Université de Montpellier 2 **Master Géologie de l'Exploration des Réservoirs** Parcours - Réservoires fluides



Impact de l'érosion et de la sédimentation sur la dynamique du plissement syn-sédimentaire au front Nord des Pyrénées : exemple du pli d'Oupia



Xavier Tohane-Nunez

Soutenu le 13 juin 2017

Encadrant : Jacques Malavieille

Co-encadrants : Pierre Labaume, Stéphane Dominguez, Alfredo Taboada, Florence Cagnard





Résumé

Le rôle des processus externes (érosion et sédimentation) sur le plissement dans les bassins d'avant-pays est peu étudié. Une étude de terrain dans le Minervois couplée à une modélisation analogique permet de mieux comprendre l'impact de l'érosion et de la sédimentation sur la déformation des bassins d'avant-pays. La partie terrain se base sur une amélioration de la cartographie et une analyse fine de la déformation a permis une meilleure connaissance de la structure 3D du bassin et de la rhéologie de la pile sédimentaire. La modélisation analogique apporte des contraintes fortes sur le rôle mécanique de la série sédimentaire et l'impact des processus externes sur la déformation. Un nouveau matériau visco-plastique incorporé au multicouche fragile-plastique a permis une modélisation originale du plissement. Les résultats suggèrent que l'érosion et la sédimentation facilitent la propagation du front de déformation vers l'avant du prisme. Une nouvelle interprétation géologique est proposée avec une coupe qui intègre une cinématique de plissement sur rampe de faille du type « trishear ».

Mots clés : Plissement, bassin d'avant-pays, érosion, sédimentation, modélisation analogique, Trishear.

Remerciements

Je tiens à remercier tout particulièrement Jacques Malavieille, qui m'a offert à nouveau l'opportunité de travailler avec lui. Pour tes conseils et ton regard expert autant sur le terrain que sur mes modèles analogiques. Enfin, je te remercie également pour les corrections apportées à ce rapport.

Antonin Genna, toi qui m'as fait découvrir ta belle région du minervois à travers ta connaissance encyclopédique du terrain et pour tes nombreux conseils de géologue éclairé. Bien sûr je te remercie également d'avoir toujours été disponible pour nous accompagner sur le terrain.

Christian Romano, tu as toujours su me donner des conseils bien utiles face à ma maladresse. Je te remercie pour ton aide et ton implication face à mes projets les plus fous.

Je remercie également Florence Cagnard, pour les discussions productives et fortes intéressantes, partagées lors de la conférence RGF au BRGM.

Enfin je vous remercie les stagiaires et les doctorants (Lucille, Éric, Sylvain, Gaétan, Camille, Abdoulaye, Anthony, Justine, Audrey, Solène, et j'en oublie...), pour votre patience, votre bonne humeur, vos gâteaux, vos encouragements, et vos conseils apportés depuis le début de ce stage.

Table des matières

Ι.	Introduction	4
II. A B C D	Etat de l'art Rappel sur les Pyrénées Définition d'un bassin d'avant-pays Le bassin d'Aquitaine Le socle du Minervois	6 6 7 7 9
Ⅲ. A B C D E	Etude de terrain : région du Minervois	10 10 10 16 16 20
IV. A B C	 Approche expérimentale Dispositif expérimental Caractéristiques des modèles Observations 1. Expériences avec érosion et sédimentation 2. Expérience sans érosion et sédimentation Synthèse de l'approche expérimentale 	23 24 25 25 32 34
V. А В	Interprétations et discussion Apport des deux approches et résultats Discussion	37 37 39
VI.	Conclusion	42
VII.	Bibliographie	43
VIII.	Annexes	46

	Octobre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin
Bibliographie							
Préparation terrain							
Terrain							
Cartographie et coupes							
Preparation modélisations							
Modélisation							
Traitement des données (modélisation)							
Rapport							
GeoField RGF							

Calendrier d'organisation du stage

I. Introduction

Alors que la caractérisation des bassins d'avant pays est de plus en plus documentée (données pétrolières, thermochronologie, cartes géologiques et SIG, modélisations variées), la question des mécanismes de déformation qui impliquent plis et chevauchements reste très discutée. Le processus de plissement est généralement abordé de façon descriptive à l'échelle de la structure et l'impact des processus de surface est rarement pris en compte. La formation des plis dans les bassins dépend de nombreux facteurs : en premier lieu, de la stratification rhéologique propre à l'enregistrement sédimentaire consécutif de l'érosion des reliefs de la chaîne, puis, des structures du socle (héritage structural ou morphologique plus ancien) qui influencent les conditions aux limites de la déformation et conditionnent la géométrie du bassin.

Pour aborder cette thématique, et mieux comprendre l'impact des processus de surface dans la dynamique du plissement, deux approches seront utilisées conjointement. Une étude structurale et micro-structurale d'un exemple choisi de pli syn-sédimentaire (le pli de la Serre d'Oupia dans le Minervois) et la réalisation de modèles analogiques dimensionnés tenant compte de la rhéologie des séries sédimentaires impliquées et des couplages tectonique, érosion, sédimentation.

La partie structurale de l'étude est réalisée dans le bassin de Carcassonne, plus précisément dans le sous-bassin du Minervois. Ce bassin est situé à l'extrémité Est du bassin aquitain auquel il appartient et au Sud de la Montagne Noire. La géologie du bassin, est constituée d'un anticlinal, le pli d'Oupia, et d'un synclinal, issue de l'orogénèse pyrénéenne [Genna A. 1989]. Le minervois a fait l'objet de nombreuses études et de deux thèses. La première réalisée en 1989 par Antonin Genna sur les relations entre tectonique cassante et circulation de fluides dans le bassin, la seconde en 2001 par Sylvain Grelaud sur le lien entre couverture et socle. Chacune proposent des interprétations structurales contrastées.

Le BRGM, dans la carte géologique à 1/50 000^{ème} publiée en 1990, propose également une coupe géologique N-S (Figure 1). Cette coupe bien contrainte en surface s'appuie sur un log de forage situé sur le flanc sud de l'anticlinal. Elle présente cependant de nombreuses incohérences (pendages et rejets des failles, épaisseur des couches, implication du socle, ...) qu'il sera nécessaire de corriger. De plus, parmi les différentes interprétations du minervois aucune ne prend en compte la géométrie des dépôts syn-tectoniques du cœur du synclinal. Ainsi, pour améliorer la compréhension des mécanismes de déformation dans le bassin et réviser les coupes structurales, de nouvelles données ont été nécessaires. J'ai acquis ces données au cours de mon stage à travers deux missions de terrain au cours desquelles le log sédimentaire a été levé et une étude structurale et micro-structurale réalisée.



Figure 1 : Coupe géologique du Minervois [d'après BRGM, 1990]

La seconde partie du stage est basée sur une modélisation analogique du plissement synsédimentaire dans un bassin d'avant pays. Cette deuxième approche tient compte des données acquises sur le terrain.

En simulant à l'échelle du laboratoire les processus géologiques, la modélisation analogique permet une meilleure compréhension des mécanismes de déformation dans les bassins d'avant-pays. Dans les modèles, on utilise des matériaux dits « analogues » dimensionnés. C'est à dire que les propriétés mécaniques de ces matériaux doivent être comparables, une fois mises à l'échelle, à celles des matériaux de l'écorce terrestre. Le sable ainsi que différents matériaux granulaires sont des matériaux analogues couramment utilisés pour simuler le comportement fragile de la croûte supérieure. Son angle de friction interne est proche de celui des roches naturelles et sa cohésion est faible [Graveleau et al., 2012]. On utilise également des microbilles de verres dont la cohésion est encore plus faible pour simuler des niveaux de décollement [Konstantinovskaia & Malavieille, 2005]. Ces deux matériaux granulaires permettent de modéliser des comportements fragiles uniquement. Pour obtenir des plis dans les modèles, il faut se tourner vers des matériaux plastiques, plus cohésifs et moins localisant, comme la plasticine [Perrin et al, 2013].

Dans les cas naturels, le comportement mécanique des différentes roches présentes dans la croûte est souvent plus complexe et peut varier de purement cassant à ductile. Ainsi, pour une contrainte et une vitesse données, il peut y avoir formation de plis, de failles, ou encore de plis qui finissent par se rompre. Or, les matériaux analogues actuellement employés ne permettent pas de simuler correctement ce dernier état. Récemment un nouveau matériau a été testé dans des modèles multicouches "fragile-ductile" : le sable cinétique. Il s'avère très intéressant pour modéliser le plissement.

L'approche pluridisciplinaire réalisée dans ce stage, rentre dans le cadre l'étude sur le mécanisme du plissement et le lien qui existe entre ce plissement et les processus externes (érosion/sédimentation). L'objectif de ce stage est donc de répondre à trois grandes questions:

- Quel est l'impact des processus de surface sur le plissement dans un bassin d'avantpays ?
- Comment le front de déformation se propage-t-il ?
- Quel mécanisme de déformation peut rendre compte de la formation du pli d'Oupia ?

Pour répondre à ces questions, je ferai un bref rappel sur les Pyrénées et les bassins d'avant pays, ensuite je présenterai mes observations et mes résultats pour l'approche de terrain et l'approche de modélisation. Enfin je finirai par une interprétation générale et une discussion autour des résultats obtenus confrontés à la bibliographie.

II. Etat de l'art

La zone d'étude s'intègre dans un contexte géologique particulier. En effet le Minervois appartient à un bassin d'avant pays dans sa partie la plus orientale : le bassin d'avant pays des Pyrénées [Genna 1989]. Ce type de bassin récolte les débris d'une chaîne en surrection. Il enregistre également les différentes étapes tectoniques de cette même chaîne. Ici la chaîne en surrection se situe plus au sud, ce sont les Pyrénées.

A. Rappel sur les Pyrénées

La chaîne intracontinentale des Pyrénées au sens large s'étend d'Ouest en Est sur une longueur de 1000 km de la côte Atlantique à la Provence. La formation des Pyrénées est le résultat d'un raccourcissement entre 90 et 140 km avec une convergence Nord-sud entre la plaque lbérique et Europe [Munoz, J.A., 1992; Mouthereau et al., 2014; Rougier et al., 2016]. La convergence commence fin Santonien [Puigdefàbregas et Souquet, 1986; Capote et al., 2002; Rosenbaum et al., 2002; Rougier et al., 2016] et se termine il y a 30 Millions d'années à l'Oligocène [Munoz 1992; Roure et al., 1989; Sinclair et al., 2005]. Cependant, l'érosion et la sédimentation se poursuivent depuis le Miocène. L'orogène résulte de l'épaississement crustal lié à l'inversion d'un système de rift, orienté N100°-110° [Rougier et al., 2016]. La chaîne a un double déversement asymétrique prononcé : la partie Nord est composée de chevauchement à vergence Nord et de sens opposée dans la partie Sud. Ces deux zones sont séparées par la zone axiale [Mattauer 1968; Choukroune et al., 1989; Roure et al., 1989; Munoz 1992]. On peut différencier quatre unités structurales : la zone sud-pyrénéenne, la zone axiale, la zone nord-pyrénéenne et la zone sous pyrénéenne (Figure 2) [ECORS Pyrénées Team 1988; Choukroune et al., 1989; Roure et al., 1989].



