Etude mécanique des déformations des chaînes plissées d'avant-pays et rôle des argiles roches-mères durant leur maturation

Josselin Berthelon

▶ **To cite this version:**

Josselin Berthelon. Etude mécanique des déformations des chaînes plissées d'avant-pays et rôle des argiles roches-mères durant leur maturation. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2015. Français. NNT : 2015PA066687 . tel-01415334

HAL Id: tel-01415334
https://theses.hal.science/tel-01415334

Submitted on 13 Dec 2016

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.

UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE
PARIS VI
ED 398 – Géosciences et Ressources Naturelles

IFPEN
Direction Géosciences R161

Etude mécanique des déformations des chaînes plissées d'avant-pays et rôle des argiles roches-mères durant leur maturation

BERTHELON Josselin

Thèse de doctorat

Co-encadrée par **William SASSI** et **Evgueni BUROV**

Soutenue le 11 Décembre 2015

Pour obtenir le grade de docteur
de l'**Université PIERRE ET MARIE CURIE (PARIS VI)**

Devant le jury composé de :

William SASSI	Dr, IFP Energie Nouvelles	Directeur de thèse
Yves M. LEROY	Géologue TOTAL, SA	Rapporteur
Régis MOURGUES	Pr, Université du Mans	Rapporteur
Olivier LACOMBE	Pr, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI	Président du jury
Kristaq MUSKA	Pr, Université Polytechnique de Tirana	Examinateur
Jaume VERGES	Dr, Institute of Earth Science Jaume Alvera, Barcelona	Examinateur
Paul MACKAY	Dr, CEO de Shale Petroleum, Ltd	Examinateur

Thèse préparée à l'IFPEN (Direction Géosciences)

Pour Evgueni

Résumé

Le style structural des chaînes plissées est fortement dépendant de la présence d'horizons de décollements, qui peuvent être des couches sédimentaires argileuses ou salifères. Beaucoup de roches mères sont des argiles et constituent des niveaux de décollement potentiel dans les chaines plissées, au front des chaînes Subalpines françaises par exemple. Dans cette thèse, les changements de propriétés mécaniques des argiles riches en matières organiques, quand elles entrent en maturité, sont étudiés afin d'en déduire si leur enfouissement peut déclencher mécaniquement l'écaillage tectonique et contrôler le style de plissement. Ce travail multidisciplinaire s'organise selon trois axes : une étude de terrain, une étude en laboratoire et une étude de modélisation thermo-mécanique. Dans une première partie, l'étude d'une série de coupes géologiques équilibrées à travers les chaînes plissées Méditérranéennes montre l'importance de l'interprétation mécanique pour les thématiques de restaurations et pour valider les scénarios d'évolution structurale. Deux cas de roches-mères qui sont des décollements sont ensuite documentés, le Toarcien des chaînes Subalpines dans les Alpes francaises et le Toarcien dans la zone Ionienne en Albanie. Sur les *Posidonia Schist* Albanais, une caractérisation en laboratoire et à haute résolution de la formation roche-mère permet d'observer l'évolution verticale des paramètres minéralogiques, géochimiques et mécaniques qui contrôlent le comportement rhéologique des roches-mères, sur des échantillons où la matière organique est encore immature. Ces deux cas géologiques servent de données d'entrées pour des modélisations qui visent à simuler l'évolution d'une roche-mère pendant son enfouissement. Deux aspects sont étudiés : En utilisant les modéles de bassin TEMISFlow Arctem, j'analyse les conditions pour créer des surpressions au sein d'un niveau de décollement roche-mère localisé sous un chevauchement. Les valeurs obtenues permettent de discuter les conditions seuils nécessaires pour modifier le comportement rhéologique de la roche-mère et activer un décollement. Au travers de modélisations géo-mécaniques effectuées avec le code numérique FLAMAR, j'étudie les conditions mécaniques nécessaires pour développer des géométries de plis idéales au sein d'une stratigraphie mécanique. Une hiérarchisation des paramètres qui permettent d'activer un décollement au sein d'une roche-mère intégrée dans une stratigraphie mécanique est ainsi proposée. Au travers d'une analyse couplant ces deux aspects différents, géo-mécanique et hydro-mécanique, ce travail de thèse est une contribution à la recherche d'une loi de comportement rhéologique permettant de prendre en compte l'adoucissement mécanique thermo-dépendant des argiles et des roches-mères dans les modélisations géo-mécaniques.

Mots clés : *modélisations géo-mécaniques, modèles de bassins, décollement, roches-mères, stratigraphie mécanique, restauration mécaniques, Chartreuse, Zone Ionienne Albanaise, Schistes Cartons, Posidonia Schist.*

Abstract

The structural style of fold-and-thrust belt is highly dependent on the presence of detachment horizons, which can be shale or salt-bearing sedimentary layers. Many source-rocks are shales and constitute potential detachment levels in fold-and-thrust belts, in the frontal part of the French Subalpine Chains for example. In this thesis, changes in the mechanical properties of organic-rich shales, when they mature, are studied in order to deduce if burial may mechanically activate tectonic imbrication and control the folding style. This multidisciplinary work is organized according to three axes: a field study, a laboratory study and a thermo-mechanical modeling study. In the first part, the study of a series of balanced geological cross-sections through the Mediterranean fold-and-thrust belts shows the importance of the mechanical interpretation for structural restorations and to validate structural evolution scenarios. Two case studies where source-rock are detachment levels are then documented: the Toarcian in the French Alps and the Toarcian in the Ionian Zone in Albania. The Albanian Posidonia Schist laboratory characterization allows discussing the vertical evolution of mineralogical, geochemical and mechanical parameters in a source-rock formation that control the rheological behavior of source rocks, on samples where the organic matter is still immature and at high resolution. Both geological cases serve as input data for modeling designed to simulate the evolution of a source rock during its burial. Two aspects are examined: Using TEMISFlow Arctem basin models, I analyze the conditions necessary to create overpressure in a source-rock detachment located in the footwall of a thrust. The obtained values are used to discuss the thresholds to change the rheological behavior of source rocks and activate a décollement. Through geo-mechanical modeling, performed with the thermo-mechanical code FLAMAR, I study the mechanical conditions necessary to develop ideal fold geometries within a mechanical stratigraphy. A hierarchy of parameters to activate a detachment within source rocks embedded in a mechanical stratigraphy is thus proposed. Through an analysis of the coupling between these two aspects, geo-mechanical and hydro-mechanical, this thesis is a contribution to the search of a rheological law that takes into account the thermo-dependent softening of shale and source rocks in geo-mechanical modeling.

Keywords : *geo-mechanical modeling, basin modeling, décollement, source-rocks, mechanical stratigraphy, mechanical restoration, Chartreuse, Ionian Zone, Albania, Schistes Cartons, Posidonia Schist*

REMERCIEMENTS

Ce n'est vraiment pas facile de lister toutes les personnes à remercier, tellement il y en a, mais je vais faire de mon mieux, en espérant oublier personne….

J'aimerai tout d'abord addresser quelques mots pour Evgueni, qui nous a quitté durant ce mois d'Octobre 2015. Par la force des choses, j'ai passé plus de temps à l'IFPEN qu'à l'Université. Mais j'ai toujours pu apprécier sa disponibilité. Il a su à chaque fois prendre le temps de m'apporter son aide précieuse. Si j'ai bien appris quelque chose de lui, c'est que l'on peut accomplir de grandes choses avec du travail, un haussement d'épaule et un petit rire ironique.

Je dois presque tout à William, qui en plus de m'avoir donnée ma chance, a passé des heures considérables à m'enseigner et me transmettre quelques pages de son savoir encyclopédique et ses 1001 anecdotes sur le monde de la géologie. C'est avec beaucoup de compétences qu'il a pu subtilement m'orienter pour que je m'interroge sur les bonnes questions scientifiques. Je le remercie donc pour m'avoir appris à devenir, je l'espère, un géologue compétent. Et cela toujours avec bonne humeur !

Je tiens également à remercier Kristaq pour avoir rendu si interéssante et si facile nos séjours en Albanie. Sa connaissance de la géologie Albanaise a permis de faire tant de choses en si peu de temps ! Grâce à lui, je garde un souvenir mémorable de ces séjours dans son magnifique pays.

Olivier Lacombe a fourni une aide très précieuse, en tant qu'éditeur, pour améliorer la qualité de l'article BSGF. Je lui suis très reconnaissant d'accepter de faire partie de mon jury.

