Echinoderms in variable proportion (Fig. 5R). HCS sandstone beds are also described. This facies presents thickening and coarsening trend evolution. The second facies shows bioclastic wackstone to packstone rich in Assilina and Operculina alternating with marls (Fig. 5 S,T). Distally, the marls intercalations increase.

Interpretation: This environment is characterized by the association of shallow marine faunal assemblage (Alveolina, Miliolids, Orbitolite) with deeper faunal assemblage environment (Nummulites and Operculine). Nummulites lived in water depth from 20m to 80m with normal salinity and temperature around 20°C, and are tolerant to clastic input (Geel, 2000). This faunal assemblage suggests the transport of shallow fauna in a more distal environment probably by storm processes (Rasser et al., 2005), confirmed by the presence of HCS structure (upper offshore in Luterbacher, 1998), and point to a mid-platform setting. The faunal assemblage of the second facies

(Assilina and Operculina) suggests a more distal carbonate environment, but no too deep to allow carbonate production/precipitation (40 to 80m; Hamon et al., 2016). The marly facies and the fine grained texture of these carbonates suggest a low production rate, which is favored in the distal part of a mid-platform.

Offshore environment and outer carbonate platform (FA15; Annexe 2, Planche N)

Description: This environment is dominate by pelitic facies containing Nummulitids and mollusk shell fragments, with intercalations of medium to fine grained decimeter-thick sandstones with plane parallel lamination passing to hummocky cross stratifications. The sandstone basal surfaces are erosive with flute marks and pebbly lags and marked by Nummulites alignment. Pelite presents silty plane parallel laminations from 1 to 3cm thickness. The sequence is fining upward and cogenetic wave ripples can rework some top surface. Skolithos, Planolites, Cruziana and Ophiomorpha trace fossile are recognized. This pelitic facies can present some occurrence of 1) sigmoidal mud drapped stratified sandstones without vertical trends, 2) massive and bioturbed pluridecimeter bioclastic fine-grained sandy carbonate beds of reworked fauna (Nummulitids, Pecten, Echinoderms).

Interpretations: The muddy facies suggest suspension fall-out in deep open marine environment as suggested by the Nummulitids occurrence, and decantation laminations. Evidence of storm deposits are marked by HCS and bioclastic reworked beds. The presence of sigmoidal mud drapped cross stratified sandstones suggests distal a tide influence in distal shelf. The bioclastic fine-grained sandy carbonate may be formed in distal position by fallout of the residual tails of hyperpycnal flow or issue from colonization of organism during periods of interruption of flood event (Poyatos-Moré, 2014), The Cruziana ichnofacies indicates relatively low energy conditions and flow regime coincident with offshore environments below the fair-weather wave base (Dott and Bourgeois, 1982).

Variability: The absence of tide or storms processes characterizes the lower offshore environment also called outer platform in carbonate systems.

Slope environment (FA16; Annexe 2, Planche O)

Descriptions: This environment shows marls and laminated silty clays which are slumped, with a thickness of 1 to 50m (Fig. 5U). Disorganized carbonate or sandstone blocks in marlsy or silty matrix are locally found. The size of the blocks varies from decimeters to meters. In the Campo section, carbonate olistoliths show reworked fauna (Alveolina, Nummulitids, Red Algae, and Corals). Between Lacort and Atiart sections, an unconformity with scarp affects the underlying sediment and is onlapped by azoic pelitic slumped facies (Atiart Surface ; Fig. 5V).

Interpretations: These facies shows synsedimentary deformations structures (slumps and debris flows) and correspond to debris-flow deposits setting under gravity flows which reworking an already partially lithified material. This indicates slope destabilization. In the Campo section, the presence of reworked Alveolina, Nummulites, Red Algae and Corals suggest mid platform faunal assemblage, which indicates that the slope occurs in mid-platform, and so a distally steepened ramp system. The Atiart surface is interpreted as a regressive submarine erosion surface linked to slope destabilization (Muñoz et al., 1994).

Turbiditic basin (FA17; Annexe 2, Planche P)

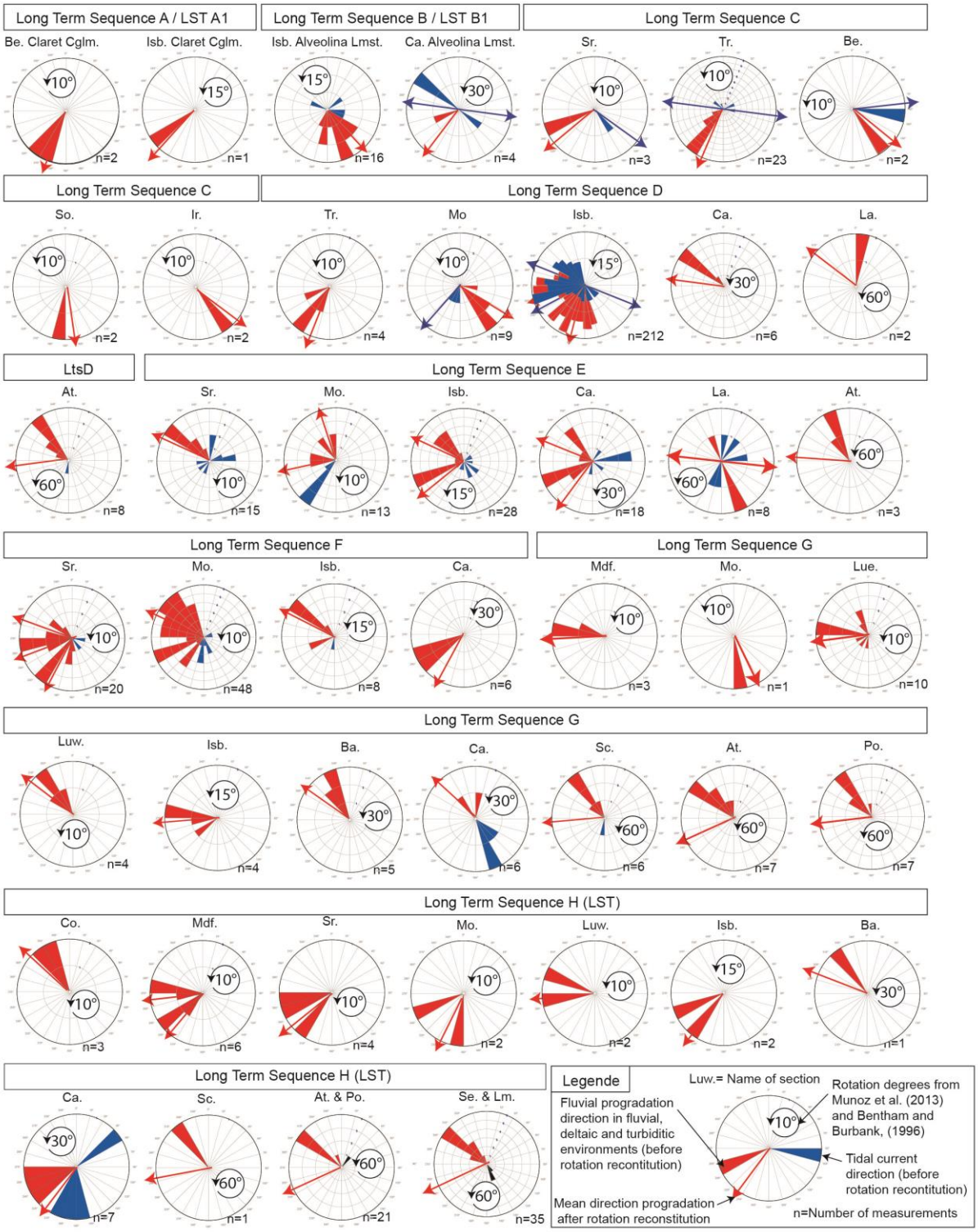
Descritpions: This environment is composed of the association FA17.1 showing very coarse to medium grained sandstones in decimeter-thick to meter-thick beds, organized in amalgamated tabular fining upward beds with massif or plane parallel laminations (Fig. 5W). The base of these beds are sharp, erosive, with flute and groove casts, mud clasts, bioclastic pebble lags, plant debris, creep and load structures. Horizontal bioturbations (Paleodyction and Helminthorhaphe ichnofacies) are described. This facies is intercalated with silty brownish to dark clay showing plane parallel laminations. No shelves fauna in life position are described. The second facies association (FA17.2) is made up of isolated slightly amalgamated fine to medium grained sandstones organized in decimeter-thick beds interbedded with siltstones (Fig. 5U). Their base is sharp and slightly erosive, with flute and groove casts, mud clasts and lags of bioclastic debris. The sandstones are massive, and show to the top a transition from plane parallel to climbing current ripple in a fining and thinning upward sequence. Locally, some debris flows (Mass Transport Deposits: MTD) and slumps are locally observed.

Interpretation: The basal erosive surface and the fining and thinning upward sequence suggest decrease of the hydrodynamism, and a decelerating current during high discharge of single flood event. The absence of shelf fauna suggest deep environment, as it is confirmed by the ichnofacies (Heard and Pickering, 2008). The erosive basal surface, with flute and groove marks, creep and load structures, the vertical evolution of sedimentary structures and the sandstone grainsize suggest high density turbiditic flows in turbiditic channels. The fine grained facies result from the fallout of fine suspended particles. The presence of climbing ripples within the heterolitic facies (FA17.2) imply moderately high rate of sedimentation fall-out from suspension and traction processes (Walker, 1985). Rippled sandstones with Bouma Tbc represent more or less channelized low density turbidites with low sediment supply. This heterolitic facies is also interpreted as inter-channel sediment (crevasse splay or levees). Shelf faunal assemblage reworked in lags suggest the sediment transport from the shelf , sourced by a continental input as it is suggested by the presence of plant debris. The presence of slump, debris flows (or MTD) indicates an unstable slope (which induces hydraulic jump) with collapse and canyon margin destabilization. This observation is supported by the presence of highly erosive surfaces (FA16). This environment is interpreted as amalgamated turbiditic channel complex.

In the San Esteban section, the absence of destabilization features and the proximity of the silty prodelta facies (FA11) suggest a top canyon setting.

4.7.3 Appendix C: Paleocurrent data

Initial paleocurrent data measured on the field and restored after the clockwise rotation event removing (Munoz et al., 2013). The data are presented in each Long Term Sequence.


Long Term Sequence A / LST A1
Be. Claret Cglm.
Isb. Claret Cglm.
Long Term Sequence B / LST B1
Isb. Alveolina Lmst.
Ca. Alveolina Lmst.
Long Term Sequence C
Sr.
Tr.
Be.
Long Term Sequence C
So.
Ir.
Long Term Sequence D
Tr.
Mo
Isb.
Ca.
La.
LtsD
Long Term Sequence E
At.
Sr.
Mo.
Isb.
Ca.
La.
At.
Long Term Sequence F
Long Term Sequence G
Sr.
Mo.
Isb.
Ca.
Mdf.
Mo.
Lue.
Long Term Sequence G
Luw.
Isb.
Ba.
Ca.
Sc.
At.
Po.
Long Term Sequence H (LST)
Co.
Mdf.
Sr.
Mo.
Luw.
Isb.
Ba.
Long Term Sequence H (LST)
Ca.
Sc.
At. & Po.
Se. & Lm.
Legende
Luw.= Name of section
Fluvial progradation direction in fluvial, deltaic and turbiditic environments (before rotation recontitution)
Rotation degrees from Munoz et al. (2013) and Bentham and Burbank, (1996)
Tidal current direction (before rotation recontitution)
Mean direction progradation after rotation reconstitution
n=Number of measurements

Partie 2. Caractérisation et quantification minéralogiques dans un bassin fortement diagénétisé

Chapitre 5. CONTROLES DE LA MINERALOGIE INITIALE DANS UN BASSIN SEDIMENTAIRE ET OUTILS DE DISCRIMINATION

Objectif

L'objectif de ce chapitre est de cibler les facteurs qui impactent la minéralogie des sédiments silicoclastiques au moment de leur dépôt.

Nous proposons aussi une revue (non exhaustive) des outils minéralogiques et géochimiques classiquement utilisés dans la littérature permettant d'identifier leurs signatures dans les sédiments. Nous discuterons de la pertinence de ces outils dans des sédiments anciens et diagénétisés.

Une roche sédimentaire terrigène silicoclastique est issue du démantèlement et du réassemblage de roches plus anciennes (roches sources) mobilisées dans un bassin versant et qui alimentent le bassin sédimentaire après un transit plus ou moins long.

Les hétérogénéités minéralogiques sont affectées par différents facteurs de contrôle physiques ou chimiques qui interviennent avant, pendant et après le dépôt des sédiments (Taylor and McLennan, 1985 ; Wronkiewicz and Condie, 1987) :

- Parmi les facteurs de contrôle, la tectonique, comme nous l'avons dans le chapitre précédent est à l'origine de la création de reliefs, de la dénudation de roches sources de natures différentes et des modifications des réseaux de drainage. Ce facteur peut être appréhendé par les études de provenance, comme nous le verrons dans la partie 5.1.
- Le climat, quant à lui, agit sur les conditions d'altération et d'érosion (en particulier par la température et les précipitations). Il peut, ou non, favoriser le démantèlement des roches sources. C'est aussi lui qui contrôle le transport (aquatique, éolien ou glaciaire) des particules arrachées sur les surfaces continentales jusqu'à leur dépôt. Ce facteur, avec la tectonique, est celui qui intervient le plus en amont dans le système. Nous verrons dans la partie 5.2 quels sont les outils pouvant permettre d'approcher les conditions d'altération des sédiments.
- L'intensité des processus de transport va conditionner le partitionnement des particules, leur abrasion mécanique, leur mélange, leur recyclage, leur tri et l'addition d'intraclastes.
- Les transformations diagénétiques (physiques ou chimiques) précoces, sous l'influence des conditions de dépôt, puis profondes, sous l'influence de l'enfouissement et des circulations de fluides, vont modifier la nature des particules et la composition de la roche.

Les étapes d'évolution du sédiment, i.e. leur génération, leur dispersion et la diagenèse sont synthétisées dans la **Figure 5.1** qui montre l'impact des facteurs de contrôle sur les sédiments. La discrimination du rôle de chaque facteur dans la distribution minéralogique consiste donc en une déconvolution des différents signaux minéralogiques dans les unités sédimentaires du bassin.

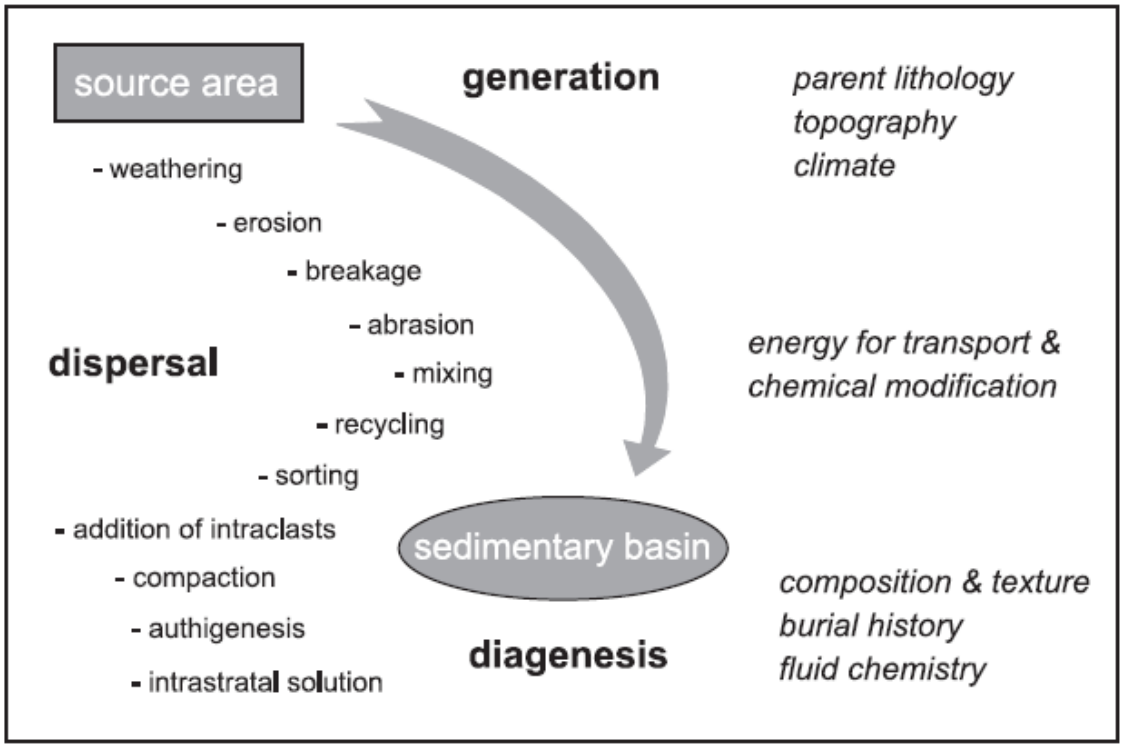


***Figure 5.1** : Etapes d'évolution du sédiment (en gras) et les principaux processus qui impactent la composition des sédiments clastiques le long du système Source-to-Sink. Les facteurs contrôlant sont figurés à droite en italique (Weltje and von Eynatten, 2004).*

5.1 L'ENREGISTREMENT DE LA TECTONIQUE ET DE LA SOURCE DANS LES SEDIMENTS

Cette partie présente les principaux outils qui sont couramment utilisés pour caractériser la source des sédiments par la minéralogie et la géochimie.

5.1.1 Signatures des sources dans la minéralogie

D'une manière générale, les études de provenance sont basées sur la caractérisation fine, au sein du matériel détritique, d'une classe de particules (voire d'un minéral spécifique) dont le comportement physico-chimique est suffisamment homogène pour que les contrastes d'abondance dans la source ne soient pas oblitérés par le transport (ségrégation physique) ou la transformation chimique (Weltje, 2012). Plusieurs méthodes relèvent de cette démarche : la pétrographie, l'analyse des cortèges de minéraux lourds et les études « monograin ».

5.1.1.1 Etude de la provenance par la pétrographie

La notion de l'enregistrement de l'histoire tectonique dans la composition d'une roche et de ses constituants a été établie depuis longtemps (Blatt, 1967; Dickinson and Suczek, 1979; Dickinson, 1985) et est maintenant bien admise au regard du nombre important d'études de provenance alimentant la littérature. Une des premières hypothèses proposées pour les études de provenance de grès est que chaque cadre tectonique, ou contexte géodynamique, compose son propre type de roche (Dickinson and Suczek, 1979; Dickinson, 1985; **Figure 5.2**).

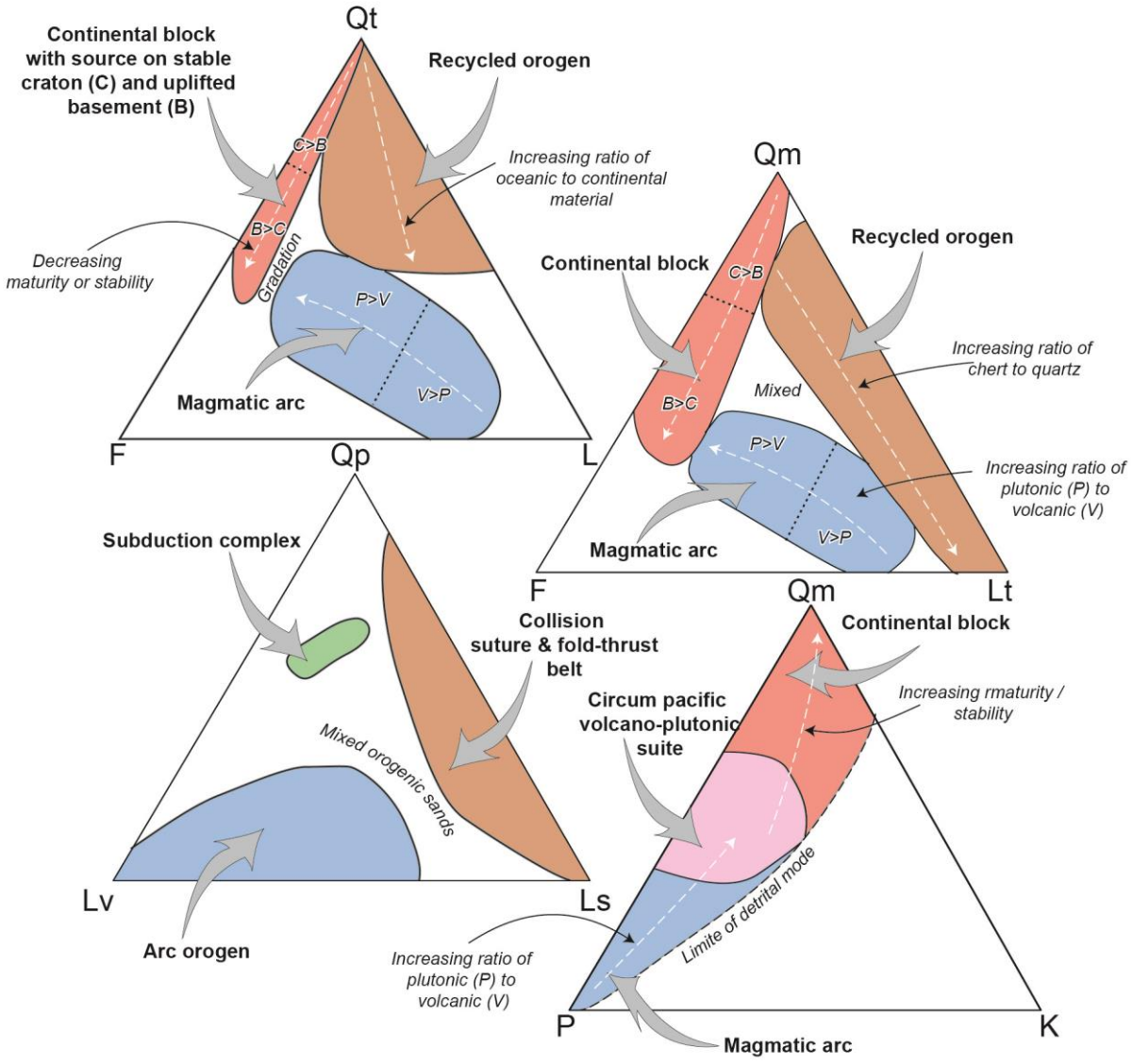


***Figure 5.2** : Triangle ternaire représentant les distributions modales des grès en fonction des différents contextes géodynamiques (Dickinson and Suczek, 1979).*

Nous proposons en Annexe D.1. du manuscrit de thèse un historique des travaux de provenance et des processus de génération de sédiments, depuis leur émergence jusqu'aux travaux de Dickinson sur la caractérisation minéralogique du contexte tectonique. A cette période, les travaux se sont efforcés d'exploiter la relation entre type de source et composition des grès qui en sont issus (Dickinson and Suczek, 1979; Valloni and Maynard, 1981; Dickinson, 1985; 1988). Les

sédimentologues ont ainsi utilisé très tôt l'abondance relative des constituants dans les grès pour discriminer le contexte tectonique (marge active, marge passive, craton, etc.). La perspective était alors d'utiliser l'enregistrement sédimentaire (détritique) comme indicateur du contexte géotectonique, afin de reconstituer l'histoire géologique en matière de mouvement de plaques. Au-delà de cette vision globale, l'évolution de la composition des grès dans un même bassin peut aussi traduire un changement de source ou de contexte tectonique. Par exemple, l'évolution typique de la composition des grès dans un bassin présente des pétrofaciès plutôt quartzo-feldspathiques à la base (stade rifting), puis des pétrofaciès quartzeux (marge continentale passive) et des pétrofaciès quartzo-lithiques (recyclage de l'orogène exhumé dans le cas d'un bassin d'avant-pays ; d'après Dickinson and Suczek, 1979). De manière à mieux décrire les systèmes de dépôt mixtes silicoclastiques et carbonatés, Zuffa, (1980) propose de prendre en compte divers éléments supplémentaires CE (*carbonate extrabasinal*), NCI (*non carbonate intra-bassinal*), NCE (*non carbonate extrabasinal*) et CI (*carbonate intra-bassinal*).

L'intérêt des études pétrographiques est qu'elles permettent d'identifier la nature des éléments figurés dans les grès, qu'elle soit détritique ou diagénétique. Le principale inconvénient est que ce genre d'étude est plutôt chronophage, et que les résultats sont liée à l'appréciation de chaque opérateur.

5.1.1.2 L'apport des cortèges de minéraux lourds dans les études de provenances

L'étude de l'assemblage des minéraux lourds dans les sédiments utilise les rapports entre minéraux lourds de même comportement hydraulique et diagénétique, censés refléter les rapports de la roche source (Morton, 1985; Morton and Hallsworth, 1994; Dill, 1998; Morton and Hallsworth, 1999). Les rapports couramment utilisés sont les indices Ati (Apatite vs oxyde de Titane), RZi (Rutile vs Zircon), MZi (Monazite VS Zircon) et CZi (Chrome-Spinel VS Zircon). D'autres paramètres sont aussi manipuler pour distinguer les sources des sédiments (Garzanti and Andò, 2007):

- l'indice HMC (Heavy mineral Concentration index) défini par l'abondance des minéraux lourds (transparents, opaques) présents dans les grès fins et très fins. Les minéraux lourds transparents peuvent aussi être différenciés par l'indice tHMC (transparent Heavy Mineral Concentration index). Ces indices sont corrigés par soustraction des autres minéraux inclues dans la fraction > 2.9g/cm^3 (biotites, chlorites, carbonates types mesitite, quartz opaque, agrégats de serpentines-magnétites, corindon, moissanite,…) ;
- l'indice SRD (Source Rock Density index), est issu du calcul de la densité des grains et minéraux extrabasinaux et est souvent utilisé pour montrer l'impact du tri sur les concentrations anomaliques des minéraux lourds,
- les pourcentages d'opaques (ilménite, magnétite, hématite), des minéraux ultra denses (>3.8g/cm^3 ; grenat, anatase, brookite, rutile, barite, chrome spinel, zircon, xenotime, monazite, opaques), des minéraux lourds à faibles densité (<32 g.cm^3 ; prehnite, carpholite, trémolite, lawsonite, tourmaline, andalousite, apatite)et des minéraux ultradenses lourds stables (zircon, tourmaline, and rutile), peuvent aussi être utilisé pour qualifier la sources et les conditions de transports.
- la quantité de sphène, anatase, brookite, apatite, monazite, barite, des minéraux de bas grades métamorphiques (groupe des épidotes, chloritoïdes, prehnite, pumpellyite, carpholite, lawsonite), de grenats, de minéraux de haut-grade métamorphiques (staurotide, andalousite,

kyanite, sillimanite), d'hornblende, amphiboles, clinopyroxènes, orthopyroxène, olivine et spinel ainsi que les indices HCI (Hornblende Color Index) et MMI (Metasedimentary Minerals Index) permettent de déterminer le type de source.

Malheureusement, certains de ces minéraux sont aussi très sensibles à l'altération, aux ségrégations et à la diagenèse, ce qui restreint le choix à l'étude de quelques rapports particuliers (par exemple l'apatite, le grenat et le sphène sont moins stables en conditions acides ; Morton, 1984). A contrario, le caractère sélectif de l'altération permet à Hubert, (1962) de caractériser la maturité d'un dépôt à partir de l'indice ZTR (Zircon-Tourmaline-Rutile), minéraux lourds de haute stabilité chimique et mécanique.

5.1.1.3 Etudes de la provenance par la caractérisation chimique « mono-grain »

Les sédiments de la taille des sables permettent l'application de méthodes géochimiques et géochronologiques à l'échelle du grain (microsonde électronique, ablation laser couplée à l'ICP-MS, datation U/Pb par SHRIMP, datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ par sonde laser, etc…). Ces techniques de provenance « mono-grain » se focalisent sur la variabilité d'une phase minérale spécifique. Ainsi, les différences entre assemblages minéraux introduites par les autres facteurs que la provenance sont minimisées.

Plusieurs méthodes sont rencontrées :

- Les techniques de microscopie (SEM et cathodo-luminescence) s'intéressent à la forme, la couleur et les structures internes du grain (comme les zonations, les fractures, les inclusions, les stries) ce qui peut contraindre les origines du grain (Seyedolali et al., 1997 ; Dunkl et al., 2001; Scholonek and Augustsson, 2016)
- Les techniques de géochimie mono-grain (microsonde électronique, ablation laser par ICP-MS) permettent de déterminer la composition géochimique du grain et sa variabilité entre les grains d'une même phase minéralogique dans le but de discriminer leur provenance ou d'obtenir des indices de thermo-barométrie (von Eynatten and Gaupp, 1999;.Zack et al., 2002).
- Les datations radiométriques répondent, quant à elles, aux problématiques de géochronologie et de thermochronologie (Sircombe, 1999; Eynatten and Wijbrans, 2003; Rahl et al., 2003).

Ce dernier type d'étude s'intéresse, dans le cas des études de provenances, au refroidissement des roches ignées qui résulte, en contexte d'orogène continentale, de l'érosion. Ainsi la thermo-chronologie fournit de précieux enregistrements des mouvements verticaux permettant de préciser le calendrier tectonique (Wagner and Reimer, 1972; Fitzgerald et al., 1995), les sources des matériels détritiques déposés dans les bassins sédimentaires (et donc sa paléogéographie) et de reconstituer l'érosion des chaînes de montagne (ou des marges passive) versus le remplissage du bassin. La thermo-chronologie repose sur la désintégration nucléaire d'un atome père qui entraine la production d'un élément fils. Au-dessus d'une température caractéristique (température de fermeture : Tc), l'élément fils diffuse en dehors du système et en dessous, la diffusion s'arrête et le système est considéré comme fermé. La température de fermeture est propre à chaque système géochronologique et varie en fonction de la taille des grains, de la composition chimique et du taux de refroidissement (Braun et al., 2006). Quelques exemples de thermo-chronomètres :

- Les traces de fissions : sur zircon dont la Tc= 240°C +/- 30°C (Bernet and Garver, 2005); ou sur apatite avec une Tc=120°C (Naeser et al., 1981). Ainsi, l'utilisation de l'apatite sera préférée pour reconstituer l'histoire thermique des roches dans une gamme de basse température (env. 100°C ; Gautheron et al., 2014). En effet, les traces de fissions vont disparaitre lorsqu'elles sont portées à des températures comprises entre 60 et 120°C sur des durées géologiques (Gallagher et al., 1998). Couplée à une datation sur U-Pb, Sm/Nd ou Lu/Hf, l'étude des zircons et des apatites peut permettre d'étudier l'origine du matériel et l'âge de sa mise en place.
- La thermochronologie (U-Th)/He sur apatite et zircon est une méthode de datation des évènements thermiques de basse température (50-200°C pour les différents systèmes, Reiners, 2005), avec une température de fermeture plus élevé dans le cas du zircon que de l'apatite.
- $^{40}Ar/^{39}Ar$ dont la Tc dépend du minéral utilisé. Pour les amphiboles ; Tc=550-560°C (Villa et al., 1996). Pour les muscovites Tc=350-400°C (Hames and Bowring, 1994). Pour les biotites ; Tc=300-350°C (Dahl, 1996). Pour les feldspaths K ; Tc=150-300°C (Lovera and Richter, 1989).

La pétrographie présente l'avantage de discriminer les phases diagénétiques des phases détritiques, et peut aussi être un moyen de mesurer assez précisément la granulométrie. Cependant, cette méthode ne permet pas d'exploiter la variabilité minéralogique du panel complet des lithologies puisqu'elle ne peut s'appliquer que très difficilement aux grès fins et au lutites. De plus, c'est une technique opérateur-dépendante, et qui serait très chronophage pour une étude haute résolution à l'échelle d'un bassin sédimentaire.

Plusieurs méthodes permettent d'approcher la source des sédiments (minéraux lourds, thermochronologie, études monograin). Cependant, la mise en pratique de ces méthodes plutôt laborieuses consiste en un travail de thèse à part entière.

Un des inconvénients de l'étude de la minéralogie est que dans les sédiments silteux et argileux, l'étude individuelle de grain s'avère compliquée. Ainsi, pour ces lithologies, les analyses de provenance se résument aux méthodes géochimiques et isotopiques « roche totale ». Pourtant, les sédiments fins jouent un rôle important dans les budgets sédimentaires et les études de provenance : 1) ils prédominent dans un bassin sédimentaire, 2) ils sont homogénéisés pendant leur transport par suspension et fournissent des signaux de provenance beaucoup plus représentatifs que ceux issus des grès, 3) ils possèdent une perméabilité beaucoup plus faible que dans les grès, ce qui limite l'impact de la diagenèse (Blatt, 1985).

5.1.2 Signatures géochimiques des sources

Le développement des méthodes automatisées d'analyse chimique (et isotopique dans une moindre mesure) a donné lieu à une prolifération de travaux de caractérisation géochimique des

sédiments. L'utilisation de la géochimie dans les études de provenance a tout d'abord été focalisée sur l'identification du contexte géotectonique des sédiments anciens.

5.1.2.1 La caractérisation de la source par l'utilisation des éléments majeurs

Bhatia, (1983) utilise les éléments majeurs pour classifier les contextes tectoniques des bassins sédimentaires, ce qui est encore appliqué sur un bon nombre de systèmes sédimentaires actuels (avec entres autres : Bahlburg, 1998; Cullers, 2000a; Cullers, 2000b; Armstrong-Altrin et al., 2004; Armstrong-Altrin and Verma, 2005; Garzanti et al., 2011; Hong et al., 2013; Jafarzadeh et al., 2014; Basu et al., 2016). L'étude des grès dans différents contextes tectoniques permet à Bhatia, (1983) de différencier les contextes géodynamiques en utilisant les rapports Al2O3/SiO2 K2O/Na2O et Al2O3/(CaO + Na2O) ainsi que la somme Fe2O3 + MgO et le TiO2 (**Figure 5.3** A et B). Les travaux de Roser and Korsch, (1988) montrent aussi que les contextes tectoniques peuvent aussi être différenciés par le contenu en SiO2 et le rapport K2O/Na2O (**Figure 5.3** C et D). L'utilisation de ces indices est en fait similaire aux travaux de Dickinson puisqu'ils reflètent la proportion des minéraux tels que le quartz, le feldspath potassique, les phyllosilicates et les plagioclases.

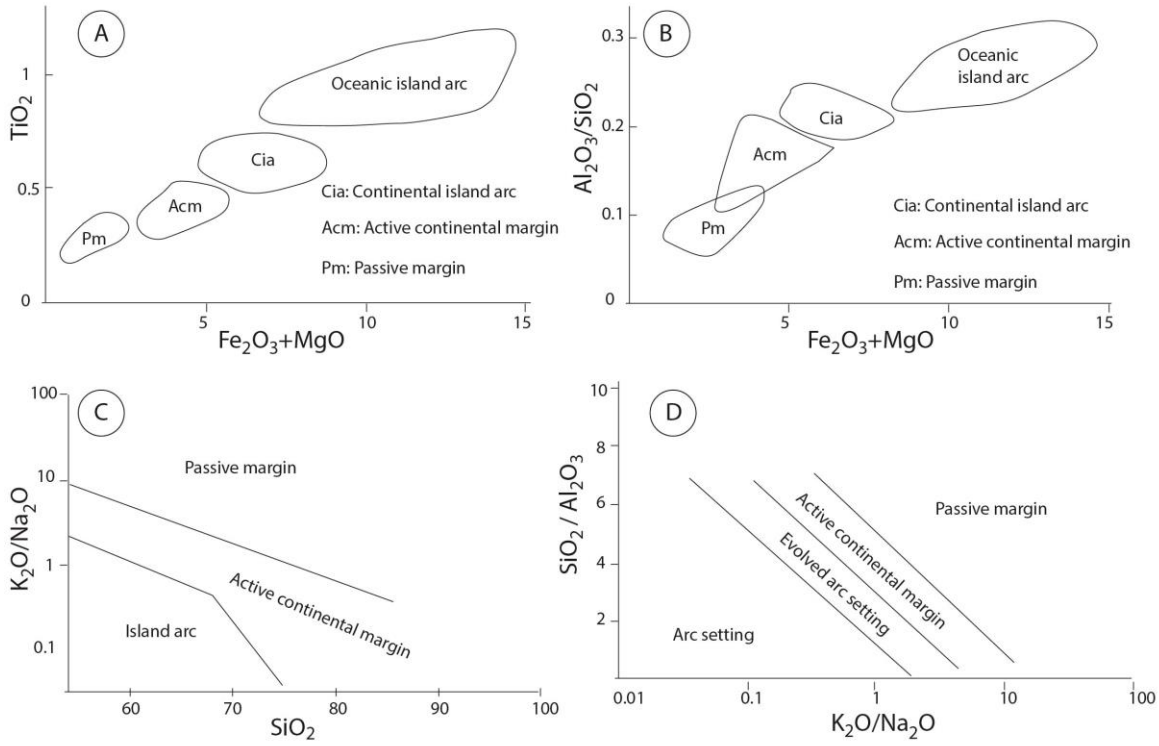


***Figure 5.3** : Diagramme géochimique de discrimination des contextes tectoniques classiquement utilisés dans les études de provenance. A) (Fe2O3+MgO) / TiO2 de Bhatia 1983 ; B) (Fe2O3+MgO) / (Al2O3/SiO2) de Bhatia 1983 ; C) SiO2 / (K2O/Na2O) de Roser et Korsch, 1986 ; D) (K2O/ Na2O) / (SiO2/Al2O3) de Roser et Korsch, 1986.*

L'utilisation des majeurs dans les études de provenance reste très délicate. En effet, bien que leurs proportions soient directement liées à celle des minéraux dans les sédiments, et donc aux sources, ces éléments sont aussi très sensibles à l'altération et au climat. Dans les sédiments anciens, un bon nombre de processus diagénétiques vont, en plus, affecter les éléments majeurs et biaiser ces indices de provenance (cimentation de quartz, albitisation, kaolinisation, dolomitisation, etc…).

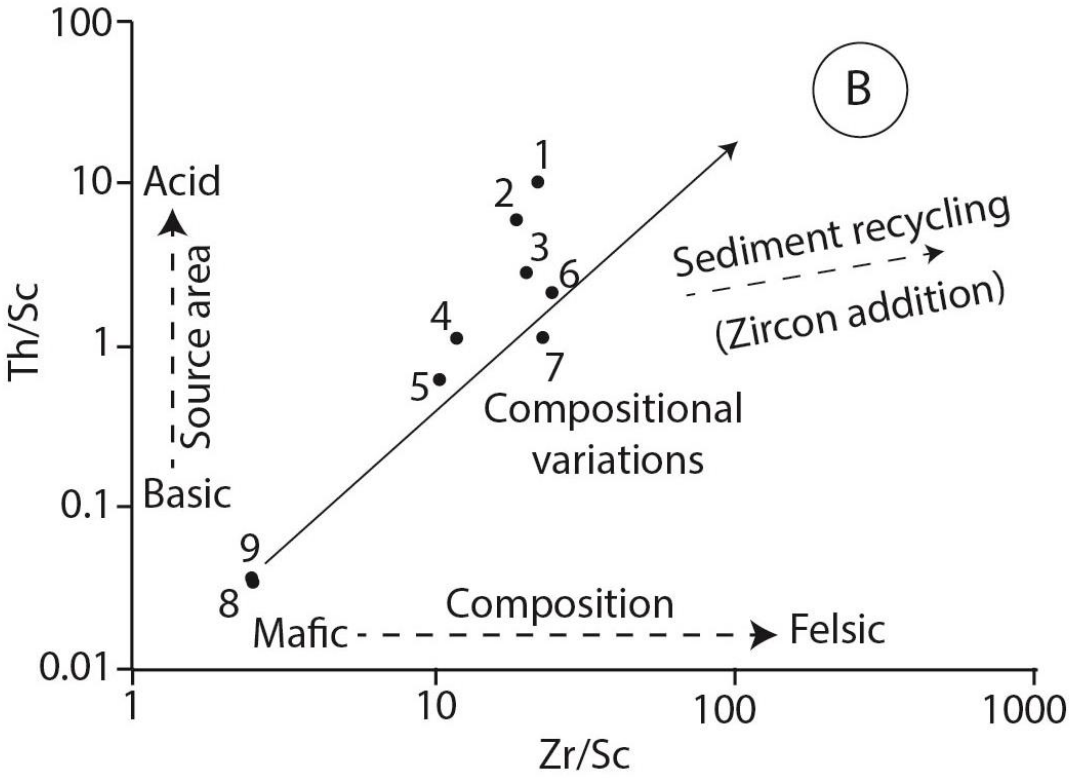
5.1.2.2 Utilisation des éléments traces pour les études de provenance

Afin de pallier à l'inconvénient de la grande mobilité de certains éléments majeurs lors des processus d'altération et de diagenèse, de nombreux travaux ont préféré utiliser des éléments traces réputés immobiles ou insolubles. Ainsi, les rapports Th/Sc, La/Sc, La/Co, Co/Th, Cr/Th, Cr/V et V/Ni sont considérés comme des bons indicateurs de provenance, et ont aussi servi à discriminer :

- les contextes géodynamiques (Bhatia and Crook, 1986).
- les contributions des roches ignées mafiques (enrichies en Ni, Co, Sc et Cr) par rapport à celles des roches felsiques (enrichies en La, Th, Zr, REE et Y ; McLennan et al., 1993; (G. Pe-Piper et al., 2008).

Le zircon, en plus d'être dépendant de la source, est sensible aux effets du recyclage sédimentaire (McLennan et al., 1993). La discrimination d'une origine polycyclique a suscité l'utilisation des rapports Zr/Sc et Th/Sc pour approcher respectivement l'enrichissement en zircon (pouvant être lié au recyclage des sédiments) par rapport au processus de différenciation chimiques dans les roches ignées (Th étant moins incompatible que Sc dans les systèmes magmatiques ; **Figure 5.4** ; Schneider et al., 2016).

Figure 5.4 *: Diagramme Th/Sc vs Zr/Sc. A) Le diagramme est réalisé à partir de données chimiques de turbidites actuelles. Les turbidites de marges actives montrent une corrélation entre ces ratios reliée à la différenciation chimique des roches ignées (et donc à la provenance). Les turbidites de marges passives montrent un enrichissement en zircon (McLennan et al., 1993). B) Données issues de Schneider et al., (2016) ; 1 à 3 : granite ; 4 : schiste ; 5 à 7 : gneiss ; 8 : amphibolite ; 9 : meta-dolérite.*



Certains éléments traces sont très sensibles au tri hydrodynamique induisant le fractionnement des minéraux lourds (McLennan et al., 1983; McLennan et al., 1990; Taylor and McLennan, 1985; Wronkiewicz and Condie, 1990; Cullers, 1994b ; Mongelli and Dinelli, 2001; McLennan, 2001). C'est le cas notamment de Zr, Hf, et Sn (ainsi que du Ti).

Quelques éléments traces (V, Cr, Ni, Ce, Mo, Ba, Cu, U,…) sont aussi sensibles aux conditions d'oxydo-réduction ou à la productivité organique des sédiments (Didyk et al., 1978; Morford and Emerson, 1999; Morford et al., 2005; Tribovillard et al., 2006; Severmann and Anbar, 2009; Tribovillard et al., 2012a). La normalisation de ces éléments avec l'aluminium (considéré comme un élément détritique) permet d'appréhender leur origine authigène vs détritique. Ceci est donc indispensable avant d'interpréter les variations d'abondance de ces éléments en matière de provenance. D'autres éléments peuvent être utilisés pour la normalisation à condition qu'ils soient aussi liés au détritisme (Ti, Zr, Th par exemple).

5.1.2.3 Caractérisation de la source par l'étude des Terres Rares

Toujours dans cette démarche de recherche de signaux géochimiques liés à la provenance des sédiments, de nombreux travaux se sont intéressés à l'utilisation des Terres Rares (REE), considérées comme un groupe peu soluble, stable, qui aurait tendance à être conservé dans le système sédimentaire (Bonnot-Courtois, 1981). Les HREE sont plus compatibles que les LREE, ainsi, le rapport

LREE/HREE (ou La/Yb par exemple) est classiquement utilisé dans les lutites pour distinguer les sources felsiques des sources mafiques, enrichies en HREE (McLennan et al., 1983; Taylor and McLennan, 1985; McLennan et al., 1990; Wronkiewicz and Condie, 1990; Cullers, 1994a; Cox and Lowe, 1995 ; Fedo et al., 1996; Cullers and Berendsen, 1998).

Afin de mieux contraindre la provenance des sédiments la mesure du rapport LREE/HREE peut être couplée à l'étude de l'anomalie en europium (Eu/Eu* ;Taylor et McLennan, 1985). En effet, dans les conditions réductrices (roches ignées basiques), l'europium est divalent et se substitue au Sr2+ et au Ca2+ des feldspaths et se partitionne donc différemment par rapport aux autres REE. De ce fait, un haut rapport LREE/HREE et une anomalie négative en europium permettra, par exemple, de différencier une source felsique d'une source mafique dans le cas d'une source ignée (Cullers, 2000a). Un autre intérêt de l'europium est que dans la plupart des conditions de surface et dans des conditions diagénétiques jusqu'à 100°C (Sverjensky, 1984), l'europium est trivalent et ne se fractionne pas par rapport aux autres REE.

De nombreuses études ont montré que l'altération, le tri hydrodynamique et la diagenèse pouvaient biaiser les signatures des sources dans l'étude des Terres Rares (Nesbitt, 1979; Taylor and McLennan, 1985; Cullers, 1994a; Cullers, 1994b; Nesbitt and Young, 1989; Milodowski and Zalasiewicz, 1991).

5.2 L'ENREGISTREMENT DE L'ALTERATION DANS LA MINERALOGIE DES SEDIMENTS

5.2.1 Les contrôles de l'altération des roches sources

La principale difficulté dans les analyses de provenance sédimentaire est liée au fait que la composition du sédiment n'est qu'un miroir de sa source, brouillé par l'altération des sédiments qui modulent donc leur composition finale (Suttner, 1974; Johnsson, 1993; Cox and Lowe, 1995). L'altération des sédiments dépend de plusieurs facteurs :

- Le **climat** est défini par l'intensité et la variabilité de l'humidité et de la température pendant que le sédiment se forme dans la zone source. L'interaction de la température et des précipitations détermine la sensibilité de l'environnement à 1) l'altération chimique modifiant ainsi la composition du sédiment et à 2) l'altération physique impactant le déplacement des particules vers le bassin (Heins and Kairo, 2007). L'augmentation de la température a deux effets : elle augmente les vitesses de réaction chimique (Lasaga, 1984) et favorise l'altération. Cependant, l'augmentation de la température favorise aussi l'évaporation ce qui diminue la quantité d'eau disponible et limite la dissolution des minéraux. En cas de forte évaporation, les précipitations sont alors moins efficaces en tant qu'agent de transport des sédiments (Wischmeier and Smith, 1978). La variabilité saisonnière des précipitations est aussi un facteur

important. Cecil et al., (2014) montrent que le transport des sédiments est plus efficace dans le cas de précipitations à haute variabilité saisonnière.

- La **tectonique** impacte la durée de transit des sédiments et donc leur altération chimique et mécanique (Taylor and Howard, 1999; Dixon et al., 2009). Le gradient topographique influence la vitesse d'écoulement des eaux à travers le paysage et donc la vitesse à laquelle les sédiments sont évacués de la zone d'altération au bassin. Cette vitesse conditionne la durée et l'intensité de l'altération du régolite (Walling and Webb, 1996). Ainsi, l'érosion peut moduler les régimes de transport et donc l'évacuation des résidus d'altération.
- Le **stockage temporaire des sédiments**, dans la plaine alluviale par exemple, favorisera aussi l'altération chimique des minéraux (Johnsson and Meade, 1990). Enfin la rapidité de l'enfouissement des sédiments et donc leur isolement des conditions d'altération chimique modulera leur composition minéralogique.

Ainsi, l'impact de l'altération peut se faire sentir dans la formation des sols à la source, pendant le transport et à chaque épisode de stockage temporaire du matériel détritique.

5.2.2 Les signatures minéralogiques et géochimiques de l'altération

Les proportions entre quartz, feldspaths et fragments lithiques, qui sont traditionnellement utilisées lors d'études de provenance, sont aussi conditionnées par l'altération chimique (Suttner et al., 1981). L'altération dépend donc également de la roche source et de son cortège minéralogique primaire, plus ou moins stable dans l'altération. Les cinétiques de dissolution sont très différentes entre le quartz, le plagioclase et le feldspath potassique et induisent des variations substantielles des proportions entre ces minéraux le long d'un profil d'altération (Nesbitt et al., 1996; Nesbitt and Young, 1996). En effet, l'altération engendre une déplétion en minéraux instables comme les feldspaths et les minéraux mafiques (biotites, olivines, amphibole, pyroxène) et une augmentation des minéraux plus stables comme le quartz, le zircon ou les argiles. Les fragments lithiques peuvent aussi être affectés (Nesbitt et al., 1997).

L'altération chimique engendre une lixiviation des cations solubles dont l'efficacité dépend de la composition du fluide altérant et des conditions d'oxydo-réductions (Retallack, 1990). Les résidus d'altération, dans le cas où celle-ci est modérée, seront enrichis en éléments chimiques relativement immobiles (Fer, Aluminium), composant des sols latéritiques. Ainsi une forte altération chimique aura tendance à former des résidus très pauvres chimiquement (Franzinelli and Potter, 1983; Johnsson et al., 1988; Johnsson et al., 1991). Au contraire, une altération plus modérée engendrera des sédiments plus riches en cations. Il est intéressant de noter que le recyclage de sédiment aura la même conséquence que l'altération chimique sur la composition du sédiment, dans le sens où la principale signature du recyclage des sédiments est un enrichissement en phases minérales mécaniquement et chimiquement stables. Le recyclage d'anciens sédiments fins peut donc donner des sédiments qualifiés d'immatures puisqu'ils seront riches en fragments lithiques, mais ils seront néanmoins déplétés en constituants mobiles. Une exception peut être faite sur le potassium puisqu'il est remarqué que l'illite est assez stable dans des conditions d'altération modérée et sera concentré dans les lutites.

L'altération des sédiments engendre une déplétion de certains minéraux fragiles (feldspaths et silicates calco-magnésiens). Des sédiments soumis à une forte altération montrent un appauvrissement de leur cortège chimique et se rapprochent de celui des sédiments recyclés.

5.2.2.1 L'impact de l'altération sur les argiles

L'altération de surface engendre la formation d'argiles, et renvoie aux observations suivantes (d'après Meunier, 2003 et Chamley, 1989):

- Dans le saprock d'un granite, un contact muscovite/orthose sera à l'origine de la formation d'illite en remplacement du feldspath ; un contact muscovite / plagioclase donnera de la kaolinite et la muscovite sera transformée en vermiculite ; un contact muscovite/biotite sera le lieu de la formation de vermiculite via un assemblage vermiculite trioctaédrique + kaolinite + hydroxyde de fer dans la biotite et vermiculite dioctaédrique + kaolinite dans la muscovite. Les plagioclases (en contact ou non avec le quartz) donnent de la kaolinite et les feldspaths K de la vermiculite et de la kaolinite. L'évolution vers un saprolite (en climat tropical par exemple) montrera la transformation des vermiculites dioctaédriques en illite + kaolinite et des vermiculites tétraédriques en dioctaédriques ferrifères (par oxydation des oxydes de fer).
- Dans les basaltes, l'altération provoque un appauvrissement en Mg et Si et un enrichissement en Al et Fe^{3+}. Saponite et nontronite formées dans les tout premiers stades sont remplacées par l'assemblage beidellite ferrifère + oxy-hydroxyde de fer. Les roches ultrabasiques se distinguent des roches basiques par leur faible teneur en alcalin et alcalino-terreux, et bien qu'elles contiennent peu d'aluminium, elles peuvent permettre la formation de chlorite et d'I/S réguliers chlorite/smectite ou chlorite/vermiculite. L'assemblage beidellite ferrifère + vermiculite di octaédrique + oxyde de fer se forme dans les saprolites de roches basiques alors que les saprolites de roches ultrabasiques sont caractérisés par l'assemblage nontronite + oxyde de fer.

Le climat va aussi engendrer différents types de sols avec des cortèges argileux bien distincts :

- Dans un sol acide sous climat tempéré les phyllosilicates sont transformés progressivement en smectite et vermiculite.
- Des sols riches en quartz et soumis à un climat froid ou tempéré vont former des podzols et des cambisols. Righi et al., (1988) montrent qu'à partir d'une même roche composée de quartz, mica, vermiculite et interstratifiés chlorite/vermiculite, les micas sont transformés en vermiculite dans les cambisols et en smectite dans les podzols.
- Sous climat tropical, l'altération favorisera la formation de kaolinite, d'hématite, de goethite et de gibbsite sous des pluies abondantes et régulières (ferrasols). Les pluies saisonnières (ou de faible conditions de drainage) engendrent la cristallisation de smectites faiblement ordonnées principalement de type beidellites ferrifères (vertisols sous climats arides à semi-aride). Le plus souvent, les argiles de vertisols résultent du mélange de phyllosilicates hérités de la roche mère (micas interstratifiés illite/smectite) et d'argiles néoformés (beidellite). La présence de chlorite favorisera la néoformation de montmorillonite plutôt que celle de beidellite.
- Les sols formés sous climat aride à végétation clairsemée sont riches en montmorillonites. De la palygorskite peut aussi apparaitre.

- L'illite et la chlorite sont sensibles aux conditions hydrolysantes. Ainsi, la chlorite, l'illite et certains interstratifiés réguliers résultent de l'érosion directe des roches. Dans cette perspective, ces argiles sont donc traditionnellement associés à des environnements secs et froids, ou l'altération mécanique prévaut, tandis que les interstratifiés irréguliers sont le reflet d'hydrolyses ou de réarrangements cristallins incomplets, apparaissant comme des témoins des latitudes moyennes. Une augmentation de la proportion de chlorite et d'illite peut aussi refléter une augmentation du flux détritique, liée à une phase tectoniquement active. Une augmentation synchrone de la kaolinite avec l'illite et la chlorite peut ainsi être interprétée comme une augmentation de l'altération chimique, ou comme la remobilisation d'anciens sols riches en kaolinite.

La variation des cortèges argileux reste un bon indicateur des taux d'altération chimique. Les rapports (smectite + kaolinite) / (illite + chlorite) et Smectite/Kaolinite sont des indices respectivement de taux d'altération chimique versus physique et de régime de précipitations (ou de conditions de drainage).

Toutefois, une interprétation basée uniquement sur l'altération des assemblages argileux dans les sédiments est risquée (Thiry and Dupuis, 2000). En effet, en plus de la variabilité des conditions d'altération s'ajoutent d'autres phénomènes qui compliquent l'interprétation des cortèges argileux : vitesse de développement des sols, tri minéralogique, néogenèse, diagenèse, substrat rocheux (Fritz, 1988; Barnhisel and Rich, 1967).

5.2.2.2 Les indicateurs chimiques de l'altération

La reconstitution des climats anciens constitue une problématique majeure en géosciences, et un grand nombre d'indicateurs chimiques (proxies) ont été proposés pour caractériser l'altération à partir de la composition des sédiments, pour une même granulométrie. Ces indices d'altération reposent sur la décomposition de minéraux instables et l'enrichissement relatif en minéraux plus stables.

- L'enrichissement du rapport SiO_2/Al_2O_3 par les processus chimiques et physiques marque un enrichissement en quartz et est donc une mesure de la maturité des grès. Cela reflète ainsi la durée et l'intensité de l'altération et la destruction des autres minéraux, spécialement les feldspaths.
- Plusieurs indices d'altération reposent sur les variations de Al_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O et MgO liées à des augmentations de l'altération physique (diminution de l'indice) ou chimique (augmentation de l'indice par déplétion des éléments mobiles comme CaO, Na_2O et K_2O). Il s'agit des indices CIA (*Chemical Index of Alteration* ; (Nesbitt and Young, 1982)), CIW (*Chemical Index of Weathering* ; (Harnois, 1988; Fedo et al., 1995), PIA (*plagioclase index of alteration* ; Fedo et al., 1995) , WIP (Parker, 1970) ou encore des diagrammes A-CN-K et A-CNK-FM (Nesbitt and Young, 1984; Nesbitt and Young, 1989 ; **Figure 5.5**). Nous proposons en Annexe D.2. une description un peu plus détaillée de ces indices chimiques de l'altération.

- Le Rb se substitue facilement au potassium et le Sr au calcium. Ainsi, le Rb coexiste avec le K dans le feldspath potassique, la biotite et l'illite, alors que les carbonates ou les plagioclases sont enrichis en Sr. Pendant l'altération, le couple Sr-Ca est plus facilement lessivé que le couple Rb/K, le rapport Rb/Sr est donc couramment employé comme proxy de l'altération dans les argilites (Chen et al., 1999; Jin et al., 2006; Peltola et al., 2008; Xu et al., 2010; Buggle et al., 2011). Cependant, ce rapport est sensible à la proportion initiale de plagioclases vs feldspaths potassiques dans la source et dans certains aux effets de la diagenèse impliquant le potassium ou le calcium (cémentation de calcite, albitisation, kaolinisation, illitisation). Ces changements de rapport Rb/Sr liés à la diagenèse sont une raison de l'application des datations isotopiques du Sr dans les études diagénétiques (Ohr et al., 1991).
- Le même principe est utilisé par Mongelli et al., (2012) qui utilisent le rapport Rb/K dans les lutites comme indicateur de l'altération. Une autre utilisation de ce rapport dans les lutites apparait dans les travaux de (Campbell and Williams, 1965) qui consistent à différencier la salinité des environnements. La démarche est liée au fait que l'eau océanique contient plus de Rb que l'eau douce.

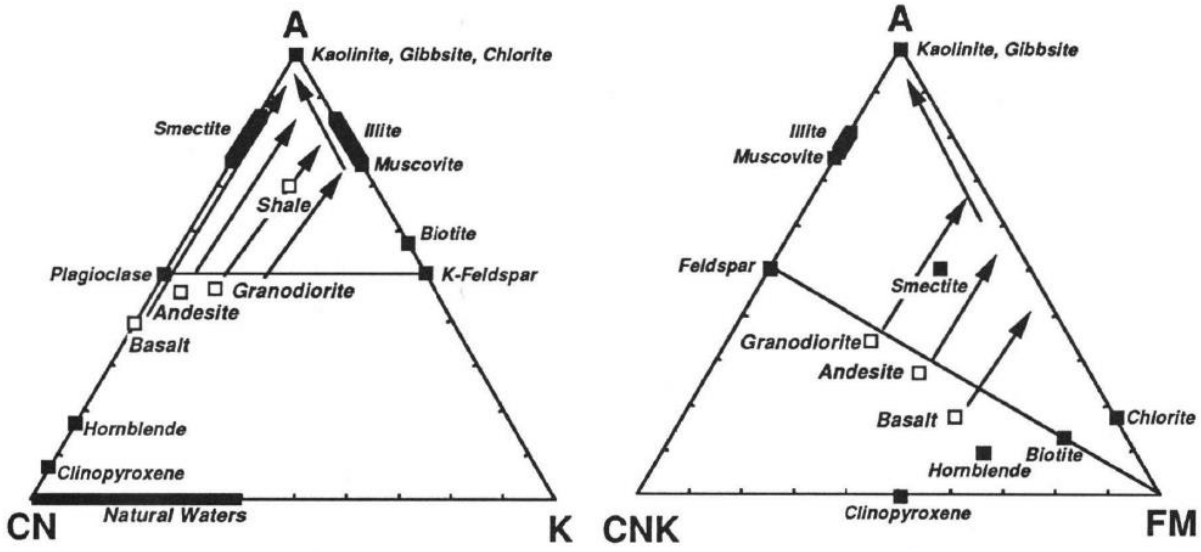


Figure 5.5 *: Diagramme ternaire A-CN-K et A-CNK-FM où (en fraction molaire) A= Al2O3, C = CaO (de la fraction clastique), N = Na2O, K = K2O, F = total Fe as FeO, and M = MgO (Mc Lennan 1993). Les minéraux majeurs et les roches typiques sont indiqués. Les flèches indiquent les tendances d'altération manifestées par les différents types de roches.*

Le CaO utilisé dans les indices d'altération est la quantité de CaO incorporé dans la fraction silicoclastique des échantillons utilisés. Ainsi, en dépit de sa simplicité, ces indices deviennent très difficiles à utiliser dans les sédiments riches en carbonate. De plus, leur utilisation se révèle inutile dans le cas d'une diagenèse qui déplace le potassium ou le sodium. Enfin, un mélange de sources peut engendrer des tendances comparables à celles de l'altération dans les diagrammes A-CN-K et A-CNK-FM. Dans ce dernier cas, seule la pente de ces trends pourrait aider à discriminer l'un ou l'autre de ces facteurs contrôlant de la minéralogie.

5.3 IMPACT DE LA GRANULOMETRIE SUR LA COMPOSITION DES SEDIMENTS

5.3.1 Les contrôles sur la granulométrie

Les études de provenance se doivent de prendre en compte le transport sélectif sur la composition minéralogique ou chimique d'un sédiment. Les deux processus qui modulent la granulométrie d'un sédiment sont l'altération et le tri hydrodynamique.

L'altération mécanique va contrôler la granulométrie d'un sédiment via l'abrasion des particules (Vogel et al., 1992; Robinson and Slingerland, 1998a; Robinson and Slingerland, 1998b). La résistance mécanique d'un minéral contribue ainsi à limiter son altération chimique. Cette résistance est liée à la dureté et à la présence de plans de clivage facile pour les grains monominéraux, et à la granulométrie initiale pour les fragments lithiques. Le quartz est plus résistant que le feldspath ou les micas, et les fragments lithiques se désagrègent facilement en particules plus fines lors du transport (Odom et al., 1976). Ce contrôle de la minéralogie est important à prendre en compte si l'on veut rendre compte simultanément de la composition des sédiments et de leur granulométrie. L'altération chimique, qui agit depuis la source jusqu'au dépôt du sédiment, module aussi la granulométrie du sédiment. La granulométrie décroit de deux façons : par la diminution de la taille individuelle des grains par les réactions de dissolution et par le remplacement de certains minéraux primaires par des minéraux argileux secondaires lors de l'hydrolyse par exemple.

Le tri hydrodynamique induit une ségrégation des différents minéraux le long du profil de dépôt, en fonction de leur taille, de leur densité, de leur forme et donc de leur flottabilité. Un faciès sédimentaire est associé à un processus hydrodynamique qui influence la taille moyenne et le classement des grains et le contenu de la matrice des dépôts. Un faciès n'est pas forcément lié à un environnement de dépôt unique : par exemple un grès dominé par un processus de transport tractif et suspensif peut correspondre à de nombreux environnements de dépôt. Ainsi il n'est pas évident de caractériser des environnements de dépôt par leur taille de grain ; cependant, lorsque le mode de dépôt induit un tri des particules à petite échelle (granoclassement, placers), il est possible de relier

le faciès sédimentaire à la manière dont sa composition varie à l'échelle du banc (D. Garcia et al., 2004).

Garzanti et al., (2009) s'intéressent à cet effet de tri hydrodynamique. La distribution des minéraux est fortement contrôlée par le tri hydraulique au sein de chaque classe granulométrique de l'échantillon (= variabilité de composition intra échantillon) et entre les différents environnements de dépôt ou modes de transport (=variabilité inter-échantillon de composition). Après avoir évalué les limites des techniques classiques de comptage de point, 1) la méthode de Gazzi-Dickinson (qui ne tient pas compte de la granulométrie des lithiques) et 2) celle de l'analyse sur fenêtre à plage granulométrique équivalente (qui est consommatrice de temps), les auteurs proposent une correction des effets de tri via l'indice SRD (Source Rock Density). Les auteurs font le postulat qu'en l'absence de changement de provenance, d'altération et de tri, la densité moyenne pondérée des grains détritiques (indice SRD) doit être égale à la densité moyenne pondérée des mêmes éléments dans les roches mères, et être les mêmes pour chaque classe granulométrique. Afin de restaurer la SRD d'origine, les abondances relatives des espèces détritiques sont corrigées en proportion de leur densité pour chaque échantillon ou classe de granulométrie. Cette procédure s'avère relativement simple à appliquer aux sédiments récents, mais beaucoup plus compliquée à appliquer pour les sédiments anciens (et a fortiori diagénétisés).

La granulométrie d'un sédiment dépend de son altération (physique et chimique), de sa durée de transport et des conditions hydrodynamique au moment de son dépôt. La quantification de la granulométrie d'un sédiment et de la densité des éléments figurés qui le composent peut être une solution afin de bien contraindre et de corriger les effets de tri. Cependant, même si cette correction est possible dans les sédiments récents, cela s'avère beaucoup plus difficile dans les sédiments consolidés.

5.3.2 Impact de la granulométrie sur la minéralogie et la chimie des sédiments

Le tri des particules pendant le transport et le dépôt des sédiments, conduit à l'enrichissement de certains minéraux dans certaines classes granulométriques. L'existence d'une relation étroite entre la composition chimique (minéralogique) et la taille de grain est connue depuis les travaux de Grout, (1925), et elle est le facteur principal de la différenciation chimique dans le matériel détritique (Garzanti et al., 2009 ; von Eynatten et al., 2016). Les fractions grossières (grès moyens à très grossiers) sont typiquement enrichies en Si (quartz), Na et K (feldspath), alors que les fractions fines (lutites) sont enrichies en Ti, Al, Fe, Mg, K, Cr, Zn, Sc, Y et HREE, Cs, Rb incorporés dans les argiles et les oxydes de Fe (Sawyer, 1986). Beaucoup d'auteurs ont remarqué que les minéraux lourds se concentrent préférentiellement dans les sables fins et très fins (Wyborn and Chappell, 1983; Argast and Donnelly, 1987; Fralick and Kronberg, 1997; Garcia et al., 2004). Du point de vue minéralogique et chimique, ces fractions ne constituent donc pas un intermédiaire entre les argiles et les sables grossiers. Le Zr est communément associé à la fraction grossière d'un sédiment fin, en lien avec les

minéraux lourds. Au contraire, le Rb est associé aux fractions fines (argiles et micas). C'est ce qui incite l'utilisation du rapport Zr/Rb comme proxy de la taille de grain (Dypvik and Harris, 2001).

Les argiles sont aussi soumises à une ségrégation le long d'un profil de dépôt (Chamley, 1989). Les argiles sont transportées sous forme de particule en suspension mais aussi sous forme de colloïde. La kaolinite est l'argile qui forme les particules colloïdales les plus grossières par floculation. Cette floculation différentielle entre les argiles est à l'origine d'un dépôt particulièrement rapide de la kaolinite (et dans une moindre mesure à l'illite) et donc une tendance à dominer les environnements proximaux (continentaux et littoraux). Ce comportement hydrodynamique différentiel entre les espèces argileuses est aussi invoqué pour expliquer l'enrichissement en smectite par rapport aux autres argiles loin des barres d'embouchure (Whitehouse, 1958; Pierce and Stanley, 1975; Chester, 1990 ; Robert, 1980), et donc une augmentation du rapport Smectite / Illite vers l'aval (Lykousis et al., 1981).

L'utilisation des rapports tels que Cr/Zr, Ti/Zr, Sc/Zr, Ce/Zr, Zr/Rb ou Th/Zr comme indicateur de provenance dans les sédiments fins doit prendre en compte les effets de **tri hydrodynamique** (et donc la granulométrie). De plus, ces éléments se fractionnent différement avec la granulométrie : le Zr (ainsi que le Cr et le V) aura tendance à suivre les fractions grossières et le Rb les fractions argileuses. Le fractionnement du Ti, liée aux argiles ou à certains minéraux lourds (comme l'ilménite) est plus complexe. Le **recyclage des sédiments**, dans le cas d'un bassin *piggyback*, aura tendance à concentrer le Zr (et le Hf) et le Cr (Pe-Piper et al., 2008) via la présence de lithiques dans les grès moyens grossiers et la présence de zircons dans les grès fins. Ceci rend donc difficile l'application des indices de provenances utilisant le Zr et le Cr.

Notons que la granulométrie impacte directement les indices d'altération chimique. L'aluminium (et le fer), principalement porté par les argiles, diminue avec l'augmentation de la granulométrie alors que la quantité de Na, Ca, Sr et Si portés par les feldspaths et le quartz augmente (le K, Rb et Ba, hébergés par ces deux minéraux restent à peu près constants). Par conséquent, les indices d'altération (CIA, PIA, CIW, CIX, CPA, etc.) sont tous voués à diminuer avec la taille des grains ce qui entraine une diminution apparente de l'altération estimée (Garzanti et al., 2011). Les effets du tri hydraulique, et donc la granulométrie des sédiments, doivent donc rentrer en considération avant de déduire les conditions d'altération des roches sources.

Les études de provenance, et l'utilisation des proxies géochimiques de l'altération, peuvent donc être biaisées par les variations granulométriques. Une approche appropriée de la provenance des sédiments se fera en relation directe avec la granulométrie des sédiments concernés (Weltje and von Eynatten, 2004).

5.4 PERSPECTIVES

La minéralogie initiale des sédiments résulte de l'interaction complexe entre la source, l'altération et les processus de transport/dépôt, ce qui rend difficile la discrimination de ces facteurs. Il est donc devenu clair que chacun de ces facteurs devait être étudié individuellement dans des sédiments actuels afin de mettre en évidence leur effets sur la minéralogie et de réviser et affiner les modèles de provenance classiques. Cette ambition a nourri de nombreuses études de la minéralogie/chimie des sédiments dans l'actuel (Garzanti et al., 2000; Garzanti et al., 2002a; Garzanti et al., 2002b ; Garzanti et al., 2004; Critelli et al., 1997; Armstrong-Altrin and Verma, 2005; Lim et al., 2006; Garzanti et al., 2007a; Marx and Kamber, 2010; Garzanti et al., 2010 ; Bouchez et al., 2011a ; Bouchez et al., 2011b; Lupker et al., 2011; Garzanti et al., 2011; Garzanti et al., 2014; Roddaz et al., 2014; Krippner et al., 2016; von Eynatten et al., 2016 ; Schneider et al., 2016). C'est aussi dans cet esprit que sont apparues récemment les Analyses Quantitatives de Provenance (AQP), que nous présentons en Annexe D.3. du manuscrit.

Ce sont dans ces perspectives que s'inscrit notre étude. L'échelle de travail, qui est celle du bassin sédimentaire, nécessite l'étude d'un grand nombre d'échantillons et sur l'ensemble des lithologies (depuis les lutites jusqu'au grès grossier). Dans ces conditions, les techniques classiques de la minéralogie, telles que la pétrologie quantitative par comptage de point, la thermochronologie, l'étude des minéraux lourds, les DRX (etc…) paraissent difficiles à mettre en œuvre de façon systématique car très chronophages. Il est donc décidé de travailler à partir de la géochimie en roche totale puisque le dosage des éléments majeurs et traces se fait de manière automatisée et est peu coûteux. Il peut aussi être utilisé sur tous les types de sédiments, quelle que soit leur granulométrie. Nous verrons dans quelle mesure l'application des proxys chimiques communément utilisés peuvent l'être dans notre cas qui est celui d'un bassin ancien et ayant été affecté par la diagenèse (Weltje et al., 1996; Mansurbeg et al., 2009).

Chapitre 6. DONNEES ET METHODES UTILISEES POUR LA CARACTERISATION MINERALOGIQUE DES SEDIMENTS

6.1 PROBLEMATIQUES ET METHODOLOGIE GENERALE

L'**objectif** annoncé est de caractériser et quantifier la minéralogie des sédiments dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa pendant l'Eocène Inférieur. La réalisation de cet objectif nécessite donc de travailler :

- sur l'ensemble des lithologies (et donc des granulométries),
- sur un grand nombre d'échantillons,
- sur des sédiments consolidés, ayant subi des transformations diagénétiques, et sur lesquels la granulométrie est difficilement mesurable.

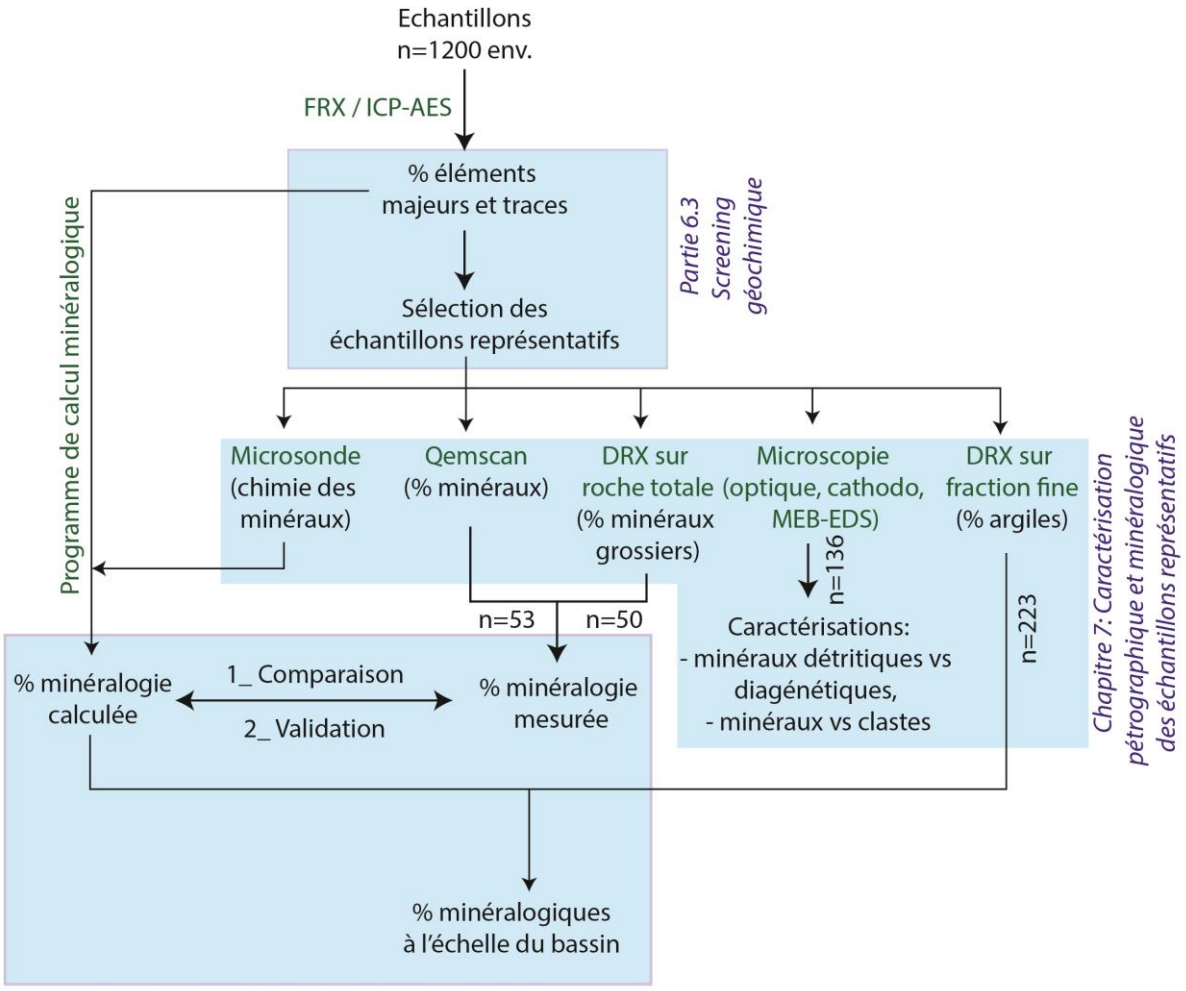
Le contexte tectonique d'un bassin piggyback impose le recyclage de roches sédimentaires (le matériel des nappes chevauchantes mésozoïques), en plus de l'érosion des roches métamorphiques ou ignées de la Zone Axiale. De plus, la période de temps considérée est jalonnée d'évènements tectoniques, ce qui place notre étude dans un contexte « multi-sources » à plus d'un titre.

Plusieurs **problématiques** sont soulevées :

- Quelle méthodologie utiliser pour caractériser et quantifier la minéralogie des sédiments à l'échelle du bassin, et sur l'ensemble des lithologies ?
- Comment peut-on s'orienter vers une quantification « automatique » et donc peu chronophage, et « peu coûteuse » afin de travailler à l'échelle du bassin *i.e.* sur de nombreux échantillons ?
- Comment rendre compte de la minéralogie initiale dans un bassin sédimentaire affecté par la diagenèse ?

L'échelle de travail, qui est celle du bassin sédimentaire, nécessite l'étude d'un grand nombre d'échantillons. Dans ces conditions, les techniques classiques de la minéralogie, telles que la pétrologie quantitative par comptage de point, la thermo-chronologie, l'étude des minéraux lourds, les DRX (etc.,) paraissent difficiles à mettre en œuvre de façon systématique car très chronophages. Il est donc décidé de travailler à partir de la géochimie en roche totale puisque le dosage des éléments majeurs et traces se fait de manière automatisée et est peu coûteux. Il peut aussi être utilisé sur tous les types de sédiments, quelle que soit leur granulométrie.

Etudier la minéralogie des sédiments à partir de leur composition chimique nécessite un contrôle minéralogique. Un des objectifs de la thèse est donc d'établir une méthodologie permettant de faire un pont entre géochimie et minéralogie, ce qui amène à un travail multi-échelles, du bassin à la lame mince. Avec les contraintes spécifiques à notre cas d'étude, nous avons retenu une approche multi-analytique qui combine des analyses microsondes, de la microscopie (optique, cathodo-luminescence et MEB), des quantifications Qemscan et DRX (sur roche totale et fraction fine), de la géochimie multi-élémentaire et du calcul minéralogique. La manière dont ces outils sont combinés entre eux pour aboutir à une caractérisation et à une quantification minéralogique aussi complète (et cohérente) que possible est assez simple, au moins dans son principe. Cette méthodologie est illustrée en **Figure 6.1** et correspond à plusieurs étapes.



Chapitre 8: Minéralogie calculée et étude de la variabilité minéralogique à l'échelle du bassin

***Figure 6.1** : Organigramme et étapes de la méthodologie multi-analytique réalisée dans le but de caractériser et quantifier la minéralogie des sédiments à l'échelle du bassin.*

6.1.1 Etape 1 : stratégie d'échantillonnage et sélection des échantillons représentatifs à l'échelle du bassin

Pour traiter de la distribution de la minéralogie à l'échelle du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa à l'Eocène Inférieur, nous avons procédé à un échantillonnage intensif (env. 1200 échantillons) le long des sections de terrains suivantes :

- La coupe de l'Isabena représente à elle seule env. 350 échantillons. Nous avons choisi cette coupe comme référence puisque, en plus d'avoir été la première coupe étudiée sur le terrain, elle présente l'ensemble des Formations Sédimentaires.
- Les coupes régionales de South Ribagorzana, Campo et Atiart ont été échantillonnées afin d'avoir des équivalents de l'ensemble de l'intervalle étudié à travers le bassin.
- La formation Castissent continentale a été étudiée en détail et échantillonnée sur les coupes de Mas de Faro, Collatrava, Montanana, Luzas W et E. La partie littorale échantillonnée correspond aux coupes de Bacamorta et Santo Cristo, et les parties prodeltaïques et turbiditiques aux coupes de Pocino, Fosado, San Esteban et Los Molinos. La coupe de Fanlo dans le Bassin de Jaca a aussi été échantillonnée.

Vu l'importance de la représentativité des échantillons, nous n'avons pas procédé à un échantillonnage aléatoire. Ce type d'échantillonnage est très difficile à appliquer dans les conditions d'affleurement du terrain. L'échantillonnage le long des sections de terrain a donc été orienté afin de prendre en compte, dans la mesure du possible, un certain nombre de paramètres :

- sur les coupes régionales, toutes les Formations Sédimentaires ont été échantillonnées,
- pour chaque Formation Sédimentaire, nous avons échantillonné chaque environnement de dépôt,
- au sein de chaque environnement de dépôt, l'ensemble des lithologies a été échantillonné afin d'avoir des représentants de l'ensemble des faciès.

Ainsi, afin de procéder à une caractérisation « directe » de la minéralogie (par microscopie, DRX et Qemscan), nous avons constitué un set d'échantillons considérés comme représentatifs à l'échelle du bassin. Nous avons constitué ce set en effectuant une étude de variabilité géochimique des échantillons (screening géochimique). Cette étude est présentée en partie 6.3.

6.1.2 Etape 2 : caractérisation et quantification de la minéralogie sur le set d'échantillons représentatifs

La caractérisation de la minéralogie sur le set d'échantillons représentatifs a été effectuée selon une approche multi-analytique.

Afin de contraindre les minéraux présents dans les sédiments et leur origine nous avons utilisé la microscopie optique, la cathodo-luminescence et le MEB dans les grès. Ces informations

texturales, minéralogiques et chimiques nous ont permis d'identifier les phases minéralogiques représentatives à l'échelle de la lame mince (minéraux + clastes), et de déterminer leur origine (diagénétique ou détritique). Pour les lutites, les DRX fraction fine nous ont permis de discriminer les argiles et de tenter de contraindre les conditions d'altération des sources.

Afin de discriminer les minéraux représentatifs à l'échelle de l'échantillon (ou de la lame mince), nous avons procédé à des quantifications. La minéralogie des grès a été caractérisée en utilisant le Qemscan qui repose sur les propriétés chimiques de phases minéralogiques sur le support de la lame mince. Cet outil nous fournit aussi une quantification basée sur des proportions d'aires minéralogique établies à partir d'une cartographie (échelle d'analyse : champ de lame mince). Des DRX roche totale nous ont aussi fourni un autre type de quantification, basé sur les propriétés cristallographiques des minéraux, sur le même support que les analyses chimiques, i.e. les poudres roche totale, ce qui en fait une technique d'analyse à l'échelle de l'échantillon. Enfin, dans les lutites, les cortèges argileux ont été quantifiés par DRX sur fraction fine.

S'agissant de méthodologies et non de résultats, les aspects techniques (protocoles, analyses) des diverses méthodes utilisées sont précisées au paragraphe 6.2. Les résultats spécifiques à cette évaluation minéralogique sur échantillons représentatifs sont présentés au Chapitre 7.

6.1.3 Etape 3 : quantification de la minéralogie à l'échelle du Bassin

Afin de quantifier la minéralogie à l'échelle du bassin, nous avons donc décidé de mettre en place un calcul minéralogique, pour plusieurs raisons :

- L'étude quantitative de la minéralogie traditionnelle par comptage de points s'avère difficile dans le cas des roches à grain fin, où la similarité des propriétés optiques entre le quartz, la kaolinite, les feldspaths, ou les assemblages entre le quartz et les feldspaths, et les différents types d'argiles gênent la détermination de tous ces minéraux sous microscopie optique. Les problèmes d'homogénéité dans le cas des grès grossiers à très grossiers, nécessitent, par souci de représentativité, d'augmenter le nombre de points comptés par lame ou le nombre de lames, ce qui rend la technique du comptage de point très chronophage. La cathodo-luminescence peut s'avérer être un outil judicieux pour la distinction des clastes et du ciment carbonaté dans la plupart des roches, de même que le MEB peut être sollicité dans la reconnaissance de certains grains (argile, micas, ou tout autre grain de taille de l'ordre du micron), ce qui rend aussi cette technique laborieuse.
- La méthode de diffraction par rayon X en roche totale est dans une autre mesure une technique de quantification assez peu couteuse, qui permet aussi de déterminer la proportion de minéraux dans un échantillon statistiquement représentatif. Cependant, la détermination de certaines espèces minérale (interstratifiés, illite, kaolinite, chlorite et micas) ne peut être complète sans traitements de l'échantillon (chauffé, glycolé) sur fraction fine. De plus, la quantification rigoureuse par la méthode Rietveld s'avère tout aussi chronophage, ce qui limite l'utilisation de la DRX en tant que technique de quantification à l'échelle du bassin.

Dans un souci d'économie de temps de travail, de nombreuses études ont été menées afin de remonter à une minéralogie à partir de données de géochimie minérale sur roche totale (Lofts et al., 1995; Cohen and Ward, 1991; Rosen et al., 2004; Posch and Kurz, 2007; Paktunc, 1998). Cette approche est également pratiquée dans l'industrie minérale (Gu et al., 2014). En effet, les techniques

de dosage des éléments chimiques, par FRX et ICP-AES, sont largement automatisées, et elles permettent d'acquérir une information quantitative avec une densité importante, ce qui est crucial pour aborder une analyse à l'échelle du bassin sédimentaire. De plus, avec l'apparition des diagraphies chimiques dans les forages, ou la mesure directe sur carotte ou sur l'affleurement, il est possible de déterminer l'abondance d'un certain nombre d'éléments majeurs et de traces avec une résolution permettant d'enregistrer leur évolution en quasi continuité (Lofts et al., 1995). Il apparait donc important de pouvoir valoriser ces mesures en estimant la minéralogie associée au moyen d'une inversion des signaux chimiques, et donc d'un calcul minéralogique.

L'utilisation du calcul minéralogique, qu'importe la technique de calcul, nécessite de contraindre la liste des minéraux dont la quantité est significative sur le budget géochimique des sédiments à l'échelle du bassin. Cette liste sera issue de la précédente étude minéralogique et pétrographique. La mise en place du calcul minéralogique nécessite aussi de contraindre la chimie des phases minérales qui seront incorporés au calcul, nous avons déterminé leur chimie à partir d'une étude microsonde. Ceci nous a permis de contraindre la variabilité chimique des minéraux et des clastes dans le bassin.

Afin de valider l'utilisation de calcul minéralogique, une comparaison a été effectuée entre la minéralogie calculée et celle mesurée par DRX roche totale et Qemscan. Cette comparaison permet d'apprécier la qualité (et les limitations) de cette minéralogie calculée. Ainsi, la minéralogie « validée » fournit en retour la densité d'information et le changement d'échelle nécessaires à la caractérisation du bassin. Le chapitre 8 présente la construction de la minéralogie « modèle », une discussion de sa pertinence, et la manière dont elle peut être utilisée à l'échelle du bassin.

6.1.4 Représentation des données

Les données géochimiques, les observations pétrographiques et la minéralogie sont présentées en utilisant la terminologie des formations sédimentaires et les sections dans lesquelles elles ont été décrites. La **Figure 6.2** montre le lien entre les formations et les séquences stratigraphiques définies en partie 2, ainsi que les codes couleur utilisés. La **Figure 6.3**, basée sur le transect de corrélation présenté en partie 2, montre la répartition des formations sédimentaires et des sections de terrain dans le bassin de Graus-Tremp-Ainsa. Ces figures sont aussi présentées en marque-page pour que le lecteur puisse s'y référer rapidement au cours de sa lecture.

L'ensemble des échantillons fait l'objet d'un tableau présent en Annexe F de ce manuscrit.

6.2 LES OUTILS ANALYTIQUES

6.2.1 Outils de caractérisation minéralogique

6.2.1.1 Microscopies

La pétrographie permet d'obtenir l'information texturale et structurale du matériel présent dans le sédiment. Il s'agit donc d'identifier les types de clastes, les remplissages de pores, et de discuter les mécanismes de compaction, détecter les dissolutions de phases primaires et la formation

des minéraux secondaires (remplacements, ciment), qui sont cruciales pour appréhender la perte d'information minéralogique liée à la diagenèse (Milliken, 1998).

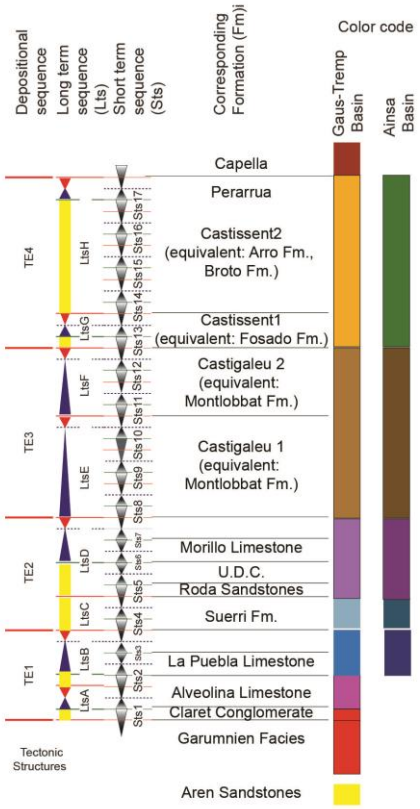


Figure 6.2 *: Correspondance entre les séquences stratigraphiques issues du travail de corrélation stratigraphique, les formations décrites dans les travaux antérieurs dans le bassin de Graus-Tremp-Ainsa et le code couleur utilisé dans cette partie 2.*

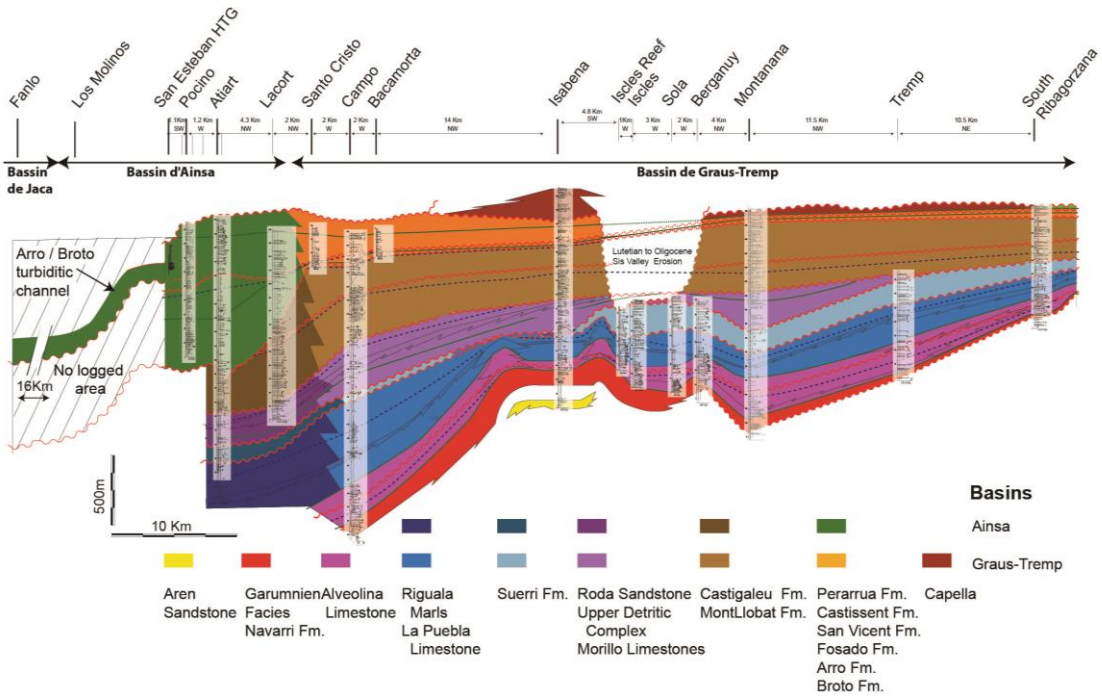


***Figure 6.3** : Répartition des formations sédimentaires du bassin de Graus-Tremp-Ainsa, basée sur le transect de corrélation présenté en partie 1, et le code couleur associé.*

136 lames minces d'une épaisseur de 30 µm et polies ont été confectionnées au ThinSectionLab (Nancy). Les lames n'ont pas été couvertes afin de les observer au MEB, à la microsonde électronique et au Qemscan. Elles n'ont pas été colorées. L'observation des lames minces a été effectuée sur trois supports :

- Un microscope optique polarisant conventionnel (Nikon LV100) équipé d'une caméra numérique Leica DFC400C.
- Un microscope optique équipé de la même caméra et d'une platine de cathodo-luminescence Technosyn Mark 4 opérant à 18kV, 350 mA. La capture d'image est faite avec un temps d'exposition entre 900 ms et 1.5 sec selon l'objectif utilisé. Ces observations permettent de caractériser aisément les clastes carbonatés, les ciments et les différents types de feldspaths.
- Un microscope à balayage à effet de champ (FEG) Jeol 6500, opérant en mode électrons rétrodiffusés (BSE), et équipé d'un spectromètre à dispersion d'énergie (EDS). Les images ont été prises en balayage lent à 15 kV. Les lames minces ont été préalablement métallisées au carbone. L'analyse semi-quantitative a surtout servi à identifier les minéraux. Les observations texturales sont indispensables pour reconstituer les étapes de la diagenèse. Le MEB est nettement mieux adapté que le microscope pétrographique à l'étude de la texture et de la minéralogie des faciès fins.

6.2.1.2 La diffraction rayon X

Le principe de fonctionnement des analyses DRX est présenté en Annexe E. L'enregistrement du signal diffracté par un détecteur adapté permet de visualiser les angles et l'intensité des pics de diffraction obtenus. La loi de Bragg permet de déterminer les distances inter réticulaires du solide cristallisé, et donc d'identifier les phases cristallines présentes dans l'échantillon.

6.2.1.3 Analyses DRX Roche Totale (IFPEN - TOTAL)

Protocole

Les échantillons prélevés sont d'abord broyés soit manuellement à l'aide d'un mortier et d'un pilon en porcelaine (pour les argilites), soit au broyeur à anneaux (pour les échantillons gréseux et les calcaires). Il est en effet apparu qu'un broyage trop fin (préparé au préalable pour des analyses chimiques) apportait des particules supplémentaires dans la fraction argileuse inférieure à 2 microns. Certains minéraux comme le quartz ou bien l'illite sont alors surestimés notamment dans la fraction fine. Le broyage conduit pour les analyses DRX a donc été plus modéré.

Les analyses DRX Roche Totale ont été conduites à l'IFPEN à partir d'un diffractomètre X'pert Pro de Panalytical, utilisant une anode en cobalt, un détecteur X'Celerator de Panalytical, fonctionnant sous tension de 50 kV sous une intensité de 30 mA. Le goniomètre du diffractomètre permet d'effectuer une rotation de 2 à 80°, avec une résolution de 0.011°/s (ce qui donne une acquisition de 2 heures/échantillon).

Identification et quantification des minéraux

L'identification des minéraux repose sur la position des pics générés. La position des différents pics pour chaque minéral est renseignée dans (Moore and Reynolds, 1989). Après quelques opérations de formatage du diffractogramme (définition de la ligne de base, recalage de la position horizontale, etc…), la quantification des minéraux a été réalisée par la méthode Rietveld par Claire Fialips (TOTAL) sur une cinquantaine d'échantillons. Cette méthode consiste à simuler un diffractogramme à partir d'un modèle cristallographique de l'échantillon, puis d'ajuster les paramètres de ce modèle afin que le diffractogramme simulé soit au plus proche du diffractogramme réel. L'erreur relative est considérée à 5 % et la limite de détection à 1 ou 2 %. Ce sont les mêmes valeurs pour les DRX sur fraction fine.

6.2.1.4 Analyses DRX Fraction Fine (Université de Bourgogne - Biogéosciences)

Protocole

Les analyses DRX sur fraction fine ont été réalisées au laboratoire Biogéosciences de l'université de Bourgogne Franche-Comté à Dijon, avec un diffractomètre Bruker D4, Endeavor à anode en Cuivre, et un détecteur LynxEye à filtre Nickel, sous des conditions de 40 Kv de tension et 25 mA d'intensité. La rotation du goniomètre est de 2.5° à 28.5° avec un pas de 0.040°.

La fraction fine des échantillons (<2µm) est isolée et préparée sous forme de pâtes orienté selon le protocole détaillé par Holtzapffel, (1985). La première étape consiste en une décarbonatation par attaque modérée à l'acide chlorhydrique (HCl dilué à N/5) sous agitation permanente, puis éventuellement avec de l'acide plus concentré ajouté gouttes à gouttes afin de faciliter la décarbonatation des échantillons très carbonatés. Puis plusieurs cycles de décantation/rinçage ont été réalisés pour éliminer l'excédent d'acide et défloculer les argiles. La séparation de la fraction fine se fait par décantation *i.e.* sédimentation selon la loi de Stokes dont l'expression simplifiée est :

$t = 190 * x/d^2$ avec

- t le temps de sédimentation d'une particule sphérique (en minute)
- x la profondeur de descente des particules (en centimètre)
- d le diamètre des particules (en micromètre)

La fraction argileuse est prélevée en aspirant le centimètre supérieur de la suspension avec une seringue, puis cette suspension est centrifugée à 3500 tours/min pendant 40 minutes. Le culot obtenu concentré en fraction fine est ensuite étalé sur une lame de verre rainurée et conduit donc à la préparation d'une pâte orientée.

L'analyse DRX est effectuée sur trois types de traitement (Holtzapffel, 1985; Moore and Reynolds, 1989) :

- Le traitement à l'état naturel (i.e. séchage de l'échantillon à température ambiante).
- Le traitement à saturation à l'éthylène-glycol pendant 24h00, ce qui a pour effet de faire varier les distances inter foliaires ; l'éthylène glycol remplace les molécules d'eau ce qui provoque un gonflement des minéraux hydratés (les molécules d'éthylène-glycol étant plus volumineuses que les molécules d'eau), c'est le cas des smectites par exemple. Ce traitement permet donc de différencier les smectites des chlorites et des vermiculites.
- Le traitement par chauffage au four à 490°C pendant 2h00, ce qui a pour effet de déshydrater les minéraux puis de désorganiser le réseau cristallin des minéraux sensibles par de hydroxylation, ce qui ne produit plus de diffraction des rayons X. Ce traitement permet notamment de différencier la chlorite de la kaolinite. Cependant, la chlorite ferrifère étant aussi sensible au chauffage, le test n'est donc pas entièrement discriminatoire pour la distinction kaolinite/chlorite. En parallèle, il faudra donc regarder la présence ou non du pic à 3.54 (chlorite) et 3.58 (kaolinite).

Identification des minéraux argileux sur diffractogrammes ;

Un rappel concernant les propriétés des minéraux argileux est présenté en Annexe 5. Les diffractogrammes se présentent sous la forme d'une série de pics localisés sur des angles de réflexion propres à chaque espèce argileuse. Chaque espèce minérale présente un pic de réflexion basal noté d(001), qui correspond à sa distance inter réticulaire et son espace inter foliaire (en Ångström ; 10^{-10}m). Les pics suivants, notés d(002), d(003), etc., correspondent à des harmoniques de réflexion et se localisent sur les multiples entiers de la réflexion basale (Si d(001)= x Å, alors d(002)= x/2 Å ; Holtzapffel, 1985). Par exemple l'illite a un pic d(001) localisé à 10 Å. Les harmoniques d(002) et d(003) de l'illite sont alors localisées respectivement à 5 et 3,33 Å. Les harmoniques calculées pour connaître le pourcentage d'illite dans les interstratifiés illite/smectite ont été observées dans des I/S réguliers avec sur-structures. Le détail de la localisation des pics des principaux minéraux argileux est fourni en **Figure 6.4**.

Méthode de semi-quantification

Quelques étapes préliminaires à la quantification sont nécessaires : 1) le traçage de la ligne de base, qui permet d'éviter les bruits de fonds du diffractogramme, 2) la correction de la déviation du diffractogramme par recalage du diffractogramme sur le pic du Quartz à 4.25.

La méthode de quantification consiste à relier l'intensité des réflexions d'un minéral à son abondance relative dans un mélange. Cependant, plutôt que de ne tenir compte que de la hauteur d'une réflexion, il est préférable de prendre en considération sa surface (Milliman and Bornhold, 1973). La méthode de quantification adoptée dans notre travail repose sur la mesure de la hauteur du pic prise sur le diffractogramme de l'essai glycolé, à laquelle on affecte un coefficient spécifique qui tient compte de la largeur des pics (Holtzapffel, 1985):

- l'allure des réflexions, c'est-à-dire de l'état de cristallisation du minéral ; de cette manière, le paramètre « surface de réflexion » est pris en considération,
- l'élargissement d'origine instrumentale des réflexions,
- les variations d'incidence du faisceau sur la préparation intervenant dans le cas de minéraux argileux diffractant dans la zone des petits angles où la surface analyse est proportionnellement plus grande.

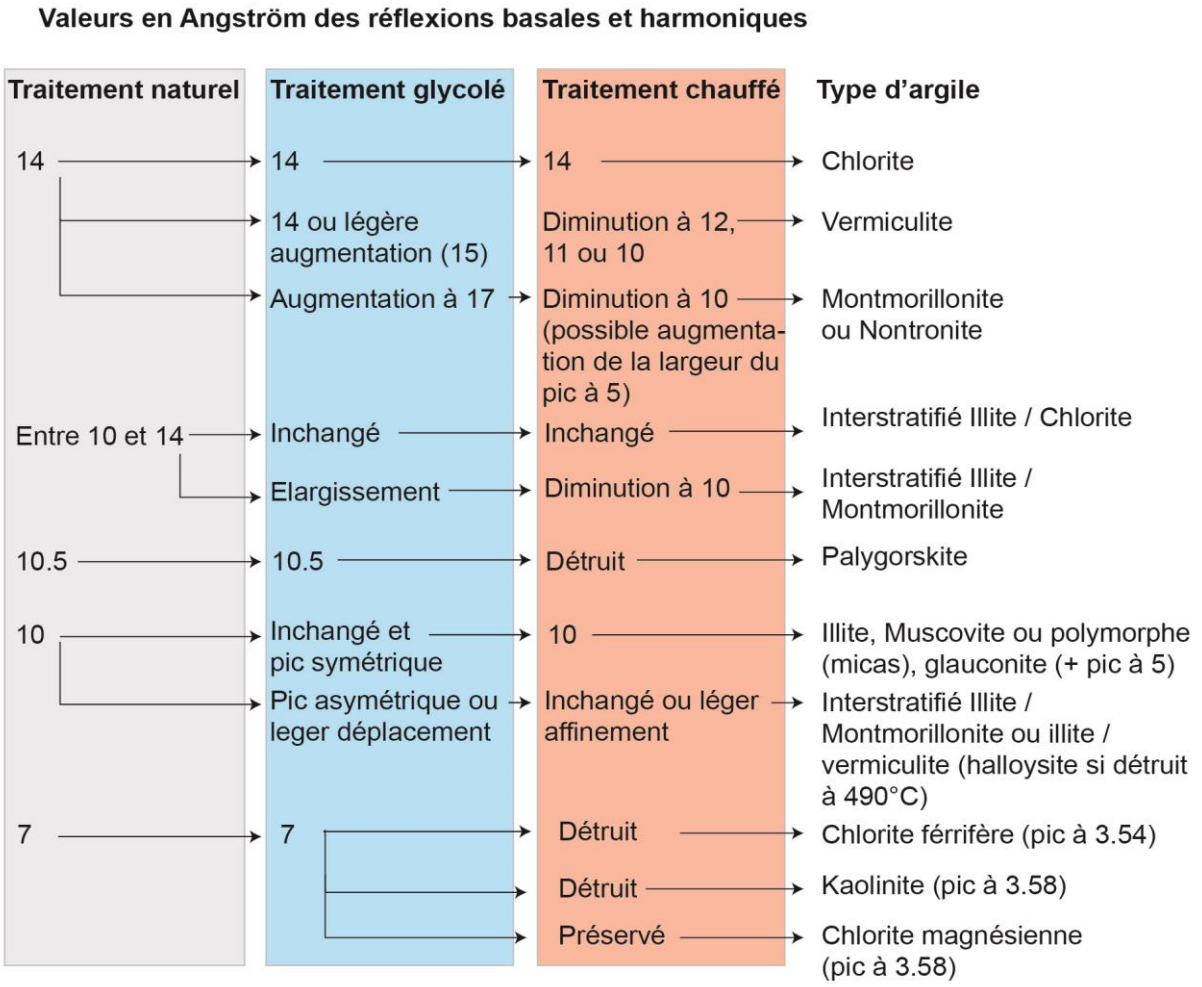


***Figure 6.4** : Clés d'identification des principaux phyllosilicates en DRX sur fraction fine et sous les différents traitements (naturel, glycolé et chauffé à 490°C).*

La somme des valeurs obtenues est ensuite ramenée à 100 % ce qui donne le pourcentage d'une espèce argileuse donnée pour 100 % de minéraux argileux dans la fraction analysée. Un arrondi est ensuite effectué à 5 %, ce qui permet de rester dans le domaine de précision compatible

avec la méthode. Le pic sur lequel sera effectuée la mesure est différent selon le type d'argile. Le pic d(002) sera pris en considération pour la kaolinite et la palygorskite, les pics d(001) pour les interstratifiés illite/smectite R0 et l'illite. Le pic à 7Å correspondant à la fois au pic d(001) de la kaolinite et d(002) de la chlorite est utilisé puis la proportion de la kaolinite et de la chlorite est ensuite déterminée à l'aide du rapport entre les aires des pics d(002) de la kaolinite (3.58Å) et d(004) de la chlorite (à 3.54Å ; Holtzappfel, 1985 ; Moore & Reynolds, 1989).

Minéral	Réflexion utilisée	Facteur multiplicatif correctif
Illite	10 Å (EG)	1
Chlorite	14 Å (EG)	0.34
Vermiculite	14 Å (EG) - 14Å (Ch)	0.34
Smectite	10 Å (EG) - 10 Å (Ch)	1

***Table 6.1** : Table des facteurs correctifs utilisée pour la quantification des principaux minéraux argileux (Holtzapffel, 1985).*

D'autres informations peuvent être obtenues par l'étude des trois diffractogrammes, tels que des valeurs d'abondance relative d'un minéral par rapport à un autre qui ne tient pas compte de la variation des autres minéraux.

- Le rapport d(004) chlorite/d(002) kaolinite sur traitement naturel= W ratio ou weathering ratio qui peut être utilisé comme indicateur de l'altération physique (chlorite dominante) ou chimique (kaolinite dominante) sur une coupe (sauf dans le cas où la kaolinite est considérée comme remaniée de roches anciennes).
- Le rapport d(001) smectite/d(001) illite sur essai glycolé montrera 1) une tendance à l'altération chimique (smectite dominante) ou physique (illite dominante) ou 2) une partitionnement amont-aval (avec une augmentation de la smectite vers l'aval).
- Le *Saddle index* est mesuré afin d'estimer la proportion relative de feuillets d'illites et de smectites dans un interstratifié Illite/Smectite de type R0 en faisant le rapport entre la hauteur de la vallée bordant le pic de la smectite vers les petits angles et la hauteur du pic de la smectite (Inoue et al., 1989 ; Holtzapffel, 1985). Des valeurs situées entre 0 et 0.30 signifient qu'il y a plus de smectites dans l'I/S et peut indiquer de faibles apports en sédiments ou une diagenèse (illitisation) encore peu marquée. Des valeurs entre 0.8 et 1 indiquent au contraire plus d'illite dans l'I/S. Un interstratifié riche en illite traduit une smectite ayant entamé une illitisation. Le *saddle index* est donc un indicateur de choix pour étudier la diagenèse.
- Afin de caractériser les I/S avec davantage de précision, on peut utiliser les harmoniques irrationnels quand ils sont bien exprimés sur les diffractogrammes à partir de la valeur en °Δ2θ (Srodon, 1980; 1984; Środoń et al., 2009). Cela permet de calculer précisément le pourcentage d'illite dans un interstratifié illite/smectite. On se base sur le diffractogramme de l'échantillon glycolé puis on établit la différence en °2 θ ou en d entre la position des réflexions (001/002) et (002/003). Les valeurs obtenues permettent d'estimer les proportions relatives de feuillet par rapport à un tableau préétabli (Moore et Reynolds, 1989).

Quand on parle de minéraux interstratifiés, un des critères importants est l'ordre (ou le désordre) suivant lequel les feuillets sont empilés. On définit dans ce cas le terme *Reichweite R*, qui représente dans un système contenant deux composants A et B, la probabilité pour une particule A, que sa voisine soit une particule B. Les proportions de A et B sont liées par la relation PA+PB=1. D'un

point de vue mathématique, cela signifie que la somme des probabilités de trouver un feuillet A suivi d'un feuillet B est de 1. Dans le cas où pAB=1 et pAA=0, l'ordre est régulier et la probabilité de trouver un feuillet B suivi d'un feuillet A est de 1. On parle alors d'ordre R1. Les études sur l'illitisation des smectites lors de la diagenèse d'enfouissement ont montré que les interstratifiés contenant moins de 50% de feuillets illitiques sont le plus souvent désordonnés de type R0. Plus en profondeur, les interstratifiés sont modifiés et deviennent de plus en plus illitiques et ordonnés de proche en proche. On parle alors d'I/S R1. Certains minéraux comme les I/S sont représentés par des séquences ISII. On parle alors de R3, ce qui signifie que chaque feuillet de smectite est entouré d'au moins 3 feuillets d'illite. D'une manière plus précise, Bethke and Altaner, (1986), ont montré que des interstratifiés avec plus de 45% de feuillets gonflants sont désordonnés, ceux qui en contiennent 30 à 45% sont partiellement ordonnés. En dessous de 30% de feuillets gonflants, les interstratifiés sont considérés comme totalement ordonnés. Les minéraux parfaitement ordonnés (réguliers) sont remarquables aux DRX car ils présentent des réflexions pour des valeurs de d correspondant à la somme des d001 des minéraux qui les constituent. C'est ce qu'on appelle les sur-structures (la régularité de l'empilement fait apparaître les deux feuillets comme une seule et même structure). De manière générale, l'augmentation de l'ordre entre les I/S R0 et R3 engendre un enrichissement en feuillets d'illite (Moore and Reynolds, 1989; Inoue et al., 2005).

La Figure suivante illustre les différents types de diffractogrammes permettant la discrimination des types d'interstratifiés illite / smectite.

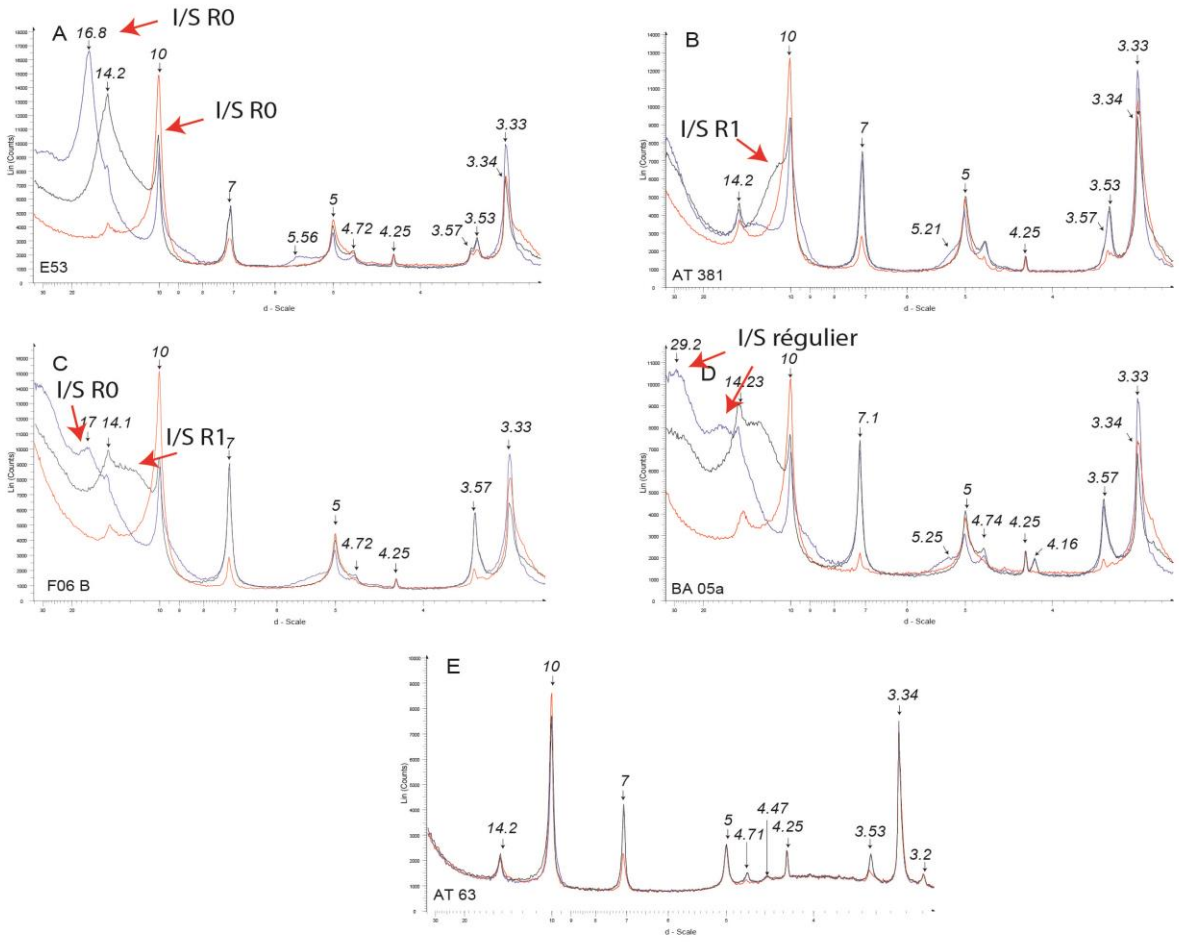


Figure 6.5 *: Types de diffractogramme ; A) I/S de type R0 ; B) IS de type R1 ; C) IS de type R0 et R1 ; D : I/S réguliers ; E : diffractogramme sans I/S. Les valeurs des pics sont données en Angström.*

6.2.2 Outils de caractérisation chimique

6.2.2.1 Analyses élémentaires

L'intérêt des analyses chimiques en roche totale est qu'elles sont largement automatisées, et donc qu'elles permettent d'acquérir une information quantitative avec une densité importante, ce qui est crucial pour aborder l'échelle du bassin sédimentaire. La caractérisation minéralogique directe des sédiments, soit par la pétrographie (compteur de points), soit par DRX, est beaucoup plus lente et ne peut être étendue à de très grandes séries de prélèvements.

Les analyses en roche totale sont effectuées par spectrométrie de fluorescence X et par spectrométrie d'émission à source plasma (FRX / ICPAES) afin de quantifier les contenus en éléments majeurs (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Ti) et en traces (Li, Sc, V, Co, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Sn, Pb, Ba, Th et certaines terres rares). Ces analyses ont été réalisées à l'École des Mines de St Etienne.

En amont de l'analyse élémentaire, les échantillons sont broyés à l'agate, puis portés à différentes températures pour explorer le contenu volatil et, in fine, calcinés à 960°C. Les courbes de perte de masse obtenues sur quelques échantillons représentatifs par thermogravimétrie couplée à l'analyse infrarouge des gaz émis suggèrent que :

- la perte de masse à 420°C est largement liée à la volatilisation de l'eau adsorbée, de l'eau smectitique et à celle de la matière organique ;
- la perte de masse entre 420 et 560°C est majoritairement liée à la libération des groupements hydroxyle des phyllosilicates (kaolins, illites, chlorites) ;
- la perte de masse entre 560 et 960°C est largement dominée par la décomposition des carbonates, qui sont très abondants dans la plupart des échantillons traités.

Fluorescence X

Les analyses élémentaires sont réalisées sur un spectromètre Brucker SRS3400 à dispersion de longueur d'onde équipé d'un tube RX à cible en Rhodium.

Les échantillons sont préparés sous forme de perles (fusion avec $Li_2B_4O_7$) à partir du résidu calciné à 960°C pour le dosage des éléments majeurs et sous forme de pastilles (dans une matrice cire) à partir de la poudre brute pour l'analyse des traces.