Figure 2 : Coupe schématique de la chaîne des Pyrénées le long du profil ECORS Pyrénées (modifié d'après Roure et al., 1989, dans Beaumont 2000)

Cette étude concerne la partie nord-pyrénéenne et sous-pyrénéenne incluant le sous bassin d'Aquitaine. Le bassin d'avant chaîne développé sur la plaque Europe (rétro-bassin d'avant-pays), enregistre les nombreuses déformations responsables de la formation de la chaîne. L'enregistrement de ces structures est visible dans l'ensemble de la colonne sédimentaire qui compose le bassin, depuis le Crétacé [Déramond et al., 1993].

La zone nord-pyrénéenne est composée de bassins sédimentaires d'âge crétacé séparés par des écailles affleurantes de substratum paléozoïque [Souquet et Peybernès 1987; Roure et al., 1989; Specht 1989]. Les reliefs générés par ces systèmes imbriqués alimentent le bassin d'Aquitaine.

B. Définition d'un bassin d'avant-pays

Les bassins d'avant-pays sont liés à la formation d'une chaîne lors de la convergence de deux plaques tectoniques. La surcharge imposée par la zone de croûte épaissie induit une flexure de la lithosphère qui porte le relief. C'est dans les zones en creux de la flexure que se forment ces bassins sédimentaires de part et d'autre de la chaîne :

Un bassin sur la plaque plongeante en subduction, le pro-bassin,

Un bassin sur la plaque supérieure, le retro-bassin [Willett et al., 1993].

Dans cette étude nous nous intéresserons au retro-bassin (Figure 3). L'évolution de la chaîne contrôle l'évolution des bassins. En effet le raccourcissement, la surcharge liée à la chaîne sur la plaque et l'érosion dans la chaîne sont autant d'effets qui vont influencer la formation et l'évolution de ce type de bassin. Au cours de la formation de la chaîne, le bassin soumis aux contraintes tectoniques est lui-même déformé et impliqué dans la formation du prisme orogénique [Allens et Allens 2005]. Ces déformations sont visible en surface avec la sédimentation syntectonique, et les tectoglyphes.



Figure 3 : Vue schématique 3D d'un retro bassin d'avant pays

C. Le bassin d'Aquitaine

Le bassin d'avant pays Nord-pyrénéen, le bassin d'Aquitaine, compose donc le retrobassin des Pyrénées (Figure 4). De forme triangulaire, limité au Nord par la chaîne Varisque et ouvert sur l'océan Atlantique, il s'étend d'Est en Ouest de l'Atlantique à la Méditerranée. Ce substratum Hercynien constitue le socle sur lequel reposent les dépôts sédimentaires de l'ensemble du bassin. La colonne sédimentaire est constituée d'une épaisse succession (>5 km) de turbidites du Crétacé supérieur [Déramond et al., 1993] surmontée par plus de 5 km de séries Paléogènes, sous forme de flyschs évoluant vers des faciès continentaux et des cônes alluviaux [Bourrouilh et al., 1995]. Le bassin d'avant pays Aquitain s'est développé principalement au pied du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen et n'a pas été profondément impliqué dans le système de chevauchement Nord-pyrénéen. Il a été simplement déformé au cours du Paléogène par un système de chevauchements mineurs et ses plis associés. Cette déformation s'est localisée à l'avant du chevauchement frontal majeur [Baby et al., 1988; Déramond et al., 1993]



Figure 4 : Schéma structural des Pyrénées, [Vergés J. et al., 2002], (Cadre rouge : localisation de la zone d'étude, détaillée dans la Figure 5)

Le bassin Eocène de Carcassonne, correspond à la partie Est du bassin d'Aquitaine. Limité au Nord par le socle paléozoïque du versant sud de la Montagne Noire [Genna 1988]. Son remplissage est composé des molasses de Carcassonne, ensemble sédimentaire de dépôts continentaux fluviatiles [Plaziat 1984].

Le Minervois constitue une complication au sein de ce bassin. En effet les structures pyrénéennes NE-SO tournent jusqu'à devenir N-S dans le chaînon de Saint-Chinian (Figure 5). Cette rotation constitue la virgation du Languedoc assurant la transition entre les Pyrénées et la Provence [Arthaud et Mattauer 1972]. A L'origine de cette rotation des déformations, une importante histoire tectonique d'âge tardi-hercynien avec le faisceau des failles Cévenoles [Arthaud et Matte 1975].



Figure 5 : Carte géologique du Minervois à 1/50 000^{ème} du Minervois (légende en annexe 3) [Carte 1038 BRGM, 1990],

D. Le socle du Minervois

Au Nord le Minervois est limité par la Montagne Noire. Les sédiments du bassin viennent ici se déposer en discordance sur les structures de l'ancienne chaîne hercynienne pénéplanée (nappes du versant Sud, et constitués de gneiss et micaschistes. Les structures tectoniques des nappes du versant sud sont caractérisées par des séries paléozoïques déformées et plissées. Ces unités sont découpées par des décrochements tardi-hercyniens d'orientation NNE [Arthaud 1970; Engel et al., 1980; Vernay 1982]. Ainsi, l'héritage structural hercynien et tardi-hercynien présent dans le socle du minervois à certainement joué un rôle dans la formation du bassin de Carcassonne. Cet aspect ne sera pas négligé dans mon approche, très peu de données sont à ce jour disponibles sur ce point.

III. Etude de terrain : région du Minervois

A. Méthodologie

L'étude de terrain effectuée dans le Minervois complète la synthèse bibliographique régionale, qui inclut des thèses, articles, mais aussi la carte géologique à 1/50000^{ème} avec sa notice. Ainsi, deux semaines de terrain ont permis de mieux caractériser la géologie du Minervois. Il était important de connaitre précisément le contexte de formation du bassin, par l'analyse stratigraphique et sédimentologique des séries qui le constituent. Plusieurs éléments étaient observés : la nature des séries, les marqueurs sédimentaires, les traces de paléo-environnements associés, ou encore les sources potentielles des différents clastes présents dans les roches silico-clastiques. J'ai également effectué une analyse structurale et micro-structurale pour déterminer les effets de la déformation sur la genèse et l'évolution du bassin. Des mesures de pendage et autres marqueurs tectoniques au cœur du bassin et sur le pli d'Oupia permettent entre autre de mieux estimer la déformation, contraindre la structure 3D du bassin et affiner les coupes géologiques.

Ce travail donne des informations importantes pour comprendre la cinématique et la chronologie associées à la mise en place des structures tectoniques synsédimentaires du bassin d'avant pays.

Les mesures de terrain, pendages et orientations des tectoglyphes, ont été réalisées avec la boussole, reportées sur une minute de terrain et géo-référencées avec l'application *Fieldmove Clino*. Un quadrillage complet de l'ensemble de la zone a été effectué. J'ai ainsi réalisé plusieurs coupes Nord-Sud et Est-Ouest de ma zone d'étude.

B. Sédimentation du sous bassin du Minervois

Les premiers dépôts de la colonne stratigraphique sont visibles uniquement dans le forage Oupia 1 (annexe 1) localisé au Sud du pli (Figure 5). Les premières observations sont issues de l'étude du log de forage.

Au droit du forage, les terrains sédimentaires déposés sur le socle Paléozoïque, sont d'âge Maastrichtien avec une couche limono-gréseuse rouge, liée à un environnement fluviatile continental. L'épaisseur de la série avoisine les 70 m [Notice 1038, BRGM 1990].

Le forage traverse également une couche de Vitrollien (Danien) composée de sables, grès et argiles rouges. Cette série caractérise des cônes fluviaux juxtaposés et alimentés par la



La série de Paraza, très tectonisée, a été replacée dans sa position anté- tectonique probable 1 - Cône de Camplong ; 2 - Cône de Félines-Minervois ; 3 - Cône de Caunes-Minervois ; 4 - Cône de Villeneuve-Minervois.

Figure 6 : Paléogéographie du Vitrollien, d'après [Plaziat ,1972]

Montagne Noire (Figure 6) [Plaziat 1972]. On trouve dans ces différents cônes de nombreux minéraux lourds comme du zircon, de la tourmaline ou encore du rutile. On retrouve majoritairement et dans tous les cônes de la smectite, minéral argileux.

Au Sud de la Serre d'Oupia, on rencontre au-dessus du Maastrichtien des limons calcaires à Microcodium rouges ou marmorisés. Leur source est encore discutée, cependant, la paléogéographie (Figure 6) indique certainement une source concordante aux autres dépôts du même type et du même âge, la Montagne Noire. Ces deux formations sédimentaires ont été regroupées sous l'ensemble **argilites** dans la figure 10 ainsi que pour le reste de l'étude. Sur cette formation, on trouve un niveau de **calcaire lacustre** souligné à la base par une mince bande marneuse qui englobe des nodules calcaire (Figure 10). Cette base marque une ingression marine [Courtessolle et al., 1965; Freytet et al., 1970] et l'ensemble de la série est datée du Sparnacien [Noiret et al., 2016].

Le niveau supérieur est représenté par une série détritique fluviatile (Figure 10), grésoconglomératique et argileuse, composée essentiellement de quartz, et de kaolinite, illite et smectite pour la fraction argileuse. Ces différentes roches silicoclastiques sont regroupées sous le nom de **marnes panachées** dans l'étude. Toutes les séries précédentes n'affleurent pas dans la zone et disparaissent latéralement vers l'Est

Le Nord du bassin est marqué par des dépôts Yprésien discordants sur le socle. Sur la bordure méridionale de la Montagne Noire, allant de Felines-Minérvois à Saint Chinian, on observe une épaisse série calcaire, d'environ 70 m, à patine grise, jaune et très compétente. L'observation à la loupe révèle une faune très importante composée à la base de la série d'alvéolines puis progressivement de nummulites et enfin de lamellibranches au sommet de la série. Les dernières études paléontologiques datent cette formation du Thanétien [Noiret et al. 2016]. Dans le reste de l'étude cette formation est regroupée sous le nom de **calcaire à alvéolines** (Figure 10). La faune qui compose cette série, est essentiellement marine. Cela montre un changement d'environnement passant de dépôts continentaux à ces dépôts marins. Il y a donc à l'Yprésien une transgression sur l'ensemble du bassin. Cette invasion marine pourrait être liée à un approfondissement du bassin vers le sud provoqué par la surcharge des Pyrénées naissante.

Toujours en remontant dans la colonne stratigraphique, dans la zone de Minerve on observe à l'affleurement un niveau de **marnes bleues** riches en débris de lamellibranches, débris d'huîtres et nodules de pyrites [Genna 1989]. Le sommet de la couche est également marqué par des traces de paléosols, marqueurs d'une émersion. Au nord du bassin l'épaisseur de cette série est estimée à environ 5 m. Surmontant les calcaires à alvéolines, ce même type de marnes bleues est présent dans le forage Oupia 1 avec une épaisseur de l'ordre de 300 m (Figure 10). Cette observation appuie l'hypothèse d'une pente vers le sud du substratum laissant plus de place aux dépôts (Figure 7). La formation caractérise un milieu saumâtre marqué localement par des niveaux de calcaire lacustre [Genna 1989]. Les nombreux fossiles présents dans la série montrent une évolution sédimentologique, qui caractérise le comblement progressif d'un sillon marin avec des apports terrigènes [Plaziat 1972; Genna 1989]. En effet, au sein des marnes, on trouve des passées gréseuses détritiques en plus des niveaux lacustres. A partir de la faune, Noiret et al., [2016] datent la série, de l'yprésien inférieur.