Je tiens également à remercier le jury d'avoir accepté de se déplacer pour juger mon travail, et d'avoir mené une discussion très pertinente sur la portée possible des résultats de cette thèse.

Elisabeth Bemer m'a guidée (je devrais même dire tenu la main !) pour toute la caractérisation en laboratoire. Il est assuré que bien peu de choses auraient pu être réalisées sans elle. Merci également à tous les ingénieurs et techniciens du laboratoire IFPEN, et en particulier à Gérémie, Daniel, Fanny, Marc, Eric, Julien, Francois, Herman et Marie Claude, qui m'ont tous aidé avec bienveillance. Merci aussi à Jean-Marie Mengus et à Eric Deville : leur expérience du terrain m'a beaucoup apporté dans les Alpes et en Albanie.

Je remercie Marie-Christine Cacas de son aide précieuse pour apprendre à utiliser Arctem et son mailleur. Le savoir omniscient de Bernard Carpentier sur TEMISFlow a largement été mis à contribution. J'adresse en particulier un très grand merci à Antoine Bouziat, sans qui tout un chapitre de cette thèse n'aurait pas pu aboutir. C'est avec son enthousiasme caractéristique qu'il m'a toujours

apporté son aide ; les nombreuses discussions et reflexions passionantes que nous avons tenues ensembles m'ont beaucoup éclairés sur les tenants et aboutissements des modèles de bassin.

Beaucoup de personnes qui ne sont pas directement liées à ma thèse m'ont apporté leur soutien, leur aide, et leur confiance : merci donc à Francois Roure, Mickaële Le Ravalec, Patrick Le Foll, Renaud Divies, Odile Correia, Meriem Jehl, …

Cette aventure parisienne n'aurait jamais été la même sans Vincent, Laura et Manue; ils sont la preuve que des caractères si différents peuvent aboutir à de très belles amitiés. Je remercie aussi à mes co-bureaux, Ramadan, Camille et Vassilis, pour avoir apporté de l'animation dans mes séjours à IFPEN. Merci à tous ceux qui ont été la et qui ont apportés tant de joies et de rires : Julia , Isabelle, Thomas, Claire, Elodie, Nicolas, Lucas, Marie, Marine, Claire, Charlotte… et aux « nouveaux » aussi : Nicolaos, Xavier, Virginie, Anouk, Richard. Et ceux de la fac : Leila, Manfred, Louis. Et enfin, merci à ceux qui ont seulement été de passage : Nemo, Xavier, Matthieu, Aurélie, Aurélien. Merci aussi à Felipe, pour m'avoir accueilli dans les premieres étapes de la vie d'un thésard.

Mes derniers remerciements vont à ma famille, mes parents, mes frères, mes cousins ; c'est vous qui m'avez appris la curiosité et l'ouverture d'esprit qui sont si nécessaire dans la vie. Merci de croire en moi, toujours et si facilement.

Et surtout, merci à toi Aurélie pour toute la patience et le soutien que tu me témoignes à chaque instant, des moments les plus heureux à ceux les plus difficiles. C'est ta présence, et la confiance que tu places en moi, qui me pousse à accomplir tant de choses. Merci !

"It's funny how day by day, nothing changes. But when you look back everything is different."
-Calvin & Hobbes

SOMMAIRE

CHAPITRE 1 - PROBLEMATIQUES ET OBJECTIFS 13

1.1- L'exploration pétrolière dans les systèmes compressifs 13

1.2- L'importance et les problématiques de la modélisation cinématique en tectonique complexe 16

1.3- Les modélisations cinématiques mécaniques 20

1.4- Plan de la thèse 24

CHAPITRE 2 – LES PROBLEMES DE MECANIQUE POSES PAR L'ETUDE DES CHAÎNES PLISSEES 29

2.1 - Principes mécaniques élémentaires expliquant la déformation des roches sédimentaires en contexte de compression 31

2.1.1- Notions de mécanique des roches et de rhéologie 31

2.1.2- Evolutions cinématiques des structures plissées par l'approche géométrique 40

2.2- Article BSGF : A discussion on the validation of structural interpretation: the mechanics of North Western Mediterranean Fold and Thrust Belts 43

A discussion on the validation of structural interpretation based on the mechanics of sedimentary basins in the North Western Mediterranean Fold and Thrust Belts 45

2.2.1- The Fold and Thrust Belts of North Western Mediterranean 47

2.2.2- The architecture of the selected examples of FTB cross sections 52

2.2.3- The geometric coherency of the structural cross-sections 56

2.2.4- Burial history and mechanical stratigraphy in 2D cross-sections 63

2.2.5- Scenario of evolution and the mechanical issue of each cross-section 70

2.2.6- Conclusion 77

CHAPITRE 3 – LA MIGRATION NATURELLE DES FLUIDES DANS LES CHAÎNES PLISSEES 79

3.1- La dynamique des fluides dans les chaînes plissées 80

3.2- Les paramètres essentiels décrivant les roches-mères 84

3.3- Les régimes de pressions 93

3.3.1- Pressions de pores, régimes de pression et circulations de fluides 93
3.3.2- Mécanisme de génération des surpressions 96
3.2.2.1 – Diminution du volume des pores 97
3.2.2.2 – Augmentation et expansion du volume des fluides 98
3.3.3- Lois de comportements poro-mécaniques des roches-mères 100
3.3.4- Effets des surpressions sur le modèle rhéologique des roches-mère 102
3.4- Décollements et fluides 104
3.4.1- Evidence de fluides au sein des décollements 104
3.4.2- Surpressions de fluides et activation de décollement dans les roches-mères 108
3.5- Conclusions 111
CHAPITRE 4 – CARACTERISATION DU CADRE STRUCTURAL ET SEDIMENTAIRE D'UN DECOLLEMENT ROCHE-MERE 112
4.1 – Le décollement roche-mère liassique au front de la Chartreuse 112
4.2 – Caractérisation géochimique, pétrophysique et mécanique d'un horizon de décollement roche-mère à son état initial : Le Toarcien du Mali i Gjerë, Albanie 118
4.2.1- Contexte géologique 120
4.2.2- Structures tectoniques et stratigraphie du Mali i Gjerë et de la région de Delvina 127
4.2.2.1- Cadre structural de la zone d'étude 129
4.2.2.2- Cadre sédimentaire de la zone d'étude 132
4.2.2.3- Zone d'échantillonage des Posidonia Schist 134
4.2.3- Coupe lithologique du Toarcien *Posidonia Schist* 138
4.2.3.1- Affleurement MGj-VR 139
4.2.3.2- Affleurement MGj 141
4.2.4- Caractérisation des hétérogénéités géochimiques, minéralogiques et pétrophysiques 143
4.2.4.1- Géochimie organique 143
4.2.4.2- Minéralogie 146
4.2.4.3- Pétrophysique 149
4.2.4.4- Mécanique 151
4.2.5- Implications : caractérisation d'un horizon roche-mère décollement 151
4.3 – Conclusion sur l'étude stratigraphique des horizons de décollements roches-mères 153

CHAPITRE 5 - MODELISATION DE L'HISTOIRE D'ENFOUISSEMENT D'UNE ROCHE MERE ET THERMO-MECANIQUE DES BASSINS SEDIMENTAIRES 156

5.1- Génération d'une surpression dans une roche-mère par enfouissement tectonique : modélisations de bassin Arctem 156

5.1.1- Approche utilisée : Modélisation TemisFlow Arctem 157

5.1.1.1 – Méthodologie du simulateur de bassin Arctem 158

5.1.1.2 – Approche utilisée : modélisation des surpressions sous chevauchement 161

5.1.2- Modélisation de la mise en place d'une rampe homogène 163

5.1.3- Le pli de cintrage sur rampe au sein d'une stratigraphie complexe 169

5.1.4- Discussion 177

5.2- Activation d'un décollement et propagation d'un système de chevauchements : apports des modélisations thermo-mécaniques FLAMAR 179

5.2.1- Approche utilisée : la technique numérique FLAMAR 181

5.2.2- Les conditions aux limites applicables dans FLAMAR pour résoudre des problèmes de mécaniques dans les bassins sédimentaires 185

5.2.2.1- L'état initial du modèle et l'attribution des lois de comportement rhéologique 187

5.2.2.2- Les conditions aux limites de chargement mécanique 188

5.2.2.1- Les conditions aux limites thermiques 190

5.2.2.4- L'utilisation de FLAMAR aux problèmes de la mécanique des bassins sédimentaires 191

5.2.3- Le cas du pli de détachement 192

5.2.4- Comportement mécanique d'un millefeuille sédimentaire en réponse à des conditions de chargement simple 199