Pour les constituants majeurs, une routine permet de doser 10 oxydes (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 (Fe total), MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 et P_2O_5). Les corrections de matrice, relativement aisées du fait que l'échantillon est dilué 15 fois dans la perle, sont effectuées par la méthode des paramètres fondamentaux et les intensités corrigées sont calibrées sur les valeurs recommandées de standards internationaux, dont la plupart sont distribués par le SARM (Nancy). L'incertitude relative est de l'ordre du %, un peu moins bonne pour les éléments les plus légers (Na, Mg) ; les seuils de détection varient dans la gamme 0.05-0.02%.

Pour les constituants en traces, le domaine du spectre impacté par les raies des éléments majeurs n'est pas utilisé. Pour les autres, i.e. pour des éléments plus lourds que le Nickel, l'intensité de la raie Compton permet d'estimer les coefficients d'absorption de la matrice, et les intensités ainsi corrigées sont calibrées sur les valeurs recommandées des standards internationaux. L'incertitude relative est de l'ordre de 5% pour les éléments relativement abondants (Zn, Rb, Sr, Zr) et de l'ordre de 10% pour les autres (Ni, Ga, Y, Nb, Sn, Pb, Th), avec des seuils de détection de quelques ppm. Le dosage de U à basse teneur par cette méthode est difficile (seuil détection vers 10 ppm).

L'analyse par fluorescence X ne permet pas de doser des traces très peu abondantes. La méthode se recommande toutefois par sa grande reproductibilité, la configuration géométrique de l'excitation et de la collecte des rayonnements émis étant très stable. Cette particularité la rend précieuse pour assurer la cohérence interne de grands jeux de données.

ICP-AES (spectrométrie d'émission à source plasma)

L'appareil utilisé est un spectromètre séquentiel HORIBA Jobin-Yvon Activa. Les solutions analysées sont préparées par attaque multi-acides, incluant une attaque à 120°C par HF dans des tubes en téflon fermés. L'attaque acide ne permettant pas de minéraliser la matière organique, elle est effectuée sur le résidu déshydraté à 560°C plutôt que sur la poudre brute. Lors de la reprise, les fluorures volatils sont évaporés, ce qui a pour effet d'éliminer l'essentiel de la Silice, et qui interdit donc son analyse. La reprise est effectuée dans HCl 2M, qui passe à l'analyseur.

Les éléments dosés sont:

- les majeurs (Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 et P_2O_5) sauf SiO_2 ;
- les traces suivantes : Li, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Th et quelques terres rares (La, Ce, Eu, Yb) ; un dosage plus complet du spectre de Terres Rares nécessite une séparation chimique préalable.

Les seuils de détection sont plus bas qu'en XRF. Pour les constituants majeurs de faible concentration (Mn, Ti, P) et pour les éléments légers (Na), ce gain de sensibilité est très appréciable. Pour la plupart des éléments, le seuil est de 3 ppb dans la solution dosée (donnée constructeur), ce qui, pour un taux de dilution de entre 100 et 250, correspond à environ 0.3 - 1 ppm dans la roche. Les incertitudes relatives sont de l'ordre de 5%.

Par contre, la reproductibilité est moins bonne qu'en XRF, du fait que les intensités mesurées dérivent au cours du temps, en réponse aux fluctuations de température du plasma. Ces variations d'intensité, qui peuvent être de l'ordre de 10 à 20 % sur quelques heures, conduisent à adopter une méthode d'étalonnage particulière : une solution de contrôle, préparée en grande quantité, est analysée périodiquement (tous les 5 échantillons), et permet de mesurer les dérives d'intensité. Une fois cette dérive corrigée, la composition effective de la solution de contrôle est étalonnée par les intensités mesurées sur des standards de roche internationaux (en pratique les mêmes que pour la fluorescence X). Puis cette solution de contrôle est utilisée à son tour comme étalon unique (multi élémentaire) pour évaluer la composition des échantillons inconnus. Seules des raies non interférées sont utilisées.

Sélection des valeurs utilisées

L'utilisation conjointe de ces deux méthodes offre une redondance dans l'analyse des majeurs et de certaines traces (Ni, Zn, Sr, Y) qui permet :

- de détecter des erreurs éventuelles ;
- d'étendre la gamme de concentrations sur laquelle certains constituants sont dosés tout en préservant une bonne incertitude relative à la fois à haute et basse teneur ;
- de pallier aux difficultés de mise en solution pour des minéraux comme le zircon, très résistants à l'attaque acide.

Les valeurs obtenues par fluorescence X ont été retenues systématiquement pour les traces Zn, Rb, Sr, Zr et Pb. Les valeurs obtenues par ICP-AES ont été retenues systématiquement pour les majeurs Mn, Ti, P, Na et pour les traces Sc, V, Cr, Y, Ba, La, Ce, Eu, Yb. Pour les constituants majeurs abondants (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 (Fe total), MgO, CaO, K_2O) les valeurs obtenues sur perle par XRF sont retenues quand elles sont disponibles, et complétées par les dosages en ICP pour les basses teneurs.

Le dosage des perles par XRF n'a pas été possible tout au long de l'étude pour des raisons techniques, et de ce fait SiO_2 n'a pas pu être dosé directement sur perle pour une partie importante des échantillons. Dans ce cas, la teneur en SiO_2 ne peut être estimée que par différence à 100% du total des autres constituants majeurs, exprimés sous forme d'oxydes. Bien entendu, cette estimation est risquée : elle est en particulier inutilisable lorsqu'un autre constituant important de la roche n'est pas dosé, par exemple le soufre ou un métal pour un échantillon riche en sulfates ou en sulfures, ou bien lorsqu'un échantillon contient beaucoup de fer, dont l'état de valence n'est pas connu avec précision. Cette estimation est aussi de mauvaise qualité lorsque la somme des oxydes dosés (Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 et P_2O_5) et de la perte au feu dépasse les 75 %, ce qui est le cas pour les roches dont la composition est dominée par les carbonates. Par contre, la comparaison entre les teneurs en SiO_2 dosé sur perle par XRF et SiO_2 estimé par différence à 100 % à partir de l'analyse des autres majeurs montre que l'estimation est acceptable pour l'essentiel du matériel silicoclastique. Pour les échantillons trop carbonatés ou pour lesquels le dosage direct de SiO_2 est considéré comme incontournable, une procédure alternative est mise en place, par fusion alcaline suivie d'une reprise en dans HNO_3, la solution étant ensuite analysée par ICP-AES.

Une partie des constituants dosés n'est pas utilisée de manière systématique dans le présent travail, soit parce que les teneurs sont trop basses ou erratiques pour être utilisables sur l'ensemble du jeu de données (Li, Cu, U, Th) soit parce qu'elles sont largement redondantes avec d'autres données (Ga avec Al, Nb avec Ti, Ni et Co avec V ou Cr) et n'offrent pas de possibilité de discrimination chimique supplémentaire.

6.2.2.2 Analyses chimiques à la microsonde

Les analyses ponctuelles des minéraux ont été effectuées sur une microsonde électronique (MSE) Cameca SX100 au Laboratoire Magma & Volcans de Clermont Ferrand. Les éléments majeurs et le Ba ont été analysés sous une tension de 20 kV, avec un courant de 15 nA. Pour analyser les silicates, le faisceau est focalisé ; il est défocalisé à 5 µm pour les carbonates. Pour analyser des plages multi minérales, sélectionnées dans le but de cerner la composition moyenne des feldspaths altérés ou des lithoclastes, le faisceau est défocalisé à un diamètre entre 30 et 50 µm, et la position

du spot déplacée de 3 à 5 fois dans l'assemblage à analyser en fonction de son homogénéité apparente.

6.2.2.3 Analyses au Qemscan (TOTAL)

Le Qemscan (**Q**uantitative **E**valuation of **M**inerals by **SCAN**ning electron microscopy) correspond à un MEB à détecteurs EDS, un logiciel contrôlant automatiquement l'acquisition des données (IDiscover) et d'une base de données minérale.

Le matériel analysé correspond à une surface (ici une surface de 7 mm² sur lame mince polie et carbonée) qui est balayée dans un premier temps rapidement par le faisceau d'électron afin de fournir une image BSE. Dans un second temps, la surface est balayée avec un faisceau d'électron plus puissant, à 15 Kv, afin de générer un spectre EDX à chaque point (un point présente un diamètre de 2 µm). L'acquisition d'un spectre se fait à 3000 coups, ce qui est suffisant dans notre cas sans matière organique. L'identification du minéral est effectuée automatiquement en se basant sur le spectre EDX et l'image BSE et par une comparaison avec une très large base de données minérales. Au final, la donnée brute du Qemscan correspond à une image de la minéralogie interprétée et un pourcentage surfacique issu de l'aire occupée par chaque phase minérale (qui a été dans un second temps converti en pourcentage massique).

Dans un second temps les résultats ont été traités sous le logiciel Nannomin. Cela améliore les résultats de plusieurs façons :

- L'attribution automatique des minéraux, sous IDiscover, en fonction du spectre est effectuée par comparaison des spectres dans l'ordre établi de la liste. Ainsi, si un spectre correspond à 98 % ou plus à un autre spectre de la base, le minéral correspondant sera attribué sans comparaison avec les minéraux suivants de la liste. Ce biais est enlevé par le traitement Nannomin.
- Le traitement Nannomin permet de traiter les contacts entre les grains. Sous traitement automatique d'Idiscover, seul les contacts calibrés pouvaient être reconnus, et ces derniers n'étaient pas exhaustifs. Sous Nannomin, nous avons paramétré l'attribution d'un spectre EDX jusqu'à trois minéraux simultanément avec la condition de privilégier le plus petits nombres de minéraux. Dans le cas de contact au sein d'un point, le mélange entre les phases reconnues sera donné en %.

Dans le cas de porosité ou d'arrachement de grain sur la lame mince, un pourcentage de « vide » est déterminé, celui-ci a été ensuite retiré pour obtenir les pourcentages minéralogiques finaux. Parmi les échantillons analysés, un maximum de 1.3 % des phases minéralogiques n'a pas été reconnu. L'observation des cartographies Qemscan et microscopique nous a montré que ces phases correspondent pour l'essentiel à de la chlorite. Nous avons donc attribué ces incertitudes à la chlorite et avons considéré que cette méthode apportait une incertitude de 1.5 %.

L'intérêt de cette méthode est de disposer d'une cartographie quantifiée, ce qui permet d'avoir une image de l'aspect textural de la minéralogie. Des informations telles que la taille et la forme des grains, l'association minéralogique, la porosité peuvent être calculée par traitement de l'image, ce qui n'a pas été effectué dans notre travail.

Le mode d'acquisition (3000 coups par point, sur un champ de 7 mm² localisé au milieu de la lame mince et à une résolution de 10 µm) a été contraint afin de permettre ma propre autonomie lors de l'acquisition, après avoir été formée auprès de personnes du laboratoire de TOTAL (et plus particulièrement par Bernard Labeyrie). Ce mode d'acquisition est aussi issu du compromis entre temps d'acquisition (3.5 h pour 4 échantillons) et représentativité du champ, qui a été jugé convenable d'après les observations pétrographiques sur les grès fins et moyens.

6.3 ETUDE DE LA VARIABILITE GEOCHIMIQUES DES SEDIMENTS : LE SCREENING GEOCHIMIQUE

La géochimie multiélémentaire en roche totale a été utilisée ici comme méthode d'étude intensive de la pile sédimentaire. Tous les faciès ont été analysés, dans une tentative de donner une image aussi peu biaisée que possible du contenu du bassin et, bien entendu, de focaliser la caractérisation directe (pétrographie, Qemscan, DRX) sur des échantillons représentatifs. Il existe très peu d'exemples, dans la littérature, de systèmes sédimentaires détritiques explorés de cette manière, et on n'y trouvera pas de méthode pour traiter le grand volume de données ainsi obtenu. Notre point de départ est la simple constatation qu'un système sédimentaire détritique collecte et redistribue les constituants chimiques présents dans sa source : à cette redistribution sont associés des fractionnements chimiques ; les mécanismes qui les régissent sont l'altération chimique, qui sépare les constituants solubles de ceux qui le sont peu, et le tri hydrodynamique, qui sépare les particules transportées en fonction de leurs propriétés physiques (densité, forme).

Le screening géochimique qui est proposé ici porte en premier lieu sur l'amplitude des fractionnements entre constituants peu solubles (inertes *s.l.*) dans la fraction silicoclastique de la pile sédimentaire. Il sera complété ensuite par une évaluation de la distribution de certains constituants solubles, affectés par l'altération de surface et/ou la diagenèse. Dans cet examen, ne sont pris en compte que des rapports élémentaires.

6.3.1 Variabilité des éléments inertes

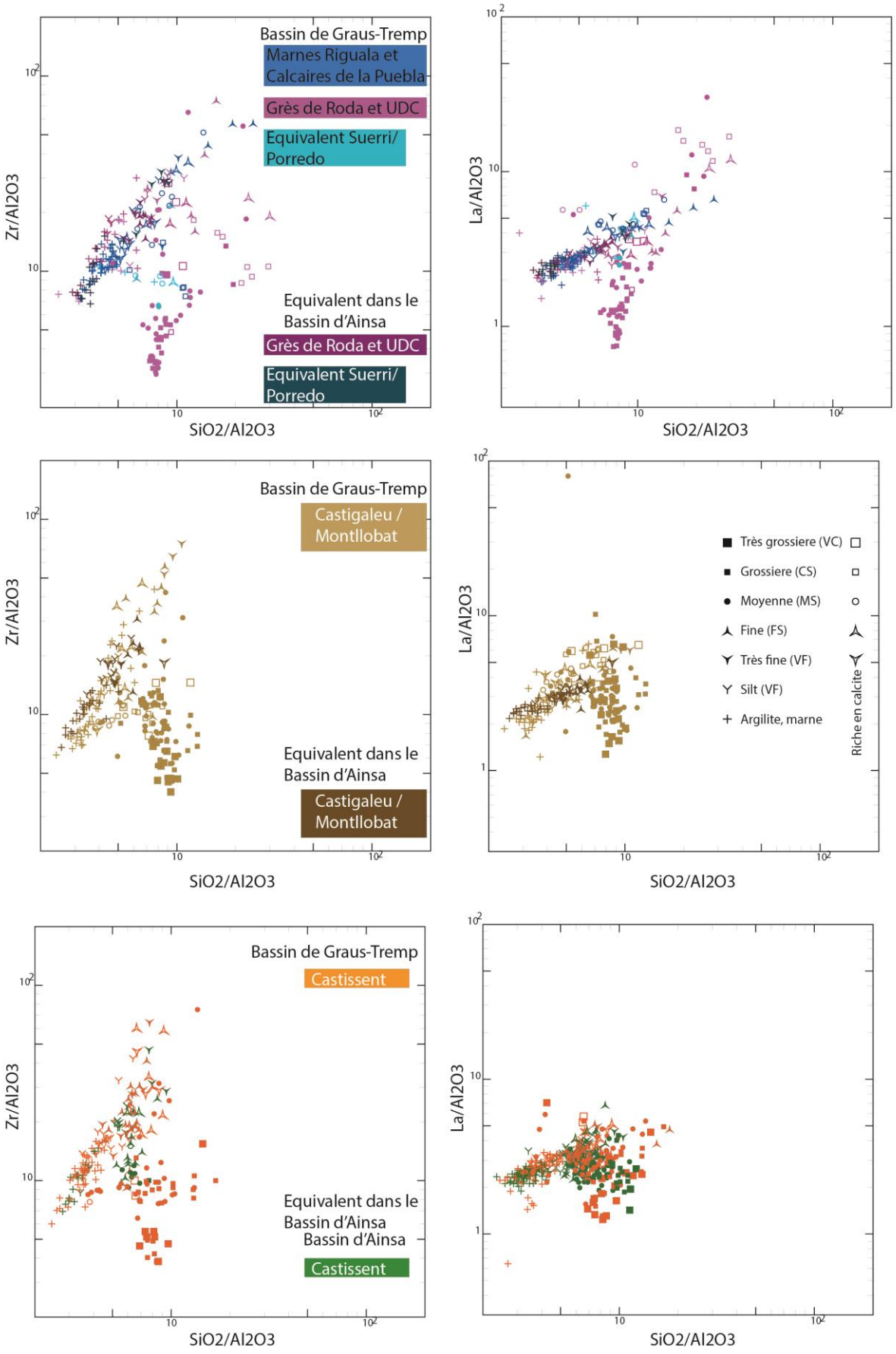
Les éléments retenus dans le premier examen sont Si, Al, Fe, Ti, Sc, V, Zr, La et leurs rapports sont représentés sous une forme normalisée à Al_2O_3 où les oxydes sont en % et les traces en ppm.

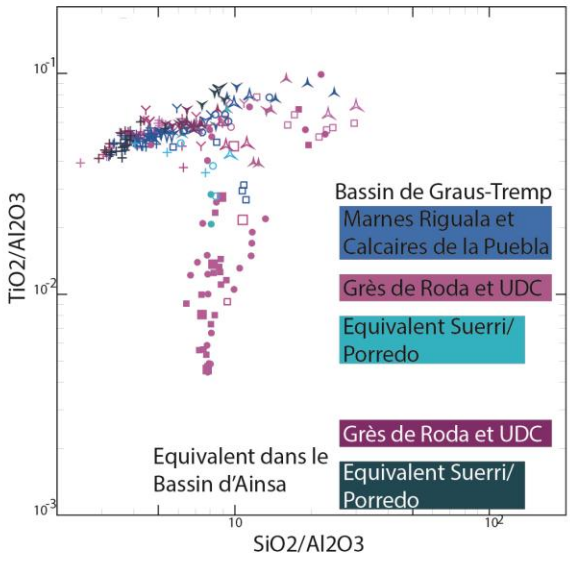
La **Figure 6.6** présente l'ensemble des variations enregistrées pour ces rapports dans une série de projections log-log utilisant le rapport SiO_2/Al_2O_3 comme descripteur principal : trois intervalles stratigraphiques superposés sont représentés sur des diagrammes distincts ; les symboles sont utilisés pour visualiser les tailles de grain (estimées visuellement sur section sciée). La **Figure 6.7** montre un exemple représentatif de ce type de diagramme appliqué à l'ensemble du jeu de données (A) et à la Formation Castigaleu à travers le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa (B).

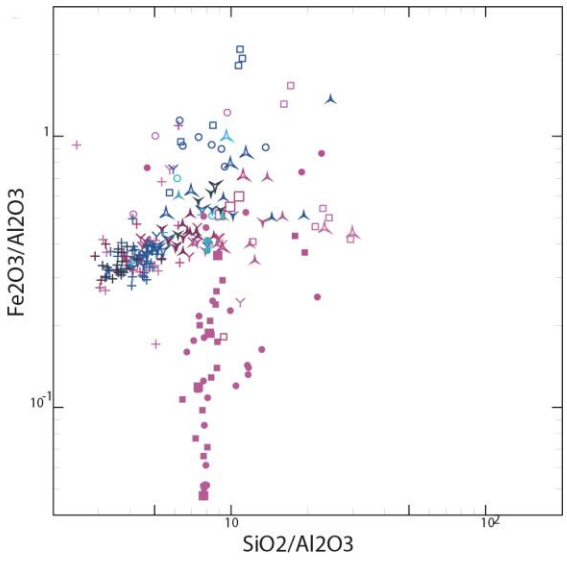
Ces projections montrent que les variations de composition sont étendues et globalement non linéaires : sables grossiers et argilites constituent bien les compositions extrêmes du spectre, mais les granulométries intermédiaires n'ont pas, en général, une composition intermédiaire entre ces deux extrêmes. Pour chacun des intervalles stratigraphiques considérés ici, le domaine de variation est, au premier ordre, constitué de deux branches contrastées :

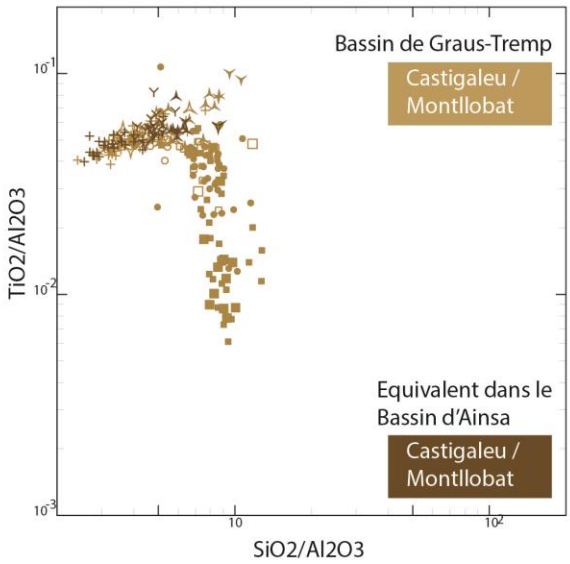
- dans la branche qui contient les fines (argilites, siltites mais aussi des grès très fins et fins), les variations ont une amplitude très importante pour Zr (un ordre de grandeur), La et SiO_2 (un facteur 5) ; elles sont aussi bien corrélées entre elles ; l'amplitude des variations est moins forte pour TiO_2 (un facteur 3), et s'atténue encore pour Fe_2O_3, Sc et V.
- dans la branche qui contient les grès très grossiers, grossiers et moyens, les variations relatives de SiO_2 sont modestes (un facteur 2), mais celles des autres paramètres (Zr, La, Ti, Sc, V) demeurent fortes (un ordre de grandeur) et, au moins grossièrement, corrélées entre elles.

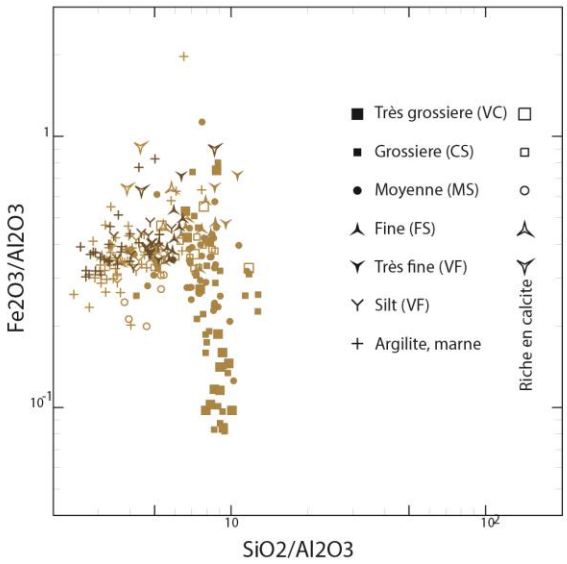
***Figure 6.6** : Diagramme des éléments traces (Zr, La, TiO_2, Fe_2O_3, Sc, V, rapportés à Al_2O_3) vs SiO_2/Al_2O_3 pour Roda+UDC, Castigaleu, Castissent dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa.*

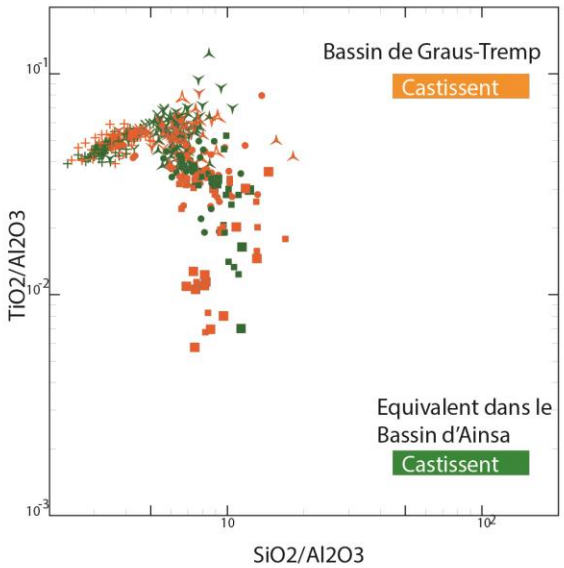

Bassin de Graus-Tremp
Marnes Riguala et Calcaires de la Puebla
Grès de Roda et UDC
Equivalent Suerri/ Porredo
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Grès de Roda et UDC
Equivalent Suerri/ Porredo
Zr/Al2O3
La/Al2O3
SiO2/Al2O3
Bassin de Graus-Tremp
Castigaleu / Montllobat
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Castigaleu / Montllobat
Très grossiere (VC)
Grossiere (CS)
Moyenne (MS)
Fine (FS)
Très fine (VF)
Silt (VF)
Argilite, marne
Riche en calcite
Bassin de Graus-Tremp
Castissent
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Bassin d'Ainsa
Castissent

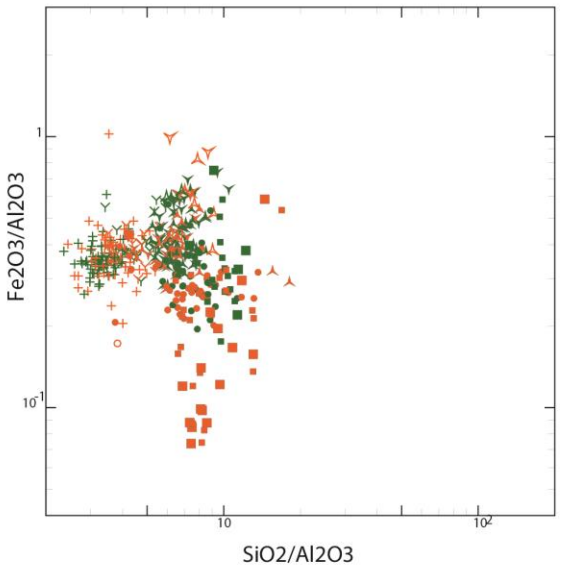

TiO2/Al2O3
SiO2/Al2O3
Bassin de Graus-Tremp
Marnes Riguala et Calcaires de la Puebla
Grès de Roda et UDC
Equivalent Suerri/ Porredo
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Grès de Roda et UDC
Equivalent Suerri/ Porredo

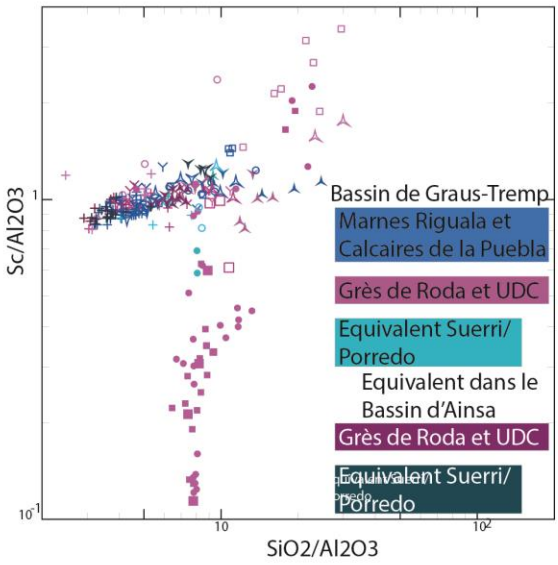

Fe2O3/Al2O3
SiO2/Al2O3

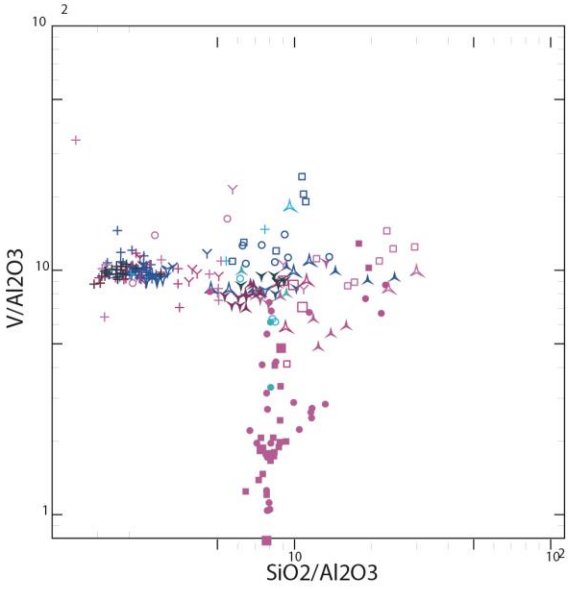

TiO2/Al2O3
SiO2/Al2O3
Bassin de Graus-Tremp
Castigaleu / Montllobat
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Castigaleu / Montllobat

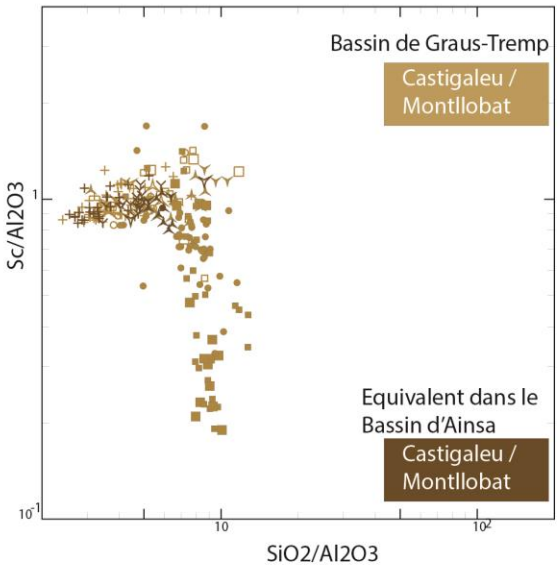

Fe2O3/Al2O3
SiO2/Al2O3
Très grossiere (VC)
Grossiere (CS)
Moyenne (MS)
Fine (FS)
Très fine (VF)
Silt (VF)
Argilite, marne
Riche en calcite

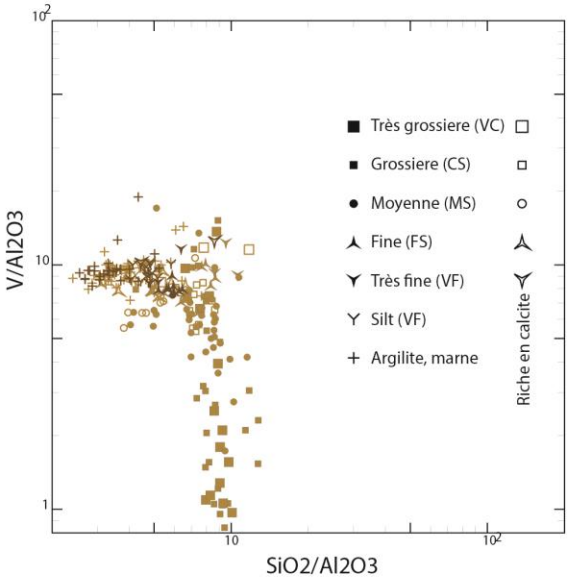

TiO2/Al2O3
SiO2/Al2O3
Bassin de Graus-Tremp
Castissent
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Castissent

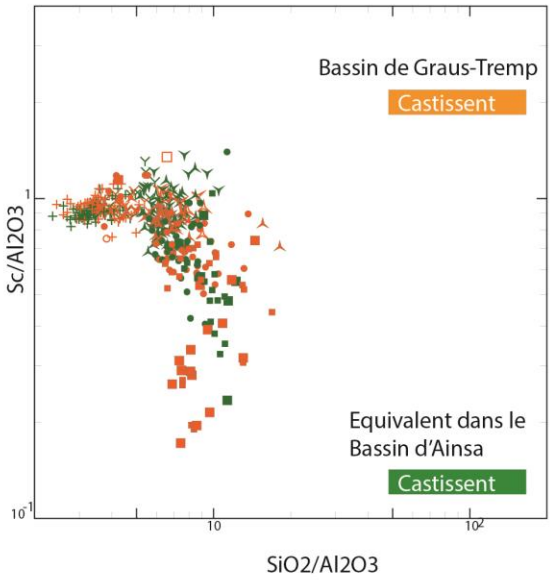

Fe2O3/Al2O3
SiO2/Al2O3


Sc/Al2O3
SiO2/Al2O3
Bassin de Graus-Tremp
Marnes Riguala et Calcaires de la Puebla
Grès de Roda et UDC
Equivalent Suerri/ Porredo
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Grès de Roda et UDC
Equivalent Suerri/ Porredo


V/Al2O3
SiO2/Al2O3


Sc/Al2O3
SiO2/Al2O3
Bassin de Graus-Tremp
Castigaleu / Montllobat
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Castigaleu / Montllobat


V/Al2O3
SiO2/Al2O3
Très grossiere (VC)
Grossiere (CS)
Moyenne (MS)
Fine (FS)
Très fine (VF)
Silt (VF)
Argilite, marne
Riche en calcite


Sc/Al2O3
SiO2/Al2O3
Bassin de Graus-Tremp
Castissent
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Castissent

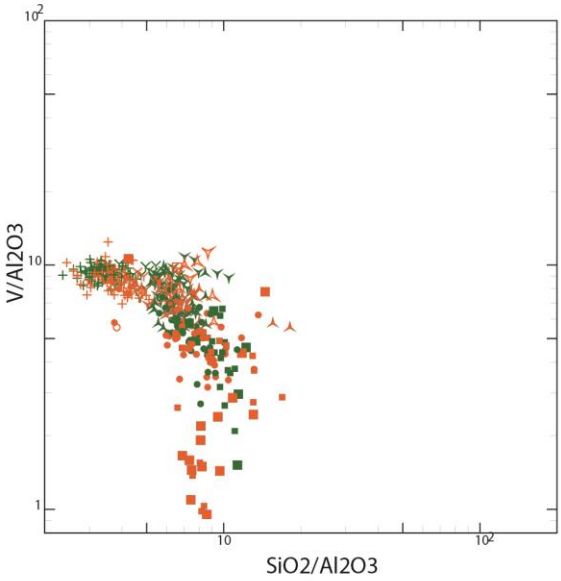
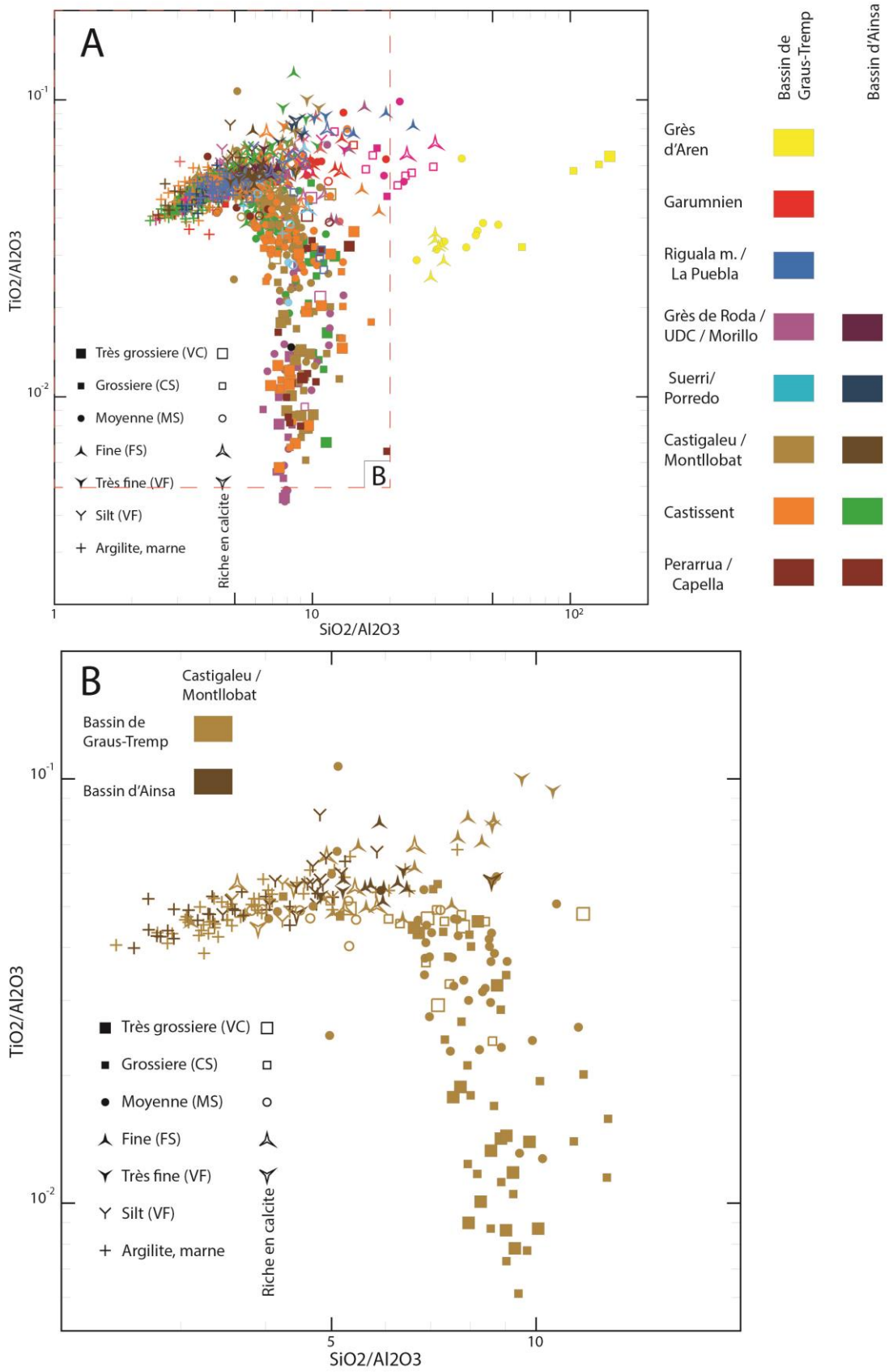

V/Al2O3
SiO2/Al2O3

Figure 6.7 *: Exemple de diagramme des éléments traces $TiO2/Al_2O_3$ vs Si/Al_2O_3 appliqué à l'ensemble du jeu de donnée (A) et à la Formation Castigaleu dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa (B).*



Quelle que soit l'interprétation que l'on peut donner de ces variations (ce point est abordé au chapitre 8), ce panorama met en lumière trois particularités du signal géochimique :

- Le signal est redondant, plusieurs indicateurs fournissent la même image, ou des images très voisines, des contrastes chimiques entre les différents granulométries. Le fait d'avoir analysé 25 constituants ne fournit pas 5 fois plus d'information que d'en analyser 5 ; des projections du même type utilisant d'autres constituants peu solubles fournissent une image très similaire : celle de Ce est proche de celle de La, celles de Yb, Y sont proches de celle de Zr, celle du Fe_2O_3 ressemble à celle du Sc ; les distributions de Cr, Nb et Th ressemblent à celles de V, TiO_2 et La, respectivement, mais sont brouillées par l'incertitude analytique.
- Ce signal est peu discriminant : les variations de composition enregistrées dans les différentes formations sédimentaires se ressemblent beaucoup entre elles, il y a beaucoup de variations dans une unité stratigraphique et assez peu d'une unité à l'autre. Ce constat est particulièrement frappant dans le cas des fines, pour lesquelles il est difficile d'établir des distinctions chimiques entre unités. Les compositions varient beaucoup, certes, mais en relation avec le rapport Si/Al du matériel (i.e. le rapport quartz/argiles, au premier ordre) et non en raison de différences dans la source du matériel. Les rapports élémentaires entre inertes (Ta, Nb, La, Y, Sc, Th) utilisés pour qualifier le contexte géotectonique (Bhatia and Crook, 1986) sont ici très peu discriminants.
- La branche contenant les arénites est un peu plus diversifiée, ce qui laisse un peu plus de place pour des discriminations chimiques entre formations sédimentaires. L'un des objectifs de l'étude pétrographique sera, précisément, de faire l'inventaire des éléments figurés qui contribuent, par leur composition et leur abondance, à expliquer les variations enregistrées, et la sélection effectuée pour l'examen pétrographique s'est efforcée de couvrir toute l'étendue de ces variations (**Figure 6.8**).

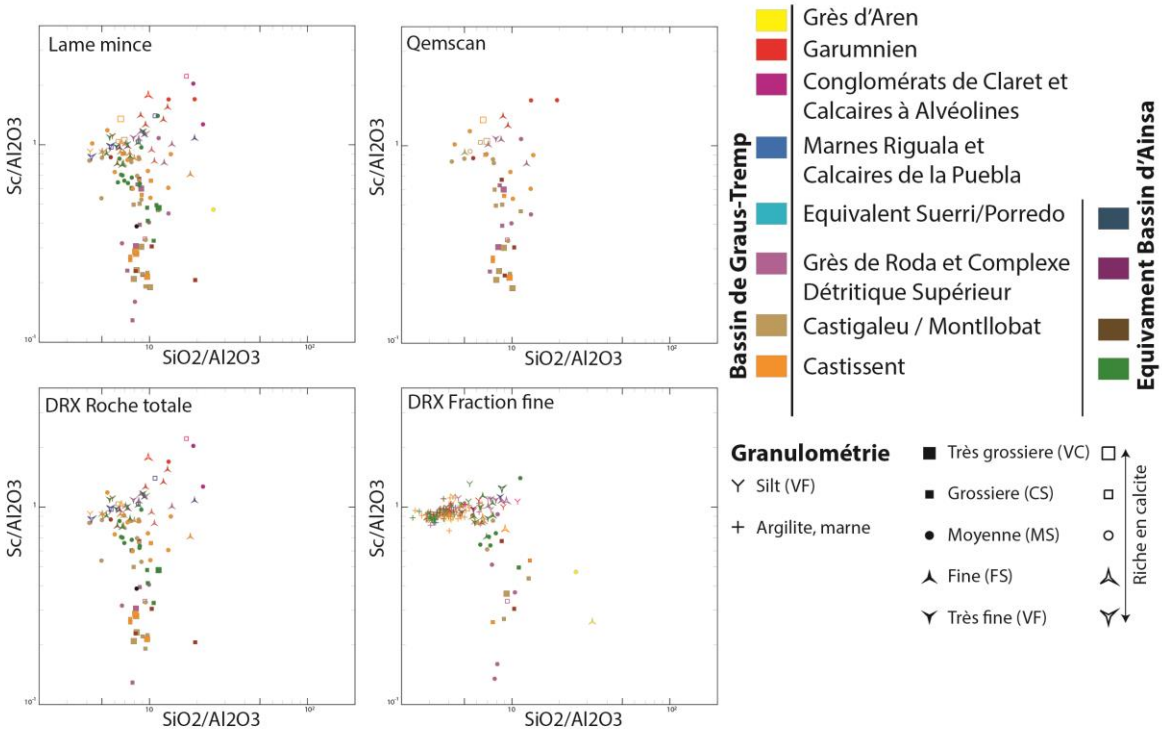


Figure 6.8 *: Diagramme Sc vs SiO_2 rapportés à Al_2O_3 montrant l'ensemble des échantillons représentatifs sélectionnés au regard des variations géochimiques, et pour chacune des méthodes analytiques (Pétrographie*

sur Lame Mince, Qemscan, DRX roche totale et DRX fraction fine). Des quantifications sur Qemscan ou DRX roche totale dans les sédiments du Bassin d'Ainsa n'ont pas pu être effectuées.

6.3.2 Variabilité des éléments solubles

Le deuxième élément pris en considération dans notre screening du jeu de données concerne la distribution des constituants solubles, potentiellement éliminés dans l'altération de surface ou mobiles dans la diagenèse. Sont concernés principalement les cations basiques portés par les feldspaths (Na, K, Rb, Sr, Ba) et leur rapport à Al, qui varie largement selon que les feldspaths sont préservés ou transformés. Ces relations mutuelles sont représentées de manière synthétique sur la figure **Figure 6.9**, bâtie sur le modèle des figures précédentes, mais utilisant cette fois des coordonnées cartésiennes et des proportions molaires.

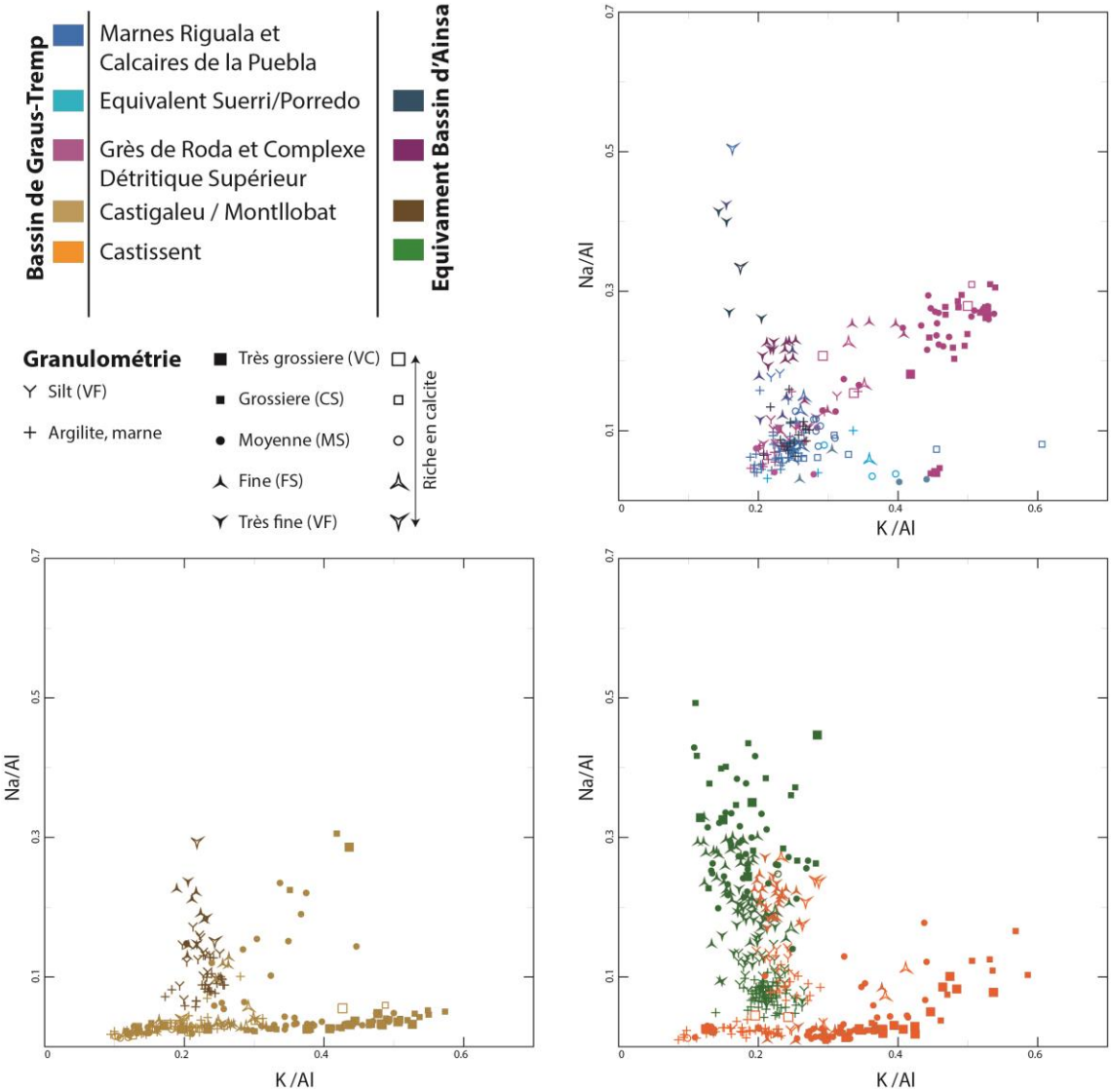


***Figure 6.9** : Diagramme K/Al vs Na/Al en proportions molaires pour Roda+UDC, Castigaleu, Castissent dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa.*

Les compositions des lutites (silts, argilites, marnes) y apparaissent relativement groupées : elles contiennent peu de Na et ont un rapport K/Al proche de celui d'une illite. Les compositions des grès sont beaucoup plus diversifiées et se répartissent, au premier ordre, en trois branches :

- une branche pauvre en Na, qui regroupe la majorité des grès provenant des formations Castigaleu et Castissent dans le Bassin de Graus-Tremp.
- une branche riche en Na (et pauvre en K) qui regroupe la majorité des grès du bassin d'Ainsa, et des grès des Formations Suerri, Roda/UDC, Castigaleu et Castissent.
- et une branche intermédiaire (le long de la diagonale) dominante dans les Grès de Roda et du Complexe Détritique Supérieur, mais représentée aussi dans une partie des grès de la formation Castigaleu, et dans une moindre mesure dans certains grès de Castissent du Bassin de Graus-Tremp.

NB : le signal est ici régional plutôt que stratigraphique. Cela suggère que les variations de Na et de K ne sont pas d'origine synsédimentaire. Ces éléments semblent donc avoir été remobilisés, ce qui limite donc l'utilisation des indices chimiques d'altération présentés au chapitre 5 (partie 5.2.2.2).

Ici encore, les grès sélectionnés pour l'examen pétrographique, et les quantifications sur DRX et Qemscan, couvrent l'étendue du domaine de variation, et en particulier les extrêmes (**Figure 6.10**).

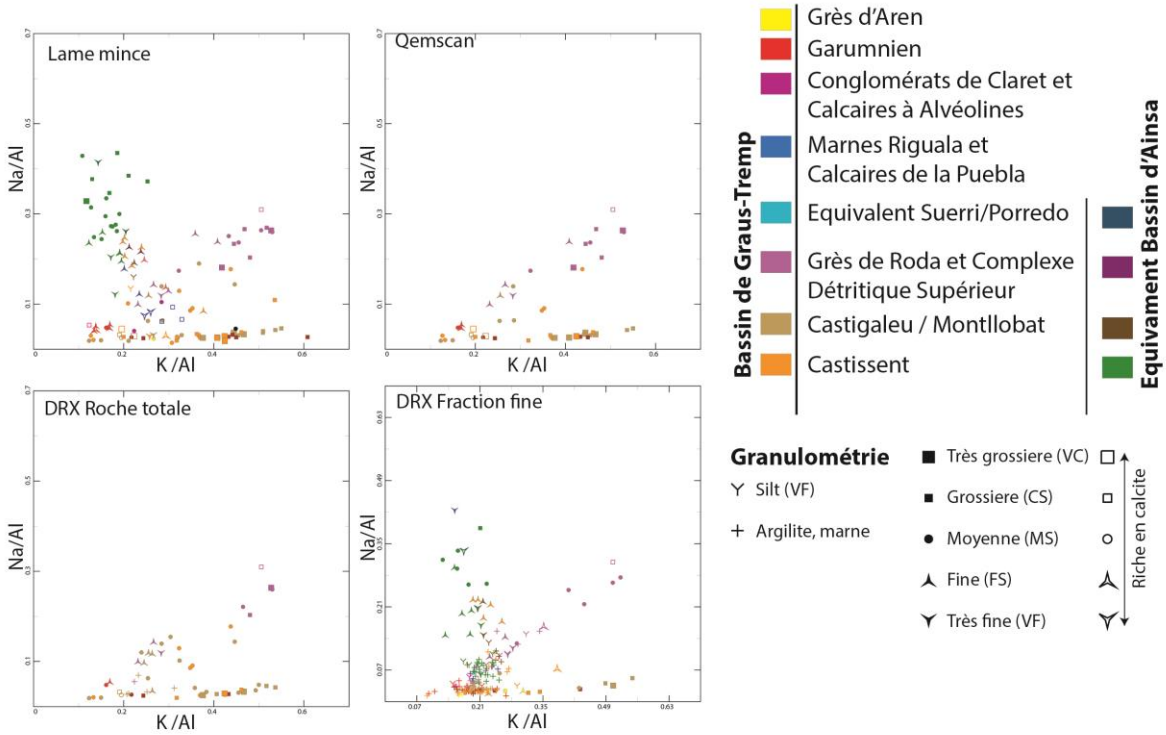


Figure 6.10 *: Diagramme Na/Al vs K/Al montrant l'ensemble des échantillons représentatifs sélectionnés au regard des variations géochimiques, et pour chacune des méthodes analytiques (Pétrographie sur Lame Mince, Qemscan, DRX roche totale et DRX fraction fine).*

Chapitre 7. ETUDE PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES ECHANTILLONS REPRESENTATIFS

L'objectif de ce chapitre est de faire l'inventaire des minéraux et types de particules présents dans les sédiments clastiques du bassin de Graus-Tremp-Ainsa. Nous avons distingué dans ce travail deux classes granulométriques : les arénites, correspondant aux grès très fins à grossiers et les lutites, comprenant les argilites s.s, siltites et marnes. Pour les arénites, cet inventaire repose sur l'examen de lames minces polies en microscopie optique, au Microscope Electronique à Balayage (MEB) et en cathodoluminescence optique (CTL). Ces observations pétrographiques ont été complétées par l'analyse ponctuelle à la microsonde (MSE). Ces données ont permis de fournir des indications qualitatives sur la provenance des sédiments et de donner un aperçu de la diagenèse dans les grès, ainsi qu'une base pour le calcul normatif ultérieur. Nous n'avons pas pu procéder à des comptages de points en nombre suffisant pour donner une image quantitative de la provenance. Toutefois, pour une fraction substantielle des grès étudiés, les analyses QEMSCAN et DRX en roche totale fournissent une vision directe des grès en termes de proportions minérales. Les analyses DRX sur fraction fine ont par ailleurs permis de préciser la nature du contenu argileux des grès à travers le bassin. Pour les lutites, l'inventaire minéralogique direct repose sur l'étude en diffraction X (DRX) des fractions fines. Une attention particulière a été accordée à l'identification du matériel détritique primaire lorsqu'il est transformé par la diagenèse.

Objectifs

Faire l'inventaire du matériel contenu dans les arénites et les lutites dans l'ensemble du bassin de manière à aborder son origine (détritique vs diagenétique) et sa distribution.

7.1 ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE DES ARENITES

7.1.1 Le matériel détritique

Nous proposons ici de caractériser qualitativement la nature du matériel détritique. Il s'agit d'un travail préliminaire aux études quantitatives de provenance menées classiquement par comptage de points. La fraction détritique extrabassinale des grès est composée de quartz, de feldspaths, de micas blancs et noirs, de quelques éléments lithiques (silicoclastiques et carbonatés), et de minéraux accessoires. Les textures dépendent de la granulométrie du sédiment, de sa provenance, du mode de dépôt et de la diagenèse.

Le Quartz

Observations microscopiques

Le quartz est le minéral détritique silicaté le plus abondant dans les grès. Les quartz monocristallins sont la forme la plus banale : plutôt arrondis dans les grès d'Aren, plus anguleux dans les formations du Paléocène et de l'Eocène inférieur (Garumnien, Calcaires à Alvéolines, Grès de Roda, Castigaleu/Castissent) et surtout dans les turbidites. Certains grains de quartz présentent des inclusions de biotites ou de chlorites (Figure 7.1 ; A ;B). Des quartz polycristallins sont aussi décrits (Figure 7.1 ; C) ainsi que des quartz à extinction ondulante. Quelques rares quartz microcristallins sont observés, et correspondent à des cherts (Figure 7.1 ; D). Enfin, des quartz automorphes présentant des inclusions abondantes de sulfates (barite, anhydrite) et de calcite sont illustrés dans les (Figure 7.1 ; E) ; ils peuvent présenter des surcroissances héritées dont le caractère automorphe a été partiellement préservé (Figure 7.1 ;F).

Enseignements relatifs à la provenance

Les inclusions de biotite dans le quartz suggèrent une origine plutonique (leucogranite). Les inclusions de chlorite automorphe évoquent un parent filonien (veine de quartz) formé en contexte métamorphique de degré moyen (zone de la chlorite à 200°C<T<400°C). Les quartz à inclusion évaporitiques proviendraient des faciès triasiques du Keuper (Marfil, 1970 ; Caja et al., 2010 ; Gómez-Gras et al., 2016); ces derniers sont ubiquistes dans le bassin. Les grains arrondis sont interprétés comme issus du recyclage d'anciennes formations sédimentaires. Les grains anguleux suggèrent plutôt une provenance directe. La présence de surcroissances héritées suggère une cimentation diagénétique lors d'un ancien cycle sédimentaire (Sanderson, 1984). Pour l'intervalle fini-Crétacé du bassin de Tremp, Gómez-Gras et al., (2016) proposent un recyclage de roches paléozoïques (carbonifères ou permiennes) ou crétacées. Les quartz polycristallins peuvent être associés à des roches métamorphiques, comme des schistes ou des quartzites du socle paléozoïque.

Les Feldspaths

Observations microscopiques

Deux types de feldspaths détritiques sont observés : les feldspaths potassiques et les plagioclases. Les feldspaths potassiques sont les plus abondants pour toutes les formations sédimentaires étudiées, sauf dans les turbidites du bassin d'Ainsa ou ils sont en grande partie transformés par l'albitisation (Cf. § A*lbitisation* dans la partie 7.1.2). Les feldspaths potassiques sont aisément reconnaissables en microscopie à cathodoluminescence par leur luminescence bleue intense dans les parties peu transformées, qui se ternit dans les cristaux rubéfiés. Les perthites, liées à l'évolution subsolidus des plutons, sont toujours présentes ; elles sont constituées de plagioclases très sodiques (mais pas de l'albite pure) et présentent une luminescence bleue sombre (

Figure **7.2** ; A).

Les plagioclases sont généralement dégradés : les plages qui présentent une luminescence verte sont considérées comme les témoins « primaires » les mieux conservés (

Figure **7.2** ; B); d'autres plages, les plus nombreuses, sont non luminescentes. La majorité des cristaux peu ou pas luminescents de plagioclase contient de nombreuses inclusions de séricite, qui représente le résultat d'une hydrolyse post-magmatique (

Figure **7.2** ; C). Si la séricite est fréquente, nous n'avons cependant relevé aucune trace d'épidote (saussuritisation) sur ces plagioclases, et il est possible que celle-ci, si elle existait, ait été détruite dans les sols et/ou remplacée par de la calcite pendant la diagenèse. Les feldspaths potassiques présentent aussi parfois des inclusions de séricite mais en moindre grande quantité.

Le feldspath potassique est présent dans les grès d'Aren et l'intervalle silicoclastique de l'Ilerdien (coupe de l'Isabena), alors qu'il est pratiquement absent dans le Garumnien. Le plagioclase est absent dans ces trois formations, dont les grès sont très matures. Le plagioclase est également absent dans les formations Castigaleu, Castissent et supérieures du bassin de Graus-Tremp, mais cette fois ci en raison des transformations diagénétiques (Cf. § *Kaolinisation* dans la partie 7.1.2). A l'opposé, les formations équivalentes du bassin profond montrent des feldspaths potassiques et des plagioclases fortement transformés par l'albitisation. La formation de Roda, et dans une moindre mesure celle du Complexe Détritique Supérieur (UDC), ainsi que les turbidites du bassin (chenaux de Fosado et d'Arro) sont les seules formations qui contiennent des plagioclases détritiques relativement bien préservés.

Des myrmékites sont fréquemment observées dans les contacts primaires entre feldspath potassiques et plagioclases, (

Figure **7.2** ; D et E). Cette texture, avec les contacts lobés en direction du feldspath potassique et les vermicules de quartz inclus dans le plagioclase, est aisément reconnaissable, même lorsqu'elle a été ultérieurement transformée, soit par la calcitisation du plagioclase, soit par l'albitisation du feldspath potassique (Hopson and Rarnseyer, 1990).

Quelques feldspaths (surtout potassiques) portent des inclusions dispersées d'apatite aciculaire, bien visibles du fait de leur luminescence jaune vif (

Figure 7.2 ; F et G).

Chimie des feldspaths

Les analyses microsondes montrent que les plagioclases (luminescents) les moins dégradés ont une composition dans la gamme An10-An25, et les feldspaths potassiques une teneur résiduelle en Na (après exsolution des perthites) dans la gamme Ab5-Ab10 (

Figure **7.2** ; H). Les deux types de Feldspath présentent une chimie plutôt homogène dans le bassin.

Aucun feldspath ternaire d'origine volcanique (plagioclase contenant du K ou feldspath alcalin contenant du Ca ; Barth, 1969) n'a été observé.

Nous avons tenté de discriminer les sources plutoniques des grès via la teneur en Ba des K feldspaths, en partant du principe que Ba chute dans les termes différenciés des suites plutoniques. Les feldspaths potassiques contiennent du BaO (jusqu'à 0.60 %, avec des compositions isolées

jusqu'à 2 %), mais la composition n'est pas constante à l'échelle de la lame mince, et la distribution des teneurs en BaO entre les différentes unités paraît aléatoire. Une discrimination basée sur Rb aurait quelques chances de succès, mais elle est impraticable à la microsonde : il faudrait recourir à l'ablation laser / ICPMS.

Enseignements relatifs à la provenance des feldspaths

Les myrmékites (ou leurs fantômes) sont visibles dans le grès de Roda, l'UDC, la Castigaleu et la Castissent du bassin de Graus-Tremp, de même que dans leurs équivalents turbiditiques du bassin d'Ainsa. Leur présence plaide en faveur d'une origine plutonique, ce qui est déjà évident pour les feldspaths potassiques (perthitiques) eux-mêmes, mais n'exclut pas une origine métamorphique de haut degré. Les sources les plus probables sont des monzogranites/granodiorites et les roches du socle déformées (Vernon, 1991), *i.e.* des roches plutoniques extrêmement banales, et très répandues dans l'ensemble de la chaine varisque.

Les inclusions aciculaires d'apatite dans le feldspath sont interprétées comme le résultat de la rétromorphose subsolidus d'un feldspath contenant du phosphore (Kontak, 1990), sous la forme de berlinite (AlPO4) en solution solide dans le feldspath primaire (London, 1992). Les feldspaths riches en P sont décrits dans les termes différenciés des suites plutoniques fortement peralumineuses (Kontak et al., 1996), et ils sont présents dans la chaine hercynienne, toujours en association avec des granites fortement peralumineux (Al/Na+K+2Ca>1.2, sensu Miller, 1985) de la zone Centro-Ibérique (Bea et al., 1994 ; Charoy and Noronha, 1996), et du massif Central français (Raimbault, 1987). Les intrusions qui portent ces feldspaths sont de dimensions réduites par comparaison avec une granodiorite, *i.e.* ce sont des filons ou de petits stocks au toit des batholites ; elles ne peuvent donc pas produire une grande quantité de matériel détritique. Mais la présence de feldspaths riches en P, et l'association étroite de leurs roches-mères avec des granites fortement, implique que ces derniers devaient être présents dans les zones sources, de même que les myrmékites suggèrent la présence de monzogranites ou de granodiorites de composition plus banale. La présence simultanée dans un même grès de feldspaths à inclusions d'apatite aciculaire et de myrmékites implique que deux types de granites assez différents étaient présents à la source, dans le même bassin versant.

Les feldspaths à inclusions d'apatite aciculaire ont été observés seulement dans les grès de la formation Castissent (Mas del Faro et Isabena) et ses équivalents turbiditiques des bassins d'Ainsa et Jaca (systèmes Arro-Broto et Torla) et dans les grès de la formation Capella (vallée de l'Isabena). Ils n'ont été observés ni dans la formation des Grès de Roda, ni dans la formation Castigaleu.

Les micas et les chlorites

Observations microscopiques

Les phyllosilicates détritiques identifiés correspondent à de la biotite (**Figure 7.3** ; A), de la muscovite (**Figure 7.3** ; B) et de la chlorite. Dans les grès, ils sont répartis uniformément à l'échelle de la lame mince. Dans les grès fins, ils sont fréquemment alignés selon le litage de la roche, ce qui est surtout visible pour les biotites, qui sont aussi les plus anisotropes, avec des formes en flaques et une taille supérieure à celle des grains adjacents. Tous les phyllosilicates en grains isolés sont déformés par la compaction, et moulés sur les grains adjacents plus compétents (**Figure 7.3** ; A).

Biotites (ou ex-biotites) et muscovites sont les phyllosilicates détritiques les plus courants. La biotite domine largement la muscovite dans les grès de Roda et le Complexe Détritique Supérieur, beaucoup moins dans les unités situées au-dessus (Castigaleu, Castissent, Capella). Mis à part quelques cas de chlorite magnésienne (**Figure 7.3** ;C), les chlorites rencontrées sont ferrifères.

En plus des grains détritiques isolés, les phyllosilicates de grande taille (>100 μ) peuvent être inclus dans des fragments de roche : biotite dans des roches plutoniques, chlorite et muscovite dans des roches métamorphiques ; nous signalons également la présence de fragments de roches constituées de muscovites enchevêtrées de grande taille que nous interprétons comme des roches d'origine hydrothermale (**Figure 7.3** ; D), apparentées aux greisens (Charoy, 1979) ; ces roches sont formées par destruction des feldspaths en bordure des massifs de granite et des veines hydrothermales traversant les granites (phénomène pneumatolytique).

Chimie des micas et des chlorites

Les micas et les chlorites ont été analysés à la microsonde électronique sur une vingtaine de lames minces.

Les chlorites (métamorphiques) détritiques et les biotites (d'origine plutonique) transformées peuvent être discriminées en utilisant le contenu en Ti des cristaux (analysé à la microsonde ; **Figure 7.3** ; E), et la présence, ou non, d'oxydes de Ti (leucoxène) secondaires (visibles au MEB ; **Figure 7.3** ;C). La discrimination est basée sur le principe que les chlorites formées dans le métamorphisme ne peuvent pas contenir de Ti, alors que les biotites plutoniques, ou leurs dérivés altérés, en contiennent toujours (**Figure 7.3** ; E). Nous considérons donc les chlorites ferrifères sans Ti comme d'origine métamorphique (on les trouve surtout en petits cristaux dans les lithoclastes) et les autres (vers 3 % de TiO2) comme dérivées de biotites plutoniques, via des transformations parfois complexes. Sur la base de ce critère, les chlorites détritiques sont minoritaires par rapport aux biotites, ou à leurs produits de transformation, que nous appellerons « **biochlo** » dans la suite pour indiquer leur parenté.

Les biotites ou leurs dérivés transformés, tels que définis ci-dessus par la présence de Ti dans leur réseau ou dans des oxydes associés, ont fait l'objet d'une attention particulière du fait de la relation souvent documentée entre composition des biotites et celle des granitoïdes dont elles sont issues (Nachit et al., 1985 ; Villaseca and Barbero, 1994). Dans cette population, les variations enregistrées concernent :

- le contenu en K2O, qui est très variable et peut être facilement affecté par l'altération de surface et/ou la diagenèse, de même que l'état d'oxydation du Fe, qui est ici très difficile à informer. Le contenu en potassium n'a donc pas grand intérêt en termes de discrimination et de provenance. La variation des teneurs en K2O est bien visible sur un diagramme Si-3K-(Fe+Mg) (**Figure 7.3** ; F), qui montre la transformation d'une structure de type mica en structure de chlorite. Les contrastes de composition entre les deux groupes de biotites (biotite 1 et 2) et leurs produits de transformation (« biochlo ») sont également bien exprimés sur la représentation ternaire (Fe+Mg)-Al-Si (inspirée de Wiewióra and Weiss, 1990 ; **Figure 7.3** ; G).
- les rapports Fe/Mg, variables parfois dans une seule lame mince.

- le caractère plus ou moins alumineux, i.e. la proportion de mica dioctaédrique dans la structure, dont les variations sont bien visibles, de même que le rapport Fe/Mg, sur un diagramme ternaire Al-Fe-Mg (**Figure 7.3** ;H).

Les biotites des Grès de Roda et de l'U.D.C. sont assez homogènes, modérément magnésiennes (Mg/Mg+Fe vers 0.46) et assez peu alumineuses (Al2O3 < 16%) (= biotite 1). Les biotites des formations Castigaleu et Castissent du domaine amont (Ribagorzana, Isabena, Campo) sont plus diversifiées, avec des compositions comparables aux précédentes mais aussi avec des compositions nettement plus alumineuses et ferrifères (biotite 2).

Dans le domaine marin profond (Atiart, Ainsa et Jaca), on ne rencontre pratiquement plus que des chlorites (« biochlo »); les rares biotites préservées sont celles qui sont en inclusion dans le quartz plutonique. La gamme des rapports Mg/Mg+Fe et Al/(Mg+Fe) demeure très diversifiée.

Pour les autres chlorites, i.e. celles qui ne sont pas associées à du Ti et que l'on n'interprète pas comme d'anciennes biotites plutoniques (**Figure 7.3** ;I), la représentation (Fe+Mg)-Al-Si donne un aperçu rapide des substitutions qui peuvent être mises en relation avec une température de formation (*cf* Bourdelle and Cathelineau, 2015 pour l'expression graphique de la relation composition température). Les compositions proches du joint clinochlore-amesite correspondent aux chlorites de haute température (gamme 200-350°C) et sont donc interprétées ici comme des chlorites d'origine métamorphique ; les chlorites (plus riches en Si) qui apparaissent dans la partie gauche du diagramme correspondent au contraire à des formes de plus basse température (gamme 90-150°C), similaires aux chlorites diagénétiques qui remplacent la plupart des biotites dans le bassin.

La composition chimique des muscovites fournit très peu d'informations en termes de provenance. Une seule composition phengitique (i.e. potentiellement de haute pression) a été rencontrée.

Enseignements relatifs à la provenance des micas et chlorites

Le contraste de composition entre les biotites des grès de Roda et du Complexe Détritique Supérieur (UDC) (biotite 1), et celles des unités supérieures (biotite 2) renvoie à des différences dans la nature des roches plutoniques qui contribuent à fournir ces grains. Une biotite relativement pauvre en Al (biotite 1) correspond bien à la composition attendue dans un monzogranite calco-alcalin (le type PI de Villaseca and Barbero, 1994, cf. leur figure 3) mais ne peut pas avoir été associée à un silicate d'alumine dans la roche source. Les biotites des granites fortement peralumineux en général ont toujours un excès d'Al (en substitution dioctaédrique) nettement plus important (i.e. le type PS de Villaseca and Barbero, 1994, cf. leur figure 3). Ceci suggère que la source des Grès de Roda ne contient pas de granite fortement peralumineux, et l'argument est cohérent avec le fait que les Grès de Roda et de l'UDC contiennent très peu de muscovite détritique.

A contrario, les grès des unités supérieures (Castigaleu, Castissent, Perrarua) et ceux du bassin (Atiart, Arro) contiennent de la muscovite détritique, et il est vraisemblable qu'ils aient été alimentés par des ensembles plutoniques différents, nettement plus diversifiés et qui contiennent, cette fois ci, des granites fortement peralumineux, en plus des monzogranites ou des granodiorites déjà

rencontrés dans la source des Grès de Roda. L'argument est cohérent avec la présence sporadique de feldspaths riches en P, déjà notés dans la Castissent.

La présence simultanée dans une même unité de biotites de composition contrastée du point de vue des teneurs en Al et des rapports Fe/Mg serait la conséquence de la diversité des plutons qui fournissent ce matériel détritique. La zone Centro-Ibérique fournit de nombreux exemples de secteurs (dont la taille est de l'ordre de 50 x 40 km) dans lesquels on trouve simultanément à l'affleurement les deux grandes familles de granitoïdes (plus ou moins alumineux et plus ou moins différenciés) citées par Villaseca and Barbero, (1994), et qui seraient capables de fournir la diversité des compositions de biotites observées ici dans la Castissent.

En ce qui concerne les chlorites, une première population de grains est interprétée comme d'anciennes biotites plutoniques transformées dans la diagenèse (les « biochlo »). Les deux autres populations (i.e. les chlorites sans Ti) sont vraisemblablement issues (1) de formations métamorphiques de degré modéré, que nous associons ici au Paléozoïque ; et (2) de sédiments recyclés très peu ou pas métamorphiques (peut-être Crétacés).

Les fragments lithiques

Les fragments lithiques ont fait l'objet d'un examen optique et, sur un petit nombre de lames minces sélectionnées, d'analyses chimiques «grain par grain» à la microsonde, obtenues en utilisant un faisceau défocalisé entre 20 et 50µm pour couvrir une surface importante et en moyennant les valeurs obtenues (2-5 spots par fragment, selon sa granulométrie). De plus, quelques galets issus de conglomérats ont aussi été analysés individuellement comme des roches totales. Nous proposons de présenter les différents types de lithiques clastiques en fonction de leur composition chimique.

Pour ce faire, la variabilité chimique a été explorée par analyse en composantes principales (ACP), à partir des éléments majeurs SiO2, TiO2, Al2O3, MgO, MnO, CaO, K2O et Na2O, ce qui nous a permis de mettre en évidence les éléments les plus saillants en terme de variabilité géochimique: SiO2, Al2O3, FeO, MgO et CaO. Ces derniers éléments ont fait l'objet d'une analyse de partitionnement en K-moyenne, permettant la discrimination de groupe (cluster), en considérant la distance d'un point à la moyenne des points de son cluster. La fonction à minimiser est la somme des carrés de ces distances.

Les fragments lithiques silicoclastiques

Observations microscopiques et chimie des lithiques silicoclastiques

Trois groupes de lithiques silicoclastiques ont été identifiés (**Figure 7.4** ; A et B).

- Les lithiques L1 (**Figure 7.4** ; A ; B) présentent une composition riche en silice. Ils présentent un assemblage minéralogique dominé par le quartz avec de la chlorite, de la muscovite (ou de l'illite) et de la calcite. Plusieurs sous-types sont reconnus 1) des grès fins, sans orientation claire des minéraux (**Figure 7.4** ; C) ; 2) des grains qui présentent des minéraux orientés, ce qui suggère un métamorphisme de bas degré (Figure 7.4 ; D), 3) des quartzites à muscovite (sans chlorite) interprétés comme des fragments métamorphiques (Figure 7.4 ; E) peut-être plus anciens, ou de plus haut grade.

- Les lithiques L2 (Figure 7.4 ; A ; B) se caractérisent par une composition riche en aluminium et en fer. Ils portent des assemblages de chlorite et muscovite (ou illite), avec du quartz et des minéraux accessoires tels que la pyrite, l'apatite ou des oxydes de titane. Le sous-type « sédimentaire » ne montre pas d'orientation préférentielle des minéraux, et est interprété comme un fragment de roche argileuse (argilite ou argilite silteuse) selon la taille de grain apparente et la présence plus ou moins claire du quartz (Figure 7.4 F et G respectivement). Pour le même type de composition chimique moyenne, les sous-types « métamorphiques » montrent de la muscovite et de la chlorite interpénétrées (Figure 7.4 ; H), ou encore des grains de quartz et/ou des phyllites fusiformes marquant une déformation (Figure 7.4 ;I).
- Les lithiques L3 (Figure 7.4 ; A ; B) présentent une composition intermédiaire entre les lithiques L1 et L2. Ils correspondent à un assemblage de quartz et d'argiles (chlorite et muscovite/illite), dans 1) des grains de type siltite (**Figure 7.4** ;J), sans organisation des minéraux, 2) des grains métamorphiques de bas degré, avec alignement des minéraux (**Figure 7.4** ;K), ou à interpénétration entre muscovite, chlorite et quartz (**Figure 7.4** ;L).

Des fragments de roches plutoniques à association quartz/feldspath sont présents dans les grès à granulométrie grossière (**Figure 7.4** ; M et N). Bien visibles dans le grès de Roda et l'UDC, ils deviennent rares dans ceux des unités supérieures, pourtant parfois très riches en feldspath potassique. Ils sont absents dans les unités d'Aren, le Garumnien, et l'intervalle silico-clastique de l'Ilerdien.

Les fragments para-dérivés contiennent très peu de plagioclase, et celui-ci peut être kaolinisé (**Figure 7.4** C), mais ils ne contiennent pas de feldspath potassique. A l'opposé, nous avons observé de très rares grains à quartz, feldspath potassique et chlorite (**Figure 7.4** O, P), interprétés comme des grès arkosiques.

Quelques lithoclastes (rouges à l'œil nu) sont fortement enrichis en Al et en oxydes de Fer, ils pourraient correspondre au faciès rouges du Permo-triasique (Whittaker et al., 2011).

Enseignements relatifs à la provenance des lithoclastes silicoclastiques

Les fragments lithiques métamorphiques peuvent être associés à une contribution du matériel Paléozoïque encaissant les granites hercyniens. Ils sont de nature anté-schisteuses (avec des quartz et des phyllites déformés) ou post-schisteuse (cornéennes). Les fragments lithiques non métamorphiques indiquent le recyclage de roches sédimentaires issues d'un cycle de sédimentation plus récent. Pour le bassin de Tremp, Gómez-Gras et al., (2016) suggèrent une provenance des faciès triasiques du Buntsandstein ou des formations carbonifères.

Les lithoclastes rouges enrichis en Fer sont présents en grande quantité dans les grès du Garumnien et sont plus rarement décrits dans les formations de l'Eocène supérieur.

Les fragments de roches plutoniques indiquent la contribution des roches cristallines du socle hercynien. Il est intéressant de noter que très peu de galets granitiques ont été retrouvés dans les conglomérats examinés, alors que les grès correspondants (grossiers à moyens) contiennent une charge importante en feldspath d'origine plutonique et des fragments de granite ou de roches du socle, même en petit nombre. La très faible fréquence des galets de granite dans les conglomérats peut-être liée à une arénisation in-situ poussée des granites exhumés, libérant alors du sable plutôt

que des clastes. Cela est cohérent avec le climat tropical à subtropical décrit pendant l'Eocène Inférieur.

Les fragments lithiques silicoclastiques d'origine sédimentaire et métamorphique sont présents dans les grès des formations Castigaleu, Castissent et unités supérieures. Ils sont quasi-absents dans les grès d'Aren et dans les Grès de Roda et du Complexe Détritique Supérieur. Le Garumnien montre surtout des lithiques sédimentaires.

Les lithoclastes carbonatés

Observation microscopique

Les clastes carbonatés sont aisément identifiables en cathodoluminescence et sont de trois types, aisément séparés par leur composition chimique (**Figure 7.5** ; A).

Les lithoclastes extrabasinaux calcitiques présentent différents types de textures : grains monocristallins (**Figure 7.5** ;B), fragments sparitiques polycristallins, fragments de grainstone, de packstone/wackstone (**Figure 7.5** ;C), et micritique (**Figure 7.5** ;D) ; ces derniers contiennent souvent de la pyrite et de la matière organique ; ils sont alors sombres en microscopie à lumière transmise. Des débris de microcodium sont observés dans presque tous les grès : abondants dans l'Ilerdien (Hamon et al. 2016), on les retrouve jusque dans les turbidites du groupe Hecho (Caja et al., 2010). D'autres fragments micritiques sont microporeux et azoïques.

Les lithoclastes intrabassinaux calcitiques (bioclastes) sont dominés par les foraminifères benthiques (milioles, alvéolines, nummulites), et les fragments de lamellibranches, dans les facies côtiers des unités supérieures.

Les lithoclastes dolomitiques présentent plusieurs types de texture. Les fragments peuvent être monocristallins (avec de tailles jusqu'à 200 μm, **Figure 7.5** ;E) ou sparitiques, sous forme d'une mosaïque de cristaux, traduisant une transformation diagénétique assez poussée effaçant la texture initiale du carbonate remplacé (dolomie saccharoïde de Sibley, 1982 ; **Figure 7.5** ;F). On trouve également des grains plus petits (10 μm) dispersés dans des lithoclastes calcitiques (calcaires très partiellement remplacés), ou formant des îlots dans le calcaire, voire un front de dolomitisation sur un seul grain (**Figure 7.5** ; G). Si la dolomie des fragments détritiques est toujours magnésienne et stœchiométrique, il est fréquent d'observer dans les rhomboèdres de dolomite des inclusions dispersées de calcite, suggérant que le carbonate initialement formé n'était pas stœchiométrique et contenait un excès de $CaCO_3$, ce qui est courant dans les dolomies formées à basse température (Warren, 2000).

Par ailleurs, beaucoup de lithoclastes dolomitiques présentent une dédolomitisation plus ou moins prononcée, avec de la calcite qui envahit les joints de grain et des fantômes rhomboédriques (**Figure 7.5** ;H). Cette dédolomitisation est clairement anté-sédimentaire, car elle n'affecte pas, ou de façon différente, les grains voisins.

La taille de grain des cristaux individuels de dolomie dénote vraisemblablement le caractère plus ou moins avancé de la transformation texturale liée à l'enfouissement. On notera qu'en se

désagrégeant sous une forme monocristalline, les fragments de dolomite sparitique nourrissent diverses classes granulométriques, allant des grès fins aux silts.

Enfin des lithiques mixtes clastiques / carbonates sont décrits et correspondent à 1) des grès très fins à carbonate et quartz (les grains sont arrondis ; **Figure 7.5** ; I), 2) des siltites à quartz, calcite, micas et minéraux lourds et ciment calcitique (**Figure 7.5** ;J), 3) des argilites silteuses à grains de quartz et de calcite dans une matrice argileuse (**Figure 7.5** ; K) et 4) des quartzites fines à grains de calcite (**Figure 7.5** ;L).

Les Grès de Roda et du Complexe Détritique Supérieur montrent très peu de clastes carbonatés extrabasinaux (autres que les bioclastes). Ceux-ci sont au contraire abondants dans le Garumnien et dans les formations Castigaleu, Castissent et Capella, ainsi que dans les turbidites du bassin d'Ainsa (chenaux d'Arro et de Fosado).

Enseignements relatifs à la provenance des lithoclastes carbonatés

Les clastes carbonatés peuvent être reliés au Mésozoïque (Caja et al., 2010, Gomez-Gras 2015) et dans une moindre mesure au Paléozoïque (Whittaker et al., 2011). Les carbonates à test de *Pithonellids* indiquent une provenance des formations du Crétacé Supérieur (Golez, 2015 ; **Figure 7.5** ;C).

Des formations dolomitiques sont décrites au Jurassique et au Trias (colonne stratigraphique d'après Vera, 2004), et peuvent constituer la source des apports dolomitiques dans le bassin. La présence simultanée de calcaire et de dolomie dans certains fragments indique que dolomies et calcaires peuvent (à l'occasion) provenir des mêmes horizons stratigraphiques.

De la dolomite a aussi été décrite dans quelques niveaux du Dévonien. La synthèse de (Vera, 2004) montre que les seules dolomites décrites dans le Dévonien (Formation Urupe et Urquiaga) des Pyrénées se localisent dans la partie la plus occidentale des Pyrénées (au Nord de Pampelune). Cette zone ne peut donc pas alimenter notre système sédimentaire et c'est probablement pour cette raison que les études de provenance réalisée dans le Bassin Sud-Pyrénéen, et donc aussi la nôtre, considèrent toutes que la dolomite est issue du Mésozoïque (Gupta and Pickering, 2008a) Caja et al., 2010; (Gómez-Gras et al., 2016b) Roigé et al., 2016).

Les lithiques sédimentaires gréseux à ciment ou grains de calcite peuvent être attribués aux grès mésozoïques (turbidites crétacées et grès d'Aren) ou paléocènes des faciès Garumnien en fonction du niveau stratigraphique où les clastes sont décrits.

Les lithiques carbonatés micritiques et microporeux suggèrent une faible diagenèse et sont interprétés comme issues de l'érosion de sols contemporains, plutôt qu'à du Mésozoïque. Ce type de fragments est décrit dans les grès d'Aren, le Garumnien (Gómez-Gras et al., 2016) et les grès de la Formation des Calcaires à Alvéolines.

Les éléments accessoires

Pyrite et barytine ont été observées, mais ce sont des phases diagénétiques. Les minéraux résiduels (tourmaline, zircon et oxydes de Ti) sont omniprésents.

Les oxydes de titane sont assez diversifiés (rutile, anatase) ; certaines textures suggèrent la présence d'ilménites transformées en anatase ; le sphène (très rare, et en partie rétromorphosé en TiO2), a été rencontré uniquement dans un échantillon de grès de l'UDC. Un seul spinelle chromifère a été détecté ; les apatites détritiques sont globuleuses, ce qui suggère une origine plutonique, mais ne fournit pas d'indication de provenance particulière.

Des grains de glauconie et des grains phosphatés détritiques (apatites) sont aussi rencontrés.

Quelques grains détritiques occasionnels sont hérités de roches hydrothermales :

- la cassitérite (Castissent), qui comme les muscovites déjà évoquées (greisens) renvoie à des minéralisations (Sn-W) courantes dans la chaine hercynienne.
- le grenat calcique, rencontré très rarement (UDC et Castissent), dont la composition se situe près du joint grossulaire-andradite (i.e. Ca/Si $\cong$ 1) et évoque une roche source de type skarn (i.e. des calcaires transformés par les fluides au contact de granites).

Figure 7.1 *: A et B) Quartz monocristallin à inclusion respectivement de biotite (Bt. ; provenance magmatique) et de chlorite (Chl. ; provenance filon en contexte métamorphique) C) Quartz polycristallin (veine de quartz, probablement formée en contexte métamorphique) D) Quartz microcristallin (chert) ; E) Quartz à inclusions évaporitiques (Ev.) dissoutes dans le cas de fantôme (Ev. fa.) ou de calcite (Ca.) (Provenance triasique, faciès du Keuper). F) Quartz à inclusion salifère et à bordure automorphe préservée. (A,B,E,F Photographie sous MEB : C et D: photographie sous microscopie optique en lumière polarisée et analysée). Bioc: Bioclaste; Bt. biotite; Ca., calcite. ; Ch : chert ; Chl.: chlorite; Ev.: inclusion évaporitique; Ev.fa.: fantôme d'inclusion évaporitique ; Qz : quartz.*

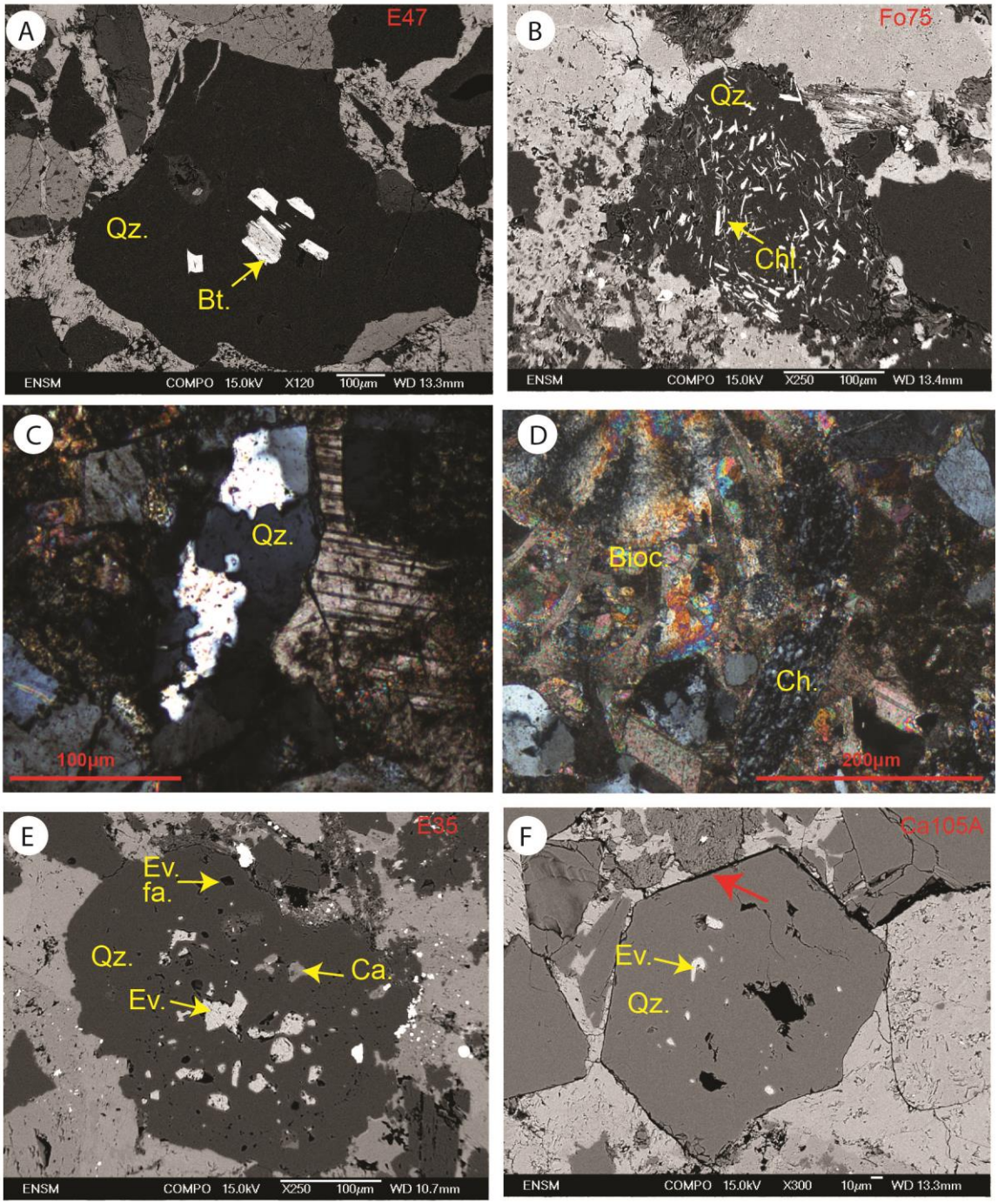


Figure 7.2 *: A) Feldspath potassique perthitique ; B) Plagioclase primaire : une partie du grain est calcitisée (luminescence rouge), la couronne est relativement bien préservée (luminescence verte) ; C) Plagioclase séricitisé ; D, E) Myrmékites formées au contact plagioclase-feldspath potassique ; F,G) Feldspath potassique à micro-inclusions d'apatite aciculaire ; noter la perte de luminescence bleue qui accompagne la restructuration subsolidus du réseau du feldspath et l'exsolution des apatites (luminescence jaune vif) H–) Composition des feldspaths potassiques et plagioclases issue des données microsonde.(A, B haut ; C, cliché MEB ; B bas ; D ; E ; F ; G : photographie en cathodoluminescence. Ca : calcite ; Fk : feldspath potassique Pert ; perthite ; Pl1 (Ca) ; plagioclase calcique hérité ; Pl2 (Na) ; plagioclase plus sodique composant la myrmekite ; Qz : quartz; Se. : séricite.*

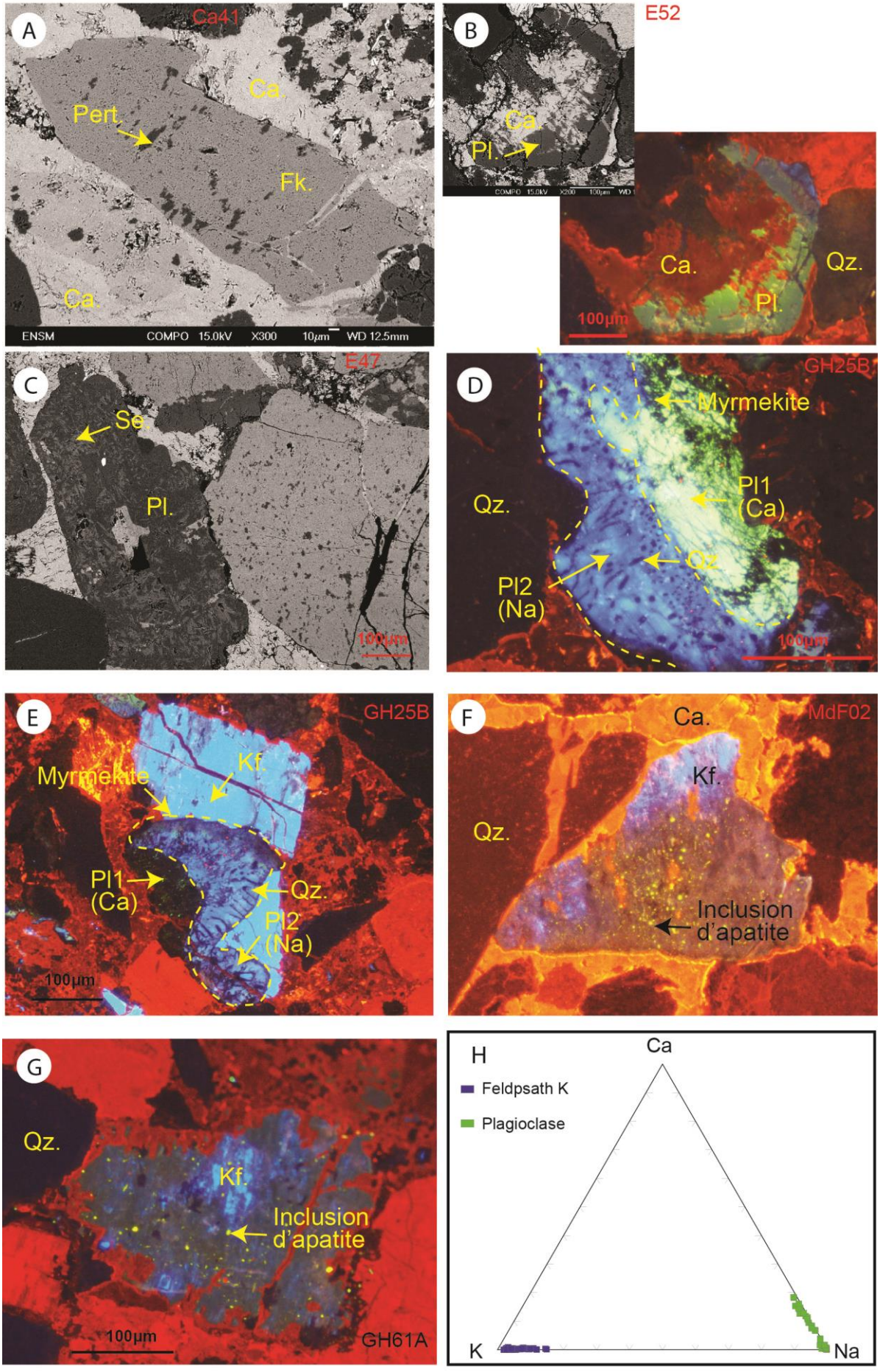
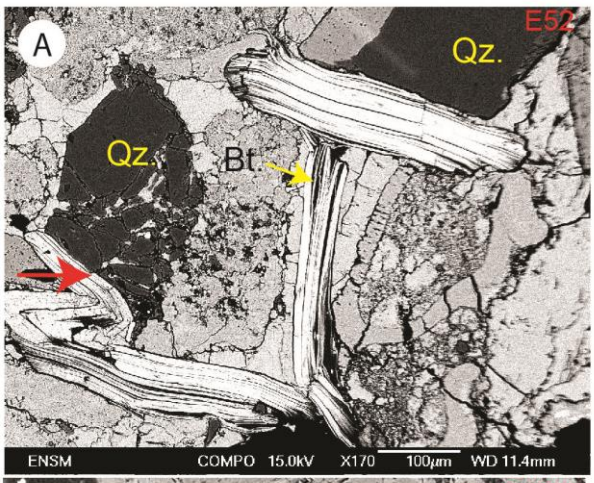
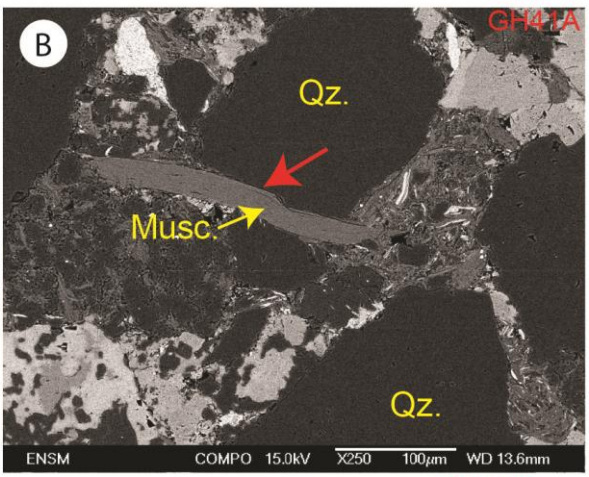
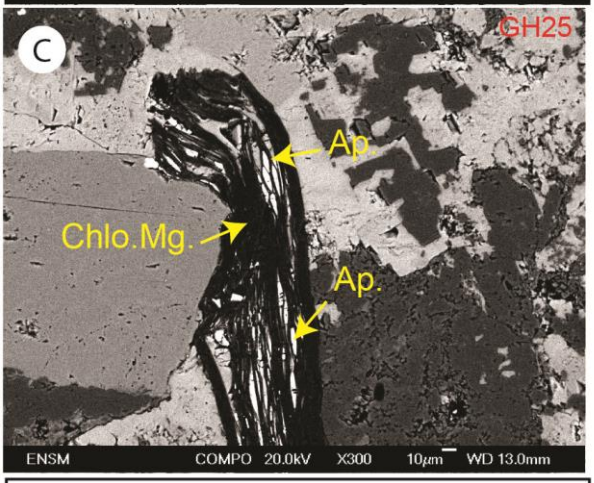
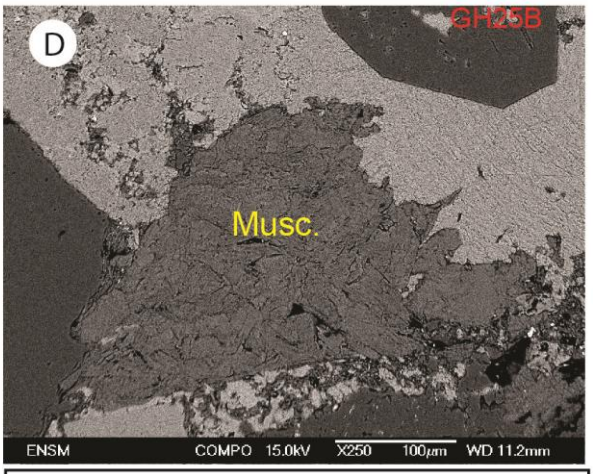

A
Ca41
Ca.
Pert.
Fk.
Ca.
ENSM COMPO 15.0kV X300 10µm WD 12.5mm
B
E52
Ca.
Pl.
Ca.
Qz.
Pl.
100µm
C
E47
Se.
Pl.
100µm
D
GH25B
Myrmekite
Pl1 (Ca)
Qz.
Qz.
Pl2 (Na)
100µm
E
GH25B
Myrmekite
Kf.
Pl1 (Ca)
Qz.
Pl2 (Na)
100µm
F
Ca.
MdF02
Kf.
Qz.
Inclusion d'apatite
G
Qz.
Kf.
Inclusion d'apatite
100µm
GH61A
H
Ca
Feldpsath K
Plagioclase
K
Na

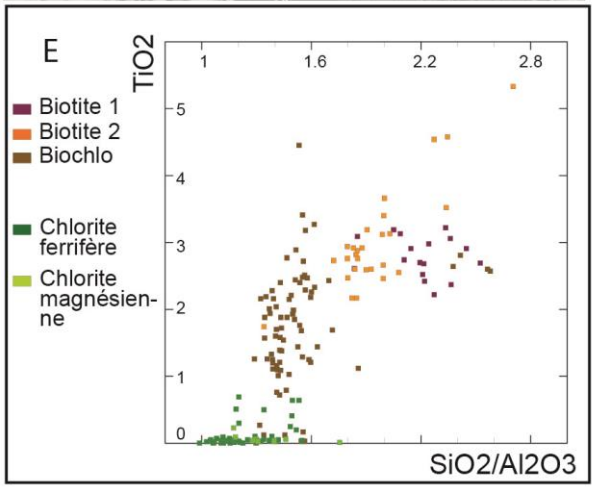
Figure 7.3 *: A) Grains de biotites détritiques, notez la déformation subie lors de la compaction au contact de grains plus compétents, ici le quartz (flèche rouge); B) Grain de muscovite moulé au contact du quartz suite à la compaction (flèche rouge) ; C) : Chlorite magnésienne, noter la présence d'apatite dans les clivages ; D) : Grain de muscovites enchevêtrées de grande taille, issue d'un greisen ; E) Diagramme TiO2 vs SiO2/Al2O3 permettant de différencier les chlorites métamorphiques des biotites plutoniques(Biotite 1 et 2) et de leur dérivés altérés (« biochlo »); F) Diagramme 3K vs Si vs (Fe+Mg) permettant de mettre en évidence la transformation d'une structure type micas en chlorite concernant les « biochlo » ; G) Diagramme Si vs Al vs (Fe+Mg) permettant de différencier les 2 types de biotite (biotite 1 et 2) et leur dérivés (« biochlo ») ; H) Diagramme Al vs Mg vs Fe ; les biotites issues des granites PI et PS de Villaseca and Barbero, 1994 sont reportées pour comparaison ; I) Diagramme Si vs Al vs (Fe+Mg) permettant de différencier les chlorites en fonction de leur température de formation ; cf. représentation issue de Bourdelle and Cathelineau, (2015). A, B, C, D : Photographie sous MEB.; Ap. : Apatite ; Bt. : Biotite ; Chlo.Mg. : Chlorite magnésienne ; Musc. : Muscovite ; Qz. : Quartz ;. Les biotites 1 sont issues des Grès de Roda et du Complexe Détritique Supérieur, et les biotites 2 des Formations Castigaleu, Castissent et Capella. Les biotites 1 et 2 proviennent du bassin de Graus-Tremp, alors que les « biochlo » proviennent du bassin d'Ainsa (Chenal d'Arro, de Fosado, coupe d'Atiart et de Fanlo).*

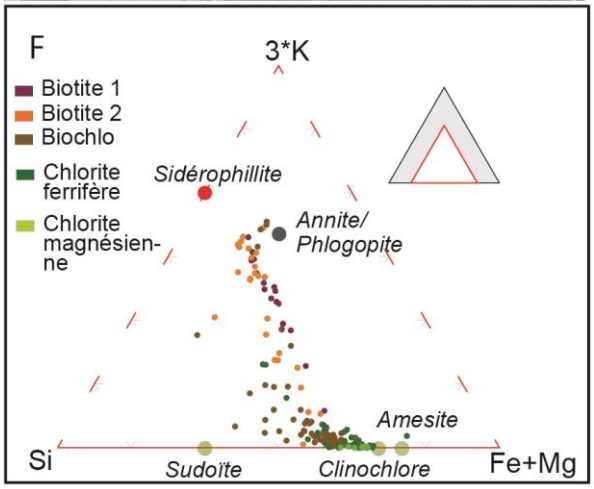

A
E52
Qz.
Qz.
Bt
ENSM COMPO 15.0kV X170 100µm WD 11.4mm

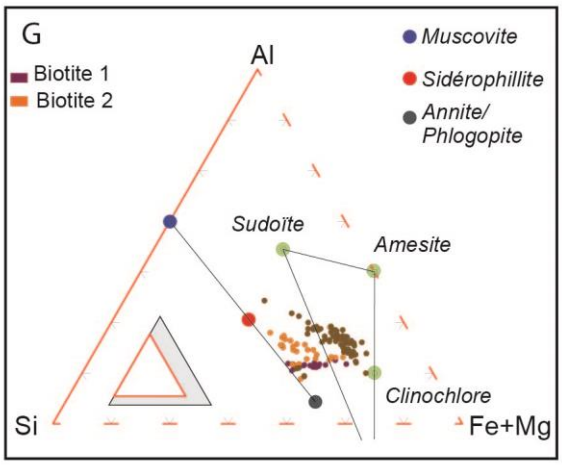

B
GH41A
Qz.
Musc.
Qz.
ENSM COMPO 15.0kV X250 100µm WD 13.6mm

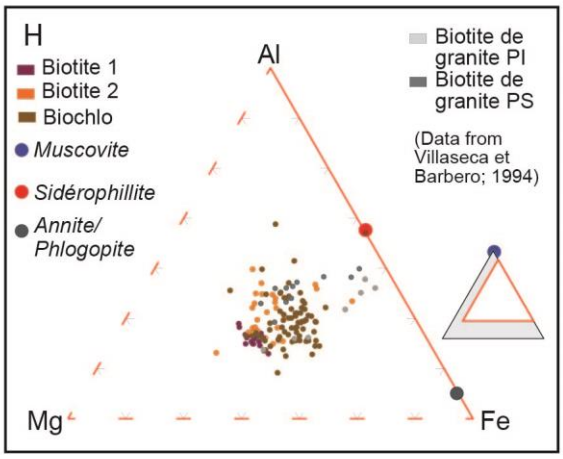

C
GH25
Ap.
Chlo.Mg.
Ap.
ENSM COMPO 20.0kV X300 10µm WD 13.0mm


D
GH25B
Musc.
ENSM COMPO 15.0kV X250 100µm WD 11.2mm


E
TiO2
Biotite 1
Biotite 2
Biochlo
Chlorite ferrifère
Chlorite magnésien-ne
1
1.6
2.2
2.8
0
1
2
3
4
5
SiO2/Al2O3


F
3*K
Biotite 1
Biotite 2
Biochlo
Chlorite ferrifère
Chlorite magnésien-ne
Sidérophillite
Annite/ Phlogopite
Amesite
Si
Sudoïte
Clinochlore
Fe+Mg


G
Al
Biotite 1
Biotite 2
Muscovite
Sidérophillite
Annite/
Phlogopite
Sudoïte
Amesite
Clinochlore
Si
Fe+Mg


H
Al
Biotite 1
Biotite 2
Biochlo
Muscovite
Sidérophillite
Annite/
Phlogopite
Biotite de
granite PI
Biotite de
granite PS
(Data from
Villaseca et
Barbero; 1994)
Mg
Fe

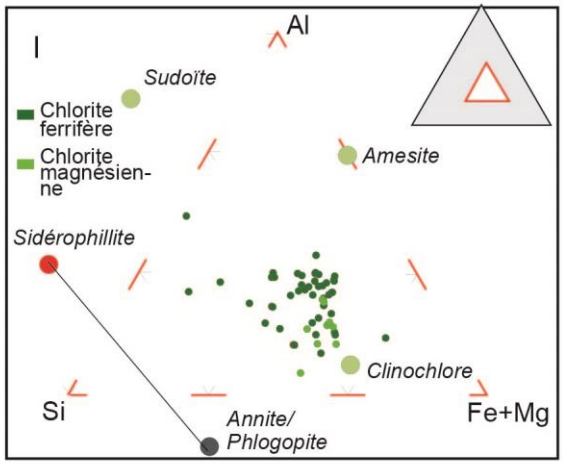
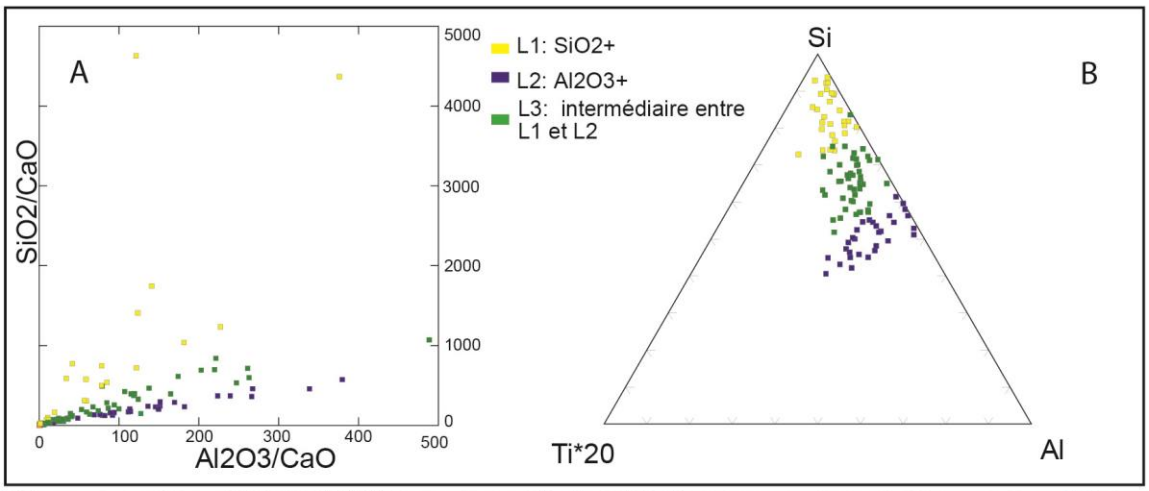
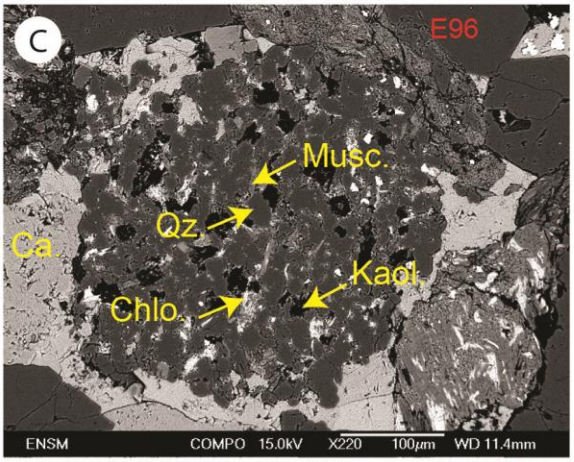
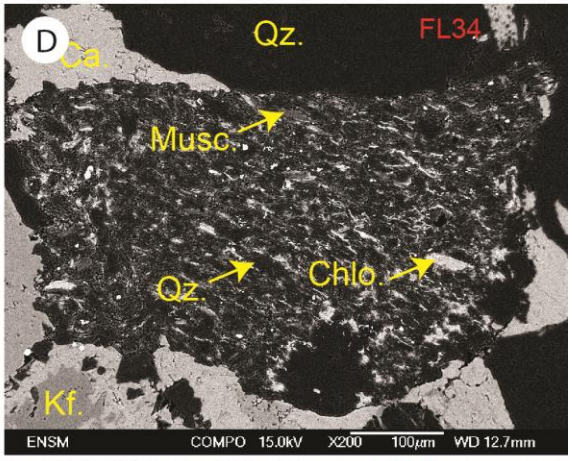
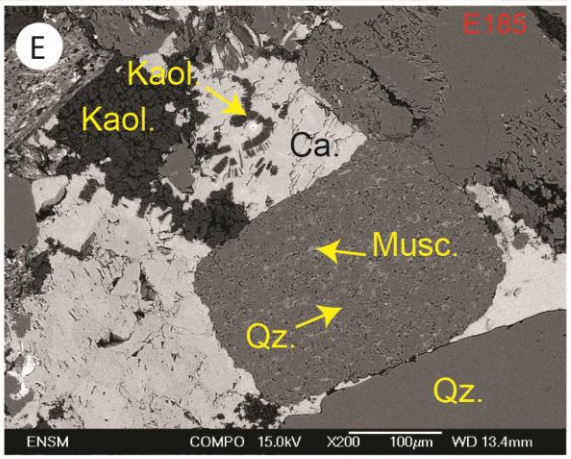

I
Al
Sudoïte
Chlorite
ferrifère
Chlorite
magnésien-
ne
Amesite
Sidérophillite
Clinochlore
Si
Annite/
Phlogopite
Fe+Mg

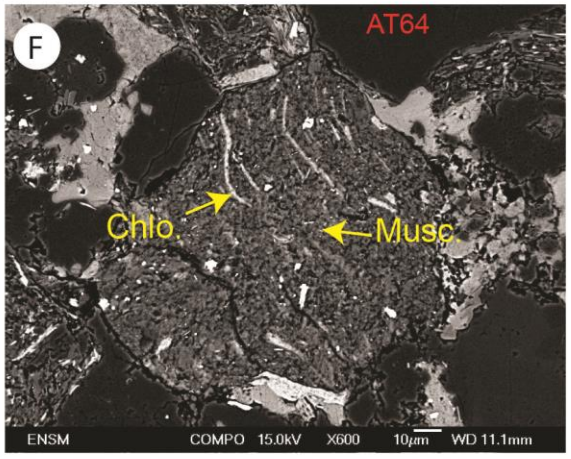
Figure 7.4 *: A et B) Diagrammes SiO2/CaO vs Al2O3/CaO et Si vs Ti vs Al illustrant la composition chimique des types de fragments lithiques silicoclastiques ; C, D, E) : Lithiques silicoclastiques de type L1 correspondant à un grain de grès fin sans orientation des minéraux (C), à un grain de roche métamorphique de bas grade avec une orientation des minéraux (D), à un grain de quartzite à muscovite issue d'une roche métamorphique (E) ; F, G, H, I) Lithiques silicoclastiques de type L2 correspondant à des grains issus de F) une argilite ; G) une argilite silteuse présentant des fragments de quartz ; H) une roche métamorphique à muscovite et chlorite ; I) une roche métamorphique déformée à grains de quartz et de phyllites fusiformes. J, K, L) Lithiques silicoclastiques de type L3 correspondant à des grains de siltites sans orientation des minéraux (J) ; des grains métamorphiques avec orientation des minéraux (K) ou interpénétrations de muscovite, chlorite et quartz (L). M et N) : fragment de roche plutonique à association quartz/feldspaths potassique et plagioclase (attesté par la présence de myrmekite). O et P) : fragment gréseux (arkosique) à quartz, feldspath potassique, chlorite et muscovite. (C , D , E , F , G , H , I , J , K , L, P: photographie sous MEB ; M : photographie sous microscopie optique en lumière polarisée et analysée ; N, O : photographie sous microscopie à cathodoluminescence). Bt : biotite ; Ca. : calcite ; Chlo. : chlorite ; Chlo/Musc. : interpénétration de chlorite et de muscovite ; Kaol. : kaolinite ; Kf. : feldspath potassique ; Musc : muscovite ; Na. : plagioclase sodique dans une myrmekite ; Qz : quartz ; Qz/Musc : interpénétration de quartz et de muscovite.*

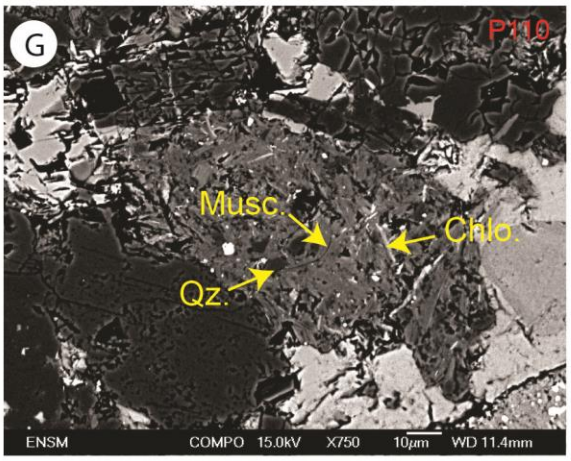

A
SiO2/CaO
Al2O3/CaO
0
100
200
300
400
500
1000
2000
3000
4000
5000
L1: SiO2+
L2: Al2O3+
L3: intermédiaire entre L1 et L2
B
Si
Ti*20
Al