Figure 7 : Bloc diagramme du paléo-environnement à l'Yprésien inférieur, montrant un approfondissement vers le sud du bassin

Stratigraphiquement au-dessus des marnes bleues, une série calcaire est visible au nord du bassin à Fauzan et sur la D162. Elle se caractérise par un niveau très clair, fin souvent ligniteux avec un débit en plaquettes, riche en bioclastes. Le niveau carbonaté connu sous la dénomination de **Calcaires de Ventenac** dans la bibliographie, à une puissance variable entre 20 m au nord et 204 m au forage Oupia 1(Figure 10). La série est composée de bancs métriques peu compétents avec des intercalations de passages marno-gréseux. Il existe également dans cette série des niveaux de lignite qui ont pu être exploités par galeries [Genna 1989]. Ce niveau interprété comme calcaire lacustre [Plaziat 1972 ; Genna, 1989, Grelaud 2001, Noiret et al., 2016] traduit un passage à un environnement franchement continental.

Un niveau de grès riche en quartz, bien trié et granodécroissant à bancs métriques, surmonte ce dernier niveau lacustre. Au sein de ces niveaux gréseux on peut observer des stratifications obliques, qui caractérisent des chenaux fluviatiles, et indiquent ici un paléo-courant dirigé vers le Nord. Intercalée avec les niveaux gréseux, une sédimentation argileuse rouge à lie de vin, prédomine dans la formation. Ces sédiments caractérisent un environnement continental fluviatile avec des paléosols de plaine d'inondation. Sa puissance varie entre 80 m au Nord et plus de 300 m dans le forage hydrologique autour de Pouzol-Minervois (annexe 2). Dans la bibliographie et dans ce mémoire, cette formation apparaît sous le nom de **formation d'Assignan** (Figure 10) [Plaziat 1972 ; Genna 1989 ; Notice 1038, BRGM 1990 ; Grelaud 2001 ; Noiret et al., 2016].

Le bassin de Carcassonne est caractérisé par les "molasses de Carcassonne", sédiments fluviatiles, incluant par ailleurs la formation d'Assignan. Dans cette partie du bassin les molasses sont séparées en deux formations par un niveau calcaire. Ce niveau calcaire gris à bancs métriques avec quelques intercalations ligniteuses centimétriques est visible au Nord du bassin, notamment à la carrière de Cesseras. Sous les niveaux de lignite, le calcaire plus sombre, est très riche en fossiles tel que des charophytes (Figure 8.A). Le sommet de la série est marqué par une surface microkarstifiée (Figure 8.B), qui atteste d'une alternance lacustre/palustre [Plaziat 1984]. Au Nord-Est de Mailhac, l'épaisseur maximale de la série approche les 70 m. Ces calcaires ont été associés à un environnement lacustre à palustre illustrant une phase d'équilibre biostatique au sein du complexe détritique continental [Notice BRGM 1038, 1990]. Cette formation carbonatée est connu sous le nom de **Calcaires d'Agel** [Plaziat 1972 ; Genna 1989 ; Notice 1038, BRGM 1990 ; Grelaud 2001 ; Noiret, et al., 2016], elle est datée de l'Yprésien d'après l'étude paléontologique de Noiret 2016 (Figure 10).



Figure 8 : Formation d'Agel. A) Niveau de lignite avec le calcaire d'Agel riche en fossiles. B) Surface de la formation microkarstifié

Le sommet de la pile sédimentaire visible sur le terrain ressemble en tout point à la formation d'Assignan, il s'agit d'une alternance argilo-gréseuse. Le grès de couleurs gris sombre, bien classé et grano-décroissant, est composé à 70 % de quartz, de lydienne, et de clastes carbonatés. La base de la série, visible sur le terrain, est constituée de bancs gréseux d'épaisseur métrique. Ces niveaux apparaissent en lentille dans l'ensemble du Minervois, et portent des figures sédimentaires de paléocourants (Figure 9) caractéristiques de chenaux en tresse.

Dans la majorité du bassin ces marqueurs indiquent un courant vers le Nord, Nord-Ouest. Les terrains argileux, de couleur rouge, montrent des traces de paléosols et s'apparentent à des argiles de plaine d'inondation entrecoupées de lentilles de grès fluviatiles. Cette dernière formation sédimentaire datée du Bartonien porte le nom de **formation d'Aigne** (Figure 10) [Guichard 1961 ; Genna 1989 ; Grelaud 2001]. On y trouve également des lentilles de calcaires lacustres très marneuses qui s'intercalent dans la série. Les argiles renferment des niveaux noduleux, des concrétions calcaires, des paléosols bioturbés ainsi que des évaporites (gypse) [Genna 1989].



Figure 9 : Photo interprétée des figures sédimentaires observables au pied de la Serre d'Oupia au sein des grés de la formation d'Aigne

Au Nord de Bize-Minervois, on observe un grès fin à pendage N70°; 50°NNW, marqué par des auges et une granodécroissance. Il existe également des failles normales synsédimentaires à très faible rejet (2/3 cm), à pendage vers l'Est, visibles dans les niveaux gréseux. Ces différents marqueurs tectoniques et sédimentaires montrent un paléocourant orienté ici vers l'Est. Il est important de noter que la Serre d'Oupia se trouve à l'Ouest de cet affleurement. A l'Est de Mailhac, on observe également ces orientations de paléocourants. Sur la même route, la D607, plus au Nord on observe cette fois-ci un paléocourant orienté vers le NE, laissant au Sud-Ouest la Serre d'Oupia. Malgré une distance très faible du pli, les clastes restent de petite taille, millimétriques à centimétriques. Cette observation permet de poser une première hypothèse quant à une réorientation des paléo-rivières synchrone de la formation d'un relief, et constitue un premier indice sur l'âge de mise en place du pli d'Oupia.

La source sédimentaire des chenaux fluviatiles des grès d'Aigne reste discutée. En effet, une analyse des zircons sur 10 échantillons réalisée par Genna [1989] suggère que les clastes n'ont pas pour origine la Montagne Noire. Cependant cette analyse porte sur un nombre trop faible d'échantillons pour affirmer cette hypothèse. Selon Grelaud [2001], la source de ces grès est Pyrénéenne, mais pourrait être complétée épisodiquement au nord du bassin par des produits de l'érosion de la Montagne Noire. Les observations macroscopiques lors des missions de terrain n'ont pas permis de confirmer ou d'infirmer cette dernière hypothèse. Néanmoins, la taille des clastes et le grano-classement évolué laissent une large place à l'hypothèse d'une source essentiellement pyrénéenne, appuyée par la présence de clastes de lydienne. Je n'exclus pas cependant l'existence d'un remaniement local lié à la surrection d'un relief. Ce remaniement expliquerait l'orientation des différents paléocourants observés sur le terrain autour de la Serre d' Oupia.



Figure 10 : Log sédimentaire du Minervois, réalisé à partir d'observations de terrain et du forage Oupia 1 (annexe 1).

C. Interprétation des paléo-environnements

Les premiers dépôts visibles dans le forage reflètent un environnement continental composé de chenaux et plaines d'inondation passant progressivement à un faciès littoral. Ces faciès continentaux sont vraisemblablement alimentés par le versant Sud de la Montagne Noire. Une pente régionale vers le SSW régit cet environnement. Le Sparnacien est caractérisé par la transgression vers l'Est d'une mer arrivant du bassin Aquitain [Chaigne 1964 ; Plaziat 1984], créant ainsi les dépôts de calcaires à alvéolines du Thanetien. Le Nord joue le rôle de plateau continental avec des formations récifales, et le Sud plus profond constitue le talus continental [Genna 1989].

Les marnes bleues de l'Yprésien inférieur (Figure 10), liées à un milieu saumâtre (faciès interne) montrent ainsi une régression de cette mer (Figure 7). Cependant au Sud un bras de mer persiste. On peut y observer des marnes à nummulites (littoral, bathymétrie env. 50 m). La régression se fait d'Est en Ouest. Ce retrait s'établit en 2 étapes. Une première étape brusque, marquée par la transition calcaire à alvéolines, marnes. En effet ces marnes montrent des conditions progressives de dessalement. Puis une seconde étape, qui laisse place aux lacs de l'unité des Calcaires de Ventenac [Plaziat 1972]. Ces calcaires marquent ainsi la transition vers un environnement continental définitif du bassin. Toutes les formations d'âge postérieur caractérisent un milieu continental, avec les grès d'Assignan et d'Aigne et les calcaires lacustre de Ventenac et d'Agel.

D. Tectonique du Minervois

Situé au front le plus méridional du bassin d'Aquitaine, le Minervois est affecté par la tectonique pyrénéenne. L'observation de la carte géologique (Figure 5) met en évidence plusieurs failles qui affectent l'ensemble des terrains présents. On remarque en plus de ces différentes familles de failles, l'existence d'une structure en anticlinal, la serre d'Oupia, et au front nord de celle-ci un synclinal.

J'ai étudié ces différentes structures afin de préciser leurs mécanismes de formation, compléter la carte géologique, et tenter de contraindre un modèle de déformation du bassin.

Une première coupe nord-sud traverse la Serre d'Oupia par la route D177E15. L'observation du paysage et la mesure de nombreux pendages permettent de caractériser le flanc sud très peu penté (environ 20°SE) et le flanc nord renversé (environ 70°SE) (Figure 11). Ces mesures mettent en en avant l'asymétrie du pli. L'étude des formations sédimentaires montre que le cœur du pli est composé du calcaire de Ventenac, et ses flancs externes par la formation d'Assignan.

Les structures tectoniques observées dans la partie frontale du pli caractérisent de nombreux plis parasites liés à des cisaillements entre les bancs (Figure 11). Des failles inverses conjuguées et différentes fentes de tension, formées par une compression globalement Nord-Sud, sont visibles dans la formation de Ventenac. Ces tectoglyphes révèlent un épaississement du front du pli. Ces structures d'épaississement, sont bien connues régionalement et ont été interprétées comme résultant d'un raccourcissement parallèle aux couches [Ellenberger 1967; Cluzel 1977 ; Averbuch et al., 1992 ; Frizon de Lamotte et al., 1997 ; Grelaud 2001].



Figure 11 : Photo interprétée du flanc avant de la Serre d'Oupia au sein des calcaires de Ventenac, illustrant le pendage inverse des couches et les structures tectoniques visibles au front du pli

Le cœur du pli révèle une zone fortement tectonisée. Dans un premier temps, la charnière du pli est affectée par une fracturation à composante extensive qui affecte le sommet des couches plissées (Figure 12). Il est difficile de mesurer ces fractures, n'ayant pas accès au sommet de l'affleurement et la partie sommitale du pli étant fortement végétalisée. Une observation macroscopique de ces fractures laisse néanmoins penser à une orientation subparallèle à l'axe horizontal du pli (Figure 12).