5.2.4.1- Comportements mécaniques aux premiers stades de déformation 200

5.2.4.2- Déformation associée aux rhéologies et influence des conditions de chargement 203

5.2.4.3- Introduction d'un niveau hétérogène : la tectonique de décollement 212

5.2.4.4- Discussion des résultats – Leçons acquises sur la mécanique des bassins sédimentaires 217

5.2.5- Comment activer un décollement au sein d'une stratigraphie mécanique? 218

5.2.5.1- Conditions mécaniques nécessaires à l'activation d'un décollement 219

5.2.6- Conclusions 229

CHAPITRE 6 - CONCLUSIONS 234

REFERENCES 240

ANNEXES 274

ANNEXE 1 – Carte de faciès du Lias Subalpin [reproduite de Barfety, 1986] 274

ANNEXE 2 – Résultats analytiques sur les roches-mères Subalpines 281

ANNEXE 3 – Résulats analytiques sur les *Posidonia Schist* 282

Géochimie organique 282

Minéralogie 283

Pétrophysique 284

CHAPITRE 1 - PROBLEMATIQUES ET OBJECTIFS

1.1- L'exploration pétrolière dans les systèmes compressifs

Les systèmes orogéniques ont été le lieu d'importantes découvertes d'hydrocarbures dès les prémices de l'exploration pétrolière: les découvertes des champs géants du Zagros en Irak et en Iran datent ainsi des premières décennies du 20ème siècle. Ces découvertes ont d'abord été les structures anticlinales les plus simples, qui pouvaient être identifiées en cartographiant la géologie de surface et les indices de suintement d'huiles des roches. L'évolution des technologies et la compréhension géologique de la formation des chaînes plissées ont été déterminantes dans l'exploration de ces zones structuralement complexes: 80% des découvertes de champs géants l'ont été après 1950 [Cooper, 2007]. Depuis, un grand nombre de chaînes montagneuses ont été explorées avec plus ou moins de succès: les chaînes plissées associées aux frontières de plaques convergentes représentent 14% des ressources découvertes d'hydrocarbures [Cooper, 2007]. Une carte mondiale de la localisation des chaînes où se concentrent la plupart des ressources pétrolières montre bien que la plupart des chaînes orogéniques possèdent un système pétrolier exploitable (Figure 1.1). Selon Cooper [2007], qui se base sur les estimations de l'USGS [2000], les chaînes plissées associées aux frontières de plaques convergentes représentent 15% des ressources en hydrocarbures qu'il resterait à découvrir; depuis le « boom » de l'exploitation des hydrocarbures non-conventionnels, ces estimations pourraient même être revues à la hausse. L'exploration des régions plissées en tectonique compressive reste donc aujourd'hui un sujet d'actualité pour l'industrie pétrolière.

Toutefois l'histoire complexe de structuration dans les régions montagneuses rendent l'exploration et les découvertes plus difficiles que dans les bassins sédimentaires en extension (rifts et marges passives). Dans ces chaînes plissées, le calendrier de la génération des hydrocarbures et de leurs migrations en relation avec le développement des pièges structuraux doit se faire dans un « timing » très restreint [Roure et Sassi, 1995]. Du point de vue du géologue explorateur, deux points supplémentaires expliquent les difficultés de l'exploration des chaînes plissées : (1) les incertitudes apportées par la faible qualité du jeu de données amènent souvent à des idées fausses sur l'histoire d'enfouissement des sédiments, (2) prédire la mise en place des gisements pétroliers nécessite de bien comprendre les processus guidant la structuration de ces chaînes. Ces zones de prospections pétrolières apparaissent donc comme plus risquées et surtout plus chères à explorer.

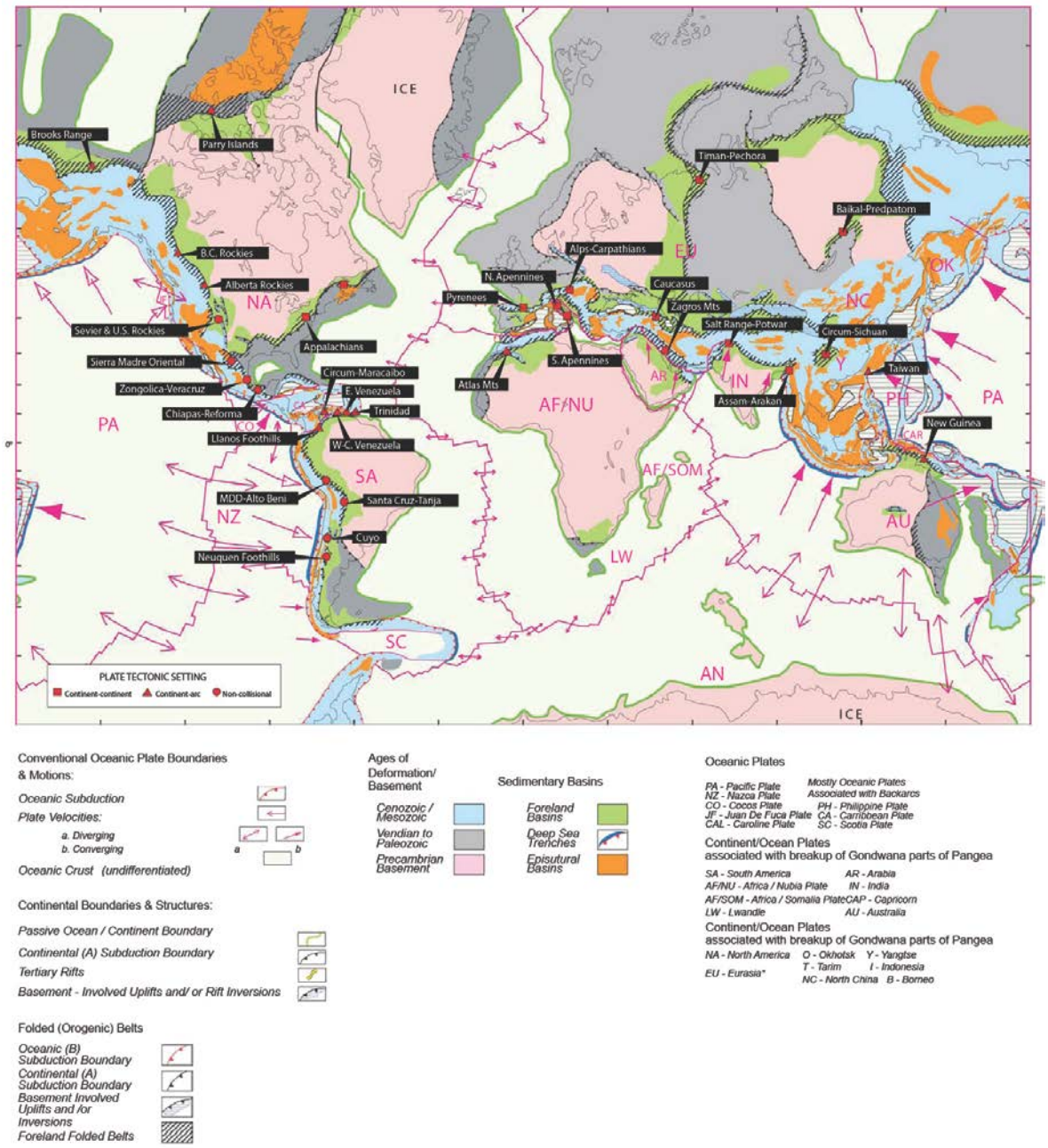


Figure 1.1 – Carte tectonique mondiale montrant la répartition des principales provinces pétrolières situées dans les chaînes de montagnes, selon leur contexte tectonique [d'après Goffey, 2010].

Contrairement aux bassins en extension, les bassins compressifs se caractérisent par des édifices complexes, marqués par des failles et des plis accommodants de grands raccourcissements et déformations. La difficulté de l'acquisition et du traitement des données sismiques à terre rend l'imagerie de profondeur peu précise dans les régions montagneuses; il est nécessaire de coupler l'information sismique avec d'autres observables tels que les données de terrains et les données de puits. Très coûteuses, ces implémentations limitées réduisent la capacité de contraindre la géométrie des structures en 3 dimensions. Par conséquent, l'extrapolation en profondeur de la géométrie des

bassins compressifs à partir des données disponibles est très difficile car souvent plusieurs solutions de géométries structurales peuvent être proposées à partir des mêmes données éparses (Figure 1.2); le système pétrolier qui est recherché pour chaque cas varie fondamentalement [Sassi *et al.*, 2007].