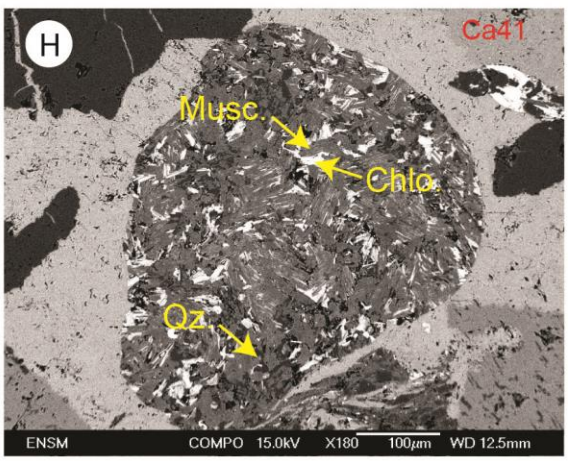

C
E96
Musc.
Qz.
Ca.
Kaol.
Chlo.
ENSM COMPO 15.0kV X220 100µm WD 11.4mm


D
Qz.
FL34
Ca.
Musc.
Qz.
Chlo.
Kf.
ENSM COMPO 15.0kV X200 100µm WD 12.7mm


E
E185
Kaol.
Kaol.
Ca.
Musc.
Qz.
Qz.
ENSM COMPO 15.0kV X200 100µm WD 13.4mm


F
AT64
Chlo.
Musc.
ENSM COMPO 15.0kV X600 10µm WD 11.1mm


G
P119
Musc.
Chlo.
Qz.
ENSM COMPO 15.0kV X750 10µm WD 11.4mm


H
Ca41
Musc.
Chlo.
Qz.
ENSM COMPO 15.0kV X180 100µm WD 12.5mm

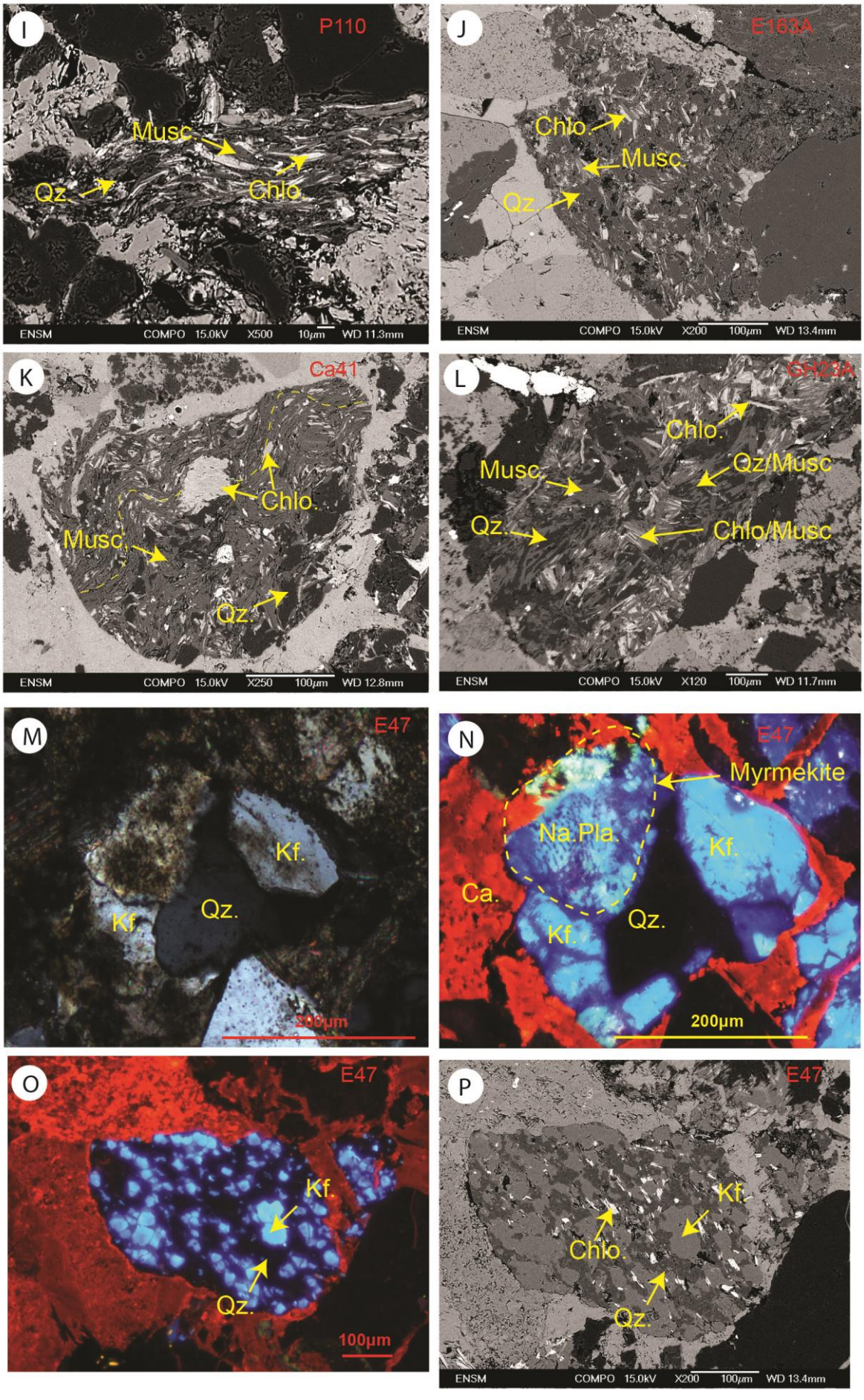
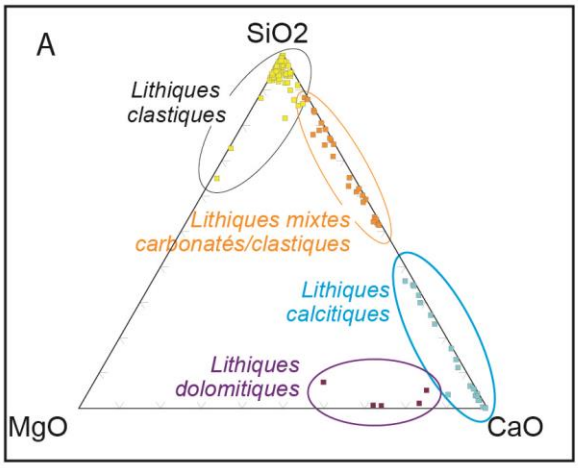
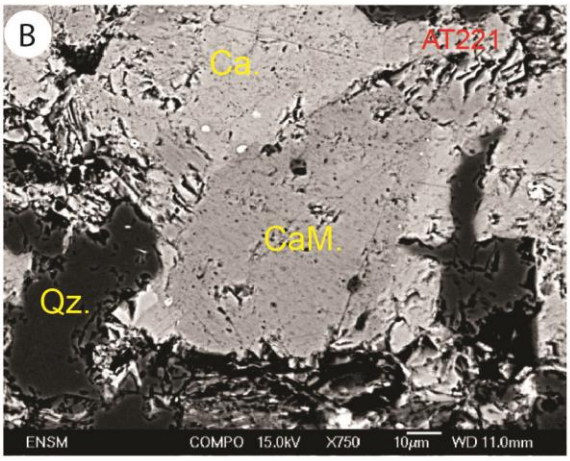
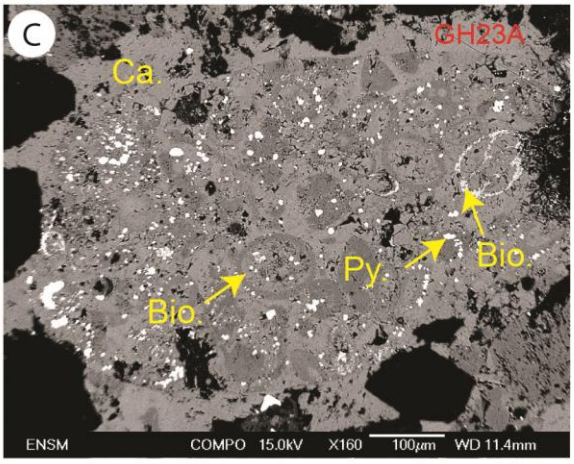
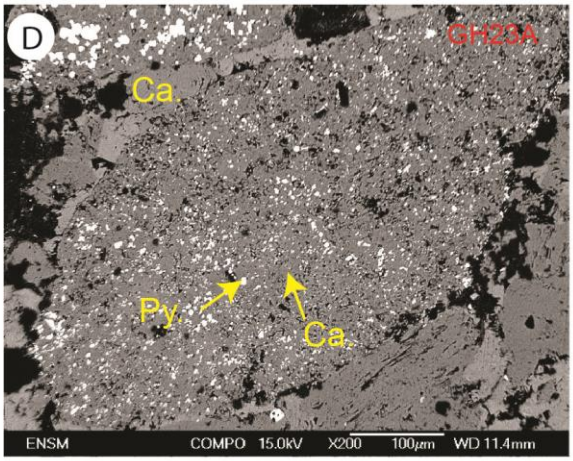

I
P110
Musc.
Qz.
Chlo.
ENSM COMPO 15.0kV X500 10µm WD 11.3mm
J
E163A
Chlo.
Musc.
Qz.
ENSM COMPO 15.0kV X200 100µm WD 13.4mm
K
Ca41
Chlo.
Musc.
Qz.
ENSM COMPO 15.0kV X250 100µm WD 12.8mm
L
GH23A
Chlo.
Qz/Musc
Musc.
Qz.
Chlo/Musc
ENSM COMPO 15.0kV X120 100µm WD 11.7mm
M
E47
Kf.
Qz.
Kf.
200µm
N
E47
Myrmekite
Na.Pla.
Kf.
Ca.
Qz.
Kf.
200µm
O
E47
Kf.
Qz.
100µm
P
E47
Kf.
Chlo.
Qz.
ENSM COMPO 15.0kV X200 100µm WD 13.4mm

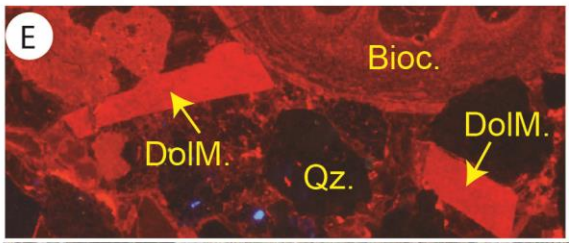
Figure 7.5 *: A) Diagrammes SiO2 vs CaO vs MgO illustrant la composition des différents types de fragments lithiques carbonatés ; B, C, D) lithoclastes extrabasinaux calcitiques. B) : grain de calcite monocristallin ; C) fragment polycristallin de packstone/wackstone ; D) fragment de carbonate micritique, à pyrite ; E, F : lithoclastes extrabasinaux dolomitiques : fragment de dolomite monocristallin (E), fragment polycristallin (F). G) Carbonate partiellement dolomitisé. H) Lithoclaste dolomitique dédolomitisé à fantôme de rhomboèdre calcitisé. I, J, K, L : lithoclaste mixte clastique/carbonaté. I) grès très fins à carbonate et quartz ; J : argilite silteuse à grains de quartz, calcite, micas et minéraux lourd, à ciment calcitique ; K : grain d'argilite silteuse à grain de quartz et de calcite dans une matrice argileuse ; L : quartzite à calcite. (B, C, D, G, H, I, J, K, L : photographie sous MEB ; E haut, F gauche : photographie sous microscopie à cathodoluminescence ; E bas, F droite ; photographie sous microscopie optique en lumière naturelle transmise. Bio. : bioclaste, Ca. : calcite ; CaM. : calcite monocristalline ; CarbP. : carbonate polycristallin ; Chlo/Bt. : chlorite et biotite ; DolM. : dolomite monocristalline ; DolP. : Dolomite polycristalline ; Kf. : feldspath potassique ; Musc. : muscovite ; Py. : pyrite ; Qz. : quartz.*

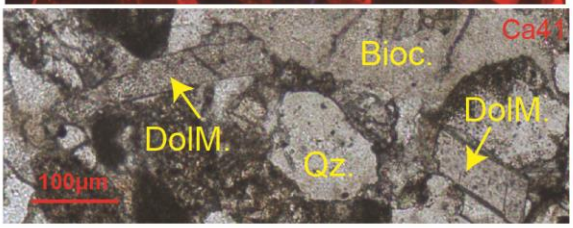

A
SiO2
Lithiques clastiques
Lithiques mixtes carbonatés/clastiques
Lithiques calcitiques
Lithiques dolomitiques
MgO
CaO

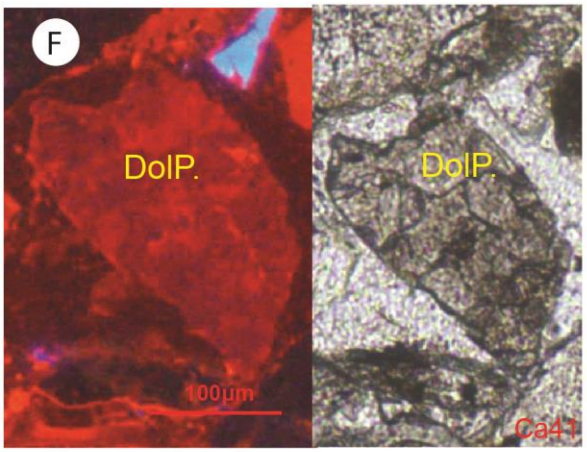

B
AT221
Ca.
CaM.
Qz.
ENSM COMPO 15.0kV X750 10µm WD 11.0mm

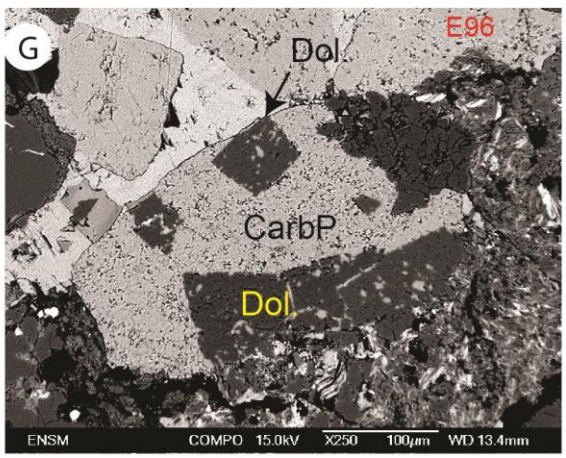

C
GH23A
Ca.
Py.
Bio.
Bio.
ENSM COMPO 15.0kV X160 100µm WD 11.4mm

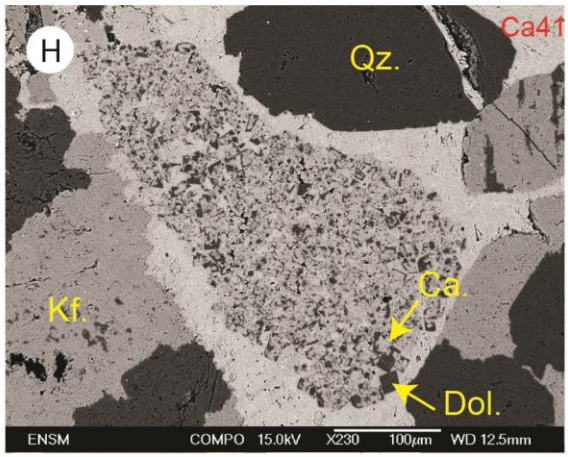

D
GH23A
Ca.
Py.
Ca.
ENSM COMPO 15.0kV X200 100µm WD 11.4mm

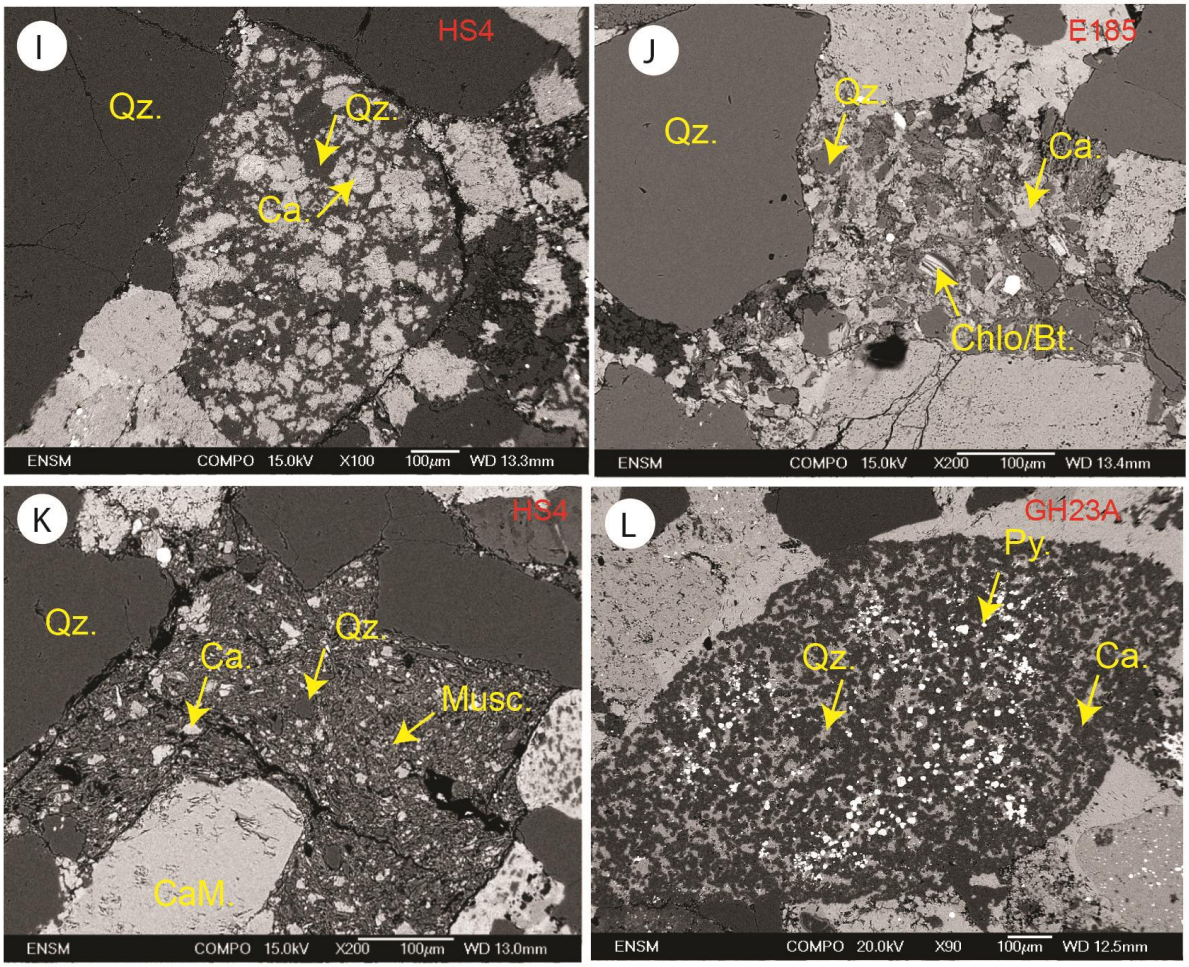

E
Bioc.
DolM.
DolM.
Qz.


Ca41
Bioc.
DolM.
DolM.
Qz.
100µm


F
DolP.
100µm
DolP.
Ca41


G
E96
Dol.
CarbP
Dol.
ENSM COMPO 15.0kV X250 100µm WD 13.4mm


H
Ca41
Qz.
Kf.
Ca.
Dol.
ENSM COMPO 15.0kV X230 100µm WD 12.5mm


I
HS4
Qz.
Qz.
Ca.
ENSM COMPO 15.0kV X100 100μm WD 13.3mm
J
E185
Qz.
Qz.
Ca.
Chlo/Bt.
ENSM COMPO 15.0kV X200 100μm WD 13.4mm
K
HS4
Qz.
Ca.
Qz.
Musc.
CaM.
ENSM COMPO 15.0kV X200 100μm WD 13.0mm
L
GH23A
Py.
Qz.
Ca.
ENSM COMPO 20.0kV X90 100μm WD 12.5mm

Ce que l'on ne voit pas dans les grès…

- Les silicates d'alumine : on ne trouve ni andalousite, ni sillimanite, ni staurotide, ni grenat almandin, mais il est possible que certains lithoclastes riches en mica blanc, et affectés par la kaolinisation, représentent indirectement des silicates d'alumine transformés. Une seule lame mince montre un fantôme de cordiérite (transformée) dans les turbidites du bassin d'Ainsa. On ne rencontre pas non plus de reliques de minéraux de haute pression.
- Le matériel volcanique : les lithoclastes de ce type sont excessivement rares (un seul exemple dans les turbidites du bassin d'Ainsa) ; la magnétite n'a pas été observée, pas plus que ses produits de transformation diagénétique (comme les oxydes de Ti en treillis). La rareté du matériel volcanique est déjà bien connue pour les unités inférieures du groupe Hecho (Caja et al., 2010).
- Les silicates calciques et ferromagnésiens : l'épidote, l'amphibole et le pyroxène sont absents, et à l'exception de très rares grenats, aucun silicate méta-alumineux (tel que Al<Na+K+2Ca) n'a été observé.

Ces particularités du domaine d'étude contrastent avec le cas de systèmes actuels recevant les produits de démantèlement de chaines de collision récentes (Alpes, Himalayas, cf Garzanti et al.; 2004 ; Garzanti et al.; 2010; Garzanti et al., 2011). L'interprétation que l'on peut en donner relève à la fois des particularités de la source (les ensembles plutoniques de la chaine hercynienne sont relativement pauvres en matériel basique susceptible de fournir des pyroxènes ou des amphiboles) et/ou du climat chaud et humide du moment, qui ne favorise pas la préservation des silicates calciques, réputés très instables dans l'altération chimique de surface. Les deux possibilités ne sont pas incompatibles et la conséquence pratique est que, pour l'essentiel, le budget du Ca dans notre domaine d'étude est très largement dominé par les carbonates. Le plagioclase n'est ni assez abondant ni assez basique pour contribuer significativement à ce budget, et nous serons donc amenés par la suite à considérer le contenu en Ca des roches comme lié aux seuls carbonates et à exprimer l'excès d'alumine (i.e. l'abondance des minéraux argileux) à travers le paramètre Al-Na-K au lieu de Al-Na-K-2Ca*, en négligeant le contenu en Ca (noté Ca*) des silicates.

Synthèse

L'ensemble des observations pétrographiques est synthétisé dans la

Table 7.1.

Formation	Env. dépôt	Section	Quartz			Calcite			KF	NaF		Dol.	Biotite		Chlorite			
			Granitique	Métamorphique	Séd. Clastique	Séd. Carbonaté	Séd. Clastique	Bioclaste	Granitique	Granitique	Plutonique RF.	Séd. Carbonaté	Plutonique	Métamorphique	Muscovite plutonique	Litique clastique (métamorphique et sédimentaire)
- Grès d'Aren	- Delta	- Isabena	‡‡	0	0	+	0	+	+	0	0	0	0	0	-	0
- Garumnien	- Continental	- Isabena	+	-	+	+	+	+	-	0	0	0	-	-	-	-
- Grès de Roda - U.D.C.	- Barre subtidale - Delta	- Isabena - Isabena	‡‡	0	0	-	+	+	‡‡	+	+	-	Al2O3 < 16%	-	+	-
- U.D.C. - Castigaleu - Castissent	- Chenal deltaïque - Chenal déltaïque, Baie, chenal intertidal, Barre et chenal subtidaux - Chenal deltaïque et delta	- Isabena - Isabena & Campo - Campo	‡‡	+	+	‡‡	‡‡	+	‡‡	-	+	‡‡	Al2O3 > 16%	+	+	+
- Castissent - Equ. Capella	Continental	- Isabena, Mas del Faro - Isabena	‡‡	+	+	‡‡	‡‡	0	‡‡	0	+	‡‡	Al2O3 > 16%	+	+	+
- Des Calcaires de La Puebla à Castigaleu - Castissent	- Offshore, hyperpycnite - Pente, bassin turbiditique	- Atiart - Atiart, Fosado, Los Molinos, Fanlao	+	+	+	‡‡	‡‡	+	+	+	+	‡‡	0	+	+	+
- Castissent	- Prodelta, hyperpycnite, chenal turbiditique proximal	- Pocino, Atiart, San Esteban	+	+	+	‡‡	‡‡	+	+	+		‡‡	0	+	+	+

Légende	
‡‡	Abondant
+	Présent
-	Rare
0	Absent
ind.	Indéterminé

Table 7.1 : Tableau synthétisant les observations pétrographiques relatives à la provenance des sédiments dans le bassin de Graus-Tremp-Ainsa.

7.1.2 Les phases diagénétiques

Au-delà de l'identification des éléments détritiques, l'étude pétrographique des grès permet de caractériser les minéraux secondaires et les transformations de la minéralogie héritée du dépôt. Il s'agit non seulement de faire l'inventaire des phases diagénétiques, mais aussi de préciser leur répartition spatio-temporelle.

Ce travail met en évidence cinq transformations diagénétiques majeures, qui se succèdent dans le temps et se répartissent dans l'espace. Certaines ont un impact évident sur la chimie des grès. Ces évènements seront présentés par types de minéraux secondaires, et, lorsque c'est possible, dans leur ordre chronologique relatif d'apparition.

Les indices de diagenèse précoce

La pyrite framboïdale est présente dans certains grès de la formation de Castigaleu (**Figure 7.6** A) : elle est un marqueur de diagenèse précoce en milieu marin (Love, 1967; Raiswell, 1997 ; Schieber, 2002). Cette pyrite se surimpose aux pyrites du même type observables au sein de clastes carbonatés remaniés (**Figure 7.5** C et D).

Les carbonates formés pendant la diagenèse précoce peuvent être variés et très importants en volume. Ils sont cependant difficiles à identifier en raison de la grande richesse en carbonates détritiques, qui favorise la formation de ciments carbonatés à différentes étapes de l'enfouissement. Les ciments carbonatés jugés précoces sont présentés ci-dessous :

- Des ciments marins intragranulaires dans les bioclastes, décrits par Mansurbeg et al., (2009) dans le groupe Hecho du bassin d'Ainsa ; ils sont très luminescents ce qui suggère un fort rapport Mn/Fe (Figure 7.6 B et C). Dans certains cas, les auteurs observent que ce ciment englobe la pyrite précoce.
- Un autre ciment relativement précoce et très luminescent est observé dans les grès d'Aren, du Garumnien et dans les Calcaires à Alvéolines où elle entoure des grains de différentes natures (quartz et lithoclaste carbonaté et silicoclastique). Dans les Grès de Roda, ce ciment corrode partiellement les plagioclases (Figure 7.6 D).
- Des concrétions (septarias) qui se développent sous un faible enfouissement. Dans la formation Castigaleu (vallée de l'Isabena), elles se développent souvent à partir de coquilles d'huîtres dans les environnements de dépôt lagunaire. Des nodules carbonatés sont aussi décrits dans les progradations deltaïques des Grès de Roda et de la Formation Castigaleu dans la vallée de l'Isabena (**Figure 7.6** E droite). Dans les Grès de Roda, Molenaar and Martinius, (1990) décrivent des nodules carbonatés au sommet des progradations deltaïques, et les interprètent comme le début de la formation de hard grounds ; ces carbonates diagénétiques marquent des surfaces d'abandon, ce qui les rapproche des horizons dolomitisés décrits en périphérie des chenaux turbiditiques du bassin d'Ainsa (Marfil et al., 2012). Un troisième type de concrétion tubulaire (contenant des sulfates de Ba et Sr) est observé dans l'équivalent latéral de la Formation Castigaleu sur la coupe d'Atiart (**Figure 7.6** E gauche) et semble similaire à celles décrites par Hoareau et al., (2009) dans le Sobrarbe.
-

Cimentation par la dolomite ferrifère / ankérite

Observation microscopique

Selon l'unité et la position dans le bassin de Graus-Tremp-Ainsa, ce ciment dolomitique est présent ou absent, et diverses relations texturales peuvent être observées.

- Dans le bassin de Graus-Tremp et dans les Formations des Calcaires à Alvéolines, des Grès de Roda et de Castigaleu, la dolomite ferrifère croît autour des grains de dolomies détritiques tout en les corrodant partiellement. Les surcroissances dolomitiques sont alors automorphes, de grande taille (50-200μm) et parfois zonées (**Figure 7.7** ; A, B et C). Ceci laisse penser qu'à la fin de cet épisode, le grès présente encore une porosité ouverte. Dans l'Ilerdien, cette phase de cimentation dolomitique comble la porosité laissée par un ciment calcitique précoce. Le ciment dolomitique est présent en faible quantité dans les grès de Roda et le Complexe Détritique Supérieur. Il devient abondant à la base de la formation Castigaleu (vallée de l'Isabena), dans des grès qui sont aussi très riches en fragments de dolomie détritique ; il n'a pas été détecté dans la partie supérieure de la formation marine de Castigaleu (vallée de l'Isabena), pas plus que dans les environnements de dépôt continentaux (Castigaleu, Castissent et Capella des sections de l'Isabena et South Ribagorzana).
- Dans le bassin d'Ainsa (coupe d'Atiart, de Pocino et de Los Molinos), le ciment de dolomite ferrifère est presque toujours présent. Une partie de ce carbonate forme des surcroissances autour des grains de dolomie détritique, mais ces derniers ne sont que très peu corrodés et les surcroissances sont rarement automorphes. Quelques cristaux sont englobés dans un ciment calcitique (calcite Fe, plus tardive) et ils ont donc pu croître sans occulter complètement la porosité. Cependant, la majorité des grains de dolomie ferrifère observés sont sans relation évidente avec un substrat de dolomie détritique, et ils se forment en remplacement de feldspath plutôt que dans la porosité intergranulaire (**Figure 7.7** ; D, E et F); les cristaux sont des rhomboèdres de petite taille (10-30 μm), très souvent incomplets (squelettiques) et ils contiennent systématiquement des reliques de plagioclase (**Figure 7.7** ; E) ; le feldspath remplacé semble être majoritairement (mais pas uniquement) le plagioclase détritique.
- Les surcroissances sur un substrat de dolomie détritique ne présentent pas toutes les mêmes zonations d'une formation à l'autre. Dans les grès de Roda, la zonation présente des récurrences, ce qui suggère une croissance épisodique. A la base de la Castigaleu, la dolomie ferrifère montre une zonation progressive de très faible amplitude (Fe croissant légèrement vers l'extérieur). Dans les turbidites du bassin d'Ainsa, Mansurbeg et al., (2009) décrivent deux stades de croissance assez contrastés, avec des teneurs en Fe plus importantes au deuxième stade (ankérite), mais ces observations ne concernent que la dolomie développée dans la porosité intergranulaire. Les grains de dolomie ferrifère qui remplacent des feldspaths (dans le bassin d'Ainsa) ne sont pas zonés.

Caractérisation chimique

Les analyses chimiques à la microsonde (**Figure 7.7** ; G) montrent que les dolomies détritiques sont toujours pauvres en Fe, Mn et pratiquement stœchiométriques. Les compositions des dolomies diagénétiques sont similaires à celles relevées dans le groupe Hecho (Mansurbeg et al., 2009 ; Marfil et al., 2012) : elles contiennent presque toutes un excès de $CaCO_3$ et les teneurs en FeO varient entre 7 et 20% ; les dolomies formées en remplacement des feldspaths sont les plus ferrifères.

Episode 1 de kaolinisation

Observation microscopique

Conformément à l'usage, les kaolins désignent ici les minéraux argileux, de composition proche de la kaolinite théorique (Si=Al) mais dont la forme cristalline n'est pas définie (Lanson et al., 2002 ; Buatier et al., 1997 ; Buatier, 2000).

Les kaolins observés forment des feuillets indépendants, des gerbes ou des vermicules de taille variable (5-20 μm ; **Figure 7.8** A,J), ils ont des terminaisons irrégulières et, lorsqu'ils croissent dans la porosité ouverte, sont organisés en accordéons très allongés par rapport à la taille des cristaux individuels. Ni les formes « blocky » à terminaisons pseudohexagonales régulières ni les prismes plus trapus de dickite ne sont observés. En microscopie à cathodoluminescence, ce kaolin présente une luminescence bleue foncée.

Les kaolins qui ont clairement précipité dans une porosité ouverte (en pore filling) sont assez rares (**Figure 7.8** B); ils possèdent une microporosité intragranulaire (Hurst, 1999). La majorité des kaolins observés, toutefois, possèdent une microporosité intragranulaire très réduite, et ils sont associés à d'autres minéraux (mica blanc, argiles), ce qui indique plutôt le remplacement de grains détritiques ou d'une pseudomatrice (Ketzer et al., 2009). Le résultat de cette phase de kaolinisation est surtout une « pseudomorphose » de grains détritiques.

- Le remplacement des muscovites détritiques est illustré sur la **Figure 7.8**, ou les reliques du minéral initial sont clairement identifiables (**Figure 7.8** ; C, D) ; le grain initial montre un enchevêtrement de grand cristaux de muscovite, du type de celles issues de « greisen » déjà décrits :le contact muscovite-kaolin est dentelé et montre la corrosion de la muscovite par le kaolin. La Figure 7.8, E) montre une étape plus avancée de la kaolinisation, avec des reliques coaxiales de muscovite qui indiquent qu'il s'agissait initialement d'un grand cristal.
- La kaolinisation affecte également les biotites, et conduit à un écartement typique des feuillets (Milliken, 2009) qui sont ensuite scellés par le ciment calcitique (Figure 7.8 ; F).
- Le remplacement sélectif des plagioclases est directement observable dans quelques cas favorables, lorsque la forme du domaine kaolinisé correspond à celle d'une inclusion de plagioclase dans le feldspath potassique (Figure 7.8 ; G) ou est associé à une myrmékite. Il est exceptionnel de rencontrer des reliques de plagioclase au sein de ces kaolins (**Figure 7.8** H).

Dans la majorité des cas, le matériel transformé par la kaolinisation n'est pas identifiable directement : il n'y a pas de relique de plagioclase, et pas de texture fantôme qui fournisse un argument simple. Ce kaolin se présente en amas multi-minéraux, avec des plages de kaolin pur et des plages à kaolin + muscovite, dont les formes externes sont celles des grains avoisinants (**Figure 7.8** ;I, J). Cette morphologie suggère le remplissage d'un pore ouvert, ou le remplacement d'un grain suffisamment ductile pour s'être adapté à la forme des grains compétents qui l'entourent (pseudomatrice). Le contenu de ces amas est détaillé sur les **Figure 7.8** K, L ; les cristaux de kaolin y sont étroitement associés avec des reliques de mica blanc, en feuillets alternant avec des feuillets de kaolin dans des accordéons, similaires à ceux décrits dans les réservoirs gréseux de Mer du Nord par Hassouta et al., (1999).

Chimie des amas de kaolinite

L'interprétation de ces amas kaolinisés est un enjeu important, car ils représentent une part substantielle du budget minéral pour le kaolin et ils peuvent représenter (ou pas) tout ce qu'il reste de la composante « plagioclase détritique » initiale du grès. L'étude à la microsonde apporte les éléments suivants (**Figure 7.8**, O):

- les feuillets de mica inclus dans ces assemblages sont de la muscovite, pas une illite authigène ; les compositions sont toujours très pauvres en Fe et proches du joint kaolinite-muscovite. L'étude microsonde effectuée sur ces micas montre la composition suivante: $(K_{1.70}\ Na_{0.10}\ Fe_{0.22}\ Mg_{0.23}\ Al_{3.57})\ (Si_{6.27}\ Al_{1.73})\ O_{20}(OH)_{4.}$
- les analyses effectuées avec un faisceau défocalisé sur les amas de kaolin montrent toujours des assemblages dépourvus de Fe et de Ti. Les compositions sont proches du joint kaolinite-muscovite, mais elles contiennent un excès de Si ; comme les amas sont dépourvus de quartz, cela suggère la présence d'une argile plus siliceuse (smectite), pour laquelle l'analyse microsonde fournit la composition : $K_{0.20}\ (Ca_{0.13}\ Na_{0.05})\ (Al_{3.84}\ Mg_{0.28}\ Fe_{0.05})\ (Si_{7.25}\ Al_{0.75})\ O_{20}(OH)_4$.

L'absence de Fe et de Ti dans ces amas, de même que l'absence de grains de quartz, permet d'écarter l'hypothèse d'anciens intraclastes pélitiques ou des argiles infiltrées (Marfil et al., 2009); elle est cohérente avec le contenu chimique d'un feldspath altéré. Comme les feldspaths potassiques sont assez bien préservés dans les grès kaolinisés, le plus simple est donc de considérer les amas de kaolin comme d'anciens plagioclases détritiques.

La texture particulière des amas de kaolin, avec un cœur à muscovite + kaolin et une zone extérieure dépourvue de muscovite et/ou à kaolinite en *pore-filling*, pourrait s'expliquer en envisageant la transformation d'anciens plagioclases altérés (séricitisés). La nucléation du kaolin sur un substrat de mica blanc est toujours plus facile que sur un substrat de plagioclase, ce qui favorise le remplacement, dans le cas de la muscovite, plutôt qu'une croissance délocalisée par rapport au minéral en cours de dissolution, dans le cas du plagioclase (Milliken, 2009) ; un plagioclase qui a subi une hydrolyse post-magmatique (à la source) fournit au sédiment des grains polyminéraux (plagioclase+séricite) qui offrent au kaolin des possibilités de nucléation sur le feldspath et qui favorisent, de ce fait, la pseudomorphose des grains. Cette interprétation n'exclut pas la possibilité que certains feldspath détritiques aient d'abord subi une argilisation post-dépôt, pendant leur séjour dans la plaine alluviale/deltaïque, puis aient été kaolinisés ensuite. Ce type d'argilitisation en deux temps du feldspath est suggéré par les textures observées sur les **Figure 7.8**, (M, N) où des reliques de feldspaths potassiques sont observées dans des amas argileux.

Âge relatif

Le timing de cette kaolinisation précoce est contraint par les observations suivantes :

- Les amas de kaolinites sont postérieurs à une partie du ciment de dolomite ferrifère, mais aussi en partie englobés dans les parties externes de ces mêmes surcroissances (**Figure 7.8**, P) ; la formation des kaolins se termine avant la fin de la formation des surcroissances de dolomie Fe.
- L'observation en détail de la kaolinisation des micas montre que les feuillets de micas subissent une « expansion » et sont exfoliés, ce qui crée une porosité permettant le

développement des cristaux de kaolin. Ceci suggère donc que la kaolinisation a eu lieu avant ou pendant les premiers stades de la compaction mécanique du sédiment.

- Les vermicules isolés sont systématiquement noyés dans le ciment calcitique (**Figure 7.8**, A) qui complète le remplissage des pores intergranulaires, et qui est probablement issu de la compaction chimique des lithoclastes carbonatés (Mansurbeg et al., 2009b).

Quartz authigène

Observations pétrographiques

Le quartz authigène est presque toujours présent, mais en quantité très limitée. Comme tous les autres minéraux diagénétiques, il se présente en surcroissances (dans une porosité ouverte) et/ou en remplacement d'autres phases.

Dans les grès du bassin d'Ainsa, le quartz authigène se présente en remplacement de lithoclastes carbonatés plutôt que sous formes de surcroissances précipitées dans une porosité encore ouverte. Assez bien visibles en cathodoluminescence optique (**Figure 7.9** ; A), comme au MEB (**Figure 7.9** ;B, C, D), les cristaux de quartz authigène semblent toujours formés au détriment d'un calcaire, dont certains composants subsistent en inclusions dans les prismes de quartz. La texture de remplacement devient plus spectaculaire et les cristaux de quartz authigène augmentent sensiblement de taille dans les grès grossiers des chenaux turbiditiques du bassin d'Ainsa (**Figure 7.9** ; C, D). Les lithoclastes remplacés sont toujours des calcaires (calcite Mg, plus grise que le ciment de calcite Fe sur les clichés MEB), et la calcite subsiste en inclusions (avec souvent la pyrite) dans les prismes de quartz authigène. Ce remplacement n'est pas signalé explicitement dans Mansurbeg et al., (2009), mais la texture s'apparente à celle décrite par Marfil et al., (2005) en remplacement de micrites dans le Jurassique supérieur, bassin du Maestrat, Espagne (leur Figure 11).

Dans le bassin de Graus-Tremp, les surcroissances de quartz sont beaucoup plus rares dans les environnements marins et continentaux de la Castissent. Quand elles sont observées, elles apparaissent régulièrement dans une porosité ouverte et rarement en remplacement de carbonates détritiques (**Figure 7.9** ; E, G).

Âge relatif

Les surcroissances de quartz sont précoces (antérieures au ciment de dolomie ferrifère) dans l'intervalle silicoclastique de l'Ilerdien (**Figure 7.9** ; F), où le quartz hérité du Keuper, lui-même diagénétique, paraît servir de substrat. Des surcroissances formées plus tardivement, vers la fin de l'éogenèse ou le début de la mésogenèse (Morad et al., 2000) apparaissent dans les formations situées au-dessus du Morillo, ou elles sont postérieures à la cimentation de dolomite ferrifère (**Figure 7.9** ; G) et antérieures à la kaolinisation précoce (**Figure 7.9** ; H). Dans le bassin d'Ainsa, l'âge relatif de la cimentation de quartz est difficilement observable ; cependant, le fait que ce quartz authigène ne se forme pas dans des pores ouverts, mais en remplacement de lithoclastes instables (calcaires) suggère qu'il est postérieur au remplissage des pores par le ciment intergranulaire de calcite.

Albitisation

Observations pétrographiques

L'albite authigène se présente sous forme de surcroissances ou de remplacements (Morad et al., 1990; Saigal et al., 1988), illustrés ci-après.

- L'albite authigène est en surcroissance autour des plagioclases détritiques et/ou en remplacement des lithoclastes carbonatés adjacents (Figure 7.10 ; A, B).
- L'albite apparait en remplacement partiel des cristaux de feldspath potassique détritique, formant une texture en échiquier très caractéristique dans les grès grossiers des chenaux turbiditiques du bassin d'Ainsa (Figure 7.10 ; C , D) ; cette texture est le résultat de la dissolution partielle du feldspath potassique et de la croissance de l'albite authigène sur les anciennes perthites ; la porosité résiduelle est invariablement comblée par une calcite ferrifère (claire sur les clichés MEB) qui scelle (et protège) la texture. La barytine observée sur certains grains est un produit secondaire courant du remplacement des feldspaths potassiques (Mansurbeg et al., 2009). La texture de remplacement du feldspath potassique (albitisation et calcitisation) est toujours visible, quoique plus rarement, dans les grès plus fins (fig. 10E), mais la petite taille des feldspaths dans ces facies ne permet pas toujours d'identifier le parent.
- L'albite authigène peut se former en remplacement des plagioclases détritiques le long de fines fractures intragranulaires, bien visibles par leur luminescence bleue sombre qui tranche avec la luminescence verte des grains hérités, quand ils ne sont pas trop altérés. La densité des fractures et le niveau de transformation peuvent être faibles (**Figure 7.10** ; E), ou plus avancé (**Figure 7.10** ; F) dans les grès du bassin d'Ainsa.

L'albitisation n'est pas observée dans le domaine ou le plagioclase détritique a été détruit par l'argilisation et/ou la kaolinisation précoce. En revanche, l'albitisation est observée, même en quantité très limitée, dans presque tous les grès qui contiennent du plagioclase. Dans les grès de Roda, du Complexe Détritique Supérieur le long de la vallée de l'Isabena, ou, dans la coupe de Campo, dans quelques grès sous le Morillo, et au sommet de la Castissent qui s'est déposée en environnement marin, le processus d'albitisation est très limité. Dans le bassin d'Ainsa, au contraire, ses effets sont très importants : le degré de transformation des feldspaths potassiques y est irrégulier, plus ou moins complet selon les bancs (Garcia et al., 2011), et les grès grossiers des chenaux turbiditiques sont affectés sur une partie importante de la pile stratigraphique (jusque dans le chenal d'Ainsa d'âge Lutétien).

Âge relatif

L'albitisation semble se produire après la croissance de la dolomie ferrifère, qui englobe des perthites sur lesquelles l'albite ne s'est pas développée (**Figure 7.10** ; G, H), et avant celle du ciment de calcite ferrifère, qui scelle les textures en échiquier. Mais la relation n'est pas toujours claire, et la possibilité demeure d'avoir plusieurs générations d'albite, et/ou de ciment carbonaté. Les relations avec la croissance du quartz authigène ne sont jamais observées. Mansurbeg et al (2003) considèrent l'albitisation, avec la croissance du quartz authigène, comme les transformations diagénétiques les plus profondes dans le bassin d'Ainsa, sans contrainte sur la température).

Cimentation calcitique et compaction

Observations pétrographiques

La calcite est le ciment principal des grès. Elle apparaît en remplacement partiel des feldspaths (**Figure 7.11** ; A) et surtout en ciment intergranulaire (**Figure 7.11** ; B) le plus souvent sous la forme « *blocky* », qui occulte presque toujours la porosité résiduelle. La Formation Castissent à Mas del Faro montre les grès dont le degré de compaction est le moins élevé dans le bassin, et un ciment intergranulaire important (de l'ordre de 25 %). Au contraire, les grès turbiditiques, ou la compaction est plus importante, le ciment intergranulaire constitue 10.8 % du volume en moyenne (Mansurbeg et al., 2009).

Caractérisation géochimique

Les quelques données chimiques ponctuelles dont nous disposons, ajoutés à celles de Mansurbeg et al., (2009) pour le bassin d'Ainsa, conduisent à identifier trois familles de ciments calcitiques:

- Un ciment de calcite très luminescent (orangé, **Figure 7.11** ; C) qui corrode partiellement les feldspaths dans les environnements fluviaux et de plaine deltaïque (formation Castissent et au-dessus dans les coupes de la vallée de l'Isabena, de Mas del Faro et de Ribagorzana Sud). Ce ciment apparaît dans des roches très peu compactées (peu de traces de pression solution et de fracturation de grains compétents). L'analyse chimique confirme la richesse en Mn (0.3-0.5 % MnO) et sa relative pauvreté en Fe (<0.5 % FeO).
- Un ciment de calcite ferrifère (0.4-0.7 % FeO) nettement moins luminescent (MnO<0.2 %) que l'on rencontre dans la coupe de l'Isabena (Roda, UDC, Castigaleu) et celle de Campo (Castigaleu, Castissent).
- n ciment de calcite très sombre en cathodoluminescence, très ferrifère (jusqu'à 2 % FeO) que l'on trouve sur le talus (Atiart-Pocino) et dans le bassin profond (Fosado, Arro, dans les chenaux turbiditiques, **Figure 7.11** ; D).

Âge relatif

Dans le bassin de Graus-Tremp, ce ciment est postérieur aux surcroissances de dolomie ferrifère, aux surcroissances de quartz et à la kaolinisation précoce ; il englobe les vermicules de kaolins (**Figure 7.11** ; E, F). Il est postérieur à la compaction mécanique marquée par la déformation des micas et la fracturation des grains compétents (**Figure 7.11** ; G). Il peut être synchrone de la compaction chimique qui se traduit par des stylolithes localisés dans les contacts entre lithoclastes carbonatés (**Figure 7.11** ; H).

Dans le bassin d'Ainsa, le ciment de calcite ferrifère comble les vides laissés par la dissolution des feldspaths potassiques lors de l'albitisation. Il apparaît comme un évènement tardif dans notre succession, mais il est probable que des ciments intermédiaires se soient mis en place, sans pour autant être préservés.

Kaolinisation tardive

Observations pétrographiques

Un second évènement de kaolinisation est mis en évidence par plusieurs critères.

- Les kaolins sont de petite taille, moins bien cristallisés que leurs prédécesseurs ;
- ils corrodent le quartz et la calcite Fe intergranulaire (**Figure 7.12**, A et B) ;
- dans le domaine précédemment affecté par la kaolinisation, ils corrodent les assemblages kaolin-mica (**Figure 7.12**, C) issus du premier épisode de kaolinisation et forment une matrice fine qui en contient des reliques (**Figure 7.12**, D) ;
- ils présentent une luminescence dans les bleus ternes et brumeux, plus luminescents que le kaolin précoce précédemment décrit.

Ces kaolins se développent le long d'un réseau interconnecté de joints de grain, le long desquels les minéraux adjacents sont en partie corrodés (**Figure 7.12**, E). Ces joints sont interprétés comme le résultat de la décompaction lors de la remontée de la pile sédimentaire (télogénèse) ; ils facilitent l'invasion du matériel par les eaux de surface et la formation des kaolins tardifs. Les grès qui subissent cette transformation sont soumis à une arénisation intense (généralement les faciès de grès fluviatiles et de plaine deltaïque).

Figure 7.6 *: Les indices de la diagenèse précoce A) Pyrite framboïdale sur sucres polis de la formation Castigaleu ; B & C) Calcite précoce intragranulaire des bioclastes à fort rapport Mn / Fe ; D) calcite précoce dans les Grès de Roda en remplacement partiel du plagioclase ; E) Photo de terrain de concrétion carbonatée dans la Formation Castigaleu (bassin de Graus-Tremp, environnement deltaïque, à gauche), et dans le bassin d'Ainsa (coupe d'Atiart, formation Castiglaleu, à droite). B : cliché MEB ; C et D : photographie sous microscopie à cathodoluminescence. Bt. : biotite ; C. : ciment intragranulaire des bioclastes ; Kf. : feldspath potassique ; Pl. : plagioclase Py. : pyrite; Qz. : quartz.*

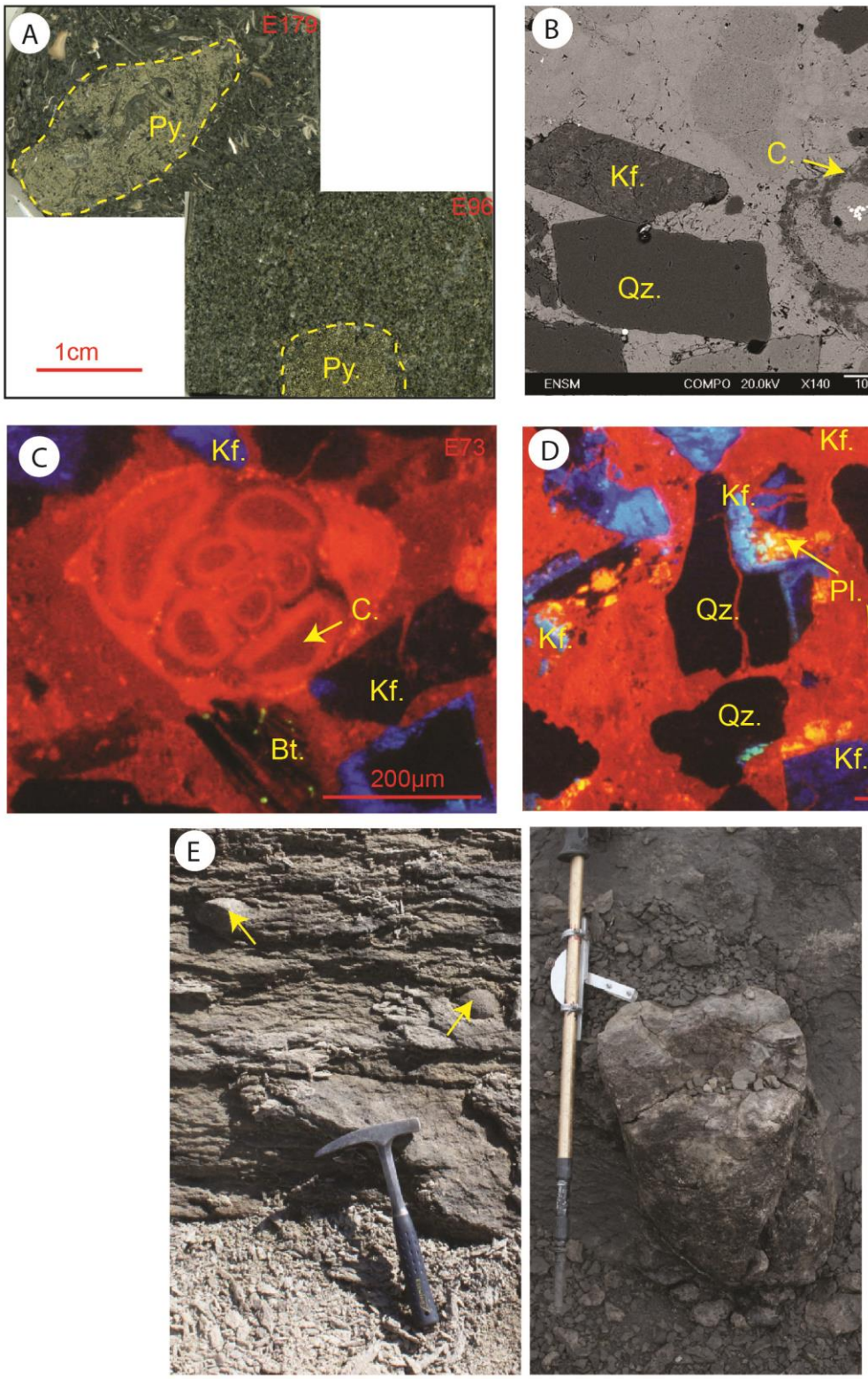
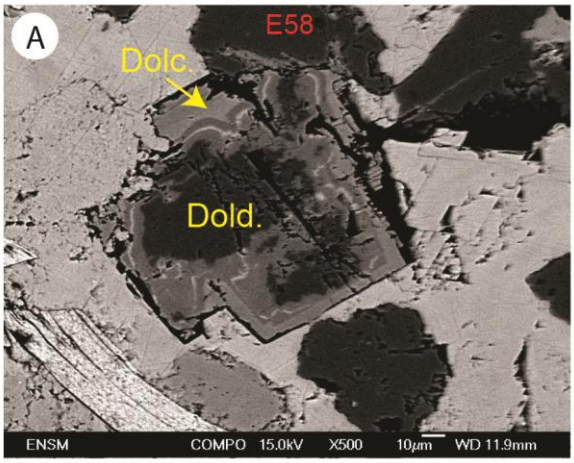
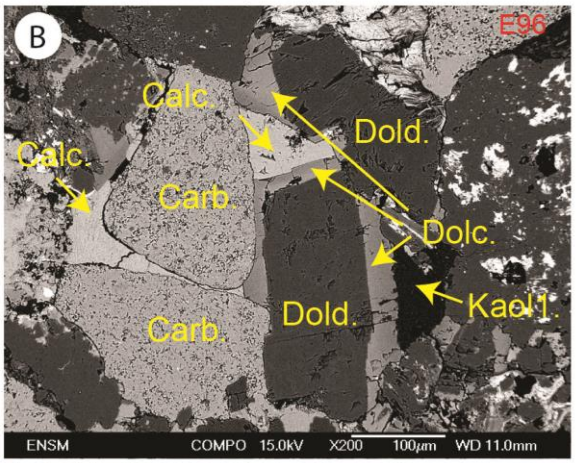
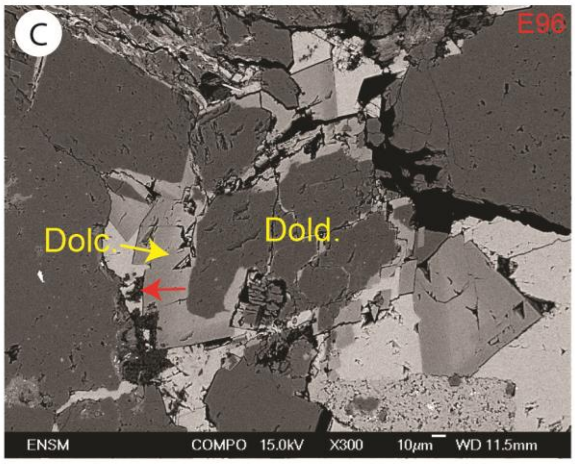
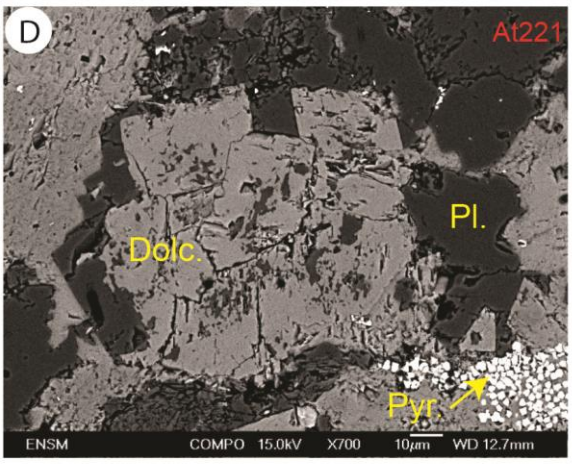


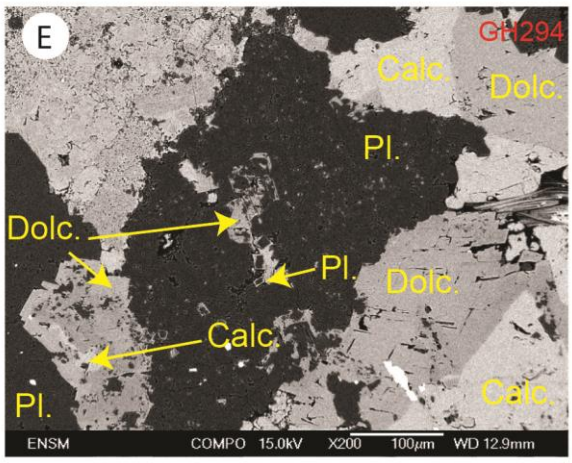
Figure 7.7 *: A) Ciment de dolomite ferrifère (Dolc.) en surcroissance sur un claste de dolomie détritique (Dold.) ; noter la zonation typique du ciment dans les Grès de Roda, qui suggère une croissance épisodique ; B et C) Ciment de dolomite ferrifère (Dolc.) en surcroissance sur une dolomie détritique (Dold.) ; la zonation est ici progressive, avec une légère augmentation de Fe vers l'extérieur (base de la formation Castig0laleu, vallée de l'Isabena) ; D) Dolomite ferrifère corrodant le plagioclase détritique, et contenant de multiples inclusions de plagioclase ; E) Dolomite ferrifère en remplacement de plagioclase. La surcroissancee à l'extérieur du plagioclase montre des inclusions de plagioclase. Le cœur du grain est aussi affecté et montre des rhomboèdres de petites taille ; F) Rhomboèdres de dolomite ferrifère formés à l'intérieur d'un plagioclase, à l'interface entre le cœur séricitisé et la couronne limpide. G) Diagramme Mg vs Mn+Fe vs Ca montrant les différences entre dolomites détritiques et diagénétiques. A à F : Clichés MEB. Calc. : ciment calcitique. Dolc. : dolomite ferrifère. Dold. : dolomite détritique ; Kaol. : kaolinite ; Pl. : plagioclase ; Se. : paillette de séricite.*

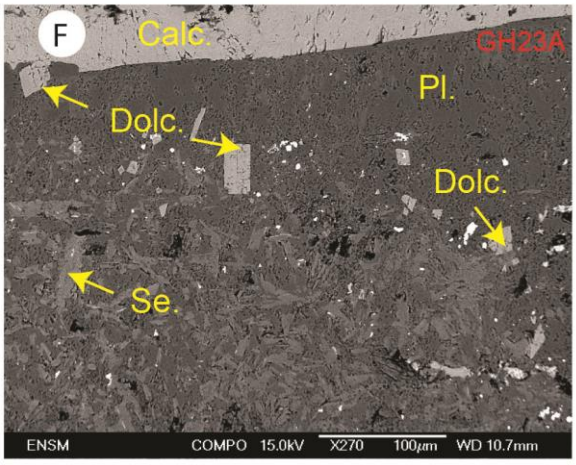

A
E58
Dolc.
Dold.
ENSM COMPO 15.0kV X500 10µm WD 11.9mm


B
E96
Calc.
Calc.
Dold.
Carb.
Dolc.
Kaol1.
Carb.
Dold.
ENSM COMPO 15.0kV X200 100µm WD 11.0mm


C
E96
Dolc.
Dold.
ENSM COMPO 15.0kV X300 10µm WD 11.5mm


D
At221
Pl.
Dolc.
Pyr.
ENSM COMPO 15.0kV X700 10µm WD 12.7mm


E
GH294
Calc.
Dolc.
Pl.
Dolc.
Pl.
Dolc.
Calc.
Pl.
Calc.
ENSM COMPO 15.0kV X200 100µm WD 12.9mm


F
Calc.
GH23A
Pl.
Dolc.
Dolc.
Se.
ENSM COMPO 15.0kV X270 100µm WD 10.7mm

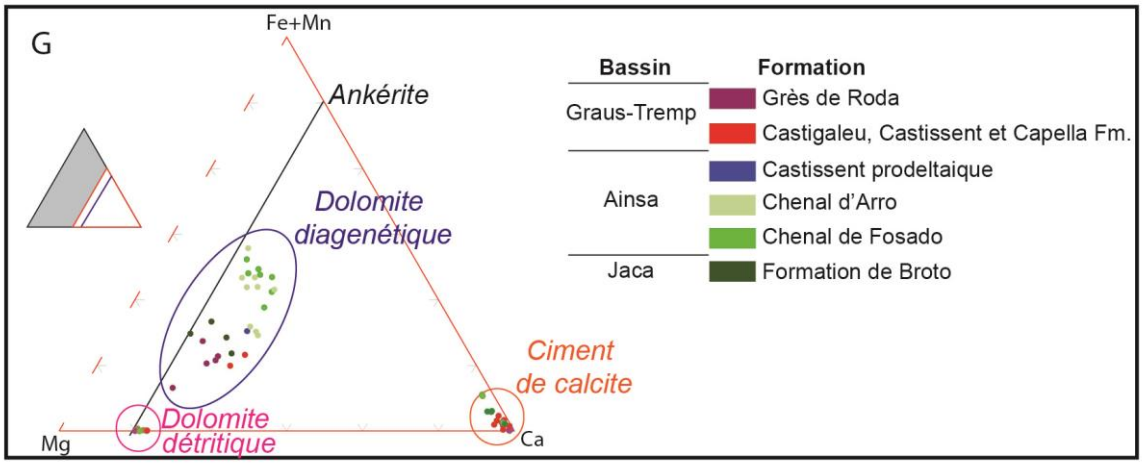
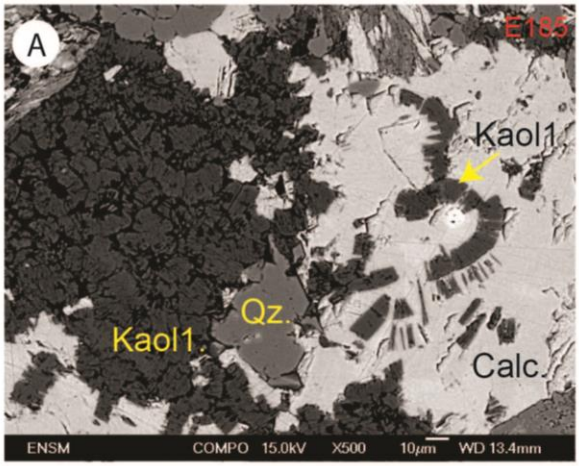
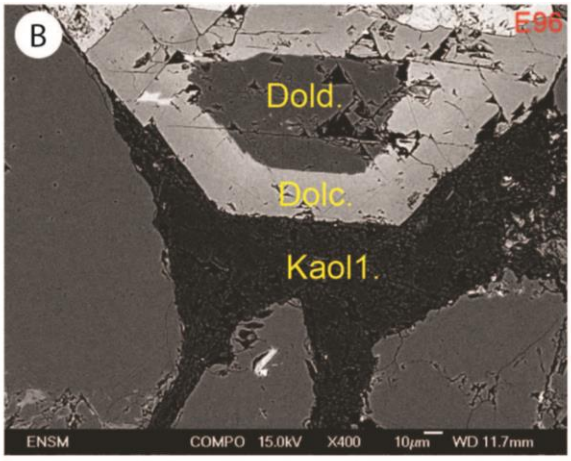
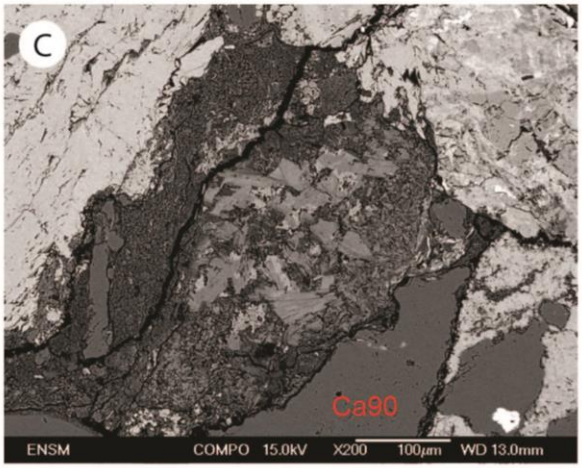
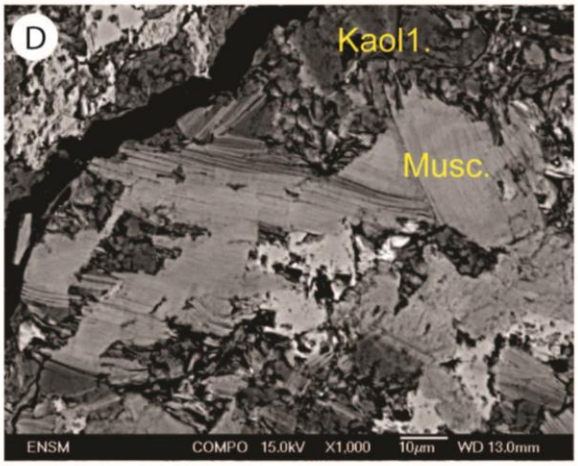

G
Fe+Mn
Ankérite
Dolomite diagenétique
Ciment de calcite
Dolomite détritique
Mg
Ca
Bassin
Formation
Graus-Tremp
Grès de Roda
Castigaleu, Castissent et Capella Fm.
Ainsa
Castissent prodeltaique
Chenal d'Arro
Chenal de Fosado
Jaca
Formation de Broto

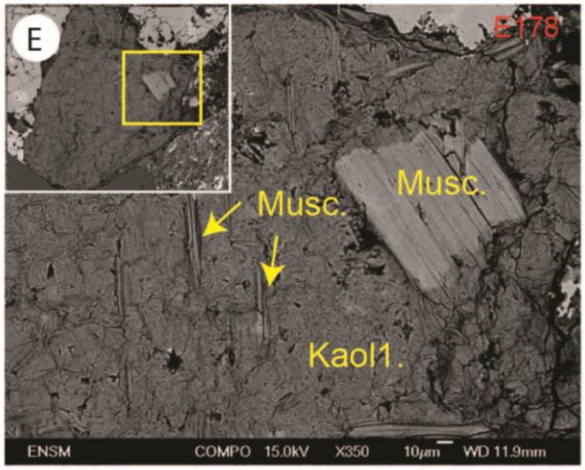
Figure 7.8 *: A à P : Clichés MEB ; A) Kaolinite en pore filling avec des vermicules trapus (entre 5 et 10 µm) englobés dans le ciment calcitique ; B) Kaolinite en pore-filling, moulant une surcroissance de dolomite ferrifère ; C) Remplacement de muscovite (clair au MEB) par la kaolinite (plus foncée), avec des reliques de grands cristaux de muscovite enchevêtrés ; D) détail illustrant le contact dentelé entre la muscovite corrodée et la kaolinite ; E) Stade plus avancé de kaolinisation de la muscovite avec une kaolinite de remplacement présentant peu de porosité intragranulaire, et des reliques homoaxiales de muscovite ; F) Kaolinisation de la biotite (claire au MEB) engendrant une exfoliation ;G,H) Rares témoins directs de kaolinisation de plagioclase avec la kaolinisation d'inclusions de plagioclase dans un feldspath potassique (G), et la kaolinisation d'un ancien plagioclase présent en reliques (H) ; I, J) Amas multi-minéraux (kaolinite et muscovite) dont les formes externes épousent les grains avoisinants ; K, L) Détails sur le contenu des amas, illustrant l'imbrication étroite entre la kaolinite et la muscovite, en feuillets alternants (L) ou en gerbes (K) ; M, N) Amas argileux. La présence de reliques (en très clair) de feldspath potassique suggère que cet amas est un ancien grain de feldspath potassique argilisé, qui a subi ensuite une kaolinisation, le long de « veines » ; O) Diagramme Al vs Si vs 3*K ; analyses microsonde sur les amas de kaolinite, les compositions montrent un mélange entre un pôle « kaolinite » et un pôle « muscovite », un peu plus riche en silice que le joint « kaolinite-muscovite » suggérant la présence d'une faible proportion de smectite dans ces amas ; P) Relations entre le ciment dolomitique, la kaolinite, et le ciment calcitique. Arg. : amas argileux ; Bt. : biotite ; Calc. : ciment calcitique ; Carbd. : carbonate détritique, Dolc. : ciment de dolomite ferrifère; Kaol1. : kaolinite précoce; Kf : feldspath potassique ; Pl. : plagioclase ; Musc. : muscovite ; Qz : quartz .*

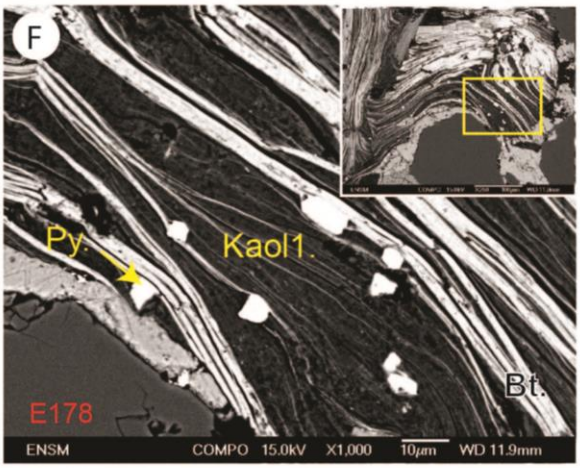

A
E185
Kaol1.
Qz.
Kaol1.
Calc.
ENSM COMPO 15.0kV X500 10µm WD 13.4mm

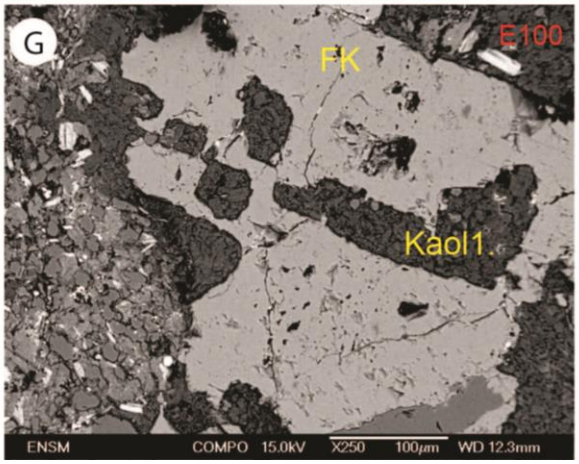

B
E96
Dold.
Dolc.
Kaol1.
ENSM COMPO 15.0kV X400 10µm WD 11.7mm

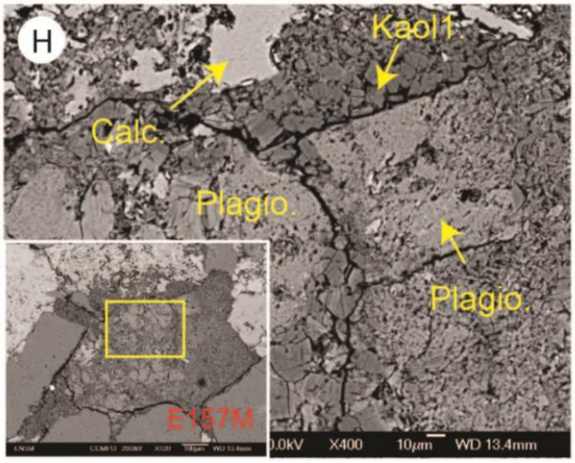

C
Ca90
ENSM COMPO 15.0kV X200 100µm WD 13.0mm

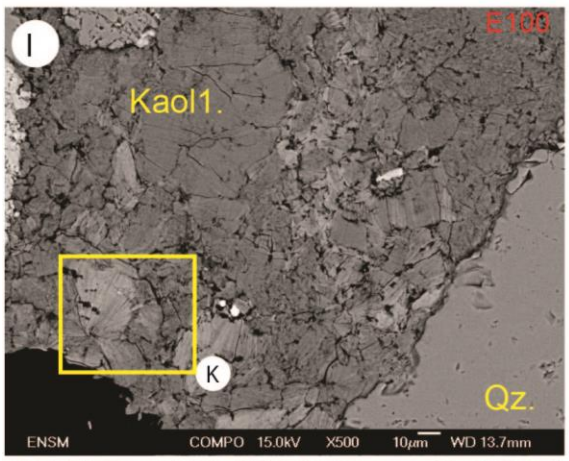

D
Kaol1.
Musc.
ENSM COMPO 15.0kV X1,000 10µm WD 13.0mm

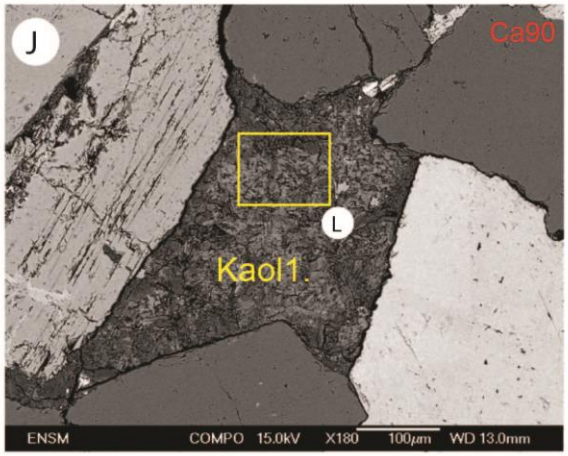

E
E178
Musc.
Musc.
Kaol1.
ENSM COMPO 15.0kV X350 10µm WD 11.9mm

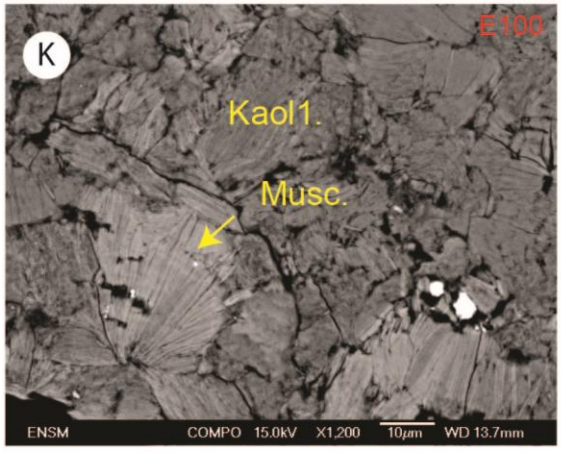

F
Py.
Kaol1.
Bt.
E178
ENSM COMPO 15.0kV X1,000 10µm WD 11.9mm

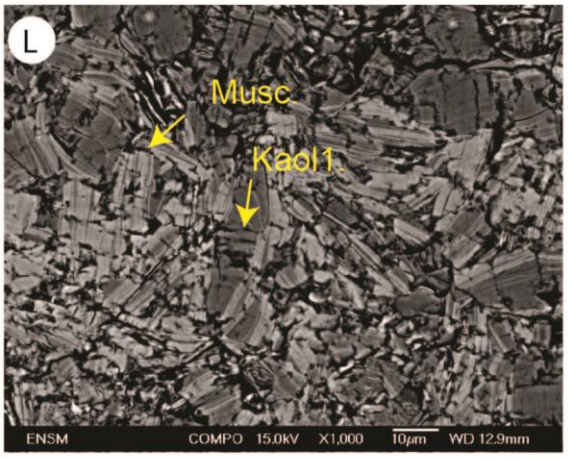

G
E100
FK
Kaol1.
ENSM COMPO 15.0kV X250 100µm WD 12.3mm

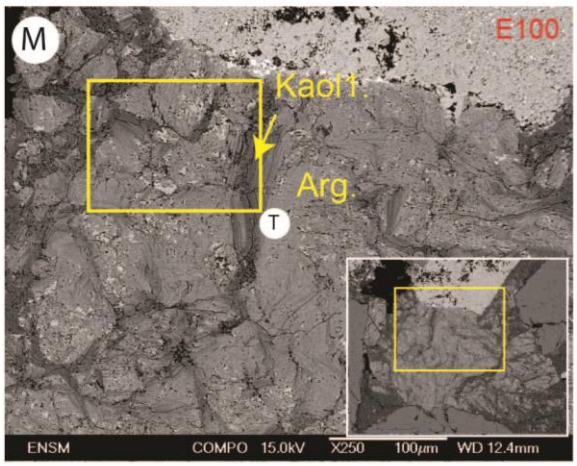

H
Kaol1.
Calc.
Plagio.
Plagio.
E157M
X400 10µm WD 13.4mm

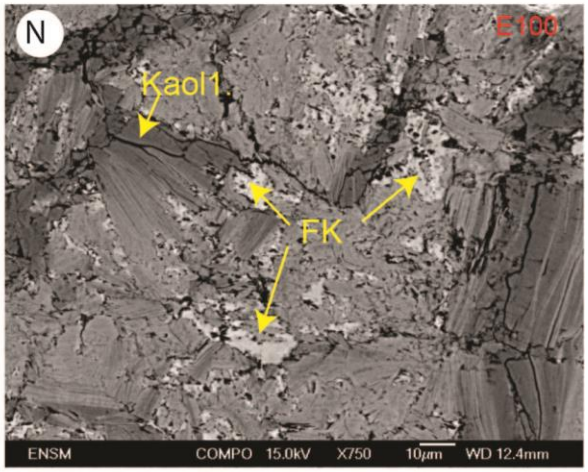

I
E100
Kaol1.
K
Qz.
ENSM COMPO 15.0kV X500 10µm WD 13.7mm

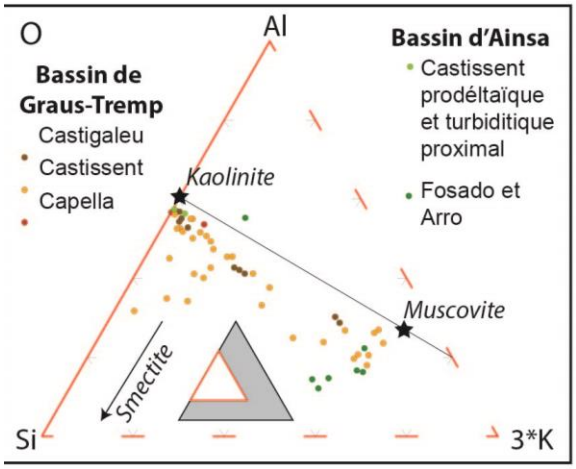

J
Ca90
L
Kaol1.
ENSM COMPO 15.0kV X180 100µm WD 13.0mm


K
E100
Kaol1.
Musc.
ENSM COMPO 15.0kV X1,200 10µm WD 13.7mm


L
Musc.
Kaol1.
ENSM COMPO 15.0kV X1,000 10µm WD 12.9mm


M
E100
Kaol1.
Arg.
T
ENSM COMPO 15.0kV X250 100µm WD 12.4mm


N
E100
Kaol1.
FK
ENSM COMPO 15.0kV X750 10µm WD 12.4mm


O
Al
Bassin de Graus-Tremp
Castigaleu
Castissent
Capella
Kaolinite
Bassin d'Ainsa
Castissent prodéltaïque et turbiditique proximal
Fosado et Arro
Muscovite
Smectite
Si
3*K

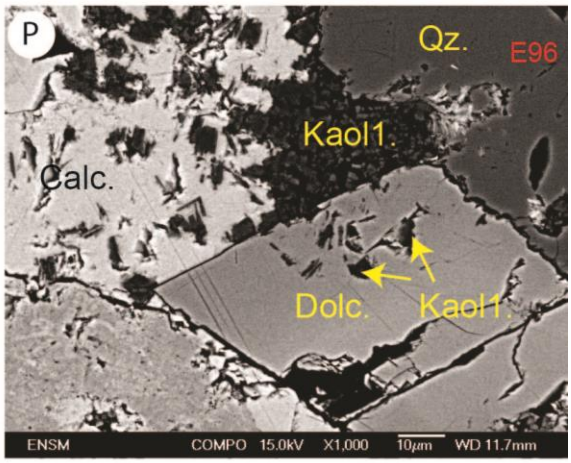
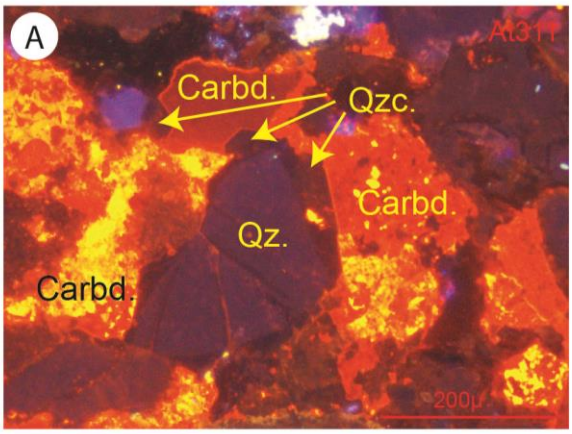
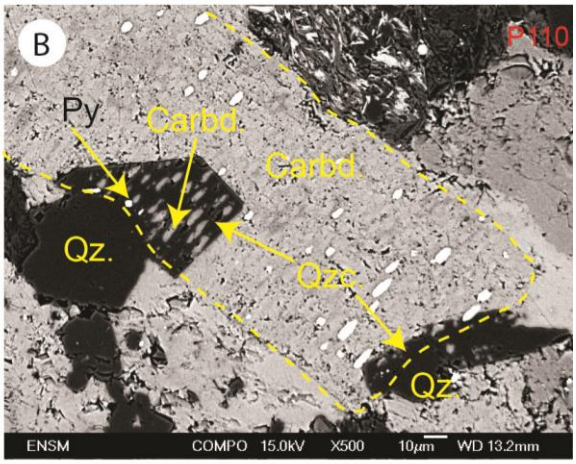
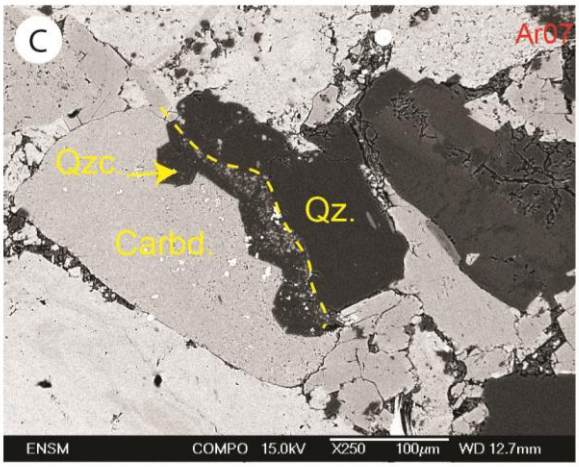
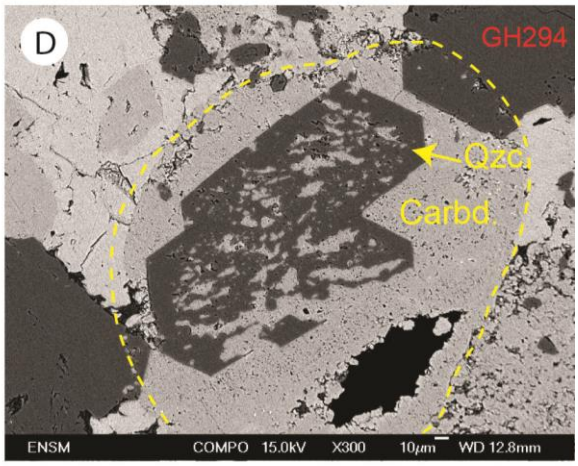

P
Qz.
E96
Kaol1.
Calc.
Dolc.
Kaol1.
ENSM COMPO 15.0kV X1,000 10µm WD 11.7mm

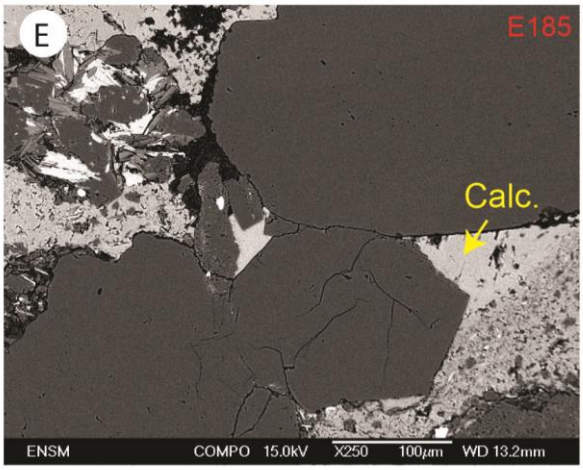
Figure 7.9 *: A) Quartz détritique arrondi en bleu présentant des surcroissances de quartz authigène, plus obscur. Le quartz authigène croît en remplacement partiel du carbonate détritique ; B) Surcroissances de quartz (sombre) en remplacement partiel d'un carbonate détritique (plus clair), notez les inclusions de pyrite et de calcite, C) Idem, noter la dust-line qui marque la limite initiale entre le grain de quartz et le carbonate détritiques, et les inclusions dans la partie authigène du quartz. D) Quartz authigène, riche en inclusions de calcite, en remplacement d'un carbonate détritique ; E) Quartz authigène en pore-filling ; F) Surcroissance de quartz précoce, scellée par le ciment de dolomite ferrifère ; G) Surcroissance de quartz plus tardive, recouvrant le ciment de dolomite ferrifère ; H) surcroissance de Quartz partiellement corrodée par la kaolinite précoce. Calc. : ciment calcitique ; Carbd. : carbonate détritique ; Dold ; dolomite détritique ; Dolc. : ciment dolomitique ; Kaol1. : kaolinite précoce ; Py. : pyrite ; Qz : quartz détritique ; Qzc : quartz authigène. A) photographie sous microscopie à cathodoluminescence, B à H : clichés MEB.*

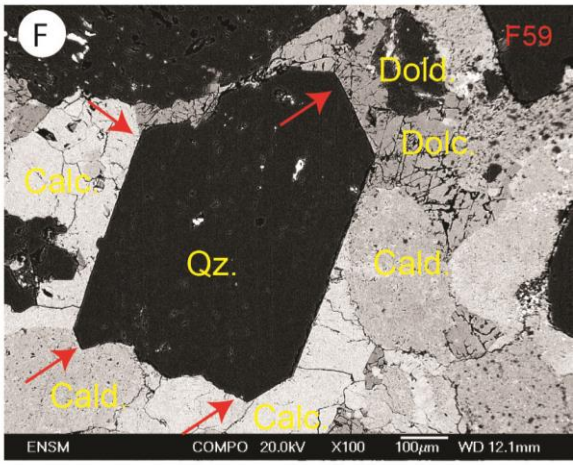

A
Carbd.
Qzc.
Carbd.
Qz.
Carbd.

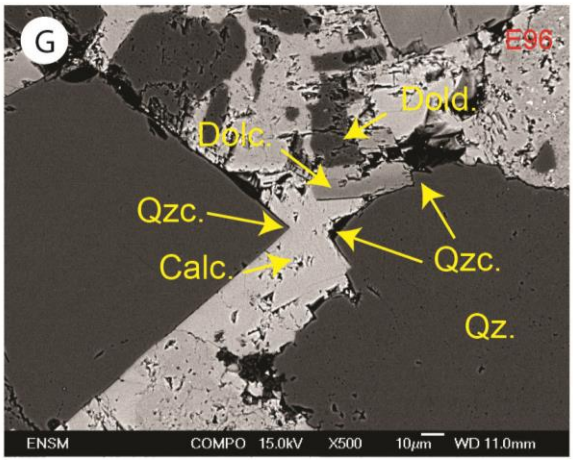

B
P110
Py.
Carbd.
Carbd.
Qz.
Qzc.
Qz.
ENSM COMPO 15.0kV X500 10µm WD 13.2mm


C
Ar07
Qzc.
Qz.
Carbd.
ENSM COMPO 15.0kV X250 100µm WD 12.7mm


D
GH294
Qzc.
Carbd.
ENSM COMPO 15.0kV X300 10µm WD 12.8mm


E
E185
Calc.
ENSM COMPO 15.0kV X250 100µm WD 13.2mm


F
F59
Dold.
Dolc.
Calc.
Qz.
Cald.
Cald.
Calc.
ENSM COMPO 20.0kV X100 100µm WD 12.1mm


G
E96
Dold.
Dolc.
Qzc.
Calc.
Qzc.
Qz.
ENSM COMPO 15.0kV X500 10µm WD 11.0mm

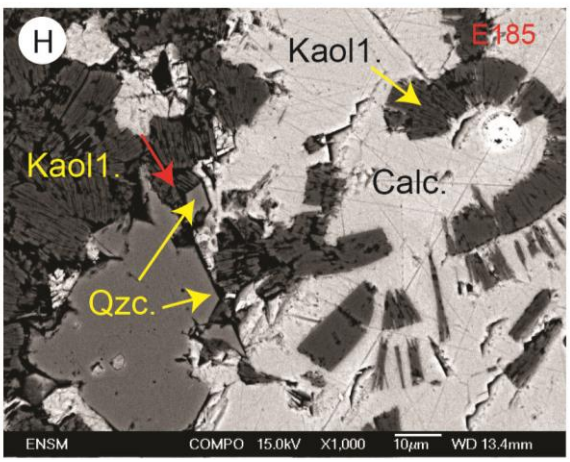
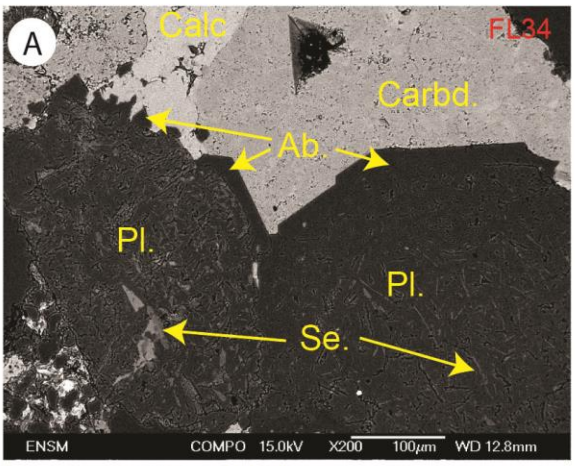
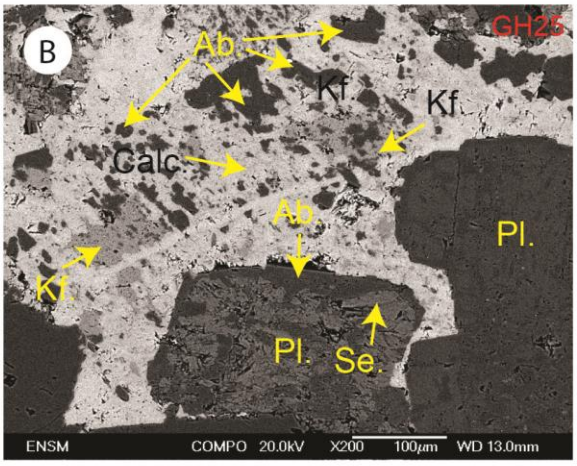
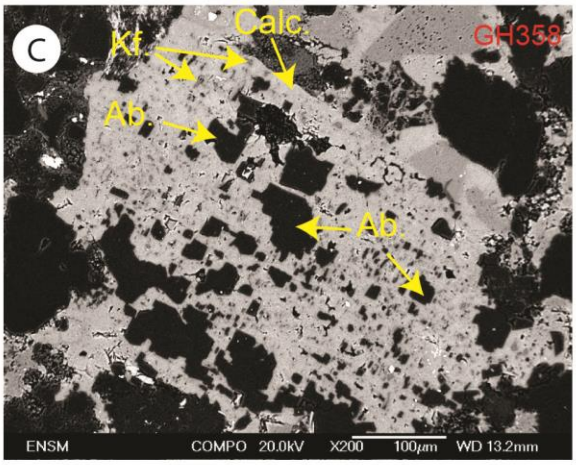
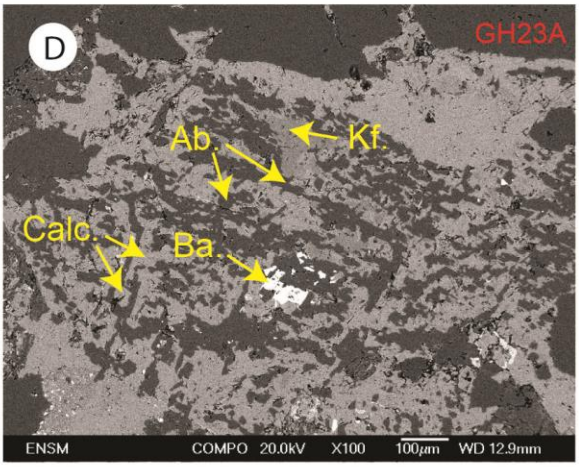

H
Kaol1.
E185
Kaol1.
Calc.
Qzc.
ENSM COMPO 15.0kV X1,000 10µm WD 13.4mm

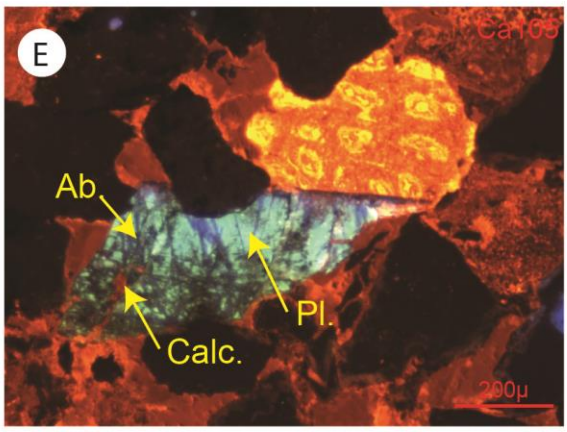
Figure 7.10 *: A) Surcroissance d'albite (foncée au MEB) sur plagioclase détritique à paillettes de séricite (en clair au MEB) et en remplacement de carbonate détritique ; B) Idem, avec albite diagénétique en échiquier, avec des reliques de feldspath potassique ; la texture est scellée par le ciment calcitique ; C) Albitisation d'un feldspath potassique (échiquier), à cimentation calcitique importante ; D) texture en échiquier d'un feldspath potassique albitisé avec barytine, et des reliques de feldspath potassique ; E) Début d'albitisation d'un plagioclase le long de fractures fines (albite authigène sombre dans le plagioclase vert en cathodoluminescence) ; F) Albitisation complète d'un feldspath potassique ; les anciennes perthites (luminescence bleu sombre) sont encore visibles dans l'albite authigène (non luminescente) ; G) Relation entre le ciment dolomitique et l'albitisation ; l'image montre un feldspath potassique albitisé et calcitisé. Notez que la surcroissance de dolomite englobe une perthite qui n'a pas servi de substrat pour l'albite authigène (non automorphe). H) La surcroissance de dolomite englobe du plagioclase, la flèche rouge montre une inclusion d'albite. A, B, C, D, G, H : clichés MEB ; E, F : photographie sous microscopie à cathodoluminescence. Ab. : albite authigène ; Ba. : barytine ; Calc : ciment calcitique ; Carbd : carbonate détritique ; Dolc. : ciment dolomitique ; Dold. : dolomite détritique ; Kf : feldspath potassique ; Kaol. : kaolinite ; Pl. : plagioclase détritique ; Qz : quartz.*

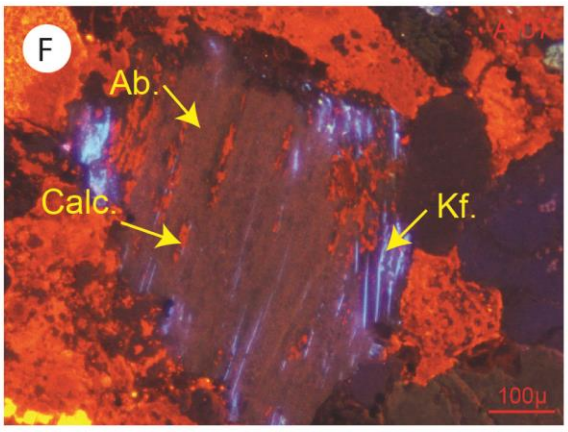

A
Calc
FL34
Carbd.
Ab.
Pl.
Pl.
Se.
ENSM COMPO 15.0kV X200 100µm WD 12.8mm

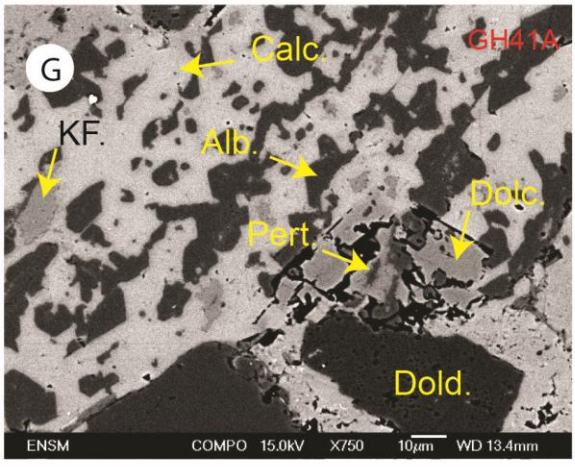

B
Ab
GH25
Kf.
Kf.
Calc.
Ab.
Pl.
Kf.
Pl.
Se.
ENSM COMPO 20.0kV X200 100µm WD 13.0mm


C
Kf.
Calc.
GH358
Ab.
Ab.
ENSM COMPO 20.0kV X200 100µm WD 13.2mm


D
GH23A
Ab.
Kf.
Calc.
Ba.
ENSM COMPO 20.0kV X100 100µm WD 12.9mm


E
Ab
Pl.
Calc.
200µ


F
Ab.
Calc.
Kf.
100µ


G
Calc.
GH41A
KF.
Alb.
Dolc.
Pert.
Dold.
ENSM COMPO 15.0kV X750 10µm WD 13.4mm

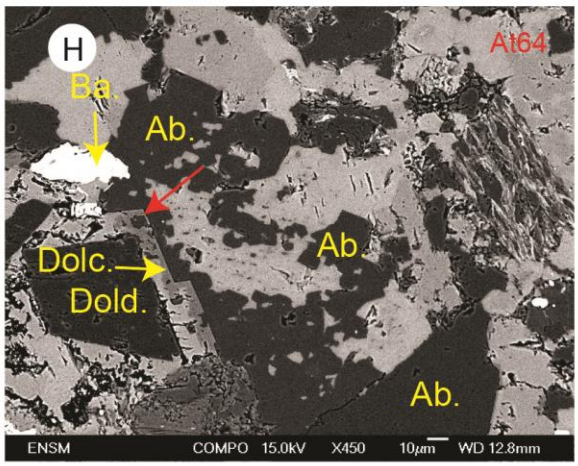

H
Ba.
At64
Ab.
Ab.
Dolc.
Dold.
Ab.
ENSM COMPO 15.0kV X450 10µm WD 12.8mm

Figure 7.11 *: A) Ciment calcitique en remplacement de feldspath potassique ; B) Ciment calcitique ferrifère en remplacement de feldspath potassique albitisé ; C) Ciment calcitique très luminescent (riche en Mn) intergranulaire (blocky) et en remplacement de feldspath potassique ; D) Ciment intergranulaire sombre (calcite très ferrifère), englobant de petits cristaux de kaolin (bleus en cathodoluminescence) ; E et F) vermicules de kaolinite précoce englobés dans le ciment calcitique ferrifère ; G) Grains compétents (quartz et feldspath potassique), cassés et cimentés par la calcite ferrifère, traduisant la compaction mécanique ; H Figure de pression-dissolution (stylolithe) entre grains de carbonate détritique, traduisant la compaction chimique ;. A, B, E et F : Photographies sous microscopie à cathodoluminescence ; C, D, G et H : clichés MEB. Ab.: albite authigène ; Bioc. : bioclaste ; Calc. : ciment calcitique ; Carbd. : carbonate détritique ; Kaol1. : kaolinite précoce ; Kf. : feldspath potassique ; Qz. : quartz détritique.*

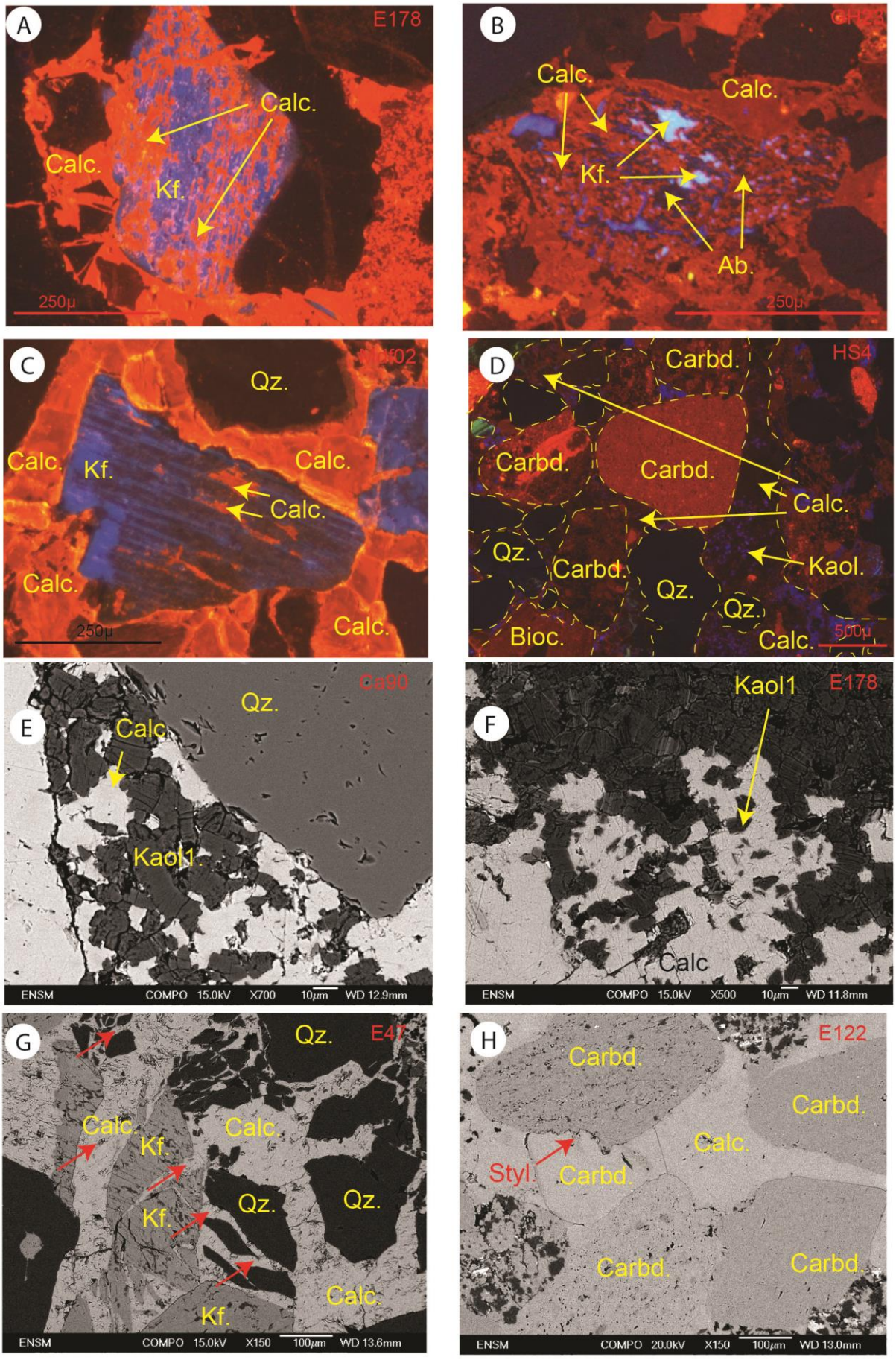
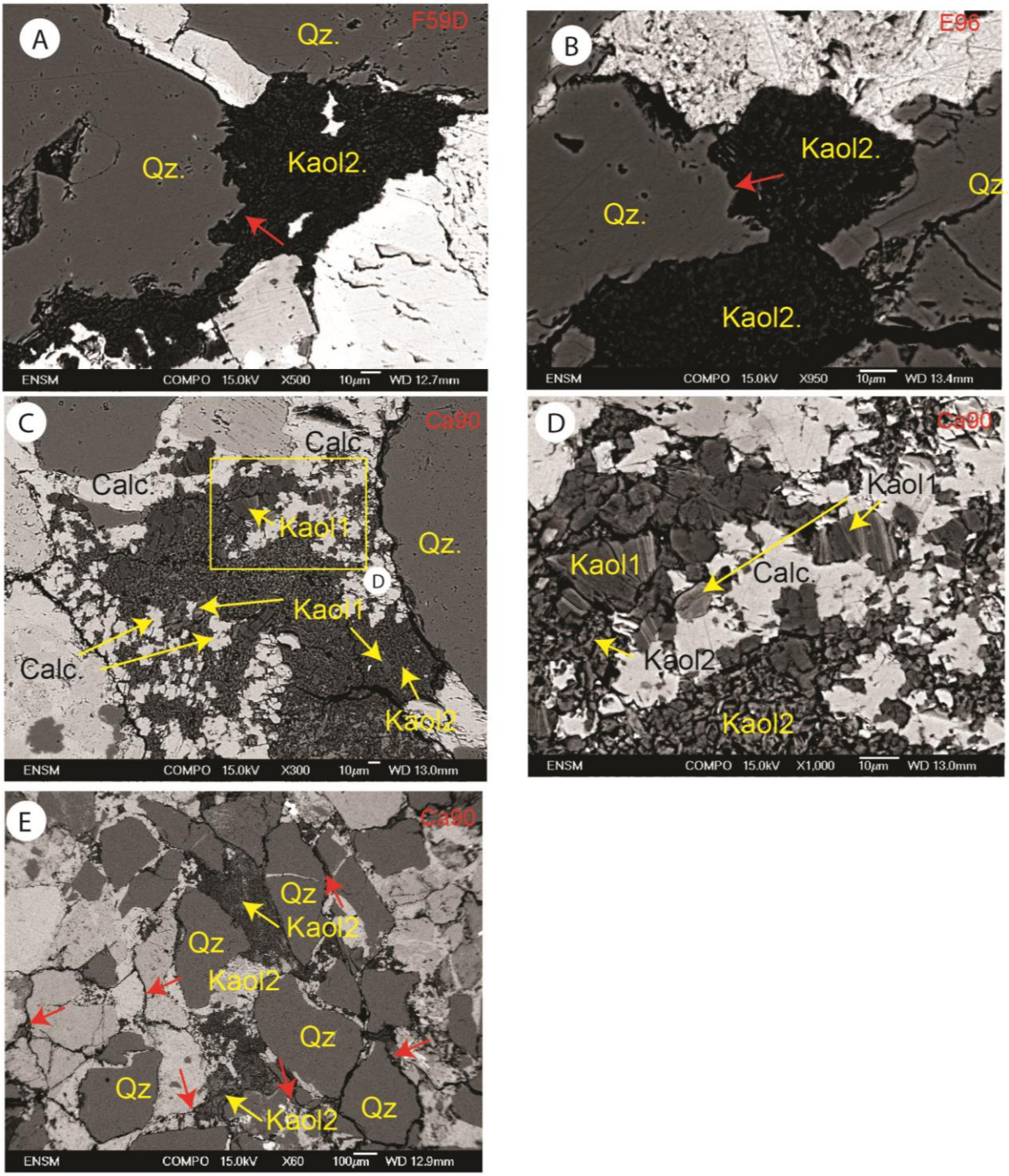

A
E178
Calc.
Calc.
Kf.
250µ
B
Calc.
Calc.
Kf.
Ab.
250µ
C
Qz.
Calc.
Kf.
Calc.
Calc.
Calc.
Calc.
250µ
D
Carbd.
HS4
Carbd.
Carbd.
Calc.
Qz.
Carbd.
Kaol.
Qz.
Qz.
Bioc.
Calc.
500µ
E
Ca90
Qz.
Calc.
Kaol1.
ENSM COMPO 15.0kV X700 10µm WD 12.9mm
F
Kaol1
E178
Calc
ENSM COMPO 15.0kV X500 10µm WD 11.8mm
G
Qz.
E47
Calc.
Calc.
Kf.
Kf.
Qz.
Qz.
Calc.
Kf.
ENSM COMPO 15.0kV X150 100µm WD 13.6mm
H
E122
Carbd.
Carbd.
Calc.
Styl.
Carbd.
Carbd.
Carbd.
ENSM COMPO 20.0kV X150 100µm WD 13.0mm

Figure 7.12 *: A et B) Kaolinite tardive en pore-filling, corrodant le quartz détritique et la calcite ferrifère ; C et D) Kaolinite tardive, de petite taille, corrodant le ciment calcitique et les vermicules de kaolinite précoce, encore présents sous forme d'inclusions dans le ciment calcitique ; E) Distribution de la kaolinite tardive le long de fractures (indiquées avec les flèches rouges) attribuées à la décompaction. A à E : clichés MEB. Calc. : ciment calcitique ; Kaol1. : kaolinite précoce ; Kaol2. : kaolinite tardive ; Qz. :quartz.*



7.1.3 Quantifications minéralogiques des arénites

Les analyses Qemscan et DRX fournissent une image plus quantitative de la minéralogie des grès. L'analyse DRX de leurs fractions fines apporte une information complémentaire sur leur source et leur diagenèse.

7.1.3.1 Quantification minéralogiques sur roche totale

Des analyses Qemscan (n=52) ont été effectuées au Laboratoire de minéralogie de TOTAL sur des échantillons gréseux des coupes de la vallée de l'Isabena, de Campo et de Mas del Faro (**Table 7.2**).

Section	Formation	lithologie	Echantillons
Isabena	Garumnien	Grès moyen/grossier	2
		Grès Fin	2
	Roda	Grès moyen/grossier	3
		Grès Fin	2
	Complexe Detritique Supérieur	Grès moyen/grossier	5
		Grès Fin	2
	Morillo	Grès Fin	1
	Castigaleu	Grès moyen/grossier	16
		Grès Fin	1
	Castissent	Grès moyen/grossier	5
		Grès Fin	1
	Capella	Grès moyen/grossier	3
		Grès Fin	1

Section	Formation	lithologie	Echantillons
Campo	Castigaleu	Grès moyen/grossier	1
		Grès Fin	1
	Castissent	Grès moyen/grossier	4
Mas del Faro	Castissent	Grès moyen/grossier	2

***Table 7.2** : Table de données des analyses Qemscan*

Les minéraux quantifiés sont le quartz, la calcite, la dolomite, le feldspath potassique, le plagioclase, les micas (muscovite et biotite), les phyllosilicates (chlorites, kaolinite, illites, smectites) et les minéraux accessoires (pyrite, barytine, apatite, anatase, oxydes de fer et zircon).

Cinquante quantifications DRX roche totale ont été réalisées sur des grès des coupes de la vallée de l'Isabena et de Campo (**Table 7.3**).

Les minéraux quantifiés sont le quartz, la calcite, le feldspath potassique et sodique, la dolomite, la kaolinite, la chlorite, les micas (indifférenciés), l'illite (ou les I/S), et quelques minéraux accessoires (Apatite, Pyrite, Goethite, Barytine, Anatase).

Section	Formation	Lithologie	Echantillon
Campo	Castigaleu	Grès fin	5
		Grès moyen/grossier	11
	Castissent	Grès moyen/grossier	6
Isabena	Garumnien	Grès fin	1
		Grès moyen/grossier	1
	Roda	Grès fin	1
		Grès moyen/grossier	1
	UDC	Grès fin	1
		Grès moyen/grossier	4
	Morillo	Grès fin	1
	Castigaleu	Grès fin	1
		Grès moyen/grossier	10
	Castissent	Grès fin	1
		Grès moyen/grossier	3
	Capella	Grès fin	1
		Grès moyen/grossier	2

***Table 7.3** : Table de données des analyses DRX sur roche totale*

Les feldspaths et la kaolinite

Pour les deux types d'analyses (Qemscan et DRX roche totale), les diagrammes feldspath potassique vs plagioclase et plagioclase vs kaolinite permettent de différencier 3 types de grès (**Figure 7.13**), qui peuvent aussi être reconnus sur les images Qemscan (**Figure 7.14**).

- Des grès riches en kaolinite et en feldspath potassique et pauvres en plagioclase. Ils correspondent aux grès kaolinisés, et donc affectés par une histoire diagénétique ayant engendré la destruction des plagioclases. Ces grès sont localisés dans les Formations de Castigaleu, Castissent et Capella du bassin de Graus-Tremp.
- Des grès riches en plagioclase, en feldspath potassique et pauvres en kaolinite. Ces grès ne semblent pas affectés par l'épisode de kaolinisation (ou très peu) car le plagioclase subsiste dans l'assemblage minéralogique. Les grès marins de Roda et du Complexe Détritique Supérieur montrent ce type d'assemblage ainsi que quelques grès de la Formation Castigaleu.
- Des grès pauvres en kaolinite et en plagioclase. Leur faible contenu en kaolin peut-être simplement dû au fait qu'il n'y ait pas eu beaucoup de plagioclase initialement. Ces grès sont observés dans les faciès du Garumnien et dans les Formations Castigaleu, Castissent et Capella.

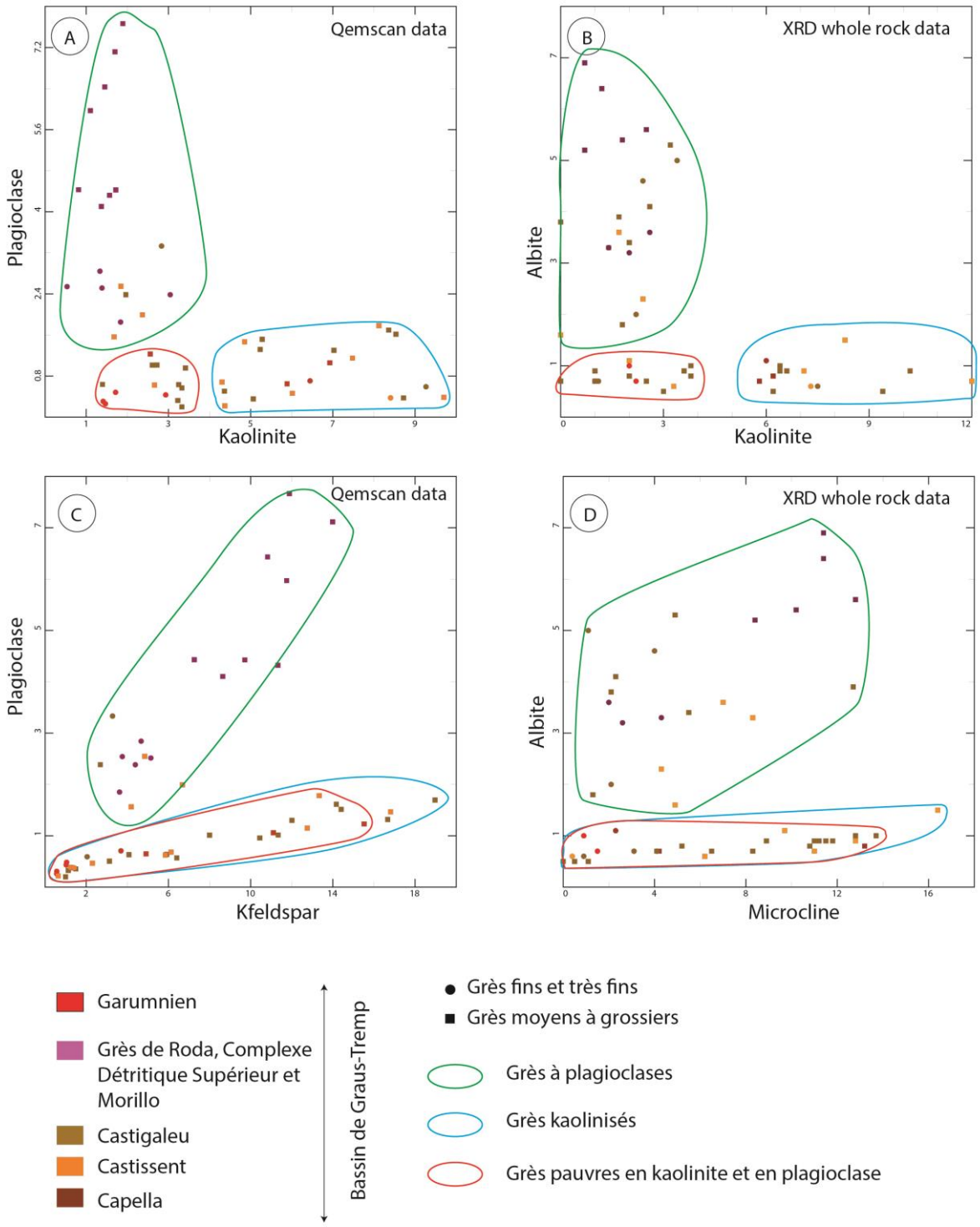


Figure 7.13 *: A) Diagramme plagioclase vs kaolinite réalisé à partir des données Qemscan ; B) Idem, avec les mesures de DRX roche totale ; C) Diagramme plagioclase vs feldspath potassique réalisé à partir des données Qemscan, D) Idem, avec les mesures DRX roche totale.*

NB : un dernier type de grès, les turbidites du bassin d'Ainsa, n'a été examiné ni au Qemscan ni en DRX roche totale ; ce groupe ne contient pas de kaolin et très peu de feldspath potassique relativement au plagioclase, du fait de l'albitisation.