Figure 12 : Schéma de la fracturation qui affecte le sommet des bancs au cœur du pli d'Oupia

Deux familles de failles qui recoupent le pli ont été mesurées. Une première traverse le pli dans son axe NE-SO, mesuré N57°,85°SE (Figure 14). Les tectoglyphes visibles sur le plan de faille (Figure 13), montrent un jeu senestre normal. Le rejet associé à cette faille reste difficile à établir, mais semble être métrique à décamétrique. Dans la même orientation on trouve également des failles conjuguées, en moyenne mesurées à N77° et N42° sub-verticales.



Figure 13 : Photo du plan de faille strié au sein de la formation de Ventenac au cœur du pli d'Oupia

Une seconde famille de failles moins présente mais qui apparaît néanmoins lors des mesures, est orientée N135°; 80°SO (Figure 14). Par manque de marqueurs sur ces rares plans de failles, la cinématique du glissement n'a pu être déterminée.



Figure 14 : Schéma des deux familles de failles qui affectent le pli d'Oupia, associé aux stéréogrammes réalisés à partir des mesures de terrains

Entre le front nord du pli et Minerve où affleure le socle, les mesures de pendage complètent les données de la carte géologique pour la géométrie du synforme. La formation d'Aigne, formation la plus jeune de la pile sédimentaire, constitue le cœur du synclinal. L'axe du synclinal apparaît NE-SW, subparallèle à l'axe du pli, avec une terminaison périclinale au Nord-Est de la zone. Les mesures montrent cependant que le cœur du synclinal est affecté par quelques petites oscillations dans le pendage des couches. De plus, quelques failles avec des orientations semblables à celles mesurées dans le cœur du pli ont été identifiées dans le bassin.

Sur l'ensemble des failles observées un jeu normal senestre est déterminé. Certaines cependant montrent plusieurs orientations de stries (Figure 14) suggérant qu'elles ont subi plusieurs épisodes tectoniques.

L'étude structurale réalisée au cœur de la série d'Aigne a également mis en avant l'existence de duplex compressif particulièrement visibles dans les argiles de plaines d'inondations (Figure 15). Ce type de structure est associé à une compression liée à la tectonique pyrénéenne. Il n'est pas exclu qu'il existe également un duplex à plus grande échelle difficile à mettre en évidence à ce stade de l'étude.



Figure 15 : Photo interprétée de duplex visibles dans la formation d'Aigne

Pour la mise en œuvre de l'approche expérimentale, il était nécessaire de reconstituer un état initial du bassin avant la compression Pyrénéenne. N'ayant que les informations issues des paléo-environnements, j'ai choisi un modèle de dépôt à l'horizontale sans relief dans le socle. J'ai négligé l'aspect héritage morphostructural, afin de me concentrer sur les paramètres représentatifs de la rhéologie de la pile sédimentaire. Le modèle initial choisi est le suivant (Figure 16), à noter que les couches sous le Calcaire à alvéolines se biseautent vers le nord. Ces couches n'affleurant pas au Nord c'est la géométrie qui à été retenue.



Figure 16 : Schéma simplifié de la géométrie des dépôts supposée, à l'Yprésien, avant la mise en place des structures Pyrénéennes dans le Minervois

E. Synthèse de l'étude structurale et microstructurale

A l'issue des deux missions de terrains et des interprétations qui en découlent, plusieurs résultats nous paraissent importants pour la suite du travail.

Dans un premier temps, l'étude sédimentaire a montré un changement des environnements de dépôts, passant progressivement du marin au continental. Ce changement marque le soulèvement au sud des Pyrénées et une tectonique associée dans l'ensemble du bassin aquitain. L'émersion des terrains provoque également le début de l'érosion de ceux-ci. Les produits de cette érosion conditionnent la formation du bassin Aquitain, avec un flux des apports sédimentaires du Sud vers le Nord. Le Minervois n'échappe pas à cette dynamique. En effet l'observation des orientations de paléocourants dans les formations de Ventenac et d'Aigne confirme ce flux Sud-Nord. Dans la formation d'Aigne autour de la Serre d'Oupia les paléocourants ont pu être déviés localement. Cette réorientation marque l'exhumation d'un relief, qui pourrait correspondre au pli d'Oupia.

Dans un second temps, l'étude structurale à l'échelle du Minervois, au cours de laquelle de nombreux pendages, plan de failles et limites de bancs ont été mesurés et géo-référencés a permis de compléter la carte géologique à 1/50 000^{ème}. Certaines limites de bancs et failles manquantes ont été redessinées. De nombreux pendages dans le bassin ont été ajoutés à ceux déjà existants sur la carte. La Figure 17 présente la nouvelle carte géologique corrigée et améliorée.

Sur cette nouvelle cartographie du Minervois, la structure du pli est mieux contrainte par les pendages mesurés sur les flancs avant, et arrière. La structure du pli est contrainte jusqu'à sa terminaison periclinale sud-ouest et nord-est. De même, l'axe du synclinal SE-NO, parallèle à celui du pli, est mieux contraint grâce aux nombreux pendages relevés dans la série d'Aigne. On notera que quelques failles à faible rejet modifient localement certains pendages dans le synclinal et compliquent l'observation. Les autres failles observées à rejet normal ont un axe parallèle à l'axe du pli d'Oupia. Plus au Nord, les sédiments déposés sur le socle hercynien sont peu déformés, avec un pendage moyen de 10° vers le Sud.

Nous interprétons le jeu des failles N°50 normales senestres, dans le cadre de l'extension Oligocène qui conditionne l'ouverture du Golfe du Lion. Certaines de ces failles sont héritées de la compression Pyrénéenne et réactivées. Ainsi, deux orientations de strie sont visibles. Une première liée à la compression et une seconde à la reprise des failles pendant l'extension. Cette tectonique en extension qui affecte le bassin n'est pas prise en compte dans la modélisation expérimentale du bassin de Carcassonne.

La nouvelle carte permet de mieux contraindre et améliorer les anciennes coupes géologiques réalisées par Genna A. [1989], par le BRGM [1990] et Grelaud S. [2001]. De plus, elle permet une interprétation 3D de la dynamique du bassin Minervois. Cependant les données de terrain seules ne permettent pas d'aller plus loin dans l'interprétation en profondeur des structures. En effet, plusieurs géométries en profondeur sont compatibles avec ces données de surface et le forage Oupia 1.



Figure 17 : Carte géologique du Minervois à 1/70 000^{eme} et ébauche de la coupe géologique issue des données de terrain.

IV. Approche expérimentale

Afin de comprendre quels mécanismes et processus sont à l'origine de la structuration du bassin, j'ai développé une approche complémentaire s'appuyant sur la modélisation analogique du plissement syn-sédimentaire lié à l'évolution d'un bassin d'avant-chaîne. Cette méthode me permet d'étudier une partie des paramètres nécessaires à la compréhension des processus de formation et d'évolution du pli. En particulier, j'ai tenté de comprendre le rôle de l'érosion et de la sédimentation en faisant varier ces paramètres dans mes modèles.

J'ai réalisé cinq expériences au laboratoire Géoscience Montpellier. Dans ce rapport les quatre qui me paraissent les plus pertinentes sont détaillées.

A. Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental correspond à celui utilisé à Géosciences Montpellier pour l'étude des prismes [Malavieille et al., 2010 ; Graveleau et al., 2012 ; Perrin et al., 2013]. Le prototype long de 3 m et large de 10 cm permet un raccourcissement supérieur à 2 m (Figure 18). La flexure de la plaque basale (en PVC) simule la courbure du socle géologique. La plaque supérieure rigide est matérialisée par une plaque rigide (PVC), que l'on nomme "butée rigide" (ou backstop). Le contact entre les deux plaques (interface) correspond à un point de discontinuité de vitesse noté S.

Un film de tissu composite, indéformable à la traction et à forte friction de surface, repose sur la plaque basale. Il est entrainé par un moteur pas à pas dont la vitesse est contrôlée par une interface électronique pilotée par ordinateur. Il simule la plaque plongeante de l'orogène. Le film entraîne le multicouche de matériaux analogues vers la discontinuité de vitesse S. Deux vitres latérales délimitent les côtés de la machine et permettent ainsi une observation 3D (coupe et surface topographique) en continu de l'évolution du modèle. Un produit antifriction est appliqué, sur la partie interne des vitres afin de limiter les effets de bord liés à la friction latérale. Un extensomètre relié à un écran numérique affiche les valeurs de raccourcissement (en centimètres) tout au long de l'expérience.



Figure 18 : Schéma du dispositif expérimental

Les différentes couches horizontales de matériaux colorés permettent de visualiser la déformation. Ce marquage passif n'a aucun effet mécanique sur le comportement du modèle. Le multicouche se déforme lors de la convergence imposée par l'appareillage.

Dans l'ensemble des expériences, un proto prisme a été mis en place pour simuler la géométrie d'un prisme orogénique et la charge qu'il impose à la plaque en arrière du bassin d'avant pays. Il limite les retro-chevauchements et permet une propagation efficace de la déformation vers l'avant du modèle dès les premiers stades du raccourcissement (Figure 18).

Par ailleurs, il est possible d'arrêter le moteur et d'intervenir à tout moment sur le modèle, pour sédimenter et/ou éroder par exemple. Des appareils photo numériques permettent de photographier l'expérience à intervalle régulier au cours du raccourcissement et enregistrer ainsi tous les stades d'évolution.

Sur l'ensemble des modèles, hormis l'expérience 4, de l'érosion et de la sédimentation ont été appliquées au cours du raccourcissement. Ceci est réalisé manuellement à l'aide d'une "salière" pour la sédimentation et d'un racloir pour l'érosion des reliefs.

Toutes ces conditions expérimentales permettent la simulation des grandes déformations qui caractérisent les bassins d'avant pays.

B. Caractéristiques des modèles

Pour tenir compte des résultats de l'étude géologique, les matériaux sont déposés dans le dispositif conformément à la Figure 16. Concernant les épaisseurs des couches une mise à l'échelle est réalisée, qui tient compte des matériaux utilisés. L'échelle horizontale est de 10⁻⁵, dans le modèle, 1 cm correspond donc à 1 km sur le terrain. L'échelle verticale est exagérée deux fois car nous travaillons sous une gravité normale. Ceci correspond à la mise à l'échelle classiquement utilisée pour la modélisation analogique des prismes orogéniques [Krantz, 1991 ; Schellart, 2000 ; Lohrmann et al., 2003 ; Lallemand et al., 1994 ; Gutscher et al., 1996 ; Gutscher et al., 1998 ; Kukowski et al., 2002]. La vitesse de raccourcissement choisie en cohérence avec les matériaux utilisés est de l'ordre de 1 cm par minute.

La plupart des matériaux analogues employés sauf un, sont identiques à ceux utilisés dans les études précédentes [Bonnet 2007 ; Graveleau et al., 2012 ; Perrin et al., 2013]. Il s'agit:

1) **De sable éolien siliceux** de densité apparente 1690 kg/m3. Il est composé de grains bien arrondis de granulométrie inférieure à 300 μ m, un coefficient de friction interne (μ 0) de 0,57 (soit une pente d'équilibre de 29,6°) [Perrin et al., 2013] et une cohésion (C) de 100-150 Pa. Son comportement est fragile, il simule une rhéologie proche de celle de différentes roches de la croûte supérieure (conglomérats, carbonates ou grès).