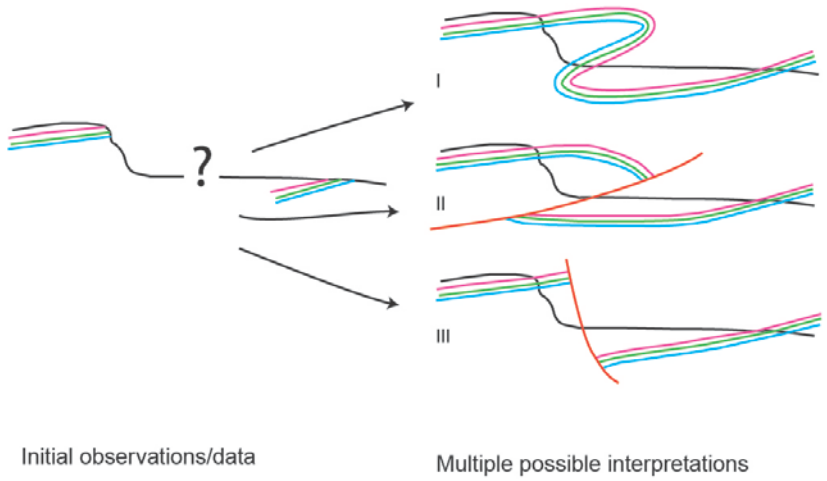


Figure 1.2 – Les multiples interprétations d'un jeu de données identiques [Bond, 2015]

Les déformations typiques reconnues à l'affleurement ont stimulé la compréhension des failles et des associations de plis et failles, et ont permis d'introduire en géologie structurale les notions de la théorie des déformations des solides [Goguel, 1948; Ramsay, 1967 ; Dahlstrom, 1969; Mattauer, 1973; McClay, 1992 ; Merle, 1994 ; Fossen, 2010]. Les géologues structuralistes ont décrit et utilisé ces observations comme des expériences de mécanique des roches servant d'analogues pour expliquer les interprétations des grands systèmes de déformations crustaux [Boyer, 1986; Mitra, 1986; Price, 1988 ; Gratier et Gamont, 1990; Epard et Groshong, 1993; Cook et Varsek, 1994]. Ces observations du mm au km ont servi de références pour discuter de la validité des interprétations des profils sismiques et des coupes géologiques [e.g Suppe *et al.*, 1983]. Les techniques quantitatives d'équilibrages de coupes permettent en appliquant des règles géométriques et cinématiques simples de proposer des géométries cohérentes des structures en subsurfaces [Dahlstrom, 1969 ; Gibbs, 1983 ; Mugnier, 1987 ; De Paor, 1988 ; Gratier, 1988 ; Moretti, 1989]. Plusieurs études de cas montrent ainsi comment l'évolution des technologies et des paradigmes, associée à une meilleure compréhension des phénomènes physiques entourant la mise en place des structures tectoniques, conditionne le succès de l'exploration dans les chaînes de montagne [Cooper et Warren, 2010 ; Roeder, 2010 ; Roure, 2014]. L'exemple en Figure 1.3 illustre bien cet état de fait : le style structural d'une même coupe géologique au Venezuela change drastiquement avec dix années d'écart et de nouvelles données de puits.

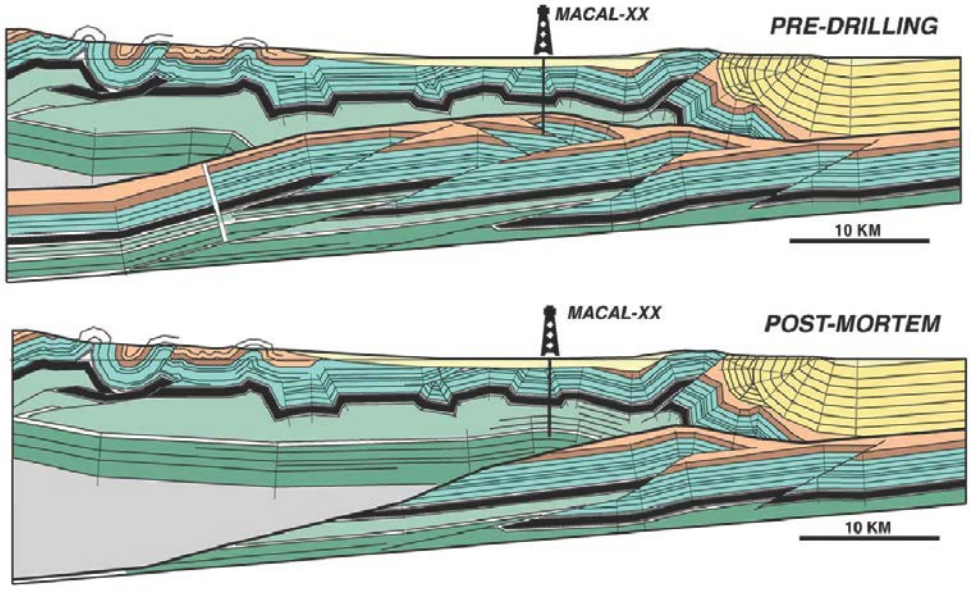


Figure 1.3 – Deux interprétations d'une même coupe structurale au Venezuela, avant et après le forage du puit Macal [Roeder, 2010]

Paraphrasant R. Graham, Goffey [2010] décrit les hydrocarbures piégés dans les chaînes de montagnes comme des accumulations « Boucle-d'Or » : elles requièrent des conditions spécifiques (« ni trop chaudes, ni trop froides ») pour permettre le développement des pièges avant la migration des hydrocarbures et ensuite maintenir l'intégrité du piège et des accumulations à mesure que la chaîne évolue. Deux conséquences peuvent être données : d'une part, les ressources « *yet-to-find* » (« encore à trouver ») dans les chaînes de montagnes sont probablement concentrées au sein d'accumulations de moyennes tailles, plus difficile à trouver et moins rentables pour les entreprises [Goffey, 2010]. D'autre part, pour limiter les risques, il est nécessaire d'intégrer dans un modèle cohérent les données provenant de diverses disciplines des sciences de la terre (géologie, géochimie, géophysique) afin de pouvoir cibler les zones à fort potentiel pétrolier: c'est le rôle de la modélisation de bassin.

1.2- L'importance et les problématiques de la modélisation cinématique en tectonique complexe

La modélisation de bassin a pour objectif d'accroître les chances de réussite dans le domaine de l'exploration pétrolière. Le but est de synthétiser et de regrouper les résultats et les progrès accomplis en géologie structurale et sédimentaire et de proposer un modèle du système pétrolier en s'appuyant sur les acquis de la géochimie et de la mécanique des fluides. Plus précisément, la modélisation de bassin reconstitue les phénomènes de compaction et de transferts de fluides et de chaleur durant l'évolution d'un bassin sédimentaire, en y associant l'évolution de la matière organique (maturation,

génération, expulsion, migration et dégradation) [Doligez *et al.*, 1987 ; Ungerer *et al.*, 1990 ; Burrus *et al.*, 1991 ; Schneider, 2003 ; Hantschel et Kauerauf, 2009]. La modélisation permet donc l'étude des phénomènes menant à la mise en place des gisements pétroliers, de la génération des hydrocarbures dans la roche-mère à leurs accumulations dans les pièges des bassins sédimentaires.

L'approche historique de la modélisation de bassin consiste, à partir de l'état final, à décompacter et retirer les couches sédimentaires de manière séquentielle : c'est ce qu'on appelle le « backstripping » [Sleep, 1971 ; Perrier et Quibliet, 1974 ; Watts et Ryan, 1976 ; Ungerer *et al.*, 1990]. On sait maintenant que cette approche n'est pas suffisante dans les zones structuralement complexes [Roure et Sassi, 1995 ; Schneider, 2003 ; Sciamana *et al.*, 2004 ; Sassi *et al.*, 2007 ; Thibaut *et al.*, 2014 ; Neumaier *et al.*, 2014], telles que les chaînes plissées retrouvées aux pieds des prismes deltaïques, au front des prismes d'accrétions ou sur les fronts des chaînes de montagnes. Les grands mouvements latéraux imposés par le jeu des failles chevauchantes jouent un rôle considérable dans l'histoire thermique et l'enfouissement des sédiments [Shi et Wang, 1987 ; Endignoux et Wolf, 1990 ; Roure et Sassi, 1995 ; Husson et Moretti, 2002 ; Sassi *et al.*, 2007] (Figure 1.4). Le changement de profondeur de la roche mère est alors contrôlé par la compétition entre érosion, sédimentation et déplacement des unités chevauchantes. Ainsi, la complexité structurale des prospects sous chevauchement résulte de l'interaction entre la subsidence lithosphérique, les jeux des failles et les plissements, et les processus syn-tectoniques d'érosion et de sédimentation, qui doivent donc tous être pris en compte dans la modélisation cinématique.