Il n'y a pas de relation claire entre les proportions de kaolinite et de feldspath potassique, les grès les moins kaolinisés ne sont pas forcément les plus pauvres en feldspath potassique.

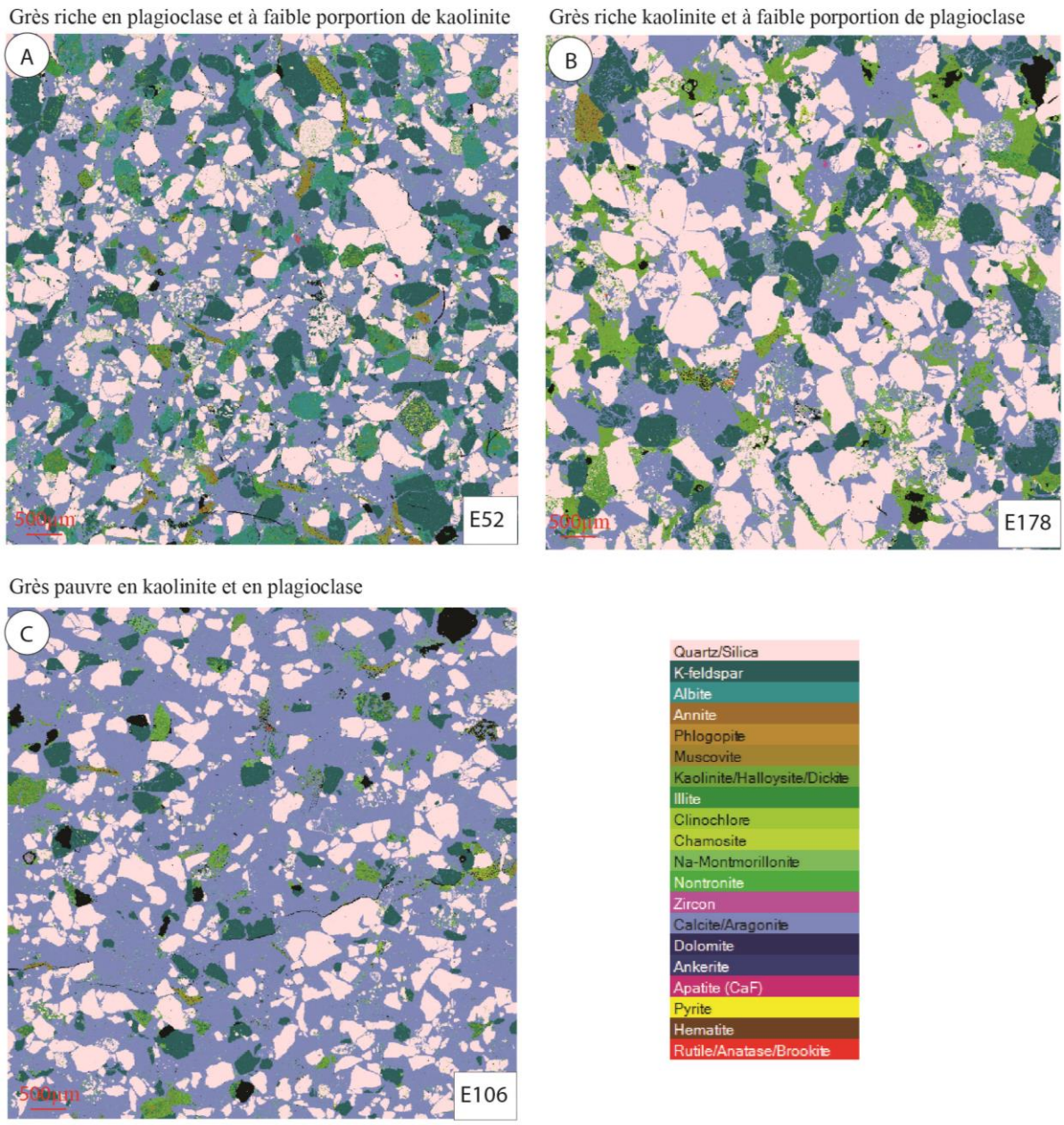


***Figure 7.14** : Images Qemscan des trois types de grès ; A) riche en plagioclase(turquoise) et pauvre en kaolinite (vert) ; B) riche en kaolinite et pauvre en plagioclase ; C) Pauvre en kaolinite et plagioclase.*

Le quartz et la calcite

Le quartz et la calcite sont les minéraux majeurs des échantillons (respectivement entre 10 et 50 % et 20 et 80 %), et il est donc normal de les retrouver anti-corrélés (**Figure 7.15** ; A et B). Il n'y a pas ici de distinction nette entre les formations, ni de corrélation avec la granulométrie : un échantillon de grès grossier n'est ni plus ni moins quartzeux qu'un échantillon de grès fin. Les assemblages précédemment décrits ne sont pas non plus séparés sur ce diagramme.

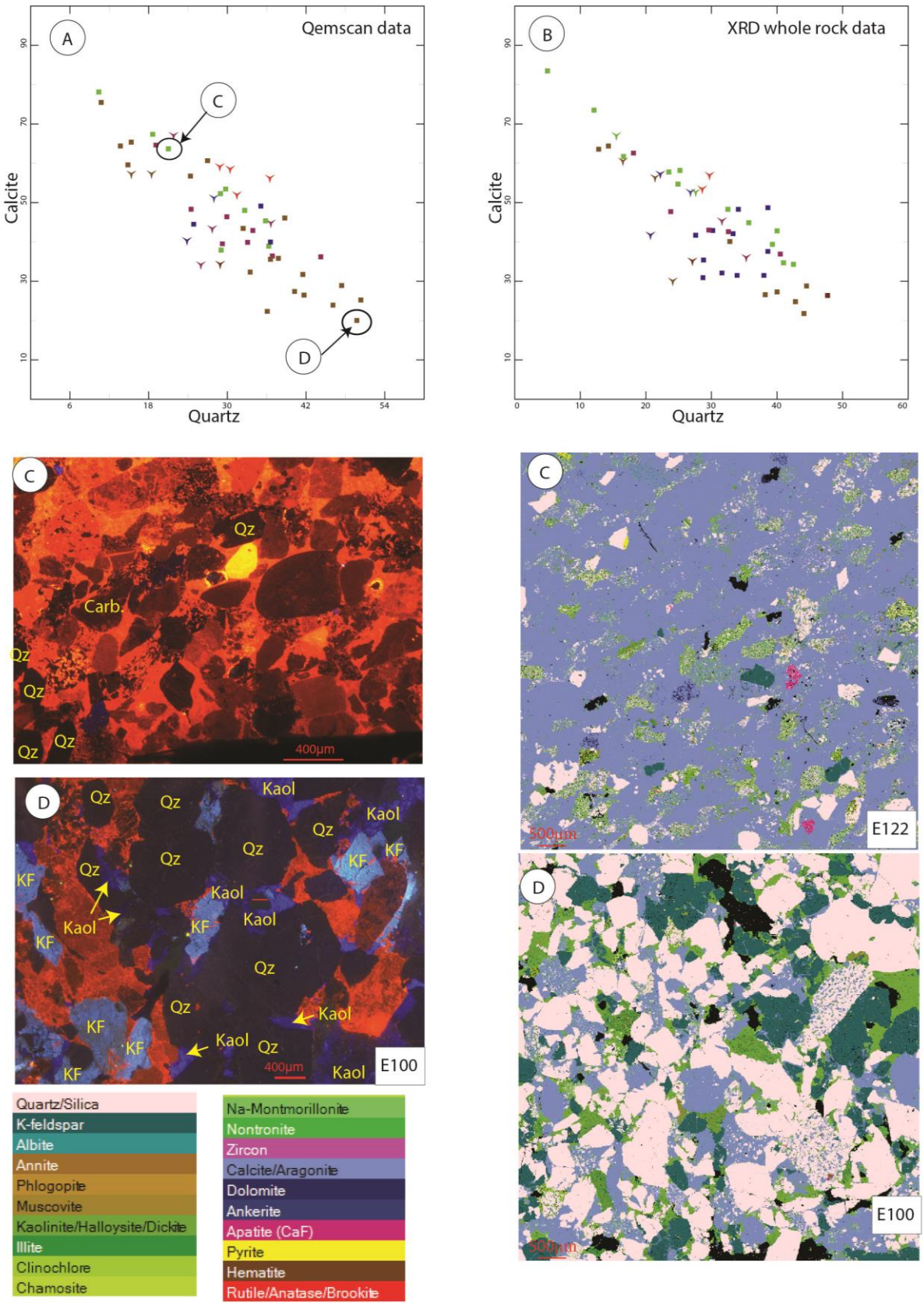


Figure 7.15 *: A et B) diagramme Quartz vs Calcite réalisé à partir des données Qemscan et DRX roche totale respectivement, C) Grès riche en calcite montrant la présence de lithoclastes carbonatés, en image Qemscan (droite) et en cathodoluminescence (gauche) où les quelques grains de quartz sont indiqués sur*

l'image (Qz.) D) Grès riche en quartz en image Qemscan (droite) et cathodoluminescence (gauche), les amas de kaolinite sont indiqués (kaol).

Il est à noter qu'à granulométrie équivalente, par exemple celle des grès moyens, un échantillon riche en calcite présentera plus de fragments lithiques carbonatés qu'un échantillon plus riche en quartz et en feldspaths potassiques (**Figure 7.15** ; C et D). Ceci peut traduire un changement de source avec une source dominée par des roches sédimentaires ou métamorphiques, et une source dominée par des roches granitiques ou sédimentaires clastiques.

7.1.3.2 Quantifications minéralogiques de la fraction fine des arénites

Des quantifications sur fraction fine des grès (via les DRX) ont été réalisées sur 57 échantillons au Laboratoire Biogéosciences de l'Université de Bourgogne. Elles montrent la présence de kaolinite, d'illite, d'interstratifiés Illite/Smectite (I/S) et de chlorite.

Description des assemblages argileux

La répartition relative de ces argiles au sein de diagrammes (I/S *vs* Kaolinite et Illite *vs* Chlorite (**Figure 7.16**) permet de différencier 4 types de grès:

- Le premier type (entouré en marron sur la **Figure 7.16**) se distingue par une nette prédominance de la kaolinite et des I/S sur l'ensemble chlorite + illite, pratiquement absents. Ils correspondent au Grès d'Aren (nous renvoyons le lecteur au travail de Bachelet, 2016 sur les cortèges argileux des Grès d'Aren), à certains échantillons des Formations Castigaleu, Castissent, Capella et à un échantillon du Complexe Détritique Supérieur.
- Le second type (entouré en violet sur la **Figure 7.16**) montre aussi une prédominance du couple kaolinite + I/S sur illite + chlorite, mais se distingue par la forte proportion des I/S sur la kaolinite. Ces grès correspondent principalement aux Grès de Roda et du Complexe Détritique Supérieur et à trois échantillons des Formations Castigaleu et Castissent.
- Le troisième type (entouré en vert sur la **Figure 7.16**) montre une prédominance de la chlorite et de l'illite sur le groupe kaolinite+I/S. Ces grès apparaissent dans les Formations Castigaleu, Castissent et Perarrua, et dans la coupe San Esteban (la partie proximale du chenal d'Arro).
- Le quatrième type (entouré en bleu sur la **Figure 7.16**) montre un cortège argileux dominé par la chlorite et l'illite, une très faible proportion d'I/S et une quasi absence de kaolinite. Ces grès correspondent aux systèmes turbiditiques d'Arro (coupes de Los Molinos et Fanlo) et de Fosado (coupe de Pocino). Les grès pro-deltaïques de la Formation Castissent des coupes de Pocino et d'Atiart montrent également ce type d'assemblage argileux ainsi que les échantillons situés sous l'incision d'Atiart (équivalent des Formations Roda, Complexe Détritique Supérieur et Castigaleu dans la coupe d'Atiart). Notons que certains grès pro-deltaïques présentent une faible proportion de kaolinite.

Origine des minéraux argileux

L'occurrence d'argiles d'origine diagénétique (kaolinite, chlorite, illite et smectites) est commune dans les grès (Chamley, 2013; Gautheron et al., 2014). Les grès sont en effet des milieux propices à la formation de minéraux secondaires en raison, notamment, de leurs propriétés pétrophysiques : porosité et perméabilité favorisent les circulations de fluides.

Les grès entourés en marron, violet et vert sur la **Figure 7.16** présentent de la kaolinite et des I/S de type R0, riches en feuillets smectitiques, et qui ne sont pas donc pas affectés par l'illitisation lors de la diagenèse d'enfouissement (Chamley, 2013). La présence d'I/S de type R0 n'est pas nécessairement un marqueur de détritisme pour autant. En effet, la formation de smectite (et donc d'I/S riche en feuillets smectitiques) dans les grès peut aussi être d'origine diagénétique (McKinley et al., 1999; Vanderaveroet and Deconinck, 1997).

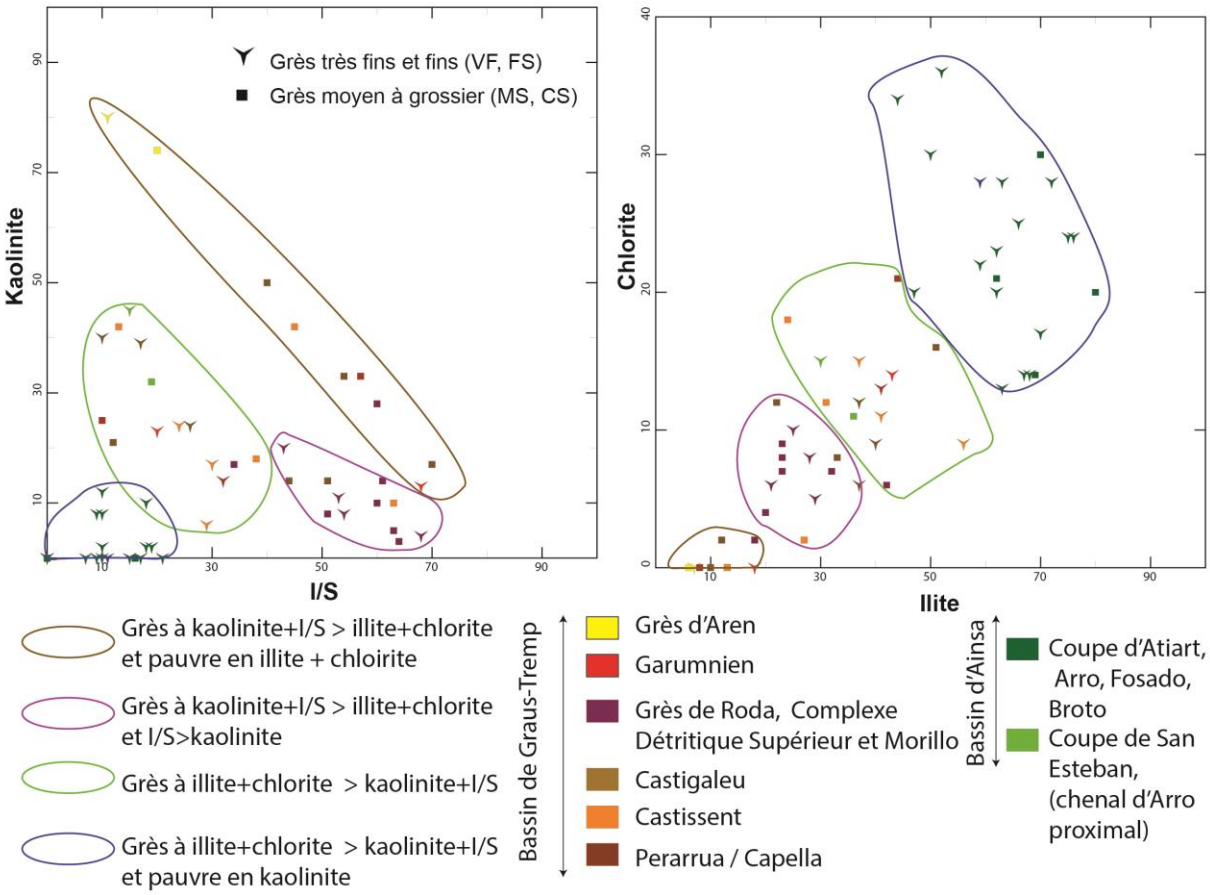


***Figure 7.16** : Proportions relatives de kaolinite, d'interstratifiés Illite/Smectite (I/S), de chlorite et d'illite quantifiées en DRX sur fraction fine pour les échantillons gréseux.*

Les images Qemscan permettent de préciser la répartition de ces argiles au sein de la lame mince. La chlorite, les smectites et l'illite ne sont pas en *pore-filling*, ni en *grain-coating*, mais sont réparties au sein des lithoclastes silicoclastiques alors que la kaolinite est en amas et interprétée comme un remplacement de plagioclase/muscovite. Aucun interstratifié composé de chlorite n'a été décrit. Ainsi l'assemblage argileux serait d'origine détritique, sauf pour la kaolinite où il est d'origine diagénétique, ce qui se traduit sur les diffractogrammes par des pics de kaolinite à 7Å très aigus, qui soulignent une très bonne cristallinité, et donc plutôt une origine authigène (**Figure 7.17**).

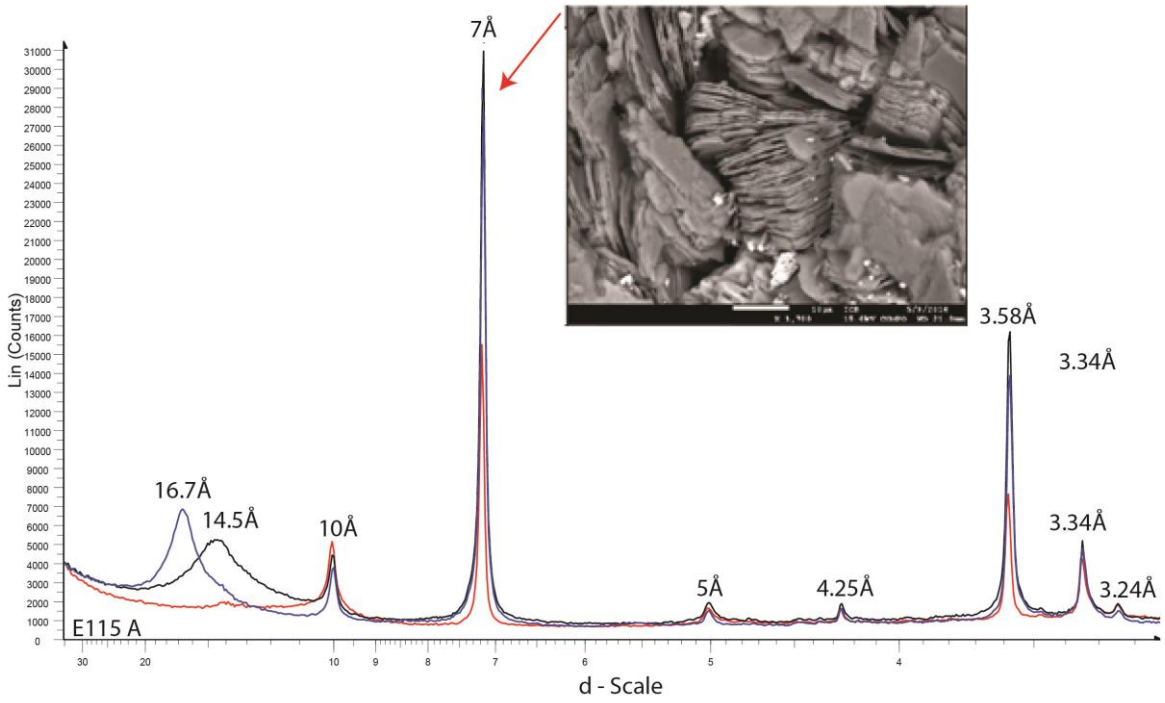


***Figure 7.17** : Diffractogramme d'un échantillon de grès kaolinisé montrant un pic de kaolinite à 7Å très fin, ce qui suggère une bonne cristallinité de la kaolinite lié à une origine authigène.*

L'assemblage argileux, quand il est d'origine détritique, peut-être mis en relation avec le type de grains détritiques présents dans le grès. Dans les grès d'Aren, dépourvus de chlorite, d'illite et d'I/S, on remarque l'absence de clastes métamorphiques ou sédimentaires. Les autres grès pauvres en illite et chlorite (entourés en marron sur la **Figure 7.16**) correspondent aussi à des grès pauvres en lithiques sédimentaires et métamorphiques. Les grès entourés en violet montrant une faible présence de chlorite (entre 2 et 12 %) reflètent la rareté des clastes sédimentaires et métamorphiques. L'illite identifiée par le Qemscan est associée aux plagioclases et correspond aux paillettes de séricite de composition muscovitique (NB : l'identification épisodique de ces paillettes comme de l'illite par le Qemscan est liée au fait que la séricite peut contenir du fer). Les grès riches en illite et chlorite et présentant de la smectite et de la kaolinite (entourés en vert sur la **Figure 7.16**) montrent au contraire des lithiques sédimentaires et métamorphiques.

Ainsi l'assemblage argileux des grès, quand il est détritique, pourrait aussi refléter le type de source ou le type d'altération contrôlant la composition des clastes : les lithiques sédimentaires et métamorphiques sont porteurs d'illite, de chlorite et de smectite. Les grès riches en feldspath vont contenir de l'illite, qui est ici associée aux paillettes de séricite et non diagénétique.

Les grès du Bassin d'Ainsa pauvres en I/S et kaolinite (entourés en bleu sur la **Figure 7.16**) montrent des I/S de type R1 : le fait qu'ils soient peu abondants et dans un cortège argileux marqué par l'absence de kaolinite au profit de l'illite, suggère l'influence d'une diagenèse d'enfouissement. Ces échantillons sont des équivalents latéraux des grès de la formation Castissent du bassin de Graus-Tremp, présentant eux des I/S R0 et de la kaolinite, qui représentent probablement la minéralogie antérieure. Ainsi les I/S R1 et l'illite dériveraient de la transformation smectite-illite. La transformation directe kaolinite – illite n'est pas envisagée puisque aucun interstratifié de type

kaolinite / illite n'a été décrit. L'absence de kaolinite peut être simplement liée au fait que ces grès n'ont pas été kaolinisés au cours de leur histoire.

L'abondance de la chlorite peut avoir plusieurs origines : 1) détritique, décrite dans les lithoclastes silicoclastiques, 2) liée à la précipitation des éléments Fe et Mg libérés lors de la transition smectite-illite (Hower et al., 1976), cependant la chlorite n'est pas observée en *pore-filling*, 3) issue de la transformation de la smectite, mais des interstratifiés chlorite / smectite irréguliers ou réguliers auraient été décrits (Chang et al., 1986; Rinckenbach, 1988), ce qui n'est pas notre cas ; ou 4) issue de la chloritisation des biotites comme nous l'avons précédemment observé (Cf § 7.1.1 ; les micas et chlorites). Ce type de transformation a été décrit précédemment par (Dimberline, 1986; ; Li et al., 1994a; Li et al., 1994b ; Jiang and Peacor, 1994; Bartier, 1997).

7.2 QUANTIFICATIONS MINERALOGIQUES DES LUTITES

L'étude de la fraction fine des lutites avait deux objectifs :

- Repérer des types d'assemblages argileux et leur distribution à travers le bassin.
- Discuter l'origine de ces argiles et d'essayer de faire la part entre les argiles détritiques et authigènes.

7.2.1 Les assemblages argileux des lutites et leur distribution à travers le bassin

Les minéraux argileux reconnus dans le bassin de Graus-Tremp-Ainsa sont l'illite, la kaolinite, la chlorite, les interstratifiés Illite/Smectite (I/S) et localement la palygorskite. Les interstratifiés I/S reconnus sont de type R0, R1 et réguliers. L'illite et les I/S dominent les assemblages argileux. La chlorite et la kaolinite sont présentes en moindre proportion.

Quatre types d'assemblages argileux peuvent être distingués sur la base de l'absence ou la présence des espèces argileuses, et de l'abondance relative des espèces argileuses. Les diffractogrammes typiques de ces assemblages sont présentés en **Figure 7.18**.

- Le premier assemblage se caractérise par la palygorskite qui est absente dans les autres assemblages. Cette argile n'est présente que dans un ensemble de bancs de calcaire palustre du Garumnien, le long de la coupe de la vallée de l'Isabena (**Figure 7.18** , A : **Figure 7.19** ; A).
- Un second assemblage est marqué par l'absence de kaolinite (**Figure 7.18** , B ; **Figure 7.19** ; B). Il est observé dans le bassin d'Ainsa où les I/S sont de type R1, et ou la chlorite est ferrifère et abondante (coupes d'Atiart, Los Molinos, Pocino, San Esteban ; 1 échantillon ; et Fanlo). Sur la coupe de Fanlo (basin de Jaca) les échantillons sont marqués à la fois par l'absence de kaolinite et des interstratifiés I/S. Les calcaires de la Puebla dans la vallée de l'Isabena montrent aussi un assemblage pauvre en kaolin, avec des I/S de type R1 et réguliers.
- Le troisième type d'assemblage est dominé par les I/S relativement à l'illite et la chlorite (**Figure 7.18** , C ; **Figure 7.19** ; C). Cet assemblage est décrit tout au long de la coupe de la vallée de l'Isabena et dans la Formation Castissent dans le bassin de Graus-Tremp (sections de South Ribagorzana, Bacamorta et Campo). Les I/S sont de types R0, R1 et réguliers.

- Le dernier assemblage présente une prédominance du couple illite + chlorite sur les I/S (**Figure 7.18** , D ; **Figure 7.19** ; C). L'illite est l'espèce dominante (30 à 60 %). La chlorite (0 à 35 %) et la kaolinite (2 à 45 %) complètent cet assemblage qui est observé localement dans la partie prodeltaïque de la Castissent (sections de Pocino et d'Atiart, bassin d'Ainsa) et dans certains niveaux argileux des turbidites de la section San Esteban (8 échantillons). Pour le bassin de Graus-Tremp, il est observé tout le long de la vallée de l'Isabena, et dans la Formation Castissent des coupes South Ribagorzana, Campo et Bacamorta.

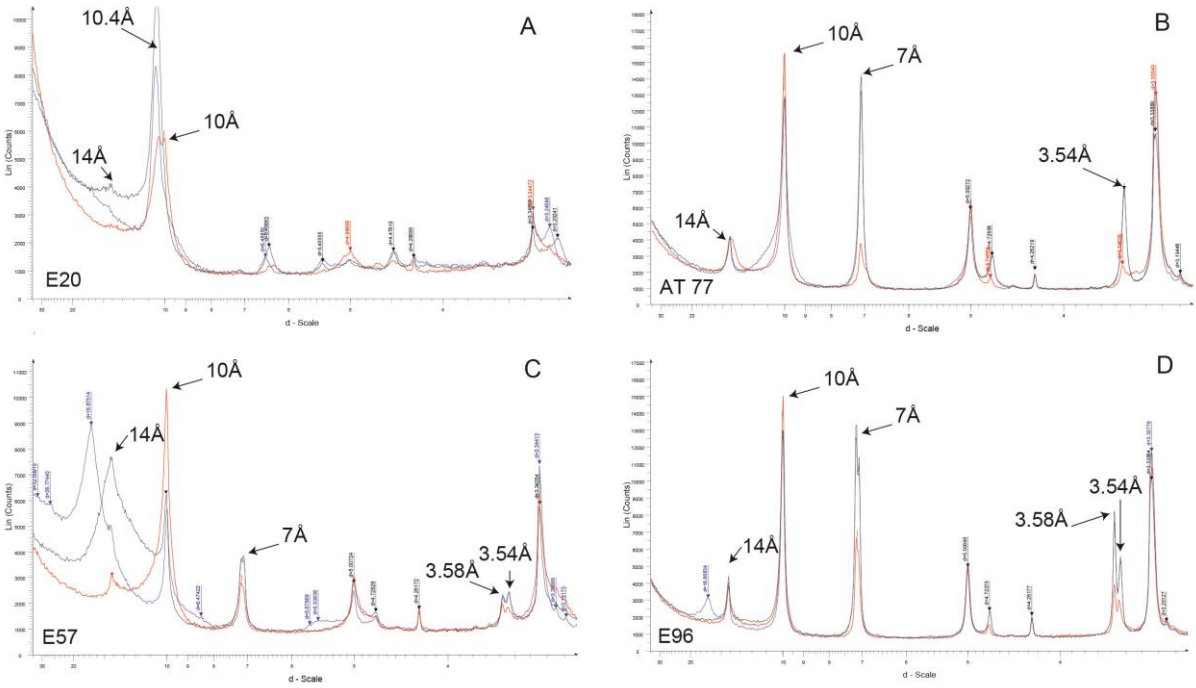


***Figure 7.18** : A) Diffractogramme type de l'assemblage présentant de la palygorskite à 10.4 Å ; B) Diffractogramme type de l'assemblage dominé par la chlorite (ferrifère) et l'illite, sans kaolinite; C) Diffractogramme type de l'assemblage dominé par les I/S de type R0 ; D) Diffractogramme type de l'assemblage dominé par l'illite et la chlorite. Diffractogramme noir : traitement en condition naturelle ; bleu : après saturation à l'éthylène-glycol ; rouge ; après chauffage à 490°C durant 2 heures.*

7.2.1 Origine des minéraux argileux

Les espèces détritiques peuvent être considérées comme un résultat : 1) des conditions d'altération de la zone source (et donc du climat et du régime tectonique), 2) de la nature des roches soumises à l'érosion et à l'altération, 3) de la redistribution amont-aval des particules, alors que les argiles authigènes (néoformées ou issues de transformations) sont une source d'information sur les conditions de dépôt ou de diagenèse du sédiment. La première question à résoudre avant l'interprétation en termes de paléoclimat ou de provenance concerne le caractère détritique ou authigène des argiles étudiées (Thiry and Dupuis, 2000).

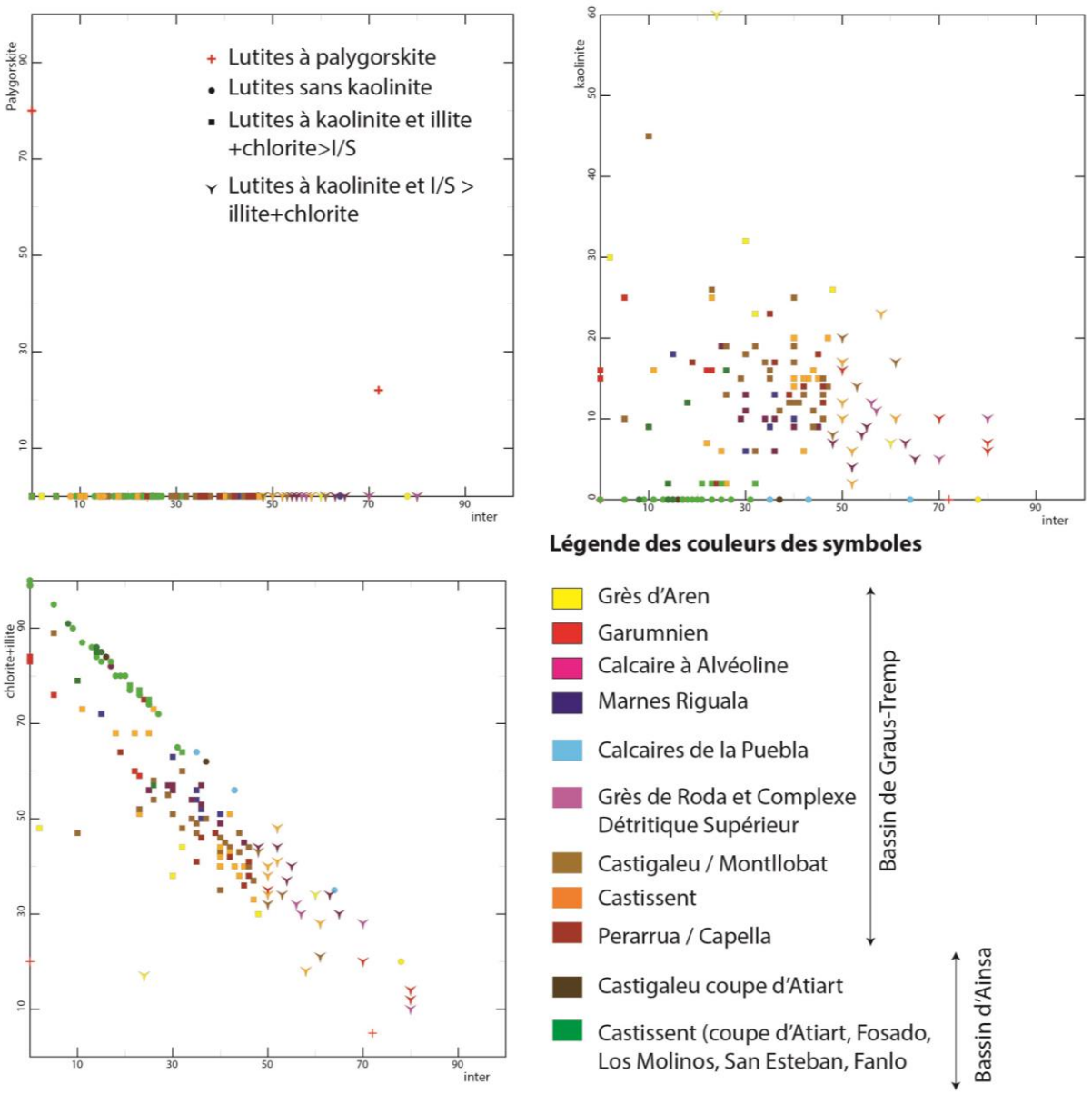


***Figure 7.19** : Proportions relatives de kaolinite, d'interstratifiés illite/smectite (I/S), de chlorite et d'illite quantifiées en DRX sur fraction fine des lutites et différenciation des quatre assemblages argileux.*

7.2.1.1 Origine des argiles du Bassin de Graus-Tremp

Dans le Bassin de Graus-Tremp, au niveau de la vallée de l'Isabena et de la Formation Castissent (**Figure 7.20** ; de A à E), la présence d'interstratifiés Illite/Smectite de type R0 indique une faible diagenèse d'enfouissement. Par ailleurs, la présence de palygorskite, espèce très fragile, retrouvée localement dans les calcaires palustres du Garumnien de la coupe de la vallée de l'Isabena, conforte cette interprétation.

L'illite et la chlorite sont considérés comme des minéraux primaires issus de l'altération physique de roches métamorphiques, magmatiques ou de roches sédimentaires ayant subi une évolution diagénétique importante.

La kaolinite peut avoir plusieurs origines : 1) issue de la pédogénèse contemporaine de la sédimentation et transportée dans les sédiments fins ou 2) issue de l'érosion d'anciennes roches riches en kaolinite. Dans le premier cas la kaolinite est issue de l'altération chimique, et dans le second de l'altération physique.

Les I/S peuvent être dominants dans la fraction fine et plusieurs origines peuvent être évoquées : 1) les I/S peuvent être hérités d'une roche parente silicoalumineuse qui n'ont pas été affectée par un haut degré d'enfouissement, 2) ils peuvent provenir d'une altération incomplète de l'illite pendant la formation de sols contemporains de la sédimentation. Dans le premier cas les I/S reflèteraient une altération physique et dans le second cas une altération chimique.

Au MEB, la palygorskite a été observée soit : 1) sous forme de coating radial autour de grains détritiques, soit 2) sous forme de ramifications frisées à partir d'illite. Cette disposition est signalée par Arostegi et al., (2011), ce qui permet aux auteurs de proposer une origine authigène précoce à cette espèce argileuse, qui serait alors un produit de néoformation issu d'une solution alcaline riche en Si et Mg, compatible avec l'environnement palustre décrit, soumis à une évaporation intense (Chamley, 2013) et/ou la transformation de phyllosilicates (illite, smectite et probablement chlorite) dans ces mêmes conditions, accompagnée de la formation de kaolinite (Meunier, 2003).

7.2.1.2 Origine des argiles du Bassin d'Ainsa

Comme dans le Bassin de Graus-Tremp, les chlorites et les illites du bassin d'Ainsa doivent être en grande partie détritiques. Les grès du bassin d'Ainsa contiennent des chlorites de différents types, et des muscovites parfaitement conservées, ce qui doit être le cas également dans les lutites. Une partie de la chlorite des grès est clairement dérivée de biotites, et il est donc envisageable que la fraction argileuse des lutites contiennent également une chlorite d'origine diagénétique, mais l'analyse DRX des argiles ne permet pas de faire la part des chlorites détritiques et diagénétiques.

Le problème est assez différent pour les autres argiles, la kaolinite et les interstratifiés I/S. Relativement aux niveaux stratigraphiquement équivalents du Bassin de Graus-Tremp, le Bassin d'Ainsa (**Figure 7.20** ; de F à K) est marqué par l'absence de la kaolinite et des I/S de type R0, et la présence d'I/S de type R1, riches en feuillets illitiques, qui tendent à disparaitre vers l'Ouest dans la coupe de Fanlo (**Figure 7.20** ; K). Dans le détail, trois zones peuvent être différenciées :

- Quelques échantillons prélevés dans le système prodeltaïque et turbiditique proximal de la Formation Castissent 2 sur la partie supérieure du bassin de Ainsa entre Atiart et San Esteban, montrent l'assemblage marqué par la dominance de l'illite et de la chlorite sur les I/S et une faible proportion de kaolinite (<16 % ; **Figure 7.20** F et G).
- Les échantillons de la base de la série (Coupe d'Atiart, sous l'incision de la Castissent et dans le système de Fosado (**Figure 7.20** ; H et I), et les coupes situées plus à l'Ouest (Los Molinos ; **Figure 7.20** J) et Fanlo dans le bassin de Jaca (**Figure 7.20** ; K) sont marqués par l'absence de kaolinite.
- La coupe de Fanlo (basin de Jaca) montre la disparition des interstratifiés I/S de type R1 en plus de l'absence de la kaolinite.

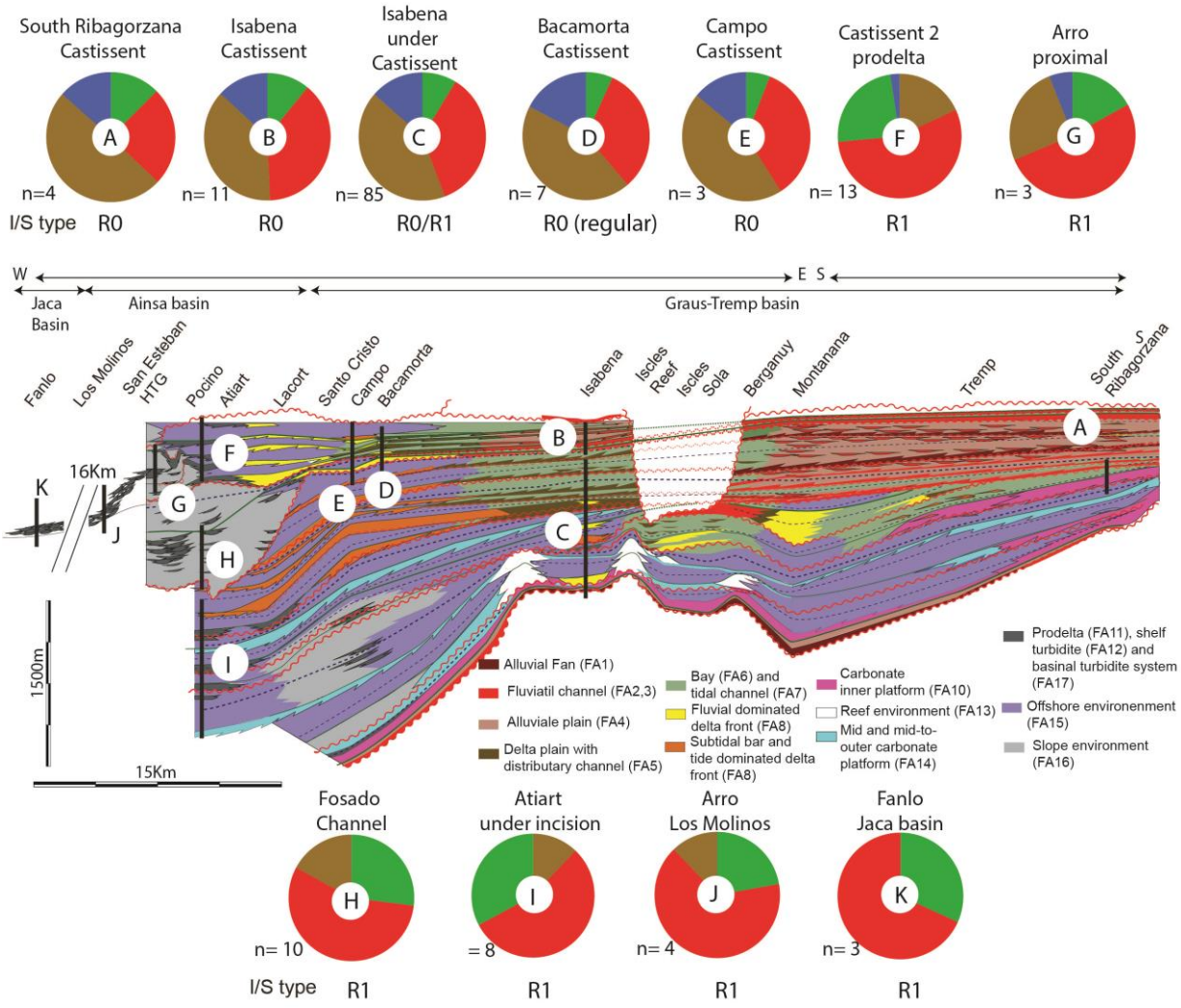


Figure 7.20 *: Evolution des cortèges argileux dans le bassin de Graus-Tremp-Ainsa. A à E) Bassin de Graus-Tremp marqué par la présence systématique d'I/S de type R0 (marron) et de kaolinite (bleu) ; F et G : Environnements prodeltaique et turbiditique proximal de la Castissent 2 dominés par l'illite (rouge) et la chlorite (vert).*

Dans les lutites, la smectite disparait systématiquement dans les bassins sédimentaires présentant des conditions de diagenèse d'enfouissement, au profit de l'illite (Chamley, 2013). Dans ce cas, la diagenèse d'enfouissement est responsable de l'illitisation progressive des smectites (Lanson et al., 2002; Lanson and Meunier, 1995), à partir de 60°C (Clauer and Liewig, 2013) ou 70°C (Bjorlykke et al., 2009). Au niveau des interstratifiés I/S, cela se traduit par un enrichissement des feuillets illitiques et par un réarrangement des feuillets à l'origine de la formation d'I/S de type R1. La chlorite pourrait être issue de la chloritisation des smectites ou de la kaolinite. Cependant, il n'a pas été observé d'interstratifiés chlorite / kaolinite. Un seul échantillon montre un interstratifié chlorite / smectite régulier de type corrensite au niveau du chenal de Fosado. Une origine de la chlorite liée à la transformation smectite-chlorite peut donc être envisageable. L'autre origine possible de la

chlorite est la même que celle décrite dans les grès à savoir une transformation de la biotite, mais cela ne peut concerner qu'une fraction du matériel.

L'évolution latérale des cortèges argileux de la Formation Castissent (Figure 7.21) montre clairement une disparition de la kaolinite au niveau du bassin d'Ainsa. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer cette évolution :

- Il est classiquement considéré que la kaolinite, de par la taille plus importante de ses cristaux, reste piégée dans les environnements proximaux (Gibbs, 1977 ; Rao et al., 1983 ; Chamley, 2013). Ceci pourrait expliquer l'absence de kaolinite dans les environnements distaux turbiditiques du bassin d'Ainsa. Cependant, les lutites présentent en plus de la kaolinite une fraction silteuse, composé notamment de quartz. Il serait donc assez curieux que le même mode de transport permette d'amener du quartz (par exemple) dans le domaine profond sans y transporter également de la kaolinite.
- La kaolinite pourrait, au même titre que la smectite, subir une illitisation dans le bassin d'Ainsa. Ce phénomène est bien connu dans les grès (Richard H. Worden and Morad, 2003), mais ne semble pas avoir été décrit dans les lutites. Le plus simple est sans doute de considérer que la kaolinite détritique est détruite dans les réactions diagénétiques. Elle ne se transforme pas directement en illite, mais elle peut être dissoute pour alimenter en Al la transformation des smectites en illite, voire la néoformation de chlorites. Il est possible (sans être en mesure de le démontrer) que la kaolinite soit instable dans les lutites pour un enfouissement un peu plus prononcé que celui qui permet la transformation des interstratifiés R0 en R1.
- Une dernière hypothèse serait que la kaolinite soit authigène dans les lutites au même titre que les grès, ce qui expliquerait sa présence dans le bassin de Graus-Tremp. Aucun élément à ce stade ne nous permet de prendre position à ce sujet.

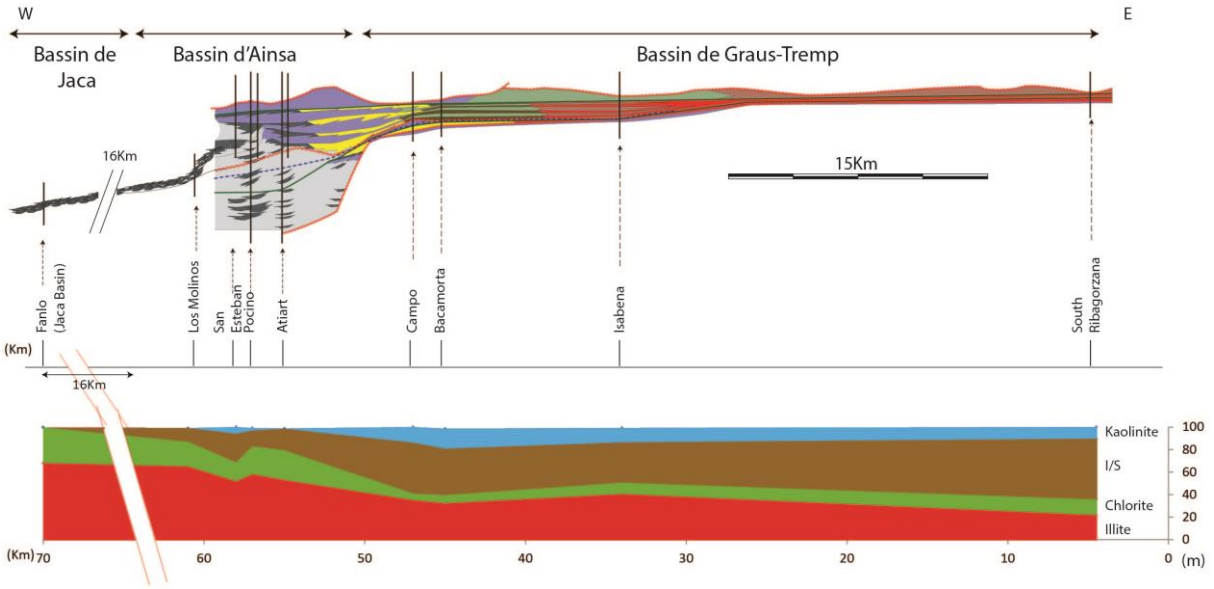


Figure 7.21 : Evolution horizontale des cortèges argileux dans les lutites de la Formation Castissent.

Synthèse concernant les assemblages argileux dans les lutites

- Les lutites du bassin de Graus-Tremp montrent des assemblages argileux d'origine principalement détritique. Le premier type d'assemblage est dominé par les illites et chlorite, le second par les I/S.
- Localement la palygorskite a été observée dans un niveau palustre du Garumnien et interprétée comme d'origine authigène, formée sous un climat aride à évaporation intense. La présence d'I/S de type R0 localisés à différents niveaux dans le bassin de Graus-Tremp et celle de la palygorskite, sensible à la diagenèse, indique une faible diagenèse d'enfouissement.
- A ce stade, il n'a pas été mis en évidence de lien direct entre unités sédimentaires et assemblages argileux détritiques au sein des lutites. Les variations d'assemblages argileux semblent donc fluctuer à plus haute résolution, ce qui sera discutée en partie 3 du manuscrit.
- Les lutites du bassin d'Ainsa montrent un assemblage argileux largement transformé par la diagenèse avec une absence de kaolinite et une dominance de l'illite et de la chlorite sur les I/S (qui sont exclusivement de type R1). La partie prodeltaïque et turbiditique proximale de Castissent (Coupe de San Esteban) contient encore un peu de kaolinite et parait moins transformée.

7.3 SYNTHESE : DIFFERENCIATIONS MINERALOGIQUES DES ARENITES ET LUTITES EN LIEN AVEC LA PROVENANCE ET LA DIAGENESE DES SEDIMENTS

Nous reprenons ici les éléments relatifs à la provenance et/ou à la diagenèse, pour montrer les correspondances entre l'image minéralogique que donnent les grès et celle que donnent les lutites.

7.3.1 Signature de la provenance dans la minéralogie des arénites et de leur fraction fine

La provenance des grès a pu être définie via l'analyse pétrographique et montre plusieurs types de contributions : plutoniques, métamorphiques (de bas degré) et sédimentaires silicoclastique et carbonatée. En matière de relation entre les cortèges argileux dans les grès et leur provenance, ce travail permet de dégager les points suivants :

- La présence d'illite, de chlorite et de smectite dans les grès du bassin de Graus-Tremp dans les Formations Castigaleu, Castissent, Capella et dans le Garumnien traduit la présence de clastes sédimentaires (Mésozoïque) et métamorphiques issus de sédiments mésozoïques diagénétisés ou du Paléozoïque de la zone axiale : leur minéralogie comprend de la muscovite, de la biotite, de la chlorite et de la smectite, en plus du quartz et de la calcite.
- Les grès pauvres en illite et chlorite sont les grès feldspathiques de Roda, du Complexe Détritique Supérieur et de quelques échantillons des Formations Castigaleu, Castissent et

Perarrua alimentés par des sources plutoniques. La présence d'illite en faible quantité peut être liée à la séricite des plagioclases. La présence de smectite dans les grès montrant une forte contribution plutonique n'est pas facile à expliquer. Les Grès d'Aren composés exclusivement de quartz et de carbonates montrent aussi un cortège argileux pauvre en illite, smectite et chlorite.

7.3.2 Signature de la diagenèse dans la minéralogie des arénites et des lutites

Les évènements diagénétiques mis en évidence se distribuent à travers le bassin de Graus-Tremp-Ainsa (**Table 7.4**). A l'échelle du bassin, trois grandes zones minéralogiques peuvent être discriminées, et sont figurées par des couleurs dans la **Table 7.4**. Ces zonations sont basées sur la présence ou l'absence des évènements diagénétiques de grande ampleur à savoir la kaolinisation précoce et l'albitisation.

7.3.2.1 Les Formations kaolinisés du bassin de Graus-Tremp

Interprétations des phases diagénétiques

Le bassin de Graus-Tremp présente des grès kaolinisés au niveau des formations des Grès d'Aren, du Garumnien, de Castigaleu, Castissent et Perarrua. La kaolinisation précoce affecte préférentiellement les plagioclases et se surimpose à un épisode d'argilitisation précoce observable dans certaines lames minces en domaine continental.

Le caractère précoce de la kaolinisation, est suggéré par le fait : 1) qu'elle est englobée dans les autres phases diagénétiques, 2) qu'elle engendre l'expansion des micas et 3) qu'elle présente une texture vermiculaire (Wilkinson et al., 2004). Nous situons donc sa formation avant ou pendant les premiers épisodes de compaction (éodiagenèse), même si la kaolinisation a pu se développer en plusieurs épisodes. La présence de la kaolinite très précoce dans les grès fluviaux serait attribuée à la percolation d'eaux météoritiques hydrolysantes sous climat chaud et humide, qui serait facilitée par la bonne perméabilité de ces grès (Richard H. Worden and Morad, 2003). La présence de kaolinite, en quantité moins abondante, dans les grès subtidaux de la Formation Castigaleu au niveau de la coupe de Campo nécessite d'envisager un scénario d'incursion d'eau météoritique via des surfaces d'exposition aérienne (Emery et al., 1990). Dans notre cas, la limite de séquence de la Formation Castissent, qui consiste à cet endroit du bassin en une surface d'érosion subaérienne suivie par le dépôt d'environnements de plaine deltaïque, pourrait être à l'origine de la circulation d'eaux météoritiques dans les faciès marins sous-jacents de Castigaleu.

La formation de la dolomie ferrifère est classiquement attribuée à la neutralisation par les silicates des grès du CO_2 généré par la maturation de la matière organique, dès la fin de l'éogenèse ou le début de la mésogenèse (>70°C et >2000m selon Morad et al., (2000). Il est sans doute significatif de constater que les surcroissances de dolomite ferrifère sont bien visibles dans le grès de Roda et abondantes à la base de la formation Castigaleu (Isabena) dans des unités situées à proximité de marnes d'offshore contenant de la matière organique marine et des clastes dolomitiques porteur du Mg. A contrario, on ne les trouve pas dans le domaine fluviatile de la Formation Castissent du Bassin de Tremp, dont les argilites sont pauvres en matière organique.

	Formation	Env. dépôt	Section	Age relatif →												Minéralogie des lutites
				Argilitisation in situ des feldspaths	Kaolinisation précoce	Dolomite ferrifère authigène précoce	Compaction mécanique	Quartz authigène	Dolomitisation tardive	Albitisation des feldspath	Chloritisation des biotites	Compaction chimique	Composition ciment calcitique	Calcitisation des feldspaths	Kaolinisation tardive	
Zone kaolinisée	- Grès d'Aren	- Delta	- Isabena	0	++	0	+	0	0	0	0	+	ind.		-	Origine détritique, présence de kaolinite, et d'I/S R0 reflatant des conditiosn d'altération chimiques et de chlorite, d'illite et d'I/S R1 et régulier reflétant des conditions d'altération physique
	- Garumnien	- Continental	- Isabena	?	+	0	+	0	0	0	0	+	ind.		-	
Zone ni kaolinizée ni albitisée	- Grès de Roda - U.D.C.	- Barre subtidale - Delta	- Isabena - Isabena	0	-	-	+	-	0	-	0	+	FeO 0.4-0.7% MnO<0.2 %	-	-	
Zone kaolinisée	- Castigaleu - Castissent	- Chenal déltaïque, Baie, chenal intertidal, Barre et chenal subtidaux - Chenal deltaïque et delta	- Isabena & Campo - Campo	?	++	++	+	-	0	0	0	+	FeO 0.4-0.7% MnO<0.2 %	+	-	
	- Castissent - Equ. Capella	Continental	- Isabena, Mas del Faro - Isabena	?	++	0	-	-	0	0	0	-	FeO<0.5 % MnO 0.3-0.5%	++	+	
Zone albitisée	- Des Calcaires de La Puebla à Castigaleu - Castissent	- Offshore, hyperpycnite - Pente, bassin turbiditique	- Atiart - Atiart, Fosado, Los Molinos, Fanlao	0	0		++	+	++	++	+	++	FeO 0.5-2%	++	-	D'origine diagenétique marquée par de l'illite et de la chlorite diagenétique, une faible proportion d'I/S (de type R1) et
	- Castissent	- Prodelta, hyperpycnite, chenal turbiditique proximal	- Pocino, Atiart, San Esteban	0	?		++	+	++	++	+	++	FeO 0.5-2%	++	+	

Table 7.4: Tableau synthétisant les observations pétrographiques et minéralogiques relatives à la diagenèse dans le bassin de Graus-Tremp-Ainsa.

Légende	
++	Abondant
+	Présent
-	Rare
0	Absent
ind.	Indéterminé

Impact de la diagenèse sur l'assemblage minéralogique

Dans le bassin de Graus-Tremp, les principales transformations sont la kaolinisation et la compaction chimique avec le développement du ciment calcitique. La kaolinisation est accompagnée d'un lessivage massif du Na_2O (et donc du Sr) porté par les plagioclases. La dolomitisation corrode beaucoup les clastes dolomitiques et le bilan chimique de la transformation pour MgO est incertain. Les surcroissances de quartz sont rares et nous pouvont considérer que leur impact sur la minéralogie peut être négligé ; de plus, surcroissance de quartz ne veut pas dire enrichissement des

roches en SiO_2 : le bilan de SiO_2 est lui aussi incertain, du fait que la kaolinisation du plagioclase libère de la silice (Hassouta et al., 1999). Les évenements diagénétiques sont résumés sur la **Figure 7.22**.

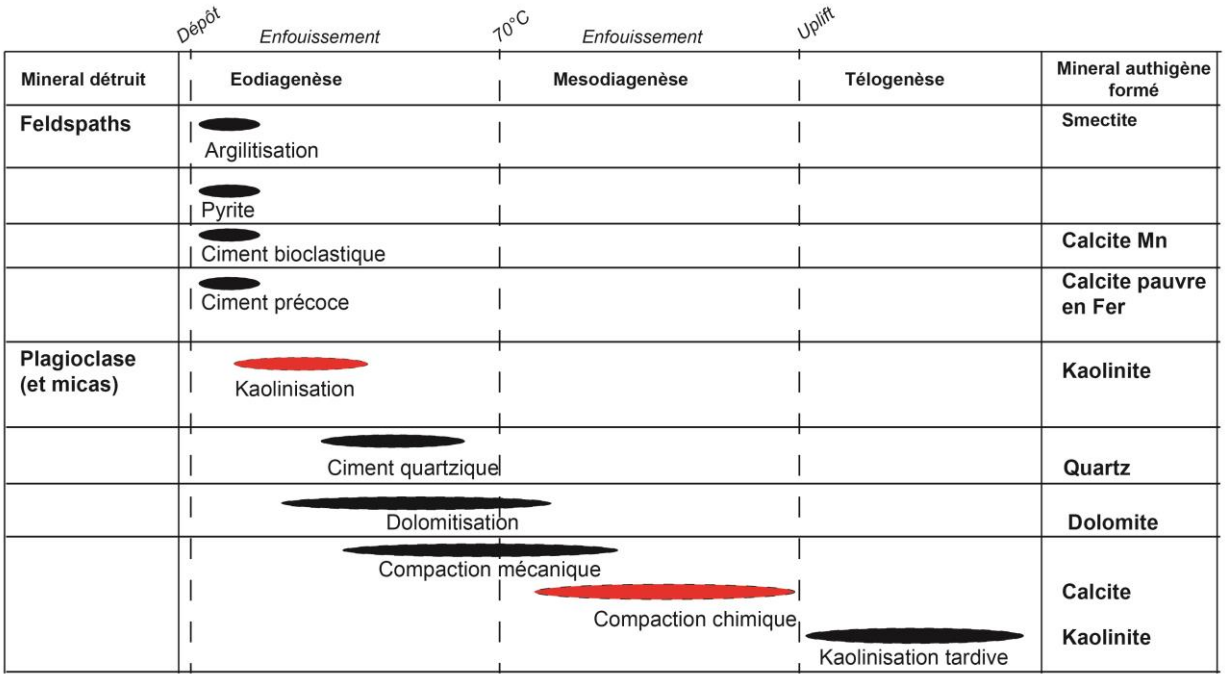


***Figure 7.22** : Paragenèse des sédiments du bassin de Graus-Tremp. Les deux principaux évènements diagénétique affectant la composition des grès sont la kaolinisation et la calcite de compaction (en rouge).*

7.3.2.2 Les formations albitisées du bassin d'Ainsa

Interprétations des phases diagénétiques

Le bassin d'Ainsa est caractérisé par l'albitisation des grès engendrant une destruction partielle des feldspaths potassiques. Les lutites correspondantes montrent un cortège argileux impacté par la diagenèse avec une transformation de la smectite en illite (via des interstratifiés I/S de type R1 bien identifiés). Les grès (et surement les lutites) montrent aussi une chloritisation des biotites. Par ailleurs, la kaolinite est absente ou présente en faible proportion dans l'assemblage argileux.

Les liens entre la diagenèse des grès et celle des lutites sont les suivants :

- Le domaine dans lequel les I/S R0 disparaissent dans les lutites (par transformation en I/S R1) coïncide avec celui dans lequel on détecte dans les grès une albitisation significative.
- La kaolinite, puis les I/S R1 disparaissent successivement de la paragenèse des lutites dans des domaines où l'enfouissement est plus important, toujours dans la zone d'albitisation des grès.
- En plus de l'illite, les réactions diagénétiques produisent de la chlorite dans les deux lithologies : dans les grès, les anciennes biotites sont chloritisées ; dans les lutites, le mode de croissance de la chlorite ferrifère n'a pas pu être précisé.
- Dans les grès, le feldspath potassique est consommé dans les réactions, et probablement dans les lutites aussi, mais le plagioclase primaire présent dans les deux lithologies est également affecté (albitisation et surcroissances).

Nous ne discutons pas ici le bilan chimique de ces transformations très complexes, et potentiellement couplées, voire distribuées entre des lithologies adjacentes. Leur interprétation classique (Wintsch and Kvale, 1994) est qu'elles représentent le résultat de l'instabilité de la smectite (voire de la kaolinite) lorsque l'enfouissement augmente. L'albitisation du feldspath potassique y apparaît comme une conséquence de l'illitisation de la smectite.

Alternativement, l'albitisation des grès pourrait être le résultat de la percolation de solutions salines à travers la pile sédimentaire ; il y a un diapir sous l'anticlinal de Mediano (Cf. Chapitre 2, partie 2.2.2 page 72 : La rotation des Nappes Sédimentaires ; **Figure 2.11**). La présence de couches salifères pourrait aussi engendrer une anomalie thermique, causant la déstabilisation des smectites.

Impact de la diagenèse sur l'assemblage minéralogique des sédiments

Les principales transformations diagénétiques sont l'albitisation des grès, la compaction chimique et l'illitisation et la chloritisation des lutites. La séquence des évènements diagénétiques et leur impact sur la minéralogie des grès et lutites du bassin d'Anisa est présentée sur la **Figure 7.23**.

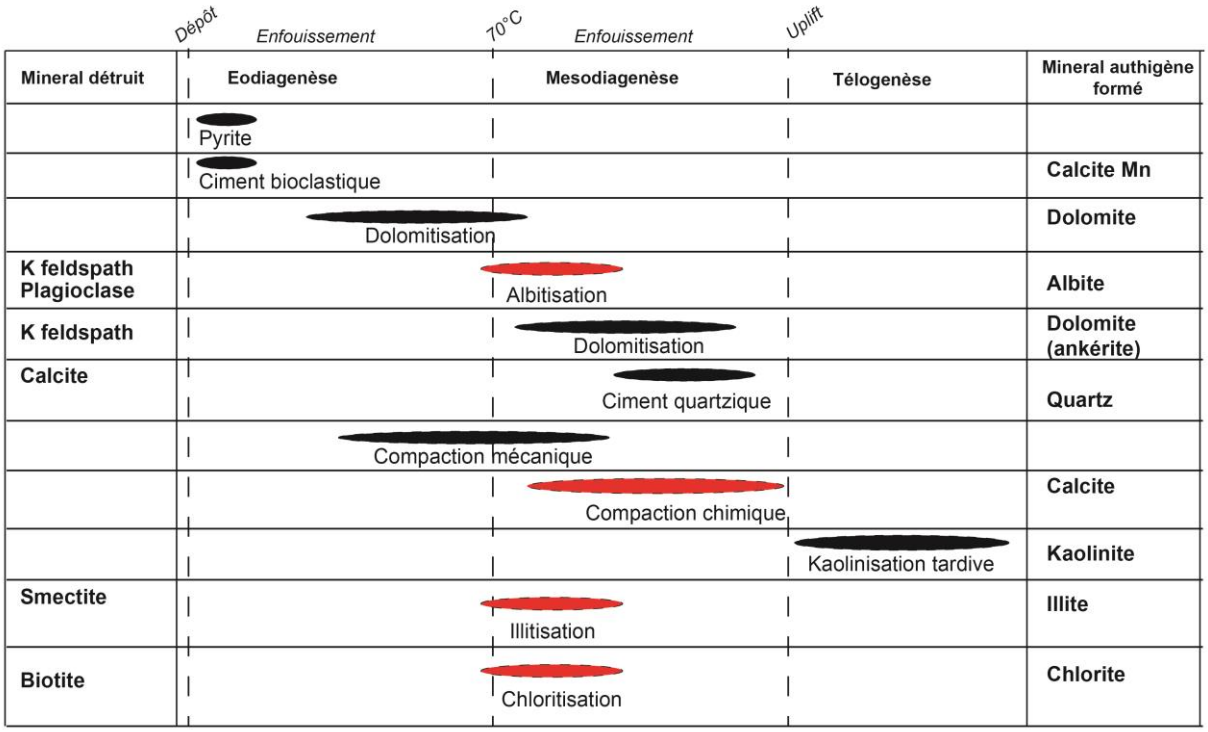


***Figure 7.23** : Paragenèse des sédiments du bassin d'Ainsa. Les évènements diagénétiques majeurs sont indiqués en rouge.*

7.3.2.3 Les formations non albitisées et non kaolinisées

Sur la coupe de la vallée de l'Isabena, dans les grès de Roda et ceux du Complexe Détritique Supérieur, on rencontre un cortège minéralogique très peu affecté par l'albitisation et la kaolinisation. Au-delà du ciment de compaction, la minéralogie actuelle du grès ne semble pas trop s'éloigner de sa minéralogie initiale. L'absence d'albitisation peut être liée à un enfouissement plus modéré des grès dans cette partie du bassin comparée au bassin d'Ainsa. Ce faible enfouissement

n’aurait pas permis d’initier les réactions diagénétiques d’albitisation, de chloritisation des biotites, ou d’illitisation des smectites.

Le faible impact de la kaolinisation précoce dans ces grès peut quant à lui s’expliquer par leur caractère marin et la présence d’une forte épaisseur de marnes jouant le rôle de couverture limitant les circulations de fluides; ainsi que par la présence des Calcaires du Morillo, entre les grès du Complexe Détritique Supérieur et ceux de la Formation Castigaleu, jouant le rôle de barrière de perméabilité, et empêchant l’incursion d’eaux météoritiques.

Chapitre 8. MINERALOGIE ACTUELLE CALCULEE A L'ECHELLE DU BASSIN ET MISE EN EVIDENCE DE LA MINERALOGIE INITIALE

Afin d'avoir une vision haute résolution des variations minéralogiques à travers le bassin, mais aussi au sein d'une même formation sédimentaire, nous proposons dans ce chapitre une méthodologie permettant de quantifier la minéralogie sur un grand nombre d'échantillons indépendamment de sa lithologie et de sa granulométrie.

Objectifs

- Mettre au point une méthodologie pour calculer une minéralogie à partir de la chimie minérale et la valider.
- Etudier les variabilités minéralogiques actuelles et donc impactées par la diagenèse à l'échelle du bassin.
- S'affranchir de l'impact de la diagenèse pour étudier les variabilités minéralogiques initiales.

8.1 MISE EN ŒUVRE DU CALCUL MINERALOGIQUE

Les premières tentatives de calcul normatif ont été appliquées aux roches ignées (CIWP norm ; Cross et al., 1902; Kelseu, 1965). Le calcul implique une distribution systématique des éléments chimiques selon une séquence faisant intervenir une suite linéaire de minéraux définie a priori. L'intérêt de l'époque était de classifier les roches ignées. Les minéraux constituant les normes n'étaient pas nécessairement les minéraux réellement présents dans la roche, mais des pôles purs de solutions solides. Nicholls, (1962) met en évidence les premières limites du calcul normatif appliqué aux roches sédimentaires. Il remarque alors que la présence ou non de feldspath engendre une sur/sous-estimation des phyllosilicates présents dans la norme et que la variabilité de composition chimique des smectites est un handicap pour la quantification de cette espèce minérale.

Deux méthodes de calcul minéralogique sont actuellement utilisées dans la littérature. La première consiste à chercher la meilleure solution d'une série d'équations linéaires (SEDNORM de Cohen and Ward, 1991; PELNORM de Merodio et al., 1992). A chaque étape du calcul, un élément chimique est attribué à une phase minéralogique. La distribution des éléments se fait ainsi selon un ordre défini, et dans le cas où un élément peut appartenir à plusieurs phases minéralogique,

l'opérateur se doit de choisir les minéraux à utiliser en conséquence. Ainsi, le programme Sednorm propose, par exemple, une série d'options pour mener le calcul :

- Le potassium peut être distribué dans (1) la muscovite ou (2) l'illite. Si le feldspath est ajouté dans la norme, le potassium est distribué à 0%, 50% ou 100% dans cette phase (et donc à 0, 50 ou 100% dans la muscovite ou l'illite).
- De même le Fer et Magnésium peuvent être distribué respectivement dans (1) la sidérite ou (2) la smectite pour Fe (1) la dolomite ou (2) la smectite pour Mg.
- Si la smectite est ajoutée à la norme, ces ratio Ca /Na et Mg/Fe doivent être fixés à 0%, 50% ou 100%. Le terme « smectite » correspond pour ces auteurs aux argiles autres que l'illite ou la kaolinite (i.e chlorite, smectite, IS).
- Inclure la smectite dans le calcul oblige l'opérateur à affecter le Mg entièrement à la smectite ou à la dolomite, il en est de même pour le Fer qui sera attribué à la sidérite ou la smectite.
- Le CO_2 (dans le cas où il est dosé) peut permettre d'attribuer la quantité de Ca et de Mg correspondant aux carbonates. Si le CO_2 n'est pas dosé, le Ca sera attribué à la calcite ou à la smectite.

Ce type de calcul est séquentiel et déterministe : une seule solution est retenue, et la série d'options offertes à l'utilisateur le guide vers une paragenèse vraisemblable.

Le programme LPNORM développé par de Caritat et al., (1994) diffère de la première méthode de calcul par la résolution simultanée de plusieurs équations et la recherche de la meilleure solution par optimisation linéaire. Cette approche introduit dans le calcul un élément nouveau : la possibilité d'ajuster aux données la composition d'un des pôles minéraux utilisés dans le calcul. Les programmes MODAN (Paktunc, 1998) et MINLITH (Rosen et al., 2004), calculent la solution par ajustement des moindres carrés. Commes les précédentes, ces méthodes fournissent une solution et une seule.

La principale limitation de ces méthodes est qu'elles sont conçues pour fonctionner lorsque le nombre de minéraux réel est inférieur ou égal au nombre d'éléments analysés. Dans notre cas, le nombre de données chimiques utilisables est inférieur au nombre de minéraux que l'on peut raisonnablement s'attendre à trouver dans une même roche, même sans tenir compte des variations de composition dans chaque famille minérale. Le nombre d'équations à résoudre est inférieur au nombre d'inconnues, et la solution n'est pas unique. Seul le programme A2M (Posch and Kurz, 2007) est conçu pour ce genre de cas, ce qui nous a motivés à utiliser cette méthode.

8.1.1 Principe du calcul sous A2M

Le calcul par A2M (Posch and Kurz, 2007) est basé sur une représentation fixe de l'espace chimique (*m* minéraux de composition fixe, contenant *n* éléments). Il recherche les modes extrêmes dans un espace de solution (de dimension *m*-*n*) qui forme un polyèdre autour de toutes les solutions possibles à un problème donné. La détermination de ces modes extrême correspond à tous les assemblages de minéraux permettant la réalisation d'un calcul de type $m \leq n$. Le résultat fourni est le jeu de solutions extrêmes (i.e. l'enveloppe externe du polyèdre) ainsi que la solution médiane (son axe d'inertie principal). La résolution nécessite deux conditions (1) que chaque oxyde utilisé par le calcul doit être le constituant d'au moins une phase minérale, et (2) qu'un minéral ne peut pas contenir d'oxydes qui ne sont pas impliqués dans le calcul. Au final, pour chaque minéral, le résultat

que nous utilisons ci-après est la médiane des proportions calculées dans l'espace solution. Le calcul est effectué en nombre de moles des éléments choisis ; les résultats sont exprimés en proportions massiques de minéraux.

Les auteurs montrent un cas théorique permettant de visualiser le principe du calcul. L'exemple est basé sur 6 minéraux (wollastonite, rankinite, larnite, quartz, anorthite et grossulaire), et 3 oxydes (SiO2, CaO et Al2O3). L'espace de solution est composé de modes extrêmes (pointes du polyèdre) correspondant à des assemblages de 3 minéraux (Figure 8.1).

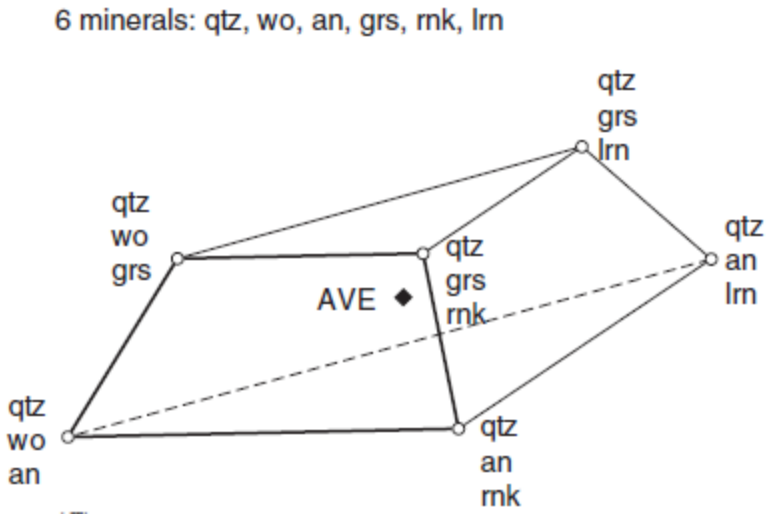


Figure 8.1 *: Polyèdre de solutions limité par des modes extrêmes dans le cas d'un cas où m=6 et n=3 (Posch et Kurz, 2007).*

8.1.2 Données et méthode

8.1.2.1 Données d'entrée du calcul minéralogique

La chimie des minéraux utilisée dans le calcul correspond, pour certaines espèces minéralogiques, aux compositions chimiques issues de l'analyse microsonde, converties afin d'obtenir leur stœchiométrie (qui est la donnée d'entrée du programme A2M). Elles font donc référence à une minéralogie observée dans les grès, et particulièrement les grès des formations des Grès de Roda, de Castigaleu et de Castissent, sur lesquels l'analyse ponctuelle a été focalisée.

L'orthose montre une faible proportion de Na_2O (0.65%) et à part quelques variations de teneur en Ba, est proche d'une phase de composition fixe. Comme il s'agit d'un feldspath potassique d'origine plutonique, la proportion de CaO (0.06%) est trop infime pour être prise en compte.

Les plagioclases analysés sont majoritairement sodiques. Ils sont individuellement hétérogènes et souvent altérés (séricite, calcite) ; la composition moyenne mesurée montre des proportions de Na_2O à 9.85%, de CaO à 1.44 % et de potassium à 0.9 %.

La chimie des calcites analysées diffèrent entre le ciment et les lithoclastes. La calcite des lithoclastes est un peu magnésienne et pauvre en Fe. Celle du ciment peut être manganésifère (faciès de plateforme) ou ferrifère (dans le bassin). La dolomite en claste montre une composition chimique

stable à travers le bassin alors que la dolomite en surcroissance est plus ferrifère dans le bassin. Pour ces deux espèces minérales (calcite et dolomite), il a été choisi faire le calcul à partir des compositions chimiques des clastes, compte tenu de leur abondance, ce qui signifie qu'une partie du Fe contenue dans les ciments sera éventuellement attribuée à d'autres minéraux (chlorites, pyrite…).

Pour les chlorites d'origine métamorphique (sans $Ti0_2$) la stœchiométrie choisie est une moyenne entre une composition ferrifère et magnésienne (Fe0 à 18.69 % et MgO à 17.96 %), ces deux types de chlorite ayant été analysé à la microsonde.

L'ensemble appelé « biochlo » correspond à de la biotite d'origine plutonique plus ou moins altérée en chlorite, dont la composition chimique (à la microsonde) est variable. Il ne s'agit pas d'une espèce minérale à proprement parler puisque selon le degré d'altération et l'environnement diagénétique, les grains peuvent avoir une stœchiométrie de mica (plus ou moins appauvri en K_2O) ou une stœchiométrie de chlorite. Ils sont proches des chlorites d'origine métamorphiques du point de vue chimique et on ne peut en rendre compte dans le calcul qu'en introduisant dans le jeu d'équations le seul constituant qu'ils ne partagent pas avec ces dernières, i.e. le Ti. Nous avons montré au chapitre 7.1 que trois types de biotites (ou anciennes biotites) ont été reconnus à travers le bassin. Les grès de Roda représentant un système très localisé et la biochlo du bassin étant plutôt liée à la diagenèse, nous avons retenu la stœchiométrie de la « biochlo » des grès de la plateforme pour le calcul.

L'espèce « muscill » présente une composition chimique proche de la muscovite ou de l'illite, qui sont très voisines. Nous avons choisi pour la représenter une valeur moyenne des analyses microsonde de ces deux espèces minéralogiques.

Les compositions chimiques de la kaolinite montrent qu'elle contient des impuretés en K, Fe et Mg qui laisse suggérer un mélange kaolinite micas blanc (muscovite ou séricite). Il a donc été décidé de mettre une stœchiométrie de kaolinite théorique pour le calcul.

Les analyses DRX sur fraction fines montrent la présence d'interstratifiés illlite/smectite. De rares analyses microsonde montrent la présence d'argiles siliceuses et peu potassiques qui pourraient correspondre aux I/S (ainsi que par leur quantité significative de Fe, Mg, Ca et Na). Le Qemscan suggère la présence de nontronite et de montmorillonite en quantité plutôt égale. Il est choisi de représenter le pôle smectite par une composition moyenne et théorique de ces deux espèces minéralogiques.

Les oxydes de fer et l'anatase sont intégrés au calcul pour absorber un éventuel excédent de Fer et de Titane.

Les stœchiométries des différents minéraux utilisées pour le calcul minéralogique sont indiquées dans le tableau suivant.

	Si	Al	Fe3	Ca	Mg	Na	K	Ti
Quartz	1	0	0	0	0	0	0	0
Kfelspar	2.99	1.01	0	0	0	0.05	0.95	0
Na Felspar	2.89	1.14	0	0.08	0	0.84	0.05	0
Dolomite	0	0	0	1.02	0.97	0	0	0
Biochlo	5.31	3.02	2.41	0	1.75	0	1.45	0.37
Chlorite	5.3	5.04	3.06	0.09	5.24	0	0	0
Muscill	6.36	5.34	0.17	0	0.17	0.06	1.71	0
kaolinite	2	2	0	0	0	0	0	0
smectite	7	3	2	0.2	0	0.4	0	0
calcite	0	0	0.01	0.98	0.01	0	0	0
Fe oxyde	0	0	1	0	0	0	0	0
Ti oxyde	0	0	0	0	0	0	0	1

***Table 8.1** : Données d'entrée du calcul normatif sous A2M (liste des minéraux et stœchiométrie associée). La deuxième donnée d'entrée (triviale) est le poids moléculaire des oxydes et des minéraux ci-dessus.*

8.1.2.2 Correction pour les carbonates et les minéraux hydratés

Les pourcentages massiques obtenus pour les carbonates (Dolomite et Calcite) ne représentent en fait que du CaO et du MgO, le carbone ne figurant pas dans la liste des éléments. Les valeurs doivent être corrigées en prenant en compte le CO_2 entrant dans la composition de ces minéraux. Ce même type de correction est effectué sur les minéraux hydratés ou hydroxylés (biotites, chlorite, « muscill », kaolinite et smectite). L'ensemble des résultats est ensuite ramené à 100 %.

8.1.3 Comparaison de la minéralogie calculée et mesurée

Nous disposons de deux techniques de quantification permettant de comparer les résultats du calcul minéralogique avec une minéralogie mesurée:

- La DRX roche totale quantifiée en Rietveld (n=56 échantillons). Elle permet de quantifier les minéraux suivants : quartz, calcite, dolomite, feldspath potassique, feldspath sodique, chlorite, micas (biotite ou muscovite), illite, kaolinite et les accessoires (apatite, pyrite, goethite, barytine, anatase).
- Les analyses Qemscan (n=53) permettent la quantification du quartz, de la calcite, de la dolomite, des feldspaths sodiques et potassiques, de la kaolinite, de la chlorite, des minéraux accessoires (apatite, pyrite, goethite, barytine, anatase, zircon). Contrairement à la DRX, le Qemscan permet de différencier la biotite de la muscovite, et d'identifier la smectite.

La **Table 8.2** résume les espèces minérales quantifiées par les trois méthodes (DRX, Qemscan et calcul A2M).

Qemscan	DRX	A2M
Quartz	Quartz	Quartz
K feldspath	K feldspath	K feldspath
Na feldspath	Na feldspath	Na feldspath
Calcite	Calcite	Calcite
Dolomite	Dolomite	Dolomite
Kaolinite	Kaolinite	Kaolinite
Chlorite	Chlorite	Chlorite
Biotite	Micas	Biochlo
Muscovite		Muscill
Illite	Illite	
Smectite		Smectite

***Table 8.2** : Liste des espèces minérales principales quantifiées par les trois méthodes et de leurs correspondances. La DRX ne permet pas de discriminer les deux types de micas (biotite et muscovite), et le calcul A2M ne sépare pas l'illite de la muscovite.*

8.1.3.1 Comparaisons DRX versus Qemscan

Avant de comparer les quantifications minéralogiques calculées issues du programme A2M aux proportions mesurées via les DRX roche totale et le Qemscan, il convient de s'interroger quant aux valeurs mesurées par ces deux techniques, très différentes l'une de l'autre. En effet, les quantifications DRX sont basées sur les propriétés cristallographiques des minéraux alors que les quantifications Qemscan sont issues de la chimie ponctuelle (par EDS). De plus le support sur lequel s'effectue les quantifications n'est pas le même (poudre en roche totale pour les DRX et champ de 7*7mm sur lame mince pour le Qemscan), ce qui peut poser un problème de représentativité.

Les résultats des comparaisons entre les mesures DRX roche totale et les quantifications Qemscan sont présentés dans la **Table 8.3** et la **Figure 8.2**.

En ce qui concerne les minéraux majeurs, i.e. le quartz, la calcite, les feldspaths potassique et sodique et la dolomite, les résultats montrent une bonne corrélation, avec un coefficient de détermination (R^2) supérieur à 0.85. La kaolinite, bien quantifiée en DRX et par le Qemscan, présente aussi un coefficient de détermination acceptable (R^2=0.78).

Pour les autres argiles et les micas, la comparaison s'avère plus difficile, du fait que les correspondances entre phases quantifiées sont plus complexes (**Table 8.2**). Les résultats concernant la chlorite ne sont pas corrélés (R^2=0.26), la chlorite vue par le Qemscan étant toujours moins abondante que celle qui est comptabilisée par la DRX. Les micas (biotite + muscovite) ne sont pas corrélés non plus entre DRX et Qemscan (surestimation des micas par la DRX).

L'analyse DRX des fractions fines a mis en évidence une quantité non négligeable d'interstratifiés illite/smectite (I/S), qui ne sont pas quantifiés de la même façon par le Qemscan et la DRX roche totale. En effet, un I/S riche en illite diffractera plutôt dans les 10 Å et sera comptabilisé en illite par la DRX, alors qu'il contiendra une part de smectite. A l'inverse un I/S riche en smectite diffractera plutôt à 14 Å, et sera inclus dans la quantification de la chlorite. Concernant le Qemscan, un I/S riche en smectite sera reconnu comme une smectite, alors qu'un I/S riche en illite sera

identifié comme une illite. La surestimation de la chlorite par la DRX est donc liée au fait qu'elle prend en compte en plus de la chlorite les I/S riches en smectite. Cette relation se vérifie quand on compare les quantifications du regroupement chlorite + illite + smectite, qui sont mieux corrélées entre la DRX et le Qemscan (R^2=0.65).

Il aurait pu être envisageable que la quantification Qemscan de la chlorite soit la bonne (car basée sur la chimie du minéral lui-même) et que la DRX roche totale attribue la chlorite issue de l'altération des biotites à des micas. La mesure DRX serait alors sous-estimée, et le regroupement « micas+chlorite » présenterait une bonne corrélation entre les mesures DRX et roche totale, ce qui n'est pas le cas puisqu'il est encore sous-estimé par le Qemscan (**Figure 8.2**).

Les échantillons sur lesquels ont été effectuées les quantifications Qemscan et DRX proviennent du bassin de Graus-Tremp, sur lesquels les observations pétrographiques ont montré que les biotites ont subi une chloritisation partielle voire une kaolinisation. Ces transformations engendrent une baisse de leur contenu en K_2O, qui limite la reconnaissance du minéral par le Qemscan, qui déterminerait alors plutôt de la chlorite ou de la smectite.

Au final, les proportions du regroupement « clay+micas » et du regroupement des argiles (« clay », i.e. kaolinite+chlorite+illite+smectite) montrent des résultats bien corrélés entre les deux techniques de quantification (R^2=0.78 et 0.69 respectivement). Notons que le regroupement « micas + illite + smectite + chlorite » est aussi bien corrélé entre les deux techniques de quantification (R^2=0.76), ce qui sera utilisé pour la suite de notre travail.

	Rietveld VS Qemscan				
	y=ax+b			y=ax	
	a	b	R^2	a	R^2
Calcite	1.0285	-1.1494	0.9368	1.0042	0.9363
Quartz	0.9733	0.9779	0.8675	1.0019	0.8608
K Feldspar	0.9858	0.7058	0.8671	1.0538	0.8608
Plagioclase	0.7828	0.1782	0.9046	0.8289	0.8989
Dolomite	0.9532	-0.188	0.9267	0.9215	0.9238
Kaolinite	0.7675	0.8613	0.7839	0.9004	0.748
Chlorite	0.2815	0.7316	0.2654	0.4492	0.1189
Micas	0.4352	0.8267	0.4716	0.7478	0.1101
Chlorite+Illite+smectite	0.9051	0.6672	0.6574	0.9755	0.65
Chlorite+Micas	0.3966	1.3037	0.5151	0.5911	0.3342
Micas+Illite+Smectite	1.0833	0.5408	0.7395	1.151	0.7359
Micas+Illite+Smectite+Chlorite	0.9	0.67	0.7693	0.9607	0.7654
Clay+Micas	0.9141	0.8133	0.7846	0.9653	0.7817
Clay (Kaolinite+smectite+illite+chlorite)	0.8707	1.3445	0.6989	0.9674	0.6886
Ti oxyde	0.6501	0.007	0.8967	0.6766	0.8946

***Table 8.3** : Comparaison des quantifications minéralogiques mesurées par les DRX roche totale et le Qemscan. Les cases grisées correspondent à des regroupements de minéraux.*

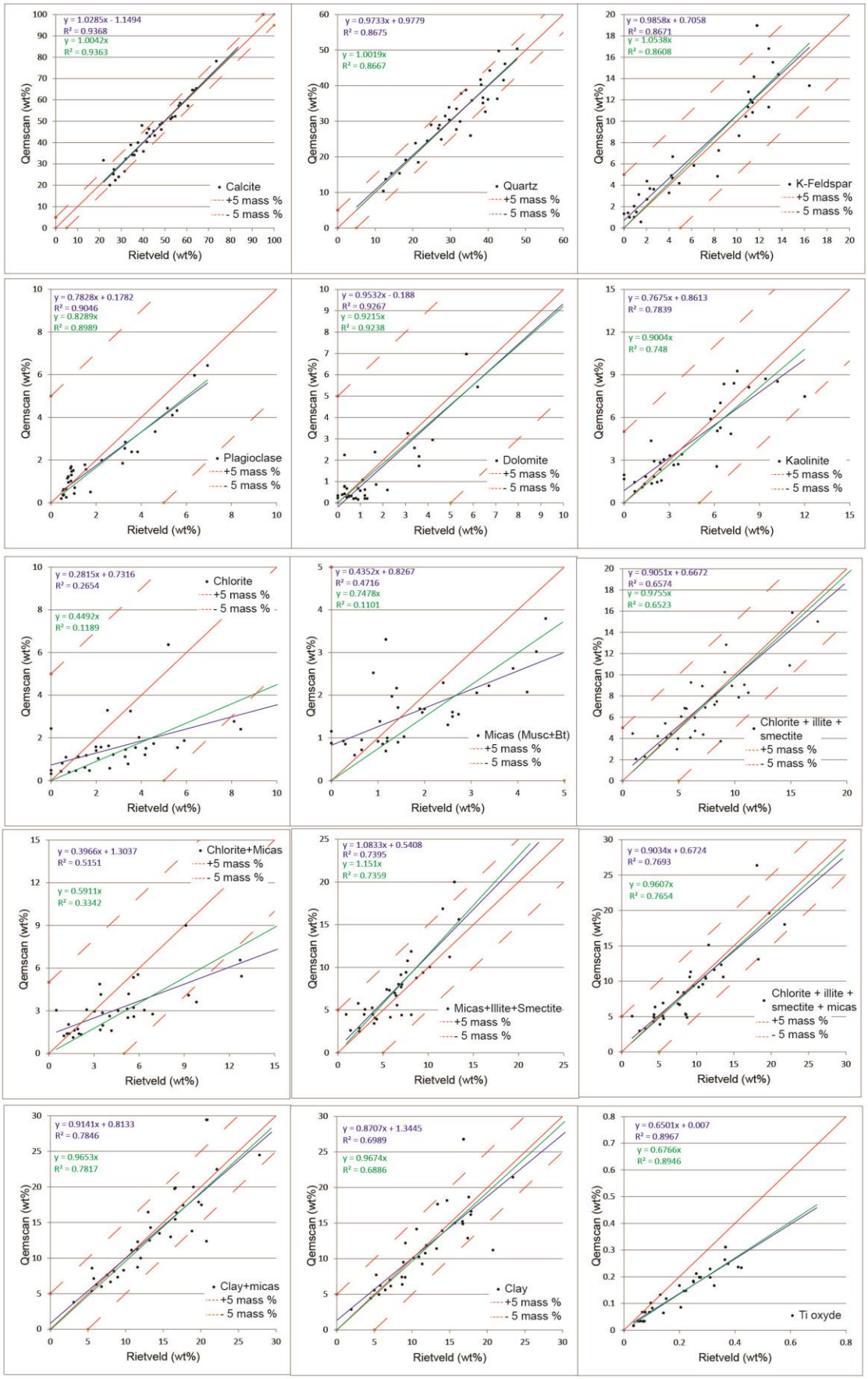


Figure 8.2 *: Comparaison des quantifications DRX roche totale et Qemscan.*

8.1.3.2 Comparaison de la minéralogie calculée vs DRX

Là aussi il convient de regarder ce qui est quantifiable ou non par les deux techniques. D'une part, les mesures DRX, qui reposent sur la structure cristalline des minéraux, ne permettent pas de différencier la muscovite de la biotite, ou la chlorite de la smectite. D'autre part, la muscovite et l'illite ne sont pas séparées dans le calcul A2M, puisque les formules chimiques sont trop proches. Ici, le support pour la mesure DRX et le calcul sont les mêmes à savoir la poudre de roche totale.

Les résultats des comparaisons entre les mesures DRX roche totale et les résultats A2M sont présentés en **Table 8.4** et en **Figure 8.3**. Ils montrent, là aussi, que les abondances calculées des minéraux majeurs (quartz, calcite, feldspaths potassique et sodique et dolomite) sont cohérentes avec les proportions mesurées en DRX (R^2>0.8).

	Rietveld VS A2M				
	y=ax+b			y=ax	
	a	b	R^2	a	R^2
Calcite	1.0002	0.2823	0.9968	1.006	0.9967
Quartz	0.9969	2.4872	0.9776	1.0745	0.971
K Feldspar	0.8286	1.4614	0.8575	0.9854	0.8117
Plagioclase	1.1473	-0.591	0.9842	0.9841	0.9512
Dolomite	0.9464	-0.0406	0.9349	0.9401	0.9348
Kaolinite (VF to CS)	0.6928	1.0815	0.4711	0.8796	0.4159
Kaolinite (MS to CS)	0.5283	0.8355	0.7784	0.6653	0.6906
Chlorite	0.2888	0.0147	0.6545	0.291	0.6545
Chlorite+Illite+Micas+Smectite	0.7141	1.1125	0.9153	0.7757	0.905
Micas+Illite+Smectite	0.8397	1.9376	0.8488	0.9971	0.8012
Clay+Micas	0.9084	-0.8879	0.9656	0.8663	0.9627
Ti oxyde	0.7574	-0.005	0.9677	0.7436	0.9672

***Table 8.4** : Comparaison des quantifications minéralogiques A2M avec les mesures DRX en roche totale. Les cases grisées correspondent à des regroupements de minéraux.*

La kaolinite montre un coefficient de détermination plus faible (R^2 entre 0.41 et 0.47), et une dispersion des points dans les hautes valeurs (supérieures à 4 %), mais qui restent néanmoins dans la gamme +/- 5%. La corrélation est meilleure en considérant seulement les échantillons de grès moyens et grossiers (R^2=0.70). Ceci indique que le calcul de la kaolinite dans les grès fins ou très fins n'est pas réaliste.

Ici aussi, la DRX roche totale surestime la chlorite par rapport aux résultats du calcul minéralogique. Les mêmes raisons évoquées précédemment (la smectite pourrait être comptabilisée à 14 Å comme la chlorite) pourraient expliquer cet écart. Le regroupement chlorite + illite +smectite ne peut pas être utilisé ici puisque le calcul A2M ne différencie pas la muscovite de l'illite. Cependant les regroupements « Micas + Illite + Smectite » et « Micas + Illite + Smectite + Chlorite » montrent de bonnes corrélations entre eux (R^2 respectivement à 0.84 et 0.95), ainsi que le regroupement « clay + micas » (R^2=0.96).

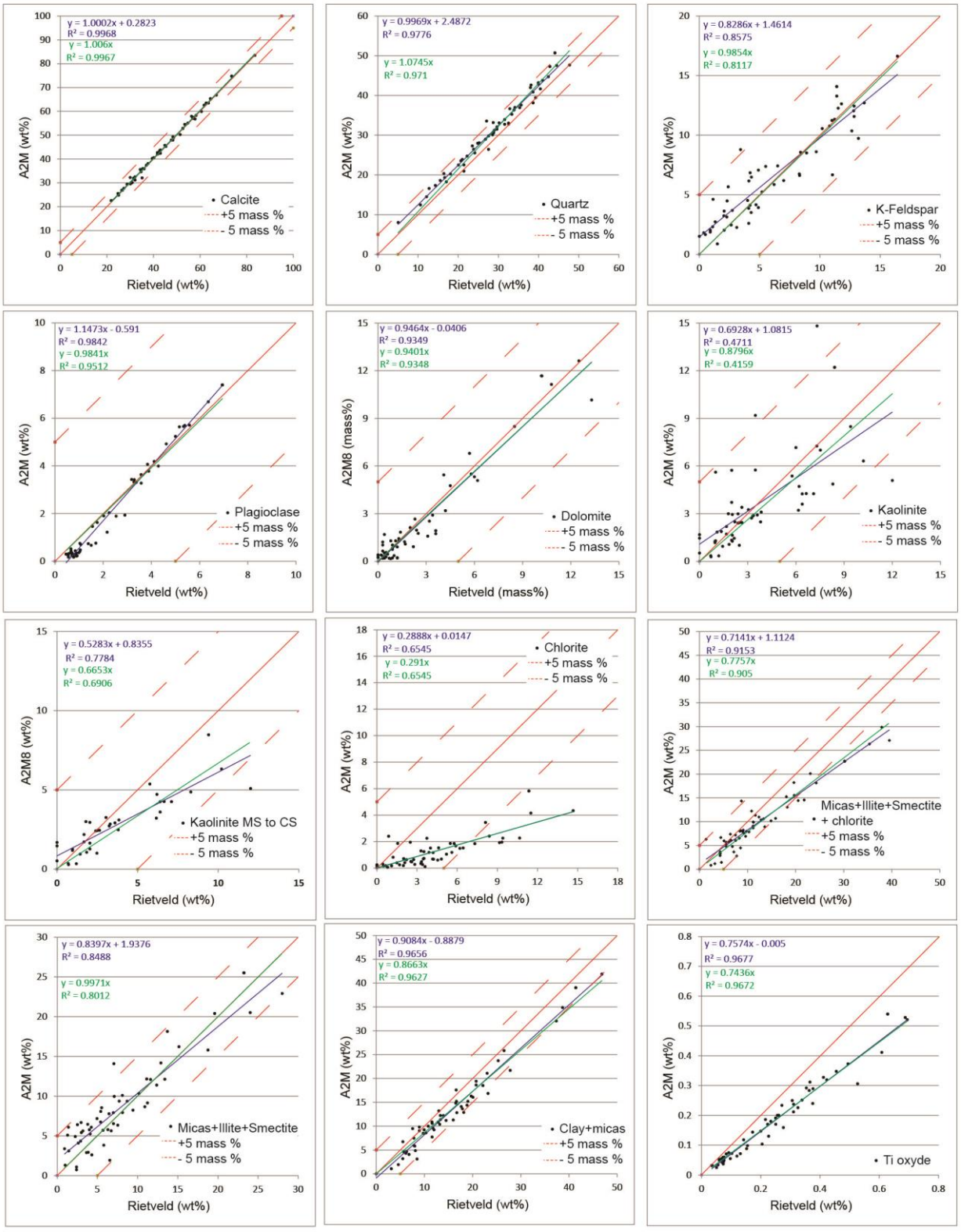


Figure 8.3 *: Comparaison des mesures DRX roche totale avec les calculs A2M.*

8.1.3.1 Comparaison de la minéralogie calculée vs Qemscan

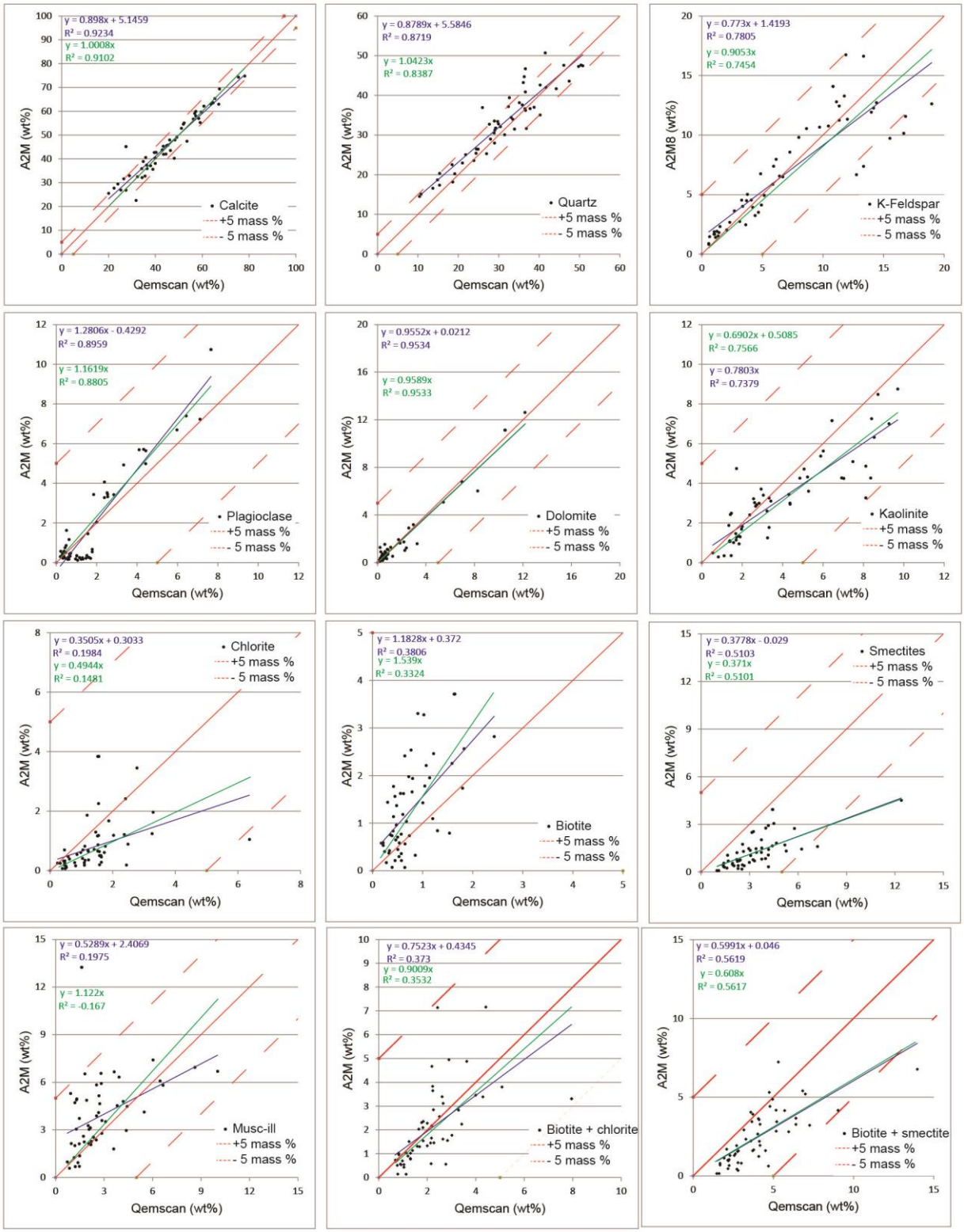
Les comparaisons entre le Qemscan et la minéralogie calculée par A2M (**Table 8.5** ; **Figure 8.4**) montrent des bonnes corrélations pour la calcite (R^2=0.91), le quartz (R^2=87), le plagioclase (R^2=0.89), la dolomite (R^2=0.95), et la kaolinite (R^2=0.75). Les corrélations concernant le feldspath potassique sont bonnes (R^2=0.78), et les valeurs surestimées par le Qemscan pour ce minéral semblent être causées par des problèmes de représentativité liés à la grande taille des grains de feldspath potassique, relativement à la taille du champ analysé au Qemscan. La biotite quantifiée par le Qemscan et celle calculée par A2M ne sont pas très bien corrélées (R^2=0.38). Le Qemscan sous-estime vraisemblablement la biotite, qui devient difficile à identifier dès qu'elle est un peu altérée et appauvrie en potassium. Ce produit d'altération sera plutôt considéré comme une chlorite ou une smectite. A l'inverse, le calcul prend en compte cette altération puisque nous avons associé à la biotite une formule de biotite en partie altérée. Cependant cette tentative d'explication ne doit pas être la seule possible puisque les groupements « biotite+chlorite », « biotite+smectite » et « chlorite+biotite+smectite » ne sont pas très bien corrélés entre les deux méthodes (R^2=0.37, 056 et 0.51 respectivement).

	Qemscan VS A2M				
	y=ax+b			y=ax	
	a	b	R^2	a	R^2
Calcite	0.898	5.1459	0.9234	1.0008	0.9102
Quartz	0.8789	5.4846	0.8719	1.0423	0.8387
K Feldspar	0.773	1.4193	0.7805	0.9053	0.7454
Plagioclase	1.2806	-0.4292	0.8959	1.1619	0.8805
Dolomite	0.9552	0.0212	0.9534	0.9589	0.9533
Kaolinite	0.6902	0.5085	0.7566	0.7803	0.7379
Chlorite	0.3505	0.3033	0.1984	0.4944	0.1481
Biotite	1.1828	0.372	0.3806	1.539	0.3324
Smectite	0.3778	0.029	0.5103	0.371	0.5101
Muscill	0.5289	2.4069	0.1975	1.122	-0.167
Biotite + Chlorite	0.7523	0.4345	0.373	0.9009	0.3532
Biotite + Smectite	0.5991	0.046	0.5619	0.608	0.5617
Biotite + smectite + chlorite	0.5591	0.2195	0.5126	0.59	0.5106
Muscovite + illite + Smectite	0.5214	1.9225	0.4513	0.7665	0.3226
Muscill + smectite + biotite + chlorite	0.656	1.7461	0.6379	0.8211	0.5859
Clay+Micas	0.9705	0.01	0.8197	1.0291	0.8154
Ti oxyde	0.6827	-0.086	0.8023	0.6111	0.7831

Table 8.5 *: Comparaison des quantifications minéralogiques mesurées par les Qemscan et le calcul A2M. Les cases grisées correspondent à des regroupements de minéraux.*

Les corrélations sont mauvaises pour la smectite et de la muscill (R^2= 0.51 et 0.19 respectivement). La smectite est surestimée par le Qemscan et la muscill plutôt sous-estimée. Ceci peut-être lié à la présence d'interstratifiés illite / smectite qui ont été identifiés en smectite si l'I/S est riche en feuillet smectitique ou en illite si le feuillet est riche en Illite. Cette hypothèse est confortée par la comparaison du regroupement « Muscovite + illite + smectite » qui montre une corrélation un

peu meilleure (R^2=0.45). Le regroupement « Muscovite + illite + smectite + chlorite + biotite » est assez bien corrélé entre les deux méthodes (R^2= 0.60) ainsi que le regroupement « clay+micas » (R^2=0.79). La chlorite, les micas et l'illite sont en faible abondance dans les grès (<5 %), et donc en dessous du seuil d'incertitude de la quantification DRX. Il n'est donc pas étonnant que pour ces minéraux les corrélations ne soient pas probantes.



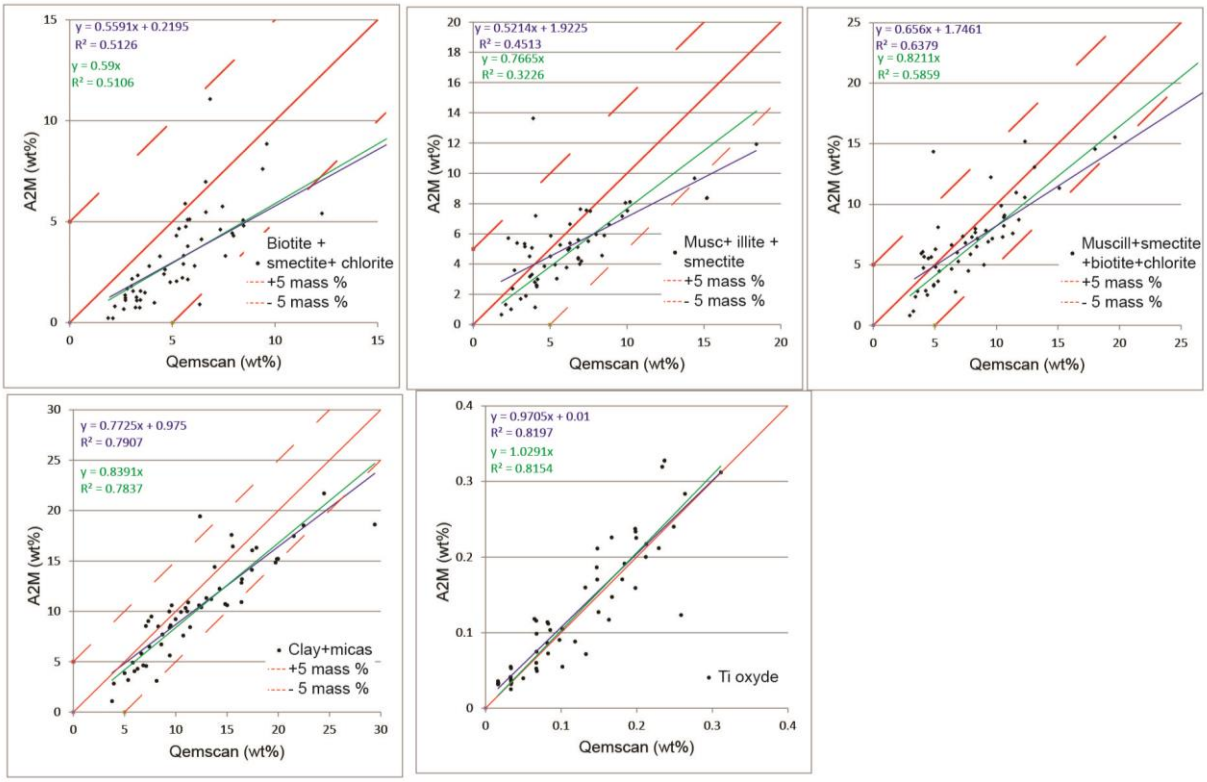


Figure 8.4 *: Comparaison des mesures Qemscan avec les calculs A2M.*

8.1.3.2 Carbonate vs perte au feu entre 560 et 960° C

La perte de masse mesurée entre 560° et 960° et la somme calcite + dolomite du calcul A2M sont très bien corrélées, ce qui constitue une vérification du calcul avec une mesure indépendante. Le choix de la température inférieure (560°C) est issu d'essais effectués en thermogravimétrie couplée à la spectrométrie de masse : il correspond, en général, à la température où nos échantillons cessent de perdre de l'eau pour commencer à émettre du CO_2. La perte de masse entre 560 et 960°C constitue ici un proxy du CO_2. Les échantillons étant toutefois très riches en carbonate, le CO_2 ainsi estimé ne permet pas d'évaluer le contenu en Ca des silicates, par exemple.

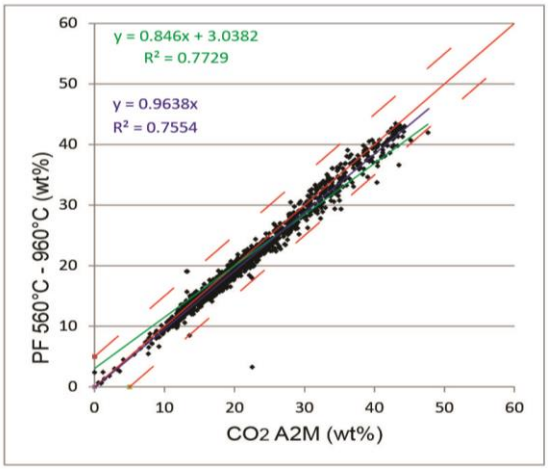


Figure 8.5 *: Comparaison des mesures de perte au feu entre 560°C et 960°C et le CO_2 porté par la calcite et la dolomite calculées par A2M.*

8.1.4 Note sur les artefacts du calcul A2M

L'analyse des résultats et les différents tests effectués montrent des covariances entre certains minéraux calculés qui n'auraient pas lieu d'être dans une minéralogie réelle. Ces covariances artificielles sont liées au principe du calcul : le programme détermine des modes extrêmes qui représentent une combinaison de minéraux parmi la liste initialement définie. Chaque mode extrême correspond à une liste de minéraux réduite afin que le nombre de minéraux soit inférieur ou égal au nombre d'oxydes. Pour un échantillon donné (une analyse chimique), le passage d'un mode à l'autre n'est qu'un changement de base vectorielle, et les résultats obtenus pour deux modes distincts ne peuvent donc pas être indépendants entre eux. Il en résulte des corrélations indues.

Prenons un exemple de corrélation ainsi induite : supposons qu'une famille de grès soit constituée de calcite, de quartz et de muscovite en proportions variables : dans l'un des modes, ce sont ces minéraux qui apparaitront, et ceux-ci seulement ; dans un autre mode concurrent, les mêmes constituants chimiques apparaitront sous forme de calcite, quartz, kaolinite et feldspath potassique du fait de l'équivalence chimique :

kaolinite + feldspath K = muscovite + 2 quartz + 2H2O

Dans les deux modes, une seule phase porte le potassium, et A2M, qui donne la médiane des solutions possibles, donnera comme résultat une quantité égale de feldspath K et de muscovite ; il suffit alors que l'un des autres constituants majeurs (le quartz, la calcite) soit variable dans ce groupe d'échantillons pour générer une corrélation apparente (mais artificielle) entre illite et feldspath K calculés alors qu'il n'y a que l'un des deux minéraux dans les roches en réalité.

Les artéfacts de calcul de ce type sont illustrés en Figure 8.6 ; ils sont liés à la compétition entre minéraux pour un constituant (K2O distribué entre « muscillite » ou feldspath potassique ; Fe2O3 entre la pyrite, la chlorite, la biotite ou la smectite; MgO entre la dolomite et la chlorite).

Les artéfacts concernant 1) la pyrite vs biochlo, 2) la chlorite vs dolomite et 3) la chlorite vs biochlo ne concernent que les grès moyens à grossiers qui présentent de très faibles valeurs de ces espèces minéralogiques (moins de 1 %) ; ils peuvent être négligés ou être considérés comme représentant un seuil de détection de la méthode.

L'artéfact concernant le feldspath potassique (KF) vs la « muscill » peut être de la même façon négligé pour les grès moyens à grossiers : il n'affecte que certains échantillons avec un pourcentage de KF < 2 % et un pourcentage de muscill < 3 %. Ces valeurs augmentent dans les grès très fins et fins à 3 % pour le Kf et à 4 % pour la muscill. C'est en fait la classe des lutites (argiles, marnes et silts) qui est fortement impactée par cet artefact, pour beaucoup d'échantillons présentant des % de Kf jusqu'à 9 % et des % de muscill jusqu'à 12 %.