2) De **microbilles de verre**, qui sont utilisées pour modéliser des niveaux à faible résistance susceptibles de créer des décollements. Le diamètre du grain est compris entre 100 et 200 μ m. La sphéricité parfaite de ces grains conduit à un coefficient de friction interne inférieur à celui du sable éolien (μ 0 = 0.44) et à une cohésion négligeable. Leur comportement mécanique simule celui de niveaux stratigraphiques de moindre résistance au cisaillement, tels que des marnes ou des argiles.

3) De mélanges de **poudre de silice (25%) et de sable (75%)**, qui permettent d'augmenter la cohésion (C) du matériau. De tels mélanges permettent de simuler des roches plus résistantes, par exemple des carbonates massifs.

4) Le nouveau matériau est appelé "kinetic sand" (**sable cinétique**). Jusqu'à présent il n'a jamais été utilisé en modélisation analogique. Il est constitué de 98% de sable et 2% de Polydiméthylsiloxane (composant chimique qui crée des liaisons entre les grains). Ce produit du commerce a un comportement visco-plastique qui permet de simuler le plissement dans les



Figure 19 : Schéma conceptuel illustrant les mécanismes de plissement dans un bassin d'avant pays [Modifié d'après Perrin et al, 2013]

modèles (Figure 19). Au cours d'un stage précédent Aurélie Wahl (2016) a déterminé pour ce matériau une cohésion de 400 Pa et un angle de friction interne de 27°. Les tests préliminaires ont montré que le taux de compaction du sable cinétique est susceptible de modifier ces valeurs. Ainsi, une forte compaction permet de largement dépasser cet angle de friction qui alors peut atteindre 90°. Ce paramètre est pris en compte de manière qualitative dans la réalisation de nos modèles.

Compte tenu des caractéristiques particulières du multicouches du modèle, un nouveau protocole de mise en place du matériau a dû être établi. La fabrication d'un moule a été nécessaire afin de préparer une couche d'épaisseur et de compaction homogène. Ainsi, après moulage à l'épaisseur souhaitée, la couche est déposée délicatement sur les matériaux granulaires des couches sous-jacentes. A partir des caractéristiques de ces différents matériaux analogues et de mon étude des séries sédimentaires, j'ai réalisé plusieurs logs mécano-stratigraphiques. Il est important d'appréhender la rhéologie des terrains modélisés et d'y associer des matériaux analogues au comportement adapté, afin d'obtenir des modèles comparables aux objets géologiques étudiés. L'ensemble de mes logs analogues, dans lesquels certaines formations ont été regroupées, est réalisé en tenant compte du log sédimentaire établi (Figure 10).

C. Observations

Au sein de tous les modèles les intervalles de sédimentation et d'érosion sont identifiés grâce aux niveaux de sables colorés rouges et verts.

1. Expériences avec érosion et sédimentation

Expérience n°1

La première expérience a permis de tester le choix des matériaux mais aussi d'affiner certains réglages comme par exemple, la vitesse du moteur. Ce modèle est basé sur le log mécano-stratigraphique suivant (Figure 20). Les niveaux argileux et marneux sont modélisés par des microbilles à faible angle de friction et faible cohésion. Ces niveaux constituent des zones de faiblesse susceptibles de produire des décollements au cours de la compression. Le niveau résistant de calcaire à alvéolines est simulé par un mélange cohésif de sable et silice pour augmenter sa résistance à la rupture. Un niveau de sable cinétique (5 mm), a été placé au-dessus d'un 3^{ème} niveau de microbilles. Ce matériau à comportement viscoplastique permet de simuler le plissement des couches sédimentaires de la formation de Ventenac visible au cœur du pli d'Oupia. Enfin les formations d'Assignan et d'Agel sont regroupées en un même ensemble simulé par du sable, et soumis à l'érosion au cours du raccourcissement. Le sable ajouté pendant l'expérience qui simule la sédimentation représente la formation syn-tectonique d'Aigne.



Mecano-stratigraphie des matériaux analogues et leurs comportements associés

Figure 20 : Schéma de l'état initial de l'expérience 1, avec le log mécano-stratigraphique et le comportement associé à chacun des matériaux analogues

Lors de l'expérience une première unité s'initie en pop-up (Figure 21 A). Le pop-up est marqué par la formation de deux retrochevauchements et d'un chevauchement frontal. Au niveau du point S une épaisseur importante de matériaux analogues impose une grande résistance mécanique qui ne permet pas la déformation. Le niveau de microbilles à la base du multicouches permet de propager le front de déformation vers l'avant du dispositif où la résistance mécanique est plus faible. La première faille s'initie en avant de la discontinuité de vitesse (S) dans une zone de plus faible résistance. Cette diminution de résistance mécanique est directement associée à la diminution d'épaisseurs des couches vers l'avant du modèle.

Dans le domaine du retro-wedge, un fort taux de sédimentation (les niveaux sédimentés apparaissent en alternances de couches rouges et blanches, (Figure 21 B.) a été nécessaire au cours de l'expérience pour propager le front de déformation vers l'avant et limiter le développement de l'unité 1. La forte sédimentation a progressivement limité le développement de retrochevauchements et bloqué la déformation de la première unité chevauchante. Après 18 cm de raccourcissement, l'initiation d'une seconde unité se produit à partir du point de biseau de la couche basale de microbilles (point A), et à 60 cm de distance de la première (Figure 21 B.). La fin du niveau de microbille (A) marque le passage d'une faible friction basale à une friction basale importante. L'unité 2 caractérisée par un chevauchement frontal et un retrochevauchement, génère une structure en "pop-up". La sédimentation appliquée tient compte d'une pente moyenne inférieure à 10°. Cette pente est comparable à la pente moyenne d'un bassin d'avant pays.

La formation de cette unité tectonique marque le début de l'érosion (couches syntectoniques vertes). Le passage à la forte friction basale au front du prisme (point A) limite le développement de nouvelles unités. Ainsi, jusqu'à la fin de l'expérience, le raccourcissement est accommodé par la deuxième unité (Figure 21 C.). Plusieurs chevauchements hors séquence se développent sous le sable cinétique (niveau en marron/beige). Ce niveau viscoplastique accommode la déformation par 4 plis et deux chevauchements frontaux qui traversent l'ensemble des matériaux dans l'unité 2. Pour maintenir la pente moyenne du prisme, l'érosion de cette unité intervient jusqu'à la fin de l'expérience. Le produit de l'érosion est ensuite déposé en avant de l'unité et constitue les dépôts syn-tectoniques.



Figure 21 : Expérience n°1 à plusieurs stades de raccourcissement, A. initiation de la première unité tectonique, B. initiation de la seconde unité tectonique, C. état final après 40 cm de raccourcissement. (R : Raccourcissement)

Expérience n°2

Cette expérience (Figure 22) reprend le Log et la configuration de la précédente, avec un proto-prisme composé de sable qui permet de minimiser l'effet des retrochevauchements (développement d'un retrowedge important) liés à la proximité de la discontinuité de vitesse (S). Il permet également de propager plus aisément la déformation vers l'avant du prisme (forewedge).



Figure 22 : Schéma de l'état initial des expériences 2 et 4, avec le log mécano-stratigraphique et le comportement associé à chacun des matériaux analogues

La première unité apparait en pop-up (Figure 23 A.), avec un chevauchement frontal et deux retrochevauchements. Dès cette étape, une sédimentation (couches rouges et blanches) est appliquée sur le modèle. On note également que la couche de sable cinétique (en marron) est plissée et accommode le raccourcissement. L'initiation de la déformation se fait à partir du niveau de microbilles situé à la base du modèle. Comme dans l'expérience précédente l'initiation de cette première structure se fait dans une zone de moindre résistance mécanique au front de la discontinuité de vitesse S.

Ainsi grâce au proto-prisme et à la sédimentation, une seconde unité tectonique se forme rapidement au front de l'expérience à une distance de 15 cm de la première (Figure 23 B.). Cette nouvelle structure se forme via un chevauchement frontal qui traverse l'ensemble de la colonne mécano stratigraphique. On observe la formation d'un chevauchement hors séquence sous le niveau de sable cinétique au cours de la formation du pli de la deuxième unité. Le développement de cette unité marque également le début de l'érosion sur le modèle pour maintenir la pente moyenne inférieure à 10°.

Au cours du raccourcissement le niveau de microbilles à la base du modèle accommode le raccourcissement en propageant le front de déformation vers l'avant. Lorsque le niveau de microbilles se biseaute, la déformation se propage à travers le second niveau de microbilles. Ce transfert se justifie par le passage des microbilles à la forte friction du film (point A).

Le développement de l'unité 2 est vite limité par la sédimentation à l'avant qui crée une épaisseur conséquente de matériaux au front, et de fait augmente localement la résistance mécanique du multicouche. Le développement de cette unité chevauchante se termine lors de l'initiation d'une troisième unité (Figure 23 C.). Cette unité se développe à partir du second niveau de microbilles, à 20 cm de l'unité 2, dans la zone où l'épaisseur des matériaux analogues est plus mince. Il est important de noter que la formation de cette unité se fait à la faveur de deux chevauchements.

Au cours du raccourcissement le front de déformation se propage vers l'avant, et deux autres unités sont formées avec le même mécanisme que la précédente (Figure 23 D.).

Sous le niveau viscoplastique, les deux chevauchements systématiquement présents qui affectent le sable cinétique lors de l'initiation d'une unité, individualisent un duplex. Le sable cinétique dans les unités 2 à 5, accommode le raccourcissement par un flambage et un plissement de la couche avant la rupture du matériau dans la charnière du pli. Ce pli présente un flanc arrière à faible pendage et un flanc avant vertical à inverse. Cette géométrie est très proche de celle de l'anticlinal d'Oupia. La formation de duplex visible sous le niveau plissé dans le modèle, suggère une hypothèse possible pour la formation du pli d'Oupia et la présence de "duplex" en profondeurs. A ce stade de l'approche expérimentale, cette expérience fournit un modèle satisfaisant pour expliquer la formation du pli et les structures tectoniques cachées sous la Serre d'Oupia.



Figure 22 : Expérience n°2 à plusieurs stades de raccourcissements, A. initiation de la première unité tectonique, B. initiation de la seconde unité tectonique, C. Initiation de la troisième unité, D. état final après 80 cm de raccourcissement. (R : Raccourcissement)

Expérience n°5

Une cinquième expérience a été réalisée pour bien comprendre l'impact du décollement basal sur l'évolution des structures du prisme. Elle reprend le log de l'expérience 2 mais sans niveau de microbilles à la base (Figure 24).



Figure 24 : Schéma de l'état initial de l'expérience 5, avec le log mécano-stratigraphique et le comportement associé à chacun des matériaux analogues

Dans ce modèle sans décollement basal, une première unité se forme au front du protoprisme, zone de plus faible résistance mécanique liée à une plus faible épaisseur des couches (Figure 25 A.). Cette unité forme un "pop-up" encadré par un rétro-chevauchement de faible rejet et contrairement aux expériences précédentes, un unique chevauchement frontal. La déformation se propage vers l'avant du prisme par l'intermédiaire ce chevauchement frontal. Dès ce stade de déformation, la sédimentation est appliquée (sable rouge/blanc), toujours dans le but de maintenir une pente moyenne du prisme régulière.