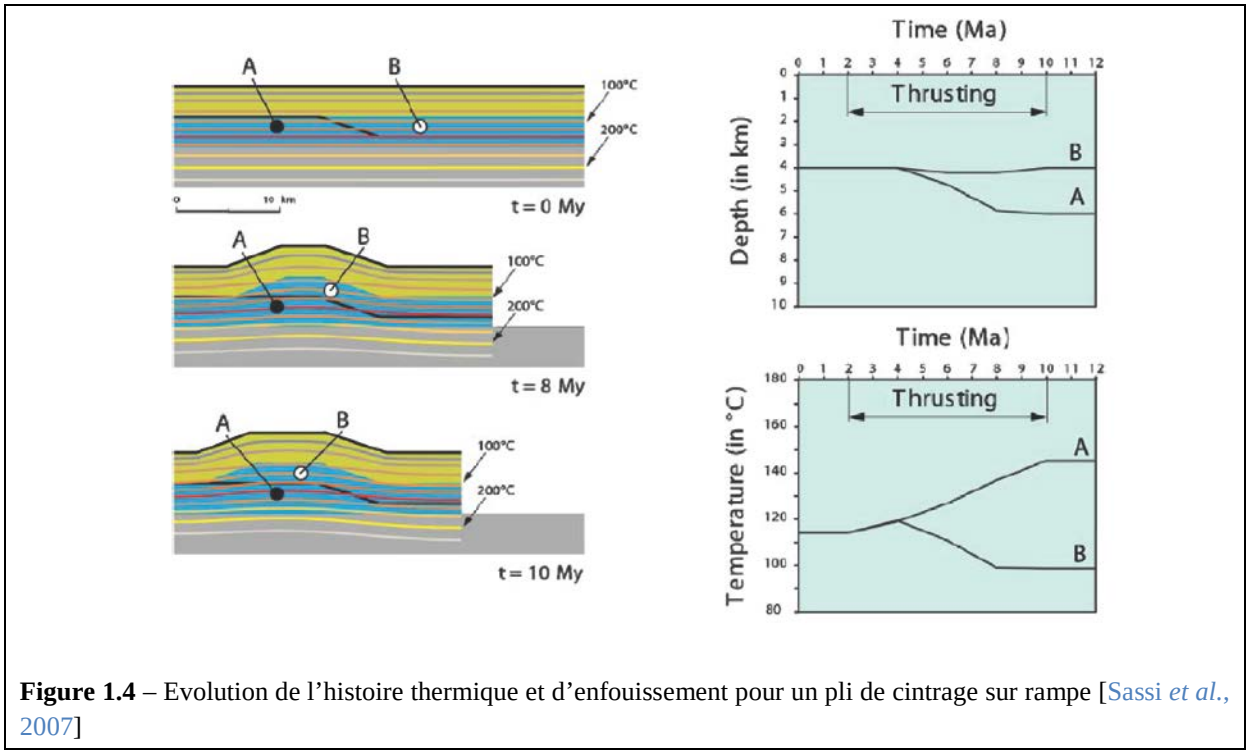


Figure 1.4 – Evolution de l'histoire thermique et d'enfouissement pour un pli de cintrage sur rampe [Sassi *et al.*, 2007]

La démarche méthodologique qui est utilisée pour la modélisation de bassin en zone complexe se décompose en général en trois étapes [Roure et Sassi, 1995 ; Schneider, 2003 ; Roure *et al.*, 2005 ; Baur *et al.*, 2009 ; Faille *et al.*, 2014 ; Thibaut *et al.*, 2014 ; Neumaier *et al.*, 2014]: La première étape consiste à construire une coupe géologique (en profondeur) à partir de l'interprétation sismique, des données de puits et des observations d'affleurements [voir notamment Mugnier, 1987 ; De Paor, 1988]. La seconde étape consiste à déplier ou restaurer la coupe géologique dans sa position anté-chevauchement, en utilisant des modèles conceptuels de déformation géologique (on parle alors de « restauration »): les techniques d'équilibrages de coupes [Dahlstrom, 1969 ; Gibbs, 1983 ; De Paor, 1988 ; Moretti et Larrère, 1989 ; Moretti *et al.*, 1990 ; Maerten et Maerten, 2006 ; Moretti, 2008 ; Gibergues *et al.*, 2009 ; Durand-Riard *et al.*, 2013]. L'objectif est de contraindre des sections intermédiaires cohérentes d'un point de vue géologique, afin d'obtenir une chronologie cohérente des événements. Enfin dans une troisième étape, des simulations directes sont effectuées à partir des scénarios structuraux proposés, qui permettent le calcul de la compaction, des transferts de chaleur, de la génération des hydrocarbures et de la circulation des fluides [Sassi et Rudkiewicz, 1998 ; Schneider *et al.*, 2003 ; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; Faille *et al.*, 2014].

La deuxième étape, la reconstruction géométrique d'un bassin sédimentaire de son état initial jusqu'à son état final actuel, est une des étapes clés de l'approche quantitative de l'exploration pétrolière. En effet, la configuration géométrique du bassin à chaque pas de temps a une grande influence sur les différents mécanismes physico-chimiques qui président à la formation des gisements pétroliers, que ce soit (1) la genèse des hydrocarbures, (2) leurs migrations ou (3) leurs accumulations et préservations au sein du réservoir :

(1) La genèse des hydrocarbures se produit par craquage du kérogène au sein d'une roche-mère pendant son enfouissement. L'augmentation de la température et de pression associée à l'enfouissement des sédiments est à l'origine des réactions chimiques qui transforment la matière organique solide en hydrocarbures liquides et gazeux; Or l'enfouissement est très clairement lié à son histoire sédimentaire et tectonique.

(2) Le gradient de pression est le moteur de l'expulsion et de la migration des fluides pétroliers [e.g. Allen et Allen, 2005 ; Hantschel et Kauerauf, 2009], bien que les propriétés physiques des fluides telles que la densité et la viscosité rentrent en compte également. Les caractéristiques physiques des matériaux sédimentaires (porosité et perméabilité) et le comportement des failles par rapport à l'écoulement des fluides à l'échelle des temps géologiques sont également des paramètres essentiels [e.g. Schneider, 2003 ; Allen et Allen, 2005 ; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; Evans et Fischer, 2012 ; Thibaut *et al.*, 2014]. Ces différents paramètres sont directement liés à l'histoire d'enfouissement des sédiments et la compaction associée; la configuration géométrique du bassin à chaque

étape conditionne donc en grande partie la géométrie et le calendrier des chemins de migration dans le bassin.

(3) L'accumulation des hydrocarbures dans les réservoirs à la suite de la migration dépend également de la géométrie du bassin et de son évolution : les pièges pétroliers doivent se former avant ou pendant cette phase de migration, et les propriétés physiques des réservoirs (la porosité notamment) doivent être optimales au moment de la migration [voir, notamment, Roure *et al.*, 2005 ; 2010]. En plus de cela, les propriétés physiques et le comportement mécanique des roches couvertures sus-jacentes à chaque étape de déformation sont très importants pour déterminer le piégeage des hydrocarbures, et donc l'évolution du réservoir après la phase de migration.

La modélisation cinématique, c'est-à-dire l'étude de la disposition géométrique des terrains sédimentaires et son évolution au cours des temps géologiques, est un exercice fondamental de la modélisation de bassin. Une démarche méthodologique pour concevoir et contraindre des scénarios géologiques en vue de réaliser des modèles de bassin a été décrite par Roure et Sassi [1995], et reprise ensuite dans de nombreuses études (on peut citer notamment Grelaud *et al.* [2002], Sciamanna *et al.* [2004], Fowler *et al.* [2004], Toro *et al.* [2004], Schneider *et al.* [2003], Deville et Sassi [2006], Sassi *et al.* [2007] et Roure *et al.* [2010]). Elle commence par la construction d'une section géologique équilibrée et cohérente dans la géométrie du stade actuel et anté-déformation. A partir de la section restaurée et dépliée, la modélisation directe utilise des modèles simples et conceptuels de déformation géologique pour déterminer le calendrier de la chronologie de mise en place des chevauchements en utilisant des procédures d'essais-erreurs [Endignoux *et al.*, 1989 ; Contreras et Suter, 1990 ; Endignoux et Mugnier, 1990 ; Zoetemeijer et Sassi, 1992 ; Hardy *et al.*, 1996 ; Sassi et Rudkiewiscz, 1998]. Il est possible alors de contraindre ce calendrier en reconstruisant l'histoire de la température à l'aide d'indicateurs de paléotempérature [Roure *et al.*, 2005 ; Roure *et al.*, 2010 ; Erdos, 2015 ; Mora, 2015].