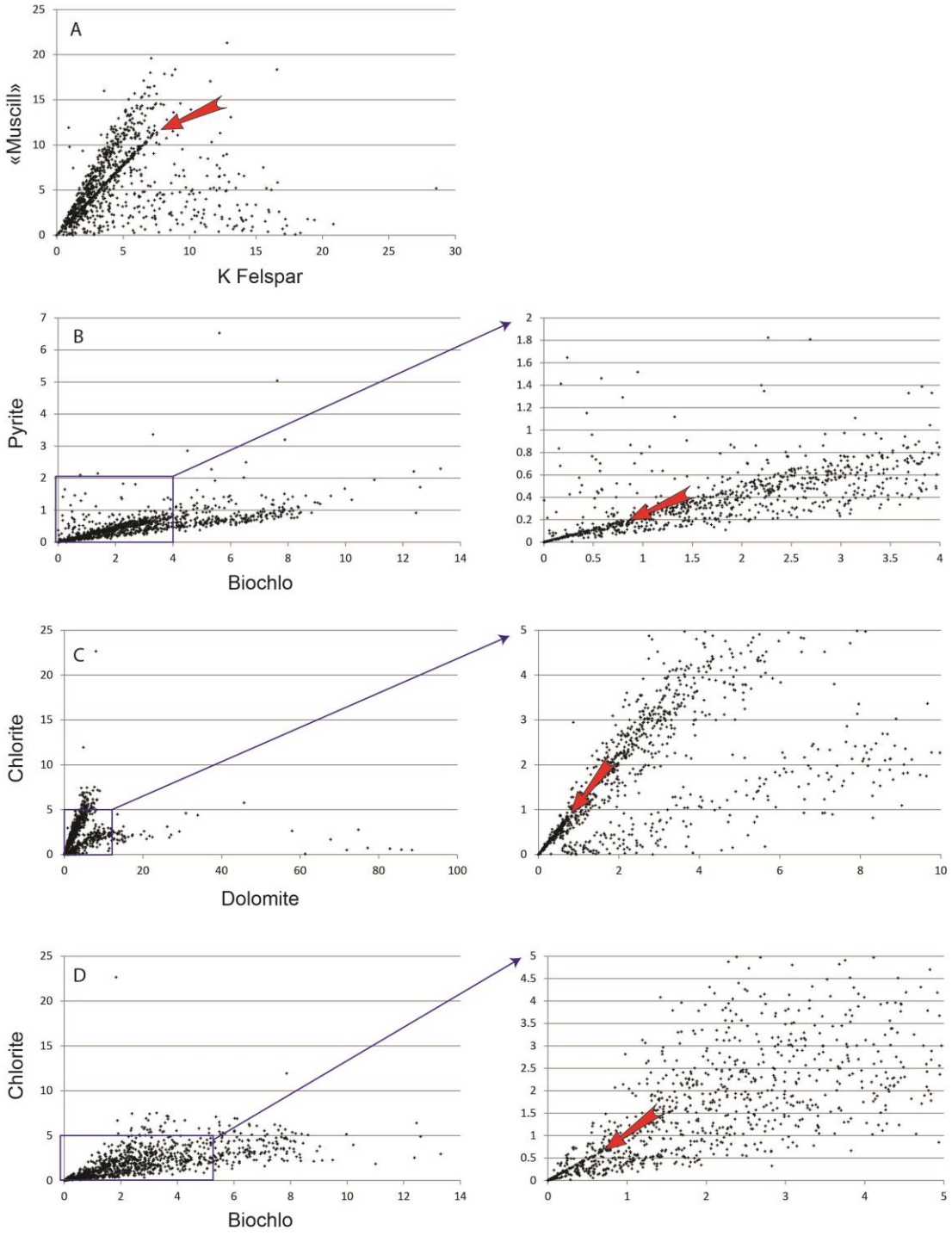


Figure 8.6 *: Artefact de calcul concernant A) le feldspath potassique et la « muscill », lié à la distribution du potassium; B) la pyrite et la « biochlo », lié à la distribution du fer ; C) la chlorite et la dolomite lié à la distribution du magnésium ; D ; la chlorite et la « biochlo » lié à la distribution du fer. Les artefacts correspondent aux lignes de covariances indiquées par les flèches rouges.*

8.1.5 Ajustements de la minéralogie calculée dans les grès fins et très fins, les lutites et les carbonates

Les résultats des calculs minéralogiques montrent que pour les grès fins et très fins, les lutites et dans une moindre mesure les carbonates, l'artefact de calcul concernant le feldspath potassique et la « muscill » est très important (**Figure 8.7**).

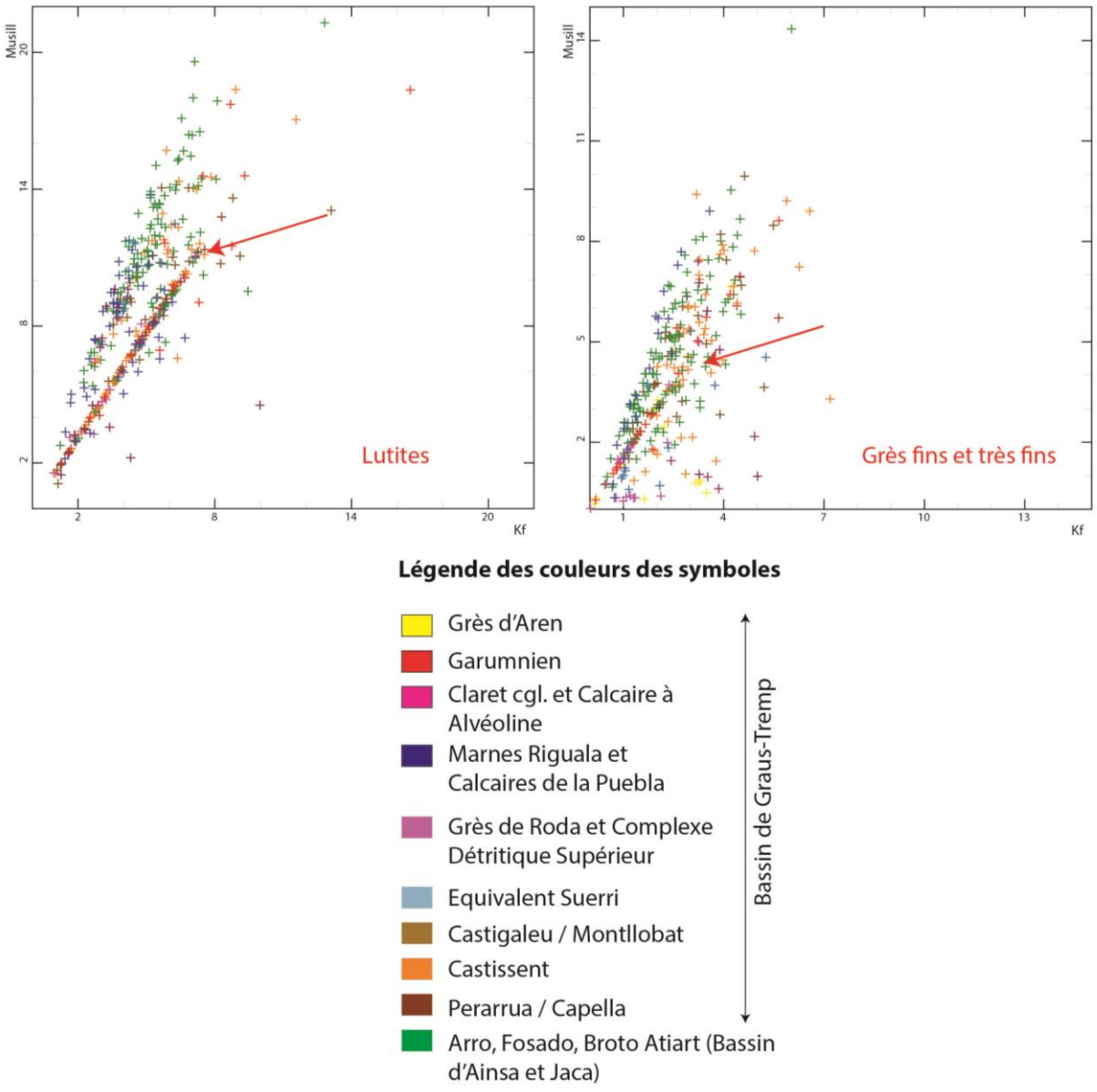


Figure 8.7 *: Diagrammes « muscill » vs feldspath potassique illustrant les artefacts de calcul dans les grès très fins et fins, les lutites et les carbonates.*

Pour pallier ce biais, il nous faut introduire une contrainte supplémentaire sur le calcul minéralogique, en excluant du cortège minéralogique l'une des phases qui contribuent à générer l'artefact (le feldspath potassique, la kaolinite ou la muscill).

Nous proposons pour les lutites d'enlever le feldspath potassique du calcul. Cela peut se justifier par le fait que les feldspaths potassiques, plus résistants que les plagioclases à l'altération et à l'abrasion mécanique lors du transport, conservent une taille relativement grande dans les sables, ce qui limite leur accumulation dans les granulométrie très fines. Les six échantillons de lutites quantifiés par DRX en roche totale montrent des proportions de feldspath potassique entre 2.4 et 4.7 %. Cela semble tout de même assez élevé (et peut-être aussi lié à la marge d'erreur de la méthode Rietveld), mais reste très inférieur à la proportion de mica potassique dans les mêmes facies.

Pour les grès fins et très fins en général, nous choisissons d'enlever la kaolinite du calcul minéralogique, en admettant que 1) les effets de la kaolinisation sur les plagioclases et les micas sont limités dans ces granulométries relativement fines et peu perméables, 2) que le dépôt de ces grès dans un courant (traduit par la présence de structures sédimentaires de type lamination plane parallèle ou ride de courant) ne permet pas le dépôt de kaolinite détritique. NB : ce n'est bien entendu qu'un choix « faute de mieux ». On notera que pour les grès continentaux ou de plaine deltaïque du bassin de Graus-Tremp, le calcul minéralogique sans kaolinite n'est pas possible. Ces grès ont été soumis (au même titre que les grès moyens et grossiers) à une kaolinisation intense, et, pour ces échantillons, les résultats du calcul minéralogique prenant en compte la kaolinite dans la liste des minéraux ont été utilisés.

Le principe du calcul avec un nombre de minéraux supérieur au nombre de contraintes chimiques génère certaines corrélations indues entre minéraux calculés.

Le calcul minéralogique montre néanmoins de bons résultats dans les grès moyens et grossiers pour les minéraux majeurs (quartz, feldspath potassique, feldspath sodique, calcite, dolomite) et pour la kaolinite. La quantification de la minéralogie à partir des données chimiques est plus difficile pour les argiles et micas, mais différents regroupements de minéraux alumineux comme « biotite+muscill+chlorite+smectite » ou la somme des phyllosilicates montrent une corrélation acceptable avec les résultats de minéralogie mesurée par la DRX et le Qemscan.

La validité de cette minéralogie calculée n'a pu être testée directement que pour les échantillons de grès du bassin de Graus-Tremp. Aucune vérification n'a pu être effectuée sur les grès du Bassin d'Ainsa, et sur les argilites et carbonates des Bassins de Graus-Tremp et d'Ainsa.

Le même principe de calcul minéralogique fournit une image assez éloignée de la réalité pour les lutites, les grès très fins et fins. Cette image est un peu améliorée en excluant la kaolinite dans certains grès fins et très fins, et le feldspath potassique dans les lutites.

8.2 IMPACT DE LA DIAGENESE SUR LA MINERALOGIE DES ARENITES ET DISCRIMINATION DE LA MINERALOGIE INITIALE

Nous avons montré précédemment que l'inversion des données chimiques permet une quantification acceptable de certains minéraux ou regroupement de minéraux dans les grès moyens et grossiers (quartz, feldspath potassique et sodique, calcite, dolomite, kaolinite et le regroupement biochlo+chlorite+muscill+smectite). Ceci peut dès lors nous permettre d'étudier les variations de la minéralogie à l'échelle du bassin. La validation de la minéralogie calculée par les méthodes directes n'étant acquise que pour les grès moyens, grossiers et très grossiers, nous utiliserons le moins possible les résultats obtenus sur les grès fins et très fins.

Objectifs

- Mettre en évidence l'impact de la diagenèse et sa répartition à l'échelle du bassin
- S'affranchir des effets de la diagenèse pour discriminer des pétrofaciès pouvant être interprétés en termes de changement de sources.

8.2.1 Impacts de la diagenèse sur les feldspaths

Les proportions de feldspath potassique (KF), de plagioclase (NaF) et de kaolinite visualisées dans les diagrammes NaF vs KF et NaF vs kaolinite (**Figure 8.8**) permettent de distinguer quatre types de grès :

- Un premier type minéralogique correspond à des grès pauvres en feldspaths sodiques (<2 %) et riches en kaolinite (>4 %). L'observation pétrographique de ces grès montre qu'ils présentent de la kaolinite précoce, il s'agit donc des grès kaolinisés et dont le plagioclase détritique initial a été détruit. Ils appartiennent aux Formations Castigaleu (coupes de Collatrava, Montanana, South Ribagorzana et Isabena), Castissent (coupes de Collatrava, South Ribagorzana, Luzas, Isabena, Campo, Bacamorta et Santo Cristo) et Capella (coupes de l'Isabena et de Luzas), dans le bassin de Graus-Tremp, auxquels il faut ajouter les grès très grossiers des chenaux distributaires des Grès de Roda, et certains grès du Garumnien (coupe de l'Isabena). Les environnements de dépôt concernés sont les domaines continentaux et littoraux proximaux.
- Un second type de grès montre une grande richesse en plagioclase (NaF > 4 %) par rapport au feldspath potassique (KF < 4 %). L'étude pétrographique indique qu'il s'agit des grès albitisés, dans lesquels l'albite authigène remplace une partie du feldspath potassique. La proportion de kaolinite inférieure à 4 % dans ce groupe montre qu'ils sont peu affectés par la kaolinisation précoce ou tardive. Les échantillons correspondants sont localisés dans le bassin d'Ainsa (coupes de Lacort, Atiart, Pocino, San Esteban, Los Molinos) et celui de Jaca (coupe de Fanlo).

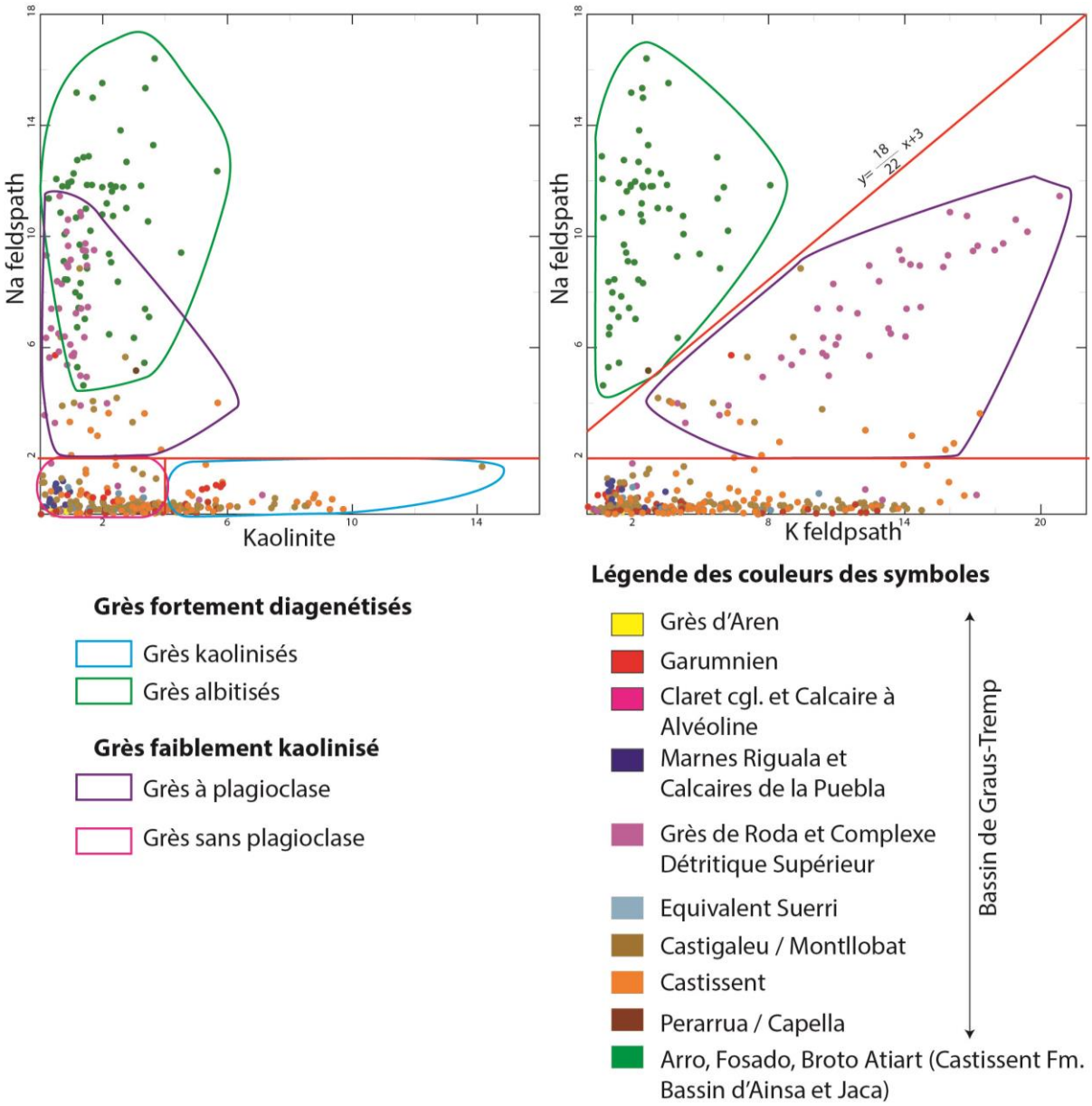


***Figure 8.8** : Discrimination de quatre types de grès à partir des diagrammes kaolinite vs plagioclase et feldspath potassique vs plagioclase. Deux types de grès sont affectés par la diagenèse (grès kaolinisés et albitisés), les deux autres types sont faiblement impactés par la diagenèse.*

- Un troisième type de grès est simultanément riche en plagioclase et en feldspath potassique. Ce sont des grès feldspathiques. L'observation pétrographique de ces grès montre qu'ils sont peu affectés par la kaolinisation (kaolinite < 4 %) et par l'albitisation. Ce type de grès est celui dont les feldspaths détritiques sont les mieux préservés au cours de la diagenèse. C'est le cas pour les Grès de Roda (coupe de l'Isabena), les grès marins du Complexe Détritique Supérieur (coupe de l'Isabena) et certains grès des formations Castigaleu (base de la coupe de Campo) et Castissent (sommet de la coupe de Campo). Ce groupe comprend aussi trois échantillons de la formation Castigaleu reconnue dans l'anticlinal de Boltana (environnement de plateforme externe). Les environnements de dépôt concernés sont marins (subtidaux principalement).
- Un quatrième type de grès montre une très faible proportion de plagioclase (<2 %) et de kaolinite (<4 %). L'abondance en feldspath potassique est variable (entre 0 et 14 %). Ces grès sont donc peu impactés par la kaolinisation et l'albitisation et l'absence de plagioclase tient au

pétrofaciès plutôt qu'à la diagenèse. Plusieurs formations montrent ce type de grès, et les environnements de dépôts sont assez divers, au sein même d'une seule formation.

- Les Grès concernés sont ceux d'Aren (environnement deltaïque / shoreface, coupe de l'Isabena), des grès du Garumnien (environnement continentaux, coupe de l'Isabena), des grès équivalents des conglomérats de Claret dans la coupe de Campo (environnement continental), des grès des formations des Calcaires de la Puebla dans la coupe de Campo, des grès équivalents de la formation de Porredo ou de Suerri (environnement subtidal, coupe de Tremp et de South Ribagorzana), des grès de la Formation Castigaleu (environnement subtidal, coupe de Campo ; baie, plaine deltaïque, intertidal et deltaïque, coupe de l'Isabena ; continental, coupe de South Ribagorzana), des grès turbiditiques de l'équivalent de la Formation Castigaleu dans l'anticlinal de Boltana, des grès de la Formation Castissent (environnement de plaine deltaïque, coupes de Bacamorta et Campo ; deltaïques, coupe de Santo Cristo, subtidal, coupe de Campo, continentaux, coupe de l'Isabena, Luzas, Mas del Faro, South Ribagorzana), des grès de la formation Capella (environnement continental et deltaïque, coupes de Collatrava, Isabena, Montanana).

Une partie de l'assemblage minéralogique, relatif au contenu en feldspath, est surtout le reflet de la diagenèse avec des grès albitisés ou kaolinisés. Deux autres types de grès sont faiblement impactés par ces processus, ils présentent tous les deux de faibles proportions de kaolinite et se différencient par leur contenu en feldspath.

- Les grès fortement kaolinisés sont limités au bassin de Tremp, et pour l'essentiel localisés dans les formations situées au-dessus du Morillo (Castigaleu, Castissent et Capella). Ils sont issus des domaines proximaux (continentaux et littoraux proximaux) et plus rarement du domaine subtidal.
- Les grès albitisés sont localisés dans le bassin d'Ainsa : l'albitisation du feldspath potassique affecte toute la série sédimentaire au niveau de la coupe d'Atiart (depuis la Formation des Calcaires de la Puebla jusqu'à la Formation Perarrua) et plus généralement, toutes les unités inférieures du groupe Hecho.
- Les grès de Roda, du Complexe Détritique Supérieur, ainsi qu'une très faible proportion des échantillons des formations Castigaleu et Castissent (domaine marin) semblent avoir préservé le feldspath détritique initial.
- Pour d'autres unités (Aren, Garumnien, Ilerdien et les facies très carbonatés de la Castigaleu et de la Castissent), la quantité de feldspath primaire était vraisemblablement trop faible pour que les effets de la diagenèse soient évalués via la minéralogie calculée.

8.2.2 Discrimination des sources par soustraction du signal diagénétique

Bien que la minéralogie des feldspaths soit en grande partie contrôlée par la diagenèse, nous proposons ici de discriminer des variations minéralogiques initiales et donc, potentiellement, des changements de source entre les différentes formations. Dans une certaine mesure, il est possible de

s'affranchir de l'impact de la diagenèse des feldspaths (albitisation et kaolinisation) en émettant deux postulats :

- Lepremier postulat est que la kaolinite des grès, lorsqu'elle est présente en quantité importante, dérive principalement de la transformation du plagioclase. L'étude pétrographique du chapitre 7 a montré que la kaolinite peut aussi dériver de la muscovite, ou être issue de la télogénèse, mais ces transformations paraissent beaucoup moins importantes en volume.
- Le second postulat est que l'albite authigène dans le bassin peut être considérée comme représentant, au premier ordre, la fraction de feldspath potassique détruit par l'albitisation. En effet, l'équation de réaction classique de l'albitisation d'un feldspath potassique ($KAlSi_3O_8+Na=NaAlSi_3O_8+K$; Schöner et al., 2008) montre qu'il n'est pas choquant d'assimiler la quantité d'albite authigène à des feldspaths potassiques présents dans la minéralogie initiale. Ceci est une approximation, puisque d'autres réactions chimiques accompagnent l'albitisation, mais du point de vue chimique cela revient à considérer que la somme Na+K est conservative.

Moyennant ces approximations, la somme des pourcentages calculés sous A2M « plagioclase + feldspath potassique + kaolinite » peut être interprétée comme représentative de la quantité de feldspath détritique initialement présente dans la roche, et donc représentative du paramètre F utilisé par les pétrographes en comptage de points. NB : nous considérons que le calcul minéralogique fournit une estimation convenable de cette grandeur uniquement pour les grès moyens, grossiers et très grossiers, et qu'il peut être biaisé pour les grès fins.

De la même manière, nous serons amenés à utiliser le résultat du calcul A2M pour :

- le quartz, comme s'il s'agissait du paramètre Q des pétrographes, avec une réserve pour le quartz porté par les fragments lithiques.
- La calcite + dolomite pour les carbonates, ce qui correspond pour les pétrographes à la somme des carbonates détritiques (extrabasinaux, CE) et des bioclastes (intrabassinaux, CI).
- La somme biochlo + chlorite + muscill + smectite comme s'il s'agissait du paramètre L des pétrographes ; dans ce cas précis, il n'y a pas de fragment de roche volcanique, les éléments lithiques silico-alumineux (recensés au chapitre 7) contiennent peu de feldspath, et cette somme correspond à la fraction alumineuse et ferrifère des classes Ls (lithiques sédimentaires) et Lm (métamorphiques) des pétrographes.

Munis de ces outils, et avec ces approximations, nous proposons une classification des grès moyens à grossiers par pétrofaciès (arénites quartziques, litharénites, calclithites, arénites feldspathiques…) proches de ceux identifiables en pétrologie traditionnelle. Ainsi, nous proposons de différencier successivement 1) des grès riches en clastes carbonatés qu'ils soient dolomitiques ou calcaires (extrabasinaux et intrabassinaux), puis 2) des grès riches en clastes terrigènes (quartz, feldspath ou lithique terrigène) et 3) de différencier les arénites feldspathiques des litharénites.

8.2.2.1 Caractérisation des grès dominés par les clastes carbonatés

Afin de discriminer les échantillons riches en clastes carbonatés, nous proposons de comparer la fraction carbonatée des grès (calcite et dolomite) par rapport à leur fraction silicoclastique (hors

quartz), estimée par la somme de KF + NaF + biochlo + chlorite + muscill + smectite + kaolinite. Ces deux grandeurs (terrigène et carbonatée) sont rapportées au quartz sur la**Figure 8.9**.

Pour l'interprétation de ce diagramme en terme de pétrofaciès, nous partons du principe que pour une même granulométrie, les teneurs en calcite sont liées aux variations de proportion des clastes calcaires plutôt qu'aux variations de l'abondance du ciment calcitique et que, *in fine*, le ciment calcitique peut être largement lié au recyclage d'éléments calcaires détruits par pression-dissolution. Les grès riches en carbonate dont nous avons les lames minces correspondent effectivement à des calclithites. En outre, il n'est pas possible de distinguer dans cette fraction carbonatée la part des carbonates détritiques intrabassinale vs extrabassinale pour les grès marins. Les variations du rapport (calcite+dolomite)/quartz sont donc interprétées comme étant liée aux variations de CE+CI vs Q (selon la classification de (Zuffa, 1980). La discrimination des échantillons de grès moyens et grossiers considérés comme des calclithites s'effectue au moyen d'un *cut-off* défini par la droite y=(8/2.5)x+1.5, et qui, incidemment, sépare le domaine des grès feldspathiques et celui des grès albitisés définis précédemment. Les échantillons de grès fin et très fins montrent le même type de dispersion que les grès moyens et grossiers (**Figure 8.9** et **Figure 8.10**). Le même cut-off peut être défini.

Les grès riches en clastes carbonatés ainsi identifiés présentent une répartition assez large, comprenant dans le bassin de Graus-Tremp:

- les échantillons du Garumnien continental dans la coupe South Ribagorzana, (sans carbonates intrabassinaux), et trois échantillons de la formation Navarri (coupes de Campo) et quatre du faciès Garumnien (coupe de l'Isabena) qui sont aussi riches en carbonates mais dont certains correspondent à des environnements marins, et donc potentiellement riches en carbonates intrabassinaux.
- les échantillons de grès fluviaux équivalents aux conglomérats de Claret dans la vallée de Campo.
- tous les échantillons de grès moyen de plateforme turbiditique dans les Marnes de Riguala et de la Puebla (coupe de Campo) dans lesquels la composante carbonatée est principalement intrabassinale, et quelques grès fins associés ;
- des échantillons gréseux des équivalents de Porredo et Suerri dans la coupe de Tremp et de South Ribagorzana, aussi en environnement marin ;
- quelques échantillons de grès continentaux de la Formation Castigaleu dans les coupes de South Ribagorzana, Luzas et Montanana, quelques échantillons de grès bioclastiques dans la coupe de l'Isabena et 8 échantillons de la coupe de Campo dans des faciès subtidaux ;
- quelques échantillons continentaux de la Formation Castissent dans les coupes de South Ribagorzana, Mas del Faro et Isabena ;
- quelques échantillons de grès moyens et grossiers de la Formation Capella dans le bassin de Graus-Tremp dans les coupes de Luzas, South Ribagorzana et Montanana, d'environnements continentaux et littoraux.

Contrairement au grès grossier, certains grès fins et très fins du bassin d'Ainsa montrent des grès riches en clastes carbonatés, qui se distinguent par leur abondance en nummulites:

- quelques échantillons de l'équivalent de la Formation Castigaleu dans les coupes d'Atiart (3échantillons) et de Lacort (1 échantillons) ;
- quelques grès de la partie pro deltaïques de la Formation Castissent dans la coupe de Pocino.

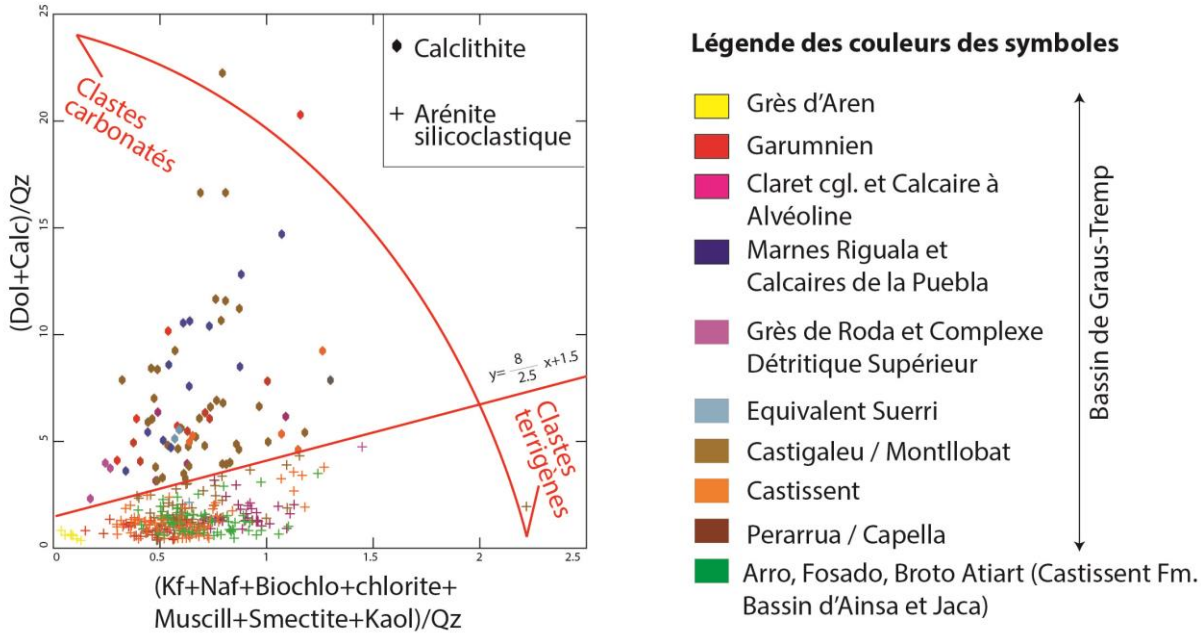


***Figure 8.9** : Diagramme de la fraction carbonatée vs la fraction silicoalumineuse rapportées au quartz dans les grès moyens et grossiers du bassin de Graus-Tremp-Ainsa. Les échantillons riches en carbonates (CE+CI) sont séparés par un cut-off.*

La différenciation de ces échantillons riches en carbonates a son importance, notamment dans les environnements continentaux, car elle indique une contribution de sources sédimentaires probablement mésozoïques.

On notera que bien que situés dans le domaine marin et contenant des éléments bioclastiques, les grès turbiditiques du bassin d'Ainsa ne sont jamais aussi riches en carbonates que certains des grès continentaux du bassin de Tremp. Cela peut traduire 1) l'éloignement du bassin d'Ainsa par rapport aux sources carbonatées nourrissant le bassin de Graus-Tremp ou 2) une tendance à la rétention sélective des clastes carbonatés de grandes dimensions dans les parties amont du dispositif sédimentaire.

La composante « dolomitique » de la fraction carbonatée de ces grès peut aussi être visualisée sur le diagramme « fraction lithique/quartz » vs (dolomite/quartz) présentée en **Figure 8.11**. La répartition de ces calclithites à clastes dolomitiques est compliquée. Les clastes dolomitiques sont abondants dans quelques niveaux isolés du Garumnien (2 échantillons dans la coupe de South Ribagorzana et un dans la coupe de l'Isabena) et dans les grès fins de l'intervalle clastique de l'Ilerdien. On en rencontre également dans la formation Castigaleu (anticlinal de Boltana, 2 échantillons dans la coupe de l'Isabena, 5 échantillons dans la coupe de South Ribagorzana, 5 échantillons dans la coupe de Campo et 2 échantillons dans le bassin d'Ainsa), dans la formation Castissent (4 échantillons des coupes de South Ribagorzana, Mas del Faro et Isabena, et coupe

d'Atiart dans la partie prodeltaïque) et dans la Formation Capella (4 échantillons des coupes de South Ribagorzana et Montanana). Tous ces échantillons pointent soit sur un remaniement des dolomies du Garumnien ou sur une source dolomitique, Mésozoïque et plus spécifiquement du Jurassique.

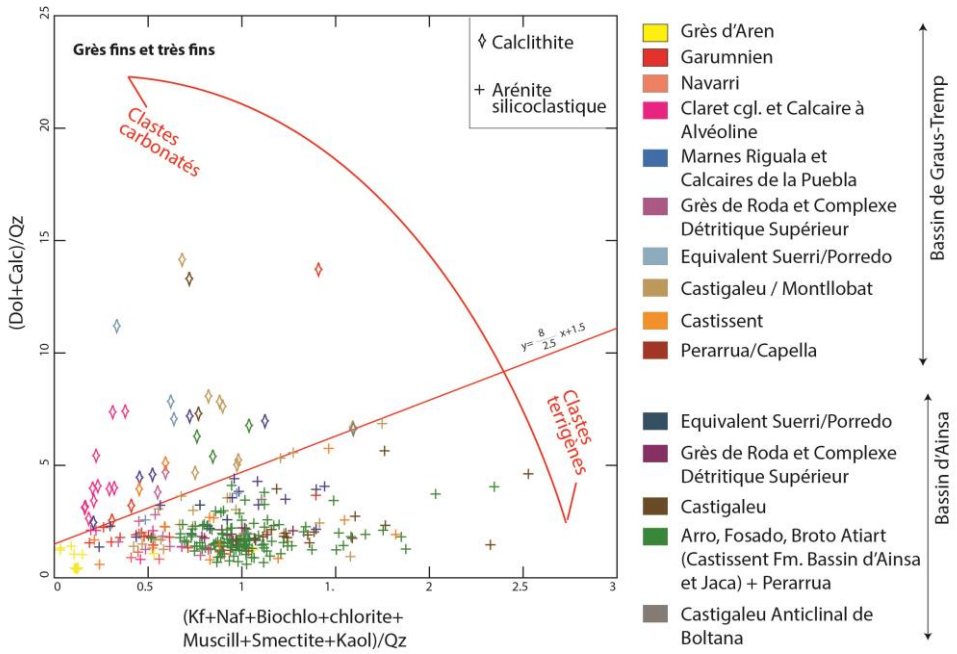


Figure 8.10 *: Diagramme de la fraction carbonatée vs la fraction silicoalumineuse rapportés au quartz dans les grès fins et très fins du bassin de Graus-Tremp-Ainsa. Les échantillons riches en carbonates (CE+CI) sont séparés par un cut-off.*

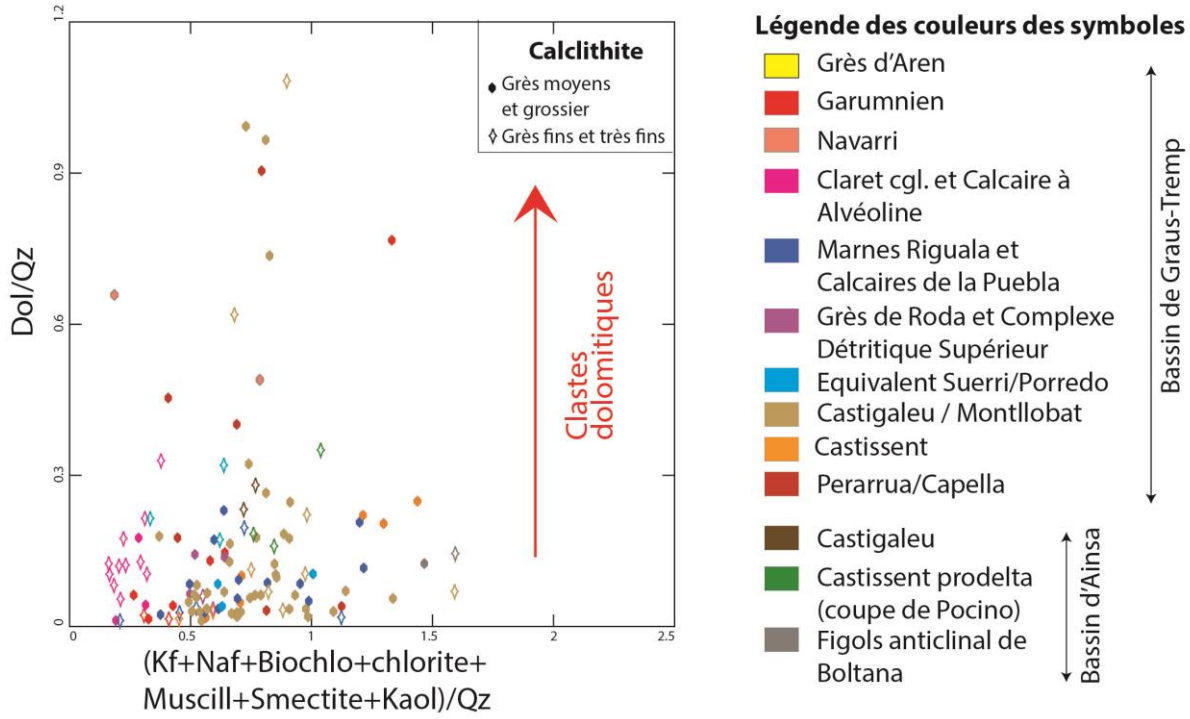


Figure 8.11 *: Diagramme « fraction terrigène »/quartz vs dolomite/quartz, permettant de discriminer les clastes dolomitiques dans les calclithites. Les grès très fins et fins sont figurés avec les grès moyens et grossiers.*

8.2.2.2 Caractérisation des grès dominés par les clastes terrigènes

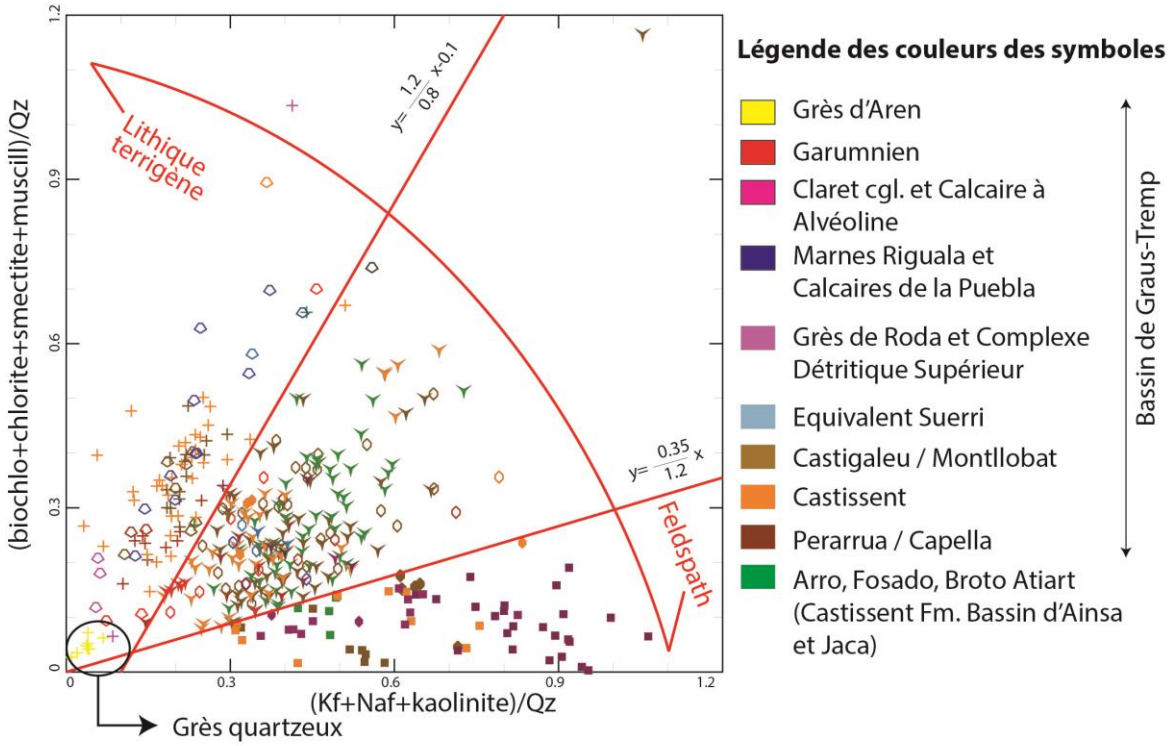
L'étude pétrographique du chapitre 7 nous a montré que les fragments lithiques étaient porteurs de quartz, chlorite, biotite, muscovite et de smectite. Ils sont essentiellement dépourvus de feldspath. Le feldspath contenu dans les grès provient donc exclusivement de la contribution plutonique au matériel détritique. A cette contribution pourrait être associée une partie des micas (biotite et muscovite) : cependant les observations sur lames minces dans ces granulométries nous montrent que les biotites ou muscovites plutoniques sont exclusivement associées aux grès feldspathiques, et leur quantité n'excède pas celle des feldspaths. Les quantifications DRX roche totale et Qemscan associées aux images Qemscan nous montrent aussi que les grès pauvres en feldspaths sont des litharénites et que micas et chlorites sont alors associés aux lithiques silicoclastiques. Les comparaisons avec les quantifications par DRX et Qemscan nous ont aussi montré que la quantification du groupement biochlo+muscill+smectite+chlorite est correcte. Ceci nous incite donc à utiliser ce regroupement pour tracer la fraction alumineuse de la composante lithique terrigène : on notera toutefois que le quartz des fragments lithiques est, quant à lui, comptabilisé dans le minéral quartz, alors qu'il est associé aux fragments lithiques en comptage de points conventionnel.

La **Figure 8.12** permet de visualiser les contributions respectives de la fraction lithique terrigène et de la fraction feldspathique relativement à l'abondance du quartz et nous permet de discriminer 3 types de grès à l'aide de droites servant de *cut-off.*

- En dessous de la droite y=0.35/1.2x, se trouvent les grès les plus feldspathiques et les plus pauvres en lithiques terrigènes. Ils correspondent essentiellement aux Grès de Roda et du Complexe Détritique Supérieur dans la coupe de l'Isabena (marin et distributaire deltaïque). A cela s'ajoutent quelques grès de la Formation Castigaleu de la coupe de l'Isabena et de la Formation Castissent de la coupe de Bacamorta. Ces grès sont définis comme des arénites feldspathiques.
- Au-dessus de la droite y=(1.2/0.8)x-0.1, les grès sont riches en lithiques terrigènes et pauvres en feldspath. On y retrouve 1) quelques échantillons de la Formation de Castigaleu dans la coupe de l'Isabena et de Campo et un intervalle de 3 échantillons dans la coupe de South Ribagorzana, 2) quelques échantillons de la Formation Castissent dans les coupes de Luzas, de Santo Cristo, de l'Isabena, et de Collatrava 3) quelques grès de la Formation Capella dans la coupe de Collatrava et de Isabena.
- Les compositions intermédiaires se rencontrent dans les grès turbiditiques de la Formation Castissent dans le bassin d'Ainsa (coupes de Fanlo, Fosado, Los Molinos, San Esteban) et les grès moyens de la partie prodeltaique de Castissent dans la coupe d'Atiart. La majorité des grès de la Formation Castigaleu dans l'Isabena et Campo montre le même type de composition. Certains grès de la Formation Castissent dans les coupes Santo Cristo, South Ribagorzana, Isabena, Campo et Santo Cristo montrent aussi ce genre d'assemblage ainsi que quelques grès de la Formation Capella dans les coupes de l'Isabena et de Luzas. Trois grès des Grès de Roda sont aussi dans cette zone du diagramme et montrent une plus grande abondance de micas par rapport aux arénites feldspathiques. Tous ces grès sont définis comme des litharénites feldspathiques.

En ce qui concerne les autres formations, un échantillon des grès du Garumnien montre une composition mixte en lithique terrigène et feldspathique, ainsi que les grès non carbonatés de la formation de Porredo/Suerri dans la coupe de South Ribagorzana. Les échantillons de la base des Grès d'Aren, le seul échantillon gréseux des conglomérats de Claret et dans une moindre mesure les grès du Garumnien se rassemblent près de l'origine du diagramme et montrent une composition où le quartz domine largement les fragments lithiques et le feldspath.

Les grès riches en clastes carbonatés (calclithites) montrent aussi des variations de second ordre liées à la présence secondaire de feldspaths ou lithiques terrigènes.



Légende des symboles: les types de grès

Clastes carbonatés	++	++	++	-	-	-
Clastes lithiques silicoclastique		+	++		+	++
Feldspaths	++	+		++	+	
	Calclithite feldspathique	Calclithite feldspathique à lithiques silicoclastiques	Calclithite à lithiques silicoclastiques	Arénite feldspathique	Litharénite feldspathique	Litharénite

++ Dominant
\+ Abondant
\- Rare

Figure 8.12 *: Grès moyens et grossiers : Diagramme (biochlo+ chorite+ smectite+ muscill)/quartz vs (NaF+Kf +kaolinite)/quartz, partagé en trois domaines correspondant aux arénites feldspathiques, aux litharénites et aux litharénites feldspathiques. Les calcilithites sont aussi subdivisées de la même manière.*

La distribution des composantes quartz, feldspaths et lithiques (Qz vs Kf+NaF+Kaolinite vs biochlo+chlorite+muscill+smectite) est représentée par formations sédimentaires, sur une série de diagrammes ternaires (**Figure 8.13**).

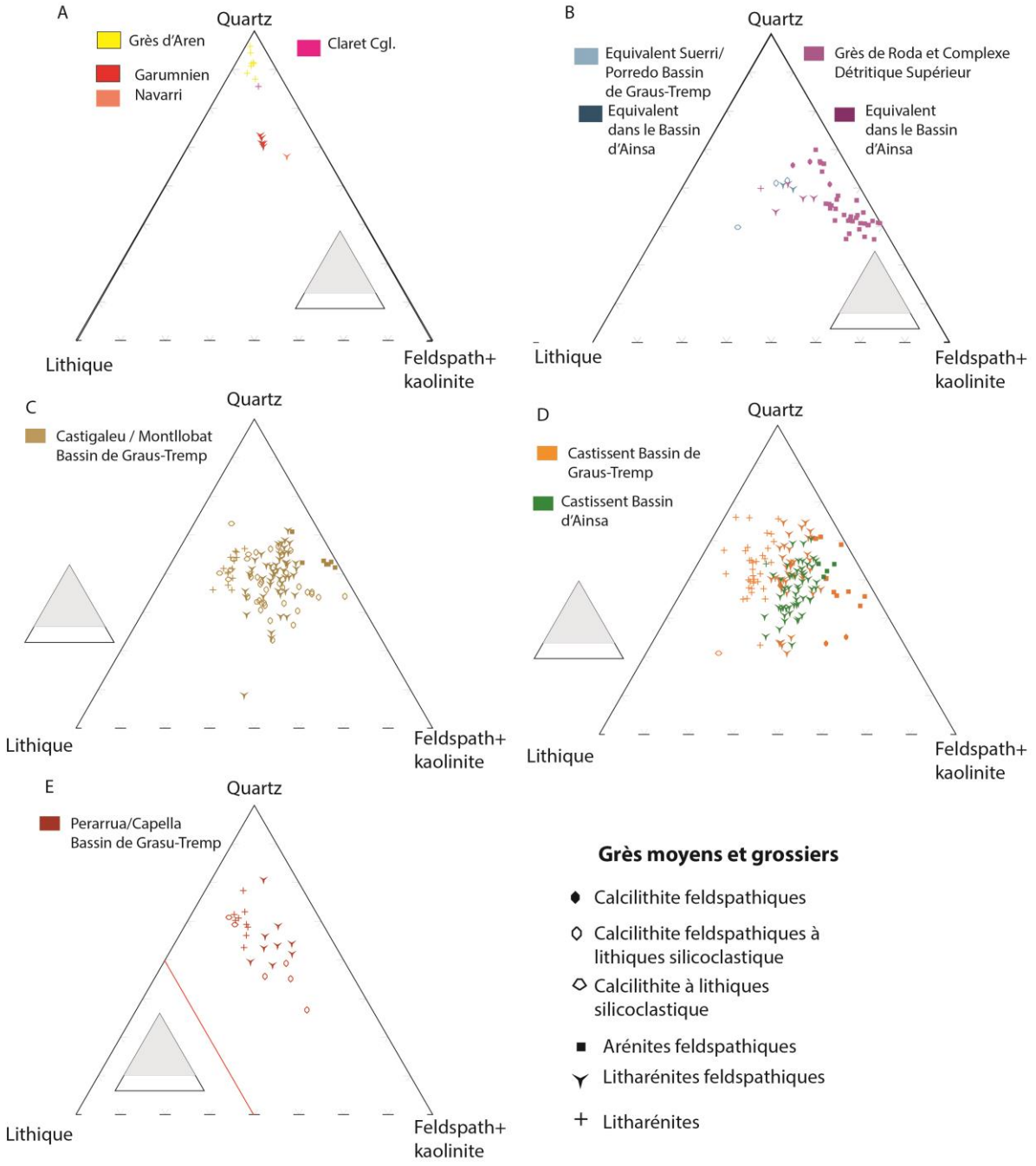


Figure 8.13 *: Diagrammes ternaires quartz vs (feldspath potassique + plagioclase + kaolinite) vs lithiques (biochlo + chlorite + muscill + smectite) des grès moyens à grossiers.*

La **Figure 8.13** A montre que les grès d'Aren sont de type quartzarénite. Les grès du Garumnien sont nettement plus riches en lithiques et en feldspaths + kaolinite. L'échantillon de grès moyen localisés dans la Formation des Conglomérats de Claret dans la coupe de l'Isabena a une composition de quartzarénite.

La **Figure 8.13** B montre que les Grès de Roda et du Complexe Détritique Supérieur sont plus riches en feldspaths. Les grès de Suerri / Porredo au sud du Bassin de Graus-Tremp (coupe de South Ribagorzana) sont riches en carbonates.

La Formation Castigaleu du bassin de Graus-Tremp (**Figure 8.13** C) montre plusieurs types de grès : des arénites feldspathiques, des litharénites feldspathiques, des litharénites et des calclithites. Ces quatre pétrofaciès sont aussi présents dans la Formation Castissent du Bassin de Graus-Tremp et d'Ainsa (**Figure 8.13** D). Les quelques échantillons de la Formation Capella dans le bassin de Graus-Tremp (**Figure 8.13** E) montrent des litharénites feldspathiques, des litharénites et des calclithites.

La formation Castissent, pour laquelle il est possible de comparer des grès moyens dans le Bassins de Graus-Tremp et dans celui d'Ainsa, montre que les compositions des grès sont très variables dans le Bassin de Tremp-Graus, avec des faciès à la fois très riches et très pauvres en feldspaths ou en lithiques, alors que les termes équivalents du bassin d'Ainsa montrent une dispersion plus réduite, et des termes dominés par les lithiques. Cette distribution (ou redistribution) du matériel terrigène renvoie a deux effets antagonistes de la paléogéographie :

- dans le Bassin de Graus-Tremp, en contexte continental et littoral assez proximal, le matériel gréseux des formations Castigaleu et Castissent n'échantillonne pas une source homogène, et sa composition varie en fonction de la zone drainée et de sa position dans le réseau hydrographique ;
- entièrement marin, plus distal, et surtout constitué de turbidites, le matériel gréseux délivré au bassin d'Ainsa est vraisemblablement homogénéisé par le mélange des matériaux issus des différentes zones drainées et par la reprise de sables déposés sur le continent, avant d'être à nouveau différencié (en fonction de la granulométrie) par le transport dans le bassin.

Les variations du rapport feldspath/quartz/lithiques, bien visibles dans le bassin de Tremp-Graus, indiquent probablement des effets locaux liés à une contribution plus ou moins importante du matériel plutonique (le feldspath) par rapport au matériel silicoclastique recyclé. Ces variations sont atténuées dans les grès du bassin d'Ainsa, où les variations du rapport feldspath+quartz/lithiques constituent l'essentiel de la différenciation minérale.

De même que les lithoclastes terrigènes, la fraction dolomitique est distribuée (ou redistribuée) en fonction de la paléogéographie (**Figure 8.14**) :

- pour les grès moyens et grossiers, ce sont surtout les litharénites qui sont porteuses des clastes dolomitiques, les arénites feldspathiques le sont beaucoup moins. Ceci va avec l'origine détritique de la dolomite dans les grès ;
- la granulométrie des grès fins favorise la concentration de la dolomite, cette granulométrie correspondant à la taille des microcristaux rhomboédriques libérés lors de l'altération mécanique des clastes dolomitiques ;
- la source dolomitique (le Jurassique) alimentait les sédiments lors du dépôt des Formations Castigaleu, Castissent et Capella. Cette source était aussi disponible pendant le dépôt des Grès de Roda car leurs équivalents stratigraphiques dans le bassin d'Ainsa est riche en clastes dolomitiques. Cela montre encore le caractère confiné des Grès de Roda (et du Complexe Détritique Supérieur) dans la vallée de l'Isabena, alimentés par un bassin versant réduit, et l'absence de communication, à cette époque, avec la vallée de l'Esera (Campo) ;
- la dolomite est retrouvée dans certains niveaux du Garumnien et dans l'intervalle clastique des Calcaires à Alvéolines mais celle-ci est plutôt associée au recyclage de dolomies du Paléocène (Hamon et al., 2016).

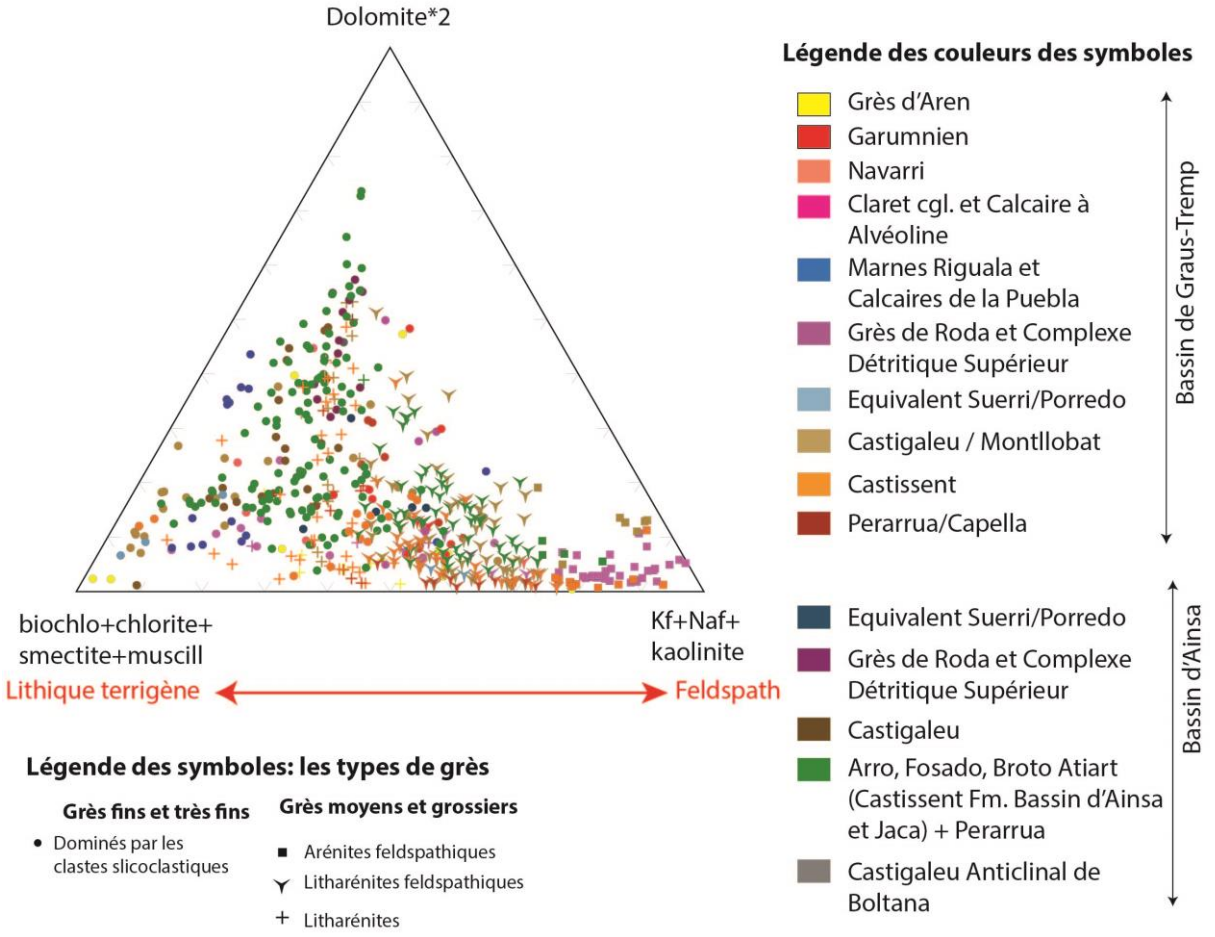


***Figure 8.14** : Diagramme ternaire présentant la distribution de la dolomie détritique relativement à l'abondance du matériel plutonique et sédimentaire ou métamorphique silicoclastique recyclé dans les échantillons de grès très fins à grossiers du bassin de Graus-Tremp-Ainsa. Les calclithites (fractions moyennes à grossières) ne sont pas représentées.*

8.3 APPRECIATION DU CALCUL MINERALOGIQUE APPLIQUE AUX LUTITES

Notre préoccupation est d'apprécier la qualité de l'estimation que fournit le calcul A2M sur la minéralogie *actuelle* des lutites. Les trois constituants essentiels, *i.e.* les phyllosilicates, la calcite et le quartz sont correctement estimés, précisément parce qu'ils sont les plus abondants et/ou qu'ils sont liés de manière simple à des indicateurs chimiques sur lesquels il n'y a pas beaucoup d'ambiguïté : la somme des phyllosilicates (biochlo+chloritem+kaolinite+muscill) reflète l'excès d'Al (exprimé comme Al-Na-K), la calcite reflète Ca et le quartz Si et le complément à 100 % de la somme des autres.

Au contraire, l'estimation de la minéralogie n'est pas si simple pour les phyllosilicates pris individuellement (chlorite, kaolinite, smectite, « biochlo », « muscill ») ni pour des constituants mineurs comme la dolomite ou le feldspath. Cette difficulté à estimer la minéralogie de ces minéraux mineurs a un impact important sur le budget minéralogique puisque que les lutites sont un matériel sédimentaire très abondant.

8.3.1 L'estimation de la proportions des phyllosilicates dans les lutites par calcul minéralogique

Appliqué aux lutites, le calcul minéralogique sous A2M ne fournit pas un résultat exploitable pour les phyllosilicates. Les raisons sont (entre autres) que le calcul a été calibré avec la stœchiométrie issue des minéraux constituants des grès. Au vu des données DRX sur fraction fine (**Figure 8.15**), le résultat du calcul A2M n'est pas satisfaisant ni pour le bassin de Graus-Tremp, ni pour celui d'Ainsa, dans lequel les proportions relatives des minéraux argileux sont différentes (la kaolinite disparaît, la smectite est très réduite).

Comme il n'est pas souhaitable, pour préserver la cohérence du jeu de données, d'ajuster « ad hoc » la liste des minéraux modèles qui sont utilisés pour des domaines distincts, nous prenons ici le parti, pour décrire les phyllosilicates dans les lutites, de ne conserver du calcul A2M que l'estimation de la somme des argiles (bioclo+chlorite+smectite+kaolinite+muscill) et nous considérons que la répartition de ce stock entre les différents phyllosilicates ne peut être décrite que par les proportions relatives de ces minéraux issues des données DRX sur fraction fine, avec la précision inhérente à cette méthode. Dans ces conditions, en ce qui concerne les phyllosilicates, l'upscaling des données à l'échelle du bassin peut être considéré comme allant de soi : le jeu de données DRX pour les fractions fines est assez dense sur la coupe de l'Isabena (presque tous les échantillons de lutites ont été traités), et pour le bassin d'Ainsa, même si la densité des échantillons analysés en DRX sur fraction fine est moindre, les proportions relatives des phyllites y sont bien plus constantes. NB : en constatant cette homogénéité, nous admettons que les lutites du bassin d'Ainsa ne nous fournissent pas d'élément probant pour discuter l'évolution du climat à l'Eocène inférieur.

Mis à part le problème de leur transformation par la diagenèse, il reste à voir ce qui, dans ces lutites, permet de juger de la qualité du jeu de données A2M pour les minéraux mineurs, de nourrir un bilan matière à l'échelle du bassin ou à identifier des variations dans la provenance du matériel.

8.3.2 Signification de la proportion de feldspaths et dolomite calculée dans les lutites

Pour évaluer le contenu d'un assemblage de minéraux sans recourir à la DRX, une pratique courante consiste à le trier par différentes méthodes (densimétriques, magnétiques…) et à analyser séparément les différentes fractions qui en sont issues. Nous disposons ici d'une information de ce type, car pour quelques-uns des échantillons étudiés en DRX et qui ont décarbonatés et triés par décantation, nous avons pu effectuer l'analyse chimique (ICP) de la fraction fine. Ce travail a été réalisé sur 33 échantillons dont 26 lutites. Nous n'avons pas pu, malheureusement, le mener de manière systématique, mais la comparaison entre la chimie des fractions fines et la chimie roche totale fournit de précieuses informations. La **Figure 8.16** (en haut) permet de faire cette comparaison pour les rapports K/Al, Na/Al et Mg/Al. Ne sont représentées que les lutites de la Castissent (Bassins de Graus-Tremp et d'Ainsa) en roche totale et deux groupes de compositions chimiques sur fractions fines décantées.

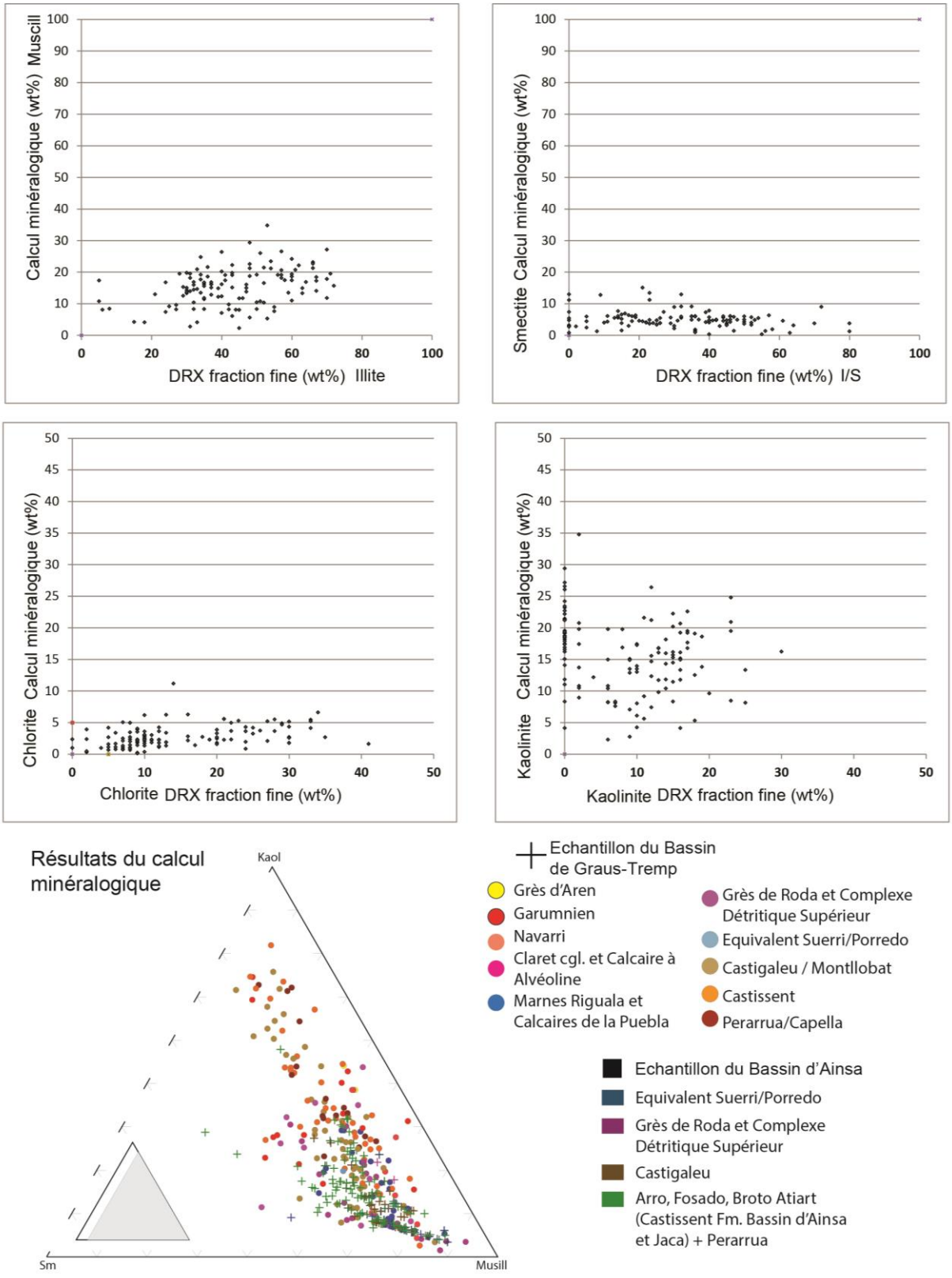


Figure 8.15 *: Comparaison des proportions d'argiles mesurées dans les lutites par DRX fraction fine vs calcul minéralogique A2M. Le diagramme ternaire du bas montre les proportions de muscill, de kaolinite et de smectite dans le Bassin de Graus-Tremp et celui d'Ainsa issues du calcul minéralogique. On remarque que*

certaines échantillons du Bassin d'Ainsa montrent de la kaolinite alors que les DRX fraction fine n'en montrent pas (Cf. nos résultats partie 7.2 dans le chapitre 7). Les échantillons du Bassin d'Ainsa sont par contre pour la plupart plus riches en Muscill, ce qui semble réaliste au vu des résultats DRX fraction fine.

Deux groupes de composition chimique sur fraction fine sont observés. Le premier groupe correspond à des lutites du Bassin de Graus-Tremp, et sa paragenèse (DRX) est dominée par la smectite R0 (40-50%) avec un peu de kaolin (10-20%). Le second groupe, qui provient de la coupe d'Atiart (n=10) dans le Bassin Ainsa, ne contient pas du tout de kaolin et beaucoup moins de smectite (10-20%, de type R1). Bien entendu, le rapport K/Al du deuxième groupe, riche en illite, est nettement supérieur à celui du premier.

La composition chimique des fractions fines (argiles) est pauvre en Na. Dans les lutites du Morillo, de la Castigaleu et du Garumnien du Bassin de Graus-Tremp, la comparaison argile-roche totale pour le rapport Na/Al (**Figure 8.16** haut) montre que ces deux matériaux ont des rapports Na/Al similaires. Cela suggère fortement que le Na des lutites est effectivement porté par la fraction fine. Au contraire, dans les 5 échantillons de Formation Castissent du Bassin de Graus-Tremp, et dans le secteur d'Atiart (Castissent, Marnes de Riguala et équivalent Suerri), et, très probablement, par extension dans tout le Bassin d'Ainsa, les rapports Na/Al sont plus importants dans les roches totales que dans les fractions fines, ce qui suggère que l'essentiel du Na des lutites doit être porté par du plagioclase. C'est précisément sur cette base que se fait le calcul A2M, ce qui rend donc assez juste l'abondance du plagioclase calculée dans les lutites. Les lutites du bassin d'Ainsa constituent donc un réservoir non négligeable de plagioclase à l'échelle du bassin.

Nous remarquons aussi que dans le Bassin d'Ainsa, les rapports K/Al des lutites (roches totales) et de leurs fractions fines sont assez similaires. Ceci suggère que le K est principalement porté par les phyllosilicates (illite/muscovite) plutôt que par le feldspath potassique. Les échantillons de la Castissent et un échantillon de la Castigaleu dans le Bassin de Graus-Tremp portent vraisemblablement du feldspath potassique.

Le même type de comparaison lutites/fractions fines (**Figure 8.16**, bas) permet de cerner la nature des minéraux porteurs de Mg (chlorite, smectite ou dolomie) : très peu de compositions de lutites se superposent aux compositions des fractions fines, et donc Mg n'est que très rarement porté par les seules argiles. Les compositions des lutites sont souvent beaucoup plus magnésiennes que les argiles qu'elles contiennent, en particulier dans le bassin d'Ainsa, et la dolomie détritique y est abondante (entre 4 et 15 % pour A2M).

8.3.3 Caractérisation et interprétations de la variabilité chimico-minéralogique dans la « branche » des lutites

Bien évidemment, les lutites ne sont pas seulement des phyllosilicates « pollués » par du quartz, des carbonates et d'autres minéraux mineurs, et leur composition est très loin d'être homogène. Comme l'a montré le screening géochimique du bassin (Partie 6.3 dans le Chapitre 6), les variations de composition dans les lutites sont très importantes, et le « style » de ces variations est différent de celui qui prévaut dans les grès moyens à grossiers. Ce « style » se caractérise par un fractionnement chimique intense des couples Zr/Al, Si/Al, Ti/Al (entre autres), un fractionnement chimique au contraire très modeste entre Al et les éléments de transition (Fe, V, Sc…) et des

corrélations de bonne qualité entre ces paramètres : ceci est schématisé et illustré sur la **Figure 8.17**, qui reprend une des projections utilisées dans le screening.

.

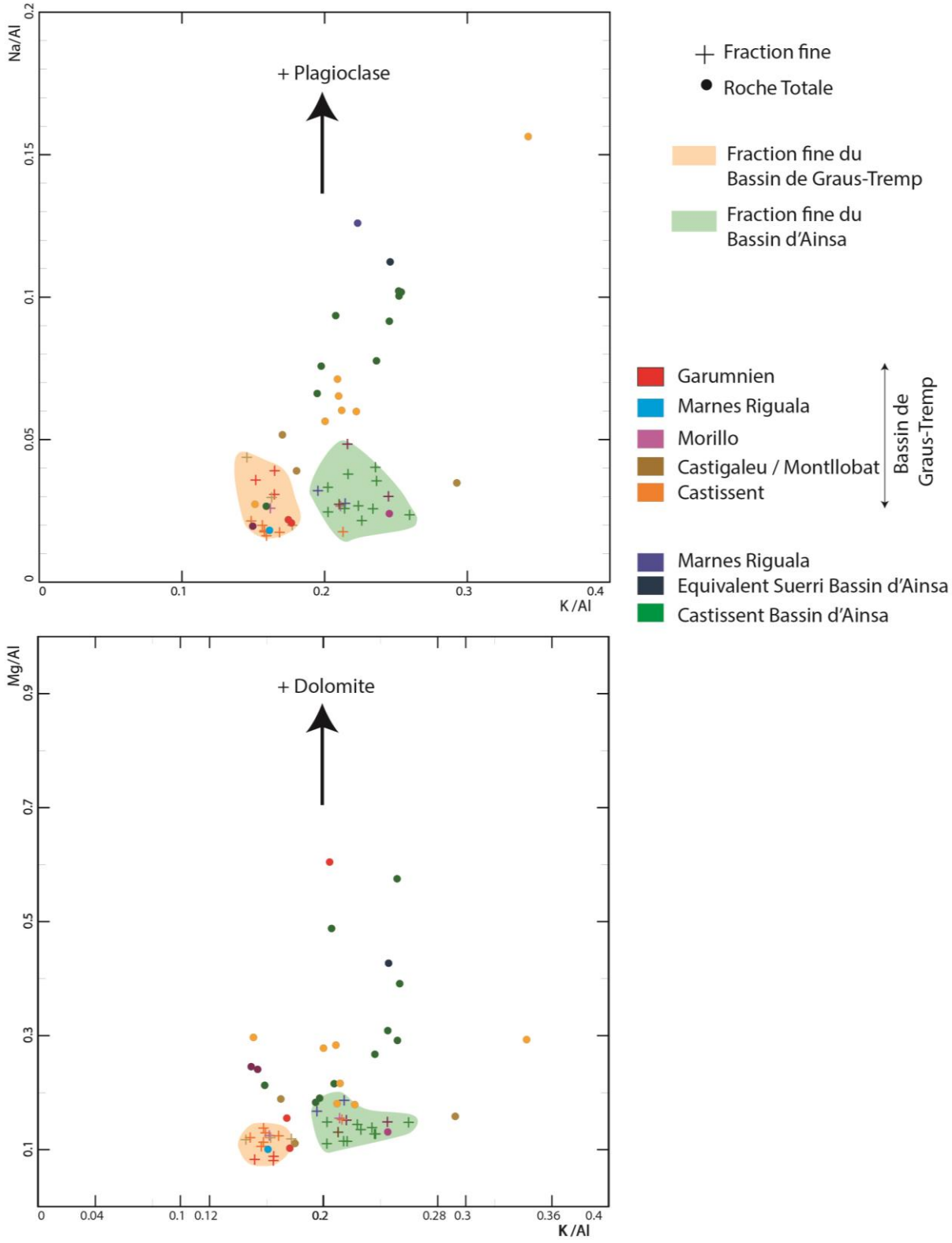


Figure 8.16 *: Relations Na/Al vs K/Al (A) et Mg/Al vs K/Al (B) en proportions molaires entre les compositions des lutites et celles de leurs fractions fines, dans le Garumnien, les Formations Morillo, Castigaleu et Castissent du Bassin de Graus-Tremp et dans la Formation Castissent du Bassin d'Ainsa.*

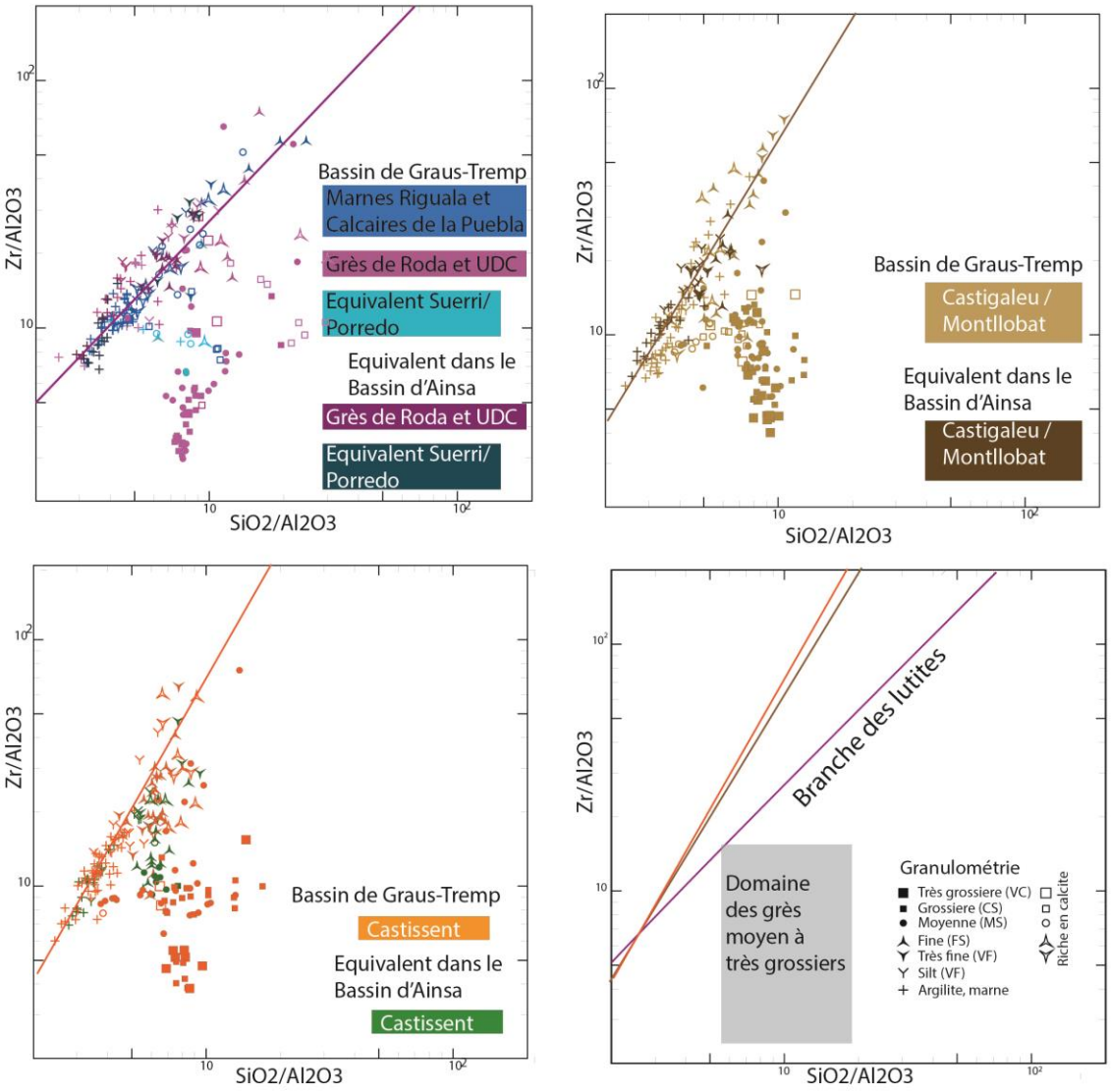


Figure 8.17 *: Répartition des compositions en fonction de la taille de grain (symboles) pour les unités Roda s.l., Castigaleu et Castissent, toutes coupes confondues. Le trend en pointillés représente la corrélation dans la « branche des lutites ». NB : on ne prétend pas que le mode d'organisation des compositions schématisé ici, qui est similaire sur ces trois exemples, soit générique pour tous les systèmes silicoclastiques.*

Les deux points clés sont ici que la composition chimique (et donc minéralogique) des lutites semble obéir à une loi, et que la même loi prévaut pour une partie du matériel gréseux, en l'occurrence la majorité des grès très fins et une bonne partie des grès fins (mais pas tous) : c'est cet ensemble de sédiments, qui partagent un même « style » de variabilité chimique, que nous désignons ici sous le nom de « branche des lutites », par opposition à celle des grès (moyens à très grossiers), qui s'en écarte beaucoup.

La distinction contrastée entres les lutites et les grès moyens à très grossiers renvoie bien entendu à la différenciation établie, dans les systèmes actuels, entre sédiments détritiques charriés (*bedload)*, i.e. des sables, et sédiments transportés en suspension (*suspended load*). Même si nous avons identifié la « branche des lutites » par le style de variation chimique qui la caractérise, pour le sédimentologue, le matériel qui la constitue n'est rien d'autre qu'un ensemble de sédiments transportés en suspension et déposés, sous diverses formes, dans diverses portions du bassin : débordements dans la plaine alluviale (levées, crevasse splays), siltites de prodelta, turbidites de basse densité, etc… Il s'agit d'une simplification, puisqu'une part de tractif peut être associée au suspensif, mais au premier ordre nous considérons ici que la « branche des lutites » représente des sédiments transportés en suspension, par opposition au sable transporté par charriage dans les rivières. Comme le transport en suspension lui-même favorise les mélanges plutôt que la différenciation chimique, la grande variabilité chimique que l'on observe dans la branche des lutites ne peut pas résulter de mélanges, et nous l'interprétons comme le résultat de la décantation des suspensions.

NB : on notera que la décantation est un mécanisme physique analogue à la cristallisation fractionnée ; comme toute distillation, elle génère des fractionnements chimiques considérables entre les constituants concentrés dans ce qui se sépare (le décantat) et ceux qui restent en suspension (le distillat).

Ici encore, il s'agit d'une simplification, mais cette interprétation conduit à réexaminer les variations de composition minéralogique dans la « branche des lutites » comme le résultat d'une différenciation, i.e. d'une ségrégation entre particules initialement contenues dans le même stock. Cette perspective est bien différente de celle dans laquelle nous avons interprété les variations de composition des grès moyens et grossiers, en termes de provenance ou de mélange de sources distinctes, plutôt qu'en termes de tri hydraulique dans le matériel charrié.

Dans la branche des lutites, nous considérons ici que les grés fins ou très fins riches en Si, Zr, représentent surtout des *décantats* et non la composition moyenne de la suspension. La provenance n'apparaît donc pas directement dans la composition de ces grès, et il faut plutôt la rechercher dans la manière dont cette composition varie entre décantats et distillats (i.e. les lutites appauvries en Si, Zr). En pratique, c'est la pente des corrélations entre Zr/Al et Ti/Al, Si/Al, La/Al, Y/Al, Sc/Al, V/Al, Cr/Al, pour s'en tenir aux constituants inertes, qui fournit une indication sur la provenance. Les variations observées ici, avec un fractionnement très intense du couple Zr/Al et dans une moindre mesure de La/Al, Y/Al et Ti/Al, peuvent facilement s'interpréter par la décantation sélective du zircon (pour Zr/Al), de la monazite (pour La/Al et Th/Al), du xénotime ou de l'apatite (pour Y/Al, Yb/Al) et des oxydes de Ti ou de l'ilménite (pour Ti/Al, Nb/Al), c'est-à-dire tous minéraux particulièrement denses et de petite taille dont le comportement hydraulique est équivalent à celui du quartz dans les sables fins/très fins. Malheureusement, tous ces minéraux denses sont communs dans les sources granitiques, métamorphiques ou sédimentaires : la monazite est le porteur des Terres Rares Légères typique des roches peralumineuses, métamorphiques et plutoniques. A l'inverse, il n'apparait ici pratiquement aucun fractionnement des couples V/Al et Cr/Al, ce qui suggère en retour que le cortège de petits minéraux très denses contient peu ou pas de magnétite (riche en V, cf. le groupe Ravenscar, (Daniel Garcia et al., 2004) ou de spinelle chromifère (cf. les sédiments récents de la plaine du Po, Amorosi et al., 2002). Ceci est cohérent avec l'absence de roches volcaniques basiques ou ultrabasiques dans les sources. La géochimie des lutites porte bien une indication de provenance, indication qui serait probablement utile dans une série ancienne et dans un contexte géotectonique

inconnu. Mais dans le bassin Sud-Pyrénéen, le contexte géotectonique n'est pas vraiment une inconnue, et ce signal géochimique ne suffit pas à discriminer les sources des différentes unités : la minéralogie de ces sources n'est pas assez contrastée, et le cortège de minéraux très denses pas assez diversifié.

Si les variations de composition dans la branche des lutites représentent bien, pour l'essentiel, le résultat d'une décantation, il est légitime de les interpréter en termes de granulométrie (au sens du principe d'équivalence hydraulique, Garzanti et al., 2011). Comme le montre la **Figure 8.18**, les compositions des grès très fins (phi entre 3 et 4) occupent le haut et la droite du domaine, alors que celles des argiles décantées pour la DRX (phi > 8), très appauvries en Si et Ti, se trouvent en bas à gauche. Nous mettons à profit les corrélations dans la branche des lutites pour construire un proxy granulométrique (très sommaire) basé sur leur rapport Ti/Al (ou Si/Al).

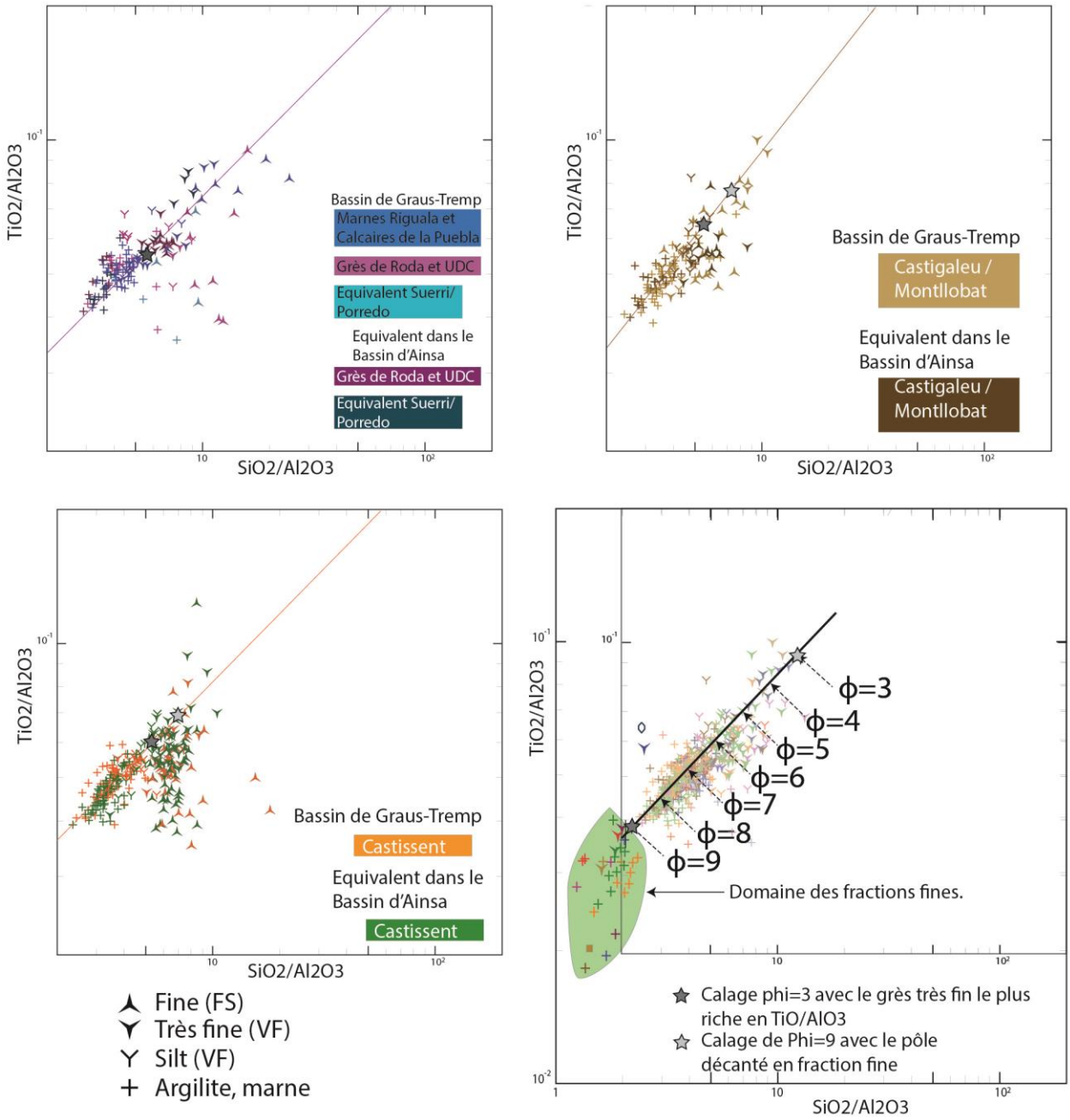


Figure 8.18 *: Répartition des compositions des lutites et des grès très fins pour les unités Roda s.l., Castigaleu et Castissent, dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa. La corrélation dans la « branche des lutites » et les compositions extrèmes des fractions fines séparées et des grès très fins servent de base pour le calage d'un « proxy granulométrique » indexé sur le rapport Ti/Al (ou Si/Al) du matériel).*

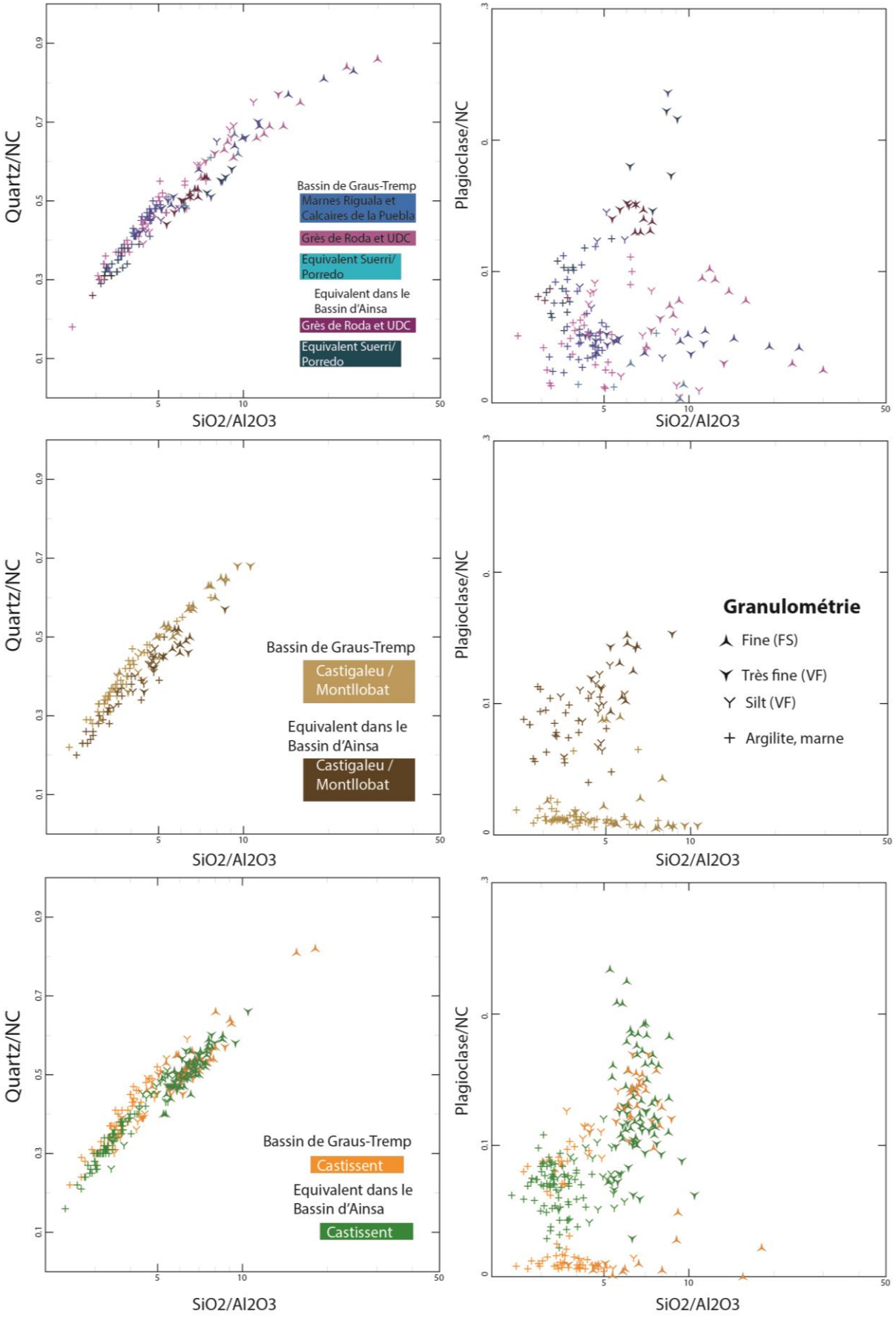
NB : Dypvik and Harris, (2001) proposent un indicateur granulométrique similaire, Rb/Zr ; mais Rb n'est pas utilisable ici à cause de sa mobilité dans la diagenèse (comme K, il est affecté par l'albitisation). Le plus pertinent ici serait d'utiliser le rapport Zr/Al, plus variable que Ti/Al, mais nous ne disposons pas de mesure de Zr pour la totalité des lutites, ni pour les fractions fines séparées.

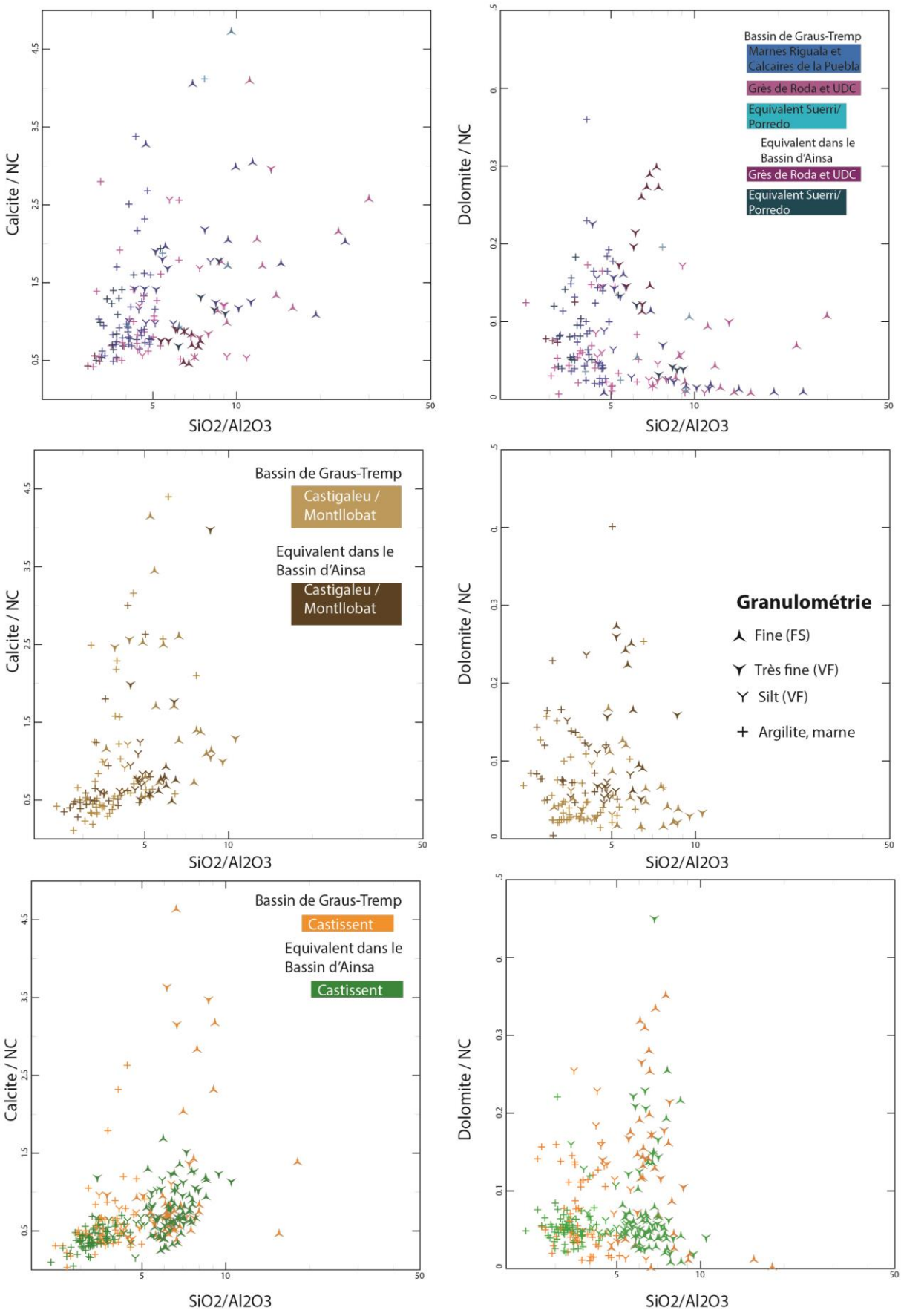
D'un point de vue granulométrique, les lutites sont vraisemblablement des siltites (phi entre 5 et 8) plutôt que des argilites (phi > 8) et les hémipélagites sont absentes. Les figures qui suivent montrent la relation, plus ou moins étroite, entre indicateur granulométrique et minéralogie. Dans la décantation, la tendance est, bien évidemment, à une augmentation de la quantité totale de phyllosilicates relativement au matériel silicoclastique (**Figure 8.19**). Le quartz en donne l''image inverse, par effet de fermeture, avec de petites différences selon les coupes, qui traduisent surtout l'abondance du feldspath : pour la même valeur du rapport Si/Al, le quartz est plus bas dans les lutites qui contiennent du plagioclase que dans celles qui n'en ont pas. Le plagioclase se concentre préférentiellement, avec le quartz, dans les granulométries les moins fines, quand il n'est pas éliminé par la diagenèse. Pour les formations Castigaleu et Castissent, le contraste est frappant entre les lutites du bassin de Tremp et celles du bassin d'Ainsa : les premières sont dépourvues de plagioclase, les deuxièmes en contiennent, parfois beaucoup, et son abondance augmente avec la granulométrie. Ce contraste donne exactement la même image de la paragenèse minérale que les grès moyens et grossiers : partout où le plagioclase des grès a été éliminé par la diagenèse (argilisation et/ou kaolinisation), il l'a été également dans les lutites.

NB : si l'idée que les lutites, comme les grès du bassin de Tremp, ont perdu leur plagioclase primaire dans la diagenèse, ce contenu « primaire » reste incertain, les lutites du bassin d'Ainsa ayant, quant à elles, subi l'albitisation, de même que les grès qu'elles contiennent.

Pour les carbonates, la tendance dans la décantation est aussi une diminution corrélée avec l'enrichissement en argiles. Les carbonates détritiques, surtout la dolomie, sont plus denses que les argiles, et on ne peut pas s'étonner de les trouver concentrés dans les fractions granulométriques les moins fines. Pour les bioclastes, ici surtout des nummulites, la différence de taille est importante (mm) et compense probablement la densité apparente plus faible liée aux cavités. La distribution de la dolomite montre que la source dolomitique (probablement du Jurassique) alimentait les sédiments lors du dépôt des Formations Castigaleu et Castissent. Cette source était aussi disponible pendant le dépôt des Grès de Roda car leurs équivalents dans le bassin d'Ainsa sont riches en clastes dolomitiques. Cela montre encore le caractère confiné des Grès de Roda (et du Complexe Détritique Supérieur) dans la vallée de l'Isabena, et l'absence de communication, à cette époque, avec la vallée de l'Esera (Campo). Cette distribution de la dolomite est conforme à celle observée auparavant dans les grès moyens/grossiers (Chapitre 8, partie 8.2.2.2).

Figure 8.19 *: Répartition du quartz et du plagioclase (4A) et des carbonates (4B) dans la branche des lutites pour les unités Roda s.l., Castigaleu et Castissent : les abondances sont normalisées au contenu non carbonaté (NC). Les symboles, relatifs aux coupes, sont ouverts pour le bassin de Tremp, et pleins pour le bassin d'Ainsa.*


Quartz/NC
SiO2/Al2O3
Plagioclase/NC
Bassin de Graus-Tremp
Marnes Riguala et Calcaires de la Puebla
Grès de Roda et UDC
Equivalent Suerri/ Porredo
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Grès de Roda et UDC
Equivalent Suerri/ Porredo
Bassin de Graus-Tremp
Castigaleu / Montllobat
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Castigaleu / Montllobat
Granulométrie
Fine (FS)
Très fine (VF)
Silt (VF)
Argilite, marne
Bassin de Graus-Tremp
Castissent
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Castissent


Calcite / NC
SiO2/Al2O3
Dolomite / NC
Bassin de Graus-Tremp
Marnes Riguala et Calcaires de la Puebla
Grès de Roda et UDC
Equivalent Suerri/ Porredo
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Grès de Roda et UDC
Equivalent Suerri/ Porredo
Bassin de Graus-Tremp
Castigaleu / Montllobat
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Castigaleu / Montllobat
Granulométrie
Fine (FS)
Très fine (VF)
Silt (VF)
Argilite, marne
Bassin de Graus-Tremp
Castissent
Equivalent dans le Bassin d'Ainsa
Castissent

8.4 MISE EN EVIDENCE DE LA RELATION MINERALOGIE-GRANULOMETRIE DANS LES SEDIMENTS

La composition chimique et minéralogique des sédiments est fortement impactée par leur granulométrie (Cf notre partie 5.3 du Chapitre 5). Pour illustrer cet effet dans les sédiments du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa, nous avons choisi de travailler sur des intervalles restreints, présentant un même type de source (ou de mélange de sources), *i.e.* sur des intervalles ayant montré un seul pétrofaciès dans les grès moyens/grossiers. Les intervalles choisis se devaient aussi de présenter un nombre suffisant de représentants des classes granulométriques. Les zones remplissant ces critères sont les Grès d'Aren, du Garumnien, l'intervalle Roda, UDC et Morillo dans le Bassin de Graus-Tremp. Les Formations Castigaleu et Castissent ayant la particularité de montrer de fortes variations de sources ou d'assemblages de sources, il est difficile d'y trouver des intervalles avec suffisamment d'échantillons pour chaque granulométrie. Dans le Bassin d'Ainsa, nous avons choisi de représenter la base de la Formation Castigaleu (correspondant à de l'offshore avec quelques évènements tidaux distaux), la partie prodeltaique de la Castissent, le chenal turbiditique de Fosado et celui d'Arro à deux niveaux : sa partie proximale dans la coupe de San Esteban et plus distale dans la coupe de Los Molinos. Les proportions de quartz, calcite, feldspath potassique, plagioclase (comprenant la kaolinite dans les arénites), dolomite et argiles sont présentées en **Figure 8.20**. La granulométrie des sédiments a été déterminée qualitativement sur lames minces ou directement sur le terrain.

Nous notons les résultats suivants :

- Le quartz et les feldspaths potassiques se concentrent dans les granulométries très grossières à moyennes.
- La proportion d'argile augmente depuis les granulométries très grossières à fines. Elles se concentrent préférentiellement dans les classes granulométriques des siltites/argilites. La forte proportion d'argile dans les grès fins prodeltaiques de la Castissent est liée au caractère hypopycnal de ces dépôts qui consiste en un mélange sable + argile.
- La dolomite est abondante dans les classes granulométriques des grès fins/très fins, et dans une moindre mesure dans les siltites.
- La calcite et les plagioclases sont plutôt abondants dans les grès grossiers à fins.

Nous remarquons donc une large tendance à l'augmentation des phyllosilicates dans les fractions granulométriques fines et à l'augmentation du quartz et des feldspaths dans les fractions grossières. Cette tendance est interprétée par von Eynatten et al. (2016) qui associent la présence des phyllosilicates à l'altération chimique des silicates à la source et un enrichissement des micas dans les fractions fines lié à leur fragmentation lors de l'altération chimique et mécanique dans la source et au cours de leur transport. La différence de concentration entre les feldspaths potassiques, en faibles proportion dans les grès fins, et les plagioclases qui sont encore abondants dans ces fractions granulométriques serait aussi liée à la sensibilité plus importante du plagioclase à l'altération chimique et mécanique.

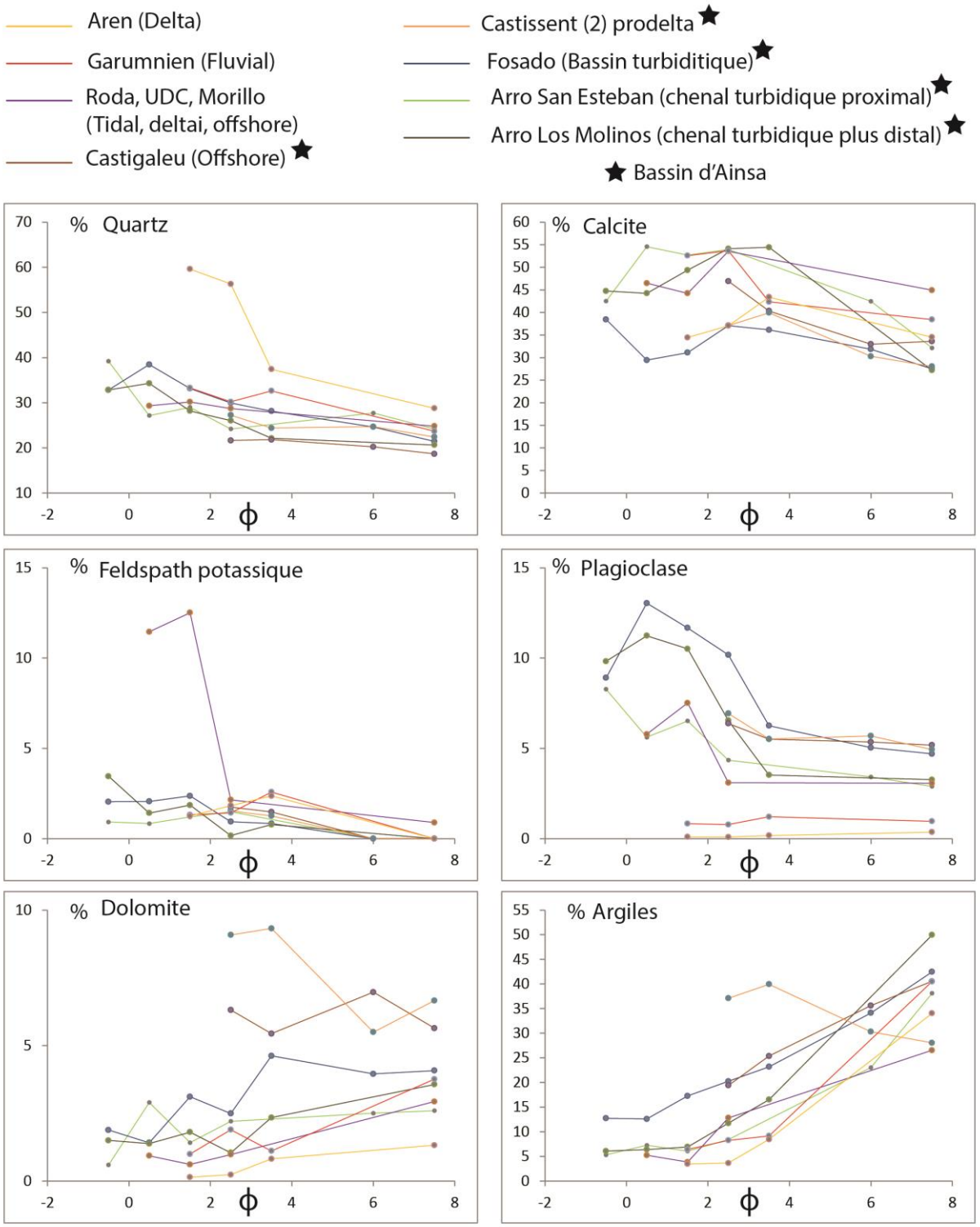


Figure 8.20 *: Proportions de quartz, calcite, feldspath potassique, plagioclase, dolomite et argiles en fonction des granulométries sur quelques intervalles localisés dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa.*

8.5 CONCLUSIONS

Le calcul minéralogique s'avère être une bonne méthode de quantification de la minéralogie actuelle dans les grès moyens et grossiers. Au-delà de la mise en évidence de l'impact de la diagenèse, il nous a permis de caractériser différents pétrofaciès, basés sur la proportion de quartz, feldspaths, lithiques silicoclastiques et carbonatés, que nous relions à des changements (et des mélanges) de sources.

- Les grès d'Aren sont des quartzarénites avec un cortège minéralogique très pauvre (pas de lithiques silicoclastiques, et très peu de feldspaths).
- Les grès du Garumnien se distinguent par la présence de lithiques silicoclastiques et carbonatés.
- Les Grès de Roda et du Complexe Détritique Supérieur dans la vallée de l'Isabena sont des arénites feldspathiques et montrent une source granitique (de type monzogranite comme nous l'avons vu dansle chapitre 7), sans lithiques silicoclastiques (de type métamorphique ou sédimentaire).
- Les grès des Formations Castigaleu, Castissent et Capella montrent différents types de pétrofaciès, avec une forte variation des types de sources au sein de ces formations. Certains grès sont des arénites feldspathiques qui signent une source plutonique (dont certains de type peralumineux, cf. le chapitre 7). D'autres grès sont des litharénites et montrent donc une forte proportion de lithiques traduisant une source sédimentaire ou métamorphique. Enfin, le pétrofaciès litharénite feldspathique montre que certains intervalles au sein de ces formations consiste en un mélange entre une source plutonique et sedimentaire/métamorphique. Ces formations montrent aussi quelques grès riches en dolomites que nous avons reliés au Jurassique dans le chapitre 7.

Le calcul minéralogique s'est avéré beaucoup moins probant dans les grès fins/très fins et dans les siltites, et a nécessité un retour à la chimie pour comprendre leur composition. Nous avons mis en évidence un fort contrôle de la granulométrie sur la minéralogie et la chimie de ces sédiments, lié à leur mode de dépôt.

Sur l'ensemble du spectre granulométrique, nous mettons en évidence que le quartz et le feldspath potassique se concentrent dans les fractions grossières, que la calcite et le plagioclase sont abondants dans les grès grossiers à fins, que la dolomite domine les grès fins, très fins et les siltites et que les argiles sont prépondérantes dans les sédiments les plus fins. Ces variations minéralogiques dans les sédiments sont rattachées au tri des sédiments lors de leur transport-dépôt mais résulteraient aussi de l'altération chimique et mécanique des roches sources.

Partie 3. Détermination des facteurs de contrôle de la minéralogie dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa: intégration des données minéralogiques au cadre stratigraphique

Chapitre 9. ETUDE DE L'EVOLUTION TEMPORELLE DE LA MINERALOGIE LE LONG DE LA COUPE DE REFERENCE DE L'ISABENA

Le développement de notre méthode de caractérisation de la minéralogie à l'échelle du bassin nous a permis, après avoir oté le signal diagénétique, de discriminer différents pétrofaciès et l'alimentation du système sédimentaire par plusieurs types sources.

L'objectif de ce chapitre est d'étudier les variations temporelles de ces distributions minéralogiques et de les interpréter en termes de changement de sources ou de climats/conditions d'altérations. Pour cela nous avons integré :

- la minéralogie des arénites (issus du calcul sous A2M) ;
- la minéralogie des cortèges argileux des lutites et carbonates intercalés entre les arénites (issus des DRX sur fraction fine) ;
- les apports liés à notre analyse de l'architecture stratigraphique (effectué dans le chapitre 4).

Ce croisement de données nous a notamment permis de déconvoluer l'origine tectonique ou climatique des changements des conditions d'altération enregistrés dans la minéralogie des grès et des lutites. Il permet aussi d'apporter des compléments d'information indispensables à la déconvolution des signaux, en particulier pour discriminer les facteurs de diagenèse qui oblitèrent la minéralogie initiale. Cette démarche diffère des approches conventionnelles basées exclusivement sur l'évolution des cortèges argileux. Bien qu'elle semble logique dans l'interprétation des contrôles de la minéralogie, cette démarche intergrée est rarement mise en œuvre pour l'interprétation des changements des conditions d'altération.

Nous avons appliqué cette démarche le long de la coupe de référence de la vallée de l'Isabena puisqu'elle présente l'ensemble des Formations Sédimentaires depuis les Grès d'Aren maastrichtiens jusqu'à la Formation Castissent du Cuisien Moyen. Par ailleurs, l'analyse des cortèges argileux effectuée dans le chapitre 7 nous a permi de mettre en évidence que cette partie du Bassin ne présentait pas de diagenèse d'enfouissement significative. Ainsi, avec quelques précautions que nous avons discuté, les cortèges argileux peuvent être considérés comme détritique et être interprétés en matière de climat, d'altération et de source. La coupe de l'Isabena a fait l'objet d'une étude à haute

résolution au cours de laquelle de nombreuses données ont été acquises de façon régulière. Au total, 345 échantillons ont été analysés en chimie roche totale, dont 52 carbonates, 134 grès moyens/grossiers, 76 grès fins/très fins et 83 lutites ; soit environ 1 échantillon tous les 5 m sur 1550 m de coupe. Pour l'étude des cortèges argileux, 122 échantillons ont été analysés par DRX sur fraction fine dont 12 carbonates, 96 lutites et 14 grès fins/moyens ; soit environ 1 échantillon tous les 12 m.

L'ensemble des données brutes utilisées dans ce chapitre est présenté sur la **Figure 9.1**. Sur cette dernière, les courbes de A à G présentent les résultats des calculs minéralogiques. Les carbonates, lutites, grès fins/très fins et les grès moyens/grossiers sont différenciés. La **Figure 9.1** H montre l'évolution des pourcentages minéralogiques cumulés et calculés pour toutes les lithologies (lutites, arénites et carbonates). La **Figure 9.1** I présente les pourcentages argileux cumulés issues des DRX fraction fine dans les lutites et les carbonates.

9.1 LES CLES D'INTERPRETATION DES VARIATIONS MINERALOGIQUES VERTICALES

9.1.1 Démarche pour l'interprétation de la minéralogie des grès moyens/grossiers

L'étude des grès moyens et grossiers nous a permis de mettre en évidence plusieurs sources dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa. En ce sens, les résultats combinés de l'étude pétrographique et du calcul minéralogique montrent les points suivants :

- L'ensemble [feldspath potassique + plagioclase + kaolinite] représente la part de feldspath présente initialement dans les grès, *i.e.* au moment de leur dépôt. Bien entendu, cette association de minéraux ne constitue pas la totalité du matériel issu d'une source plutonique (il y a aussi du quartz et, souvent, des micas noirs dans un granite) mais, au premier ordre, nous l'utilisons comme proxy de la contribution des sources plutoniques alimentant le système sédimentaire.
- L'ensemble [smectite + muscill + chlorite + biochlo] est, de la même manière, considéré ici comme un proxy des fractions lithiques silicoclastiques. Il représenterait donc la contribution des sources silicoclastiques sédimentaires du Mésozoïque et métamorphiques du Paléozoïque.
- Nous avons vu, dans les chapitres 2 et 7, que la dolomite était associée principalement au Jurassique et aux niveaux supérieurs du Trias. La calcite peut être rattachée aux contributions des bioclastes et des sources carbonatées paléozoïques ou mésozoïques. Le ciment calcitique n'est pas comptabilisé séparément, mais ses variations d'abondance dans les grès moyens et grossiers sont mineures par rapport à celles des carbonates clastiques et bioclastiques ; de plus, les figures de pression-dissolution des clastes carbonatés suggèrent que le ciment calcitique en dérive largement.

L'origine des minéraux ou clastes est synthétisée dans la **Table 9-1**.