Une seconde unité se forme ensuite à 25 cm de distance de la première (Figure 25 B.). Elle est caractérisée par un chevauchement frontal, et un duplex compressif qui se localise sous le niveau de sable cinétique (marron/beige). Le développement de cette unité nécessite le début de l'érosion des reliefs.

Puis, rapidement une troisième unité chevauchante puis une quatrième se forment, chacune caractérisées par un chevauchement frontal unique qui traverse l'ensemble des matériaux (Figure 25 C.). Les chevauchements frontaux de ces unités s'enracinent dans le second niveau de microbille. Ce niveau de microbilles joue le rôle de niveau de décollement par-dessus la première couche de sable. Ainsi les microbilles permettent la propagation du front de déformation en permettant un décollement au-dessus du niveau de sable de la base. Vers l'avant du modèle, le sable n'est pas affecté par les déformations.

A la fin de l'expérience, après 80 cm de raccourcissement, six unités chevauchantes se sont formées en séquence dans le modèle (Figure 25 D.). L'ensemble de la déformation est accommodé par les six failles chevauchantes vers l'avant du modèle. Quelques rétrochevauchements accommodent la déformation en arrière du prisme, permettant un ajustement continu de la pente critique du prisme. L'espacement entre les six unités est relativement conséquent (environ 20 cm entre chaque unité néoformée) cet espacement important est consécutif du fort taux de sédimentation appliqué au modèle. Cette sédimentation importante augmente la résistance mécanique des unités accrétées (armature mécanique du niveau viscoplastique). Les deux niveaux de microbilles favorisent une propagation rapide du front de déformation. A la fin de l'expérience, six unités ont été formées (contre 5 dans l'expérience précédente).



Figure 25 : Expérience n°5 à plusieurs stades de raccourcissements, A. initiation de la première unité tectonique, B. initiation de la seconde unité tectonique, C. Initiation de la quatrième unité, D. état final après 80 cm de raccourcissement. (R : Raccourcissement)

2. Expérience sans érosion et sédimentation

Expérience n°4

Une quatrième expérience avec décollement basal est réalisée sans érosion ni sédimentation. Elle reprend le log mécano-stratigraphique de l'expérience 2 (Figure 22). Par comparaison avec les modèles précédents soumis à l'action des processus de surface, cette expérience, permet de mieux évaluer leur impact sur le plissement.

Classiquement, la première unité tectonique qui se forme est localisée au front du protoprisme où la résistance mécanique des matériaux est la plus faible (Figure 26 A.). Elle est formée par un chevauchement frontal important, et un rétro-chevauchement de rejet plus faible. Un chevauchement mineur est également visible au front de l'unité sous le niveau de sable cinétique (niveau marron/beige)

Après 20 cm de raccourcissement une seconde unité se forme en avant de la première (Figure 26 B.). Très proche de cette dernière, elle est formée par un chevauchement frontal et un rétro-chevauchement de faible rejet. L'initiation de cette unité se localise à la terminaison du niveau basal de microbilles (point A) qui marque le passage à une friction basale plus importante. Comme dans la seconde expérience, en avant du point A le second niveau de microbilles intermédiaire prend le relais dans l'accommodation de la déformation pour propager la déformation. De nombreux rétro-chevauchements se forment dans le proto-prisme, migrant vers la discontinuité de vitesse (S). Ils permettent au prisme à double vergence de grossir en se rapprochant de la pente critique.

Au cours du raccourcissement, de nombreux plis se développent dans le niveau viscoplastique (Figure 26 C.). Ils sont initiés par le décollement dans les microbilles, leur charnière est caractérisée par un épaississement local (bourrage) de ces microbilles. Dans les niveaux de sable cinétique et le sable des niveaux supérieurs, le raccourcissement est accommodé par des plis et chevauchements associés plus nombreux et plus resserrés. Cette densité de failles et plis, n'a jamais été observée dans les expériences précédentes avec sédimentation et érosion. Il s'agit ici d'un effet direct de l'absence de sédimentation.

La suite de l'expérience, est caractérisée par un saut de décollement qui induit le sous placage d'une longue unité basale sous les unités 1 et 2 (Figure 26 C.). Ce processus est directement lié à l'entrée du domaine à forte friction basale (présente depuis le point A), qui induit un changement de niveau de décollement. Celui-ci "saute" du niveau basal de microbilles au niveau intermédiaire qui prend le relais pour propager la déformation vers l'avant du modèle. Dès lors, c'est dans ce niveau que vont s'enraciner les chevauchements jusqu'à la fin de l'expérience (Figure 26 D.).

Dans cette expérience, sans érosion et sédimentation, une densité importante de plis caractérise le modèle. L'espacement entre ces plis est relativement faible par rapport a celui observé dans les expériences avec érosion et sédimentation.



Figure 23 : Expériencen°4 à plusieurs stades de raccourcissements, A. initiation de la première unité tectonique, B. initiation de la seconde unité tectonique, C. troisième unité, D. état final après 80 cm de raccourcissement. (R : Raccourcissement)

D. Synthèse de l'approche expérimentale

Ces expériences m'ont permis de tester différents paramètres et conditions aux limites qui ont pu jouer un rôle de premier ordre dans la genèse des déformations observées dans cette partie du Minervois. Ainsi, j'ai testé l'impact des processus de surface et des niveaux de décollement sur la mécanique d'un prisme d'avant-pays, ou encore, la réponse au plissement d'un multicouche contenant des matériaux visco-plastiques.

De manière générale on observe pour tous les modèles un amincissement de la partie frontale des plis. Cet amincissement est lié à un cisaillement des différents niveaux fragiles et viscoplastiques. Une pente moyenne du socle de 3° a été imposée aux modèles pour simuler la flexure de la plaque, liée à la charge pyrénéenne. Enfin, pour les 4 modèles présentés, la géométrie choisie pour le multicouche fragile-plastique est restée identique. Le tableau ci-dessous récapitule les différents paramètres expérimentaux (Tableau 1).

Expérience	N°1	N°2	N°4	N°5
Raccourcissement Max.	40,6 cm	80 cm	80 cm	80 cm
Proto-prisme	Non	Oui	Oui	Oui
Friction basale	Faible	Faible	Faible	Forte
Pente du socle	3°	3°	3°	3°
Epaisseur initiale	2,4 cm	2,4 cm	2,4 cm	2,2 cm
Formation de Plis	Oui	Oui	Oui	Limité
Formation de Duplex	Oui	Oui	Non	Oui
Erosion	Oui	Oui	Non	Oui
Taux de sédimentation	Fort	Moyen	Ø	Moyen

Tableau 1 : Récapitulatif des conditions expérimentales pour les quatre expériences

Ces 4 expériences, ont permis de tester plusieurs paramètres susceptibles de jouer un rôle de premier ordre dans la déformation et la genèse des plis.

Dans un premier temps, il semble clair que l'épaisseur de sédiment ajoutée sur le niveau viscoplastique, limite sa déformation. Les unités tectoniques épaissies et armées par les matériaux syn-tectoniques sont plus longues. Le front de déformation se propage vers l'avant dans une zone de plus faible résistance mécanique (figure 27). En comparaison, sans sédimentation la propagation du front de déformation se fait de proche en proche à très faible distance de l'unité précédente.



Figure 27 : Schéma simplifié de la propagation du front de déformation en relation avec la charge sédimentaire déposée sur la couche visco-plastique

L'histogramme ci-dessous (figure 28), expose pour les expériences 2 et 5, les distances mesurées entre deux unités, lors de l'initiation de l'unité frontale suivante. Six unités ont été formées dans l'expérience 5 avec un espacement compris entre 17 et 27 cm, contre cinq unités espacées entre 10 et 22 cm pour l'expérience 2.

Le passage à la base du prisme d'une zone à forte friction provoque un saut de décollement vers le niveau de microbilles situé au-dessus. La localisation dans la série et l'épaisseur de microbilles jouent un rôle fondamental dans la croissance du prisme et la propagation du front de déformation au cours du raccourcissement.

Malheureusement, par manque de temps, je n'ai pu reproduire l'expérience 5 sans sédimentation et érosion afin de pouvoir discuter de cet aspect dans le rapport.



Figure 28 : Histogramme des distances mesurées entre chaque chevauchement apparu lors de l'initiation de l'unité tectonique suivante. (D : distance entre les unités ; U : unité)

Enfin, le graphique (figure 29) montre le rapport entre le raccourcissement imposé par la machine et la distance mesurée depuis la base du premier chevauchement (point $S_{effectif}$) et l'expression en surface du front de déformation. Chaque point coloré sur les courbes marque l'initiation d'une nouvelle unité dans les quatre expériences (mesure arrondie à la dizaine supérieure). Je ne développerai pas l'expérience n°1 (courbe noire) ici car les conditions aux limites de cette expérience (taux de sédimentation, raccourcissement maximal...) ne permettent pas la comparaison avec les autres expériences.

La courbe bleue, représente l'expérience 2 (avec érosion/sédimentation et faible friction basale). Cette courbe a une allure en « dents de scie » et chaque pic marque la formation d'une nouvelle unité. La formation de ces pics représente un saut du front de propagation vers l'avant, formant une nouvelle unité. La courbe en pointillé rouge avec une allure « lissée » représente l'expérience 4 (sans érosion/sédimentation et faible friction basale). Par comparaison à la courbe de l'expérience 2, la propagation du front de déformation est ici continue au cours du raccourcissement. Ce mécanisme est mis en avant par l'absence de pics.

La comparaison de ces courbes, montre que l'initiation d'une nouvelle unité est plus précoce dans l'expérience 4. Le front de déformation se propage plus rapidement vers l'avant dans l'expérience sans érosion ni sédimentation (expérience 4, courbe rouge). Malgré une propagation du front de déformation plus rapide, il est important de noter qu'au raccourcissement maximal (80 cm) le front de déformation se situe à la même distance du point S_{effectif} dans les deux expériences.

La courbe verte représente l'expérience 5, définie par une forte friction basale couplée aux processus d'érosion et de sédimentation. Cette courbe n'a pas de tendance en «dents de scie» contrairement à la courbe de l'expérience 2. Cet aspect «lissé» est ici en partie expliqué par les deux niveaux de décollement qui accommodent ensemble le raccourcissement et propagent plus facilement la déformation, comme vu précédemment.

La comparaison entre les courbes de l'expérience 2 et 5, montre que la propagation du front de déformation se fait à plus grande distance du point $S_{effectif}$, pour un même raccourcissement imposé dans l'expérience 5. Cette différence est encore une fois attribuée aux niveaux de décollements.

La diminution de pente généralisée à toutes les courbes en fin d'expérience, est associée au biseautage des niveaux de microbilles et donc à une diminution du potentiel de décollement par réduction d'épaisseur. Ces courbes montrent l'importance de la rhéologie et des processus externes (érosion et sédimentation) dans la propagation du front de déformation, dans un bassin d'avant pays.



Figure 29 : Graphique du rapport entre la distance du point S _{effectif}, à l'expression en surface du front de déformation et le raccourcissement imposé au modèle par le moteur pas à pas. Le trait en pointillé représente l'expérience **sans** érosion et sédimentation, les traits pleins correspondent aux expériences **avec** érosion et sédimentation.