Pour mener à bien une étude cinématique, il est alors nécessaire de préciser différents paramètres, parmi lesquels :

- La configuration initiale du bassin qui servira de point de départ à la modélisation cinématique ; on a déjà souligné le fait que cette étape s'effectue en général au moyen de techniques d'équilibrages de coupes géologiques [Dahlstrom, 1969 ; Gibbs, 1983 ; Moretti *et al.*, 1990 ; Maerten et Maerten, 2006 ; Lovely *et al.*, 2012 ; Durand Riard *et al.*, 2013]. On verra cependant en Chapitre 2-2 que cette étape essentielle n'est souvent pas suffisamment contrainte dans les cas d'études par rapport aux besoins de la modélisation de bassin.
- Des paramètres évolutifs qui peuvent être regardés comme des conditions aux limites du modèle géométrique ; par exemple, des paramètres cinétiques comme la quantité de

déplacement affectant les blocs structuraux et le mécanisme de déformation affectant les sédiments, la chronologie de la mise en place des failles, la topographie du bassin à chaque étape, l'intensité de l'érosion, le taux de subsidence ou encore la compaction subie par les matériaux sédimentaires.

- L'état actuel du bassin sédimentaire, qui est aussi l'état final de la modélisation ; Il comporte lui-même des incertitudes liées à l'extrapolation de la géométrie des structures à partir des données initiales.

On s'attend à ce qu'après quelques tests, un ou plusieurs scénarios s'accordent avec les données géologiques indépendantes. A travers cette méthodologie, des erreurs dans la restauration initiale peuvent être identifiées, ce qui permet parfois de proposer une nouvelle interprétation de la coupe structurale. De même, des reconstructions intégrant l'évolution thermique et géochimique peuvent jouer un rôle clé dans la validation de la géométrie structurale finale et du scénario géologique [Grelaud *et al.*, 2002 ; Fowler *et al.*, 2004 ; Sciamanna *et al.*, 2004 ; Toro *et al.*, 2004 ; Deville et Sassi, 2006 ; Sassi *et al.*, 2007 ; Vilasi *et al.*, 2009 ; Erdos *et al.*, 2014 ; Mora *et al.*, 2015].

Les scénarios cinématiques qui ont été mentionnés jusqu'ici font partie des familles de scénarios « géométriques », qui reposent sur la traduction géométrique d'hypothèses mécaniques, en opposition avec des scénarios purement « mécaniques ». Ces scénarios ne sont pas prédictifs, dans le sens où la chronologie et la cinématique du déplacement sur les failles ne sont pas déterminées sur des critères objectifs de mécanique des roches. Les modèles cinématiques géométriques sont un moyen de proposer un scénario qui est une solution cohérente, valide parmi d'autres solutions possibles [e.g. Gibergues *et al.*, 2009]. Cependant elles ne permettent pas d'expliquer avec des principes physiques où, comment et pourquoi une structure s'est formée et a évolué comme elle l'a faite [Fletcher et Pollard, 1999 ; Lovely *et al.*, 2012], comme cela a pu être étudié par Hafner [1951], Elliott [1976], Chapple [1978], Davies *et al.* [1983], Dahlen *et al.* [1984], Sassi et Faure [1997], Gerbault *et al.* [1998], Leroy et Sassi [2000], Souloumiac *et al.* [2010] et Caer *et al.* [2015]. Le travail de cette thèse s'inscrit dans cette problématique : il s'agit d'utiliser les outils actuels de modélisation géo-mécanique pour élaborer une méthodologie qui permettent de coupler évolution cinématique et prédictions mécaniques.

1.3- Les modélisations cinématiques mécaniques

En tectonique, l'analyse et l'interprétation des données à disposition sont souvent réalisées conjointement avec la conception de modèles, qui peuvent être mécaniques ou géométriques et basés sur des approches analytiques, numériques ou expérimentales ; Ils ont pour but de comprendre et de quantifier l'évolution des objets et des processus géologiques dans le temps et dans l'espace [Malavieille, 2015].

Dans sa thèse de doctorat soutenue en 1997, R. Diviès, qui est à l'origine du développement de l'algorithme de modélisation cinématique FOLDIS [Divies et Sassi, 1997], justifie le recours à des modélisations cinématiques avec des principes géométriques de déformation par cette remarque : « *Une modélisation mécanique de la déformation tectonique, fondée sur le principe des calculs de structure, n'est pas poursuivie car cette approche est trop complexe pour être appliquée au domaine des bassins sédimentaires* ». La difficulté de simuler numériquement la déformation naturelle avec des lois mécaniques réalistes s'explique par plusieurs types de problèmes, reconnus depuis longtemps: (1) la complexité du phénomène lui-même à l'échelle des temps géologiques et son comportement chaotique, (2) la complexité de sa formulation mathématique et physique, et (3) la complexité de sa résolution analytique, et donc la nécessité d'approcher le résultat des systèmes d'équations aux dérivées partielles par des méthodes numériques. La question qui se pose aujourd'hui est : quelles ont été les progrès réalisés depuis 20 ans dans l'application des principes géo-mécaniques aux problèmes de modélisations cinématiques ?

Deux principales pistes ont été suivies pour introduire des principes géo-mécaniques dans la modélisation cinématique de la déformation des bassins sédimentaires: (1) le perfectionnement des méthodes de restaurations, soit par l'utilisation de lois de comportement élastique [Maerten et Maerten, 2006 ; Moretti, 2008 ; Guzofski *et al.*, 2009 ; Durand-Riard *et al.*, 2013], soit en conservant une approche purement cinématique [Cornu *et al.*, 2003 ; Gibergues *et al.*, 2009] et (2) les méthodes de simulations directes qui utilisent des lois constitutives non linéaires élasto-plastiques ou élasto-visco-plastiques [Sassi et Faure, 1997 ; Stockmal *et al.*, 2007 ; Simpson, 2009 ; Lovely *et al.*, 2012 ; Ruh *et al.*, 2012 ; Fillon *et al.*, 2013 ; Ghazian et Buiter, 2014 ; Caër *et al.*, 2015 ; Ueda *et al.*, 2015].

Une des problématiques des méthodes de restaurations est de concevoir des modes de déformations réversibles, afin que la modélisation des déformations tectoniques ne nécessite plus l'utilisation de deux types d'algorithmes différents (restauration puis modélisation directe) pour valider l'interprétation géologique et produire un scénario structural [Cornu *et al.*, 2003 ; Gibergues *et al.*, 2009 ; Durand-Riard *et al.*, 2013 ; Laurent *et al.*, 2015] ; cette approche réversible permet de s'assurer de la cohérence du chemin cinématique de déformation proposé, et rend le scénario plus approprié pour un couplage avec des modèles de bassin [Gibergues *et al.*, 2009 ; Durand-Riard *et al.*, 2013 ; Thibaut *et al.*, 2014]. Dans le cas des restaurations dites « mécaniques », la section est restaurée en appliquant des conditions aux limites qui permettent de mettre à plat un ou plusieurs horizons stratigraphiques jusqu'à une configuration initiale dépliée ou « défaillée ». Les failles, incorporées explicitement, sont autorisées à être activées (*i.e.* à être le lieu de déplacement cisaillant) durant la restauration en respectant des lois de mécaniques continues élastiques [Moretti *et al.*, 2006 ; Maerten et Maerten, 2006 ; Guzofski *et al.*, 2009 ; Durand-Riard *et al.*, 2013]. Bien que l'utilisation d'un comportement élastique linéaire simplifie fortement la modélisation des roches, elle permet également de rendre la déformation entièrement réversible [Maerten et Maerten, 2006]. Ces méthodes

« mécaniques » possèdent des avantages sur les méthodes cinématiques traditionnelles, particulièrement dans la restauration 3D des régions structuralement complexes [Maerten et Maerten, 2006 ; Moretti, 2008 ; Maerten, 2010 ; Lovely *et al.*, 2012 ; Woodward, 2012 ; Resor et Pollard, 2012 ; Durand-Riard *et al.*, 2013 ; Nyantaki *et al.*, 2014] : elles permettent notamment d'intégrer des matériaux aux propriétés mécaniques élastiques hétérogènes, de calculer des déplacements non-uniformes sur les failles en se basant sur des principes mécaniques et de tenir compte d'interactions mécaniques entre les failles. Cependant, les conditions aux limites de ces modèles sont fondamentalement différentes des forces à l'origine des déformations géologiques, ce qui pose un problème pour prédire les champs de déformations et de contraintes [Lovely *et al.*, 2012 ; Resor et Pollard, 2012]. De fait, plusieurs auteurs ont souligné la difficulté de construire avec ces méthodes de restaurations des scénarios géologiques qui permettraient de prédire à partir de critères mécaniques où, quand et pourquoi les failles chevauchantes se forment et se déplacent [Fletcher et Pollard, 1999 ; Lovely *et al.*, 2012 ; Resor et Pollard, 2012], à l'instar des expériences de Cubas *et al.* [2008], Souloumiac *et al.* [2010], Mary *et al.* [2013] et Caër *et al.* [2015] par exemple.