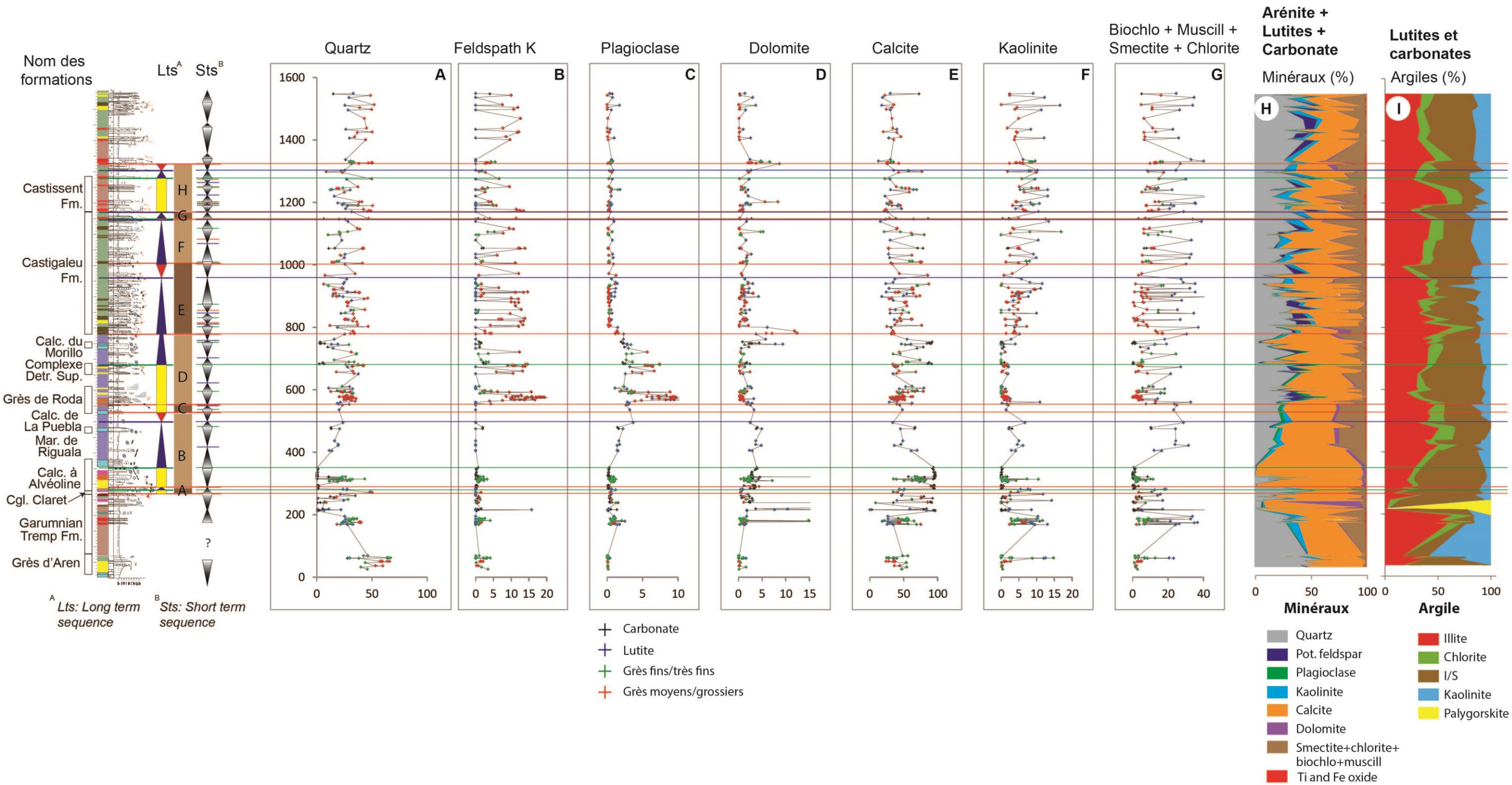


Figure 9.1 *: Ensemble des données brutes utilisées dans l'analyse des variabilités minéralogiques le long de la vallée de l'Isabena.*

	Origine	
Feldspath	• Plutonique	• Zone Axiale
Calcite	• Mésozoïque • Paléozoïque • Bioclaste	• Nappe sédimentaire • Zone Axiale • Intra-bassinal
Dolomite	• Mésozoïque	• Nappe sédimentaire
Lithique	• Métamorphique (Paléozoïque) • Sédimentaire (Mésozoïque)	• Zone Axiale • Nappe sédimentaire
Quartz	• Plutonique • Mésozoïque • Paléozoïque	• Zone Axiale • Nappe sédimentaire

***Table 9-1** : Origine des minéraux et clastes étudiés dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa.*

L'utilisation des abondances minérales comme « proxys » de certaines sources est toutefois entachée de certaines limitations :

- Le quartz peut-être issu 1) de la source plutonique, au même titre que l'ensemble feldspath + kaolinite, 2) de sources sédimentaires silicoclastiques et métamorphiques, représentées par l'ensemble [smectite + muscill + chlorite + biochlo] et 3) de sources carbonatées mixtes. Il n'a donc pas été possible d'attribuer le quartz à l'une ou l'autre des sources.
- Les sources plutoniques alimentent aussi le système sédimentaire en micas qui sont comptabilisés dans l'ensemble [smectite + muscill + chlorite + biochlo], que nous avons attribué aux lithiques issus de sources sédimentaires et métamorphiques. Cette approximation n'est pas trop gênante puisque, comme nous l'avons montré au chapitre 8, les grès moyens/grossiers quartzo-feldspathiques indiquant une forte contribution plutonique sont pauvres en micas (ensemble [smectite + muscill + chlorite + biochlo] < 5%).
- Il peut apparaitre une difficulté supplémentaire pour interpréter l'ensemble « smectite + muscill + chlorite + biochlo ». L'ambiguïté dans ce cas provient du fait qu'il n'y a pas de différence de composition entre une boue argileuse et un élément lithique (métamorphique ou non) de composition pélitique. Dans les grès, cet ensemble minéralogique peut indiquer aussi bien la présence de lithiques silicoclastiques que d'une fraction argileuse matricielle, même si cela est peu probable dans les grès moyens/grossiers continentaux ; dans certains cas elle pourrait indiquer la présence de galets mous (*mudclasts)* dans les grès tidaux ou dans les turbidites.

Nous avons utilisé les travaux de thermochronologie de Whitchurch et al., (2011) pour préciser la paléogéographie de l'intervalle de l'Eocène Inférieur, et mieux prédire l'origine des sources (**Figure 9.2**). Conformément à ce travail, nous pouvons admettre que:

- la Zone Axiale, au Nord du Bassin, est à l'origine de l'alimentation du Bassin de Graus-Tremp en quartz, feldspaths, calcites et lithiques silicoclastiques.

- Les Nappes Sédimentaires, au Nord (nappe de Boixols), au Sud (chevauchement de Montsec) et probablement à l'Est du Bassin de Graus-Tremp alimenteraient le bassin en quartz, calcites, dolomites et lithiques sédimentaires silicoclastiques.

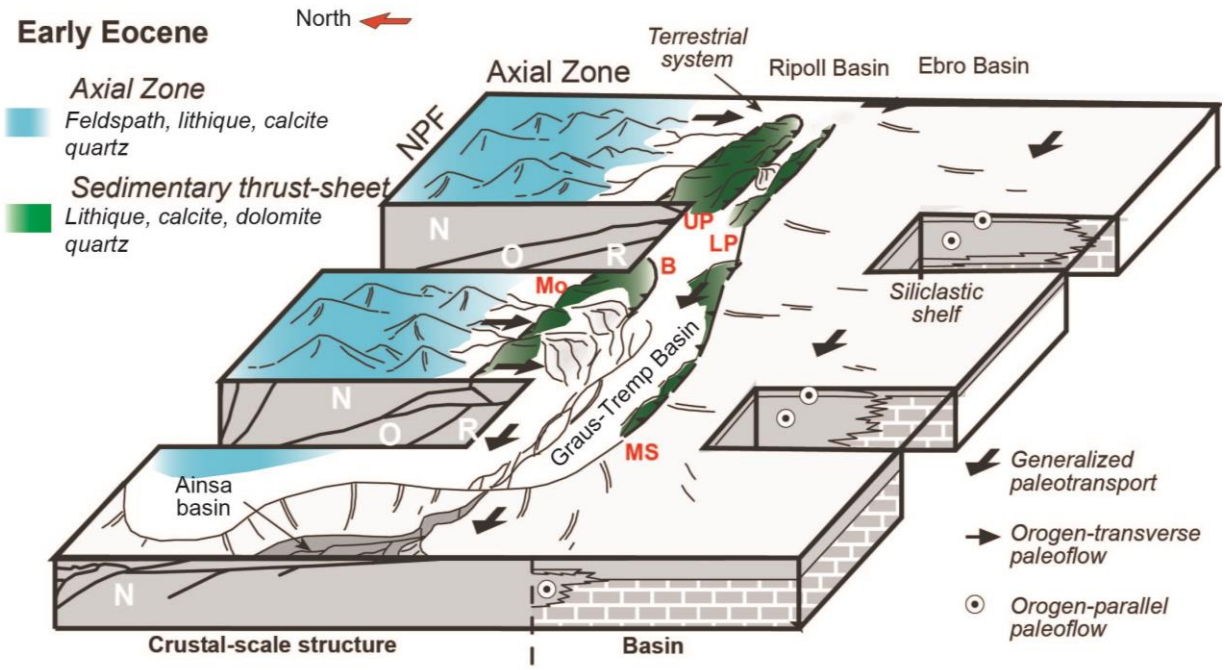


***Figure 9.2** : Bloc 3D illustrant la paléogéographie à l'Eocène Inférieur, avec les paléocourants et les sources probables. La figure est modifiée d'après Whitchurch et al., (2011). Les chevauchements sont en rouge ; B : Chevauchement de Boixols ; Mo : Chevauchement hors séquence de Morerres ; MS : Chevauchement de Montsec ; LP : Chevauchement de Pédraforca Inférieur (Pyrénées orientales) ; UP : Chevauchement de Pédraforca Supérieur (Pyrénées orientales). Nappes de socles ; R : unité de Rialp ; O : Unité d'Orri ; N : Unité de Noguères qui est à l'érosion pendant l'Eocène Inférieur.*

Les résultats majeurs de cette approche nous permettent ainsi de définir quatre types de contributions dans les grès moyens et grossiers le long de la coupe de la vallée de l'Isabena (et dans l'ensemble du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa), basés sur les types de pétrofaciès définis au chapitre 8 et la présence ou non de dolomite (**Table 9-4**) :

- Le pétrofaciès **quartzarénite** fournit, par définition, très peu d'information sur la nature de sa source. La pauvreté du cortège minéralogique indique l'érosion d'un matériel déjà très mature ayant subi une forte altération à la source, soit du fait du climat, soit du fait de la durée d'exposition (pénéplaine).
- Les pétrofaciès **arénite feldspathique** ou **litharénite feldspathique** sans dolomite indiqueraient une contribution à dominante granitique ou métamorphique ortho-dérivée de la Zone Axiale.
- Les pétrofaciès **litharénite** ou **calcilithite**, associés à de la dolomite et montrant une absence de feldspath, indiqueraient l'érosion des nappes sédimentaires mésozoïques.
- Le pétrofaciès **litharénite feldspathique** associé à de la dolomite montre une contribution mixte de la Zone Axiale et des nappes sédimentaires mésozoïques.

- Dans des environnements marins, une augmentation seule de la calcite indiquerait une plus forte contribution des carbonates intra-bassinaux (bioclastes).

Pétrofaciès	Feldspath	Lithique	Dolomite	Contribution et code couleur	Localisation dans la coupe de l'Isabena
Quartzarénite	-	-	-	Erosion d'un matériel très mature	Grès d'Aren, Conglomérat de Claret
Arénite feldspathique ou Litharénite feldspathique	+	+/-	-	Granitique et métamorphique de la Zone Axiale	Grès de Roda, U.D.C, Castigaleu, Castissent, Capella
Litharénite ou Calcilithite	-	+	+	Nappes Sédimentaires mésozoïques	Castigaleu
Litharénite feldspathique	+	+	+	Mixte: Granitique et métamorphique de la Zone Axiale + Nappes Sédimentaires mésozoïques	Garumnien, Castigaleu, Castissent

***Table 9-2** : Types de contributions mis en évidence dans la vallée de l'Isabena.*

9.1.2 Démarche pour l'interprétation de l'évolution des cortèges argileux dans les lutites

Les cortèges argileux dans les lutites, **quand ils sont d'origine détritique**, dépendent du climat, de la tectonique, du substrat rocheux (et donc de la source) et du partitionnement sédimentaire au cours du transport. Ce cas « idéal », *i.e.* sans influence diagénétique, permettrait alors une interprétation de l'évolution des argiles en matière de paléoclimat.

Dans la coupe de l'Isabena, nous avons mis en évidence au chapitre 7 une faible diagenèse d'enfouissement à partir de la présence d'I/S de type R0, depuis les grès d'Aren, jusqu'à la formation Castissent, et la présence de palygorskite dans le Garumnien dont le caractère authigène a été discuté (Cf. chapitre 7). L'illite peut donc être considérée comme exclusivement détritique et ne serait pas dérivée de l'illitisation de la smectite comme dans le Bassin d'Ainsa.

9.1.2.1 Conditions de l'altération des zones sources

Origines des argiles dans les lutites

La coupe de la vallée de l'Isabena montre quatre types d'argiles détritiques, qui résultent d'une altération physique ou chimique de la source, à savoir :

- Les I/S de type R1 ou réguliers qui ne sont décrits dans aucun type de sol (Chamley, 1989; Meunier, 2003), et ne reflètent donc pas une altération chimique. Les I/S R1 sont, par contre, très couramment décrits comme le résultat d'une diagenèse d'enfouissement modérée (Bethke et al., 1986; Chamley, 1989; Meunier, 2003). Ceci nous a amené à considérer qu'ils étaient issus de l'altération physique de roches faiblement métamorphiques du Paléozoïque ou de roches sédimentaires (par exemple du Mésozoïque) ayant subi un faible enfouissement. Les interstratifiés I/S réguliers sont très peu décrits dans la littérature ; ils proviendraient de

roches paléozoïques de plus haut degré métamorphique ou d'anciennes roches sédimentaires ayant été soumises à une influence diagénétique importante.

- La kaolinite détritique peut avoir plusieurs origines que nous avons discutées dans les chapitres 7 et 8 à savoir : 1) la pédogénèse contemporaine de la sédimentation (altération chimique), ou 2) l'érosion mécanique d'anciennes roches riches en kaolinite. Dans ce dernier cas, une augmentation de la kaolinite devrait s'accompagner d'une augmentation de la chlorite et de l'illite.
- Les I/S R0, quand ils sont détritiques, dérivent de l'altération incomplète de feldspaths ou d'illite dans les paléosols ; ils indiqueraient une altération chimique à la source.

La **Table 9-3** synthétise l'origine et le type d'altération à la source des argiles détritiques rencontrées dans le Bassin de Graus-Tremp.

Argile		Origine	Altération
Illite		• Granite • Métamorphique • Sédimentaires	Physique
Chlorite		• Granite • Métamorphique • Sédimentaires	Physique
Kaolinite		• Recyclage d'anciennes roches riches en kaolinite	Physique
		• Sols	Chimique
Interstratifié	**I/S Ro**	• Sols	Chimique
	I/S R1	• Paléozoïques faiblement métamorphiques • Roches sédimentaires à faible diagenèse d'enfouissement	Physique
	I/S réguliers	• Paléozoïques de plus haut degré métamorphique • Roches sédimentaires à forte diagenèse d'enfouissement	Physique

***Table 9-3** : Origine des différents types d'argiles détritiques.*

Utilisation du rapport altération chimique versus physique à la source

L'intensité de l'altération physique versus chimique est classiquement mesurée par le rapport illite + chlorite vs I/S + kaolinite, *i.e.* [PhW/ChW] (PhW = altération physique ; ChW= altération chimique ; Arostegi et al., 2011). Un rapport supérieur à 1 signerait donc un contexte ou l'altération physique prédomine, alors qu'un rapport inférieur à 1 indiquerait un contexte dominé par l'altération chimique. Cependant, il est évident que ce rapport est biaisé sous certaines conditions. C'est le cas lorsque l'indice [PhW/ChW] est inférieur à 1 et que 1) les I/S décrits sont de type R1 ou réguliers ou 2) la kaolinite est issue de l'érosion d'anciennes roches riches en kaolinite. L'altération dans ce cas serait alors plutôt de type physique, même si l'indice [PhW/ChW] suggère le contraire.

Facteurs de contrôle de l'altération à la source

Le type d'altération enregistré dans le bassin sédimentaire est modulé par deux facteurs : la tectonique et le climat. Le climat impacte l'indice [PhW/ChW], puisqu'il contrôle le type d'argile formé dans les sols (**Table 9-4**). Dans notre cas, l'évolution climatique à l'Eocène Inférieur est marquée par une large tendance au réchauffement jusqu'à l'EECO (Optimum Climatique de l'Eocène Inférieur), qui correspond à la période la plus chaude de l'Eocène. Pendant cette période de *Greenhouse*, les glaces sont absentes ou réduites (Zachos et al., 2001; cf. notre synthèse bibliographique au sujet du climat à l'Eocène Inférieur au chapitre 2). Ainsi, les types de sols correspondant aux climats froids ou très froids ne seront pas considérés dans nos interprétations.

Climat	Type de sol	Altération favorisée	Argiles dominantes
Chaud et sec (aride)	• Désertique	• Physique • Chimique (peu développée)	• Illite / chlorite • Smectite et interstratifiés I/S, Palygorskite
Tempéré	• Podzols • Cambisols	• Chimique • Physique	• Vermiculite (cambisols), • Interstratifiés illite/smectite (podzols) • Illite / chlorite
Sub tropical à saisons contrastées	• Vertisol	• Chimique	• Smectite, interstratifiés illite/smectite R0
Tropical	• Latéritique	• Chimique	• Kaolinite et oxy-hydroxyde de fer

***Table 9-4** : Types de sols et cortèges argileux développés sous les différents types de climat (d'après Meunier, 2003 et Chamley, 1989). Les climats froids ne sont pas traités ici.*

La tectonique impacte également le rapport [PhW/ChW]. Ainsi, un contexte tectoniquement actif (dans notre cas la surrection de la Zone Axiale ou des Nappes Sédimentaires mésozoïques émergées) augmentera l'apport d'argiles dérivées du substratum, ce qui engendrera une augmentation du rapport [PhW/ChW]. Un contexte de quiescence tectonique, à l'opposé, sera marqué par une augmentation des argiles dérivées de paléosols, et une diminution de l'indice [PhW/ChW]. Un cortège argileux présentant à la fois des argiles dérivées du susbstratum et de paléosols peut donc traduire une érosion mécanique en amont du système sédimentaire et l'érosion de paléosols qui se développe un peu plus en aval.

9.1.2.2 Estimation de l'impact de la diagenèse précoce

L'absence de diagenèse d'enfouissement facilite la lecture des conditions de forçage climatique et tectonique dans les zones sources. Cependant, le signal minéralogique des argiles peut être impacté par la diagenèse précoce.

Nous avons vu, aux chapitres 7 et 8, que dans les grès moyens/grossiers, le plagioclase est détruit au cours de l'éogenèse et transformé en kaolinite dans certaines formations (Castigaleu, Castissent et Capella). Cette transformation se traduit par une forte abondance en kaolinite néoformée (**Figure 9.3**, courbes A, B et C) : nous pouvons remarquer que les Grès de Roda, ceux du Complexe Détritique Supérieur, et certains niveaux dans les Formations de Castigaleu et Castissent

(*i.e.* les zones colorées en vert) présentent encore des plagioclases et contiennent une plus faible abondance de kaolinite. Ces mêmes zones apparaissent aussi dans l'évolution des proportions des plagioclases dans les grès fins/très fins (**Figure 9.3**, courbes D et E), et dans les lutites (**Figure 9.3**, courbes F). Cette observation nous montre que les plagioclases des lutites sont affectés par les mêmes transformations que ceux des grès et suggère qu'elles se sont effectuées au même moment et par le même processus, *i.e.* une hydrolyse, en surface ou sous un enfouissement très modéré. Dans les arénites, très perméables, l'invasion par les eaux météoriques est favorisée par un climat humide tempéré ou tropical (R. H. Worden and Morad, 2003) : l'hydrolyse aboutit à la formation de kaolinite qui remplit la porosité de dissolution et intergranulaire. Dans les lutites, R. H. Worden and Morad, (2003) considèrent qu'en condition chaude et humide, ou aride, le lessivage de ce milieu moins drainant n'est pas total ce qui conduit à la néoformation de smectite plutôt que de kaolinite. Dans notre travail, nous considérons que la destruction in situ des plagioclases peut engendrer la formation de smectite authigène dans les lutites. Ainsi, les I/S R0 seraient détritiques dans les environnements marins, mais pourraient présenter une part authigène dans les environnements continentaux et littoraux proximaux (*i.e.* dans les faciès du Garumnien, et dans les Formations de la Castigaleu, de la Castissent et de Capella). Dans ces environnements, il ne nous a pas été possible de faire la part entre les I/S R0 détritiques vs authigènes. Des observations au MEB, couplées à l'étude de la cristallinité, auraient probablement permis de mieux contraindre l'origine de cet assemblage. L'impact de l'argilisation des plagioclases dans les lutites ne semblent cependant pas être d'une ampleur suffisante pour oblitérer le contenu détritique du cortège argileux. En effet, il n'y a pas de relation claire entre l'abondance des plagioclases dans les lutites et les variations d'I/S ou de kaolinite (**Figure 9.3** ; courbe F, G et H). Nous pouvons donc considérer que la kaolinite et les I/S R0 sont d'origine détritique.

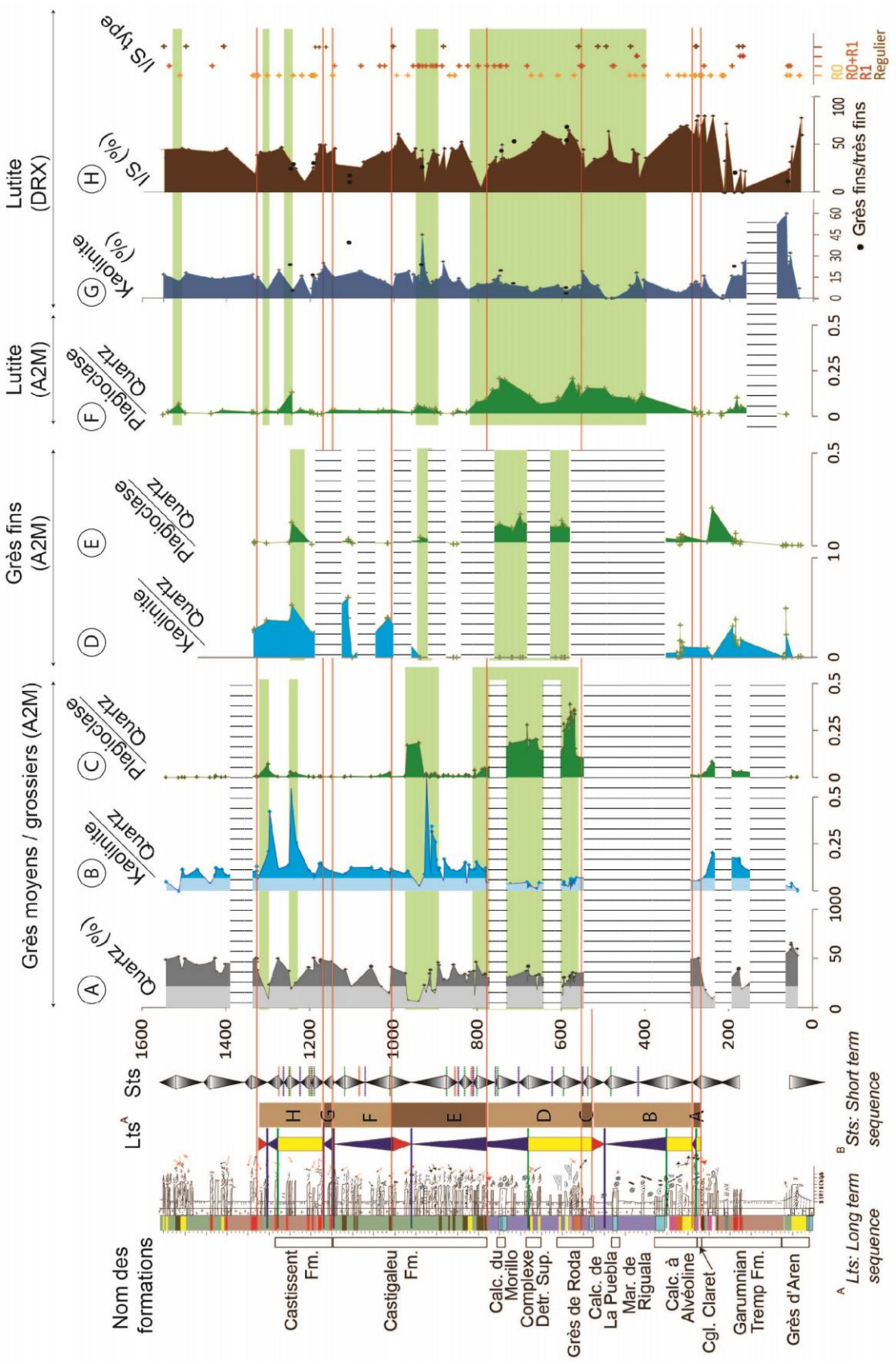


Figure 9.3 *: Comparaison des zones avec et sans plagioclase dans les grès et lutites le long de la coupe de l'Isabena. Les zones à plagioclase sont colorées en vert.*

9.2 INTERPRETATION MINERALOGIQUE DE LA COUPE DE L'ISABENA

L'étude couplée des cortèges argileux dans les lutites et les carbonates et de la minéralogie dans les grès nous a permis de distinguer neuf intervalles minéralogiques (**Figure 9.5**) que nous présentons individuellement dans ce chapitre en : 1) rappelant leur contexte géologique, 2) décrivant successivement la minéralogie des cortèges argileux (< 2µm), puis des grès moyens/grossiers et 3) interprétant l'intervalle en matière d'altération, de climat, de provenance et de tectonique. Une synthèse présente ensuite les grandes tendances générales observées sur cette coupe.

9.2.1 Intervalle 1 : Les grès d'Aren et la base du Garumnien (Campanien-Maastrichtien)

9.2.1.1 Rappels sur le contexte géologique

Les Grès d'Aren, d'âge Campanien terminal à Maastrichtien, montrent des environnements deltaïques à forte influence des vagues, qui passent à des environnements de baie inter-distributaire, puis à des environnements de plaine alluviale recoupée par des chenaux fluviatiles (base du Garumnien). La limite K/T est bien contrainte dans les faciès du Garumnien (Arostegi et al., 2011). Cette série correspond au comblement du bassin d'Organya en relation avec la mise en place de la nappe de Boixols, puis à une période de quiescence tectonique pendant le Garumnien (Ardèvol et al., 2000 ; Fernández et al., 2012).

Pendant le Maastrichtien terminal le climat est tempéré voire subtropical (15-17°C) avec d'abondantes précipitations (Golovneva, 2000; Arostegi et al., 2011). La limite K/T serait marquée par un court réchauffement climatique de 2-3°C (Li and Keller, 1998).

9.2.1.2 Assemblage minéralogique

Cortège argileux < 2µm

Les Grès d'Aren présentent un cortège argileux dominé par les I/S de type R0 et la kaolinite. L'indice PhW/ChW est inférieur à 1. L'évolution verticale de la séquence montre une diminution des I/S vers le sommet, et une augmentation de la kaolinite. La base du Garumnien (d'âge maastrichtien) présente un assemblage argileux dominé par les illites et les chlorites par rapport aux I/S qui sont de type R1 et Régulier. Bien que la proportion de kaolinite soit inférieure à celle des Grès d'Aren, elle est dominante par rapport aux interstratifiés I/S R0. L'indice PhW/ChW est supérieur à 1.

Minéralogie des grès

Les Grès d'Aren montrent un cortège minéralogique dominé par le quartz (pétrofaciès de type quartzarénite). Le quartz est monocristallin et plutôt arrondi. La fraction carbonatée est dominée par les bioclastes. Quelques grains de carbonates extrabasinaux sont observés, et correspondraient à des remaniements de sols carbonatés (calcrètes) ou à des carbonates mésozoïques (Gómez-Gras et al., 2016b). Les feldspaths potassiques sont peu abondants, les lithiques silicoclastiques sont rares et les plagioclases absents. La base maastrichtienne du Garumnien se distingue des Grès d'Aren par une baisse de la proportion de quartz et une augmentation des lithiques (silicoclastiques et carbonatés) et de la composante d'origine plutonique feldspathique qui reste cependant extrêmement discrète.

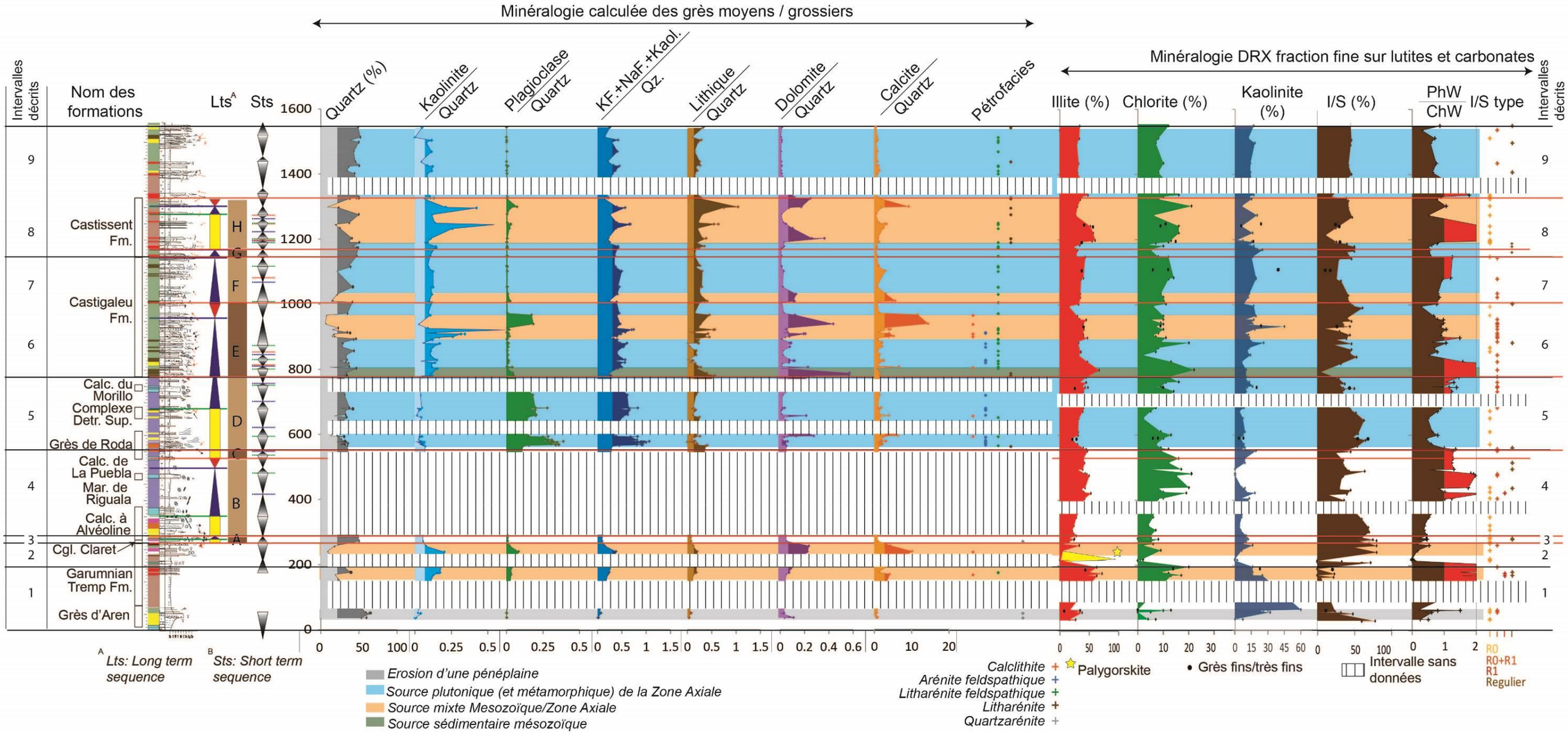


Figure 9.4 *: Evolution de la minéralogie dans les grès et des cortèges argileux dans les lutites et les carbonates le long de la coupe de l'Isabena.*

NB : plusieurs courbes d'abondance minérale sont rapportées au quartz pour limiter les anti-corrélations résultant de l'effet de fermeture à 100 % (Weltje, 2012).

9.2.1.3 Interprétations

Dans les Grès d'Aren, l'indice [PhW/ChW] est compatible avec une forte altération chimique, et suggèrerait plutôt un climat chaud et humide de type tropical ou subtropical. Les I/S de types R0 dominants suggèrent le démantèlement de paléosols soumis à des précipitations saisonnières.

L'évolution verticale des cortèges argileux avec une baisse des I/S et une augmentation de la kaolinite laisserait supposer une intensification des conditions de drainage qui pourrait être liée à soit : 1) une augmentation des reliefs, ou 2) un changement du régime de précipitations (alternances saisonnières vs précipitations régulières et abondantes). Cependant, cette période du calendrier tectonique est supposée marquer le comblement du bassin précurseur d'une phase de quiescence tectonique (Ardèvol et al., 2000), ce qui nous amène à plutôt privilégier le facteur climatique. L'augmentation de la kaolinite dans les lutites pourrait aussi être liée à l'érosion d'anciennes roches riches en kaolinite. Cependant, l'absence d'une augmentation synchrone d'illite et de chlorite, marqueurs d'une érosion mécanique, écarte cette hypothèse.

La pauvreté du cortège minéralogique dans les Grès d'Aren et l'absence de lithiques sédimentaires suggère l'érosion d'un matériel déjà très mature. Ainsi, la minéralogie pourrait refléter la mise en place d'une pénéplaine accompagnée d'une longue altération chimique à la source. Cette hypothèse est confortée par l'abondance des I/S R0 dans le cortège argileux des lutites associées.

La base du Garumnien, quant à elle, est riche en chlorite et illite et pourrait être le résultat soit : (1) d'un épisode tectonique responsable de la mise à l'érosion du substratum rocheux plus sain, ou (2) l'établissement d'un climat aride, moins propice à l'altération chimique. Compte tenu de la quiescence tectonique qui accompagne cette période, l'hypothèse climatique serait à privilégier. Arostegi et al., 2011 lient la présence de kaolinite détritique dans cet intervalle à la mise en place d'un climat tempéré à précipitations régulières (mais peu abondantes), favorisant la néoformation de kaolinite dans les sols contemporains du système sédimentaire. L'augmentation des lithiques sédimentaires (et dans une moindre mesure des feldspaths) à la base du Garumnien maastrichtien conforte l'érosion de matériel un peu moins altéré à la source et un faible impact de l'altération chimique (conditions hydrolysantes). Ces éléments nous amènent à proposer à ce stade une érosion de la couverture pénéplanée avec la mise à l'affleurement du matériel sous-jacent. (Gómez-Gras et al., 2016b), qui ont étudié plus particulièrement le Garumnien d'âge maastrichtien, montrent que ce niveau, dans le Bassin de Graus-Tremp, est dominé par les carbonates extrabasinaux. La présence de ces carbonates est rattachée par ces auteurs au Mésozoïque, et plus particulièrement à l'érosion de l'anticlinal de San Corneli, localisé à l'Est du Bassin de Graus-Tremp. Ils ne mettent pas en évidence la présence de feldspaths que nous attribuons à la Zone Axiale. Cette différence est peut-être liée à l'emplacement de leurs coupes : l'une sans doute trop à l'Est et dominée par les apports mésozoïques et l'autre trop au sud, et qui enregistrerait moins les apports de la Zone Axiale en provenance du Nord.

L'évolution minéralogique de l'intervalle 1 correspondant aux Grès d'Aren et la base du Garumnien marque une évolution de la minéralogie qui enregistre un changement climatique et un début de rajeunissement de la source :

- Le climat chaud et humide (de type tropical ou subtropical) à précipitations abondantes de la base de l'intervalle (Grès d'Aren) évolue vers un climat plus tempéré à précipitations moins abondantes et plus régulières propices à l'altération physique (base maastrichtienne du Garumnien).
- Les changements des conditions d'altération dans les zones sources témoignent, à la base, de l'érosion d'une pénéplaine appauvrie en minéraux, et au sommet de l'érosion de roches plus fraiches du substratum de la Zone Axiale et de la couverture mésozoïque de l'anticlinal de San Corneli.

9.2.2 Intervalle 2 : le Garumnien paléocène

9.2.2.1 Rappels sur le contexte géologique

Le Garumnien d'âge Paléocène se compose d'un niveau repère composé de carbonates palustres, plus ou moins dolomitisés, séparés par des intervalles marneux. Ce niveau se termine par une surface de non-dépôt montrant des traces de dissolution et de bréchification. Cette surface est surmontée par un intervalle plus argileux à cristaux de gypse avec des intercalations carbonatées. L'ensemble est rapporté à un environnement de sabkha. Il se termine par la mise en place d'un paléosol à concrétions verticales indiquant une période d'exposition continentale prolongée. Cette série est surmontée par des dépôts de lutites de plaine d'inondation à traces de paléosols, recoupées par des chenaux gréseux de plaine deltaïque, à faune marine, et par un niveau carbonaté à foraminifères de plateforme interne. Cette succession montre donc le passage d'un domaine continental à un domaine marin, suivant une grande tendance transgressive.

En termes de marqueurs stratigraphiques, le Paléocène est marqué par des discontinuités régionales. La première correspondant à la limite Crétacé/Paléocène marque une baisse rapide du niveau marin relatif (Baceta, 1996; Baceta et al., 2004; López-Martínez, 2006). Elle est reconnue à travers tout le domaine sud pyrénéen, entre le Bassin d'Ager et la coupe de Campo. La seconde, au-dessus de l'intervalle à paléosols, correspond à la *Mid Palaeocene Unconformity* (MPU ; Baceta et al., 2001; Baceta et al., 2007) qui enregistre une érosion majeure associée une baisse du niveau marin relatif à la transition Danien-Selandien. Le Paléocène serait donc plutôt modelé par des forçages régionaux pendant une période de quiescence tectonique (Fernandez et al., 2012).

9.2.2.2 Descriptions de la minéralogie

Cortège argileux < 2µm

L'intervalle 2 du Paléocène est marqué par la mise en place progressive d'un assemblage dominé par les I/S de type R0, puis par la palygorskite au niveau de l'intervalle palustre. Le sommet montre la disparition progressive de la palygorskite et un retour à un assemblage identique à celui de la base de l'intervalle avec une forte proportion d'I/S R0. L'ensemble est marqué par un indice PhW/ChW inférieur à 1.

Minéralogie des grès

Le Paléocène est dominé par une sédimentation carbonatée et les deux seuls échantillons de grès identifiés se localisent dans l'intervalle marin et sont riches en carbonates d'origine

probablement intrabassinale. Les autres classes minéralogiques (feldspaths, lithiques silicoclastiques et dolomites) montrent des proportions similaires à l'intervalle 1 sous-jacent.

9.2.2.3 Interprétations

L'intervalle Garumnien du Paléocène est marqué par la présence d'I/S de type R0 qui indiquent des conditions d'altération chimique à la source avec une augmentation de la température et des régimes de précipitations soumis aux alternances saisonnières et donc le retour d'un climat subtropical après la phase tempérée du Garumnien maastrichtien. Cette hypothèse est soutenue par les travaux de Domingo et al., (2007) qui indiquent, sur la base de données isotopiques et géochimiques, un climat chaud à alternances de saisons sèches et de saisons humides dans ce même intervalle du Bassin d'Ager.

L'intervalle palustre à palygorskite authigène associée à des I/S R0 et de l'illite en faible proportion marquerait un épisode d'aridification. En effet, la formation de palygorskite associée à la présence d'I/S nécessite à la fois du temps et des conditions confinées dans un environnement à faible tranche d'eau (Chamley, 1989; Colson et al., 1998), autrement dit plutôt une longue période aride accompagnée d'une forte évaporation.

La similarité des proportions en feldspaths, lithiques et dolomite avec le sommet de l'intervalle 1 souligne la continuité de l'érosion d'une source mixte à dominance Mésozoïque (traduite par l'apport de dolomite, probablement au niveau de l'anticlinal de San Corneli (Gómez-Gras et al., 2016b) et plus discrète de la Zone Axiale (traduite par l'apport de feldspaths).

9.2.3 Intervalle 3 : Conglomérats de Claret, Ilerdien inférieur (*Long Term Sequence* A)

9.2.3.1 Rappels sur le contexte géologique

La Formation des Conglomérats de Claret résulte de la mise en place d'un vaste système de cônes alluviaux décrits dans les coupes de l'Isabena et rapportés à l'anomalie climatique du PETM qui marque la transition Paléocène-Eocène (Pujalte et al., 2014; Pujalte et al., 2015). Elle est surmontée par le dépôt de lutites de plaine d'inondation. Le cortège transgressif de la LTS A est constitué par la première unité des Calcaires à Alvéolines qui correspond au dépôt d'une plateforme carbonatée interne à intermédiaire.

9.2.3.2 Descriptions de la minéralogie

Cortège argileux < 2µm

Les Conglomérats de Claret à la base de l'intervalle montrent : 1) un indice PhW/ChW inférieur à 1, 2) un assemblage argileux dominé par les I/S R0 (un seul échantillon présente des I/S réguliers) et 3) un apport en kaolinite qui marque la limite de séquence de la LTS A.

Minéralogie des grès

L'échantillon de grès localisé dans la Formation des Conglomérats de Claret de la coupe de l'Isabena (LTS A) montre un cortège minéralogique assez pauvre, dominé par le quartz (pétrofaciès de type quartzarénite). Les lithiques y sont rares, ainsi que les feldspaths potassiques. Aucun plagioclase n'est observé en lame mince. Notons une faible proportion de kaolinite malgré le caractère continental de cette formation.

9.2.3.3 Interprétations

Les cortèges argileux des lutites traduiraient une altération principalement chimique, en climat chaud et humide à précipitations saisonnières (dominance des I/S R0).

L'intervalle correspondant au Conglomérats de Claret (LTS A) a fait l'objet de nombreux travaux, puisqu'il correspond au PETM (Paleocene-Eocene Thermal Maximum). Cet intervalle est ainsi identifié par une excursion isotopique négative du carbone (CIE ; Bowen et al., 2001; Zachos et al., 2003; Schmitz and Pujalte, 2003; Zachos et al., 2006; Tipple et al., 2011). Dans l'intervalle des Conglomérats de Claret, nos résultats montrent une augmentation en kaolinite, comme cela a également été mentionné dans de précédentes études, et dont l'origine divise la communauté scientifique. Certains auteurs suggèrent une origine liée à l'altération chimique (Gibson et al., 2000; Bolle and Adatte, 2001; Dypvik et al., 2011), alors que d'autres proposent une érosion physique d'anciens sols crétacés riches en kaolinite (Thiry and Dupuis, 2000; John et al., 2012; Pujalte et al., 2015). La minéralogie des grès associés peut cependant apporter des arguments. En effet, la pauvreté du cortège minéralogique dans les grès des Conglomérats de Claret et plus particulièrement l'absence de lithiques va en défaveur de l'altération physique et l'érosion d'anciens sols crétacés. De plus, la faible abondance de la kaolinite indiquerait une altération chimique du matériel à la source, plutôt que *in-situ* dans le bassin. Dans ces conditions, il est vraisemblable que cette altération à la source soit liée au PETM, et donc que la kaolinite dans les lutites traduise plutôt une altération chimique en relation avec une augmentation des précipitations.

Les grès associés aux Conglomérats de Claret montrent une minéralogie fortement contrôlée par le climat, ce qui limite les possibilités d'identification des sources.

9.2.4 Intervalle 4 : Calcaires à Alvéolines, Marnes de Riguala, Calcaires de la Puebla et base des Grès de Roda ; Ilerdien Inférieur à Supérieur (LTS B et LTS C)

9.2.4.1 Rappels sur le contexte géologique

La LTSB correspond à la deuxième unité des Calcaires à Alvéolines, et dans la coupe de l'Isabena à la mise en place d'un système deltaïque. Au cours de notre analyse stratigraphique (présentée dans le chapitre 4), nous avons montré que la LTS B présentait à travers le bassin une architecture contrôlée par la mise en place du chevauchement de Montsec qui forme un haut fond subaquatique via le développement d'un anticlinal de pli de propagation au sud du bassin. Cette activité tectonique se traduit aussi par le développement de hauts fonds structuraux dans la partie Nord du bassin, révélés par la mise en place de pinacles récifaux. Le cortège transgressif de la LTS B

montre un approfondissement des environnements de dépôt correspondant aux dépôts de plateforme carbonatée externe des Marnes de Riguala. Ce cortège est interrompu par la mise en place des Calcaires de la Puebla montrant la progradation d'une plateforme carbonatée intermédiaire. La LTS B reflèterait ainsi une reprise de l'activité tectonique dans le bassin qui se traduit par un contrôle local de la tectonique puis par une forte subsidence flexurale. Nous avons interprété cette subsidence comme issue de la surrection de la Zone Axiale (Chapitre 4). Cet épisode tectonique se termine par une période de quiescence tectonique intrabassinale, marquée par le développement des Calcaires de la Puebla qui présentent un faciès homogène isopaque à travers le bassin, ce qui confirme bien l'absence de contrôles tectoniques locaux.

La LTS C sur la coupe de l'Isabena se marque par des dépôts prodeltaïques et de marnes de plateforme externe dans la partie distale de la base des Grès de Roda (Corps U, V et W). A l'échelle du Bassin de Graus-Tremp, cette séquence montre des apports silicoclastiques en provenance du Nord. Cette séquence enregistre aussi le développement de structures tectoniques locales (Anticlinal de Col del Vent, plis de propagation du chevauchement du Montsec).

9.2.4.2 Descriptions de la minéralogie

Cortège argileux < 2µm

L'intervalle 4 montre à la base un cortège argileux dominé par les I/S de type R0 et un indice PhW/ChW inférieur à 1. Ce cortège évolue vers le sommet de l'intervalle où il présente : 1) une augmentation de la kaolinite, de l'illite et de la chlorite, 2) un indice PhW/ChW supérieur à 1 et 3) des I/S de type R1 et réguliers. Dans le détail, cette tendance est interrompue par l'épisode des Calcaires de la Puebla qui est dépourvu de kaolinite.

Minéralogie des grès

Les LTS B et C ne présentent pas de grès moyens/grossiers. Les grès fins de l'intervalle clastique des Calcaires à Alvéolines montrent une augmentation des feldspaths potassiques (**Figure 9.1**).

9.2.4.3 Interprétations

L'intervalle 4 montre un changement drastique des cortèges argileux, depuis un cortège argileux dominé par l'altération chimique (PhW/ChW<1, I/S de type R0) à la base jusqu'à un cortège argileux traduisant une altération mécanique (PhW/ChW>1 ; I/S de type R1 et réguliers) au sommet. Ce changement pourrait refléter une augmentation de l'érosion mécanique des sources liée à un changement climatique, avec le passage d'un climat chaud et humide à précipitations saisonnière à la base (*i.e.* les conditions pré-PETM) jusqu'à un climat plus aride, et donc plus propice à l'altération mécanique au sommet. Ce type d'évolution peut aussi être le résultat d'un *uplift* tectonique des zones sources qui augmenterait leur sensibilité à l'altération mécanique. Ceci est conforme à nos interprétations stratigraphiques qui montrent que le cortège transgressif de la LTS B est dominé par une importante subsidence flexurale en relation avec la surrection de la chaîne pyrénéenne. Cette surrection de la Zone Axiale et des roches métamorphiques associées serait aussi compatible avec les apports d'I/S réguliers observés dans le cortège argileux.

Dans le détail, nous remarquons que l'intervalle 4 montre de fortes variations de la kaolinite avec une augmentation, puis une diminution jusqu'à une complète absence dans les Calcaires de la Puebla, puis une nouvelle augmentation continue jusqu'à la LTS C. Ces changements ne seraient pas corrélés à des variations de la proportion d'illite ou de chlorite, ce qui ne témoigne pas en faveur de l'érosion mécanique d'anciens sols riches en kaolinite. Une origine authigène de la kaolinite liée à une altération *in-situ* des micas ou des feldspaths est aussi écartée puisque les environnements concernés sont marins. Nous pouvons donc rapporter les fluctuations de kaolinite à des changements climatiques à la source. Les Calcaires de la Puebla, qui, au contraire, sont marqués par l'absence de kaolinite et d'I/S R0, indiqueraient une période climatique de type aride ou semi-aride. Nous avons vu dans le chapitre 4 que les Calcaires de la Puebla appartiennent à l'intervalle correspondant à la mise en place de l'anomalie climatique ELMO (Lourens et al., 2005). Cette anomalie qui se traduit par une excursion négative des isotopes du carbone correspond à un réchauffement ponctuel compatible avec une aridification du climat défavorable à la formation de kaolinite.

9.2.5 Intervalle 5 : Grès de Roda, Complexe Détritique Supérieur et Calcaires du Morillo ; Cuisien inférieur (*Long Term Sequence* D)

9.2.5.1 Rappels sur le contexte géologique

La LTS D correspond au dépôt des Grès de Roda (corps X, Y et Z) et du Complexe Détritique Supérieur, tous deux alimentés par le Nord. Sur la coupe de l'Isabena, les dépôts correspondent principalement à des barres subtidales remaniées sur le front d'un Gilbert delta pour les Grès de Roda, et à la mise en place d'un système deltaïque à influence tidale, passant à des chenaux deltaïques pour le Complexe Détritique Supérieur. Ces Formations montrent une évolution stratigraphique aggradante, fortement impactée par une tectonique locale, liée à la propagation des anticlinaux de Roda et de Col del Vent. Le cortège transgressif de la LTS D montre le dépôt de marnes d'offshore, interrompu par la progradation des calcaires de plateforme carbonatée intermédiaire du Morillo qui pourraient traduire une période de quiescence tectonique intrabassinale.

9.2.5.2 Descriptions de la minéralogie

Cortège argileux < 2µm

Cet intervalle est marqué à la base par un assemblage argileux dominé par les I/S de type R0. L'indice PhW/ChW est inférieur à 1. On note 1) une faible proportion de kaolinite détritique dans ces environnements marins tidaux et deltaïques et 2) une nette diminution de la chlorite, en continuité depuis le sommet des Calcaires de la Puebla. Cette dernière évolution est indépendante de l'évolution de l'illite, qui elle est plutôt stable. Le sommet de cet intervalle (au-delà de la TS de la LTS D) montre un assemblage argileux dominé par l'illite et la chlorite. Les I/S sont de type R0 et R1 et l'indice PhW/ChW est supérieur à 1. On observe une augmentation de chlorite et de kaolinite dans cette partie de l'intervalle.

Minéralogie des Grès

Les grès moyens de la LTS D correspondent à des arénites feldspathiques avec une nette dominance du quartz, du feldspath potassique et du plagioclase, en contraste flagrant avec le contenu des séquences précédentes. Ces grès moyens/grossiers montrent peu de lithiques silicoclastiques et carbonatés.

9.2.5.3 Interprétations

Les Grès de Roda et du Complexe Détritique Supérieur (LTS D) marqueraient l'érosion de granites issus de la Zone Axiale, ce qui est conforté par les directions de courant qui indiquent une provenance du Nord. Dans le chapitre 8, nous avons montré que les Grès de Roda et du Complexe Détritique Supérieur sont caractérisés par la présence de plagioclases détritiques qui témoignent d'une bonne préservation de la minéralogie initiale. Le caractère marin plutôt distal de ces dépôts (barres subtidales), allié à la forte épaisseur des marnes sus-jacentes, pourrait les avoir protégé de l'hydrolyse par des eaux météoriques favorables à la kaolinisation.

Le cortège argileux des lutites de l'intervalle 5 montre un changement abrupt à la limite de séquence de la LTS D. Ce changement montre un indice PhW/ChW inférieur à 1, une augmentation des I/S R0 et une diminution de l'abondance de la kaolinite. Ceci indiquerait donc les conditions d'une altération chimique. Ce changement pourrait être le résultat de : 1) une baisse de l'activité tectonique, favorisant l'altération chimique à la source, ou 2) un changement climatique avec la mise en place d'un climat chaud et humide à précipitations saisonnières (suggéré par la prédominance des I/S R0). Nous retenons plutôt ici l'impact du climat, puisque l'architecture de la LTS D montre une intensification de l'activité tectonique avec notamment une augmentation de la subsidence flexurale. Nous avons montré au chapitre 4 que l'intervalle de temps correspondant à la mise en place de la LTS D correspondait à l'âge de l'anomalie climatique du X-event reconnue à 52.5 Ma par Galeotti et al. (2010) et à 52.8 Ma par (et al., (2015). Les changements climatiques associés à cet évènement ne sont pas décrits dans la littérature : cependant, nous pouvons supposer qu'un climat chaud à précipitations saisonnières a contribué à une augmentation de l'altération chimique et à l'apport d'I/S R0 dans les Grès de Roda et du Complexe Détritique Supérieur. La faible diversité de la minéralogie des Grès de Roda, et l'absence notable de lithiques métamorphiques, témoignerait d'un bassin versant restreint, dont la surface est probablement contrôlée au Sud par des accidents tectoniques actifs au moment du dépôt (anticlinaux du Coll del Vent et de Roda).

Le sommet de l'intervalle 5 montre le retour progressif à des conditions d'altération physique avec un indice PhW/ChW supérieur à 1, marqué par une augmentation de l'illite et de la chlorite, et l'apport d'I/S de type R1. Le seul échantillon de grès moyen/grossier reconnu dans cet intervalle est une arénite feldspathique qui témoigne de la pérennité de la source. Cette altération physique serait donc liée à un climat plus tempéré à précipitations régulières propice au dépôt de kaolinite, plus abondante dans les lutites marines de cette partie de l'intervalle.

9.2.6 Intervalle 6 : base de la Formation Castigaleu ; Cuisien inférieur *(Long Term Sequence* E)

9.2.6.1 Rappels sur le contexte géologique

La LTS E, à la base de la Formation Castigaleu, montre une limite de séquence très marquée avec la mise en place de chenaux deltaïques sur des marnes d'offshore. Nous avons montré dans le chapitre 4 que cette limite de séquence se marque par : 1) une forte érosion des formations sous-jacentes dans la partie Est et Sud du Bassin de Graus-Tremp, 2) la mise en place d'un vaste système fluvio-deltaïque, 3) une réorganisation de la direction de progradation du système sédimentaire passant d'une direction globalement N-S à E-W et 4) l'émergence de l'anticlinal de propagation du chevauchement de Montsec.

La LTS E montre une organisation stratigraphique transgressive avec le dépôt de chenaux distributaires, de chenaux intertidaux et de baie. On note, à la base de la séquence dans l'Isabena, la mise en place locale d'un épisode deltaïque en provenance du Nord, ce qui tranche avec la direction globale E-W du reste de la séquence. Nous avons également montré que l'ensemble de la LTS E présentait peu de variations latérales d'épaisseur, ce qui était en accord avec une baisse de l'activité tectonique intrabassinale et un contrôle dominant de la subsidence flexurale régionale.

9.2.6.2 Descriptions de la minéralogie

Cortège argileux < 2µm

L'assemblage argileux de la base de l'intervalle présente une dominance de l'illite et de la chlorite, engendrant une augmentation abrupte du rapport PhW/ChW (>1). Les I/S sont de type R0 et R1. L'évolution de la séquence montre une baisse du rapport PhW/ChW (<1). La présence d'I/S R1 (en plus des R0) est associée à des augmentations de l'illite et de la chlorite. La kaolinite, relativement abondante dans tout l'intervalle 6, montre une augmentation progressive jusqu'à son sommet.

Minéralogie des grès

La limite de séquence est marquée par des litharénites riches en fragments dolomitiques. Le cortège minéralogique évolue ensuite vers des litharénites et arénites feldspathiques puis des calclithites à feldspaths, lithiques silicoclastiques et dolomite. Le sommet de l'intervalle montre des litharénites feldspathiques pauvres en dolomite et calcite. Excepté dans les premiers mètres de l'intervalle 6, la kaolinite (d'origine diagénétique) est très abondante dans les grès et le plagioclase est absent. Nous remarquons que la MFS elle-même est marquée par l'absence de kaolinite et la présence du plagioclase dans les grès.

9.2.6.3 Interprétations

La nette augmentation de l'indice PhW/ChW au niveau de la limite de séquence de la LTS E montre une augmentation brutale de l'altération physique et est interprétée ici comme le résultat d'un forçage tectonique. En effet, cette variation du cortège argileux est concomitante avec un changement de source, marquée par un apport abrupt de lithiques silicoclastiques et de dolomite, et

qui se différencie nettement des sources plutoniques sous-jacentes. Ce cortège suggère l'érosion des nappes sédimentaires mésozoïques, ce qui est conforté par l'analyse stratigraphique effectué au chapitre 4 et qui indique l'émergence du chevauchement du Montsec et de la nappe de Boixols, au niveau de la LTSE. La contribution plutonique en provenance de la Zone Axiale reste toutefois active avec la mise en place d'un système deltaïque en provenance du Nord (Formation de San Esteban, Nijman, 1998). Le reste de l'intervalle montre des contributions mixtes issues du mélange d'apports de la Zone Axiale et du Mésozoïque (dominée par de la dolomite, des lithiques, de la calcite et des feldspaths). Cette contribution est synchrone d'une augmentation de l'illite et de la chlorite dans les lutites. Nous notons au sommet de la LTSE une diminution de la calcite, de la dolomite et des lithiques suggérant une baisse de la contribution mésozoïque, et donc une érosion plus marquée de la Zone Axiale.

De manière générale, cet intervalle montre régulièrement des I/S R0, qui peuvent être détritiques ou issus de la destruction des plagioclases in-situ dans les lutites. Les intervalles marqués par les contributions sédimentaires engendrent un apport en illite/chlorite et I/S de type R1, et l'indice PhW/ChW est proche de 1. On remarque aussi que les cortèges minéralogiques sont riches, les feldspaths potassiques et les lithiques sont présents, ce qui pourrait être lié à une intensification de la surrection tectonique de la Zone Axiale, traduite dans le bassin par une prédominance de la subsidence flexurale et dans les grès par l'abondance des lithiques métamorphiques et des feldspaths. Cette forte activité tectonique ne permet pas de préciser le type de climat (tempéré ou tropical) mais l'abondance de la kaolinite dans les lutites indiquerait des précipitations régulières.

9.2.7 Intervalle 7 : Sommet de la Formation Castigaleu ; Cuisien inférieur *(Long Term Sequence* F)

9.2.7.1 Rappels sur le contexte géologique

La LTS F, correspondant à la seconde partie de la Formation Castigaleu, montre les mêmes environnements de dépôt que la LTS E. La définition de cette séquence repose principalement sur l'arrivée abrupte de conglomérats dans la partie Est du Bassin de Graus-Tremp, qui n'apparaissent pas à la base de la Formation. Nous avons interprété cette séquence comme marquant une reprise de l'activité tectonique intrabassinale dans un contexte de forte subsidence flexurale, avec des variations d'épaisseurs qui marquent le développement du synclinal de Graus-Tremp. Le système sédimentaire et ses directions de progradation restent les mêmes que dans la LTS E. Le chevauchement de Montsec reste encore émergent à cette période.

9.2.7.2 Descriptions de la minéralogie

Cortège argileux < 2µm

La base de la séquence présente un assemblage argileux dominé par les I/S, de type R0 et R1. L'indice PhW/ChW est très légèrement inférieur à 1. La limite avec l'intervalle sous-jacent est abrupte, et marquée par une augmentation de l'illite et de la chlorite. Le reste de l'intervalle montre de fortes proportions d''illite et de chlorite et un fort indice PhW/ChW. Les I/S décrits sont les mêmes que dans l'intervalle 6, *i.e.* de type R0 et R1.

Minéralogie des grès

La limite de séquence est soulignée par des litharénites feldspathiques riches en dolomite et en calcite. Le reste de la séquence se démarque par une disparition de la dolomite et une baisse importante de la calcite.

9.2.7.3 Interprétations

La limite de séquence de la LTS F est marquée par un apport abrupt en chlorite et illite, souligné dans les grès par la présence de lithiques et de carbonates (calcite et dolomite). Cet assemblage est interprété comme une reprise d'érosion du matériel mésozoïque, en plus d'une source plutonique discrète. La suite de l'intervalle est dominée par les apports de la Zone Axiale, avec des feldspaths et des lithiques, et montre donc la surrection de la chaîne pyrénéenne induisant une forte subsidence flexurale. L'absence de dolomite et de calcite suggère une diminution de l'érosion des nappes mésozoïques au profit des nappes internes.

La baisse d'I/S et l'augmentation abrupte de la chlorite et de l'illite à la limite de séquence LTS F marqueraient une augmentation de l'altération physique dans l'intervalle que l'on pourrait rapporter soit 1) à une légère aridification du climat ou 2) à un *uplift* de la chaine augmentant le potentiel de l'altération physique. Le changement de source visible dans la minéralogie des grès conforte la seconde hypothèse. L'ensemble de l'intervalle 7 montre le même cortège argileux que l'intervalle 6, avec une forte proportion de kaolinite dans les lutites qui indiquent des fortes précipitations régulières. L'activité tectonique masque ici aussi le type de climat.

9.2.8 Intervalle 8 : Formation Castissent ; Cuisien moyen *(Long Term Sequence* G et H)

9.2.8.1 Rappels sur le contexte géologique

La Formation Castissent (LTS G et H) montre une progradation importante des environnements de dépôt dans le Bassin de Graus-Tremp avec la mise en place de nappes fluviatiles en tresses amalgamées à l'Est du Bassin. Ces dépôts passent latéralement à un système deltaïque dominé par les processus fluviaux, ce qui change drastiquement du système deltaïque de la Formation Castigaleu sous-jacente dominé par les processus tidaux. Par rapport au LTS E et F, le système sédimentaire ne montre pas de réorganisation des directions de progradation, qui restent globalement E-O. Nijman and Nio, (1975) et Nijman, (1998) indiquent l'alimentation locale du bassin depuis le Nord par le fan delta de San Esteban.

Sur la coupe de l'Isabena, la LTS G est très peu développée et montre la mise en place d'un système fluviatile au-dessus des environnements de baie. Cette première séquence est rapidement ennoyée avec un retour à des environnements marins littoraux. La seconde séquence (LTS H) montre une limite de séquence abrupte avec le développement de chenaux fluviatiles de type *ribbon,* très encaissés dans des dépôts de plaine d'inondation. Le sommet de la Castissent se termine par des environnements de baie à influence tidale avec des courants vers l'Est.

Nous avons interprété au chapitre 4 la progradation de la LTSG comme étant le résultat d'une baisse de l'accommodation liée à une chute du niveau eustatique conjuguée à l'activité du chevauchement du Montsec, qui, par son mouvement de translation, engendre un *uplift* du bassin de Graus-Tremp. Cet évènement tectonique est bien marqué à la transition avec le Bassin d'Ainsa par le développement d'une importante subsidence tectonique à partir de la faille de la Foradada qui marque le développement de la rampe latérale du chevauchement du Montsec. Cette subsidence permet le développement du système turbiditique de Fosado dans le Bassin d'Ainsa. Pendant la LTSH, c'est le chevauchement d'Atiart, un peu plus à l'Ouest, qui joue le rôle de rampe latérale et qui traduit l'activité du Montsec et qui permet la poursuite de la forte subsidence du bassin d'Ainsa et le développement du système turbiditique d'Arro.

9.2.8.2 Descriptions de la minéralogie

Cortège argileux < 2µm

La base de l'intervalle 8 correspondant à la LTS G et à la base de la LTS H présente un cortège argileux dominé par les I/S réguliers (aux dépens de l'illite et de la chlorite). Ce cortège change ensuite dans la LTS H et montre une nette dominance de l'illite et de la chlorite sur les interstratifiés I/S de type R0, et un indice PhW/ChW bien supérieur à 1. Enfin, le sommet de l'intervalle 8 montre un assemblage argileux dominé par les I/S de type R0 et un indice PhW/ChW inférieur à 1. La kaolinite dans les lutites est présente dans ces trois unités, mais elle est plutôt abondante à la base de l'intervalle 8 (plus précisément dans la LTSG) et montre d'intenses variations dans le reste de l'intervalle.

Minéralogie des grès

La base de l'intervalle (LTS G et base de la LTS H) montre des litharénites feldspathiques. Le reste de l'intervalle 8 montre plutôt des lithiques silicoclastiques, de la dolomite et des feldspaths potassiques.

9.2.8.3 Interprétations

Le cortège minéralogique de la base de l'intervalle 8, correspondant à la LTS G et à la base de la LTS H, est similaire au sommet de l'intervalle 7 sous-jacent. La mise en place de la Castissent n'impliquerait pas l'exhumation de nouvelles sources. La baisse de l'accommodation paraît être liée uniquement au déplacement du chevauchement du Montsec et à l'uplift du Bassin de Graus-Tremp. La minéralogie des grès montre l'érosion de la Zone Axiale, ce qui est conforté par la présence d'I/S réguliers dans les lutites.

Le sommet de l'intervalle 8 montre la présence d'I/S R0 dans les lutites avec dans les grès, des contributions mixtes de la Zone Axiale et des Nappes Sédimentaires Mésozoïques riches en lithiques silicoclastiques, calcitiques et dolomitiques. Ce cortège minéralogique débute par un intervalle qui marque une nette augmentation de l'altération physique. Le décalage avec la limite de séquence de la LTS H pourrait être liée à un forçage à plus haute résolution, éventuellement de l'ordre des *Short Term Sequences*. Une autre hypothèse peut être un retard de l'enregistrement minéralogique du forçage tectonique, lié à un temps de transfert plus important depuis la zone source en érosion jusqu'au bassin (Castelltort and Van Den Driessche, 2003; Romans et al., 2016). Ce temps de réponse

est estimé à env. 100000 ans dans le cas de petits bassins versants et peut atteindre plusieurs centaines de milliers d'années. L'absence d'I/S R1 dans cette partie de l'intervalle dont le cortège argileux reflète une altération physique et l'érosion des nappes sédimentaires est difficilement interprétable. La kaolinite dans les lutites montre de fortes fluctuations, en lien avec la présence de plagioclase dans les lutites ; les faibles proportions de kaolinite sont corrélées avec la présence de plagioclases. Au contraire, il n'y a pas de relation entre la quantité de plagioclase et la proportion des I/S R0. Ceci suggère un climat plus aride à fortes précipitations saisonnières, propices à l'apport d'I/S R0. Les fluctuations de kaolinite pourraient alors être significatives des modifications des conditions de drainage in-situ (plus le drainage est bon, plus il y aura de kaolinite et moins il y aura de plagioclase).

9.3 CONCLUSIONS

Ce chapitre présente l'analyse et l'interprétation du signal minéralogique des arénites et des lutites pour essayer de proposer des hypothèses en matière de variations des sources et du climat. Bien entendu, nos interprétations, bien que cohérentes avec nos données de minéralogie, restent très hypothétiques et parfois ténues en l'absence de confirmation par d'autres proxys. Notre démarche prend en compte les concepts classiquement utilisées dans l'étude des cortèges argileux (argiles dominantes sous différents types de sols, régimes d'altération…). A ces concepts, nous avons essayé de déjouer un certain nombre de biais rarement mentionnés dans ce genre d'étude, comme par exemple la possibilité qu'un partie des argiles soit liée à l'éodiagenèse, formée in-situ, et issue de la destruction des plagioclases. De plus, l'integration de nos résultats issus de l'analyse de l'architecture stratigraphique du bassin s'est averé important pour l'interprétation de l'origine des changements des conditions d'altérations : un changement du régime tectonique associé à un changement minéralogique suggerera une variations de sources alors qu'une période dominée par un forcage régional associée à un changement minéralogique indiquerai plutôt une origine climatique.

D'autres scénarios peuvent certainement aussi expliquer les variations minéralogiques observées sur la base de nos résultats, qui restent donc à considérer avec précaution. Par ailleurs nous avons conscience d'un certain nombre de limitations, à savoir :

- Notre analyse s'effectue à partir d'une seule coupe de terrain.
- La fréquence d'échantillonnage peut être discutable, et peut paraître insuffisante au regard des études actuelles de cyclostratigraphie, où les pas d'échantillonnage sont de l'ordre du centimètre ou du décimètre. Cela dit, il s'avère que notre résolution est un compromis qui nous a permis d'illustrer les grandes tendances des variations au sein des Formations sédimentaires et à l'échelle des Séquences Long Terme.
- Les interprétations de la minéralogie des grès en matière de source ne sont pas aisées car elles dépendent du calcul minéralogique et des limites et des biais qu'ils entrainent (voir le chapitre 8).

Ce travail reste donc une démarche méthodologique prospective couplant la minéralogie des grès et des argiles et qui mériterait d'être affinée dans le cadre de travaux plus ciblés. L'ensemble de nos interprétations en matière de sources et de climat sont ainsi synthétisées sur la **Figure 9.5**.

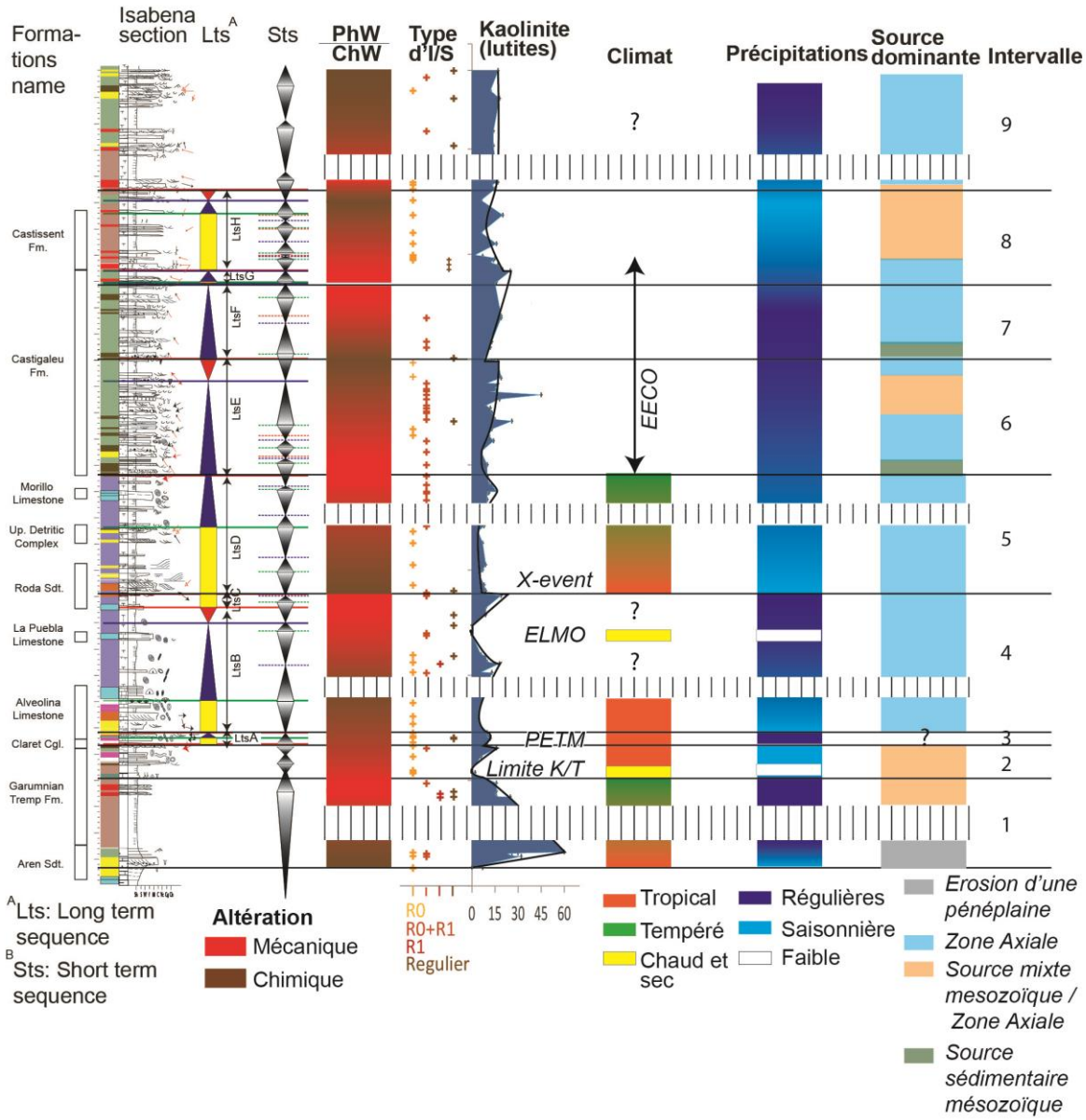


Figure 9.5 *: Grandes tendances de l'évolution climatique et des sources indiquées par l'étude des cortèges argileux des lutites et du cortège minéralogique des grès moyens et grossiers, le long de la vallée de l'Isabena.*

Synthèse sur l'évolution climatique du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa au Paléocène-Eocène

Comme nous l'avons mentionné dans ce chapitre, l'interprétation des cortèges argileux détritiques peut être regardée à la fois comme l'expression d'une signature climatique ou d'une signature tectonique sans qu'il soit parfois possible de les discriminer. Par exemple, une reprise tectonique augmentera l'indice PhW/ChW, tout comme l'effet d'un climat plus aride. L'évolution du régime des précipitations a cependant pu être reconstruite et met en évidence l'alternance de périodes tropicales humides à saisons alternées et de périodes plus arides que l'on retrouve en partie mentionnée dans la littérature (**Figure 9.5**) :

- Les Grès d'Aren (intervalle 1) traduisent un climat chaud et humide de type subtropical qui gouverne une longue période d'altération chimique ;
- La limite K/T (intervalle 1-2) est marquée par la présence de palygorskite authigène et l'absence de kaolinite, ce qui indiquerait l'évolution vers un climat plus aride ;
- La limite Paléocène-Eocène (Conglomérats de Claret ; intervalle 3) coïncide avec la mise en place du PETM avec une augmentation de la kaolinite et une pauvreté des cortèges minéralogiques dans les grès, suggérant une forte altération chimique avec le retour à un climat chaud et humide dans la zone source, et des précipitations plus abondantes ;
- Les Calcaires de la Puebla (intervalle 4) marqueraient une nouvelle phase d'aridification soulignée par l'absence de kaolinite pouvant correspondre à l'anomalie ELMO (ou ETM2) de Lourens et al., (2005).
- Les Grès de Roda (intervalle 5) montrent un cortège argileux dominé par les I/S R0 qui suggère le retour à un climat chaud et humide à précipitations saisonnières, que nous relions à l'anomalie du X-event (ETM3) avec le retour d'un épisode plus tempéré au sommet.
- La Formation de Castigaleu (intervalles 6 et 7) montre une augmentation de l'altération physique en lien avec la surrection de la Zone Axiale. Les précipitations sembleraient régulières et abondantes dans cet intervalle, probablement en lien avec le paroxysme des conditions climatiques de l'EECO, et un climat tropical.
- Enfin la Formation Castissent (intervalle 8) montre un cortège argileux dominé par les I/S R0 et qui présente une diminution de la kaolinite ce qui suggère un climat plus aride.

Nos résultats se rapprochent de ceux de Nijman et Nio (1975) qui discutent des résultats de palynologie d'Haseldonckx (1973). Ils indiquent la présence de faunes Nypa sp. dans la Formation Castigaleu, symptomatiques d'environnements de mangrove, et qui traduisent donc un climat humide tropical. Nous avons aussi mis en évidence des conditions humides avec l'abondance de la kaolinite dans les lutites. Ces auteurs mettent en évidence des conditions plus arides à saisonnalité plus marquées vers le haut de la série, que nous avons décrites dans la Formation Castissent.

Synthèse sur la provenance du matériel terrigène du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa au Paléocène-Eocène

Le Maastrichtien à la base de la série serait dominée par l'érosion de roches sédimentaires très matures pendant un épisode de pénéplanation et la mise en place de la Nappe de Boixols au Crétacé Supérieur. Le Paléocène montrerait un rajeunissement du relief et l'érosion des Nappes Mésozoïques (Anticlinal de San Corneli) et de la Zone Axiale dans une moindre mesure.

La LTS D (des Grès de Roda et du Complexe Détritique Supérieur) montrerait l'érosion dominante des granites de la Zone Axiale, provenant d'un bassin versant d'extension très limitée.

Les Formations Castigaleu et Castissent enregistreraient le mélange de sources plutoniques de la Zone Axiale et de sources sédimentaires issues de l'érosion des nappes mésozoïques émergées par l'activité du chevauchement du Montsec. Les limites de séquence de la Formation Castigaleu (LTS E et LTS F) sont dominées par les contributions sédimentaires (silicoclastique et dolomitique) attribuées à l'émergence du chevauchement de Montsec. Le reste des séquences montre principalement l'apport de la Zone Axiale.

Les deux séquences de la Formation Castigaleu sont contrastées. La première montre des contributions des nappes mésozoïques qui sont absentes dans la seconde, dominée par l'érosion de la Zone Axiale. L'augmentation de la subsidence flexurale dans la seconde séquence de la Castigaleu, mise en évidence par l'étude stratigraphique, traduirait la surrection de la Zone Axiale.

Le sommet de la Formation Castigaleu et la base de la Castissent ne montrent pas de changement du cortège minéralogique, et la mise en place de la Formation Castissent est attribuée à un changement du taux d'accommodation relié au mouvement de translation du chevauchement du Montsec. L'impact de l'érosion du chevauchement de Montsec devient à nouveau dominant au cours de la seconde séquence de la Castissent.

Chapitre 10. ETUDE DE L'EVOLUTION SPATIALLE DE LA MINERALOGIE DES FORMATIONS CASTIGALEU-CASTISSENT DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA

L'objectif de ce chapitre est d'étudier les variations spatialles des distributions minéralogiques et de les interpréter en termes de partitionnement spatiale des sources alimentant le système sédimentaire. Pour cela nous avons considéré la minéralogie des arénites issue des calculs sous A2M.

Nous avons conduit cette étude sur les Formations Castigaleu (LTS E et F) et Castissent (LTS G et H). La raison de ce choix est que ces Formations sont les seules qui présentent assez de matériel gréseux à l'échelle du bassin pour suivre son évolution minéralogique le long du profil de dépôt.

La Formation Castigaleu a fait l'objet d'un échantillonnage assez intense dans les coupes de South Ribagorzana et de Campo, en plus de la coupe de l'Isabena. Plus à l'Ouest, dans la coupe d'Atiart, la Formation Castigaleu ne montre pas assez de grès moyens/grossiers pour comparer les tendances d'évolution des provenances (

Figure 10.1).

La Formation Castissent montre le profil de dépôt le plus complet du fluviatile aux turbidites, et l'échantillonnage porte sur un plus grand nombre de coupes afin d'étudier les variabilités minéralogiques le long du transect amont-aval.

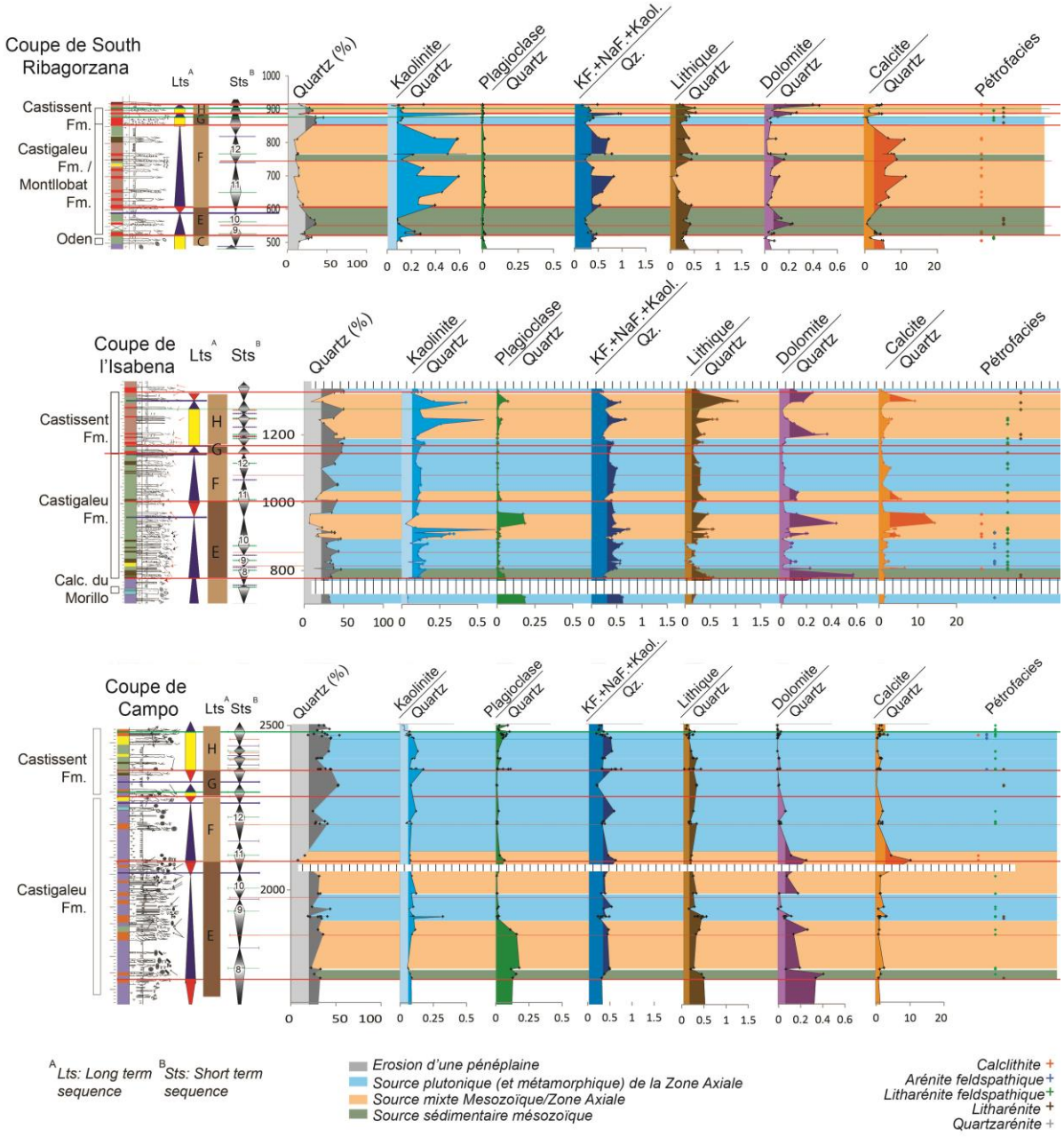


Figure 10.1 *: Evolution des cortèges minéralogiques dans les grès des Formations Castigaleu et Castissent dans les coupes de South Ribagorzana, Isabena et Campo.*

10.1 VARIATIONS MINERALOGIQUES AU SEIN DE LA FORMATION CASTIGALEU (LTS E ET F)

10.1.1 Contexte géologique

La Formation Castigaleu correspond à la Séquence de Dépôt TE3 et à la mise en place d'un vaste système fluvio-deltaïque de direction E-W, dominé par les processus tidaux dans son domaine littoral. Localement, nous notons la présence d'apports venant du Nord, comme nous l'avons montré au Nord de la Vallée de l'Isabena (fan delta de San Esteban). Cette période a été subdivisée en deux

Séquences de Long Terme (LTS E et F) dont l'analyse stratigraphique a montré une forte érosion dans la partie Est et Sud du Bassin, probablement liée à l'activité du Montsec. Le dépôt de la LTS E s'est ensuite effectué sous l'influence de la subsidence flexurale et d'une faible tectonique intrabassinale (peu de différenciation entre les coupes de South Ribagorzana, Montanana et Isabena). La LTS F montre l'augmentation de la subsidence flexurale et de la tectonique intrabassinale (développement d'un synclinal entre les coupes de South Ribagorzana, Montanana et Isabena). L'ensemble de la Formation Castigaleu a été subdivisée en cinq Séquences de Court Terme (**Figure 10.1**), la LTS E en présente trois, (STS 8, 9 et 10 ; la première est érodée dans la coupe de South Ribagorzana) et la LTS F deux (STS 11 et 12).

Les grès moyens/grossiers des coupes de South Ribagorzana, d'Isabena et de Campo, représentent respectivement les environnements suivants : domaine continental à chenaux fluviatiles et quelques incursions marines locales ; domaine littoral à environnements de plaine deltaïque à chenaux distributaires et de baie restreinte à chenaux intertidaux ; domaine marin à barres deltaïques dominées par les processus tidaux et marnes d'offshore.

10.1.2 Les grès moyens/grossiers de la Formation Castigaleu

10.1.2.1 Sur la coupe de South Ribagorzana

L'analyse du cortège minéralogique de la **Figure 10.1** montre que :

- Les feldspaths potassiques et plagioclases sont absents le long de l'intervalle, la proportion de feldspaths initiale est directement liée à celle de la kaolinite, très abondante.
- La LTS E est dominée par les lithiques, la dolomite et le quartz. La calcite et les feldspaths sont peu abondants. Les STS 9 et 10 montrent le même cortège minéralogique, qui indique une source dominée par l'érosion des nappes sédimentaires mésozoïques.
- La LTS F montre l'apport de feldspaths, de dolomite et de calcite, le quartz est très peu abondant. Ce cortège minéralogique indique une source mixte avec l'érosion de la Zone Axiale et des nappes mésozoïques. Les STS 11 et 12 montrent le même cortège minéralogique, la limite de séquence de la STS 12 est soulignée par l'absence de feldspath qui indique que le dépilement des nappes mésozoïques prédomine.

10.1.2.2 Sur la coupe de l'Isabena

L'évolution minéralogique de la Formation Castigaleu le long de la coupe de l'Isabena montre que (**Figure 10.1**) :

- Les cortèges minéralogiques de la LTS E sont variables avec, à la base, dans la LTS 8 une augmentation de la dolomite et des lithiques soulignant l'érosion des nappes sédimentaires mésozoïques. La STS 9 et la base de la LTS 10 présentent un cortège minéralogique dominé par les feldspaths et une nette diminution des dolomites, ce qui suggère une source plutonique de la Zone Axiale. Le sommet de la séquence 10 montre la présence de feldspaths et de dolomite indiquant une source mixte issue de la Zone Axiale et des nappes mésozoïques. La base de la STS 11 montre une contribution dominée par l'érosion de la Zone Axiale.
- La LTS F est dominé par les apports en provenance de la Zone Axiale avec l'absence de dolomite. La limite de séquence de la LTS F est soulignée par la présence de dolomite, et indique une érosion des nappes mésozoïques.

10.1.2.3 Sur la coupe de Campo

La base de la Formation Castigaleu (LTS E) montre un cortège minéralogique dominé par les lithiques silicoclastiques et dolomitiques (**Figure 10.1**). On note à ce niveau la présence des plagioclases et une faible proportion de kaolinite, *i.e.* une bonne préservation des conditions minéralogiques initiales. Cet intervalle montre ainsi la prédominance d'une source sédimentaire, en plus d'une contribution plutonique plus discrète. Nous retrouvons donc ici la signature des nappes sédimentaires mésozoïques. Le reste de la LTS E, correspondant à la première séquence définie dans la Formation de Castigaleu, montre une variation des types de sources avec :

- le passage à une source mixte plutonique, suggérée par l'abondance des feldspaths, et sédimentaire, indiquée par la présence de dolomite, qui pointerait l'érosion de la Zone Axiale et des nappes mésozoïques au sommet de la STS 8 et la base de la STS 9,
- une diminution de la contribution sédimentaire au sommet de la STS 9 et à la base de la STS 10,
- le retour à une source mixte Zone Axiale / Nappes mésozoïques au sommet de la LTS E.

La limite de séquence de la LTS F montre une augmentation des dolomites, calcites, lithiques et une proportion de feldspaths invariantes. Ceci signerait donc aussi une reprise d'érosion des nappes mésozoïques, à la faveur d'une reprise de l'activité du Montsec, toujours avec une contribution de la Zone Axiale. Le reste de la séquence montre une dominance de la contribution plutonique, ce qui enregistre la surrection de la Zone Axiale.

10.1.3 Analyse de la distribution minéralogique amont-aval

Les variations minéralogiques le long du profil de dépôt de la Formation Castigaleu sont synthétisées sur la **Figure 10.2** et mettent en évidence les éléments suivants :

- La limite de séquence de la LTS E est soulignée à travers tout le bassin par un apport de lithiques sédimentaires et de dolomite. Ceci indiquerait une forte activité du chevauchement du Montsec, contribuant à l'émergence et à l'érosion des nappes mésozoïques. Cette contribution reste prédominante dans l'ensemble de la LTS E sur la coupe de South Ribagorzana, localisée à l'Est et au Sud du Bassin de Graus-Tremp, et indique donc la proximité des nappes mésozoïques émergées à la faveur du chevauchement de Montsec. Plus à l'Ouest, sur la coupe de l'Isabena, la LTS E montre des contributions plutoniques de la Zone Axiale, à la faveur d'apports venant du Nord (Fan delta de San Esteban). La coupe de Campo montre plutôt des apports mixtes issus de la Zone Axiale et des Nappes Mésozoïques, ce qui serait lié au mélange des sources et à leur redistribution dans le domaine marin.
- La LTS F montre le même schéma, avec une limite de séquence marquée par l'érosion des nappes sédimentaires sur les coupes de l'Isabena et de Campo, en plus de contribution de la Zone Axiale. Sur la coupe de South Ribagorzana, la limite de séquence n'est pas très marquée, ce qui peut être le résultat d'un by-pass des sédiments. Le reste de la LTS F montre la nette érosion des sources plutoniques à travers le bassin, avec toujours la contribution des nappes mésozoïques dans la coupe de South Ribagorzana.

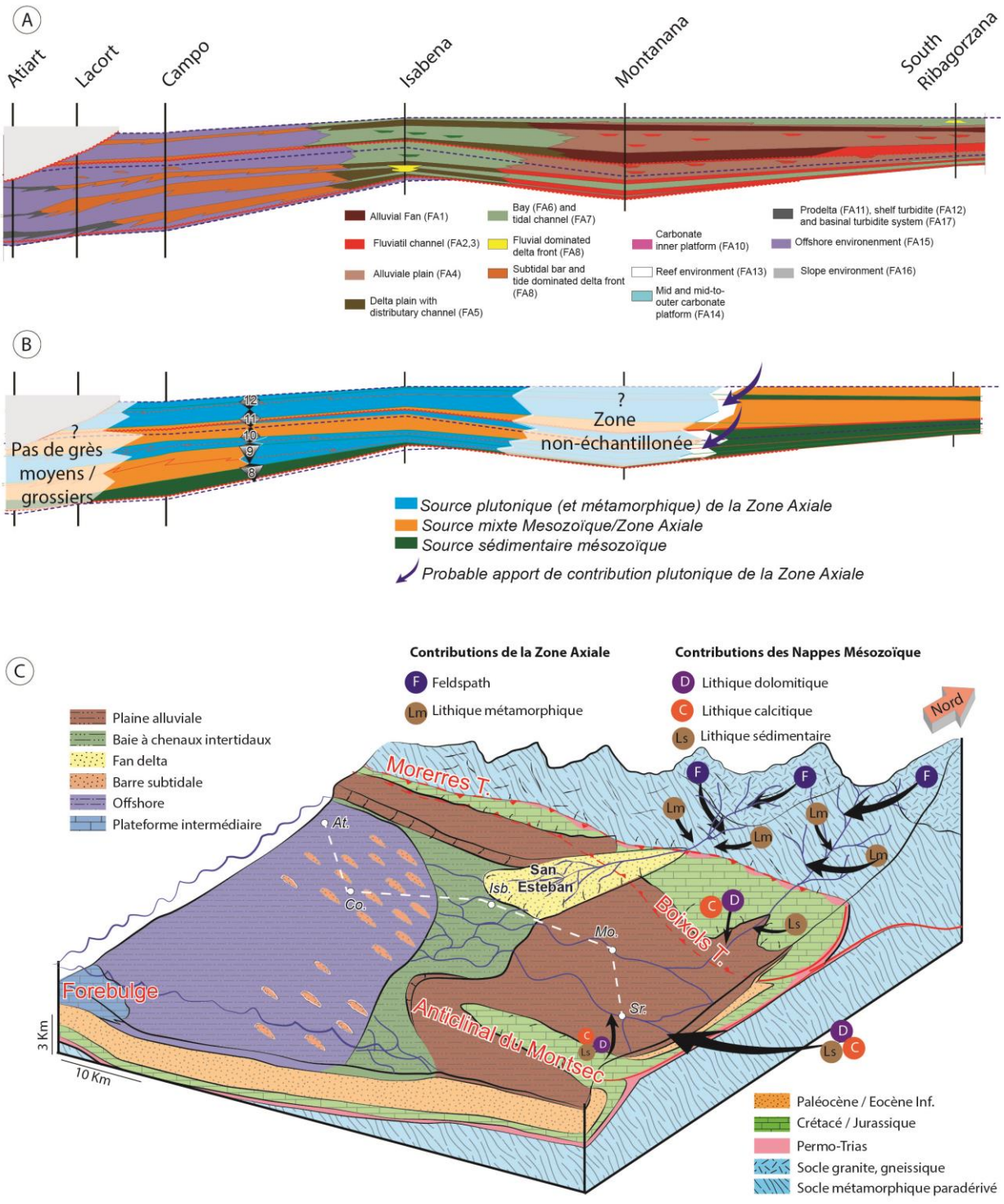


Figure 10.2 *: A) Profil de dépôt de la Formation Castigaleu ; B) Distributions minéralogiques le long du profil de dépôt ; C) Bloc 3D schématisant la paléogéographie de la Formation Castigaleu et ses sources.*

- A l'échelle des LTS, la limite de séquence montre l'activité du Montsec qui met à érosion les nappes mésozoïques. Ceci est suivi par la surrection de la Zone Axiale qui alimente le système sédimentaire en feldspaths. Ceci conforte nos résultats de stratigraphie qui montrent une forte subsidence flexurale au cours des LTS E et F. L'impact de la tectonique à l'échelle d'une LTS est illustré sur la **Figure 10.3**.

- La LTS F montre une contribution de la Zone Axiale plus importante que la LTS E, ce qui va aussi avec l'augmentation de la subsidence mise en évidence dans notre analyse des courbes d'accommodation.

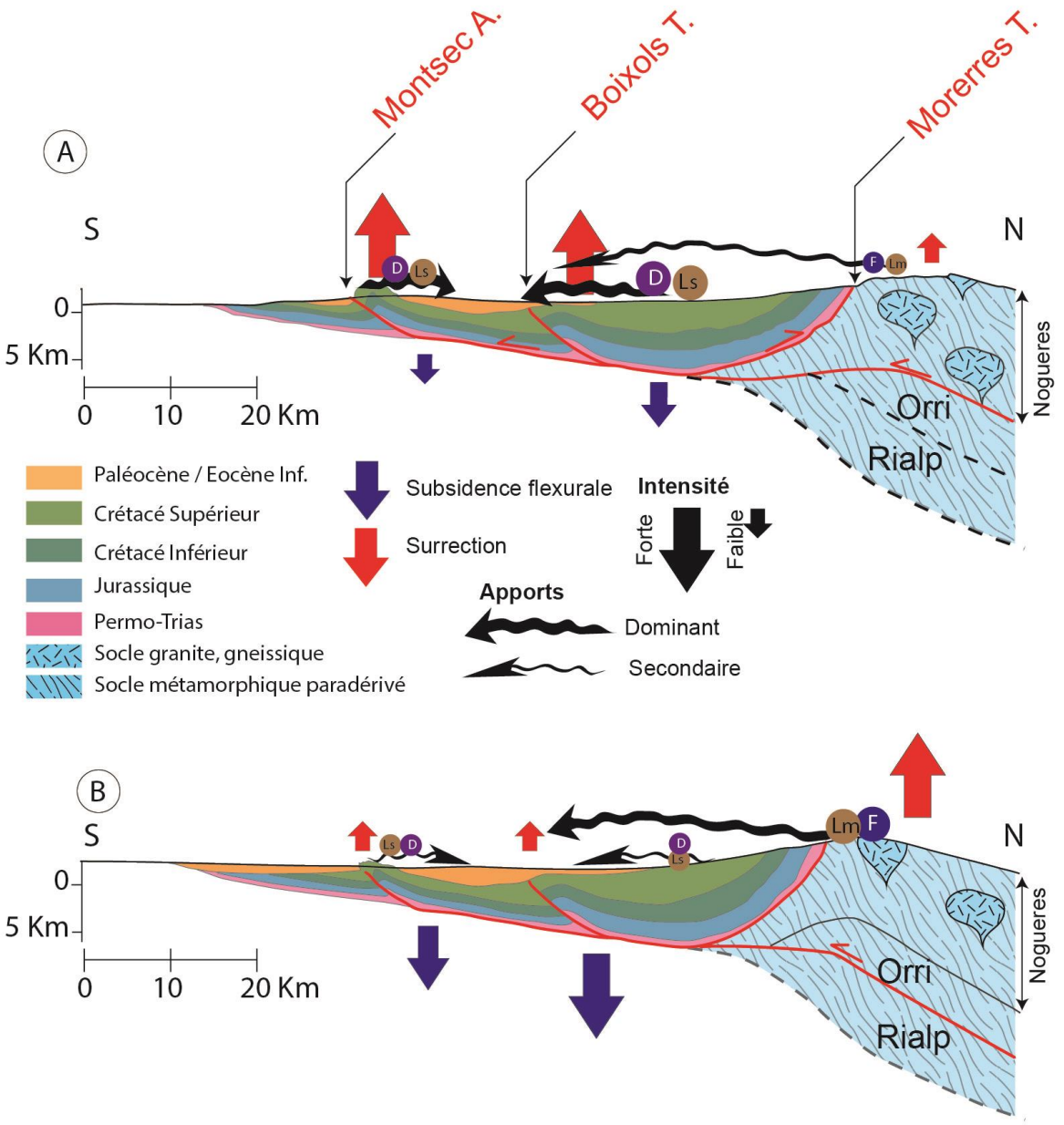


Figure 10.3 *: Schéma illustrant l'impact de la tectonique sur la minéralogie. A) Phase dominée par la migration du chevauchement frontal du Montsec : le bassin piggyback est en surrection et met à l'érosion les nappes mésozoïques ; B) Phase dominée par la surrection de la Zone Axiale qui alimente le bassin : le piggyback est affecté par la forte subsidence flexurale, qui limite la surrection des nappes mésozoïques et l'apport de lithiques sédimentaires et de dolomites dans le bassin.*

10.2 VARIATIONS MINERALOGIQUES LE LONG DU PROFIL CASTISSENT DANS LE BASSIN DE GRAUS-TREMP

10.2.1 Contexte géologique

La Formation Castissent montre un vaste système fluvio-deltaïque dominé par les processus fluviaux dans son domaine littoral. Les directions d'apports sont globalement Est-Ouest. Quelques apports en provenance du Nord-Est sont indiqués dans la littérature (Nijman and Nio, 1975 ; Marzo et al., 1988) dans l'Isabena et à Campo. La Formation Castissent montre une forte progradation des sédiments que nous avons attribuée à une surrection du Bassin de Graus-Tremp liée au déplacement du chevauchement de Montsec vers le Sud. La propagation du chevauchement induit le développement d'une rampe latérale vers l'Ouest (Faille de la Foradada et chevauchement d'Atiart), qui sépare un domaine en surrection (le Bassin de Graus-Tremp) d'un domaine en subsidence (le Bassin d'Ainsa) et marque la transition entre les systèmes deltaïques et turbiditiques.

Le profil de dépôt de la Formation Castissent montre à l'Ouest un vaste système de nappes fluviatiles passant vers l'Est à des systèmes chenalisés plus encaissés de type « *ribbon* » (sur la coupe de la vallée de l'Isabena), et à un système littoral dominé par des chenaux distributaires et des lobes deltaïques. Plus en aval, nous avons décrit des environnements prodeltaïques intercalés de turbidites de shelf, passant à un domaine de bassin avec des chenaux turbiditiques (systèmes de Fosado et d'Arro).

Nous avons subdivisé la Formation Castissent en deux Séquences de Long Terme, la LTS G (composée d'une Séquence de Court Terme) et la LTS H. Cette dernière contient quatre Séquences de Court Terme (STS 14 à 17).

10.2.2 Lien entre sources et cortèges argileux et mise en évidence d'une forte variabilité minéralogique

10.2.2.1 Distribution des sources

Les variations minéralogiques des grès moyens/grossiers de la Castissent détaillées sur la**Figure 10.1** sont synthétisées sur la **Figure 10.4**. La LTS G est marquée par des apports issus de la Zone Axiale à travers tout le Bassin de Graus-Tremp. Au contraire, la LTS H montre des variations à travers le bassin : elle est entièrement dominée par une source mixte Zone Axiale / Mésozoïque sur la coupe de South Ribagorzana alors que plus à l'Ouest, des variations à plus haute résolution sont observables :

- La STS 14 montre une prédominance des apports plutoniques sur la coupe de l'Isabena et de Campo, avec une contribution mésozoïque très discrète marquée par une faible augmentation de la dolomite.
- Les STS 15 à 17 montrent une source mixte Mésozoïque / Zone Axiale dans la coupe de l'Isabena. A Campo, la minéralogie montre une prédominance des apports de la Zone Axiale. Nous notons avec une discrète augmentation de dolomite qui indique une augmentation de la contribution Mésozoïque dans les STS 14 et 17.

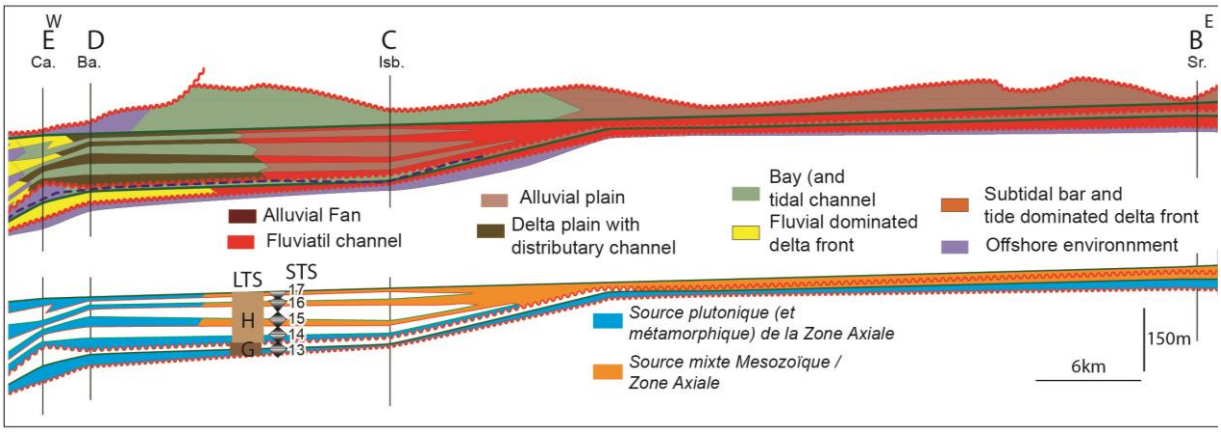


***Figure 10.4** : A) Profil de dépôt de la Formation Castissent ; B) Synthèse des distributions minéralogiques réalisée à partir des données minéralogiques des coupes de South Ribagorzana (B), Isabena (C), Bacamorta (D) et Campo (E) présentées en **Figure 10.1**.*

Nous avons montré dans le chapitre 7 que les argiles issues de la fraction fine des lutites sont d'origine détritique dans le Bassin de Graus-Tremp alors que les cortèges argileux sont fortement impactés par la diagenèse dans le Bassin d'Ainsa et ne peuvent pas être interprétés en termes d'altération liée au climat et de surrection tectonique.

Les données dont nous disposons sont quelques échantillons dans les coupes de South Ribagorzana (4 lutites ; **Figure 10.5**-B), d'Isabena (**Figure 10.5**-C ; 11 échantillons), de Bacamorta (7 échantillons ; **Figure 10.5**-D) et de Campo (3 échantillons ; **Figure 10.5**-E).

Le cortège argileux des lutites du Bassin de Graus-Tremp montre que les proportions de kaolinite et de chlorite sont assez constantes. En revanche, nous notons une augmentation de l'illite au dépens des I/S sur les coupes de l'Isabena, Bacamorta et Campo par rapport à la coupe de South Ribagorzana. L'analyse détaillée de l'évolution des cortèges argileux le long de la coupe de l'Isabena a mis en évidence un intervalle riche en chlorite et en illite vers la base de la LTS H (**Figure 10.5**-C), qui semble aussi présent sur la coupe de Bacamorta (**Figure 10.5**-D). Les variations de proportions de l'illite et des I/S pourraient donc simplement être liées à l'échantillonnage, effectué ou non dans cet intervalle.

La comparaison entre la coupe de l'Isabena et celle de Bacamorta montre une même tendance d'évolution des cortèges argileux avec, à la base de la LTS H, un indice PhW/ChW supérieur à 1, et vers le sommet un indice PhW/ChW inférieur à 1. Ceci suggère que le cortège argileux est contrôlé par les mêmes facteurs (climatique et tectonique) entre ces deux coupes, et par extension dans tout le Bassin de Graus-Tremp.

Un aspect marquant des cortèges argileux dans la Castissent du Bassin de Graus-Tremp concerne les variations de type d'I/S d'une coupe à l'autre. Les échantillons de la coupe de South Ribagorzana, au Sud-Est du Bassin de Graus-Tremp, montrent exclusivement des I/S de type R0, riches en feuillets smectitiques. Dans la coupe de l'Isabena, les I/S sont de type régulier à la base de la Formation Castissent, dans l'intervalle principalement alimenté par la Zone Axiale et de type R0 dans le reste de la Formation Castissent, alimentée par la Zone Axiale et les nappes mésozoïques. Les 6 échantillons prélevés sur la coupe de Bacamorta (à l'Ouest de la coupe de la vallée de l'Isabena),

montrent tous des interstratifiés réguliers. Les 3 échantillons de la coupe de Campo (quelques centaines de mètres à l'Ouest de Bacamorta) montrent des I/S R0.

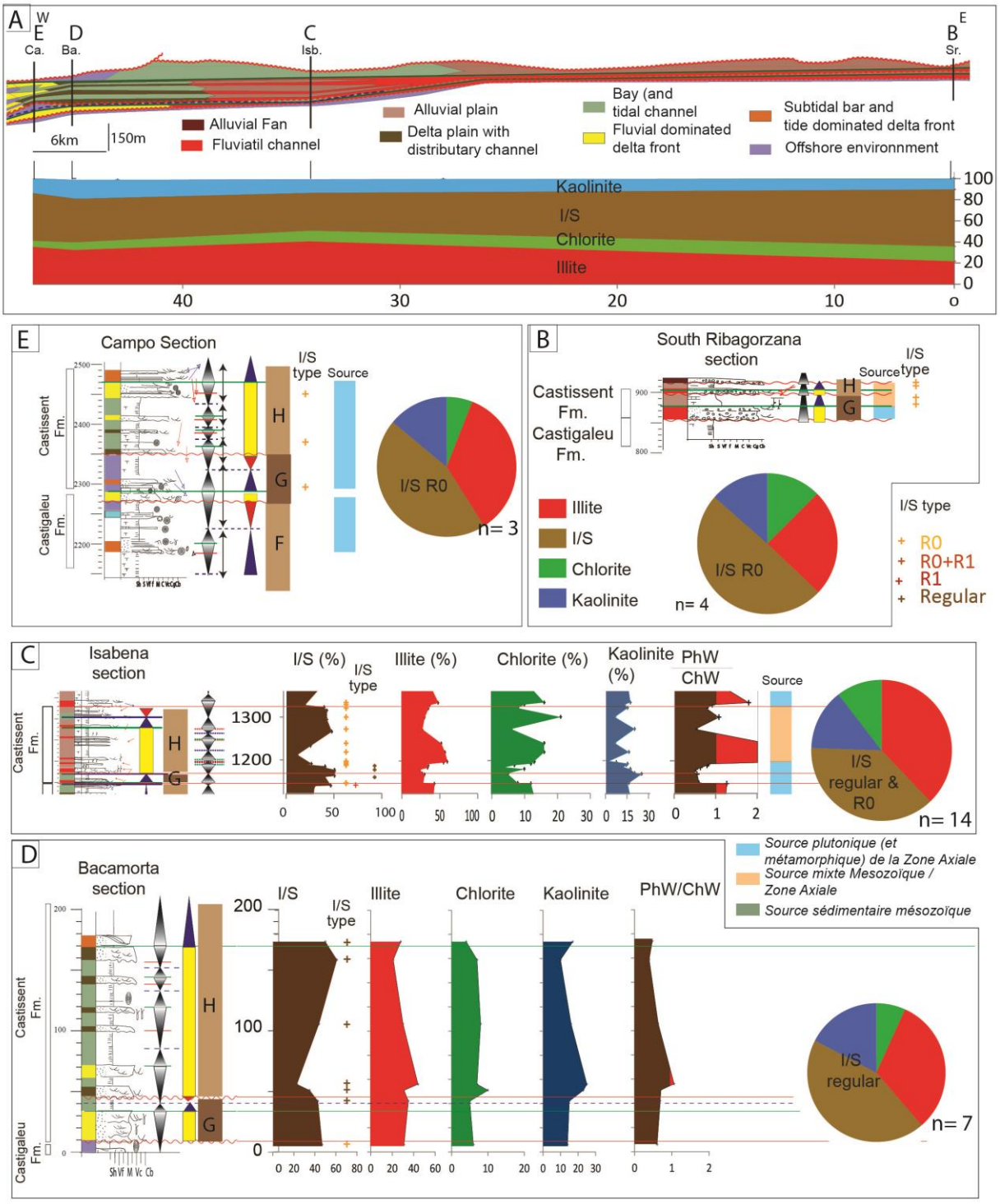


Figure 10.5 *: Evolution des cortèges argileux le long de la Formation Castissent dans le Bassin de Graus-Tremp. A) Localisation des sections échantillonnées pour les analyses DRX fraction fine et évolution longitudinale du cortège argileux des lutites dans le Bassin de Graus-Tremp; B) Détail de la coupe de South Ribagorzana ; C) Détail de la coupe de l'Isabena ; D) Détail de la coupe de Bacamorta ; E) Détail de la coupe de Campo .*

10.2.2.2 Interprétations

L'apport d'I/S réguliers dans la coupe de l'Isabena semble associé à une contribution plutonique et métamorphique de la Zone Axiale. En utilisant la présence des I/S réguliers comme marqueur de ce type d'apport, il apparait des différenciations géographiques de ces contributions à travers le Bassin. La coupe de South Ribagorzana montre la présence d'I/S R0 dans les intervalles dominés par une source sédimentaire mésozoïque, ce qui est aussi le cas au sommet de la Castissent sur la coupe de la vallée de l'Isabena. A Bacamorta, les I/S réguliers sont en relation avec une source de la Zone Axiale. Cette source serait donc localisée entre les coupes de la vallée de l'Isabena et de Bacamorta et effacerait le signal porté par les interstratifiés I/S de type R0 des sédiments plus à l'Est dans le bassin (coupes de la vallée de l'Isabena et de South Ribagorzana).

10.2.3 Variations minéralogiques le long du profil de dépôt de la Formation Castissent

Ce bref aperçu des distributions minéralogiques le long du profil Castissent nous montre une forte variabilité spatio-temporelle des sources avec 1) un système sédimentaire alimenté par plusieurs types de sources distribuées le long du profil de dépôt et 2) des changements temporels de sources à un endroit donné. Il nous est apparu très difficile d'interpréter ces variations de la minéralogie pour plusieurs raisons :

- elles s'effectuent à très haute résolution et à notre échelle d'échantillonnage, les tentatives d'interprétation de ces variations ont nécessité de nombreuses hypothèses, qu'il aurait été très laborieux de contraindre (by-pass des sédiments, lacunes d'érosion très locales, erreur dans la corrélation des STS,…).
- une des ambitions de notre travail est de pouvoir reconduire l'ensemble du workflow destiné à l'étude des distributions minéralogiques à d'autres bassins. Dans notre cas, contraindre ces variations hautes résolutions aurait nécessité un échantillonnage plus intensif que celui que nous avons réalisé. Il nous a semblé plus utile de réduire la résolution de l'étude des distributions minéralogiques plutôt que de densifier l'échantillonnage.

Ainsi, nous proposons d'analyser les distributions minéralogiques de la Castissent en diminuant la résolution temporelle à l'échelle de la Formation plutôt qu'à l'échelle des LTS ou des STS. La résolution horizontale a par contre été augmentée puisque nous avions retenu dès le début cette Formation pour l'étude des distributions spatiales de la minéralogie, au vue de l'étendue du profil de dépôt, depuis les systèmes fluviaux jusqu'au turbidites de bassin.

Nous essayons ici de mettre en évidence les liens entre minéralogie, lithologie, taux d'accommodation et provenance. L'évolution de la minéralogie le long du profil de dépôt de la Formation Castissent a été documentée (d'Est en Ouest) sur les coupes de Collatrava, Mas del Faro, South Ribagorzana, Montanana, Luzas, Luzas C, Isabena, Bacamorta, Campo, Santo Cristo, Atiart, Pocino, San Esteban, Los Molinos et Fanlo (Figure 10.6 A). Il faut noter que contrairement aux autres coupes qui traversent tout l'intervalle Castissent, les coupes de San Esteban, Los Molinos et Fanlo ne recoupent que le chenal turbiditique d'Arro dans la seconde séquence de Castissent (LTS H).

Le long du profil amont aval, nous avons renseigné chaque section en matière de création d'accommodation (appelé simplement par la suite « accommodation »), de lithologie et de

minéralogie moyenne de chaque classe granulométrique. Ceci nous a permis de reconstruire un profil amont-aval de l'accommodation de la Castissent (Figure 10.6 B) que l'on peut mettre en regard des évolutions minéralogiques et lithologiques. Les proportions des différentes lithologies issues des logs de terrain (*i.e.* lutites ; grès fins/très fins ; grès moyens/grossier et conglomérats/*debris-flow*) ont été calculées pour chaque section (Figure 10.6 C). Les calculs d'accommodation et des pourcentages lithologiques n'ont pas été possibles pour les coupes de San Esteban, Los Molinos et Fanlo puisque celles-ci ne recoupent pas l'ensemble de la Formation Castissent.

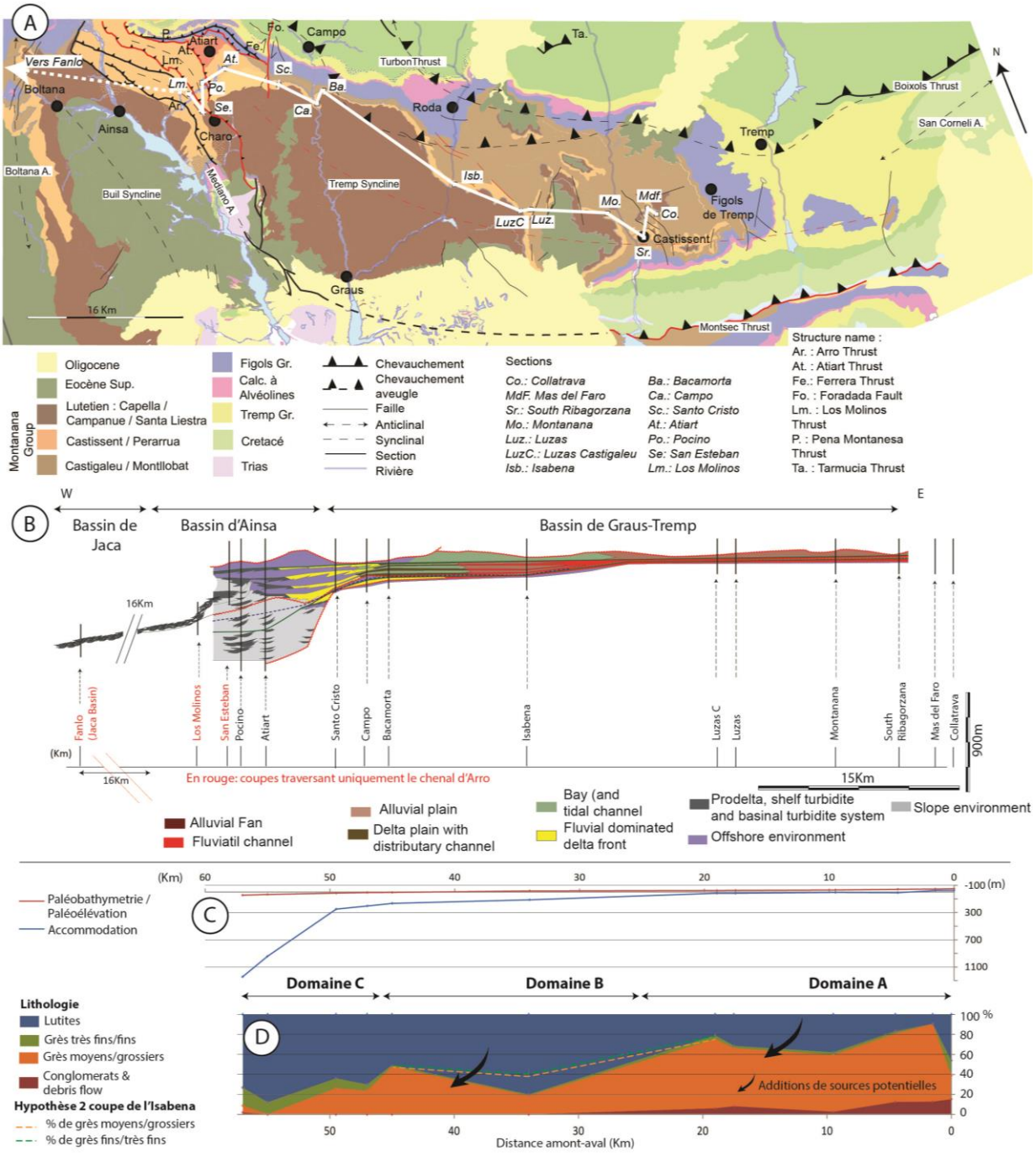


Figure 10.6 *: A) Carte de localisation des sections réalisées sur la Formation Castissent ; Profil de dépôt de la Formation Castissent : B) Corrélation stratigraphique et localisation des coupes ; C) Evolution horizontale de l'accommodation ; D) des lithologies.*

10.2.3.1 Liens entre lithologie et accommodation

La comparaison entre l'évolution de l'accommodation et des lithologies à travers le système sédimentaire de la Formation Castissent nous a permis de définir trois domaines (domaines A, B et C sur Figure 10.6 B et C).