V. Interprétations et discussion

A. Apport des deux approches et résultats

Deux approches complémentaires ont été utilisées dans cette étude, permettant d'avoir une vision plus mécanique de l'évolution de cette partie du bassin de Carcassonne. Ainsi, j'ai réalisé une synthèse basée sur les observations de terrain, et une synthèse sur l'observation des modèles analogiques. Les deux convergent vers des interprétations cohérentes. En effet, sur le terrain comme dans les modèles j'ai analysé les dépôts syn-tectoniques, et les déformations associées au raccourcissement d'un bassin d'avant pays. La géométrie dissymétrique des plis, montre un flanc arrière relativement plat et un flanc avant redressé à inverse. La formation des plis dans les modèles et la formation du pli d'Oupia sont syn-sédimentaires et soumis à l'érosion. Le développement du pli dissymétrique vers l'avant, est permis grâce à l'érosion qui favorise le développement du chevauchement frontal par diminution de résistance mécanique. La propagation de la déformation vers l'avant est favorisée par la sédimentation au front de la structure tectonique, ces dépôts sédimentaires augmentent la résistance mécanique de la colonne stratigraphique, ainsi le front de déformation se propage vers l'avant, dans une zone de plus faible résistance mécanique.

En m'appuyant sur ces résultats (terrain et modélisation), j'ai réalisé une nouvelle coupe géologique (Figure 30). Elle propose une interprétation originale des structures associées au pli d'Oupia. La géométrie du pli en surface, est proche de la géométrie de l'unité 2 observée, dans l'expérience 2. Le pli se forme sur une rampe de faille, avec une rampe amortie dans les marnes bleues. Cette rampe amortie peut créer un duplex avec la faille principale.

Il est important de noter l'existence d'un éventail sédimentaire au sein de la formation d'Aigne. Cet éventail montre un dépôt synchrone à la formation du pli d'Oupia. Il s'agit donc bien de dépôts syn-tectoniques comme le suggère également notre étude de terrain. L'érosion importante des formations de Ventenac (en jaune) et d'Agel (en orange) sur le sommet de la serre d'Oupia, semble également synchrone de la déformation. Dans cette interprétation du Minervois, il n'est pas exclu que la géométrie des premières séries sédimentaires déposés dans le bassin ait été influencée par un héritage structural plus ancien (faille ou paléoreliefs tardi ou post hercyniens).

Les structures tectoniques observées au Sud de la Serre d'Oupia restent quant à elles mal contraintes par manque de données, mais sont potentiellement similaires du pli d'Oupia. Le chevauchement pourrait se comparer à celui qui contrôle l'unité 1 de l'expérience 2. En effet, les données de surface montrent un flambage en M du sommet de la couche tel que le pop-up (unité 1, expérience 2) le suggère. Cependant une étude plus approfondie reste nécessaire pour valider cette hypothèse.



Figure 30 : Coupe géologique Nord-Sud du Minervois, (cf. trait de coupe sur la Figure 17)

B. Discussion

Cette étude propose une nouvelle interprétation de la serre d'Oupia qui prend en compte le rôle important joué par les processus externes (érosion et sédimentation) et les différentes rhéologies de la colonne sédimentaire sur l'évolution de la déformation et la géométrie du pli observée en surface. Dans la littérature, plusieurs coupes ont été publiées (thèses de Genna A. 1989, Grelaud S. 2001, et la coupe géologique du BRGM à 1/50 000^{éme}). Il convient de les comparer à mes résultats. La coupe du BRGM est discutée dans l'étude de terrain, je vais focaliser la discussion sur les deux autres.

La première par Genna A. [1989] a été réalisée dans le cadre de sa thèse sur les relations entre tectonique cassante et circulation de fluides dans le bassin (Figure 31). Cette coupe apporte une première interprétation de la tectonique du Minervois et reste très bien contrainte par les données de surface. Cependant quelques incohérences demeurent. Comme par exemple, la déformation des couches qui montre une implication du socle au front du pli d'Oupia. Cette hypothèse compte tenu de la présence d'un niveau de décollement semble peu réaliste.



Figure 31 : Coupe géologique du Minervois proposée par Genna A. [1989]

En 2001, Sylvain Grelaud, dans sa thèse propose une interprétation fort différente pour les structures du pli d'Oupia (Figure 32). Elle s'appuie sur des données de terrain et sur une



Figure 24 : Coupe géologique de la Serre d'Oupia proposée par Grelaud S. [2001]

modélisation numérique (réalisée par Allmendinger R.W. [1998]) qui tient ne pas l'érosion compte de et de la sédimentation. Selon Grelaud, la formation d'Aigne est pré-tectonique, il n'y donc pas d'éventail sédimentaire dans cette formation. Un forage hydrogéologique profond de plus de 600 m au front nord du pli d'Oupia n'a pas atteint la base de la formation d'Aigne [Yvroux, communication personnelle], ce qui suggère que la coupe proposée n'est pas compatible avec ces données. En effet le flanc avant n'est pas renversé dans cette coupe, ce qui limite la profondeur des couches au Nord du pli. Selon Grelaud [2001], le pli sur rampe est du type "trishear" [Erslev 1991; Allmendinger 1998 ; Grelaud 2001].

La nouvelle coupe géologique du minervois et le forage « oupia 1 » montre que le pli se forme sur une rampe de faille. Le flanc avant du pli, présente un changement progressif du pendage allant de 30°NW à l'ouest jusqu'à un retournement complet (70°SE) à l'est. On a également observé sur le terrain, des failles conjuguées inverses particulièrement développées à l'avant du pli. Ces structures, ainsi que les microplis de décollement dans la formation de Ventenac, indiquent un épaississement du flanc avant. Lors de sa thèse, Grelaud a également observé des failles plates au sommet du pli (sur la D177E15), qu'il interprète comme tardives, et qui traduisent un amincissement du flanc épaissi.

La cinématique théorique du plissement "trishear" [Erslev 1991], est définie par, une zone de cisaillement triangulaire au front de la déformation, qui induit un épaississement des couches puis un amincissement, synchrone de la formation du pli (Figure 33 B). Par comparaison la cinématique "kink-band" définie par Suppe [1985] et Suppe & Medwedeff [1990], n'implique aucune déformation des bancs qui composent le front du pli (Figure 33 A). Selon cette dernière cinématique ("kink-band") les structures observées au front du pli, sont soit pré- soit post-déformation. Cette hypothèse est peu réaliste dans notre contexte. Les déformations visibles sur le terrain, ont le même axe de compression que celui à l'origine de la formation du plissement (SO-NE). Il semble donc évident que le plissement et les structures tectoniques soient synchrones. De plus il est fort probable que la formation de ces structures soit provoquée par le plissement.



Figure 33 : Schémas illustrant les caractéristiques principales du modèle de pli de propagation de rampe en "kink-band" [Suppe 1985] (A), et du modèle "trishear" [Hardy and Ford 1997] (B) [d'après Grelaud 2001]

En 1997 Hardy et Ford, modélisent numériquement la sédimentation syn-tectonique associée à ce mode de déformation ("trishear") (figure 34). Cette modélisation, montre la formation d'un éventail sédimentaire au front du pli. Mes observations de terrain et les résultats des modélisations analogiques réalisées au cours de ce stage sont proche de cette cinématique théorique. Elle permet d'expliquer la rotation du flanc avant, la succession de microstructures observées dans ce flanc, mais aussi l'éventail sédimentaire de la formation d'Aigne. Ainsi nous pouvons appuyer l'hypothèse d'une formation syn-sédimentaire selon la cinématique "trishear", pour expliquer la formation du pli d'Oupia.



Figure 34 : Modélisation numérique de la géométrie des dépôts sédimentaires syn-tectoniques, au cours d'une cinématique de déformation "trishear" à différents stades d'évolution dans le temps (A, B, C) [d'après Hardy and Ford 1997].

VI. Conclusion

Cette étude a eu pour but de définir l'impact des processus de surfaces sur le mécanisme du plissement, en prenant en compte la rhéologie des séries et la dynamique d'un bassin sédimentaire d'avant pays, (pente moyenne, taux d'érosion/sédimentation,...). À travers cette première problématique, j'ai également essayé de définir comment le front de propagation se déplace dans la colonne sédimentaire, et enfin tenté de mieux comprendre la cinématique du plissement à l'origine de la formation du pli d'Oupia.

Mon approche de terrain associée aux modélisations analogiques, m'a permis de mettre en avant deux conséquences principales liées à l'érosion et la sédimentation et aux niveaux de décollements au sein de la pile sédimentaire :

- La propagation en séquence du front de déformation vers l'avant, est favorisée par la sédimentation en avant des unités tectoniques, et par la présence des niveaux de décollements.
- La distance entre les unités chevauchantes plissées augmente lorsque la formation du pli est associée à une sédimentation importante en avant de ces unités.

La modélisation analogique appliquée à l'étude de la déformation dans le minervois a permis de tester le mécanisme de mise en place du pli d'Oupia en lien avec les observations de terrain. Nos interprétations vont plus loin que les premières hypothèses émises par Grelaud sur la cinématique à l'origine de la formation du pli d'Oupia. Ainsi le mode de déformation en "trishear" (comme défini par Erslev, 1991) et la mise en évidence du rôle des processus de surfaces (modèles de Hardy et Ford 1997), vont dans le sens de nos résultats. On peut donc confirmer qu'il s'agit bien de ces mécanismes associés aux processus externes qui sont à l'origine des structures et de la géométrie du pli d'Oupia.

L'utilisation de méthodes complémentaires faisant appel à d'autres disciplines pourrait également améliorer les résultats. Dans un premier temps, la méthode « thermochronologie basse température » permet de quantifier l'érosion, à condition qu'elle soit supérieure à 2km. Dans un second temps, la géophysique peut aussi apporter une meilleure connaissance du sous-sol. Une campagne de sismique Nord-Sud à travers le Minervois permettrait de lever l'incertitude sur la topographie du socle et la présence de failles en profondeur, en complément, l'utilisation de profils électriques pourrait nous aider à contraindre la géométrie des bancs en profondeur, etc....

Plusieurs aspects ne sont pas pris en compte dans notre étude, comme par exemple les déformations associées à l'extension Oligocène ou bien l'impact d'un possible héritage structural. La coupe proposée n'intègre donc pas ces éléments qui pourraient aisément être testés lors de modélisations futures. En parallèle, des études de terrain portant sur un domaine du bassin plus étendu, de l'arc de Saint Chinian aux Corbières permettraient de mieux caractériser les processus tectono-sédimentaires à l'échelle de tout le bassin de Carcassonne.