L'autre piste consiste à utiliser des simulations directes des déformations géologiques qui utilisent des lois de comportement mécanique non linéaires élasto-plastiques et élasto-visco-plastiques [e.g. Mandl, 1988 ; Cundall, 1989 ; Makël et Walters, 1993 ; Poliakov *et al.*, 1993 ; Bathellier, 1994 ; Sassi et Faure, 1997 ; Zienkiewicz et Taylor, 2005 ; Simpson, 2006 ; Stockmal *et al.*, 2007 ; Simpson, 2009 ; Albertz et Lingrey, 2012 ; Albertz et Sanz, 2012 ; Smart *et al.*, 2012 ; Ruh *et al.*, 2012 ; Fillon *et al.*, 2013 ; Schmalholz *et al.*, 2014]. Ces méthodes numériques résolvent principalement des problèmes de mécanique des milieux continues ; elles ont été utilisées pour répondre à des problèmes de mécanique à l'échelle de la lithosphère [Poliakov *et al.*, 1993 ; Avouac et Burov, 1996 ; Le Pourhiet *et al.*, 2004 ; Yamato *et al.*, 2007 ; Jammes *et al.*, 2013 ; Erdos *et al.*, 2014] et à des problèmes de mécanique à l'échelle du bassin sédimentaire [Makel et Walters, 1993 ; Bathellier, 1994 ; Sassi et Faure, 1997 ; Gerbault *et al.*, 1998 ; Simpson, 2006 ; Stockmal *et al.*, 2007 ; Simpson, 2009 ; Albertz et Lingrey, 2012 ; Albertz et Sanz, 2012 ; Smart *et al.*, 2012 ; Ruh *et al.*, 2012 ; Fillon *et al.*, 2013 ; Schmalholz *et al.*, 2014 ; Ueda et Gerya, 2015 ; Caer *et al.*, 2015]. La plupart de ces outils arrivent aujourd'hui à maturité, ce qui leur permet de modéliser des problèmes physiques avec une grande sophistication (Figure 1.5).

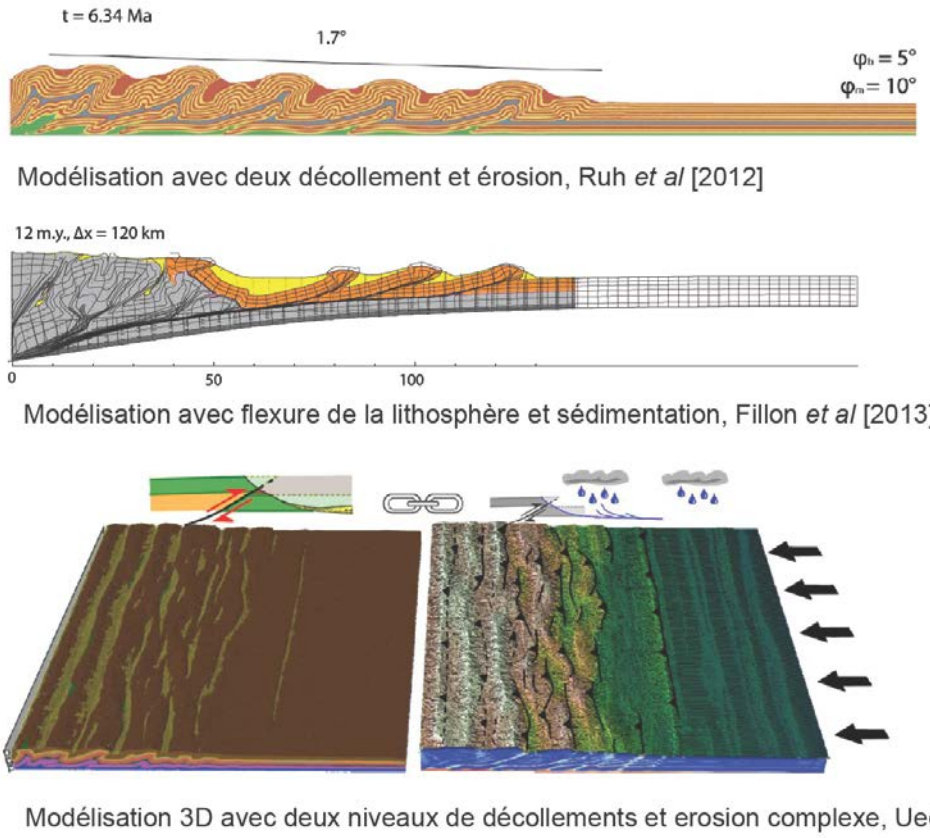


Figure 1.5 – Exemples récents de modélisations géo-mécaniques réalisées au sein de différents laboratoires, montrant la complexité des simulations qui peuvent être réalisées à ce jour..

De nombreux travaux ont mis en évidence la validité de ces modèles numériques d'évolution structurale en reproduisant avec succès les résultats des expériences analogiques, les fameux « bacs à sable », constituées de conditions aux limites simples et connues [e.g. Sassi *et al.*, 1993 ; Barnichon et Charlier, 1996 ; Sassi et Faure, 1997 ; Ellis *et al.*, 2004 ; Buiter *et al.*, 2006 ; Nilfouroushan *et al.*, 2013 ; Mary *et al.*, 2013]. Cependant, les bassins sédimentaires restent des systèmes mécaniques extrêmement complexes dont il est difficile de modéliser l'ensemble des conditions aux limites et des processus mécaniques. La technique de modélisation analogique de type « bac à sables », c'est à dire avec des matériaux granulaires, a permis depuis le XIXème siècle d'investiguer à différentes échelles les dynamiques des déformations compressives. Elles ont identifié un certain nombre de mécanismes et de processus qui exercent un contrôle de premier ordre sur l'évolution des chaînes plissées [voir en particulier le review récent de Graveleau *et al.*, 2012]; par exemple, la stratigraphie mécanique, l'architecture structurale à l'état initial, les conditions aux limites cinématiques, les phénomènes d'érosion, de transport et de sédimentation, etc. Par rapport à ces techniques expérimentales, les modélisations numériques ont plusieurs intérêts, à savoir [e.g. Burov *et al.*, 2014b]:

(1) La possibilité d'intégrer des matériaux avec une très grande gamme de propriétés mécaniques et de lois de comportements rhéologiques.

(2) Comparé aux expériences analogiques, la simulation numérique utilise des paramètres physiques avec des valeurs réalistes ; on évite ainsi une grande partie des problèmes de calibrage des boites à sables.
(3) La possibilité d'utiliser des conditions aux limites complexes, multi-échelles, qui peuvent répondre à des problèmes mécaniques très variés ; les transferts de chaleurs notamment sont plus facilement déterminés.
(4) Les sorties graphiques permettent de visualiser plus aisément les déformations, les évolutions des contraintes et des flux de chaleurs au cours de l'évolution du modèle.

On peut noter cependant qu'à l'instar des expériences analogiques, les simulations numériques ont principalement servie jusqu'ici à évaluer l'importance relative des différents processus impliqués dans l'évolution géologique, et à valider ou réfuter des hypothèses géologiques et géodynamiques sur la base de tests paramétriques [e.g. Burov *et al.*, 2014b]. Très peu d'études ont été réalisées avec pour objectif de concevoir, à l'aide d'outils mécaniques, un scénario cinématique d'une section géologique capable d'expliquer la formation et l'évolution des structures tectoniques grâce à des critères mécaniques ; on peut citer toutefois Caër *et al.* [2015], bien que l'approche mécanique utilisée ne permette pas encore de prendre en compte des matériaux et des failles aux propriétés hétérogènes.