Domaine A

Le domaine A, situé à l'Est du Bassin de Graus-Tremp entre les coupes de Collatrava et Luzas C, présente des valeurs d'accommodation très faibles voire négatives, entre -24m et 17m associées à des dépôts proximaux de nappes fluviatiles en tresse amalgamées. Les lithologies dominantes sont les grès moyens/grossiers et les lutites, et les faciès conglomératiques sont présents. La faible préservation des faciès de plaine d'inondation (lutites et grès fins/très fins) serait liée au fort taux d'amalgamation et d'érosion dans un système de haute énergie. Les rares faciès fins marquent les périodes de décrue au sommet des nappes fluviatiles.

Entre les coupes de Montanana et de Luzas on observe une augmentation des conglomérats et des grès moyens/grossiers qui tranche avec la diminution générale des proportions de ces granulométries dans le domaine A. Cette évolution pourrait indiquer l'existence d'une source additionnelle à l'origine d'une alimentation de la coupe de Luzas en matériel grossier. *NB : Il est nécessaire avant d'interpréter les variations lithologiques en termes d'ajout de nouvelles sources de s'assurer de la représentativité des coupes concernée par ces variations. En effet, des variations abruptes de lithologies apparaissent entre les coupes de Collatrava et de Mas del Faro ainsi qu'entre les coupes de Luzas et Luzas C. L'architecture des dépôts au niveau de ces coupes est présentée en Figure 10.7 et montre que les coupes de Collatrava et de Luzas sont localisées en marge de l'incision de la première et de la seconde nappe fluviatile respectivement. L'architecture stratigraphique contraint donc la proportion de lutites et de grès moyens/grossier dans ces deux coupes. L'analyse et l'interprétation des variations lithologique (et donc minéralogiques) ne peuvent donc pas s'affranchir d'une étude fine de l'architecture stratigraphique du secteur étudié.*

Domaine B

Le domaine B correspond aux coupes de l'Isabena et de Bacamorta. Les valeurs d'accommodation augmentent vers l'Ouest (elles sont respectivement de 113.5 et 165m), et les épaisseurs de sédiments sont plus importantes (130.5 et 160m). Les environnements de dépôts correspondent à des chenaux fluviatiles de types *ribbon,* encaissés dans des faciès de plaine d'inondation sur la coupe de l'Isabena, et à des chenaux distributaires et des deltas dans la coupe de Bacamorta. On observe que ce domaine présente, comme dans le domaine A, très peu de grès fins/très fins, et se distingue par une augmentation des lutites au dépens des grès moyens/grossiers. Les conglomérats ne sont pas présents.

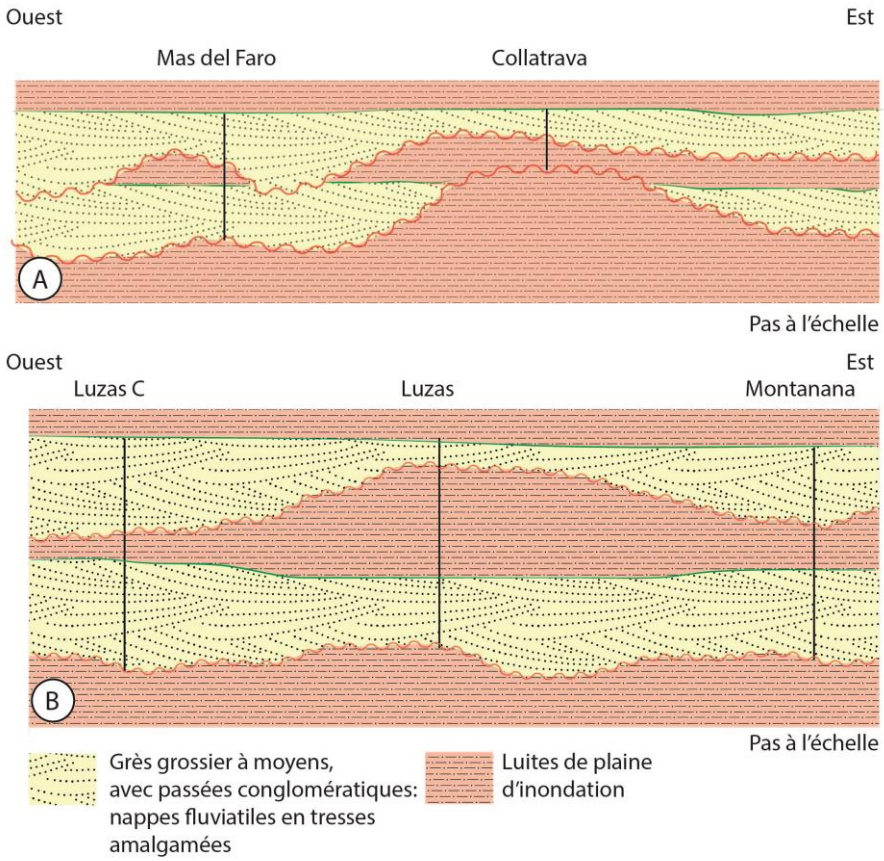


***Figure 10.7**: Schéma d'empilement des deux nappes fluviatiles au niveau A) des coupes de Collatrava et de Mas del Faro et B) des coupes de Montanana, Luzas et LuzasC, les conglomérats ne sont pas distingués.*

La coupe de l'Isabena montre une forte prédominance des lutites. Ceci serait lié à la forte hétérogénéité des environnements de dépôt rencontrés le long de la coupe en lien avec l'architecture sédimentaire des chenaux de type *ribbon,* qui limite leur extension latérale. Dans notre cas, la coupe mesurée passe plutôt au niveau des marges des *ribbons*. Cependant, même en prenant l'hypothèse d'une coupe passant par tous les cœurs des *ribbons* (avec un maximum de grès grossier/moyens), la proportion de grès moyens/grossiers resterait inférieure à celle de la coupe de Bacamorta (Cf hypothèse 2 représentée par une courbe en pointillés sur la Figure 10.6 C). L'augmentation de la proportion de grès moyens/grossiers entres les coupes de l'Isabena et de Bacamorta pourrait donc être en lien avec 1) l'addition d'une source ponctuelle entre Isabena et Bacamorta (Fan de Campanue de (Nijman and Nio, 1975), permettant l'apport de grès moyens/grossiers dans le bassin ou 2) un changement hydrodynamique, avec un *by-pass* des sables plus importants dans la coupe de l'Isabena. La quasi-absence de grès fins pourrait s'expliquer par la configuration en *ribbons* qui favorise des écoulements encaissés de haute énergie avec peu de débordements. La charge sableuse fine est alors évacuée vers l'aval sans être piégée sur la zone.

Domaine C

Le domaine C, situé entre les coupes de Campo et de Pocino, montre des accommodations élevées (entre 200 et 1250m) et une forte épaisseur de sédiments préservés (entre 200 et 1200m).

Les coupes de Campo et de Santo Cristo correspondent à des environnements de plaine deltaïque, de baie et de delta. Plus en aval, les coupes d'Atiart et de Pocino montrent la mise en place d'un bassin turbiditique à la faveur d'une augmentation abrupte de l'accommodation (par le jeu de la faille de la Foradada). Les dépôts turbiditiques sont surmontés par des dépôts riches en grès fins prodeltaïques et hyperpycnaux.

Sur la coupe d'Atiart l'absence de grès moyens/grossiers serait liée au fait que la coupe ne traverse pas le chenal turbiditique de Fosado. Ce domaine montre une bonne préservation des grès fins/très fins liée à la présence de faciès de débordement des chenaux turbiditiques.

La dispersion des sédiments dans les systèmes deltaïques et prodeltaïques engendre une baisse générale de l'énergie des écoulements, permettant le dépôt des particules plus fines et en particulier des grès fins/très fins. L'augmentation abrupte des lutites sur les coupes d'Atiart et de Pocino serait associée 1) à l'augmentation importante de l'accommodation, qui n'est pas comblée par les apports sédimentaires (le bassin serait ainsi sous-alimenté en grès) et 2) à l'apport des lutites qui ne se sont pas déposées à l'amont. Les faciès de pente seraient plus argileux en raison du by-pass des sédiments vers un domaine plus aval via des chenaux turbiditiques gréseux très localisés.

La partie amont du système de Castissent (domaine A), caractérisé par une très faible accommodation, est un système très énergétique permettant le dépôt de conglomérats jusqu'à la coupe de Luzas C.

Plus en aval (domaine B), l'accommodation augmente et le système sédimentaire perd en énergie, les conglomérats restent piégés en amont. On ne préserve cependant toujours pas de grès fins, ce qui indique un transit des particules fines vers l'aval du profil.

Le domaine C montre une préservation des grès fins/très fins dans le système sédimentaire, liée à une augmentation de l'accommodation et à une baisse d'énergie dans le domaine marin. La pente du bassin est dominée par les lutites et les grès fins/très fins. Les grès moyens/grossiers y sont nettement sous-représentés : ils sont piégés en amont dans les systèmes fluvio-deltaïques ou transitent vers le bassin profond par des chenaux turbiditiques localisés.

Nous notons dans cette tendance générale de décroissance granulométrique le long du transect des augmentations localisées de grès moyens ou de conglomérats qui peuvent être liées à l'addition de sources le long du système sédimentaire, ou des changements d'accommodation et de régime hydrodynamique induisant le by-pass local des sédiments. Cela pourrait être le cas dans la partie amont du Bassin de Graus-Tremp entre les coupes de Montanana et de Luzas et un peu plus en aval entre les coupes de l'Isabena et de Bacamorta. Une dernière cause de variations locales des proportions lithologiques est le changement local de l'architecture des dépôts, comme cela a été montré dans les coupes de Collatrava, Mas del Faro et Luzas.

10.2.3.2 Variabilité longitudinale de la minéralogie

Les proportions minéralogiques sont représentées sur les diagrammes D à G de la **Figure 10.8** qui reprend les données granulométriques de la **Figure 10.6** :

- Le diagramme D correspond aux lutites, *i.e.* aux pourcentages de quartz, feldspath potassique, plagioclase, calcite, dolomite, de l'ensemble [clay+micas] (*i.e.* kaolinite + muscill + biochlo + smectite + chlorite) et de l'ensemble [oxydes de fer et de Ti]. Ces pourcentages ont été obtenus en moyennant les proportions minéralogiques des lutites (argilites, marnes et silt) sur chaque coupe.
- Les diagrammes E et F sont basés sur le même principe et concernent respectivement les grès fins/très fins et les grès moyens/grossiers.
- Le diagramme G correspond aux pourcentages globaux de quartz, feldspath potassique, plagioclase, calcite, dolomite, de l'ensemble [clay+micas] *i.e.* [muscill + biochlo + smectite + chlorite + kaolinite] et de l'ensemble oxydes de fer et de Ti. La kaolinite n'est pas représentée séparément, mais elle est ajoutée au plagioclase dans les arénites, et à l'ensemble [clay+micas] dans les lutites. Ces pourcentages sont pondérés par les proportions des différentes lithologies pour chaque coupe de terrain. Les conglomérats/*debris-flow* ont été retirés de ce calcul.

L'impact de la diagenèse

La **Figure 10.8**-E et F met en évidence, dans les arénites, deux zones de part et d'autre de la coupe de Pocino. A l'Est, dans le Bassin de Graus-Tremp, les grès montrent de la kaolinite et une absence de plagioclase, alors qu'à l'Ouest, dans le Bassin d'Ainsa, les grès contiennent des plagioclases sans kaolinite et très peu de feldspath potassique. Ceci reflète l'impact de la diagenèse, discutée dans les chapitres 7 et 8, avec la kaolinisation des plagioclases dans le Bassin de Graus-Tremp et l'albitisation des feldspaths potassiques dans le Bassin d'Ainsa. Les lutites sont aussi impactées par la diagenèse puisque le plagioclase est présent dans le Bassin d'Ainsa et absent dans celui de Graus-Tremp.

L'absence de kaolinisation dans le Bassin d'Ainsa serait liée à un enfouissement plus important des sédiments et aux conditions de dépôt marines empêchant la circulation des eaux météoriques. Cet enfouissement est mis en évidence par la courbe d'accommodation de la **Figure 10.8**-B, qui montre des taux d'accommodation beaucoup plus importants dans le Bassin d'Ainsa que dans celui de Graus-Tremp. Cet enfouissement pourrait aussi être la cause de l'albitisation des grès du Bassin d'Ainsa, en lien avec l'illitisation des smectites que nous avons mis en évidence au chapitre 7. La présence de sel triasique pourrait aussi être une cause de l'albitisation des grès avec 1) la percolation de fluides salifères, sodiques, ayant circulé au niveau du diapir de Médiano, localisé au Sud du Bassin d'Ainsa, et qui s'est formé pendant le Lutétien et 2) une anomalie géothermique en lien avec ce même diapir, qui aurait pu accélérer les transformations diagénétiques.

L'impact de la granulométrie

La **Figure 10.8**-G montre l'évolution minéralogique après pondération des différentes lithologies (lutites, grès fins/très fins et grès moyens/grossiers). L'évolution minéralogique est relativement constante dans le bassin de Graus-Tremp entre les coupes de Mas del Faro et de Campo. Cependant, nous retrouvons l'empreinte minéralogique des coupes de Collatrava et de Luzas qui présentent moins de grès moyens/grossiers, ce qui se traduit par une diminution de la proportion

de calcite et du quartz, au profit de l'ensemble « clay+micas ». Nous remarquons aussi sur la **Figure 10.8**-G que le Bassin d'Ainsa est plus riche en phyllosilicates que le Bassin de Graus-Tremp. Cette différenciation n'est pas visible sur les diagrammes D, E et F, *i.e.* pour une lithologie donnée. Cela signe donc simplement la prédominance des lutites par rapport aux grès fins à grossiers dans cette partie du Bassin.

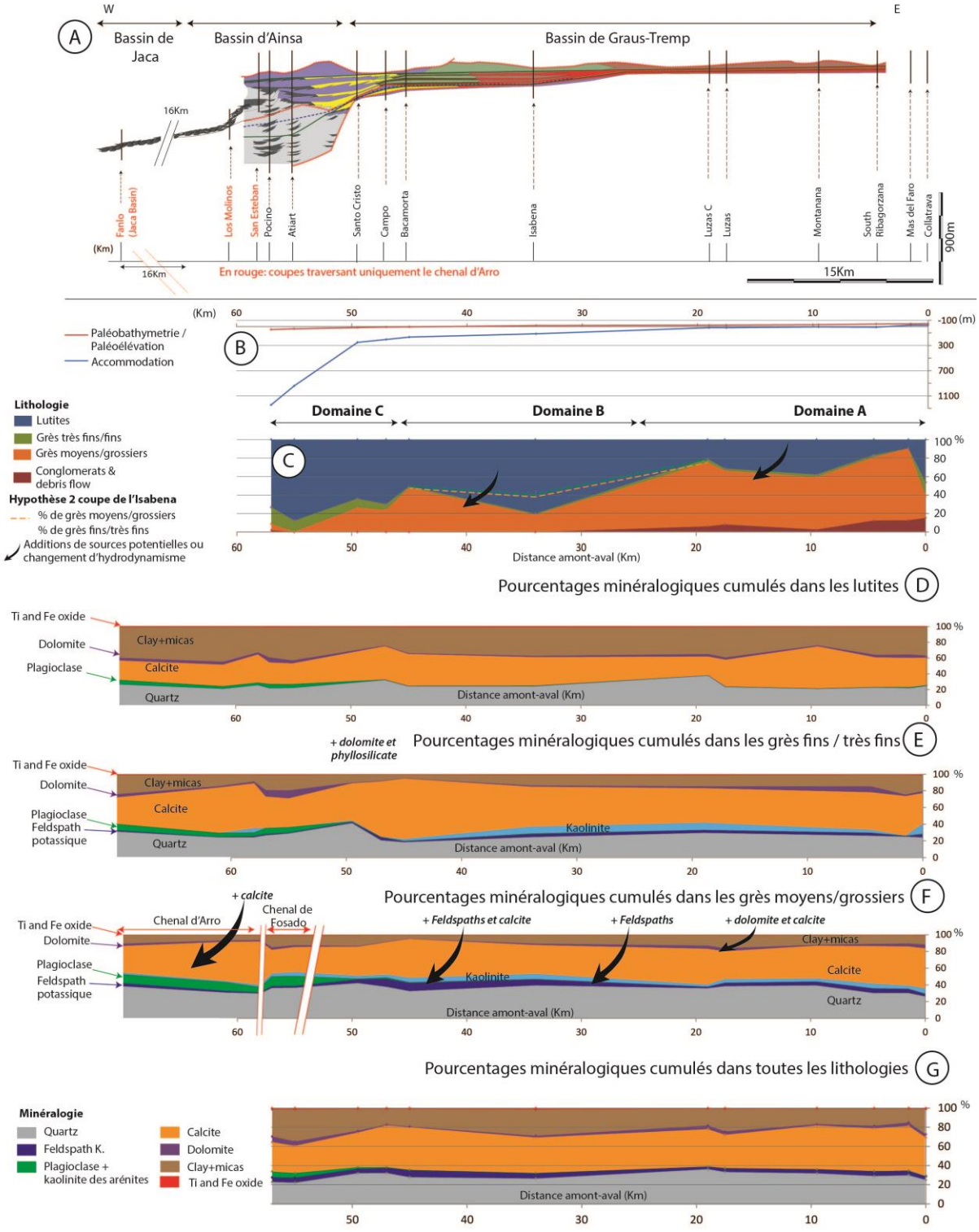


***Figure 10.8** : Evolution le long du profil de dépôt de la Formation Castissent. A) Corrélation stratigraphique et localisation des coupes ; B) Evolution horizontale de l'accommodation ; C) des lithologies ;*

D), E), F) Evolution minéralogique dans les lutites, les grès fins et très fins, les grès moyens et grossiers ; G) Evolution minéralogique de l'ensemble des lithologies (hors conglomérats) les conglomérats ont été retiré.

L'impact des sources

L'impact des sources est visible sur les profils d'évolution minéralogique des grès moyens/grossiers, si l'on admet que, pour ces classes granulométriques, le regroupement [plagioclase + kaolinite + feldspaths potassiques] représente la contribution plutonique, la calcite et la dolomite représentent la fraction carbonatés extrabassinale (principalement issue du Mésozoïque) et les bioclastes et que l'ensemble « clay+micas » [smectite + chlorite + biochlo + muscill] est un proxy des lithiques silicoclastiques*. NB : Ce travail n'est pas pertinent à effectuer à partir des profils des grès fins et très fins puisque la part des phyllosilicates peut aussi bien être attribuable aux contributions des lithiques qu'à une fraction argileuse incorporées lors du dépôt des sédiments sous un mélange des processus tractifs et suspensifs, comme cela peut-être le cas dans les hyperpycnites ou les turbidites de bassin de faible densité. L'étude du profil des lutites n'est pas non plus propice à l'étude des provenances, puisque la part des phyllosilicates peut aussi bien être attribuée à l'érosion mécanique des sources, qu'à l'érosion de paléosols contemporains.*

Sur cette base, et avec les limitations discutées au chapitre 8 sur la pertinence de ces regroupements en tant que « proxys » des sources de grès, les évolutions le long de la Castissent dans le Bassin de Graus-Tremp montrent les tendances suivantes (**Figure 10.8**-F):

- La coupe la plus amont, Collatrava, est riche en calcite et dolomite, ce qui indique une forte contribution des sources carbonatées mésozoïques, soumises à érosion via la surrection du Montsec. On note toutefois une contribution, plus faible, de feldspaths, ce qui indiquerait que la partie amont du système sédimentaire draine aussi la Zone Axiale. Jusqu'à la coupe de Montanana, on observe une augmentation des lithiques silicoclastiques et du quartz au détriment de la dolomite et légèrement des feldspaths. Cette augmentation s'effectue progressivement ce qui ne suggère pas l'apport d'une source annexe dans le système sédimentaire à cet endroit du Bassin.
- Les coupes de Luzas et Luzas C montrent un changement de tendance avec une augmentation de la dolomite et de la calcite aux dépens des feldspaths et du quartz. Ceci suggérerait l'addition d'une nouvelle source, probablement issue du Montsec permettant l'apport de carbonates mésozoïques dans le Bassin. Nous avons montré que cette zone avait été aussi rechargée en grès moyens et grossiers ce qui conforte notre hypothèse d'une zone de confluence.
- La Formation Castissent dans la vallée de l'Isabena montre une augmentation des feldspaths au détriment de la calcite et des lithiques. Ceci suggère l'addition dans ce secteur d'une autre source issue de la Zone Axiale (Fan delta de San Esteban ; Nijman, 1998), et dont le trajet pourrait suivre la vallée de Sis comme cela a été montré au niveau des Grès de Roda (Crumeyrolle et al., 1992) et dans les Formations sus-jacentes de l'Eocène Supérieur (Vincent, 2001).
- La tendance générale entre la coupe de l'Isabena et celle de Santo Cristo est une diminution de la dolomite, de la calcite et des feldspaths, et une légère augmentation des lithiques et du quartz. Cependant la coupe de Bacamorta montre des proportions minéralogiques qui dénotent avec cette tendance et présente une augmentation importante de la calcite (de 35 à 47 %) associée à une augmentation des feldspaths (de 13 à 15.2 %). L'augmentation de la calcite pourrait être associée à la présence de bioclastes dans ces environnements plus littoraux de plaine deltaïque. Nous avons montré que la coupe de Bacamorta présente aussi

une augmentation des grès grossiers/moyens. De plus l'étude des cortèges argileux nous a montré l'apport d'I/S réguliers, qui diffèrent des I/S R0 décrits dans les coupes de l'Isabena et de South Ribagorzana (**Figure 10.5**). Ceci suggère une alimentation par une source proximale drainant la Zone Axiale et apportant des feldspaths. Cette source pourrait correspondre au fan delta de Campanué indiqué dans les travaux de Nijman (1998). Elle y serait dominante par rapport aux sources sédimentaires, ce qui pourrait être à l'origine de la diminution des lithiques sédimentaires, du quartz et de la dolomite.

- Les grès moyens/grossiers des coupes d'Atiart et de Pocino correspondent au chenal turbiditique de Fosado alors que dans les coupes de San Esteban et Los Molinos, ils correspondent au chenal d'Arro. La **Figure 10.8**-F montre une différence drastique entre ces deux chenaux. Le chenal de Fosado se caractérise par une plus forte proportion de lithiques, de feldspath et de quartz que celui d'Arro qui montre une plus grande proportion de calcite. Cette différence est aussi remarquée par (Gupta and Pickering, 2008b) qui montrent que le chenal de Fosado est dominé par des éléments non carbonatés (NCE), comme les feldspaths et les lithiques, alors que le chenal d'Arro montre une plus grande proportion de carbonate intrabassinal (foraminifères et ostracodes de l'Eocène). Le chenal de Fosado montre un cortège minéralogique comparable aux autres grès moyens/grossiers en amont dans les coupes de Santo Cristo ou Campo, ce qui suggère qu'il présente les mêmes caractéristiques en termes de provenance. Nous avons montré dans le chapitre 4 que la mise en place du chenal de Fosado s'est effectué à la faveur de la Faille de la Foradada qui a engendré une très forte différence de subsidence entre les bassins de Graus-Tremp et d'Ainsa. Cela aurait créé un fort gradient de pente entre les coupes de Santo Cristo (à dépôt de front de delta) et celle d'Atiart et de Pocino, ne permettant pas la mise en place d'un vaste système prodeltaïque. La subsidence ainsi créée a été ensuite comblée par un épais système de pente, ce qui a fortement diminué le gradient de pente entre les dépôts deltaïques de Santo Cristo et la partie proximale du Chenal d'Arro. Les dépôts hypopycnaux décrits au sommet de la Formation de Castissent dans les coupes d'Atiart et de Pocino montrent des grès fins très argileux et très riches en Nummulites. L'enrichissement du système d'Arro en bioclastes pourraient dont être lié au remaniement de ces Nummulites.

L'étude de la distribution minéralogique au sein des grès moyens/grossiers de la Formation Castissent nous a permis de mieux contraindre l'alimentation du système sédimentaire en termes de sources. Nos résultats sont synthétisés dans la **Figure 10.9**.

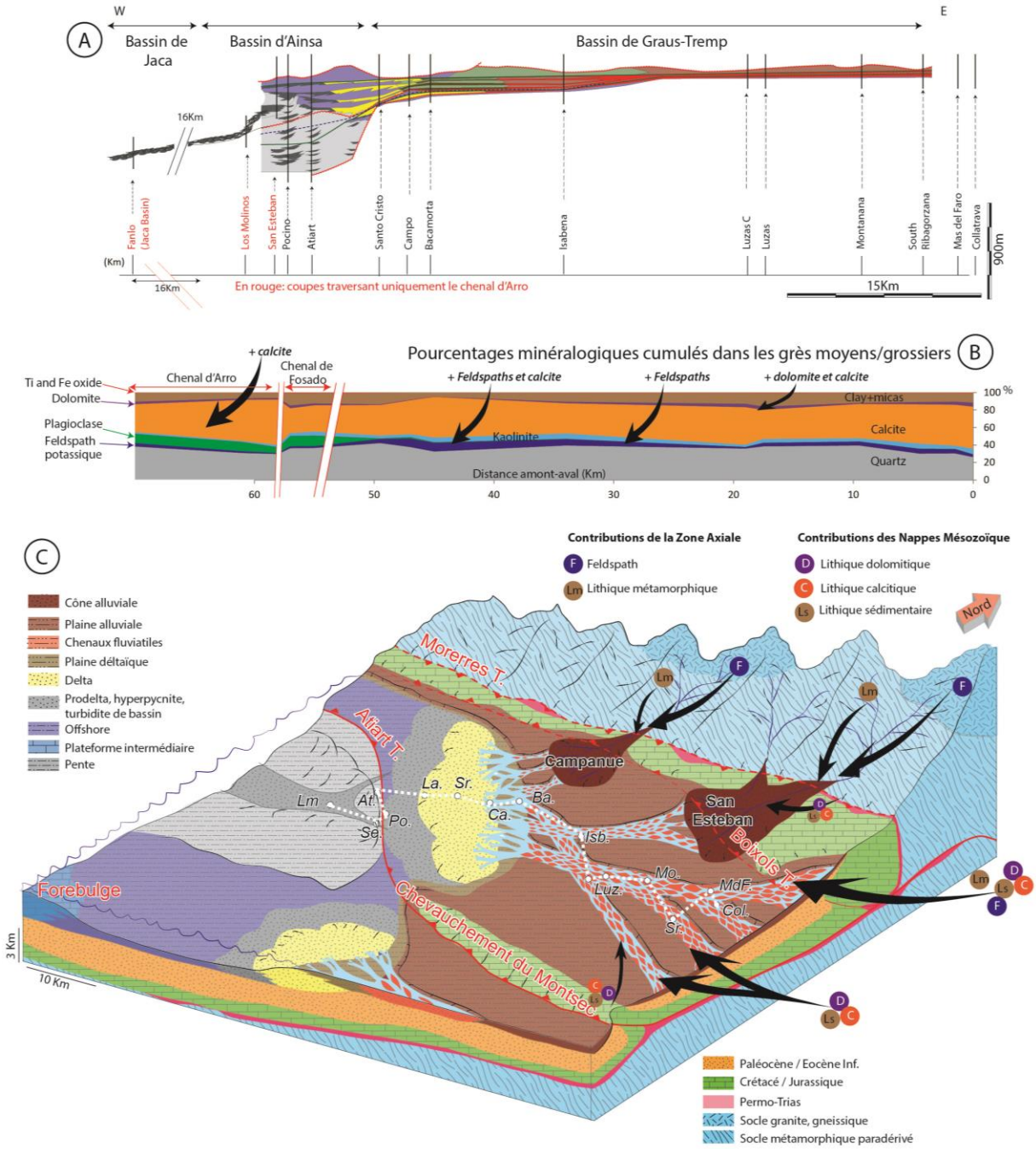


Figure 10.9 *: Distribution minéralogique le long du Profil de dépôt (A ; B) et bloc 3D schématisant la paléogéographie de la Formation Castissent et ses sources.*

10.3 CONCLUSIONS

Nous avons conduit l'étude de la distribution minéralogique de deux façons différentes. L'analyse « classique » a été réalisée le long du profil de la Castigaleu : les variations minéralogiques ont été analysées en examinant l'évolution verticale des proportions de chaque minéral sur un ensemble de coupes. Nous avons montré que les variations minéralogiques observées se surimposaient au découpage stratigraphique avec :

- l'apport de matériels sédimentaires recyclés des nappes mésozoïques le long des limites de séquence du 3ème ordre (i.e. des Long Terme Séquences). Nous avons interprété ce signal comme lié à la surrection tectonique des nappes mésozoïques lors des phases d'activation du Montsec.
- Une augmentation des apports de matériel dérivé de la Zone Axiale au cours du reste des séquences. Nous proposons d'interpréter cette évolution comme étant le résultat de la surrection de la Zone Axiale. Cette surrection induirait une importante subsidence flexurale dans le bassin (préalablement suggérée par l'évolution des courbes d'accommodation), ce qui limiterait la mise à l'affleurement des nappes mésozoïques. Nous avons conforté cette hypothèse en comparant la minéralogie des deux Séquences de Long Terme de la Castigaleu. En effet, la seconde séquence (LTS F) se démarque de la première (LTS E) par une augmentation des contributions plutoniques et par une augmentation des taux d'accommodation.

Ce même type d'analyse n'a pu être réalisé le long du profil de la Castissent en raison d'une trop grande variabilité verticale ne permettant pas une représentation simplifiée des évolutions minéralogiques le long du profil du dépôt. Nous avons associé cette augmentation de la variabilité à l'architecture des dépôts : la partie Est du bassin montre un fort taux d'amalgamation des sédiments, qui peut induire des by-pass, des lacunes d'érosions ou des remaniements. Afin de procéder à l'analyse des distributions horizontales, nous avons donc diminué la résolution temporelle de notre travail, en moyennant, par coupe, l'ensemble des proportions minéralogiques des échantillons de grès moyens/grossiers. Afin de bénéficier d'une représentativité suffisante, nous avons effectué ce travail à l'échelle de la Formation (*i.e.* à l'échelle de la séquence de dépôt TE4).

Bien que nous ayons procédé à des méthodes d'analyses différentes, nous avons pu dans les deux cas montrer une similarité du partitionnement horizontal de la minéralogie : le nord du bassin est plus riche en feldspath que le sud qui présente plus de dolomite et de calcite. Nous avons attribué cette différenciation minéralogique à un changement de source avec :

- l'alimentation de la partie Sud principalement par l'érosion des nappes mésozoïques, mises à exhumation par l'activité du Chevauchement du Montsec,
- l'érosion de la Zone Axiale alimentant la partie Nord du Bassin par la mise en place de fan deltas ou de cônes alluviaux en amont.

La comparaison de la minéralogie entre les chenaux turbiditiques de Fosado et d'Arro nous a montré que la tectonique intrabassinale impacte aussi le cortège minéralogique. En effet, la création d'un fort gradient de pente au moment du dépôt du chenal de Fosado a permis de conserver les caractéristiques minéralogiques du transit sédimentaire. Au contraire, le comblement du bassin et la diminution du gradient de pente au moment de la mise en place du chenal d'Arro a permis le dépôt

d'un vaste système prodeltaïque hypopycnal très riche en foraminifères. Ce sont ces bioclastes qui ont été remaniés et redéposés dans le chenal turbiditique, engendrant une forte augmentation de la calcite au profit des lithiques, des feldspaths et du quartz.

Ces sources additionnelles le long du profil de dépôt rendent très difficile l'observation de tendances générales concernant une distribution amont-aval de la minéralogie. Les tronçons de profil qui ne semble pas affectés par l'addition de sources montreraient une tendance à l'enrichissement en quartz et en lithiques de l'amont vers l'aval. Ce résultat très préliminaire mériterait d'être conforté, ou non, le long d'un profil de dépôt sans apports transversaux par rapports à la direction amont-aval du profil.

L'analyse des cortèges argileux s'est avérée complémentaire. L'information liée aux changements de sources signalée dans le cortège minéralogique des grès moyens/grossiers peut être porté dans le cortège argileux par le type d'I/S : des contributions dominées par la Zone Axiale ont été tracés par l'apport d'I/S de type réguliers. De plus, nous avons montré que les cortèges argileux évoluaient peu le long de la Castissent dans le Bassin de Graus-Tremp (les variations que nous observons seraient probablement liées à une sous-représentation de certains intervalles). Cette information pourrait être utile car il semblerait que le cortège argileux soit peu impacté par le type de source et donc cela conforterait l'utilisation des cortèges argileux sur une coupe représentative (ou un nombre restreint de coupes) pour l'interprétation du type d'altération.

Partie 4. Enseignements, Synthèse et Perspectives

L'évaluation de l'état de la porosité et de la perméabilité des roches clastiques en subsurface *(i.e*. la qualité d'un réservoir) est nécessaire dans de nombreux champs d'activité (l'exploration et la production d'hydrocarbures, la contamination et gestion des ressources en eaux, stockage de déchets, de gaz ou du CO_2). La qualité d'un réservoir dépend aussi bien de la taille, de la forme et du type de grain initialement déposé dans le sédiment que des transformations diagénétiques lors de son histoire « post-dépôt » : celles-ci sont fortement liées aux caractéristiques minéralogiques de la roche réservoir. Cependant, ce travail passe par des méthodes analytiques chronophages et onéreuses et la prédiction "en amont" de la potentialité des réservoirs devient un enjeu stratégique qui alimente aujourd'hui de nombreux projets de recherche.

Dans ce contexte, notre travail a porté sur la caractérisation et la détermination des facteurs de contrôle de la minéralogie des systèmes terrigènes au cours du remplissage d'un bassin sédimentaire depuis sa source jusqu'à l'histoire de son enfouissement. Il s'agissait donc d'une approche originale qui a nécessité à la fois le développement d'une méthodologie analytique à l'échelle régionale et la compréhension fine à différentes longueurs d'onde des différents forçages agissant sur le bassin. Nous nous sommes particulièrement intéressés à deux problèmes :

1) développer **une méthodologie permettant de caractériser et de quantifier les évolutions minéralogiques** à haute résolution et à l'échelle du bassin sédimentaire de façon cohérente, semi-systématique, et largement applicable à d'autres analogues de terrain, voire *in-situ* à partir de données de subsurface.

2) **déterminer et discriminer les forçages sur les variations spatio-temporelles de la minéralogie**, dans la perspective d'alimenter les modèles de distribution spatiale de cette dernière. En effet, afin de modéliser la distribution minéralogique dans un bassin sédimentaire, il est important de contraindre les paramètres clés qui la contrôlent.

Nous avons réalisé ce travail sur la série **Eocène inférieur** du **Bassin *piggyback* de Graus-Tremp-Ainsa** qui avait l'avantage de présenter à la fois :

- une évolution tectonique bien connue et spatialement différenciée,
- une évolution contrastée du climat montrant une tendance générale au réchauffement ponctuée d'anomalies climatiques à court terme,
- un ensemble très complet des d'environnements de dépôt, depuis le domaine continental jusqu'au domaine marin profond.

Ainsi, le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa à l'Eocène Inférieur nous a semblé être un cas optimal afin de traiter des impacts climatique, tectonique et eustatique sur l'évolution de la minéralogie au cours du temps et de l'espace.

L'ensemble de notre travail a ainsi permis de dégager trois types de résultats majeurs que nous allons mettre en lumière dans cette synthèse, à savoir :

- Dans une première partie nous proposons **une démarche intégrée** permettant d'étudier les distributions minéralogiques dans un bassin sédimentaire et de discriminer les facteurs de contrôle. Ce travail propose également une démarche de quantification minéralogique qui est discutée et mise en perspective, en particulier avec l'utilisation d'un cadre stratigraphique.

- La seconde partie de la synthèse présente les apports de notre travail à la connaissance du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa en terme d'évolution minéralo-tectono-sédimentaire. Nous montrerons en quoi notre travail apporte des contraintes sur l'impact des facteurs de contrôle sur l'enregistrement sédimentaire et sur la minéralogie.
- Nous présentons dans une troisième partie, des **perspectives** concernant la **prédiction des distributions minéralogiques** dans un bassin sédimentaire.

PROPOSITION D'UNE DEMARCHE INTEGREE

Dans cette partie nous proposons une démarche intégrée pour la caractérisation de la minéralogie dans un bassin sédimentaire et de ses facteurs de contrôle en vue de la réalisation de bilans minéralogiques.

DEMARCHE GENERALE

Notre démarche repose sur le couplage entre une analyse sédimentologique et stratigraphique fine et la caractérisation et la quantification de la minéralogique à l'échelle du bassin. La **Figure 11.10** illustre l'ensemble de notre démarche qui prend en compte :

- l'**acquisition** des données sédimentologiques (encarts verts) et géochimique/minéralogique (encarts bleus). Nous indiquons aussi les alternatives envisageables dans une étude de subsurface (en italique),
- le **traitement des données** sédimentologiques et analytiques. Le traitement des données minéralogiques et géochimiques et leur intégration au cadre stratigraphique sont présentés en détail,
- l'intégration des résultats et les perspectives,
- la prise en compte de données complémentaires pouvant être issues de la littérature ou d'approches analytiques particulières pouvant permettre d'améliorer la démarche.

A partir de cette démarche nous avons pu discuter des liens entre la tectonique, le climat, l'eustatisme, le tri hydrodynamique, la diagenèse et la minéralogie au moyen de trois étapes :

- La recherche des facteurs de contrôle impactant le remplissage sédimentaire du bassin. Cette étape repose sur une approche sédimentologique et stratigraphique. L'intégration de données complémentaires, issues de la littérature, nous a permis de construire un cadre stratigraphique, climatique, eustatique et structural du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa pendant l'Eocène Inférieur.
- La seconde étape a permis de déterminer, caractériser et quantifier les causes de la variabilité minéralogique actuelle et initiale à l'échelle du Bassin. Elle repose sur une approche multi-analytique guidée par la géochimie minérale.
- La troisième étape repose sur l'intégration de la minéralogie dans le cadre séquentiel, dans le but de caractériser et déconvoluer la signature des facteurs de contrôle sur les distributions minéralogiques.

STRATEGIE DE QUANTIFICATION DE LA MINERALOGIE

Dans ce travail nous avons mis au point une méthode simple, robuste et relativement rapide de quantification de la minéralogie à l'échelle du bassin. Cette méthode devait s'affranchir de plusieurs limites, à savoir:

- la quantification devait s'appliquer à l'ensemble des lithologies et des granulométries, ce qui n'était pas possible par la simple utilisation la pétrographie ;
- la quantification devait pouvoir s'effectuer sur un très grand nombre d'échantillons afin de bénéficier d'une étude de la minéralogie haute résolution et à l'échelle du bassin. Ceci limitait l'utilisation des DRX roche totale dont la quantification Rietveld des phases minéralogiques peut s'avérer longue et compliquée ;

les sédiments sont consolidés, diagénétisés : l'utilisation directe des outils géochimiques comme proxies des sources et du climat était limitée.

Méthode de quantification minéralogique

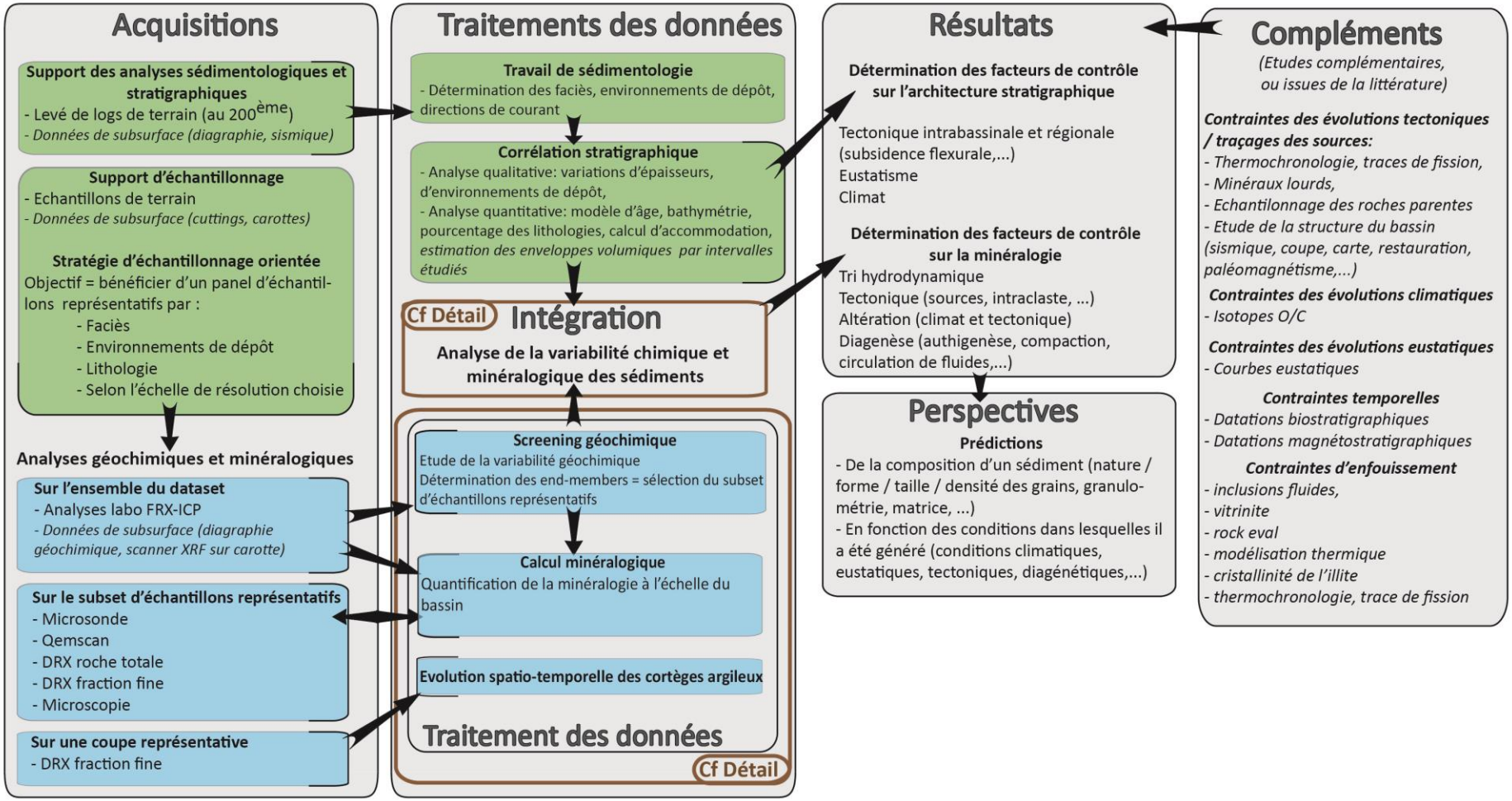
Notre démarche est synthétisée dans la **Figure 11.10**. Elle repose sur l'utilisation de la géochimie multiélémentaire qui représente la seule technique efficace et automatisable, dont les résultats ne dépendent pas de l'opérateur, et qui permet de donner une image chimique (et donc minéralogique) sur l'ensemble du spectre lithologique des sédiments.

La géochimie a été très peu utilisée ici sous sa forme habituelle, *i.e.* pour construire ou exploiter des indicateurs des sources, des conditions d'altération, du tri hydrodynamique ou des conditions d'oxydo-réduction, approches dont le chapitre 5 donne un aperçu ; le système étudié ne permettait pas d'en faire un usage très efficace en raison, particulièrement, de la forte empreinte de la diagenèse. Cependant, leurs applications dans de nombreux autres cas renforcent le choix de l'utilisation de la géochimie au centre de notre démarche.

Dans notre travail, nous avons utilisé la géochimie à deux fins :

- comme **outil de sélection des échantillons représentatifs** dans le bassin sédimentaires, en étudiant la variabilité chimique des échantillons en termes d'éléments majeurs et traces qu'ils soient « mobiles » ou « inertes ». Cette étape nous a semblé primordiale : elle est trop souvent absente des études classiques de provenances par analyse pétrographique.
- comme **donnée d'entrée du calcul minéralogique**, ce qui nous a permis d'obtenir une image approchée de la minéralogie de tous les échantillons, avec les limites indiquées ci-dessous.

***Figure 11.10** : Proposition d'une démarche intégrée pour la détermination des facteurs de contrôle de la minéralogie dans un bassin sédimentaire. Cette démarche est celle que nous avons adoptée dans notre travail ; elle est accompagnée par la mention de méthodes alternatives (en particulier dans le cas d'études de subsurface) ou complémentaires pour améliorer la démarche.*


Acquisitions
Support des analyses sédimentologiques et stratigraphiques
- Levé de logs de terrain (au 200ème)
- Données de subsurface (diagraphie, sismique)
Support d'échantillonnage
- Echantillons de terrain
- Données de subsurface (cuttings, carottes)
Stratégie d'échantillonnage orientée
Objectif = bénéficier d'un panel d'échantillons représentatifs par :
- Faciès
- Environnements de dépôt
- Lithologie
- Selon l'échelle de résolution choisie
Analyses géochimiques et minéralogiques
Sur l'ensemble du dataset
- Analyses labo FRX-ICP
- Données de subsurface (diagraphie géochimique, scanner XRF sur carotte)
Sur le subset d'échantillons représentatifs
- Microsonde
- Qemscan
- DRX roche totale
- DRX fraction fine
- Microscopie
Sur une coupe représentative
- DRX fraction fine
Traitements des données
Travail de sédimentologie
- Détermination des faciès, environnements de dépôt, directions de courant
Corrélation stratigraphique
- Analyse qualitative: variations d'épaisseurs, d'environnements de dépôt,
- Analyse quantitative: modèle d'âge, bathymétrie, pourcentage des lithologies, calcul d'accommodation, estimation des enveloppes volumiques par intervalles étudiés
Cf Détail
Intégration
Analyse de la variabilité chimique et minéralogique des sédiments
Screening géochimique
Etude de la variabilité géochimique
Détermination des end-members = sélection du subset d'échantillons représentatifs
Calcul minéralogique
Quantification de la minéralogie à l'échelle du bassin
Evolution spatio-temporelle des cortèges argileux
Traitement des données
Cf Détail
Résultats
Détermination des facteurs de contrôle sur l'architecture stratigraphique
Tectonique intrabassinale et régionale (subsidence flexurale,...)
Eustatisme
Climat
Détermination des facteurs de contrôle sur la minéralogie
Tri hydrodynamique
Tectonique (sources, intraclaste, ...)
Altération (climat et tectonique)
Diagenèse (authigenèse, compaction, circulation de fluides,...)
Perspectives
Prédictions
- De la composition d'un sédiment (nature / forme / taille / densité des grains, granulométrie, matrice, ...)
- En fonction des conditions dans lesquelles il a été généré (conditions climatiques, eustatiques, tectoniques, diagénétiques,...)
Compléments
(Etudes complémentaires, ou issues de la littérature)
Contraintes des évolutions tectoniques / traçages des sources:
- Thermochronologie, traces de fission,
- Minéraux lourds,
- Echantilonnage des roches parentes
- Etude de la structure du bassin (sismique, coupe, carte, restauration, paléomagnétisme,...)
Contraintes des évolutions climatiques
- Isotopes O/C
Contraintes des évolutions eustatiques
- Courbes eustatiques
Contraintes temporelles
- Datations biostratigraphiques
- Datations magnétostratigraphiques
Contraintes d'enfouissement
- inclusions fluides,
- vitrinite
- rock eval
- modélisation thermique
- cristallinité de l'illite
- thermochronologie, trace de fission

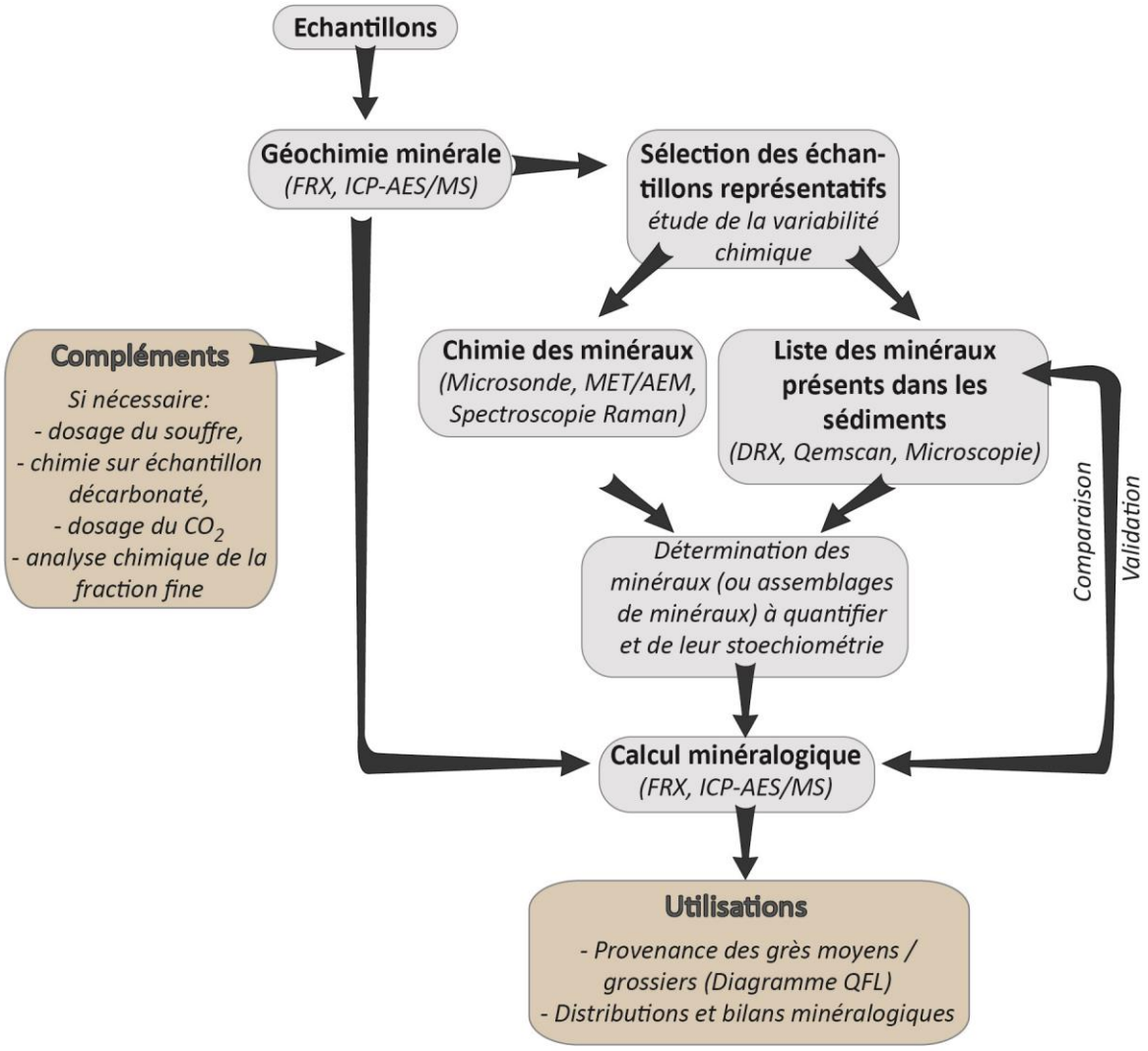


***Figure 11.11** : Synthèse de l'ensemble de notre démarche conduisant à une quantification semi-automatique de la minéralogie à l'échelle du bassin.*

La réalisation du calcul minéralogique à nécessité d'établir une liste raisonnée des minéraux présents dans les sédiments et de leur composition chimique. Nous avons effectué ce travail sur les échantillons représentatifs (choisis par screening géochimique) en ayant recours à trois méthodes analytiques :

- La microscopie qui s'est avérée indispensable pour identifier les éléments détritiques et ceux résultant de transformations diagénétiques.
- Le Qemscan et la DRX roche totale qui nous ont permis d'identifier l'ensemble du panel minéralogique présent dans les échantillons, et de valider, ou non, les résultats du calcul minéralogique. De plus, le Qemscan a l'intérêt de permettre d'imager la répartition des minéraux au sein du sédiment et donc de contribuer à déterminer leur origine.
- Les analyses microsonde ont permis de préciser la composition chimique des solutions solides.

Les difficultés du calcul minéralogique

La mise en place du calcul minéralogique s'est avérée difficile dans notre cas où le nombre de minéraux était supérieur au nombre d'éléments chimiques utilisés comme contraintes au calcul. Ceci nous a donc amenés à regrouper quelques minéraux à chimie proche (par exemple l'illite et la muscovite). Au terme de ce travail, il nous semble donc indispensable de déterminer rapidement dans le workflow la liste des minéraux (ou des assemblages de minéraux) présents dans les sédiments et, si nécessaire, d'ajouter des contraintes chimiques au calcul. Ces contraintes peuvent être :

- le dosage du soufre,
- la mesure de la capacité d'échange cationique (pour évaluer le contenu en smectites),
- la calcimétrie et le dosage des éléments chimiques après décarbonatation du sédiment, qui permettrait d'attribuer plus aisément la part de Ca et de Mg aux carbonates et aux silicates,
- l'utilisation d'autres éléments traces qui peuvent être assimilés à quelques minéraux, et dont l'abondance peut être considérée comme invariante au sein d'une espèce minéralogique, comme nous l'avons fait pour le titane et l'ensemble « biochlo ».

NB : si le fait de rajouter ces opérations ralentit le workflow de manière excessive, il faut envisager de les limiter à des échantillons bien ciblés.

Avantages et limites du calcul minéralogique

Cas des grès moyens/grossiers

Le calcul minéralogique s'est avéré simple et efficace dans le cas des grès moyens/grossiers. Il a permis la quantification des minéraux majeurs présents dans ce type de sédiment : quartz, feldspath potassique, plagioclase, dolomite, calcite et kaolinite. Pour l'ensemble de ces éléments les comparaisons des résultats du calcul avec les mesures issues du Qemscan et de la DRX roche totale montrent :

- Une bonne corrélation des proportions mesurées vs calculées dans une enveloppe de +/- 5%. Cette enveloppe correspond aussi à l'incertitude des mesures DRX. La comparaison des mesures DRX roche totale vs Qemscan ne donne pas de meilleurs résultats.
- De mauvaises quantifications dans le cas où l'espèce minéralogique présente une abondance inférieure à 2%. Cette valeur peut être assimilée au « seuil de détection » de la méthode, du même ordre de grandeur que celui des quantifications DRX.

Au final, il n'a pas été possible de montrer qu'elle était, parmi ces trois méthodes (la DRX, le Qemscan et le calcul), celle qui fournissait les résultats les plus proches de la réalité. De plus, même si les quantifications par calcul normatif s'avèrent un peu moins précises que celles d'autres techniques analytiques, cette méthode demeure moins coûteuse et moins chronophage tout en s'affranchissant du caractère opérateur-dépendant des quantifications DRX par exemple. Elle nécessiterait cependant une analyse des incertitudes plus poussées. La principale limite qui est apparue dans l'utilisation du calcul minéralogique sur les grès moyens / grossiers est qu'elle ne permettait pas de discriminer les phyllosilicates suivants : biotite, chlorite, muscovite, illite, smectite.

Ceci nous a conduits à considérer ces minéraux dans leur ensemble, *i.e*. en tant que fraction « argileuse » des grès. Cette limite tient principalement au fait que ces espèces minérales, individuellement, ne représentent pas une grande proportion du matériel gréseux (moins de 5%). Par contre dans leur ensemble, elles peuvent constituer jusqu'à 30-40% du matériel et leur quantification montre le même degré de précision que les minéraux principaux, présentés précédemment.

Cas des grès fins et des lutites

Les quantifications du feldspath potassique et des phyllosilicates issues du calcul minéralogique ont été malheureusement peu exploitables pour les grès fins et les lutites pour les raisons suivantes.

- La stœchiométrie choisie pour représenter certains minéraux abondants dans les lutites est issue de mesure effectuées sur les grès moyens/grossiers (la chlorite, l'espèce « biochlo », la muscovite) ou de formules théoriques (la smectite). Ceci représente une limitation importante de notre étude puisque la chimie des phyllosilicates peut différer significativement entre les grès et les lutites puisque leurs origines sont différentes entre ces granulométries.
- L'abondance du feldspath potassique, majeure dans les grès moyens/grossiers, l'est beaucoup moins dans les lutites et les grès fins, ce qui accroit l'incertitude du calcul en raison de la compétition des certains éléments entre plusieurs phases minéralogiques. Par exemple, l'attribution du potassium dans le calcul, peut aussi bien s'effectuer au feldspath potassique qu'à la muscovite / illite : l'évaluation du feldspath est donc moins précise dans les granulométries plus fines, plus pauvres en feldspath, où les ambiguïtés chimiques dues à l'abondance des micas détritiques sont plus pénalisantes. Ce même problème concerne, dans une moindre mesure, le Mg qui peut se distribuer entre la dolomite ou la chlorite / smectite.

Les pistes d'amélioration concernant ces limitations sont :

- L'analyse MET/AEM ou la spectroscopie Raman.
- L'analyse chimique plus systématique des fractions fines séparées pour les besoins de la DRX.

Par défaut, une des phases minéralogiques doit être soustraite de la liste du calcul minéralogique : c'est ce que nous avons effectué en enlevant le feldspath potassique des lutites et la kaolinite des grès fins. Conscient de l'importance de la quantification des phyllosilicates dans les lutites, nous avons donc parallèlement procédé à l'analyse des fractions fines par DRX.

Résultats et perspectives du calcul minéralogique

Un premier challenge concernant l'utilisation du calcul minéralogique est de tracer la source du sédiment, c'est-à-dire de fournir une information en termes de provenance en s'affranchissant des impacts de la diagenèse. Ce type d'analyse ne doit être conduit qu'en prenant les variations de granulométrie en considération. Les grès moyens/grossiers restent le matériel le mieux adapté à l'interprétation en termes de provenance. En effet, les lutites et les grès fins incorporent des argiles qui sont interprétables en matière d'altération mais pas de provenance, fraction quasi-absente dans les grès moyens/grossiers.

De manière à remonter à l'information de provenance à partir de la minéralogie, nous avons réalisé une étude microscopique, afin de préciser la localisation et la distribution des minéraux

marqueurs dans les lames minces et de déterminer leur origine. L'analyse pétrographique des grès moyens / grossiers a ainsi permis de distinguer quatre familles de sources :

- une source plutonique ou gneissique (gros grain, feldspath abondant) ;
- une source silicoclastique métamorphique (para-dérivé) du Paléozoïque ;
- une source silicoclastique non métamorphique appartenant au mésozoïque ;
- une source carbonatée mésozoïque.

Cependant, même dans les sables, le signal minéralogique / géochimique *primaire* reste délicat à interpréter en raison de certaines limites, à savoir :

- le contraste minéralogique / chimique entre certaines sources peut être réduit : le matériel silicoclastique recyclé a la même composition qu'il soit métamorphique ou non ;
- les carbonates sont faciles à identifier chimiquement, mais pas leur origine détritique, biogénique ou diagénétique. Nous avons ici un peu éludé cette question en considérant 1) que les grès moyens / grossiers présentent une même proportion de ciment calcitique et 2) que le ciment calcitique est largement issu de la remobilisation des clastes carbonatés ou des bioclastes lors de la compaction. Ceci revient à considérer un bruit de fond homogène lié au ciment sur lequel s'ajoutent des fluctuations liées aux variations de proportions des clastes calcitiques mésozoïques et des bioclastes.
- les transformations diagénétiques sont très importantes pour les constituants portés par les feldspaths (Na, K, Rb, Sr) et ne permettent pas d'effectuer des discriminations fines entre les différentes sources plutoniques (Georgia Pe-Piper et al., 2008).

Nous avons cependant réussi à approcher la part des différentes sources dans les grès en ciblant des minéraux « traceurs » ; la dolomite trace des contributions mésozoïques et les feldspaths des contributions plutoniques de la Zone Axiale.

Un résultat intéressant de notre travail est que nous avons réussi à réaliser des diagrammes QFL, proches de ceux effectués classiquement par comptage de point. Ceci a été possible grâce aux conditions favorables de l'histoire du bassin suivantes.

- Le fait que les lithiques sédimentaires (métamorphiques ou non) contiennent très peu de feldspath permet d'assigner sans ambigüité l'essentiel du feldspath des grès moyens et grossiers à des sources plutoniques (ou gneissiques).
- L'analyse pétrographique a montré que les sédiments ont subi deux événements diagénétiques qui impactent fortement leur chimie: (1) une kaolinisation des plagioclases, et (2) une albitisation. Dans le premier cas, nous avons rapporté la quantité de kaolinite formée à une proportion de plagioclase initialement présent au moment du dépôt. En effet, la kaolinite, à l'image du feldspath, est la seule argile de notre paragenèse A2M qui ne soit associée ni à du Fe, ni à du Ti, ni à du K ; elle représente donc bien ici la part de l'Al *d'origine feldspathique* dans les grès lorsque ceux-ci sont hydrolysés. Dans le cas de l'albitisation, la quantité d'albite authigène a été assimilée à la quantité de feldspath potassique initialement présent dans le sédiment mais transformé par ce processus.
- Finalement, même sans disposer de lame mince, et même si la diagenèse est assez sévère pour avoir profondément transformé le feldspath détritique, sa présence dans un grès moyen ou grossier a pu être détectée chimiquement puisque le feldspath est simplement le seul porteur d'Al qui ne soit pas –également– porteur de tout un cortège d'éléments de transition (Fe, Sc,

V, Cr…) et de Ti ; éléments présents dans le matériel silicoclastique recyclé ou dans une matrice argileuse. Dans notre cas, il a été ainsi possible d'évaluer la quantité de feldspath primaire dans un grès aussi bien en nous basant sur les rapports entre éléments inertes comme Ti et Al (cf Moine et al., 1982; Potdevin and Marquer, 1987) qu'à travers une minéralogie calculée, comme cela a été proposé ici.). Ainsi, il nous a été possible de déterminer la proportion de feldspaths initiaux dans les grès, et donc d'accéder approximativement au paramètre « F » des pétrographes. Le même type de calcul serait beaucoup moins facile dans une série plus diversifiée, contenant des fragments de roches volcaniques, et/ou des minéraux mafiques.

Par ailleurs, la détermination des paramètres « Q », « L » et des carbonates comportait quelques ambiguïtés concernant leur interprétation en matière de provenance :

- Le paramètre « L » a été calculé dans les grès en considérant l'ensemble des phyllosilicates en dehors de la kaolinite, ce qui revenait à considérer que les micas flottés d'origine plutonique (chlorite, muscovite, et biotites) n'étaient pas prépondérants. Cette hypothèse a été confortée par la réelle pauvreté en micas pour des sources exclusivement plutoniques avérées. Notre paramètre « L » correspondant dans ce cas aux paramètres Ls (lithiques sédimentaires) et Lm (métamorphiques) des pétrographes, à l'exclusion des galets mous argileux qui peuvent exister potentiellement dans les grès turbiditiques ou tidaux.
- En ce qui concerne le quartz calculé (notre paramètre « Q »), il ne nous a pas été possible de l'utiliser pour tracer le type de source puisqu'il peut aussi bien provenir d'une source plutonique, que métamorphique ou sédimentaire.
- Les carbonates calculés (calcite + dolomite) peuvent quant à eux correspondre au ciment (*i.e.* « le bruit de fond»), aux clastes sédimentaires ou aux bioclastes. Ils sont rapportés à la somme des carbonates détritiques (extrabasinaux, CE) et des bioclastes (intrabasinaux, CI) et du ciment.

Perspectives

En dépit de ces approximations, l'utilisation qui est faite ici de la minéralogie calculée représente une tentative pour créer une passerelle avec la pétrographie, qui pourrait être calibrée par comptage de points. Elle permet aussi d'obtenir une densité d'information en pétrofaciès à l'échelle du bassin que la pétrographie traditionnelle aurait peiné à atteindre.

L'approche aurait même pu être un peu plus systématisée si nous avions pris le parti de définir une ou plusieurs classes de lithiques comme des minéraux à part entière et essayé de transcrire la composition chimique des roches en termes d'assemblages de grains (avec une composition par type de grain) plutôt qu'en termes de minéraux. NB : cela aurait certes nécessité de consacrer du temps à une analyse chimique plus systématique des lithoclastes à la microsonde, sous faisceau défocalisé.

METHODES D'INTEGRATION DE LA MINERALOGIE AU CADRE STRATIGRAPHIQUE

L'objectif de cette partie est de proposer une méthode d'intégration de la minéralogie au cadre stratigraphique qui puisse aider à :

- la discrimination des facteurs de contrôle sur sa distribution,

- la réalisation d'un budget minéralogique.

Le caractère novateur de notre approche réside dans l'élaboration d'un cadre stratigraphique haute résolution qui nous permet une corrélation fine des événements (tectoniques, climatiques ou eustatiques) impactant le remplissage sédimentaire du bassin, et la reconstruction précise de l'évolution des paléogéographies, remises en position de dépôt. Nous atteignons ainsi une haute résolution dans le calage temporel et spatial de l'évolution de la minéralogie, sur une échelle de plusieurs millions d'années et une distance de la soixantaine de kilomètres. En retour, l'analyse de la distribution verticale et horizontale de la minéralogie nous a fourni des contraintes supplémentaires pour l'identification des facteurs de contrôle.

L'apport de notre démarche de quantification minéralogique complète celle de Michael, (2013) illustrée sur fond vert dans la **Figure 11.12**. Celle-ci permet la réalisation de budgets sédimentaires volumiques (Kuhlemann et al., 2002; Brommer et al., 2009; Barnes and Heins, 2009; Weltje and Brommer, 2011; Guillocheau et al., 2012). L'originalité des travaux de Michael est l'intégration des différentes granulométries (lutites, grès et conglomérats) dans le budget sédimentaire ; ainsi, une des perspectives de notre travail serait l'intégration de la minéralogie dans cette démarche, comme cela est représenté sur fond bleu dans la **Figure 11.12**, afin de réaliser des bilans minéralogiques. Le chapitre 10 est une tentative préliminaire de cette démarche appliquée à la Formation Castissent puisque nous avons donné une première image de la distribution de la minéralogie en pondérant dans chaque coupe les pourcentages minéralogiques par la proportion des différentes lithologies dans la séquence. La suite du travail pourrait consister en une étude plus détaillée de la formation Castissent, intégrant davantage de coupes de terrain, un échantillonnage plus serré et régulier, et des données structurales complémentaires issues de sections sismiques, afin d'élaborer un bilan volumique 3D sur les faciès et les minéralogies du bassin de Graus-Tremp-Ainsa.

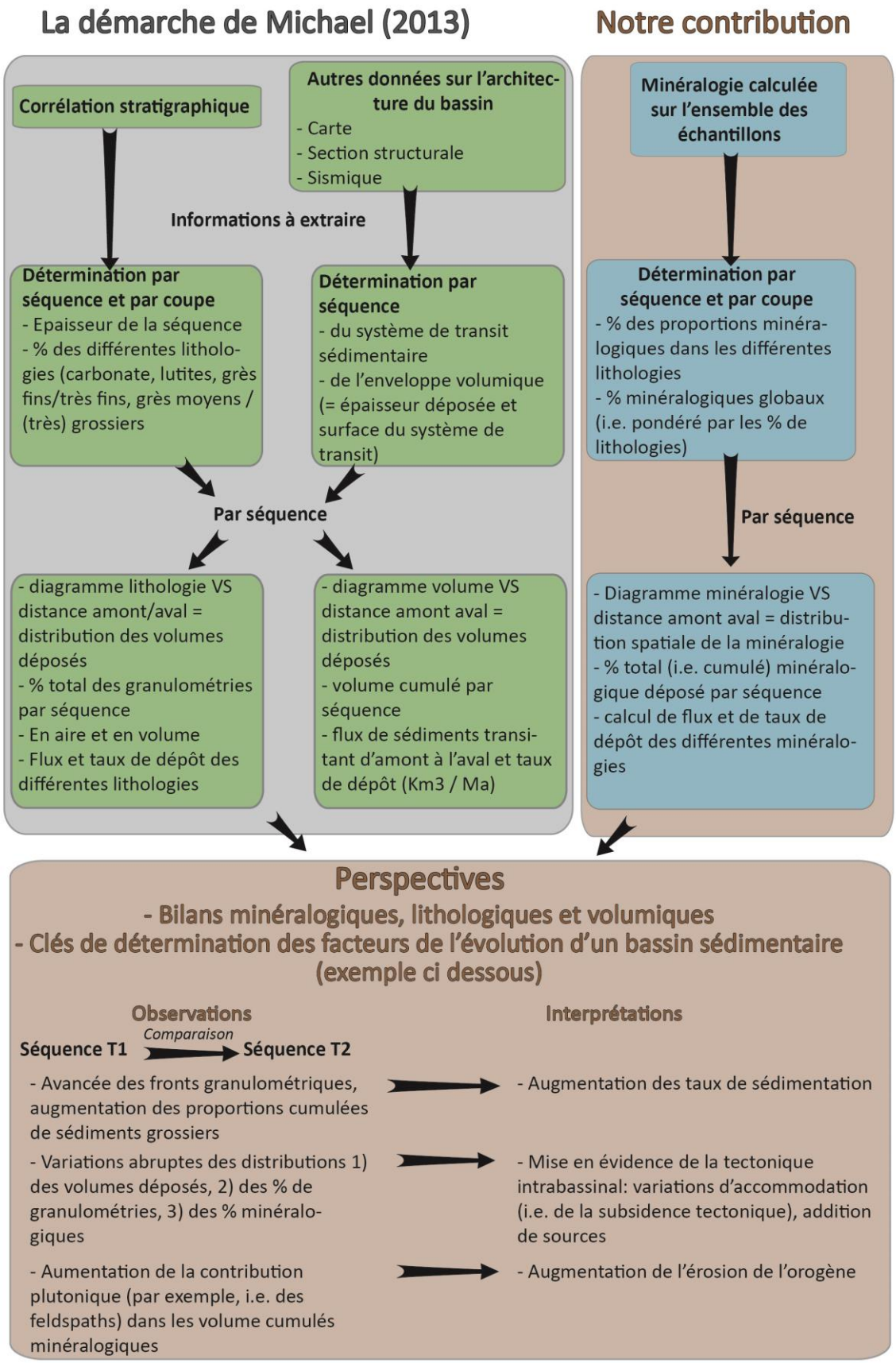


***Figure 11.12** : Intégration la quantifications minéralogiques au workflow de Michael (2013). Ceci permettrait d'approcher les bilans minéralogiques volumiques et faciliterait la discrimination des facteurs de contrôles sur l'enregistrement sédimentaire et minéralogique.*

NOTRE APPORT A LA CONNAISSANCE DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA A L'EOCENE INFERIEUR

SYNTHESE DE L'EVOLUTION MINERALO-TECTONO-SEDIMENTAIRE DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA A L'EOCENE INFERIEUR

Les études sédimentologiques, stratigraphiques et minéralogiques réalisées au cours de ce travail, en parallèle à l'intégration des données structurales, climatiques et eustatiques issues de la littérature, nous ont permis de mieux contraindre l'évolution minéralo-tectono-sédimentaire du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa au cours de l'Eocène Inférieur.

Tout d'abord, notre travail fournit un cadre stratigraphique inédit à cette échelle spatio-temporelle. Le découpage stratigraphique ainsi réalisé à mis en évidence trois ordres séquentiels hiérarchisés : les Séquences de Dépôt (TE) d'une durée variant entre 1.3 et 2.6 Ma, les Séquences de Long Terme (LTS), avec une durée de l'ordre du million d'années (entre 300 000 ans et 2 Ma) et les Séquences de Court Terme (STS), d'une durée moyenne de 400 000 ans (entre 200 000 et 600 000 ans).

L'analyse qualitative de la variation spatiale abruptes des environnements de dépôt, de l'épaisseur des séquences stratigraphiques, des directions de courants, des processus sédimentaires ou du développement local de discordances érosives à la base des séquences nous a permis de préciser l'impact de la tectonique locale, liée au développement du chevauchement frontal du Montsec, au cours de l'évolution du bassin piggyback. L'analyse quantitative de l'accommodation a permis de discriminer les forçages locaux vs régionaux et de déconvoluer les signaux tectoniques, climatiques et eustatiques dans l'enregistrement du bassin au cours de l'Eocène Inférieur, grâce à la comparaison des courbes eustatiques et isotopiques O/C. Enfin, l'étude de la minéralogie dans les arénites a mis en évidence des changements de sources dans le temps et l'espace. L'étude des cortèges argileux dans les lutites nous a permis de suggérer des changements de conditions d'altération des sédiments, liés à l'évolution climatique et à l'activité tectonique.

La **Figure 11.13** synthétise l'ensemble de nos résultats et de nos interprétations.

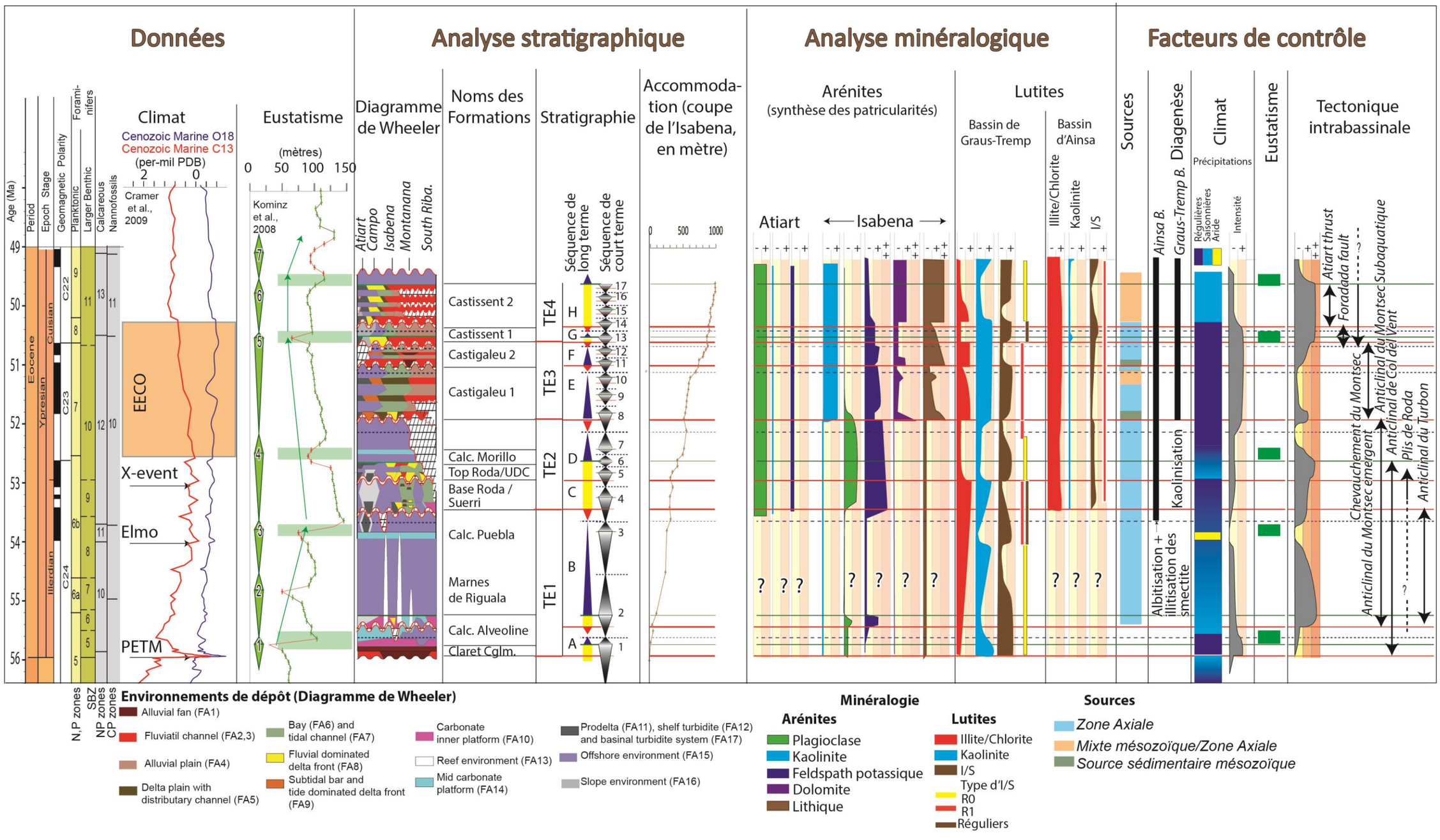


Figure 11.13 *: Synthèse des résultats de l'étude stratigraphique et minéralogique réalisée dans le Bassin Graus-Tremp-Ainsa permettant de proposer une reconstitution de l'évolution du bassin avec l'impact des facteurs de contrôle sur l'architecture stratigraphique et la minéralogie.*

APPORTS SUR LA CONNAISSANCE DES FACTEURS DE CONTROLE SUR LE REMPLISSAGE ET LA MINERALOGIE DU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA

Les sources

L'analyse minéralogique des sédiments du Bassin d'Ainsa nous a permis de contraindre les différents types de sources alimentant le système :

- La Zone Axiale alimente le système en feldspaths, quartz, lithiques métamorphiques (*i.e.* quartz, illite/muscovite, chlorite), biotite, I/S réguliers et R1.
- Les nappes sédimentaires mésozoïques apportent :
- du matériel sédimentaire silicoclastique non métamorphique ;
- des carbonates mésozoïques.

La tectonique intrabassinale

L'impact de la tectonique intrabassinale nous a semblé prépondérant à l'échelle des Séquences de Long Terme (LTS) ; elle est à l'origine du développement de hauts-topographiques ou de la surrection du Bassin. Cette tectonique intrabassinale se traduit par :

- la formation d'anticlinaux satellites dont le développement semble en relation avec les mouvements du chevauchement frontal (anticlinaux de Col del Vent, de Roda, du Turbon). Ces structures fonctionnent depuis les Calcaires à Alvéolines (LTS B) jusqu'au Grès de Roda (LTS D).
- Le développement du chevauchement frontal de la nappe (Montsec), avec, dans les premiers stades du bassin *piggyback*, la mise en place d'un anticlinal de propagation depuis les Calcaires à Alvéolines (LTS B) jusqu'à la fin de la Castigaleu (LTS F) et la formation d'un synclinal dans son *hangingwall* (*i.e*. le synclinal de Graus-Tremp, mis en évidence par une augmentation des taux d'accommodation dans la partie centrale du Bassin, sur la coupe de Montanana). Les derniers stades de la mise en place du Bassin *piggyback* (pendant la Castissent ; LTS G et H) montrent la propagation du chevauchement dont le déplacement horizontal induit : 1) une surrection de la nappe transportée (dans notre cas le Bassin de Graus-Tremp) et 2) une subsidence des domaines localisés dans le *footwall* du chevauchement ou de sa rampe latérale (dans notre cas le Bassin d'Ainsa) permettant la mise en place de systèmes turbiditiques.
- L'apport de nouvelles sources dans le système sédimentaire. Nous avons mis en évidence le fait que l'augmentation de l'activité tectonique intrabassinale finissait par exhumer les nappes sédimentaires mésozoïques à partir de la Formation Castigaleu (base LTS E) et se traduisait par l'émergence de l'anticlinal du Montsec. Ceci se marque par l'apport de dolomite et une augmentation de la calcite et des lithiques. L'étude spatiale de la distribution minéralogique nous a montré que l'addition de ces nouvelles sources est à l'origine d'une différenciation de la minéralogie entre le Nord (alimenté par la Zone Axiale via la mise en place de cônes alluviaux) et le Sud du Bassin plus proche des nappes mésozoïques exhumées.

L'impact de la tectonique intrabassinale, liée au mouvement du chevauchement de Montsec, nous est apparu épisodique au cours de l'histoire du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa. Les phases de quiescence tectonique intrabassinale sont marquées par des séquences de court terme isopaques et

sans variations abruptes d'environnements de dépôt. Ces séquences de court terme ont été décrites en fin de Séquence de Dépôt TE1 et TE2 dans le stade sous-alimenté du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa et s'expriment par le développement de carbonates (Calcaires de la Puebla et du Morillo).

Perspectives

L'étude du Bassin d'Ager, localisé au Sud du Chevauchement pourrait permettre de mieux contraindre le développement de la tectonique intrabassinale et de renforcer notre scénario d'évolution du Montsec. Cette étude consisterait à effectuer une corrélation stratigraphique du même ordre de résolution que celle que nous avons effectuée et de détecter des variations dans l'architecture stratigraphique par rapport à celle du Bassin de Graus-Tremp. De plus, l'étude de la minéralogie dans le Bassin d'Ager permettrait de confirmer ou d'infirmer l'influence du Montsec sur le partitionnement de la minéralogie entre ces deux bassins. En effet, d'après les travaux de (Gómez-Gras et al., 2016c), le remplissage du Bassin d'Ager pourrait s'effectuer en partie à partir de l'érosion du Massif Ibérique ou de la chaîne catalane.

La tectonique régionale

Au premier ordre, le remplissage du bassin *piggyback* est contrôlé par la subsidence flexurale induite par la surrection de l'orogène. Ces deux facteurs conditionnent l'accommodation régionale et les apports sédimentaires. Ils sont à l'origine du développement de deux stades, bien illustrés dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa.

Le premier stade correspond à un bassin sous-alimenté marqué par une forte subsidence régionale et de faibles apports sédimentaires. Dans le Bassin de Graus-Tremp il correspond aux séquences de dépôt TE1 et TE2 d'une durée de 4 Ma ; il se caractérise par la mise en place d'un système de plateforme mixte dominée par une sédimentation carbonatée, en tendance transgressive (LTS A et B), suivie par le développement d'une plateforme mixte à sédimentation silicoclastique locale sous influences deltaïques et tidales (LTS C et D). L'évolution de ces dépôts suggère la surrection de l'orogène qui induit une forte subsidence flexurale, mais dont la topographie n'est pas assez élevée, ce qui ne permet pas aux apports sédimentaires de contrebalancer la création d'accommodation.

Le second stade correspond à un bassin suralimenté. Il est mis en évidence dans le Bassin de Graus-Tremp pendant les séquences de dépôt TE3 et TE4, d'une durée de 2.3 Ma, qui présentent l'installation d'un vaste système fluvio-deltaïque dont le domaine littoral est dominé par les processus tidaux puis fluviaux et le domaine marin par le développement de systèmes turbiditiques (dans le cas de la TE4). Ce stade suggèrerait une élévation de la topographie de l'orogène, par accrétion des nappes de socles avec pour conséquence une augmentation de l'érosion et des apports sédimentaires dans le bassin.

Ces deux stades se caractérisent par ailleurs par un changement de la direction des apports sédimentaires. Dans le stade sous-alimenté, les apports sont transversaux (perpendiculaires à la direction de l'orogène) et progradent du Nord vers le Sud soulignant une forte accommodation dans le bassin et un piégeage rapide des sédiments près du front de chaîne. Le stade suralimenté montre un drainage longitudinal, avec des directions de progradation de l'Est vers l'Ouest, et une migration des dépocentres vers les bassins adjacents.

Interaction entre tectonique régionale et intrabassinale

L'évolution sédimentologique du remplissage du bassin peut aussi être affectée à cette échelle par la tectonique intrabassinale, liée au contexte *piggyback*. En effet, l'activité des chevauchements frontaux exhume des nappes sédimentaires et donc de nouvelles sources, ce qui augmenterait les apports sédimentaires et participerait à la mise en place du stade suralimenté. Ceci est souligné par l'apport de dolomite et l'augmentation de calcite et de lithiques dans les séquences TE2 et TE3.

La compétition entre tectonique régionale et intrabassinale est ainsi à l'origine de fortes variations minéralogiques, que nous avons mises en évidence le long de la coupe de l'Isabena.

- Pendant les séquences de dépôt TE1 et TE2, *i.e* pendant le dépôt de l'épisode clastique des calcaires à Alvéolines et des Grès de Roda, les apports proviennent exclusivement de la Zone Axiale depuis le Nord. Cet enregistrement majeur des contributions plutoniques a été rapportée au fait qu'à cette période, la subsidence tectonique régionale est importante et provoque l'ennoiement des nappes mésozoïques, qui ne sont plus soumises à l'érosion.
- Pendant le dépôt des séquences TE3 et TE4, l'activité du chevauchement du Montsec met à érosion les nappes mésozoïques, qui contribuent avec la Zone Axiale à l'alimentation du système.

Ce schéma de variation se répète à plus haute résolution : nous avons remarqué en particulier que les LTS E et F (Formation de Castigaleu) montrent à la base une contribution importante des nappes mésozoïques, dont le signal est noyé par la suite dans le reste de la séquence par un retour des contributions plutoniques. Ces observations illustrent bien l'impact prédominant du chevauchement de Montsec dans un premier stade induisant la surrection des nappes mésozoïques. Puis, dans un second stade, la surrection de l'orogène, couplée une augmentation de la subsidence flexurale dans le bassin, provoque une augmentation des contributions de la Zone Axiale et limite la surrection des nappes mésozoïques.

Perspective

L'analyse du remplissage stratigraphique du Bassin de Ripoll, localisé à l'Est du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa, serait un excellent moyen de contraindre l'impact de la tectonique régionale *vs* intrabassinale pendant l'Eocène Inférieur, et de tester ce schéma. En effet, l'étude des similarités et des différences dans l'enregistrement stratigraphique du Bassin de Ripoll comparée à celui de Graus-Tremp permettrait de discriminer la part de la tectonique régionale à l'origine de motifs séquentiels similaires et celui de la tectonique intrabassinale à l'origine de différenciations dans l'empilement stratigraphique de ces deux bassins.

La granulométrie

Nous avons montré dans le chapitre 8 que la granulométrie des sédiments, qui reflète les conditions de régime hydrodynamique et les processus de dépôt, impacte fortement leur minéralogie. Nous montrons que chaque minéral se partitionne différemment entre les lutites, les grès fins/très fins et les grès moyens/ grossiers.

Plus particulièrement, l'approche géochimique montre une organisation du système détritique en fonction des conditions du transport hydrodynamique (processus de décantation = la branche des

lutites-grès fins; transport par charge de fond = la branche des grès moyens à très grossiers). Cette séparation en deux branches chimiquement contrastées n'apparait que parce que l'ensemble du spectre granulométrique a été analysé, ce qui constitue une originalité de notre travail. Un résultat inattendu est que les grès très fins sont le plus souvent à relier à la branche des lutites, dont ils représentent un terme extrême plutôt qu'à des intermédiaires entre les lutites et les grès plus grossiers. Les variations de composition primaires enregistrées dans la branche des lutites sont visibles à l'échelle de la couche sédimentaire. Dans les grès moyens à très grossiers, les variations de composition primaires se situent à l'échelle Séquence de Long Terme (LTS) et sont spatialement partitionnées à l'échelle du bassin : elle reflètent au premier ordre des fluctuations dans la source du sédiment, associé dans une moindre mesure à des effets granulométriques.

Pour autant, le partitionnement minéralogique qui s'opère à l'échelle du bassin demeure assez modeste, comme en témoignent les faibles variations amont-aval de la minéralogie moyenne dans la formation Castissent (**Figure 10.8**, G). La raison en est, bien entendu, que les sédiments recyclés (métamorphiques ou non) contribuent largement à alimenter le système au point que la composition de certains grès se rapproche beaucoup de celle des lutites. L'addition du feldspath, issu des roches plutoniques de la zone axiale, introduit une composante chimiquement contrastée dans les grès. Cette composante est très visible, parfois même largement dominante, dans les grès du bassin de Graus-Tremp, mais elle parait moins bien individualisée dans le bassin d'Ainsa, sans doute à cause du brassage important et de la reprise de matériel qui accompagnent les dépôts turbiditiques.

Perspectives

Le processus de décantation, qui semble être responsable de la variabilité chimique et minéralogique depuis les lutites jusqu'aux grès fins, pourrait faire l'objet d'une modélisation. Une séquence granulométrique au sein d'une couche montre un ensemble de termes cogénétiques et peut être considérée comme le fractionnement d'une suspension déposée depuis un transport tractif jusqu'au processus de décantation. Le caractère cogénétique de ces petites séquences signifierait que l'ensemble du matériel déposé par fractionnement soit issue d'une même source. Ainsi l'analyse des différentes granulométries permettrait de remonter à la composition moyenne de la suspension et donc sa source.

La tendance générale d'évolution des lithologies montre clairement une diminution de la granulométrie le long du profil amont-aval ; les variations granulométriques sont liée à la mobilité relative des particules dans le système déposées par un processus de dépôt sélectif, mis en évidence par de nombreuses études (Paola et al., 1992; Toro-Escobar et al., 1996; Fedele and Paola, 2007; Duller et al., 2010; Paola and Martin, 2012). Cette tendance d'évolution peut être définie par la position des différents fronts granulométriques. Dans notre cas, le front conglomératique est localisé entre la coupe de Luzas et de l'Isabena, le front des grès moyens/grossiers entre les coupes de Santo-Cristo et d'Atiart. L'accommodation semble contrôler au premier ordre cette évolution en agissant sur :

- les conditions hydrodynamiques sous lesquelles les sédiments sont transportés et déposés ; cela peut aussi influer sur le type d'environnements de dépôts,
- la capacité du système à préserver les sédiments ou à les faire transiter par by-pass.

Même si le contrôle de l'accommodation semble être évident sur la tendance d'évolution des granulométries et la localisation des fronts granulométriques, d'autres facteurs vont également les impacter : les apports sédimentaires, la nature des sources, le climat et l'abrasion mécanique au cours du transport. L'étude d'un seul profil de dépôt ne permet pas de faire la part de ces facteurs de contrôle sur l'évolution des granulométries. Ce type de travail serait possible en comparant plusieurs profils de dépôts en terme de profil granulométrique, de profile d'accommodation, de somme des proportions granulométrique pour chaque profils, et d'autres paramètres statistiques de la courbe de variation des granulométries comme cela est réalisé dans la thèse de Michael (2013). Nous renvoyons le lecteur aux travaux de Toro-Escobar et al. (1996), , Fedele and Paola, (2007), Duller et al. (2010), Whittaker et al. (2011), Parsons et al. (2012), Allen et al. (2015a) et Allen et al. (2015b) qui s'intéressent aux contrôles des variations granulométriques dans les sédiments et qui fournissent des clés de caractérisation des granulométries et des formulations expérimentales pour modéliser la fonction de transfert de sédiments en fonction des granulométries.

Le climat et l'eustatisme

L'eustatisme et le climat se différencient du forçage tectonique par une forte fréquence des cyclicités. Ces deux paramètres semblent être les seuls qui puissent engendrer des variations rapides et alternatives de création et de de destruction de l'accommodation à l'échelle régionale, comme cela est mis en évidence sur les séquences court terme (STS) qui montrent des durées de l'ordre de la centaine de milliers d'années. Ces facteurs se traduisent à cette échelle par une variation de la granulométrie des sédiments et donc par une fluctuation de la minéralogie haute fréquence

L'influence de ces deux facteurs a aussi pu être identifiée ponctuellement dans l'enregistrement sédimentaire à plus grande échelle (de l'ordre des LTS) :

- L'anomalie climatique PETM (ou ETM1), se traduit par la mise en place des Conglomérats de Claret, dans les premiers stades de développement du Bassin *piggyback* de Graus-Tremp-Ainsa. Cet évènement serait aussi en lien avec une augmentation du niveau eustatique, qui s'exprime par l'installation d'une vaste plateforme carbonatée (Calcaires à Alvéolines). Cette anomalie climatique, que nous avons caractérisée grâce au cortège argileux, montre la mise en place d'un climat tropical à fortes précipitations régulières. Elle impacte la minéralogie des sédiments par une augmentation de la kaolinite dans les lutites et un appauvrissement du cortège minéralogique dans les grès.
- L'anomalie climatique ELMO (ou ETM2) se traduit quant à elle par le développement d'un niveau carbonaté isopaque et homogène à travers le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa (Calcaires de la Puebla), au cours d'une période de quiescence tectonique intrabassinale. L'augmentation suivante du niveau eustatique, probablement ici aussi en lien avec l'anomalie climatique, induirait l'ennoiement de ce niveau carbonaté. L'anomalie climatique se marque par la disparition de la kaolinite dans les lutites compatible avec une aridification du climat.
- L'anomalie du X-event (ou ETM3) se marque dans le bassin par une arrivée abrupte de sédiments clastiques et à la mise en place de la LTS D. Malgré un contexte tectoniquement actif, cette anomalie s'exprime particulièrement bien dans l'enregistrement sédimentaire et dans la minéralogie des lutites avec un apport d'I/S R0 important, qui permet de suggérer la mise en place d'un climat tropical à précipitations saisonnières.
- Les Calcaires du Morillo, représentent un niveau carbonaté isopaque et homogène à l'échelle du bassin. Ils seraient l'expression d'un cycle de chute et de remontée eustatique d'environ 40

mètres à la faveur d'une période de quiescence tectonique intrabassinale. Par ailleurs, le cortège argileux des lutites ne montre pas de variation ce qui suppose une stabilité climatique.

- La base et le sommet de la Formation Castissent sont synchrones respectivement d'une chute et d'une hausse eustatiques de plusieurs dizaines de mètres. Ces variations auraient pu contribuer à la mise en place de la LTS G (en plus de la surrection tectonique du bassin) et à la transgression importante au cours de la LTS H, délimitant le sommet de la Formation.

L'enregistrement sédimentaire du facteur climato-eustatique semble donc s'exprimer à l'échelle des LTS à la faveur d'évènements hyperthermaux, que cela soit dans des périodes de quiescence tectonique intrabassinale (PETM, ELMO) ou non (X-event). L'étude des cortèges argileux nous a alors permis de mettre en évidence trois types de climat :

- un climat tropical à précipitations régulières comme par exemple pour le PETM et la Formation Castigaleu ;
- un climat chaud et aride comme pour l'anomalie ELMO, ou la limite K/T marquée par la présence de palygorskite ;
- un climat chaud et humide à précipitations saisonnières comme au sommet des grès de Roda pendant le X-event et pour la Formation Castissent.

La diagenèse

Nous avons également montré l'impact sur le budget minéralogique des processus de diagenèse d'enfouissement qui peuvent affecter voire brouiller une partie du message initial. Deux principales transformations ont ainsi pu être mises en évidence dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa et témoignent de conditions d'enfouissement différentes :

- La kaolinisation affecte les plagioclases des grès et des lutites des Formations Castigaleu et Castissent dans le Bassin de Graus-Tremp. Elle est marquée en particulier dans les environnements continentaux et littoraux. Cette kaolinisation qui intervient précocement dans l'histoire de l'enfouissement du sédiment s'effectuerait par percolation d'eau météoriques hydrolysantes dans le sédiment à la faveur des mouvements tectoniques qui favorisent la création d'un gradient hydraulique.
- L'albitisation est présente dans toutes les Formations du Bassin d'Ainsa. Elle correspond à la formation d'albite authigène, couplée à une illitisation des smectites dans les lutites et à la destruction des feldspaths potassiques. Elle s'effectuerait au cours de conditions d'enfouissement plus marquées dans cette partie du bassin, voire à la faveur 1) d'une anomalie thermique lié à la mise en place du diapir salifère de Médiano et/ou 2) de la circulation des fluides de compaction salifères.

Perspectives

Notre travail limité sur les processus de diagenèse avait pour objectif de voir quel était le degré de préservation du message minéralogique initial. Nous avons pu ainsi dégager deux types de mécanismes et de les replacer dans un cadre spatio-temporel. Ce travail préliminaire pourrait maintenant servir de base pour préciser les conditions de l'enfouissement dans le bassin en utilisant les proxies des marqueurs fluides et la modélisation de bassin. L'analyse des inclusions fluides sur différentes phases authigènes permettrait de tracer le type de fluides ayant circulé. Une analyse des compositions géochimiques des veines dans le Bassin d'Ainsa (Travé et al., 1997; Travé et al., 1998) associée à une analyse structurale, pourrait permettre de contraindre la composition, le timing et les

conditions de précipitations des fluides ayant percolé à travers la pile sédimentaire. Enfin, une étude de la matière organique (vitrinite ou Rock Eval par exemple), couplée à une modélisation thermique et à une restauration de l'architecture stratigraphique, permettrait de proposer un modèle spatio-temporel intégré de l'enfouissement du bassin.

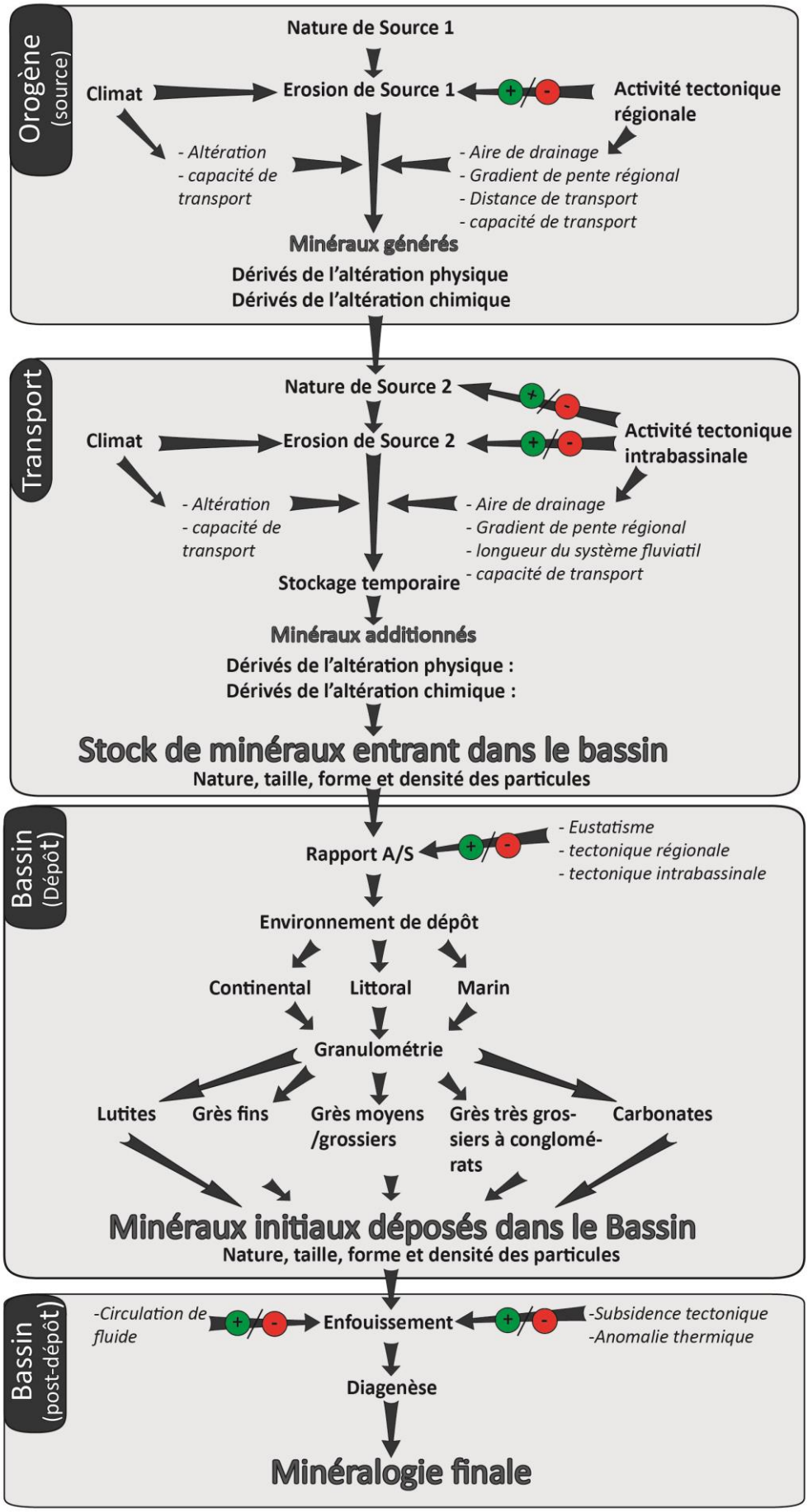
PERSPECTIVES : LA PREDICTION DE LA MINERALOGIE DANS UN BASSIN SEDIMENTAIRE

L'analyse stratigraphique du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa nous a permis de déterminer tout un ensemble de facteurs qui modulent les distributions minéralogiques dans un bassin *piggyback*. Ces facteurs agissent sur le système sédimentaire depuis sa source (*i.e.* l'orogène), où le sédiment est généré, jusqu'au bassin où le sédiment sera déposé puis enfoui. Afin d'alimenter des modèles prédictifs de la minéralogie, il est nécessaire de s'intéresser aux forçages qui agissent sur la minéralogie dans un bassin, et de comprendre comment ces paramètres interagissent les uns avec les autres.

SCHEMA GENERAL DE L'INTERACTION ENTRE LES PARAMETRES CLES DE LA DISTRIBUTION MINERALOGIQUE

L'ensemble de notre travail nous a permi de proposer un schéma synoptique général de la filiation des facteurs de contrôle de la minéralogie. Dans un but de prédiction, une démarche intégrée consisterai à implémenter l'ensemble des facteurs contrôlant la minéralogie à un outil de modélisation stratigraphique. Ceci permettrait de tester des "trajets minéralogiques" en fonction des différentes conditions de forçage et de préciser la minéralogie attendue dans le bassin et sa filiation depuis les sources. Cette méthode pourrait d'abord être testée/calibrée en l'appliquant sur des systèmes sédimentaires actuels bien contraints. Le schéma synoptique que nous proposons ici se veut le plus général possible afin de pouvoir être appliqué à l'ensemble des bassins sédimentaires (**Figure 11.14**).

***Figure 11.14** : Schéma général synoptique de la filiation minéralogique depuis la source du sédiment jusqu'à son enfouissement. Il présente l'ensemble des forçages clés sur la minéralogie qu'il faudrait prendre en compte pour prédire ou modéliser les distributions minéralogique dans un bassin sédimentaire.*


Orogène (source)
Nature de Source 1
Climat
Erosion de Source 1
Activité tectonique régionale
- Altération
- capacité de transport
- Aire de drainage
- Gradient de pente régional
- Distance de transport
- capacité de transport
Minéraux générés
Dérivés de l'altération physique
Dérivés de l'altération chimique
Transport
Nature de Source 2
Climat
Erosion de Source 2
Activité tectonique intrabassinale
- Altération
- capacité de transport
- Aire de drainage
- Gradient de pente régional
- longueur du système fluviatil
- capacité de transport
Stockage temporaire
Minéraux additionnés
Dérivés de l'altération physique :
Dérivés de l'altération chimique :
Stock de minéraux entrant dans le bassin
Nature, taille, forme et densité des particules
Bassin (Dépôt)
Rapport A/S
- Eustatisme
- tectonique régionale
- tectonique intrabassinale
Environnement de dépôt
Continental
Littoral
Marin
Granulométrie
Lutites
Grès fins
Grès moyens /grossiers
Grès très gros-siers à conglomé-rats
Carbonates
Minéraux initiaux déposés dans le Bassin
Nature, taille, forme et densité des particules
Bassin (post-dépôt)
-Circulation de fluide
Enfouissement
-Subsidence tectonique
-Anomalie thermique
Diagenèse
Minéralogie finale

APPLICATION DU SCHEMA SYNOPTIQUE DE LA FILIATION MINERALOGIQUE AU BASSIN DE GRAUS-TREMP-AINSA

La **Figure 11.15** montre l'adaptation de ce schéma au cas du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa, elle présente les différents trajets suivis par le sédiment depuis sa source jusqu'à son enfouissement dans le bassin. Ce trajet est régi dans notre cas d'étude par cinq facteurs, que nous estimons de façon qualitative, à savoir :

- La tectonique régionale qui contrôle la nature de la première source du sédiment. Ici, la tectonique régionale correspond à la surrection de la Zone Axiale et à l'érosion des roches plutoniques et métamorphiques.
- La tectonique intrabassinale illustre l'exhumation de nouvelles sources au cours du transport du sédiment (*i.e.* les nappes sédimentaires mésozoïques). Nous avons mentionné une tectonique intrabassinale active dans le cas où cette seconde source alimente le système sédimentaire. Cette considération est très réductrice dans le cas des Grès de Roda où les nappes mésozoïques ne sont pas exhumées mais qui se sont déposés sous un régime tectonique intrabassinal actif.
- Nous avons différencié trois types de climat : chaud et humide à précipitations saisonnières ou chaud et humide à précipitations régulières, et un climat chaud et sec (aride).
- Nous différencions aussi trois principaux domaines de dépôt des sédiments : continental, littoral ou marin, ainsi que la granulométrie du sédiment.
- Enfin le contexte diagénétique se surimpose à la fin du trajet des sédiments, nous le définissions dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa par la présence ou non de fluides météoriques ou de bassin profonds.

En jouant sur ces 5 paramètres, il existe 432 trajets potentiels. Nous avons choisi d'illustrer les quatorze plus représentatifs dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa. Les autres facteurs tels que l'aire de drainage, la longueur de transport, le gradient topographique, etc… pourraient aussi alimenter le schéma. Cependant, notre travail ne nous a pas permis de contraindre ces paramètres et leur variabilité à travers le temps.

L'intérêt d'un tel schéma est de pouvoir rendre compte :

- des différenciations minéralogiques induites par les différents trajet de filiation des facteurs de contrôle,
- de l'impact des facteurs de contrôle sur les compositions minéralogiques et de pouvoir les hierarchiser. Par exemple, en comparant les proportions minéralogiques issues de chacun des trajets de filiation sur la **Figure 11.15**, il apparait que les plus grandes différenciations minéralogiques sont liées à 1) la granulométrie (i.e. les plus petites séquences liées aux variations eustatiques), 2) la présence ou non de fluides diagénétiques, 3) l'influence de la tectonique intrabassinale, 4) le climat.

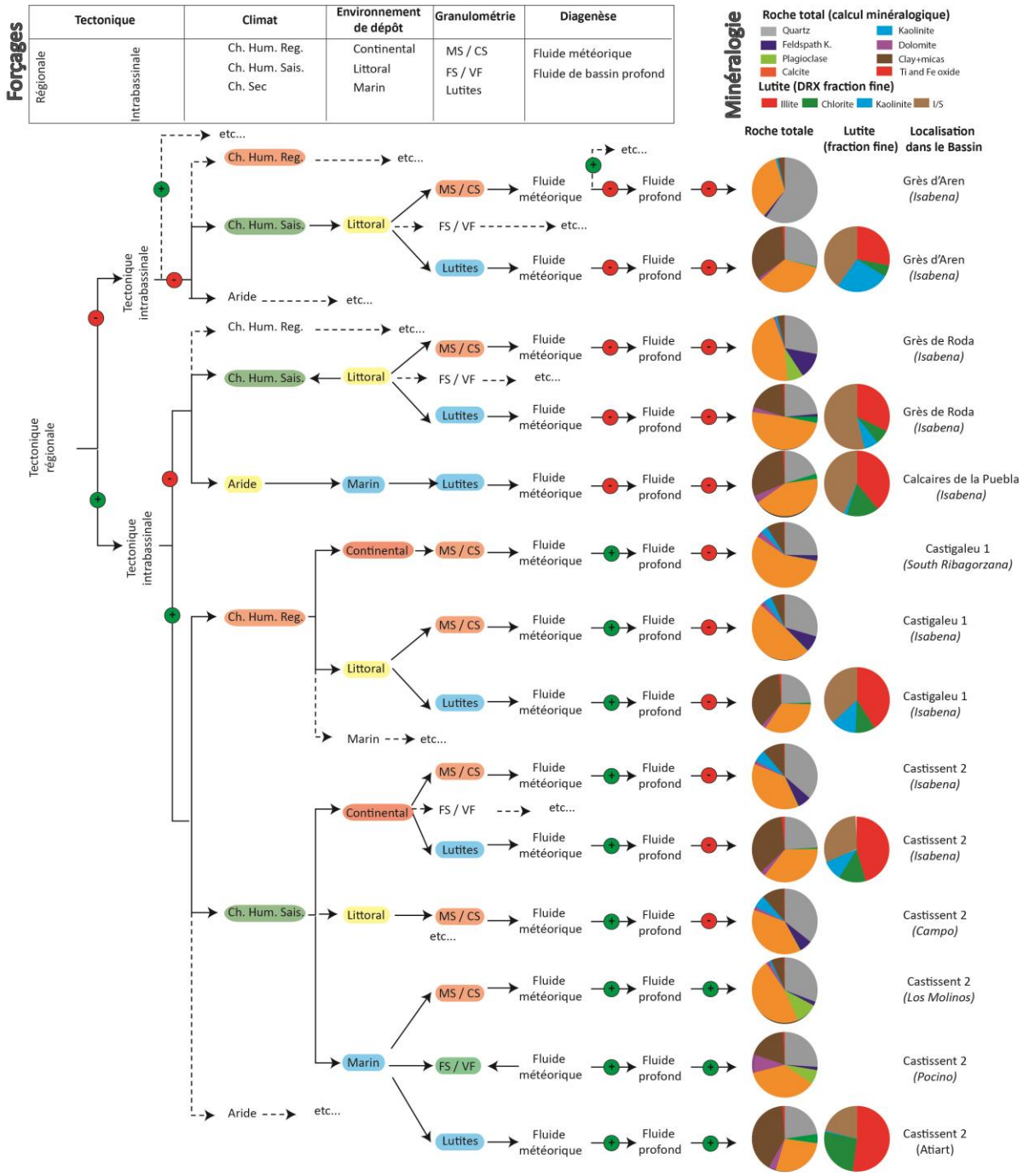


Figure 11.15 *: Exemples de trajets d'évolution d'un sédiment dans le Bassin de Graus-Tremp-Ainsa à l'Eocène Inférieur conditionnant sa minéralogie finale. Cette minéralogie est dans notre cas modulées par cinq paramètres qu nous avons estimés de façon qualitative.*

AUTRES PERSPECTIVES DE MODELISATION

Compte tenu du caractère relativement bien contraint de notre cas d'étude, d'autres outils de modélisation pourraient être utilisés pour quantifier ou mieux contraindre l'influence relative des facteurs de contrôle. Les paramètres d'entrée dont nous pouvons disposer à travers notre cas

d'étude sont la taille du modèle, le pas de temps, les lithologies et leur coefficient de transport (diffusion), l'eustatisme, la bathymétrie initiale et la subsidence au cours du temps.

En particulier, une approche croisée de la modélisation numérique stratigraphique 3D sous DIONISOS (Granjeon, D., Joseph, P., 1999) avec le principe de notre méthode de prédiction de la minéralogie, devrait permettre de mieux discriminer les paramètres de forçage vis-à-vis d'une minéralogie imposée (modèle *backward*) ou de prédire la distribution spatiale de la minéralogie en fonction des paramètres de forçages imposés (modèle *forward*). Ce type de modélisation permettrait de plus d'obtenir une quantification des paramètres d'entrée : flux de sédiments, flux d'eau (climat), pente du bassin (tectonique), paramètres hydrodynamiques en domaine continental et marin. Or ce genre de quantification, ainsi que celle de l'ensemble des paramètres contrôlant la minéralogie, serait un véritable apport pour la modélisation *in fine* de la minéralogie.

Une modélisation de la diagenèse, de la thermicité ou des circulations de fluides à partir de nos estimations de la minéralogie initiale (dans le Bassin d'Ainsa par exemple) permettraient 1) de valider notre estimation de la minéralogie initiale (si les résultats de la modélisation sont conformes à la minéralogie actuelle) et 2) d'estimer et de quantifier les contrôles des transformations minéralogiques observées. Dans cette perspective l'emploi d'outils comme TEMIS ou PETROMOD pourrait être envisagé.

Enfin, le traitement de nos données de minéralogie et de lithologie à partir d'outils géostatistiques permettrait de mieux imager la distribution spatiale et temporelle d'un minéral, ou d'un ensemble de minéraux à travers le bassin et de prédire les qualités attendues des réservoirs dans une perspective industrielle ou environnementale.

LISTE DES REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Allen, J.R., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. Sedimentology 5, 89–191.

Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. Sediment. Geol. 33, 237–293.

Allen, J.R.L., 1963. Structure of ripple marks. Nature 198, 847–849.

Allen, P.A., Armitage, J.J., Carter, A., Duller, R.A., Michael, N.A., Sinclair, H.D., Whitchurch, A.L., Whittaker, A.C., 2013. The Q_s problem: Sediment volumetric balance of proximal foreland basin systems. Sedimentology 60, 102–130.

Allen, P.A., Armitage, J.J., Whittaker, A.C., Michael, N.A., Roda-Boluda, D., D'Arcy, M., 2015a. Fragmentation model of the grain size mix of sediment supplied to basins. J. Geol. 123, 405–427.

Allen, P.A., Crampton, S.L., Sinclair, H.D., 1991. The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland. Basin Res. 3, 143–163.

Allen, P.A., Heller, P.L., 2011. Dispersal and Preservation of Tectonically Generated Alluvial Gravels in Sedimentary Basins, in: Busby, C., Azor, A. (Eds.), Tectonics of Sedimentary Basins. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 111–130.

Allen, P.A., Michael, N.A., D'Arcy, M., Roda-Boluda, D.C., Whittaker, A.C., Duller, R.A., Armitage, J.J., 2015b. Fractionation of grain size in terrestrial sediment routing systems. Basin Res.

Amorosi, A., Centineo, M.C., Dinelli, E., Lucchini, F., Tateo, F., 2002. Geochemical and mineralogical variations as indicators of provenance changes in Late Quaternary deposits of SE Po Plain. Sediment. Geol. 151, 273–292.

Anastasio, D.J., 1992. Structural evolution of the external Sierra, southern Pyrenees, Spain. Struct. Geol. Fold--Thrust Belts Johns Hopkins Univ. Press Baltim. MD 239–251.

Anastasio, D.J., Holl, J.E., 2001. Transverse fold evolution in the External Sierra, southern Pyrenees, Spain. J. Struct. Geol. 23, 379–392.

Ardèvol, L., Klimowitz, J., Malagón, J., Nagtegaal, P.J., 2000. Depositional sequence response to foreland deformation in the Upper Cretaceous of the Southern Pyrenees, Spain. AAPG Bull. 84, 566–587.

Argast, S., Donnelly, T.W., 1987. The Chemical Discrimination of Clastic Sedimentary Components. J. Sediment. Res. 57.

Armitage, J.J., Duller, R.A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2011. Transformation of tectonic and climatic signals from source to sedimentary archive. Nat. Geosci. 4, 231–235.

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., Ramasamy, S., 2004. Geochemistry of Sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, Southern India: Implications for Provenance, Weathering, and Tectonic Setting. J. Sediment. Res. 74, 285–297.

Armstrong-Altrin, J.S., Verma, S.P., 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. Sediment. Geol. 177, 115–129.

Arostegi, J., Baceta, J.I., Pujalte, V., Carracedo, M., 2011. Late Cretaceous – Palaeocene mid-latitude climates: inferences from clay mineralogy of continental-coastal sequences (TrempGraus area, southern Pyrenees, N Spain). Clay Miner. 46, 105–126.