VII. Bibliographie

- Allen P.A. and Allen J.R. (2005), Basin analysis, baskerville : Blackwell publishing, second edition, 562 p.
- Allmendinger R.W. (1998), Inverse and forward numerical modelling of tri-shear fault propagation folds. *Tectonics*, 17, p. 640-656
- Arthaud F. (1970) : Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercynien : Les nappes de la Montagne Noire (France) et l'Anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne), Thèse d'état, U.S.T.L., Montpellier, 175 p.
- Arthaud F. Mattauer M. (1972), Présentation d'une hypothèse sur la génèse de la virgation des pyrénéennes du Languedoc et sur les structures profondes du Golfs du Lion. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 274, p. 524 – 527
- Arthaud F. Matte P. (1975), Les décrochements tardyhercyniens du Sud-ouest de l'Europe. *Tectonophysics*, 25, p. 139 – 171
- Averbuch O. Frizon de LamotteD. Kissel C. (1992), Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure : a tes case from the Corbières (NE Pyrenees, Franca). *Journal of Structural Geology*, 14,p. 461-474
- Baby P. Crouzet G. Spetch M. Deramond J. Bilotte M. et Debroas E.J. (1988), Rôle des paléostructures albo-cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord-pyrénéens. *C. R. Acad. Sci.*, 306, p. 307 313
- Beaumont, C. Muñoz J. A. Hamilton J. and Fullsack P. (2000), Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105, 8121- 8145
- Berger G.M. Boyer F. Rey J. avec la collaboration de Ambert P. Freytet P. Marchal J. Vautrelle C. (1990), Notice explicative Carte geol. France (1/50000) : Lezignan-Corbieres (feuille 1038) Orléans : Bureau recherches geologiques et manières, 70 p., Carte geologique par Berger G.M.
- **Bonnet C.** (2007) : Interactions between tectonics and surface processes in Alpine forel and : Insights from analogue model and analysis of recent faulting. Ph. D. thesis, Université Montpellier 2. 189 p.
- **Bourrouilh R. and Bourque P.A.** (1995), Marqueurs d'évolution de marges continentales paléozoiques : les monticules carbonaté à stromatactis. *Bull.Soc. Géol. Fr.*, 166, p. 711-724
- Capote R. Munoz J.A. Simon J.L. Liesa C.L. and Arlegui L.E. (2002), Alpine tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera, in Gibbons, W., and Moreno, T., eds., Geology of Spain: Geological Society [London], p. 367–400.
- Chaigne M. (1964), Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du secteur Aigne-Tourouzelle, Bassin tertiaire de Carcassonne (Aude). Thèse 3ème cycle, Fac. Sci. Univ. Bordeaux, 2 vol. 120p, 23 pl., 1carte.
- Choukroune P. and the ECORS Team, (1989), The ECORS pyrenean deep seismic profil relfection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics*, vol. 8, no. 1,p. 23-39
- **Cluzet D.** (1977) : Etude microtectonique de l'avant pays de l Nappe des Corbières orientales (Aude, France). Thesis, Université de Paris-sud/Orsay.
- **Courtessolle R. Vernet J.P. Villatte J.** (1965), Sur l'existence d'épisodes laguno-marins à la base du calcaire de Montolieu (Thanétien du versant méridional de la Montagne noire), *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 97-98.
- Déramond J. Souquet P. Fondecave-Wallez M.-J. & Specht M. (1993), Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: Model and examples from the Pyrenees (Cretaceous–Eocene, France, Spain). In: Williams, G.D. & Dobbs, A. (eds) Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. *Geological Society, London, Special Publications*, 71, 193–219, http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.071.01.09.
- Ecors Pyrénées team, (1988), The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrénées. *Nature*, vol. 331, p. 508-51
- **Ellenberger F.** (1967), Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dan le bas Languedoc : note sur les charriages cisaillants. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 9, p. 87-142
- **Engel W. Feist R. Franke W.** (1980), Le Carbonifère antéstéphanien de la Montagne noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bull. BRGM*, 2e sér., sect. I, 4, p. 341-389.

Erslev E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. Geology 19, p. 617- 620.

- **Freytet P.** (1970) : Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'éocène en Languedoc. Thèse d'Etat, Univ. Paris Sud (Orsay), 490 p., Bull. BRGM, section I, n°4, 1971, p. 1-54
- Frizon de Lamotte D. Mercier E. Dupré la Tour A. Robion P. and Averbuch O. (1997), Cinématique du plissement et déformation interne des roches. L'exemple du pli de Lagrasse (Aude, France). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 324, série lia, p. 591-598

- Genna A. (1988), Déformations syn-sédimentaires hydroplastiques liées à la tectonique pyrénéenne compressive dans la molasse éocène du Minervois. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 306, Série 2, p. 1109-1114
- **Genna A.** (1989) : Relations entre tectonique cassante, déformation hydroplastique et circulatio de fluide dans l'extrémité est du bassin éocène de Carcassonne (essai d'application métallogénique), Thèse de doctorat, Univ. Montpellier II (France),112 p.
- Graveleau F. Malavieille J. & Dominguez S. (2012), Experimental modeling of orogenic wedges. *Tectonophysics.*, Vol. 538-540, p. 1-66
- **Grelaud S.** (2001) : Couplage socle-couverture et style de la déformation au front orogenes : Comparaison entre le Minervois (front des Pyrénées, France) et le Potwar (front de l'Himalaya, Pakistant). Thèse, Univ. De Cergy Pontoise, 212 p.
- **Guichard P.** (1961), Etude de l'extrémité orientale du bassin de Carcassonne. Les plis d'Argens et d'Oupia. Dip. Et. Sup. Bordeaux, 52 p.
- **Gutscher M.A. Kukowski N. Malavieille J. & Lallemand S.** (1998), Material transfer in ac- cretionary wedges from analysis of systematic series of analog experiments, *Journal of Structual Geology*, 20, p. 407–416.
- Gutscher M.-A. Kukowski N. Malavieille J. & Lallemand S. (1996), Cyclical behavior of thrust wedges : Insights from high basal friction sandbox experiments, *Geology*, 24, p.135–138.
- Hardy S. and Ford M. (1997), Numerical modelling of trishear fault propagation folding and associated growth strata. *Tectonics*, 16, p. 1537-1541.
- Konstantinovskaia E. and Malavieille J. (2005), Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q02006, doi:10.1029/2004GC000794.
- **Krantz R.W.** (1991), Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188, p. 203–207.
- Kukowski N. Lallemand, S. Malavieille J. Gutscher M.A. & Reston T., (2002), Mechanical decoupling and basal duplex formation observed in s andbox experiments with application to the western mediterranean ridge accretionary complex. *Marine Geology*, 186, p. 29–42.
- Lallemand S. Schnurle P. & Malavieille J. (1994), Coulomb theory applied to accre- tionary and nonaccretionary wedges - possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Journal of Geophysical*, 99, p. 1203–1205.
- Lohrman J. Kukowsky N. Adam J. & Oncken O. (2003), The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges. *Journal of Structural Geology*, 25, p. 1691–1711. `
- Malavieille, J. (2010). Impact of erosion, sedimentation and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges : analog models and case studies. *Geological Society of America*, account GSA Today, v. 20, no. 1, doi: 10.1130/GSATG48A.1.
- Mouthereau, F. Filleaudeau P.Y. Vacherat A. Pik A. Lacombe O. Fellin M.G. Castelltort S. Christophoul F. and Masini E. (2014), Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence, *Tectonics*, doi: 10.1002/2014TC003663.
- Mattauer M. (1968), Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, vol. 10, p. 3-11
- Muñoz J.A. (1992), Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced crosssection. *Tectonics*, p. 235-246.
- Noiret C. Steurbaut E. Tabuce R. Marandat B. Schnyder J. Storme J.Y. Yans J. (2016), New biochemostratigraphic dating of a unique early sequence from southern Europe results in precise mammalian biochronological tie-point. *Newsletter on Stratigraphy.*, Vol. 49/3 (2016), p. 469-480.
- Perrin C. Clemenzi L. Malavieille J. Molli G. Taboada A. and Dominguez S. (2013), Impact of erosion and de décollements on large-scale faulting and folding in orogenic wedges : analogue models and case studies. *Journal of the Geological Society*, 170(6), p. 893–904.
- Plaziat J. C. (1972). Les transgressions éocènes sur la bordure méridionale de la Montagne Noire à l'Ouest de Minerve. Stratigraphie, paléoécologie et paléogéographie. (Feuilles de Carcassonne et Lézignan à 1/50000). Bulletin du B.R.G.M. I, 3, p. 21–44.
- **Plaziat J.C.** (1984) : Le domaine pyrénéen de la fin du crétacé à la fin de l'éocène. Stratigraphie paléoenvironnements et évolution paléogréographique. Thèse, Univ. Paris Sud, 1362 p.
- Puigdefabregas C. and Souquet P, (1986), Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the mesozoic and tertiary from the Pyrénées. *Tectonophysics*, 129, p. 173-203
- Rosenbaum G. Lister G.S. & Duboz C. (200), Relative motion of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny, *Tectonophysics*. 359, 117–129.
- **Rougier G. Ford M. Christophoul F. Bader A.G.** (2016), Stratigraphic and tectonic studies in the central Aquitaine Basin, northern Pyrenees: Constraints on the subsidence and deformation history of a retro-foreland basin. C. R. Geoscience.

- Roure F. Choukroune P. Berastegui X. (1989). ECORS deep seismic data and balanced cross-sections geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, p. 41-50.
- Schellart W.P. (2000), Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: Scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, 324, p. 1–16.
- Sinclair H.D. Gibson M. Naylor M. & Morris R.G. (2005), Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modelling of orogenic fluxes. *American Journal of Science*, 305, 369–406.
- **Specht M.** (1989) : Tectonique de chevauchement le long du profil ECORS-Pyrénées : un modèle d'évolution de prisme d'accrétion continental, Thèse de Doctorat, Univ. Bretagne occidentale de Brest.
- Souquet, P. & Peybernès B. (1987). Allochtonie des massifs calcaires nord-pyrénéens des Pyrénées centrales. C. R. Acad. Sci., Paris, (II), 305, pp. 733-739.

Suppe J. (1985), Principes of structural geology. Englewood cliffs, New Jersey, Prentice-Hall Inc., 537 p.

- Suppe J. and Medwedeff D.A. (1990), Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83, p. 409-454.
- Vergés J. Fernàndez M. & Martinez A. (2002) : The pyrenean orogene : pre-, syn-, and post-collisional evolution, in : Rosenbaum G. & Lister G. 2002 : Reconstruction of the evolution of the alpine-himalayan orogen. *Journal of the virtual explorer*, 8, p. 55-74
- Vernay P. (1982): Contribution à l'étude tectonique et microtectonique du métallotecte. Fractures tardihercyniennes dans le cas des filons de la Montagne Noire (Sud du massif central français). Doctorat de 3ème cycle, Univ. Paris VII
- Willett S.D. Beaumont C. and Fullsack P. (1993). Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21, p. 371-274.

VIII. Annexes

Annexe 1 : Forage Oupia 1



Annexe 2 : Données hydrogéologiques du forage Pouzols

	Nom	Mailhac	Cascals	Cascals F2	Perrière	Pouzols
	Code	MAI	CAS	CF2	PER	POU
	Débit de pompage (m ³ /s)	100	20	55	20	115
	Transmissivité (m²/s)	2.5*10 ⁻⁸	1*10-2	1.1*10 ⁻²	2*10-4	6.6*10 ⁻²
	Emmagasinement					
Epaisseur (m)	Quaternaire		0 - 3.5	0-8		
	Formation Assignan		3.5 - 34	8 - 34	0-135	0 - 160
	Calcaire Ventenac	0 - 68	34 - 100	34 - 100		160 - 335
	réservoir testé	Ventenac	Ventenac	Ventenac	Assignan	Ventenac
	état	libre	captif	captif	libre	captif

Annexe 3 : Légende de la carte géologique de Lézignan-corbières au 1/50000^{ème}, feuille 1038 BRGM