Aziz, H.A., Hilgen, F.J., van Luijk, G.M., Sluijs, A., Kraus, M.J., Pares, J.M., Gingerich, P.D., 2008. Astronomical climate control on paleosol stacking patterns in the upper Paleocene–lower Eocene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. Geology 36, 531–534.

B

Babault, J., Dinares, J., 2000. 3D Restoration of llerdian to Cuisian features across the Central Pyrenees (Campo-Ainsa area): implications on the Graus-Tremp basin tectono-stratigraphic evolution. Geotemas, 2, 33-36.

Babault, J., Van Den Driessche, J., Teixell, A., 2012. Longitudinal to transverse drainage network evolution in the High Atlas (Morocco): The role of tectonics: drainage reorganization in the atlas. Tectonics, 31.

Baceta, J.I., 1996. El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Región Vasco-Cantábrica: secuencias deposicionales, facies y evolución paleogeográfica. PhD Dissertation, Universidad del País Vasco, 372 pp.

Baceta, J.I., Pujalte, V., Bernaola, G., 2005. Paleocene coralgal reefs of the western Pyrenean basin, northern Spain: New evidence supporting an earliest Paleogene recovery of reefal ecosystems. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 224, 117–143.

Baceta, J.I., Pujalte, V., Serra-Kiel, J., Robador, A., Orue-Etxebarria, X., 2004. El Maastrichtiense final, Paleoceno e Ilerdiense inferior de la Cordillera Pirenaica. Geol. Esp. Soc. Geológica Esp.-Inst. Geológico Min. Esp. Madr. 308–313.

Baceta, J.I., Pujalte, V., Wright, V.P., Schmitz, B., 2011. Carbonate platform models, sea-level changes and extreme climatic events during the Paleocene-early Eocene greenhouse interval: a basin-platform-coastal plain transect across the southern Pyrenean basin, in: Pre-Meeting Field Trips Guidebook. Zaragoza, 28th IAS Meeting, Geo-Guías. pp. 101–150.

Baceta, J.I., Wright, V.P., Beavington-Penney, S.J., Pujalte, V., 2007. Palaeohydrogeological control of palaeokarst macro-porosity genesis during a major sea-level lowstand: Danian of the Urbasa–Andia plateau, Navarra, North Spain. Sediment. Geol. 199, 141–169.

Baceta, J.I., Wright, V.P., Pujalte, V., 2001. Palaeo-mixing zone karst features from Palaeocene carbonates of north Spain: criteria for recognizing a potentially widespread but rarely documented diagenetic system. Sediment. Geol. 139, 205–216.

Bachelet, R., 2016. Caractérisation minéralogique des formations du Maastrichtien terminal à l'Eocène inférieur du bassin de Tremp (Pyrénées espagnoles): paléoenvironnements et diagenèse. Mémoire de Master 2. Université de Bourgogne, 49 pp.

Bahlburg, H., 1998. The geochemistry and provenance of Ordovician turbidites in the Argentine Puna. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 142, 127–142.

Bains, S., Corfield, R.M., Norris, R.D., 1999. Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. Science 285, 724–727.

Barnes, J.B., Heins, W.A., 2009. Plio-Quaternary sediment budget between thrust belt erosion and foreland deposition in the central Andes, southern Bolivia. Basin Res. 21, 91–109.

Barnolas, A., 1992. Evolución sedimentaria de la Cuenca Surpirenaica Oriental durante el Eoceno. Acta Geológica Hispánica 27, 15–31.

Barnolas, A., Samsó, J.M., Teixell, A., Tosquella, J., Zamorano, M., 1991. Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona, in: I Congreso Del Grupo Español Del Terciario. Libro-Guía de La Excursión N^{o} 1, EUMO.

Barrier, L., Proust, J.-N., Nalpas, T., Robin, C., Guillocheau, F., 2010. Control of Alluvial Sedimentation at Foreland-Basin Active Margins: A Case Study from the Northeastern Ebro Basin (Southeastern Pyrenees, Spain). J. Sediment. Res. 80, 728–749.

Barth, T.F.W., 1969. Feldspars, Wiley.

Bartier, D., 1997. Contrôle lithologique et diagenèse des minéraux argileux dans le Crétacé inférieur basco-cantabrique (N. Espagne), Lithological control and clay minerals diagenesis in the lower cretaceous of the basco-cantabrian basin (N. Spain). PhD thesis, Université de Lille 1, 174 pp.

Basu, A., Bickford, M.E., Deasy, R., 2016. Inferring tectonic provenance of siliciclastic rocks from their chemical compositions: A dissent. Sediment. Geol. 336, 26–35.

Bea, F., Pereira, M.D., Corretgé, L.G., Fershtater, G.B., 1994. Differentiation of strongly peraluminous, perphosphorus granites: The pedrobernardo pluton, central Spain. Geochim. Cosmochim. Acta 58, 2609–2627.

Beamud, E., Garcés, M., Cabrera, L., Anton Muñoz, J., Almar, Y., 2003. A new middle to late Eocene continental chronostratigraphy from NE Spain. Earth Planet. Sci. Lett. 216, 501–514.

Beaumont, C., 1981. Foreland basins. Geophys. J. Int. 65, 291–329.

Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J., Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. J. Geophys. Res. Solid Earth 105, 8121–8145.

Bentham, P., Burbank, D.W., 1996. Chronology of Eocene foreland basin evolution along the western oblique margin of the South-Central Pyrenees. Tert. Basins Spain Stratigr. Rec. Crustal Kinemat. World Reg. Geol. 6, 144–152.

Berastegui, X., Garcia-Senz, J.M., Losantos, M., 1990. Tecto-sedimentary evolution of the Organya extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous. Bull. Soc. Geol. Fr. VI, 251–264.

Berggren, W.A., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. SEPM Spec. Publ. 54:129–212. Tulsa, Okla., Society for Sedimentary Geology.

Bernet, M., Garver, J.I., 2005. Fission-track Analysis of Detrital Zircon. Rev. Mineral. Geochem. 58, 205–237.

Bethke, C.M., Altaner, S.P., 1986. Layer-by-layer mechanism of smectite illitization and application to a new rate law. Clays Clay Min. 34, 136.

Bethke, C.M., Vergo, N., ALTANER, S.P., 1986. Pathways of smectite illitization. Clay Min. 34, 125.

Bhatia, M.R., 1983. Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones. J. Geol. 91, 611–627.

Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contrib. Mineral. Petrol. 92, 181–193.

Bhattacharya, J.P., 2006. Deltas. Spec. Publ.-SEPM 84, 237.

Bjorlykke, K., Jahren, J., Mondol, N.H., Marcussen, O., Croize, D., Peltonen, C., Thyberg, B., Bjørlykke, K., Jahren, J., Mondol, N.H., Marcussen, Ø., Croizé, D., Peltonen, C., Thyberg, B., 2009. Sediment Compaction and Rock Properties. Search Discov. Artic. 50192.

Blatt, H., 1967. Provenance Determinations and Recycling of Sediments. J. Sediment. Res. 37.

Bolle, M.-P., Adatte, T., 2001. Palaeocene-early Eocene climatic evolution in the Tethyan realm: clay mineral evidence. Clay Miner. 36, 249–261.

Bond, R.M.G., McClay, K.R., 1995. Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 88, 415–431.

Bonnet, S., 2009. Shrinking and splitting of drainage basins in orogenic landscapes from the migration of the main drainage divide. Nat. Geosci. 2, 766–771.

Bonnot-Courtois, C., 1981. Géochimie des terres rares dans les principaux milieux de formation et de sédimentation des argiles. PhD thesis, Université de Paris-Sud Centre d'Orsay.

Boothroyd, J.C., 1972. Coarse-Grained Sedimentation on a Braided Outwash Fan, Northeast Gulf of Alaska. DTIC Document.

Bouchez, J., Gaillardet, J., France-Lanord, C., Maurice, L., Dutra-Maia, P., 2011a. Grain size control of river suspended sediment geochemistry: Clues from Amazon River depth profiles: river sediments grain size and chemistry. Geochem. Geophys. Geosystems 12.

Bouchez, J., Lupker, M., Gaillardet, J., France-Lanord, C., Maurice, L., 2011b. How important is it to integrate riverine suspended sediment chemical composition with depth? Clues from Amazon River depth-profiles. Geochim. Cosmochim. Acta 75, 6955–6970.

Bourdelle, F., Cathelineau, M., 2015. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R2+–Si diagram. Eur. J. Mineral. 27, 617–626.

Bourrouilh, R., Moen-Maurel, L., Munoz, J., Teixell, A., 2004. Western Pyrenees Fold-and-Thrust-Belt: geodynamics, sedimentation and plate boundary reconstruction from rifting to inversion, in: Filed-Trip Guide Book Volume 2 from B13 to B33. Presented at the 32nd International Geological Congress, Florence-Italy, p. 68.

Bowen, G.J., Koch, P.L., Gingerich, P.D., Norris, R.D., Bains, S., Corfield, R.M., 2001. Refined isotope stratigraphy across the continental Paleocene-Eocene boundary on Polecat Bench in the northern Bighorn Basin. Paleocene-Eocene Stratigr. Biot. Change Bighorn Clarks Fork Basins Wyo. Univ. Mich. Pap. Paleontol. 33, 73–88.

Bown, T.M., Kraus, M.J., 1987. Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. J. Sediment. Res. 57.

Brasier, M.D., 1975. The ecology and distribution of recent foraminifera from the reefs and shoals around Barbuda, West Indies. J. Foraminifer. Res. 5, 193–210.

Braun, J., Beek, P. van der, Batt, G., 2006. Quantitative Thermochronology: Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data. Cambridge University Press.

Brenchley, P.J., Romano, M., Gutierrez-Marco, J.C., 1986. Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia.

Bridge, J.S., 1993. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and deposition in braided rivers. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 75, 13–71.

Bristow, C.S., Best, J.L., 1993. Braided rivers: perspectives and problems. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 75, 1–11.

Brommer, M.B., Weltje, G.J., Trincardi, F., 2009. Reconstruction of sediment supply from mass accumulation rates in the Northern Adriatic Basin (Italy) over the past 19,000 years. J. Geophys. Res. Earth Surf. 114, F02008.

Buatier, M., 2000. Nacrite in the Lodève Permian Basin: a TEM and fluid-inclusion study. Eur. J. Mineral. 12, 329–340.

Buatier, M., Travé, A., Labaume, P., Potdevin, J.L., 1997. Dickite related to fluid-sediment interaction and deformation in Pyrenean thrust-fault zones. Eur. J. Mineral.-Ohne Beih. 9, 875–888.

Buggle, B., Glaser, B., Hambach, U., Gerasimenko, N., Marković, S., 2011. An evaluation of geochemical weathering indices in loess–paleosol studies. Quat. Int. 240, 12–21.

Burbank, D.W., 1992. Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin. Nature 357, 680–683.

Burbank, D.W., PuigdefàBregas, C., Muoz, J.A., 1992a. The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. Geol. Soc. Am. Bull. 104, 1101–1120.

Burbank, D.W., Vergés, J., MUNOZ, J.A., Bentham, P., 1992b. Coeval hindward-and forward-imbricating thrusting in the south-central Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. Geol. Soc. Am. Bull. 104, 3–17.

Butler, R.W.H., Grasso, M., Manna, F.L., 1992. Origin and deformation of the Neogene–Recent Maghrebian foredeep at the Gela Nappe, SE Sicily. J. Geol. Soc. 149, 547–556.

C

Caja, M.A., Marfil, R., Garcia, D., Remacha, E., Morad, S., Mansurbeg, H., Amorosi, A., Martínez-Calvo, C., Lahoz-Beltrá, R., 2010. Provenance of siliciclastic and hybrid turbiditic arenites of the Eocene Hecho Group, Spanish Pyrenees: implications for the tectonic evolution of a foreland basin. Basin Res. 22, 157–180.

Campbell, F.A., Williams, G.D., 1965. Chemical Composition of Shales of Mannville Group (Lower Cretaceous) of Central Alberta, Canada. AAPG Bull. 49, 81–87.

Cant, D.J., Stockmal, G.S., 1989. The Alberta foreland basin: relationship between stratigraphy and Cordilleran terrane-accretion events. Can. J. Earth Sci. 26, 1964–1975.

Cant, D.J., Walker, R.G., 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. Sedimentology 25, 625–648.

Casas, A., Kearey, P., Rivero, L., Adam, C.R., 1997. Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 150, 65–78.

Casas, A.M., Soto, R., Martínez-Peña, B., 2002. Geometrical relationships between unconformities and subsequent folding: the Arro fold system (southern Pyrenees). Comptes Rendus Géoscience 334, 765–772.

Castelltort, S., Guillocheau, F., Robin, C., Rouby, D., Nalpas, T., Lafont, F., Eschard, R., 2003. Fold control on the stratigraphic record: a quantified sequence stratigraphic study of the Pico del Aguila anticline in the south-western Pyrenees (Spain). Basin Res. 15, 527–551.

Castelltort, S., Van Den Driessche, J., 2003. How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record? Sediment. Geol. 157, 3–13.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., others, 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Sci. Rev. 92, 1–33.

Cecil, C.B., Dulong, F.T., 2003. Precipitation Models for Sediment Supply in Warm Climates. SEPM Spec. Publ. 77, 21–27.

Cecil, C.B., Edgar, N.T., SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2014. Climate controls on stratigraphy.

Chamley, H., 2013. Clay Sedimentology. Springer Science & Business Media.

Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.

Chang, H.K., MacKenzie, F.T., Schoonmaker, J., 1986. Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins. Clays Clay Miner. 34, 407–423.

Charoy, B., 1979. Greisenisation, mineralisation et fluides associes a Cligga Head. Cornwall (sud ouest de l'Angleterre). Bull. Mineral. 102, 633–641.

Charoy, B., Noronha, F., 1996. Multistage Growth of a Rare-Element, Volatile-Rich Microgranite at Argemela (Portugal). J. Petrol. 37, 73–94.

Chen, J., An, Z., Head, J., 1999. Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of central China during the last 130,000 years and their implications for monsoon paleoclimatology. Quat. Res. 51, 215–219.

Chester, R., 1990. The atmospheric transport of clay minerals to the world ocean. Sci Geol 88, 23–32.

Choukroune, P., 1989. The Ecors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics 8, 23–39.

Choukroune, P., 1976. Strain Patterns in the Pyrenean Chain. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Math. Phys. Eng. Sci. 283, 271–280.

Choukroune, P., Le Pichon, X., Seguret, M., Sibuet, J.-C., 1973. Bay of Biscay and Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 18, 109–118.

Choukroune, P., Martinez, C., Seguret, M., Mattauer, M., 1968. Sur l'extension, le style et l'âge de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales). Comptes Rendus Académie Sci. Sci. Nat. 266, 1360–1363.

Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile. Tectonophysics, Siesmic Probing of Continents and their Margins 173, 411–423.

Clauer, N., Liewig, N., 2013. Episodic and simultaneous illitization in oil-bearing Brent Group and Fulmar Formation sandstones from the northern and southern North Sea based on illite K-Ar dating. AAPG Bull. 97, 2149–2171.

Clevis, Q., De Jager, G., Nijman, W., De Boer, P.L., 2004. Stratigraphic signatures of translation of thrust-sheet top basins over low-angle detachment faults. Basin Res. 16, 145–163.

Cohen, D., Ward, C.R., 1991. SEDNORM—a program to calculate a normative mineralogy for sedimentary rocks based on chemical analyses. Comput. Geosci. 17, 1235–1253.

Cojan, I., Renard, M., 1997. Sédimentologie. Masson.

Coleman, J.M., 1969. Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. Sediment. Geol. 3, 129–239.

Colson, J., Cojan, I., Thiry, M., 1998. A hydrogeological model for palygorskite formation in the Danian continental facies of the Provence Basin (France). Clay Miner. 33, 333–347.

Covey, M., 1986. The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin. Foreland Basins 77–90.

Cox, R., Lowe, D.R., 1995. A Conceptual Review of Regional-Scale Controls on the Composition of Clastic Sediment and the Co-Evolution of Continental Blocks and their Sedimentary Cover. J. Sediment. Res. 65.

Cramer, B.S., Miller, K.G., Barrett, P.J., Wright, J.D., 2011. Late Cretaceous–Neogene trends in deep ocean temperature and continental ice volume: Reconciling records of benthic foraminiferal geochemistry (δ^{18}O and Mg/Ca) with sea level history. J. Geophys. Res. 116.

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.

Critelli, S., Le Pera, E., Ingersoll, R.V., 1997. The effects of source lithology, transport, deposition and sampling scale on the composition of southern California sand. Sedimentology 44, 653–671.

Cross, T.A., 1988. Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA.

Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V., Washington, H.S., 1902. A Quantitative Chemico-Mineralogical Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. J. Geol. 10, 555–690.

Crumeyrolle, P., 1987. Stratigraphie physique et sédimentologie des systèmes de dépôt de la séquence de Santa Liestra: Eocène sud-pyrénen, Pyrénées aragonaises, Espagne (Thèse de Doctorat). Université de Bordeaux III.

Crumeyrolle, P., Lesueur, J.L., Claude, D., Joseph, P., 1992. Architecture et faciès d'un prisme deltaique de bas niveau marin: les grés de Roda (bassin eocéne sud Pyrénéen). Livret-Guide Excursion ASF 25.

Cuevas-Gozalo, M., Donselaar, M.E., Nio, S.D., 1985. Eocene clastic tidal deposits in the Tremp-Graus Basin (Provs. of Lérida and Huesca), in: 6th European Regional Meeting IAS, Lérida, Guidebook Excursion. pp. 215–266.

Cullers, R.L., 2000a. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling. Precambrian Res. 104, 77–93.

Cullers, R.L., 2000b. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. Lithos 51, 181–203.

Cullers, R.L., 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. Geochim. Cosmochim. Acta 58, 4955–4972.

Cullers, R.L., Berendsen, P., 1998. The provenance and chemical variation of sandstones associated with the Mid-continent Rift System, U.S.A. Eur. J. Mineral. 10, 987–1002.

Currie, B.S., 1997. Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic–Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland-basin system. Geol. Soc. Am. Bull. 109, 1206–1222.

D

Dahl, P.S., 1996. The crystal-chemical basis for Ar retention in micas: inferences from interlayer partitioning and implications for geochronology. Contrib. Mineral. Petrol. 123, 22–39.

Daignieres, M., Gallart, J., Banda, E., Hirn, A., 1982. Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range. Earth Planet. Sci. Lett. 57, 88–100.

Dalrymple, R.W., 1984. Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. Sedimentology 31, 365–382.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: perspective. J. Sediment. Res. 62.

Davis, J.R.., Dalrymple, R.W., 2011. Principles of tidal sedimentology. Springer Science & Business Media.

de Caritat, P., Bloch, J., Hutcheon, I., 1994. LPNORM: A linear programming normative analysis code. Comput. Geosci. 20, 313–347.

De Mowbray, T., Visser, M.J., 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, Southwest Netherlands. J. Sediment. Res. 54.

DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. Basin Res. 8, 105–123.

DeConto, R.M., Galeotti, S., Pagani, M., Tracy, D., Schaefer, K., Zhang, T., Pollard, D., Beerling, D.J., 2012. Past extreme warming events linked to massive carbon release from thawing permafrost. Nature 484, 87–91.

Denèle, Y., 2007. Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées : exemple du massif de l'Aston-Hospitalet (Thèse de Doctorat). Toulouse 3.

Deramond, J., Graham, R.H., Hossack, J.R., Baby, P., Crouzet, G., 1985. Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 301, 1213–1216.

D'haenens, S., Bornemann, A., Stassen, P., Speijer, R.P., 2012. Multiple early Eocene benthic foraminiferal assemblage and δ 13 C fluctuations at DSDP Site 401 (Bay of Biscay—NE Atlantic). Mar. Micropaleontol. 88, 15–35.

Dickens, G.R., O'Neil, J.R., Rea, D.K., Owen, R.M., 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. Paleoceanography 10, 965–971.

Dickinson, W.R., 1988. Provenance and Sediment Dispersal in Relation to Paleotectonics and Paleogeography of Sedimentary Basins, in: Kleinspehn, K.L., Paola, C. (Eds.), New Perspectives in Basin Analysis, Frontiers in Sedimentary Geology. Springer New York, pp. 3–25.

Dickinson, W.R., 1985. Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones, in: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites, NATO ASI Series. Springer Netherlands, pp. 333–361.

Dickinson, W.R., 1974. Plate Tectonics and Sedimentation, in: Tectonics and Sedimentation, SEPM Special Publication. pp. 1–27.

Dickinson, W.R., Suczek, C.A., 1979. Plate Tectonics and Sandstone Compositions. AAPG Bull. 63, 2164–2182.

Dill, H.G., 1998. A review of heavy minerals in clastic sediments with case studies from the alluvial-fan through the nearshore-marine environments. Earth-Sci. Rev. 45, 103–132.

Dimberline, A.J., 1986. Electron microscope and microprobe analysis of chlorite–mica stacks in the Wenlock turbidites, mid Wales, UK. Geol. Mag. 123, 299–306.

Dinarès, J., McClelland, E., Santanach, P., 1992. Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust tectonics as derived from palaeomagnetic data: an example from the Southern Pyrenees, in: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Springer Netherlands, pp. 265–275.

Dinarès-Turell, J., Garcia-Senz, J., 2000. Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution. J. Geophys. Res. 105, 19. d

Dixon, J.L., Heimsath, A.M., Kaste, J., Amundson, R., 2009. Climate-driven processes of hillslope weathering. Geology 37, 975–978.

Domingo, L., López-Martínez, N., Leng, M.J., Grimes, S.T., 2009. The Paleocene–Eocene Thermal Maximum record in the organic matter of the Claret and Tendruy continental sections (South-central Pyrenees, Lleida, Spain). Earth Planet. Sci. Lett. 281, 226–237.

Domingo, L., López-Martínez, N., Soler-Gijón, R., Grimes, S.T., 2007. A multi-proxy geochemical investigation of the early Paleocene (Danian) continental palaeoclimate at the Fontllonga-3 site (South Central Pyrenees, Spain). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 256, 71–85.

Dorobek, S.L., Ross, G.M., 1995. Stratigraphic evolution of foreland basins. Sepm Society for Sedimentary. No. 52.

Dott, R.H., Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. Geol. Soc. Am. Bull. 93, 663–680.

Dreyer, T., Corregidor, J., Arbues, P., Puigdefabregas, C., 1999. Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain. Sediment. Geol. 127, 127–169.

Duller, R.A., Whittaker, A.C., Fedele, J.J., Whitchurch, A.L., Springett, J., Smithells, R., Fordyce, S., Allen, P.A., 2010. From grain size to tectonics. J. Geophys. Res. Earth Surf. 115, F03022.

Dumas, S., Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification—the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. Geology 34, 1073–1076.

Dunkl, I., di Giulio, A., Kuhlemann, J., 2001. Combination of Single-Grain Fission-Track Chronology and Morphological Analysis of Detrital Zircon Crystals in Provenance Studies: Sources of the Macigno Formation (Apennines, Italy). J. Sediment. Res. 71, 516–525.

Dypvik, H., Harris, N.B., 2001. Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr+ Rb)/Sr ratios. Chem. Geol. 181, 131–146.

Dypvik, H., Riber, L., Burca, F., Rüther, D., Jargvoll, D., Nagy, J., Jochmann, M., 2011. The Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM) in Svalbard — clay mineral and geochemical signals. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 302, 156–169.

E

Eichenseer, H., 1988. Facies geology of late Maestrichtian to early Eocene coastal and shallow marine sediments, Tremp-Graus Basin, northeastern Spain (PhD thesis). University of Tübingen.

Eichenseer, H., Luterbacher, H., 1992. The marine paleogene of the tremp region (NE Spain)-depositional sequences, facies history, biostratigraphy and controlling factors. Facies 27, 119–151.

Elliott, T., 1976. Upper Carboniferous sedimentary cycles produced by river-dominated, elongate deltas. J. Geol. Soc. 132, 199–208.

Emery, D., Myers, K.J., Young, R., 1990. Ancient subaerial exposure and freshwater leaching in sandstones. Geology 18, 1178–1181.

Eynatten, H.V., Wijbrans, J.R., 2003. Precise tracing of exhumation and provenance using 40Ar/39Ar geochronology of detrital white mica: the example of the Central Alps. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 208, 289–305.

F

Farrell, S.G., Williams, G.D., Atkinson, C.D., 1987. Constraints on the age of movement of the Montsech and Cotiella Thrusts, south central Pyrenees, Spain. J. Geol. Soc. 144, 907–914.

Fedele, J.J., Paola, C., 2007. Similarity solutions for fluvial sediment fining by selective deposition. J. Geophys. Res. Earth Surf. 112.

Fedo, C.M., Eriksson, K.A., Krogstad, E.J., 1996. Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: Implications for provenance and source-area weathering. Geochim. Cosmochim. Acta 60, 1751–1763.

Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geology 23, 921–924.

Fernández, O., Muñoz, J.A., Arbués, P., Falivene, O., 2012. 3D structure and evolution of an oblique system of relaying folds: the Ainsa basin (Spanish Pyrenees). J. Geol. Soc. 169, 545–559.

Fernàndez, O., Munoz, J.A., Arbues, P., Falivene, O., Marzo, M., 2004. Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: An example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain). AAPG Bull. 88, 1049–1068.

Filleaudeau, P.-Y., 2011. Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène : apports de l'analyse de bassin et thermochronométrie détritique (PhD thesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau, F., Pik, R., 2012. Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry. Basin Res. 24, 401–417.

Fillon, C., Gautheron, C., van der Beek, P., 2013. Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. J. Geol. Soc. 170, 67–77.

Fillon, C., van der Beek, P., 2012. Post-orogenic evolution of the southern Pyrenees: constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. Basin Res. 24, 418–436.

Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. Earth Planet. Sci. Lett. 173, 157–170.

Fitzgerald, P.G., Sorkhabi, R.B., Redfield, T.F., Stump, E., 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. J. Geophys. Res. Solid Earth 100, 20175–20191.

Flemings, P.B., Jordan, T.E., 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. J. Geophys. Res. Solid Earth 94, 3851–3866.

Foix, N., Paredes, J.M., Giacosa, R.E., 2013. Fluvial architecture variations linked to changes in accommodation space: Río Chico Formation (late Paleocene), Golfo San Jorge basin, Argentina. Sediment. Geol. 294, 342–355.

Fonnesu, F., 1984a. Estratigrafía física y análisis de facies de la secuencia de Figols entre el río Noguera Pallaresa e Iscles (Provs. De Lérida y Huesca) (PhD thesis). Universidad Autónoma de Barcelona.

Fonnesu, F., 1984b. Estratigrafía física y análisis de facies de la secuencia de Figols entre el río Noguera Pallaresa e Iscles (Provs. De Lérida y Huesca). Universidad Autónoma de Barcelona. Facultad de Ciencias. Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica.

Fontana, D., Zuffa, G.G., Garzanti, E., 1989. The interaction of eustacy and tectonism from provenance studies of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (South-Central Pyrenees, Spain). Basin Res. 2, 223–237.

Fralick, P.W., Kronberg, B.I., 1997. Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. Sediment. Geol. 113, 111–124.

Franzinelli, E., Potter, P.E., 1983. Petrology, Chemistry, and Texture of Modern River Sands, Amazon River System. J. Geol. 91, 23–39.

Friend, P.F., Hirst, J.P.P., Nichols, G.J., 1986. Sandstone-body structure and river process in the Ebro Basin of Aragón, Spain. Cuad. Geol. Iber. 10, 9–30.

Friend, P.F., Slater, M.J., Williams, R.C., 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. J. Geol. Soc. 136, 39–46.

G

Gaemers, P.A., 1978. Biostratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the mainly marine Ager Formation (Upper Paleocene—Lower Eocene) in the Tremp Basin, Central-South Pyrenees, Spain. Leidse Geol. Meded. 51, 151–215.

Galeotti, S., Krishnan, S., Pagani, M., Lanci, L., Gaudio, A., Zachos, J.C., Monechi, S., Morelli, G., Lourens, L., 2010. Orbital chronology of Early Eocene hyperthermals from the Contessa Road section, central Italy. Earth Planet. Sci. Lett. 290, 192–200.

Gallagher, K., Brown, R., Johnson, C., 1998. Fission Track Analysis and Its Applications to Geological Problems. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 26, 519–572.

Galloway, W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. AAPG Bull. 73, 125–142.

Galloway, W.E., 1975. Process Framework for Describing the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Deltaic Depositional Systems, in: Broussard, M.L. (Ed.), Deltas - Models for Exploration, Houston Geological Society. pp. 87–98.

Galloway, W.E., Hobday, D.K., 1996. Terrigenous shelf systems, in: Terrigenous Clastic Depositional Systems. Springer, pp. 159–185.

Garcia, D., Joseph, P., Marechal, B., Moutte, J., 2004. Patterns of geochemical variability in relation to turbidite facies in the Gres d'Annot Formation. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 221, 349–365.

Garcia, D., Marfil, R., Caja, M.A., Remacha, E., 2011. Chemichal stratigraphy and deep diagenetic overprint in the Ainsa Basin, Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees). Presented at the 28th IAS meeting, Zaragosa.

Garcia, D., Ravenne, C., Maréchal, B., Moutte, J., 2004. Geochemical variability induced by entrainment sorting: quantified signals for provenance analysis. Sediment. Geol. 171, 113–128.

García Senz, J., 2002. Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos centrales. Formación y subsecuente inversión. (PhD thesis). Universitat de Barcelona.

García-Senz, J., 2000. Remagnetization of Lower Cretaceous limestones from the southern Pyrenees and relation to the Iberian plate geodynamic evolution. J. Geophys. Res. 105, 19–405.

Garrido, A., 1968. Sobre la estratigrafía de los conglomerados de Campanué (Santa Liestra) y formaciones superiores del Eoceno (extremo occidental de la cuenca Tremp-Graus, Pirineo Central, Provincia de Huesca). Acta Geológica Hispánica 3, 39–43.

Garrido-Megias, A., 1973. Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del secundario y terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida) (PhD thesis). University of Grenada.

Garrido-Megías, A., Rios Aragues, L.M., 1972. Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida). Bol. Geológico Min. Esp. 83, 1–47.

Garzanti, E., Andò, S., 2007. Heavy mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation. Dev. Sedimentol. 58, 517–545.

Garzanti, E., Andó, S., France-Lanord, C., Censi, P., Vignola, P., Galy, V., Lupker, M., 2011. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh). Earth Planet. Sci. Lett. 302, 107–120.

Garzanti, E., Andò, S., France-Lanord, C., Vezzoli, G., Censi, P., Galy, V., Najman, Y., 2010. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments1. Bedload sand (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh). Earth Planet. Sci. Lett. 299, 368–381.

Garzanti, E., Andò, S., Scutellà, M., 2000. Actualistic Ophiolite Provenance: The Cyprus Case. J. Geol. 108, 199–218.

Garzanti, E., Andò, S., Vezzoli, G., 2009. Grain-size dependence of sediment composition and environmental bias in provenance studies. Earth Planet. Sci. Lett. 277, 422–432.

Garzanti, E., Canclini, S., Foggia, F.M., Petrella, N., 2002a. Unraveling Magmatic and Orogenic Provenance in Modern Sand: The Back-Arc Side of the Apennine Thrust Belt, Italy. J. Sediment. Res. 72, 2–17.

Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G., Ando, S., 2007a. Orogenic belts and orogenic sediment provenance. J. Geol. 115, 315–334.

Garzanti, E., Padoan, M., Setti, M., López-Galindo, A., Villa, I.M., 2014. Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). Chem. Geol. 366, 61–74.

Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., 2002b. Modern Sand from Obducted Ophiolite Belts (Sultanate of Oman and United Arab Emirates). J. Geol. 110, 371–391.

Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., France-Lanord, C., Singh, S.K., Foster, G., 2004a. Sand petrology and focused erosion in collision orogens: the Brahmaputra case. Earth Planet. Sci. Lett. 220, 157–174.

Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., Lavé, J., Attal, M., France-Lanord, C., DeCelles, P., 2007b. Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi River, Nepal Himalaya). Earth Planet. Sci. Lett. 258, 500–515.

Garzanti, E., Vezzoli, G., Lombardo, B., Andò, S., Mauri, E., Monguzzi, S., Russo, M., 2004b. Collision-Orogen Provenance (Western Alps): Detrital Signatures and Unroofing Trends. J. Geol. 112, 145–164.

Gautheron, C., Pironon, J., Beaufort, D., Barbarand, J., Pagel, M., 2014. Bassins sédimentaires - Les marqueurs de leur histoire thermique: Les marqueurs de leur histoire thermique. EDP Sciences.

Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 155, 211–238.

Gertsch, B., Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Kassab, A.S., Tantawy, A.A.A., El-Sabbagh, A.M., Stueben, D., 2010. Cenomanian–Turonian transition in a shallow water sequence of the Sinai, Egypt. Int. J. Earth Sci. 99, 165–182.

Gibbs, R.J., 1977. Clay Mineral Segregation in the Marine Environment. J. Sediment. Res. 47.

Gibling, M.R., 2006. Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. J. Sediment. Res. 76, 731–770.

Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J., Stuart, F.M., 2007. Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. Basin Res. 19, 323–334.

Gibson, T.G., Bybell, L.M., Thomas, E., Zachos, J.C., 2000. Kaolinite distribution in Paleocene/Eocene boundary strata of northeastern United States and Pakistan – climatic and stratigraphic implications. GFF 122, 56–56.

Girard, F., Ghienne, J.-F., Rubino, J.-L., 2012. Occurrence of hyperpycnal flows and hybrid event beds related to glacial outburst events in a Late Ordovician proglacial delta (Murzuq Basin, SW Libya). J. Sediment. Res. 82, 688–708.

Golovneva, L.B., 2000. The Maastrichtian (Late Cretaceous) climate in the Northern Hemisphere. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 181, 43–54.

Gómez-Gras, D., Roigé, M., Fondevilla, V., Oms, O., Boya, S., Remacha, E., 2016a. Provenance constraints on the Tremp Formation paleogeography (southern Pyrenees): Ebro Massif VS Pyrenees sources. Cretac. Res. 57, 414–427.

Gómez-Gras, D., Roigé, M., Fondevilla, V., Oms, O., Boya, S., Remacha, E., 2016b. Provenance constraints on the Tremp Formation paleogeography (southern Pyrenees): Ebro Massif VS Pyrenees sources. Cretac. Res. 57, 414–427.

Gómez-Gras, D., Roigé, M., Fondevilla, V., Oms, O., Boya, S., Remacha, E., 2016c. Provenance constraints on the Tremp Formation paleogeography (southern Pyrenees): Ebro Massif VS Pyrenees sources. Cretac. Res. 57, 414–427.

Goodbred, J.S.L., Saito, Y., 2012. Tide-dominated deltas, in: Principles of Tidal Sedimentology. Springer, pp. 129–149.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G., 2012. The Geologic Time Scale 2012. Elsevier.

Granjeon, D., Joseph, P., Lafont, F., Guillocheau, F., 1994. Quantification de l'eustatisme haute-fréquence et de la subsidence par analyse de l'espace disponible. Application au bassin d'avant-pays sud-pyrénéen (région de Jaca, Eocène). Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planctes 319, 1071–1077.

Graveleau, F., 2008. Interactions between Tectonics, Erosion and Sedimentation in foreland belts : Analogue modelling and study of eastern Tian Shan piedmonts (Central Asia). PhD thesis, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.

Greenwood, D.R., Wing, S.L., 1995. Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients. Geology 23, 1044–1048.

Grout, F.F., 1925. Relation of Texture and Composition of Clays. Geol. Soc. Am. Bull. 36, 393–416.

Gu, Y., Schouwstra, R.P., Rule, C., 2014. The value of automated mineralogy. Miner. Eng. 58, 100–103.

Guillocheau, F., 1995. Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes 320, 1141–1157.

Guillocheau, F., Rouby, D., Robin, C., Helm, C., Rolland, N., Le Carlier de Veslud, C., Braun, J., 2012. Quantification and causes of the terrigeneous sediment budget at the scale of a continental margin: a new method applied to the Namibia–South Africa margin. Basin Res. 24, 3–30.

Gunnell, Y., Calvet, M., Brichau, S., Carter, A., Aguilar, J.-P., Zeyen, H., 2009. Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. Earth Planet. Sci. Lett. 278, 208–218.

Gupta, K.D., Pickering, K.T., 2008a. Petrography and temporal changes in petrofacies of deep-marine Ainsa-Jaca basin sandstone systems, Early and Middle Eocene, Spanish Pyrenees: Petrofacies of Eocene deep-marine Ainsa-Jaca basin. Sedimentology 55, 1083–1114.

Gupta, K.D., Pickering, K.T., 2008b. Petrography and temporal changes in petrofacies of deep-marine Ainsa-Jaca basin sandstone systems, Early and Middle Eocene, Spanish Pyrenees: Petrofacies of Eocene deep-marine Ainsa-Jaca basin. Sedimentology 55, 1083–1114.

Gupta, S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. Geology 25, 11–14.

H

Hames, W.E., Bowring, S.A., 1994. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. Earth Planet. Sci. Lett. 124, 161–169.

Hamon, Y., Deschamps, R., Joseph, P., Garcia, D., Chanvry, E., 2016. New insight of sedimentological and geochemical characterization of siliciclastic-carbonate deposits (Alveolina Limestone Formation, Graus-Tremp basin, Spain). Bull. Société Géologique Fr. 187, 133–153.

Haq, B.U., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Sea-Level Changes: an Integrated Approach (Ed. by C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, . W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 42, 71-108.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., others, 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, 1156–1167.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.-C., VAIL, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. SEPM Spec. Publ. 3–13.

Harms, J.C., 1975. Stratification produced by migrating bed forms. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and StratiÆcation Sequences. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, 2, pp. 45-61.

Harnois, L., 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. Sediment. Geol. 55, 319–322.

Haseldonckx, P., 1973. The palynology of some Palaeogene deposits between the Rio Esera and the Rio Segre, southern Pyrenees, Spain. Leidse Geol. Meded. 49, 145–163.

Hassouta, L., Buatier, M.D., Potdevin, J.-L., Liewig, N., 1999. Clay diagenesis in the sandstone reservoir of the Ellon Field (Alwyn, North Sea). Clays Clay Miner. 47, 269–285.

Hay, W.W., Deconto, R., Wold, C.N., Wilson, K.M., Voigt, S., Schulz, M., Wold-Rossby, A., Dullo, W.C., Ronov, A.B., Balukhovsky, A.N., others, 1999. Alternative global Cretaceous paleogeography:. 1-47 In E. Barrera, CC Johnson (eds.), in: Barrera, E., Johnson, C.. (Eds.), Evolution of the Cretaceous Ocean/Climate System, Geological Society of America Special Paper. pp. 1–47.

Heard, T.G., Pickering, K.T., 2008. Trace fossils as diagnostic indicators of deep-marine environments, Middle Eocene Ainsa-Jaca basin, Spanish Pyrenees. Sedimentology 55, 809–844.

Heins, W.A., Kairo, S., 2007. Predicting sand character with integrated genetic analysis, in: Special Paper 420: Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. Geological Society of America, pp. 345–379.

Heller, P.L., Angevine, C.L., Winslow, N.S., Paola, C., 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. Geology 16, 501–504.

Hickin, E.J., Nanson, G.C., 1984. Lateral migration rates of river bends. J. Hydraul. Eng. 110, 1557–1567.

Higgins, J.A., Schrag, D.P., 2006. Beyond methane: towards a theory for the Paleocene–Eocene thermal maximum. Earth Planet. Sci. Lett. 245, 523–537.

Hirst, J.P.P., 1992. Variations in alluvial architecture across the Oligo-Miocene Huesca fluvial system, Ebro Basin, Spain. in Miall, A.D., and Tyler, N., eds., The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery: SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology, v. 3, p. 111–121.

Hirst, J.P.P., Nichols, G.J., 1986. Thrust Tectonic Controls on Miocene Alluvial Distribution Patterns, Southern Pyrenees, in: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.), Foreland Basins. Blackwell Publishing Ltd., pp. 247–258.

Hoareau, G., Odonne, F., Debroas, E.-J., Maillard, A., Monnin, C., Callot, P., 2009. Dolomitic concretions in the Eocene Sobrarbe delta (Spanish Pyrenees): Fluid circulation above a submarine slide scar infilling. Mar. Pet. Geol. 26, 724–737.

Holl, J.E., Anastasio, D.J., 1993. Paleomagnetically derived folding rates, southern Pyrenees, Spain. Geology 21, 271–274.

Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux: préparation, analyse diffractométrique et détermination. Bulletin Société géologique du Nord, 12, 136 pp.

Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R., Cross, T.A., 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 16, 357–381.

Homewood, P., Mauriaud, P., Lafont, F., 2000. Best Practices in Sequence Stratigraphy: For Explorationists and Reservoir Engineers. Editions TECHNIP.

Hong, H., Wang, C., Zeng, K., Gu, Y., Wu, Y., Yin, K., Li, Z., 2013. Geochemical constraints on provenance of the mid-Pleistocene red earth sediments in subtropical China. Sediment. Geol. 290, 97–108.

Hopson, R.F., Rarnseyer, K., 1990. Cathodoluminescence microscopy of myrmekite. Geology 18, 336–339.

Horton, B.K., 1999. Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. Tectonics 18, 1292–1304.

Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. Bull. Société Géologique Fr. 168, 491–505.

Hottinger, L., 1960. Über paleocaene un eocaene Alveolinen. Bucjdruckerei Birkhäuser.

Hottinger, L., Schaub, H., 1960. Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens: Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien.

Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E., Perry, E.A., 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. Geol. Soc. Am. Bull. 87, 725–737.

Huber, M., Caballero, R., 2011. The early Eocene equable climate problem revisited. Clim. Past 7, 603–633.

Hubert, J.F., 1962. A Zircon-Tourmaline-Rutile Maturity Index and the Interdependence of the Composition of Heavy Mineral Assemblages with the Gross Composition and Texture of Sandstones. J. Sediment. Res. 32.

Huerta, P., Armenteros, I., Silva, P.G., 2011. Large-scale architecture in non-marine basins: the response to the interplay between accommodation space and sediment supply. Sedimentology 58, 1716–1736.

Hurst, A., 1999. Textural and geochemical micro-analysis in the interpretation of clay mineral characteristics; lessons from sandstone hydrocarbon reservoirs. Clay Miner. 34, 137–149.

Huyghe, D., 2010. Changements climatiques globaux et forçage tectonique au Paléogène : exemples du bassin de Paris et des Pyrénées au Paléogène (Thèse de Doctorat). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.

Huyghe, D., Mouthereau, F., Castelltort, S., Filleaudeau, P.Y., Emmanuel, L., 2009. Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: Implications for mountain building. Earth Planet. Sci. Lett. 288, 421–433.

Hwang, I.G., Chough, S.K., Hong, S.W., Choe, M.Y., 1995. Controls and evolution of fan delta systems in the Miocene Pohang Basin, SE Korea. Sediment. Geol. 98, 147–179.

I

Inoue, A., Bouchet, A., Velde, B., Meunier, A., 1989. Convenient technique for estimating smectite layer percentage in randomly interstratified illite/smectite minerals. Clays Clay Miner. 37, 227–234.

Inoue, A., Lanson, B., Marques-Fernandes, M., Sakharov, B.A., Murakami, T., Meunier, A., Beaufort, D., 2005. Illite-smectite mixed-layer minerals in the hydrothermal alteration of volcanic rocks: I. One-dimensional XRD structure analysis and characterization of component layers. Clays Clay Miner. 53, 423–439.

J

Jafarzadeh, M., Harami, R.M., Amini, A., Mahboubi, A., Farzaneh, F., 2014. Geochemical constraints on the provenance of Oligocene–Miocene siliciclastic deposits (Zivah Formation) of NW Iran: implications for the tectonic evolution of the Caucasus. Arab. J. Geosci. 7, 4245–4263.

Jaramillo, C., Ochoa, D., Contreras, L., Pagani, M., Carvajal-Ortiz, H., Pratt, L.M., Krishnan, S., Cardona, A., Romero, M., Quiroz, L., others, 2010. Effects of rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary on neotropical vegetation. Science 330, 957–961.

Jervey, M.T., 1988. Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression. In: Sea-Level Changes: an Integrated Approach (Ed. by C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 42, 47-69.

Jiang, W.-T., Peacor, D.R., 1994. Formation of corrensite, chlorite and chlorite-mica stacks by replacement of detrital biotite in low-grade pelitic rocks. J. Metamorph. Geol. 12, 867–884.

Jimenez, M.-C., 1987. Paleoecologie et valeur chronostratigraphique des foraminiferes benthiques dans des systemes sedimentaires littoraux et deltaiques: application aux series ilerdiennes de roda (versant sud-pyreneen) et coustouge (corbieres), relation entre evolution biologique et dynamique sedimentaire. Thèse de Doctoral, Université de Toulouse 3.

Jin, Z., Cao, J., Wu, J., Wang, S., 2006. A Rb/Sr record of catchment weathering response to Holocene climate change in Inner Mongolia. Earth Surf. Process. Landf. 31, 285–291.

John, C.M., Banerjee, N.R., Longstaffe, F.J., Sica, C., Law, K.R., Zachos, J.C., 2012. Clay assemblage and oxygen isotopic constraints on the weathering response to the Paleocene-Eocene thermal maximum, east coast of North America. Geology 40, 591–594.

Johnsson, M.J., 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 284, 1–20.

Johnsson, M.J., Meade, R.H., 1990. Chemical weathering of fluvial sediments during alluvial storage: The Macuapanim Island point bar, Solimoes River, Brazil. J. Sediment. Res. 60.

Johnsson, M.J., Stallard, R.F., Lundberg, N., 1991. Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: Sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia. Geol. Soc. Am. Bull. 103, 1622–1647.

Johnsson, M.J., Stallard, R.F., Meade, R.H., 1988. First-Cycle Quartz Arenites in the Orinoco River Basin, Venezuela and Colombia. J. Geol. 96, 263–277.

Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain). Tectonics 26, TC5007.

Jordan, T.E., 1981. Thrust Loads and Foreland Basin Evolution, Cretaceous, Western United States. AAPG Bull. 65, 2506–2520.

Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. Am. J. Sci. 286, 737–764.

Joseph, P., Hu, L.Y., Dubrule, O., Claude, D., Crumeyrolle, P., Lesueur, J.L., Soudet, H.J., 1993. The Roda deltaic complex (Spain): From sedimentology to reservoir stochastic modelling. Collect. Colloq. Semin.-Inst. FRANCAIS Pet. 51, 97–97.

K

Kapellos, C., Schaub, H., 1975. L'Ilerdien dans les Alpes, dans les Pyrénées et en Cri1hée. Corrélation de zones à grands Foraminif ères et à Nannoplancton. Bull. Soc. géol. Fr., (7), 17: 148-161.

Kelseu, C.H., 1965. Calculation of the C. I.P.W. norm. Mineral. Mag. 34, 276–282.

Kennett, J.P., Stott, L.D., 1991. Abrupt deep sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene. Nature, 353, 319-322.

Ketzer, J.M., Morad, S., Nystuen, J.P., De Ros, L.F., 2009. The Role of the Cimmerian Unconformity (Early Cretaceous) in the Kaolinitization and related Reservoir-Quality Evolution in Triassic Sandstones of the Snorre Field, North Sea, in: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones. Blackwell Publishing Ltd., pp. 361–382.

Kingston, D.R., Dishroon, C.P., Williams, P.A., 1983. Global Basin Classification System. AAPG Bull. 67, 2175–2193.

Klein, G.D., 1970. Tidal origin of a Precambrian quartzite–the lower fine-grained quartzite (middle Dalradian) of Islay, Scotland. J. Sediment. Res. 40.

Kominz, M.A., Browning, J.V., Miller, K.G., Sugarman, P.J., Mizintseva, S., Scotese, C.R., 2008. Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: An error analysis. Basin Res. 20, 211–226.

Kontak, D.J., 1990. The east Kemptville topaz-muscovite leucogranite, Nova Scotia I. Geological setting and whole rock geochemistry. Canad Miner. 28, 787–825.

Koons, P.O., 1990. Two-sided orogen: Collision and erosion from the sandbox to the Southern Alps, New Zealand. Geology 18, 679–682.

Kraus, M.J., 1987. Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. J. Sediment. Res. 57.

Krippner, A., Meinhold, G., Morton, A.C., Schönig, J., von Eynatten, H., 2016. Heavy minerals and garnet geochemistry of stream sediments and bedrocks from the Almklovdalen area, Western Gneiss Region, SW Norway: Implications for provenance analysis. Sediment. Geol. 336, 96–105.

Kuhlemann, J., Frisch, W., Székely, B., Dunkl, I., Kázmér, M., 2002. Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. Int. J. Earth Sci. 91, 818–837.

Kutzbach, J.E., Gallimore, R.G., 1989. Pangaean climates: Megamonsoons of the megacontinent. J. Geophys. Res. Atmospheres 94, 3341–3357.

Kutzbach, J.E., Guetter, P.J., Ruddiman, W.F., Prell, W.L., 1989. Sensitivity of climate to late Cenozoic uplift in southern Asia and the American west: Numerical experiments. J. Geophys. Res. Atmospheres 94, 18393–18407.

L

Labaume, P., Séguret, M., Seyve, C., 1985. Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean Basin. Tectonics 4, 661–685.

Lafont, F., 1994. Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la geometrie des reservoirs d'un systeme deltaique. Exemple de l'Eocene du Bassin de Jaca, Pyrenees Espagnoles. Thèse de Doctorat, Université de Rennes 1.

Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Bauer, A., Cassagnabere, A., Meunier, A., 2002. Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: a review. Clay Miner. 37, 1–22.

Lanson, B., Meunier, A., 1995. La transformation des interstratifies ordonnes illite-smectite en illite dans les series diagenetiques. Etat des connaissances et perspectives. Bull. Cent. Rech. Exploit.-Prod. Elf-Aquitaine 19, 1–15.

Lasaga, A.C., 1984. Chemical kinetics of water-rock interactions. J. Geophys. Res. Solid Earth 89, 4009–4025.

Lauretano, V., Littler, K., Polling, M., Zachos, J.C., Lourens, L.J., 2015. Frequency, magnitude and character of hyperthermal events at the onset of the Early Eocene Climatic Optimum. Clim. Past 11.

Leckie, D.A., Walker, R.G., 1982. Storm-and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval–outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in western Canada. AAPG Bull. 66, 138–157.

Leeder, M.R., Alexander, J., 1987. The origin and tectonic significance of asymmetrical meander-belts. Sedimentology 34, 217–226.

Leier, A.L., DeCelles, P.G., Pelletier, J.D., 2005. Mountains, monsoons, and megafans. Geology 33, 289–292.

Leinfelder, R.R., 2002. Jurassic reef patterns - the expression of a changing globe. SEPM Spec. Publ. 72, 465–520.

Leren, B.L.S., Howell, J., Enge, H., Martinius, A.W., 2010. Controls on stratigraphic architecture in contemporaneous delta systems from the Eocene Roda Sandstone, Tremp-Graus Basin, northern Spain. Sediment. Geol. 229, 9–40.

Leturcq, T., 1999. Dynamique récifale à l'Ilerdien: exemple du bassin de Graus-Tremp (Pyrénées, Espagne). Thèse de Doctorat, Université de Paris 6, 376 pp.

Li, G., Peacor, D.R., Merriman, R.J., Roberts, B., 1994a. The diagenetic to low-grade metamorphic evolution of matrix white micas in the system muscovite-paragonite in a mudrock from central Wales, United Kingdom. Clays Clay Miner. 42, 369–381.

Li, G., Peacor, D.R., Merriman, R.J., Roberts, B., van der Pluijm, B.A., 1994b. TEM and AEM constraints on the origin and significance of chlorite-mica stacks in slates: an example from Central Wales, U.K. J. Struct. Geol. 16, 1139–1157.

Li, L., Keller, G., 1998. Abrupt deep-sea warming at the end of the Cretaceous. Geology 26, 995–998.

Lim, D.I., Jung, H.S., Choi, J.Y., Yang, S., Ahn, K.S., 2006. Geochemical compositions of river and shelf sediments in the Yellow Sea: Grain-size normalization and sediment provenance. Cont. Shelf Res. 26, 15–24.

Lofts, J., Harvey, P., Lovell, M., 1995. Reservoir characterization from downhole mineralogy. Mar. Pet. Geol. 12, 233–246.

London, D., 1992. Phosphorus in S-Type magmas: the P2O5 content of feldspar from peraluminous granites, pegmatites et rhyolites. Am. Mineral. 77, 126–145.

Longhitano, S.G., 2008. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of coarse-grained Gilbert-type deltas within the Pliocene thrust-top Potenza Basin (Southern Apennines, Italy). Sediment. Geol. 210, 87–110.

López-Blanco, M., Marzo, M., Muñoz, J.A., 2003. Low-amplitude, synsedimentary folding of a deltaic complex: Roda Sandstone (lower Eocene), South-Pyrenean Foreland Basin. Basin Res. 15, 73–96.

López-Martínez, N., 2006. Los carbonatos danienses (Unidad 3) de la Fm Temp (Pirineos sur-centrales): paleogeografía y relación con el límite Cretácico-Terciario. Rev. Soc. Geológica Esp. 19, 233–255.

Lourens, L.J., Sluijs, A., Kroon, D., Zachos, J.C., Thomas, E., Röhl, U., Bowles, J., Raffi, I., 2005. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. Nature 435, 1083–1087.

Love, L.G., 1967. Early Diagenetic Iron Sulphide in Recent Sediments of the Wash (england). Sedimentology 9, 327–352.

Lovera, O.M., Richter, F.M., 1989. The 40Ar/39Ar Thermochronometry for Slowly Cooled Samples. J. Geophys. Res. 94, 17–917.

Lupker, M., France-Lanord, C., Lavé, J., Bouchez, J., Galy, V., Métivier, F., Gaillardet, J., Lartiges, B., Mugnier, J.-L., 2011. A Rouse-based method to integrate the chemical composition of river sediments: Application to the Ganga basin. J. Geophys. Res. Earth Surf. 116, F04012.

Luterbacher, H., 1998. Sequence Stratigraphy and the Limitations of Biostratigraphy in the Marine Paleogene Strata of the Tremp Basin (Central Part of the Southern Pyrenean Foreland Basins, Spain). In: Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, (Eds. P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.R. Vail), SEPM SPec. Publ., 60, 303-309.

Luterbacher, H.P., 1970. Environmental distribution of Early Tertiary microfossils, Tremp basin, northeastern Spain. Esso Production Research. European Laboratoires, Houston, Texas.

Lykousis, V., Collins, M.B., Ferentinos, G., 1981. Modern sedimentation in the N.W. Aegean Sea. Mar. Geol. 43, 111–130.

M

Mansurbeg, H., Caja, M.A., Marfil, R., Morad, S., Remacha, E., Garcia, D., Martin-Crespo, T., El-Ghali, M.A.K., Nystuen, J.P., 2009a. Diagenetic Evolution and Porosity Destruction of Turbiditic Hybrid Arenites and Siliciclastic Sandstones of Foreland Basins: Evidence from the Eocene Hecho Group, Pyrenees, Spain. J. Sediment. Res. 79, 711–735.

Mansurbeg, H., Caja, M.A., Marfil, R., Morad, S., Remacha, E., Garcia, D., Martin-Crespo, T., El-Ghali, M.A.K., Nystuen, J.P., 2009b. Diagenetic Evolution and Porosity Destruction of Turbiditic Hybrid Arenites and Siliciclastic Sandstones of Foreland Basins: Evidence from the Eocene Hecho Group, Pyrenees, Spain. J. Sediment. Res. 79, 711–735.

Marfil, R., 1970. Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la Cordillera Ibérica. Esudios Geol 26, 113–161.

Marfil, R., Caja, M.A., Tsige, M., Al-Aasm, I.S., Martín-Crespo, T., Salas, R., 2005. Carbonate-cemented stylolites and fractures in the Upper Jurassic limestones of the Eastern Iberian Range, Spain: A record of palaeofluids composition and thermal history. Sediment. Geol. 178, 237–257.

Marfil, R., Delgado, A., Rossi, C., Iglesia, A.L., Ramseyer, K., 2009. Origin and Diagenetic Evolution of Kaolin in Reservoir Sandstones and Associated Shales of the Jurassic and Cretaceous, Salam Field, Western Desert (Egypt), in: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones. Blackwell Publishing Ltd., pp. 317–342.

Marfil, R., Mansurbeg, H., Garcia, D., Caja, M.A., Remacha, E., Morad, S., Amorosi, A., Nystuen, J.P., 2012. Dolomite-Rich Condensed Sections in Overbank Deposits of Turbidite Channels: The Eocene Hecho Group, South-Central Pyrenees, Spain, in: Ros, S.M.; J.M.K.L.F.D. (Ed.), Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy. Wiley, p. Chapitre 9 207-230.

Martinez-Peña, M., Casas-Sainz, A., 2003. Cretaceous–Tertiary tectonic inversion of the Cotiella Basin (southern Pyrenees, Spain). Int. J. Earth Sci. 92, 99–113.

Martínez-Peña, M.B., 1991. La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central [The structure of the western boundary of the Central Surpirenaica Unit]. PhD Thesis, Universidad de Zaragoza, Spain.

Martinius, A.W., 2012. Contrasting Styles of Siliciclastic Tidal Deposits in a Developing Thrust-Sheet-Top Basins – The Lower Eocene of the Central Pyrenees (Spain), in: Davis, R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 473–506.

Martinius, A.W., Molenaar, N., 1991. A coral-mollusc (Goniaraea-Crassatella) dominated hardground community in a siliciclastic-carbonate sandstone (the lower Eocene Roda Formation, southern Pyrenees, Spain). Palaios 142–155.

Marx, S.K., Kamber, B.S., 2010. Trace-element systematics of sediments in the Murray–Darling Basin, Australia: Sediment provenance and palaeoclimate implications of fine scale chemical heterogeneity. Appl. Geochem. 25, 1221–1237.

Marzo, M., Nijman, W., Puigdefabregas, C., 1988. Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrenees, Spain. Sedimentology 35, 719–738.

Mateu-Vicens, G., Pomar, L., Ferrandez-Canadell, C., 2012. Nummulitic banks in the upper Lutetian “Buil level”, Ainsa Basin, South Central Pyrenean Zone: the impact of internal waves. Sedimentology 59, 527–552.

Mattauer, M., 1990. Une autre interpretation du profil ECORS Pyrenees. Bull. Soc. Geol. Fr. VI, 307–311.

Maurel, O., 2003. L’exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales : Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles. (PhD Thesis). Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.

Maurel, O., Brunel, M., Monié, P., 2002. Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). Comptes Rendus Geosci. 334, 941–948.

Maurel, O., Moniè, P., Pik, R., Arnaud, N., Brunel, M., Jolivet, M., 2008. The Meso-Cenozoic thermo-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an 40Ar/39Ar fission track and (U–Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs. Int. J. Earth Sci. 97, 565–584.

Mazumder, R., Arima, M., 2005. Tidal rhythmites and their implications. Earth-Sci. Rev. 69, 79–95.

McKinley, J.M., Worden, R.H., Ruffell, A.H., 1999. Smectite in Sandstones: A Review of the Controls on Occurrence and Behaviour During Diagenesis, in: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones. Blackwell Publishing Ltd., pp. 109–128.

McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 284, 21–40.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., Kröner, A., 1983. Geochemical evolution of Archean shales from South Africa. I. The Swaziland and Pongola Supergroups. Precambrian Res. 22, 93–124.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T., Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. Geochim. Cosmochim. Acta 54, 2015–2050.

Mellere, D., Marzo, M., 1992. Los depósitos aluviales sintectónicos de la Pobla de Segur: alogrupos y su significado tectonoestratigráfico. Acta Geológica Hispánica 27, 145–159.

Meresse, F., 2010. Dynamique d’un prisme orogénique intracontinental: évolution thermochronologique (traces de fission sur apatite) et tectonique de la Zone Axiale et des piémonts des Pyrénées centro-occidentales. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier 2.

Merodio, J.C., Spalletti, L.A., Bertone, L.M., 1992. A FORTRAN program for the calculation of normative composition of clay minerals and pelitic rocks. Comput. Geosci. 18, 47–61.

Meunier, A., 2003. Argiles, GB Science Publisher. ed, Collection geosciences.

Miall, A.D., 1996. The geology of fluvial deposits. Sediment. Facies Basin Anal. Pet. Geol.

Miall, A.D., 1993. The architecture of fluvial-deltaic sequences in the upper Mesaverde Group (Upper Cretaceous), Book Cliffs, Utah. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 75, 305–332.

Miall, A.D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. Earth-Sci. Rev. 13, 1–62.

Michael, N., 2013. Functioning of an ancient routing system, the Escanilla Formation, South Central Pyrenees. PhD Thesis, Imperial College London.

Michels, K.H., Kudrass, H.R., Hübscher, C., Suckow, A., Wiedicke, M., 1998. The submarine delta of the Ganges–Brahmaputra: cyclone-dominated sedimentation patterns. Mar. Geol. 149, 133–154.

Millán, H., Bezemer, T.D., Vergés, J., Marzo, M., Muñoz, J.A., Roca, E., Cirés, J., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., Puigdefabregas, C., 1995. Palaeo-elevation and effective elastic thickness evolution at mountain ranges: inferences from flexural modelling in the Eastern Pyrenees and Ebro Basin. Mar. Pet. Geol., Integrated Basin Studies 12, 917–928.

Miller, C.F., 1985. Are Strongly Peraluminous Magmas Derived from Pelitic Sedimentary Sources? J. Geol. 93, 673–689.

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. science 310, 1293–1298.

Milliken, K.L., 2009. Microscale Distribution of Kaolinite in Breathitt Formation Sandstones (Middle Pennsylvanian): Implications for Mass Balance, in: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones. Blackwell Publishing Ltd., pp. 343–360.

Milliken, K.L., 1998. Carbonate diagenesis in non-marine foreland sandstones at the western edge of the Alleghanian overthrust belt, southern Appalachians. Carbonate Cem. Sandstones Distrib. Patterns Geochem. Evol. Spec. Publ. 26 IAS 64, 87.

Milliman, J.D., Bornhold, B.D., 1973. Peak height versus peak intensity analysis of X-ray diffraction data. Sedimentology 20, 445–448.

Millington, J.J., Clark, J.D., 1995. The Charo/Arro canyon-mouth sheet system, south-central Pyrenees, Spain: a structurally influenced zone of sediment dispersal. J. Sediment. Res. 65.

Minelli, N., Manzi, V., Roveri, M., 2013. The record of the Paleocene-Eocene thermal maximum in the Ager Basin (Central Pyrenees, Spain). Geol. Acta 11, 421–441.

Mochales, T., 2011. Chronostratigraphy, vertical-axis rotations and AMS of the Boltaña anticline (Southern Pyrenees); kinematic implications. PhD Thesis, Univ. Zaragoza.

Mochales, T., Barnolas, A., Pueyo, E.L., Serra-Kiel, J., Casas, A.M., Samsó, J.M., Ramajo, J., Sanjuán, J., 2012. Chronostratigraphy of the Boltaña anticline and the Ainsa Basin (southern Pyrenees). Geol. Soc. Am. Bull. 124, 1229–1250.

Mochales, T., Pueyo, E.L., Casas, A.M., Barnolas, A., Oliva-Urcia, B., 2010. Anisotropic magnetic susceptibility record of the kinematics of the Boltaña Anticline (Southern Pyrenees). Geol. J. 45, 562–581.

Moine, B., Gavoille, B., Thiebaut, J., 1982. Géochimie des transformations métasomatique al'origine du gissement atalc et chlorite de Trimouns (Luzenac, Ariege, France). I-Mobilité des éléments et zonalités. Bull. Mineral. 105, 62–75.

Molenaar, N., 1990. Calcite cementation in shallow marine Eocene sandstones and constraints of early diagenesis. J. Geol. Soc. 147, 759–768.

Molenaar, N., Martinius, A.W., 1996. Fossiliferous intervals and sequence boundaries in shallow marine, fan-deltaic deposits (Early Eocene, Southern Pyrenees, Spain). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 121, 147–168.

Molenaar, N., Martinius, A.W., 1990. Origin of nodules in mixed siliciclastic-carbonate sandstones, the Lower Eocene Roda Sandstone Member, southern Pyrenees, Spain. Sediment. Geol. 66, 277–293.

Molina, E., 1992. The stratotypic Ilerdian revisited: integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary. Revue de Micropaléontologie, v. 35, P. 143-156.

Molnar, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? Nature 346, 29–34.

Mongelli, G., Mameli, P., Oggiano, G., Sinisi, R., 2012. Messinian palaeoclimate and palaeo-environment in the western Mediterranean realm: insights from the geochemistry of continental deposits of NW Sardinia (Italy). Int. Geol. Rev. 54, 971–990.

Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1989. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford university press Oxford.

Morad, S., Bergan, M., Knarud, R., Nystuen, J.P., 1990. Albitization of Detrital Plagioclase in Triassic Reservoir Sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea. J. Sediment. Res. 60.

Morad, S., Ketzer, J.M., De Ros, L.F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins: Diagentic alterations in siliciclastic rocks. Sedimentology 47, 95–120.

Morris, R.G., Sinclair, H.D., Yelland, A.J., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. Basin Res. 10, 69–85.

Morsilli, M., Bosellini, F.R., Pomar, L., Hallock, P., Aurell, M., Papazzoni, C.A., 2012. Mesophotic coral buildups in a prodelta setting (late Eocene, southern Pyrenees, Spain): a mixed carbonate–siliciclastic system. Sedimentology 59, 766–794.

Morton, A.C., 1985. Heavy Minerals in Provenance Studies, in: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites, NATO ASI Series. Springer Netherlands, pp. 249–277.

Morton, A.C., 1984. Stability of Detrital Heavy Tertiary Sandstones from Sea Basin. Clay Miner. 19, 287–308.

Morton, A.C., Hallsworth, C., 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. Sediment. Geol. 90, 241–256.

Morton, A.C., Hallsworth, C.R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. Sediment. Geol. 124, 3–29.

Mouthereau, F., Filleaudeau, P.-Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. Tectonics 33, 2283–2314.

Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48, 269–299.

Mulder, T., Syvitski, J.P., Migeon, S., Faugeres, J.-C., Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. Mar. Pet. Geol. 20, 861–882.

Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Springer Netherlands, pp. 235–246.

Muñoz, J.-A., Beamud, E., Fernández, O., Arbués, P., Dinarès-Turell, J., Poblet, J., 2013. The Ainsa Fold and thrust oblique zone of the central Pyrenees: Kinematics of a curved contractional system from paleomagnetic and structural data. Tectonics 32, 1142–1175.

Muñoz, J.A., McClay, K., Poblet, J., 1994. Synchronous extension and contraction in frontal thrust sheets of the Spanish Pyrenees. Geology 22, 921–924.

Muto, T., Steel, R.J., 1997. Principles of regression and transgression; the nature of the interplay between accommodation and sediment supply. J. Sediment. Res. 67, 994–1000.

Mutti, E., Remacha, E., Sgavetti, M., Rosell, J., Valloni, R., Zamorano, M., 1985. Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems, south-central Pyrenees, in: Excursion Guidebook of the 6th European Regional Meeting, International Association of Sedimentologists, Lleida, Spain. pp. 519–576.

Mutti, E., Séguret, M., Sgavetti, M., 1988. Sedimentation and deformation in the Tertiary Sequences of the Southern Pyrenees. Presented at the Field trip 7, University of Parma.

Mutti, E., Sgavetti, M., Waehry, A., Carminatti, M., Davoli, G., Ghielmi, M., Figoni, M., Mora, S., 1994. Regional stratigraphy and sequence-stratigraphic aspects of the Figols Group, in: The Eastern Sector of the South-Central Folded Pyrenean Foreland: Criteria for Stratigraphic Analysis and Excursion Notes. Second High-Resolution Sequence Stratigraphic Conference, Tremp. pp. 37–41.

Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Biase, D. di, Cavanna, G., 2003a. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Mar. Pet. Geol. 20, 733–755.

Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., Cavanna, G., 2003b. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Mar. Pet. Geol. 20, 733–755.

Mutti, E., Tinterri, R., Di Biase, D., Fava, L., Mavilla, N., Angella, S., Calabrese, L., 2000. Delta-Front Facies Associations Of Ancient Flood-Dominated Fluvio-Deltaic Systemis. Rev Soc Geol Esp. 13, 2.

N

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.-M., Carron, J.-P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 301, 813–818.

Nadon, G.C., 1994. The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: data from the St. Mary River Formation, southwestern Alberta, Canada. J. Sediment. Res. 64.

Naeser, C.W., Zimmermann, R.A., Cebula, G.T., 1981. Fission-track dating of apatite and zircon: An interlaboratory comparison. Nucl. Tracks 5, 65–72.

Nagtegaal, P.J.C., Van Vliet, A., Brouwer, J., 1983. Syntectonic coastal offlap and concurrent turbidite deposition: The Upper Cretaceous Aren sandstone in the South-Central Pyrenees, Spain. Sediment. Geol. 34, 185–218.

Nagtegaal, P.J.C., 1972. Depositional history and clay minerals of the Upper Cretaceous basin in the South-Central Pyrenees, Spain. Leidse Geol. Meded. 47, 251–275.

Nesbitt, H.W., Fedo, C.M., Young, G.M., 1997. Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non-Steady-State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds. J. Geol. 105, 173–192.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. Sedimentology 43, 341–358.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1989. Formation and Diagenesis of Weathering Profiles. J. Geol. 97, 129–147.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. Geochim. Cosmochim. Acta 48, 1523–1534.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature 299, 715–717.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M., Keays, R.R., 1996. Effects of Chemical Weathering and Sorting on the Petrogenesis of Siliciclastic Sediments, with Implications for Provenance Studies. J. Geol. 104, 525–542.

Nicholls, G.D., 1962. A scheme for recalculating the chemical analysis of argillaceous rocks for comparative purposes. Am. Mineral. 47, 34.

Nijman, W., 1998. Cyclicity and basin axis shift in a piggyback basin: towards modelling of the Eocene Tremp-Ager Basin, South Pyrenees, Spain. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 134, 135–162.

Nijman, W., 1990. Thrust sheet rotation ? — The South Pyrenean Tertiary basin configuration reconsidered. Geodin. Acta 4, 17–42.

Nijman, W., Nio, S., 1975. The Eocene Montanana delta (Tremp-Graus Basin, provinces of Lerida and Huesca, southern Pyrenees, N. Spain). IAS 9th Intern Congr Nice Part B 29–87.

Nijman, W., Puigdefabregas, C., 1977. Coarse-Grained Point Bar Structure in a Molasse-Type Fluvial System, Eocene Castisent Sandstone Formation, South Pyrenean Basin. In: Miall, A.D., ed., Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, p. 487-510.

Nio, S.D., Yang, C.S., 1991. Sea-level fluctuations and the geometric variability of tide-dominated sandbodies. Sediment. Geol. 70, 161–193.

O

O'Brien, P.E., Wells, A.T., 1986. A Small, Alluvial Crevasse Splay. J. Sediment. Res. 56.

Odgaard, A.J., 1989. River-meander model. I: Development. J. Hydraul. Eng. 115, 1433–1450.

Odom, I.E., Doe, T.W., Dott, R.H., Jr, 1976. Nature of Feldspar-Grain Size Relations in Some Quartz-Rich Sandstones. J. Sediment. Res. 46.

Ohr, M., Halliday, A.N., Peacor, D.R., 1991. Sr and Nd isotopic evidence for punctuated clay diagenesis, Texas Gulf Coast. Earth Planet. Sci. Lett. 105, 110–126.

Olariu, C., Steel, R.J., Petter, A.L., 2010. Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah. AAPG Bull. 94, 819–845.

Olariu, M.I., Olariu, C., Steel, R.J., Dalrymple, R.W., Martinius, A.W., 2012. Anatomy of a laterally migrating tidal bar in front of a delta system: Esdolomada Member, Roda Formation, Tremp-Graus Basin, Spain. Sedimentology 59, 356–378.

Olivero, E.B., Ponce, J.J., Martinioni, D.R., 2008. Sedimentology and architecture of sharp-based tidal sandstones in the upper Marambio Group, Maastrichtian of Antarctica. Sediment. Geol. 210, 11–26.

Ori, G.G., Friend, P.F., 1984. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. Geology 12, 475–478.

Orton, G.J., Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. Sedimentology 40, 475–512.

Orue-Etxebarria, X., Pujalte, V., Bernaola, G., Apellaniz, E., Baceta, J.I., Payros, A., Nunez-Betelu, K., Serra-Kiel, J., Tosquella, J., 2001. Did the Late Paleocene thermal maximum affect the evolution of larger foraminifers? Evidence from calcareous plankton of the Campo Section (Pyrenees, Spain). Mar. Micropaleontol. 41, 45–71.

P

Paktunc, A.D., 1998. MODAN: an interactive computer program for estimating mineral quantities based on bulk composition. Comput. Geosci. 24, 425–431.

Paola, C., Heller, P.L., Angevine, C.L., 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory. Basin Res. 4, 73–90.

Paola, C., Martin, J.M., 2012. Mass-Balance Effects In Depositional Systems. J. Sediment. Res. 82, 435–450.

Parker, A., 1970. An index of weathering for silicate rocks. Geol. Mag. 107, 501–504.

Parsons, A.J., Michael, N.A., Whittaker, A.C., Duller, R.A., Allen, P.A., 2012. Grain-size trends reveal the late orogenic tectonic and erosional history of the south-central Pyrenees, Spain. J. Geol. Soc. 169, 111–114.

Payros, A., Ortiz, S., Millán, I., Arostegi, J., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., 2015. Early Eocene climatic optimum: Environmental impact on the North Iberian continental margin. Geol. Soc. Am. Bull. 127, 1632–1644.

Payros, A., Pujalte, V., Baceta, J.I., Bernaola, G., Orue Etxebarria, X., Apellaniz, E., Caballero, E., Ferrandez, C., 2000. Lithostratigraphy and Sequence Stratigraphie of the Upper Thanetian to Middle Ilerdian strata of the Campo Section (Southern Pyrenees, Spain): revision and new data. Rev Soc Geol Esp. 13, 2.

Payros, A., Tosquella, J., Bernaola, G., Dinarès-Turell, J., Orue-Etxebarria, X., Pujalte, V., 2009. Filling the North European Early/Middle Eocene (Ypresian/Lutetian) boundary gap: Insights from the Pyrenean continental to deep-marine record. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 280, 313–332.

Peltola, P., Brun, C., \AAström, M., Tomilina, O., 2008. High K/Rb ratios in stream waters—exploring plant litter decay, ground water and lithology as potential controlling mechanisms. Chem. Geol. 257, 92–100.

Pemberton, S.G., 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: Applications of Ichnology to Petroleum Exploration (Ed. S.G. Pemberton), SEPM Core Workshop, 17 141-167.

Peper, T., de Boer, P.L., 1995. Intrabasinal thrust-tectonic versus climate control on rhythmicities in the Eocene South Pyrenean Tremp-Graus foreland basin: inferences from forward modelling. Tectonophysics 249, 93–107.

Pe-Piper, G., Triantafyllidis, S., Piper, D.J.W., 2008. Geochemical Identification of Clastic Sediment Provenance from Known Sources of Similar Geology: The Cretaceous Scotian Basin, Canada. J. Sediment. Res. 78, 595–607.

Pe-Piper, G., Triantafyllidis, S., Piper, D.J.W., 2008. Geochemical Identification of Clastic Sediment Provenance from Known Sources of Similar Geology: The Cretaceous Scotian Basin, Canada. J. Sediment. Res. 78, 595–607.

Petter, A.L., Steel, R.J., 2006. Hyperpycnal flow variability and slope organization on an Eocene shelf margin, Central Basin, Spitsbergen. AAPG Bull. 90, 1451–1472.

Pickering, K.T., Bayliss, N.J., 2009. Deconvolving tectono-climatic signals in deep-marine siliciclastics, Eocene Ainsa basin, Spanish Pyrenees: Seesaw tectonics versus eustasy. Geology 37, 203–206.

Pickering, K.T., Corregidor, J., 2005. Mass-Transport Complexes (MTCs) and Tectonic Control on Basin-Floor Submarine Fans, Middle Eocene, South Spanish Pyrenees. J. Sediment. Res. 75, 761–783.

Pierce, J.W., Stanley, D.J., 1975. Suspended-sediment concentration and mineralogy in the central and western Mediterranean and mineralogic comparison with bottom sediment. Mar. Geol. 19, M15–M25.

Plink-Björklund, P., Steel, R.J., 2004. Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. Sediment. Geol. 165, 29–52.

Poblet, J., Muñoz, J.A., Travé, A., Serra-Kiel, J., 1998. Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry: Application to the Mediano anticline (Pyrenees, Spain). Geol. Soc. Am. Bull. 110, 111–125.

Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. Basin Res. 13, 313–334.

Posamentier, H.W., 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition II—sequence and Systems Tract Models. In: Sea-Level Changes: an Integrated Approach (Ed. by C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner), Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 42, 125-154.

Posch, M., Kurz, D., 2007. A2M—A program to compute all possible mineral modes from geochemical analyses. Comput. Geosci. 33, 563–572.

Postma, G., 1990. An analysis of the variation in delta architecture. Terra Nova 2, 124–130.

Postma, G., Drinia, H., 1993. Architecture and sedimentary facies evolution of a marine, expanding outer-arc half-graben (Crete, late Miocene). Basin Res. 5, 103–124.

Potdevin, J.-L., Marquer, D., 1987. Méthodes de quantification des transferts de matière par les fluides dans les roches métamorphiques déformées. Geodin. Acta 1, 193–206.

Poyatos-Moré, M., 2014. Physical Stratigraphy and Facies Analysis of the Castissent Tecto-Sedimentary Unit (South-Central Pyrénes, Spain) (PhD Thesis). Universidad Autónoma de Barcelona.

Pueyo, E.L., 2010. Evaluating the paleomagnetic reliability in fold and thrust belt studies. Trab. Geol. 30.

Pueyo, E.L., Millán, H., Pocoví, A., 2002. Rotation velocity of a thrust: a paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). Sediment. Geol. 146, 191–208.

Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A., Vergés, J., 1992. Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees, in: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Springer Netherlands, pp. 247–254.

Puigdefàbregas, C., Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. Tectonophysics, The Geological Evolution of the Pyrenees 129, 173–203.

Puigdefabregas, C., Van Vliet, A., 1977. Meandering stream deposits from the Tertiary of the southern Pyrenees. In: A.D. Miall (Editor), Fluvial Sedimentology. Mere. Can. Soc. Pet. Geol., 5: 469-485.

Pujalte, V., Baceta, J.I., Schmitz, B., 2015. A massive input of coarse-grained siliciclastics in the Pyrenean Basin during the PETM: the missing ingredient in a coeval abrupt change in hydrological regime. Clim Past 11, 1653–1672.

Pujalte, V., Baceta, J.I., Schmitz, B., Orue Etxebarria, X., Payros, A., Bernaola, G., Apellaniz, E., Caballero, F., Robador, A., Serra Kiel, J., others, 2009a. Redefinition of the Ilerdian stage (early Eocene). Geologica Acta 7, 177–194.

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. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 393, 45–60.

Pujalte, V., Schmitz, B., Baceta, J.I., Orue Etxebarria, X., Bernaola, G., Dinarès-Turell, J., Payros, A., Apellaniz, E., Caballero, E., 2009b. Correlation of the Thanetian-Ilerdian turnover of larger foraminifera and the Paleocene-Eocene thermal maximum: confirming evidence from the Campo area (Pyrenees, Spain). Geol. Acta 7, 161–175.

Pujalte, V., Schmitz, B., Caballero, J.B., Orue-Echebarría, X., Bilbao, G.B., Dinarès-Turell, J., Agirre, A.P., Ingunza, E.A., Santamaria, F.C., 2009c. Correlation of the Thanetian-Ilerdian turnover of larger foraminifera and the Paleocene-Eocene thermal maximum: confirming evidence from the Campo area (Pyrenees, Spain). Geol. Acta 7, 161–175.

R

Rahl, J.M., Reiners, P.W., Campbell, I.H., Nicolescu, S., Allen, C.M., 2003. Combined single-grain (U-Th)/He and U/Pb dating of detrital zircons from the Navajo Sandstone, Utah. Geology 31, 761–764.

Raimbault, L., 1987. Genèse des granites à métaux rares : revue comparative des modèles géochimiques. Géologie Fr. 2–3, 101–108.

Raiswell, R., 1997. A geochemical framework for the application of stable sulphur isotopes to fossil pyritization. J. Geol. Soc. 154, 343–356.

Ramos, A., Sopeña, A., 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). In: Collison, J.D., and Lewin, J., eds., Modern and Anciet Fluvial Systems: International Association of Sedimentologist Special Publication 6, p. 301-313.

Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. J. South Am. Earth Sci., Flat-Slab Subduction in the Andes 15, 59–78.

Rao, V.P., Nair, R.R., Hashimi, N.H., 1983. Clay Mineral Distribution on the Kerala Continental Shelf and Slope. Geol. Soc. India 24, 540–546.

Rasser, M.W., Scheibner, C., Mutti, M., 2005. A paleoenvironmental standard section for Early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). Facies 51, 218–232.

Reading, H.G., 2009. Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. John Wiley & Sons.

Reiners, P.W., 2005. Zircon (U-Th)/He Thermochronometry. Rev. Mineral. Geochem. 58, 151–179.

Remacha, E., Fernández, L.P., 2003. High-resolution correlation patterns in the turbidite systems of the Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). Mar. Pet. Geol. 20, 711–726.

Remacha, E., Oms, O., Gual, G., Bolano, F., Climent, F., Fernandez, L.P., Crumeyrollle, P., Pettingill, H., Vicente, J.C., Suarez, J., 2003. Sand-rich turbidite systems of the Hecho Group from slope to the basin plain: facies, stacking patterns, controlling factors and diagnostic features: American Association of Petroleum Geologists, in: International Conference and Exhibition, Barcelona, Spain, September. pp. 21–24.

Remacha, E., Raimat, C., Oms, O., Cardona, D., Mutti, E., 1997. Presencia del alogrupo de Figols en las turbiditas de la base del grupo Hecho (barranco del Sorrosal, prov. de Huesca). Geogaceta 21, 179–182.

Remacha, E., Zamorano, M., 1989. Reflejo de la estratigrafía secuencial del Eoceno inferior surpirenaico en una parte de la sección de Campo. Geogaceta 6, 94–96.

Retallack, G.J., 1990. Features of fossil soils, in: Soils of the Past. Springer Netherlands, pp. 20–54.

Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. Sediment. Geol. 15, 213–233.

Righi, D., Ranger, J., Robert, M., 1988. Clay minerals as indicators of some soil forming processes in the temperate zone, in: Bulletin de Minéralogie. Presented at the Réunion S.F.M.C.-G.F.A.-P.I.R.S.E.M. «minéraux argileux et géothermie», Masson, pp. 625–632.

Rinckenbach, T., 1988. Diagenese minerale des sediments petroliferes du delta fossile de la mahakam (indonesie) : evolution mineralogique et isotopique des composants argileux et histoire thermique. Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg 1.

Robert, C., 1980. Climats et courants cénozoïques dans l'Atlantique Sud d'après l'étude des minéraux argileux (legs 3,39 et 40 DSDP) - 21108.pdf. Oceanol. Acta 3, 369–376.

Robin, C., Guillocheau, F., Gaulier, J.-M., 1998. Discriminating between tectonic and eustatic controls on the stratigraphic record in the Paris basin. Terra-Nova 10, 323–329.

Robinson, R.A.J., Slingerland, R.L., 1998a. Origin of Fluvial Grain-Size Trends in a Foreland Basin: The Pocono Formation on the Central Appalachian Basin. J. Sediment. Res. 68.

Robinson, R.A.J., Slingerland, R.L., 1998b. Grain-size trends, basin subsidence and sediment supply in the Campanian Castlegate Sandstone and equivalent conglomerates of central Utah. Basin Res. 10, 109–127.

Robles-Salcedo, R., Rivas, G., Vicedo, V., Caus, E., 2013. Paleoenvironmental distribution of larger foraminifera in Upper Cretaceous siliciclastic–carbonate deposits (Arén Sandstone Formation, South Pyrenees, northeastern Spain). Palaios 28, 637–648.

Roddaz, M., Viers, J., Moreira-Turcq, P., Blondel, C., Sondag, F., Guyot, J.-L., Moreira, L., 2014. Evidence for the control of the geochemistry of Amazonian floodplain sediments by stratification of suspended sediments in the Amazon. Chem. Geol. 387, 101–110.

Röhl, U., Westerhold, T., Bralower, T.J., Zachos, J.C., 2007. On the duration of the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM). Geochem. Geophys. Geosystems 8, Q12002.

Röhl, U., Westerhold, T., Monechi, S., Thomas, E., Zachos, J.C., Donner, B., 2005. The Third and Final Early Eocene Thermal Maximum: Characteristics, Timing and Mechanisms of the "X"Event, in: GSA Annual Meeting.

Roigé, M., Gómez-Gras, D., Remacha, E., Daza, R., Boya, S., 2016. Tectonic control on sediment sources in the Jaca basin (Middle and Upper Eocene of the South-Central Pyrenees). Comptes Rendus Geosci. 348, 236–245.

Romans, B.W., Castelltort, S., Covault, J.A., Fildani, A., Walsh, J.P., 2016. Environmental signal propagation in sedimentary systems across timescales. Earth-Sci. Rev. 153, 7–29.

Rosell, J., Linares, R., Llompart, C., 2001. El "Garumniense" prepirenaico. Rev. Soc. Geológica Esp. 14, 47–56.

Rosen, O.M., Abbyasov, A.A., Tipper, J.C., 2004. MINLITH—an experience-based algorithm for estimating the likely mineralogical compositions of sedimentary rocks from bulk chemical analyses. Comput. Geosci. 30, 647–661.

Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. Chem. Geol. 67, 119–139.

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J., 1989. Ecors deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics 8, 41–50.

Ruddiman, W.F., Kutzbach, J.E., 1989. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American west. J. Geophys. Res. Atmospheres 94, 18409–18427.

Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1997. The Uplift-Climate Connection: A Synthesis, in: Ruddiman, W.F. (Ed.), Tectonic Uplift and Climate Change. Springer US, pp. 471–515.

S

Saigal, G.C., Morad, S., Bjorlykke, K., Egeberg, P.K., Aagaard, P., 1988. Diagenetic Albitization of Detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous, and Tertiary Clastic Reservoir Rocks from Offshore Norway, I. Textures and Origin. J. Sediment. Res. 58.

Salles, L., Ford, M., Joseph, P., 2014. Characteristics of axially-sourced turbidite sedimentation on an active wedge-top basin (Annot Sandstone, SE France). Mar. Pet. Geol. 56, 305–323.

Samso, J.M., Tosquella, J., Serra-Kiel, J., 1990. Los géneros Alveolina y Nummulites (Macroforaminíferos) del Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. I. Sistemática de Alveolina. Bol. Geológico Min. 101, 219–252.

Sanderson, I.D., 1984. Recognition and Significance of Inherited Quartz Overgrowths in Quartz Arenites. J. Sediment. Res. 54.

Saura, E., Teixell, A., 2000. Relación entre los conglomerados oligocenos y las estructuras tectónicas en la zona de Les Nogueres, Pirineo Central. Geotemas 2, 201–203.

Schaub, H., 1973. La seccion de campo (provincia de Huesca). XIII Coloq. Eur. Micropaleontol. Enadimsa Madr. 151–170.

Schaub, H., 1969. L'Ilerdien: état actuel du problème. Mem. BRGM, 69, 259-266.

Scheibner, C., Rasser, M.W., Mutti, M., 2007. The Campo section (Pyrenees, Spain) revisited: Implications for changing benthic carbonate assemblages across the Paleocene–Eocene boundary. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 248, 145–168.

Schieber, J., 2002. Sedimentary pyrite: A window into the microbial past. Geology 30, 531–534.

Schmitz, B., Pujalte, V., 2007a. Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary. Geology 35, 215.

Schmitz, B., Pujalte, V., 2007b. Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary. Geology 35, 215.

Schmitz, B., Pujalte, V., 2003. Sea-level, humidity, and land-erosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental-marine transect in northern Spain. Geology 31, 689.

Schneider, S., Hornung, J., Hinderer, M., Garzanti, E., 2016. Petrography and geochemistry of modern river sediments in an equatorial environment (Rwenzori Mountains and Albertine rift, Uganda) — Implications for weathering and provenance. Sediment. Geol. 336, 106–119.

Scholonek, C., Augustsson, C., 2016. Can cathodoluminescence of feldspar be used as provenance indicator? Sediment. Geol. 336, 36–45.

Schöner, R., Lüders, V., Ondrak, R., Gaupp, R., Möller, P., 2008. Fluid-rock interactions, in: Dynamics of Complex Intracontinental Basins: The Central European Basin System, Springer Science & Business Media. p. 519.

Sclater, J.G., Christie, P.A.F., 1980. Continental stretching; an explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. J. Geophys. Res. 85, 3711–3739.

Séguret, M., 1972. Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale des Pyrénées (Thèse de Doctorat). Université de Montpellier.

Seguret, M., Daignieres, M., 1985. Coupes balancées d'échelle crustale des Pyrénées. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 301, 341–346.

Serra-Kiel, J., Canudo, J.I., Dinares, J., Molina, E., Ortiz, N., Pascual, J.O., Samsó, J.M., Tosquella, J., 1994. Cronoestratigrafía de los sedimentos marinos del Terciario inferior de la Cuenca de Graus-Tremp (Zona Central Surpirenaica). Rev. Soc. Geológica Esp. 7, 273–297.

Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samso, J.M., others, 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. Bull. Soc. Géologique Fr. 169, 281–299.

Seyedolali, A., Krinsley, D.H., Boggs, S., O'Hara, P.F., Dypvik, H., Goles, G.G., 1997. Provenance interpretation of quartz by scanning electron microscope–cathodoluminescence fabric analysis. Geology 25, 787–790.

Shanley, K.W., McCABE, P.J., Hettinger, R.D., 1992. Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. Sedimentology 39, 905–930.

Sibley, D.F., 1982. The Origin of Common Dolomite Fabrics: Clues from the Pliocene. J. Sediment. Res. 52.

Simo, A. (Toni), 1989. Upper Cretaceous Platform-to-Basin Depositional-Sequence Development, Tremp Basin, South-Central Pyrenees, Spain. In: Crevello, P. D., Wilson, J. L., Sarc, J. F. & Read, J. F. (eds) Controls on carbonate platform and basin development. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 44, 365-378.

Sinclair, H.D., 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective. Geol. Soc. Am. Bull. 109, 324–346.

Sinclair, H.D., Allen, P.A., 1992a. Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. Basin Res. 4, 215–232.

Sinclair, H.D., Allen, P.A., 1992b. Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. Basin Res. 4, 215–232.

Sinclair, H.D., Coakley, B.J., Allen, P.A., Watts, A.B., 1991. Simulation of Foreland Basin Stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: An example from the central Alps, Switzerland. Tectonics 10, 599–620.

Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. Am. J. Sci. 305, 369–406.

Sircombe, K.N., 1999. Tracing provenance through the isotope ages of littoral and sedimentary detrital zircon, eastern Australia. Sediment. Geol. 124, 47–67.

Sluijs, A., Brinkhuis, H., Crouch, E.M., John, C.M., Handley, L., Munsterman, D., Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Reichart, G.-J., Schouten, S., Pancost, R.D., Damsté, J.S.S., Welters, N.L.D., Lotter, A.F., Dickens, G.R., 2008. Eustatic variations during the Paleocene-Eocene greenhouse world: Paleocence-Eocene eustatic variations. Paleoceanography 23, n/a-n/a.

Sluijs, A., Brinkhuis, H., Schouten, S., Bohaty, S.M., John, C.M., Zachos, J.C., Reichart, G.-J., Damsté, J.S.S., Crouch, E.M., Dickens, G.R., 2007. Environmental precursors to rapid light carbon injection at the Palaeocene/Eocene boundary. Nature 450, 1218–1221.

Sluijs, A., Schouten, S., Pagani, M., Woltering, M., Brinkhuis, H., Damsté, J.S.S., Dickens, G.R., Huber, M., Reichart, G.-J., Stein, R., others, 2006. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. Nature 441, 610–613.

Smith, N.D., Cross, T.A., Dufficy, J.P., Clough, S.R., 1989. Anatomy of an avulsion. Sedimentology 36, 1–23.

Snedden, J.W., Liu, C., 2011. Recommendations for a uniform chronostratigraphic designation system for Phanerozoic depositional sequences. AAPG Bull. 95, 1095–1122.

Snedden, J.W., Liu, C., 2010. A compilation of Phanerozoic sea-level change, coastal onlaps and recommended sequence designations. Am. Assoc. Pet. Geol. Search Discov. Artic. 40594.

Sohn, Y.K., Rhee, C.W., Kim, B.C., 1999. Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong basin, central Korea. J. Geol. 107, 111–132.

Soto, R., Casas, A.M., 2001. Geometría y cinemática de las estructuras norte-sur de la cuenca Aínsa. Rev. Soc. Geológica Esp. 14, 199–212.

Soto, R., Casas, A.M., Storti, F., Faccenna, C., 2002. Role of lateral thickness variations on the development of oblique structures at the Western end of the South Pyrenean Central Unit. Tectonophysics 350, 215–235.

Souquet, P., Deramond, J., 1989. Séquence de chevauchements et séquences de dépôt dans un bassin d'avant-fosse. Exemple du sillon crétacé du versant sud des Pyrénées (Espagne). Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 309, 137–144.

Souriau, A., Granet, M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. J. Geophys. Res. Solid Earth 100, 18117–18134.

Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J.-F., Douchain, J.-M., Ponsolles, C., 2001. Sismotectonique des Pyrenees; principales contraintes sismologiques. Bull. Société Géologique Fr. 172, 25–39.

Speelman, E.N., Sewall, J.O., Noone, D., Huber, M., von der Heydt, A., Damsté, J.S., Reichart, G.-J., 2010. Modeling the influence of a reduced equator-to-pole sea surface temperature gradient on the distribution of water isotopes in the Early/Middle Eocene. Earth Planet. Sci. Lett. 298, 57–65.

Srodon, J., 1984. X-ray powder diffraction identification of illitic materials. CLAYS CLAY Min. Clays Clay Min. 32, 337.

Srodon, J., 1980. Precise identification of illite/smectite interstratifications by X-ray powder diffraction. CLAYS CLAY Min. Clays Clay Min. 28, 401.

Środoń, J., Zeelmaekers, E., Derkowski, A., 2009. The charge of component layers of illite-smectite in bentonites and the nature of end-member illite. Clays Clay Miner. 57, 649–671.

Suriano, J., Limarino, C.O., Tedesco, A.M., Alonso, M.S., 2015. Sedimentation model of piggyback basins: Cenozoic examples of San Juan Precordillera, Argentina. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 399, 221–244.

Sussman, A.J., Butler, R.F., Dinarès-Turell, J., Vergés, J., 2004. Vertical-axis rotation of a foreland fold and implications for orogenic curvature: an example from the Southern Pyrenees, Spain. Earth Planet. Sci. Lett. 218, 435–449.

Suttner, L.J., 1974. Sedimentary Petrographic Provinces: An Evaluation: Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Special Publ. 21, p. 75-84.

Suttner, L.J., Basu, A., Mack, G.H., 1981. Climate and the Origin of Quartz Arenites. J. Sediment. Res. 51.

Svensen, H., Planke, S., Malthe-Sørenssen, A., Jamtveit, B., Myklebust, R., Eidem, T.R., Rey, S.S., 2004. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. Nature 429, 542–545.

Sverjensky, D.A., 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. Earth Planet. Sci. Lett. 67, 70–78.

T

Talling, P.J., Lawton, T.F., Burbank, D.W., Hobbs, R.S., 1995. Evolution of latest Cretaceous–Eocene nonmarine deposystems in the Axhandle piggyback basin of central Utah. Geol. Soc. Am. Bull. 107, 297–315.

Taylor, R.G., Howard, K.W.F., 1999. Lithological evidence for the evolution of weathered mantles in Uganda by tectonically controlled cycles of deep weathering and stripping. CATENA 35, 65–94.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. ResearchGate 328.

Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. Tectonics 17, 395–406.

Teixell, A., 1996. The Anso transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. J. Geol. Soc. 153, 301–310.

Teixell, A., Muñoz, J.A., 2000. Evolución tectonosedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera Ribagorçana. Rev. Soc. Geológica Esp. 13, 251–264.

Thiry, M., Dupuis, C., 2000. Use of clay minerals for paleoclimatic reconstructions: Limits of the method with special reference to the Paleocene—lower Eocene interval. GFF 122, 166–167.

Thomas, E., Shackleton, N.J., 1996. The Paleocene-Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 101, 401–441.

Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, J., Calverley-Range, E.A., Koster, E.H., 1987. Inclined heterolithic stratification—terminology, description, interpretation and significance. Sediment. Geol. 53, 123–179.

Tinterri, R., 2007. The Lower Eocene Roda Sandstone (South-Central Pyrenees): An Example Of A Flood-Dominated River-Delta Systemin A Tectonically Controlled Basin. Riv. Ital. Paleontol. E Stratigr. Res. Paleontol. Stratigr. 113.

Tipple, B.J., Pagani, M., Krishnan, S., Dirghangi, S.S., Galeotti, S., Agnini, C., Giusberti, L., Rio, D., 2011. Coupled high-resolution marine and terrestrial records of carbon and hydrologic cycles variations during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM). Earth Planet. Sci. Lett. 311, 82–92.

Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M., Rivero, A., 1989. Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. Tectonophysics 165, 105–116.

Toro-Escobar, C.M., Paola, C., Parker, G., 1996. Transfer function for the deposition of poorly sorted gravel in response to streambed aggradation. J. Hydraul. Res. 34, 35–53.

Tosquella, J., 1988. Estudi Sedimentològic i Biostratigràfic de la Formació Gresos de Roda (Eocè, Conca Tremp-Graus). Unpubl. M Sc Thesis Univ. Barc. Barc.

Tosquella, J., Samsó, J.M., 1996. Biostratigrafía y litostratigrafía del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior del sector oriental de la Cuenca Surpirenaica. Acta Geológica Hispánica 31, 3–22.

Tosquella, J., Samso, J.M., Serra-Kiel, J., 1990. Los géneros Alveolina y Nummulites (Macroforaminíferos) del Ilerdiense Medio-Cuisiense Medio de la Cuenca de Graus, Huesca. II. Sistemática de Nummulites. Bol. Geológico Min. 101, 351–403.

Tosquella, J., Serra-Kiel, J., Ferrandez-Canadell, C., Samso, J.M., 1996. Las biozonas de nummulítidos del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior de la Cuenca Pirenaica. Acta Geológica Hispánica 31, 23–36.

Travé, A., Labaume, P., Calvet, F., Soler, A., 1997. Sediment dewatering and pore fluid migration along thrust faults in a foreland basin inferred from isotopic and elemental geochemical analyses (Eocene southern Pyrenees, Spain). Tectonophysics 282, 375–398.

Travé, A., Labaume, P., Calvet, F., Soler, A., Tritlla, J., Buatier, M., Potdevin, J.-L., Séguret, M., Raynaud, S., Briqueu, L., 1998. Fluid migration during Eocene thrust emplacement in the south Pyrenean foreland basin (Spain): an integrated structural, mineralogical and geochemical approach. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 134, 163–188.

Turner, J.P., 1992. Evolving alluvial stratigraphy and thrust front development in the West Jaca piggyback basin, Spanish Pyrenees. J. Geol. Soc. 149, 51–63.

V

Vacher, P., Souriau, A., 2001. A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints. Geophys. J. Int. 145, 460–470.

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: an overview, in: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), Cycles and Events in Stratigraphy, Springer-Verlag. New York, Berlin, pp. 617–659.

Vail, P.R., Mitchum Jr, R.M., Thompson III, S., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 4. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level.: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation. Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.. 26: 83-97.

Valloni, R., Maynard, J.B., 1981. Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation. Sedimentology 28, 75–83.

van der Meulen, S., 1989. The distribution of Pyrenean erosion material, deposited by Eocene sheetflood systems and associated fan-deltas: a fossil record in the Monllobat and adjacent Castigaleu Formations, in the drainage area of the present Rio Noguerra Ribagorzana, provinces of Huesca and Lérida, Spain. PhD thesis, Instituut voor Aardwetenschappen der Rijksuniversiteit te Utrecht.

Van Der Meulen, S., 1983. Internal structure and environmental reconstruction of eocene transitional fan-delta deposits, monllobat-castigaleu formations, Southern Pyrenees, Spain. Sediment. Geol. 37, 85–112.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. Sea-level changes: An integrated approach. SEPM Sea-Level Chang. Integr. Approach 42.

Vanderaveroet, P., Deconinck, J.F., 1997. Clay mineralogy of Cenozoic sediments of the Atlantic city Borehole, New Jersey. Proc ODP Sci Results X 150, 49–57.

Vera, J.A. (Ed.), 2004. Geología de España, SGE-IGME. ed. IGME, Madrid.

Vergés, J., 2009. Drainage responses to oblique and lateral thrust ramps: a review. Sediment. Process. Environ. Basins Tribute Peter Friend IAS Spec Publ 38, 29–47.

Vergés, J., 1993. Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D (PhD thesis). Univ. Barcelona.

Vergés, J., Fernàndez, M., Martínez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. J. Virtual Explor. 8, 57–76.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T.D., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. Mar. Pet. Geol., Integrated Basin Studies 12, 903–915.

Verges, J., Munoz, J.A., 1990. Thrust sequence in the southern central Pyrenees. Bull. Soc. Geol. Fr. VI, 265–271.

Vergés, J., Muñoz, J.A., Martínez, A., 1992. South Pyrenean fold and thrust belt: The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry, in: Thrust Tectonics. Springer, pp. 255–264.

Vernon, R.H., 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks. J. Struct. Geol. 13, 979–985.

Villa, I.M., Ruffini, R., Rolfo, F., Lombardo, B., 1996. Diachronous metamorphism of the Ladakh Terrane at the Karakorum–Nanga Parbat-Haramosh junction (NW Baltistan, Pakistan). Schweiz Miner. Petrogr Mitt 76, 245–264.

Villaseca, C., Barbero, L., 1994. Chemical variability of Al-Ti-Fe-Mg minerals in peraluminous granitoid rocks from Central Spain. Eur. J. Mineral. 6, 691–710.

Vincent, S.J., 2001. The Sis palaeovalley: a record of proximal fluvial sedimentation and drainage basin development in response to Pyrenean mountain building. Sedimentology 48, 1235–1276.

Vincent, S.J., Elliott, T., 1996. El5 Long-lived fluvial palaeovalleys sited on structural lineaments in the Tertiary of the Spanish Pyrenees. Tert. Basins Spain Stratigr. Rec. Crustal Kinemat. 6, 161.

Vogel, K.R., Niekerk, A. van, Slingerland, R.L., Bridge, J.S., 1992. Routing of Heterogeneous Sediments over Movable Bed: Model Verification. J. Hydraul. Eng. 118, 263–279.

von Eynatten, H., Gaupp, R., 1999. Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. Sediment. Geol. 124, 81–111.

von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R., Karius, V., Bachmann, K., Caracciolo, L., 2016. Sediment generation in humid Mediterranean setting: Grain-size and source-rock control on sediment geochemistry and mineralogy (Sila Massif, Calabria). Sediment. Geol. 336, 68–80.

W

Wagner, G.A., Reimer, G.M., 1972. Fission track tectonics: The tectonic interpretation of fission track apatite ages. Earth Planet. Sci. Lett. 14, 263–268.

Walker, R.G., 1985. Mudstones and thin-bedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler Gorge conglomerates, California: a possible channel-levee complex. J. Sediment. Res. 55.

Walling, D.E., Webb, B., 1996. Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives : Proceedings of an International Symposium Held at Exeter, UK, from 15 to 19 July 1996. IAHS.

Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. Earth-Sci. Rev. 52, 1–81.

Weltje, G.J., 2012. Quantitative models of sediment generation and provenance: State of the art and future developments. Sediment. Geol. 280, 4–20.

Weltje, G.J., Brommer, M.B., 2011. Sediment-budget modelling of multi-sourced basin fills: application to recent deposits of the western Adriatic mud wedge (Italy). Basin Res. 23, 291–308.

Weltje, G.J., Van Ansenwoude, S., De Boer, P.L., 1996. High-frequency detrital signals in Eocene fan-delta sandstones of mixed parentage (south-central Pyrenees, Spain): a reconstruction of chemical weathering in transit. J. Sediment. Res. 66.

Weltje, G.J., von Eynatten, H., 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. Sediment. Geol. 171, 1–11.

Wheeler, D.M., Scott, A.J., Coringrato, V.J., Devine, P.E., 1990. Stratigraphy and Depositional History of the Morrow Formation, Southeast Colorado and Southwest Kansas. In Sonnenberg, S.A., Shannon, L.T., Rader, K., von Drehle, W.F., and Martin, G.W., eds., Regional Structure and Stratigraphy of the Morrowan Series, Southeast Colorado and Adjacent Areas: Denver, Colorado, Rocky Mountain Association of Geologists, p. 9–35.

Whitchurch, A.L., Carter, A., Sinclair, H.D., Duller, R.A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2011. Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. Am. J. Sci. 311, 442–482.

Whitehouse, U.G., 1958. Differential Settling Tendencies of Clay Minerals in Saline Waters1. Clays Clay Miner. 7, 1–79.

Whittaker, A.C., Duller, R.A., Springett, J., Smithells, R.A., Whitchurch, A.L., Allen, P.A., 2011. Decoding downstream trends in stratigraphic grain size as a function of tectonic subsidence and sediment supply. Geol. Soc. Am. Bull. 123, 1363–1382.

Wiewióra, A., Weiss, Z., 1990. Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. Clay Miner. 25, 83–92.

Wilkinson, M., Stuart Haszeldine, R., Ellam, R.M., Fallick, A., 2004. Hydrocarbon filling history from diagenetic evidence: Brent Group, UK North Sea. Mar. Pet. Geol. 21, 443–455.

Williams, G.D., Fischer, M.W., 1984. A balanced section across the Pyrenean Orogenic Belt. Tectonics 3, 773–780.

Williams, P.F., Rust, B.R., 1969. The sedimentology of a braided river. J. Sediment. Res. 39.

Wintsch, R.P., Kvale, C.M., 1994. Differential mobility of elements in burial diagenesis of siliciclastic rocks. J. Sediment. Res. 64.

Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning. Science and Education Administration, U.S. Department of Agriculture.

Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), 2003. Clay mineral cements in sandstones, Special publication number 34 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Pub, Malden, MA.

Worden, R.H., Morad, S., 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. Clay Miner. Cem. Sandstones 1–41.

Wright, V.P., Burchette, T.P., 1998. Carbonate ramps: an introduction. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 149, 1–5.

Wronkiewicz, D.J., Condie, K.C., 1990. Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: Cratonic evolution during the early Proterozoic. Geochim. Cosmochim. Acta 54, 343–354.

Wronkiewicz, D.J., Condie, K.C., 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance. Geochim. Cosmochim. Acta 51, 2401–2416.

Wyborn, L.A.I., Chappell, B.W., 1983. Chemistry of the Ordovician and Silurian greywackes of the Snowy Mountains, southeastern Australia: An example of chemical evolution of sediments with time. Chem. Geol. 39, 81–92.

X

Xu, H., Liu, B., Wu, F., 2010. Spatial and temporal variations of Rb/Sr ratios of the bulk surface sediments in Lake Qinghai. Geochem. Trans. 11, 3.

Y

Yang, C.-S., Nio, S.-D., 1989. An ebb-tide delta depositional model—a comparison between the modern Eastern Scheldt tidal basin (southwest Netherlands) and the Lower Eocene Roda Sandstone in the southern Pyrenees (Spain). Sediment. Geol. 64, 175–196.

Yang, C.S., Nio, S.D., 1985. The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. Sedimentology 32, 41–57.

Yeats, R.S., Lillie, R.J., 1991. Contemporary tectonics of the Himalayan frontal fault system: folds, blind thrusts and the 1905 Kangra earthquake. J. Struct. Geol. 13, 215–225.

Yelland, A.J., 1991. Thermo-tectonics of the Pyrenees and Provence from fission track studies. (PhD thesis). Birkbeck College, University of London.

Z

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. Science 292, 686–693.

Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. Nature 451, 279–283.

Zachos, J.C., Röhl, U., Schellenberg, S.A., Sluijs, A., Hodell, D.A., Kelly, D.C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I., Lourens, L.J., others, 2005. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. Science 308, 1611–1615.

Zachos, J.C., Schouten, S., Bohaty, S., Quattlebaum, T., Sluijs, A., Brinkhuis, H., Gibbs, S.J., Bralower, T.J., 2006. Extreme warming of mid-latitude coastal ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Inferences from TEX86 and isotope data. Geology 34, 737–740.

Zachos, J.C., Wara, M.W., Bohaty, S., Delaney, M.L., Petrizzo, M.R., Brill, A., Bralower, T.J., Premoli-Silva, I., 2003. A Transient Rise in Tropical Sea Surface Temperature During the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. Science 302, 1551–1554.

Zack, T., Kronz, A., Foley, S.F., Rivers, T., 2002. Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. Chem. Geol. 1–2, 97–122.

Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., Sassi, W., Roure, F., 1993. The origin of sedimentary basins: Inferences from quantitative modelling and basin analysis Modelling of piggyback-basin stratigraphy: Record of tectonic evolution. Tectonophysics 226, 253–269.

Zuffa, G.G., 1980. Hybrid arenites; their composition and classification. J. Sediment. Res. 50, 21–29.

École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne

NNT : *2016LYSEM034*

Emmanuelle CHANVRY

CARACTERISATION ET FACTEURS DE CONTROLE DES DISTRIBUTIONS MINERALOGIQUES DU BASSIN *PIGGYBACK* DE GRAUS-TREMP-AINSA (ESPAGNE) A L'EOCENE INFERIEUR

Spécialité: Sciences de la Terre

Mots clefs : Bassin piggyback, sédimentologie de faciès, corrélation stratigraphique, minéralogie, géochimie minérale, Bassins Sud-Pyrénéens, Eocène Inférieur.

Résumé :

Cette thèse propose une méthodologie pour caractériser et intégrer les distributions minéralogiques des dépôts de l'Eocène Inférieur du Bassin de Graus-Tremp-Ainsa dans un cadre séquentiel reconstruit à haute résolution. Le couplage des approches stratigraphiques et géochimiques/minéralogiques permet d'évaluer la part des forçages tectoniques, climatiques, eustatiques et diagénétiques sur l'enregistrement sédimentaire et minéralogique du bassin. La caractérisation de la minéralogie repose sur un calcul automatisé utilisant la géochimie multi-élémentaire et calibré ponctuellement par les outils d'analyse minéralogique conventionnels (pétrographie, DRX, Qemscan, microsonde). Elle a l'avantage de permettre de traiter les évolutions minéralogiques à l'échelle du bassin et sur l'ensemble des lithologies rencontrées. Après avoir évalué les effets de la diagenèse, du tri hydrodynamique et reconstitué la composition minéralogique primaire des sédiments, nous caractérisons les différentes sources.

Nous précisons l'évolution de la tectonique (avec un pas de temps de l'ordre du million d'années) et ses effets sur l'architecture sédimentaire et la minéralogie des dépôts. Ceux-ci montrent un contrôle spatial de la diagenèse et des changements spatio-temporels des sources, liés à une compétition entre la tectonique intrabassinale (activité des chevauchements locaux) et régionale (surrection de l'orogène et subsidence flexurale). Nous montrons également que l'impact de la tectonique est modulé par des anomalies climatiques ponctuelles de l'ordre de la centaine de milliers d'années (PETM, ELMO, X-Event), que nous avons reconnues par un changement marqué des environnements de dépôt et des cortèges argileux.

Deux grands épisodes régionaux caractérisent l'évolution du Bassin *piggyback* de Graus-Tremp-Ainsa. Le stade précoce, d'âge Ilerdien-Cuisien Inférieur, est marqué par le passage d'une rampe carbonatée mixte à des systèmes deltaïques alimentés depuis l'orogène pyrénéen par des contributions plutoniques. Cet ensemble passe ensuite à un vaste système fluvio-deltaïque au Cuisien Inférieur / Moyen, montrant l'apport de lithiques carbonatés et silicoclastiques qui coïncide avec l'émergence des nappes sédimentaires. La fin de cet épisode est marquée par la propagation du chevauchement du Montsec et de ses rampes latérales, provoquant un partitionnement du bassin, induisant la surrection du Bassin de Graus-Tremp et une forte subsidence du Bassin d'Ainsa. Ce contraste de subsidence est souligné par un partitionnement de la diagenèse, avec une kaolinisation des formations supérieures du Bassin de Graus-Tremp, liée à la percolation d'eaux météoriques, et, dans le Bassin d'Ainsa, une albitisation des grès couplée à une illitisation des smectites dans les lutites, liée à une diagenèse d'enfouissement plus marquée.

École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne

NNT : *2016LYSEM034*

Emmanuelle CHANVRY

MINERALOGICAL DISTRIBUTIONS AND ASSOCIATE CONTROLLING FACTORS IN THE GRAUS-TREMP-AINSA PIGGYBACK BASIN (SPAIN) DURING THE EARLY EOCENE.

Specialty: Earth Sciences

Keywords : piggyback basin, sedimentology, sequence stratigraphy, mineralogy, geochemistry, South Pyrenean Basins, Early Eocene

Abstract :

We develop here a methodology to integrate the mineralogical record into a high resolution sequence stratigraphic framework realized in the Early Eocene Graus-Tremp-Ainsa Basin. Coupling stratigraphic with geochemical and mineralogical approaches allows us to unravel the effects of tectonics, climate, eustasy and diagenesis on basin architecture and mineralogy. An automated computed mineralogy is derived from whole-rock geochemical data, and calibrated against direct mineral quantifications (petrography, DRX, Qemscan, microprobe). It provides a basinscale view of mineral distribution, irrespective of the lithology. Diagenetic overprint and hydrodynamic sorting effects are evaluated first, then primary mineral distributions are reconstructed and ascribed to different types of sediment sources.

We show that, at the million-year timescale, tectonics shape the architecture and the mineralogy of the deposits. Spatially distributed diagenesis and temporal and spatial changes in sediment sources reflect the competing effects of intrabasinal tectonics (local thrust displacements) versus basinscale flexural subsidence linked to the orogen uplift and loading. Tectonically-driven changes are also sensitive to higher frequency (100 ky) anomalic climatic events (PETM, ELMO, X-EVENT) leaving a mineralogical signal in clay fractions and environment deposits succession.

The basinscale evolution displays two contrasting stages. During the Ilerdian to the lower Cuisian, a mixed carbonate ramp evolves to a set of deltaic fans of Northern (Pyrenean orogen) provenance delivering plutonic-dominated materials. Then, during the lower/mid Cuisian, they are overprinted by a large fluvial and deltaic system bringing recycled carbonates and siliciclastics sourced in the emerging eastern to southern sedimentary thrust sheets. Later on, the propagation of the Montsec thrust and its lateral ramp decouples the uplifted Graus-Tremp basin from the strongly subsiding Ainsa basin. These different subsidizing schemes are underlined diagenetic overprints diverge, with an extensive kaolinisation of the uppermost units in the Graus-Tremp Basin driven by meteoric fluid circulations, and a severe albitisation of sandstones in the Ainsa basin, coupled with the illitisation of smectites in the lutites and caused by deep basinal fluids.