1.4- Plan de la thèse

La modélisation cinématique des bassins sédimentaires est cruciale pour explorer les prospects pétroliers situés dans les régions structuralement complexes. Deux méthodes sont généralement appliquées pour préciser l'architecture d'un front de chevauchement et son évolution: (1) La méthode de la restauration de coupes équilibrées permet d'obtenir une interprétation structurale cohérente géométriquement et cinématiquement, et (2) la modélisation analogique et numérique permet de discuter sur la base de paramètres mécaniques l'évolution du front de chevauchement. Les techniques d'équilibrages de coupes généralement utilisées ne sont cependant pas suffisantes pour restaurer de manière précise des coupes géologiques [Sassi *et al.*, 2008 ; Moretti et Callot, 2012], et aucun liens ne peut être fait entre l'équilibre des forces appliquées au système à chaque pas de temps et la résistance critique de la roche à la rupture [Eliott *et al.*, 1976 ; Leroy et Sassi, 2000].

Les progrès réalisés sur les techniques de modélisations numériques a notamment permis le développement de modèles géo-mécaniques, supposés supplanter les modèles purement géométriques [Fletcher et Pollard, 1999]. Cependant, la complexité du problème mathématique n'a pas permis à ce jour de mettre au point une méthode de simulation des déformations géologiques mature, et les développement les plus marquant concernent les modèles couplés géométrie/géomécanique [Maerten et Maerten, 2006 ; Moretti, 2008; Guzofski *et al.*, 2009]. On peut se poser la question de la pertinence des résultats obtenus avec les options de mécaniques simplifiées utilisées dans ces méthodes de

restaurations géomécaniques, notamment pour aider à la simulation des écoulements et les surpressions de fluides en région structuralement complexes [e.g. Lovely *et al.*, 2012 ; Caer *et al.*, 2015].

L'objectif de cette thèse est d'utiliser l'état des connaissances en matière de modélisations géomécaniques et de modèles de bassins pour étudier une problématique typique rencontrée dans les chaînes plissées, qui est celle du couplage entre circulations de fluides et activité d'un décollement argileux [Hubbert et Rubbey, 1959 ; Davies *et al.*, 1983 ; Dahlen *et al.*, 1984 ; Sibson, 1992 ; Smith et Wiltschko, 1996 ; Cobbold *et al.*, 2001 ; Echavarria *et al.*, 2003 ; Cobbold *et al.*, 2004 ; Mourgues et Cobbold, 2006 ; Deville *et al.*, 2010 ; Lacroix *et al.*, 2013 ; Zanella *et al.*, 2014a ; Aydin et Engelder, 2014 ; Rocha et Cristallini, 2015 ; MacKay, 2015 ; Deville, 2015]. De nombreuses études d'explorations pétrolières dans les chaînes plissées ont montré que les niveaux roches-mères situés sous les plis frontaux se trouvent dans la fenêtre à huile [Roure et Sassi, 1995 ; Moretti *et al.*, 1996 ; Grelaud *et al.*, 2002 ; Faure *et al.*, 2004 ; Deville et Sassi, 2006 ; Sassi *et al.*, 2007 ; Zanella *et al.*, 2014a ; Rocha *et al.*, 2015]. Les modèles cinématiques couplés avec des calculs thermiques et géochimiques montrent souvent que la progression des chevauchements frontaux est synchrone de la génération des hydrocarbures [Deville et Sassi, 2006 ; Sassi *et al.*, 2007 ; Rocha et Cristallini, 2015]. De fait, beaucoup de roches mères sont des argiles et constituent des niveaux de décollement potentiels dans les chaines plissées. Différents auteurs ont proposé un lien entre l'activation du cisaillement sur ces niveaux argileux et leur hydratation (pour la partie superficielle) et l'augmentation de la maturité de la matière organique (en profondeur). Le mécanisme généralement proposé est que la génération des hydrocarbures, huile ou gaz, crée une surpression qui diminue la résistance des roches au cisaillement et génère des phénomènes de fracturations hydrauliques [Parnell *et al.*, 1998 ; Cobbold *et al.*, 2001 ; Cobbold *et al.*, 2004 ; Mourgues et Cobbold, 2006 ; Gale *et al.*, 2007 ; Engelder *et al.*, 2009 ; Aydin et Engelder, 2014 ; Zanella *et al.*, 2014a ; Rocha et Cristallini, 2015 ; MacKay, 2015]. Parmi les processus connus pour créer une surpression, la transformation de la matière organique en hydrocarbures est en effet souvent évoquée, et surtout le craquage secondaire des huiles en gaz [Ungerer *et al.* 1983; Spencer 1987 ; Grauls *et al.*, 1999 ; Osborne et Swarbrick, 1997 ; Mourgues et Cobbold, 2006 ; Deville, 2015]. En plus de ces phénomènes, l'effet des contraintes tectoniques [Sibson 2003; Evans et Fischer. 2012 ; Beaudoin *et al.*, 2014], et celui des transformations diagénétiques dans les argiles [Freed and Peacor 1989 ; Couzens et Wiltschko, 2000 ; Roure *et al.*, 2005] sont également abordés. Ces processus n'interviennent pas avec la même intensité dans les différents faciès sédimentaires, ni même dans un faciès ayant été impacté de manière différente par des évènements diagénétiques post-sédimentation [Sassi *et al.*, 2013 ; Gasparrinni *et al.*, 2014].

Dans cette thèse, je propose d'étudier plus précisément les changements de propriétés mécaniques des argiles riches en matières organiques quand elles entrent en fenêtre à huile puis à gaz, afin de déduire si leur enfouissement peut activer un décollement et propager un système de

chevauchement. L'approche choisie est celle du couplage entre modèles de bassin (avec une formulation hydromécanique, mais sans approche macro-mécanique) et modélisations géo-mécaniques directes (avec une approche mécanique mais sans formulation hydromécanique), calibrées sur un cas d'étude au front des chaînes Subalpines dans les Alpes où le décollement est une roche-mère. Ce travail a pour but, en utilisant une approche couplée mécanique et hydromécanique, de comprendre : (1) les phénomènes transitoires et dynamiques de surpressions et le développement de fracturations associées au sein d'une roche-mère pendant son enfouissement sédimentaire et tectonique, et (2) les paramètres mécaniques critiques pour pouvoir activer un décollement au sein d'un niveau roche-mère. En confrontant les deux points de vue, on verra qu'il est possible de discuter des conditions aux limites typiques et des processus géologiques, géochimiques et hydromécaniques nécessaires au développement de décollements au sein de niveaux roches-mères pendant l'augmentation de leur maturité. En cela, ce travail est un premier pas vers l'établissement de lois rhéologiques thermo-dépendantes pour les roches argileuses et les roches-mères, qui pourraient être plus largement utilisées dans les thématiques de géo-modélisations.

Ce travail multidisciplinaire s'organise selon trois axes : un aspect géologique, un aspect caractérisation expérimentale et un aspect modélisation. A la faveur d'une étude détaillée des styles structuraux observés sur de nombreuses coupes géologiques de chaînes plissées autour de la Méditerranée, j'expose les principaux problèmes de mécaniques qui se posent pour reconstruire l'évolution structurale de ces bassins sédimentaires complexes (Chapitre 2), et la place qu'occupent les surpressions de fluides dans les roche-mère au sein de ces scénarios de déformations géologiques pour des systèmes géologiques variés (Chapitre 3). Ces inconnus mécaniques constituent des problèmes types qui peuvent être étudiées au travers de modélisations géo-mécaniques, afin de préciser comment peuvent s'agencer dans le temps les blocs structuraux composants les coupes géologiques (Chapitre 2-2). L'objectif est de permettre une meilleure prédiction de l'histoire d'enfouissement des terrains sédimentaires, afin d'améliorer la résolution des systèmes pétroliers dans les chaînes plissées. Au cours de ce travail, je montre notamment la nécessité d'adopter un point de vue mécanique pour restaurer les coupes structurales (Chapitre 2-2). Je documente ensuite deux cas de roches-mères qui ont été, ou pourrait être, des décollements (Chapitre 4). Dans le cas des chaînes Subalpines dans les Alpes françaises, la modélisation cinématique géométrique couplée avec l'évolution thermique et géochimique permet d'identifier la hiérarchie des paramètres structuraux contrôlant la maturité de la roche-mère (Chapitre 4-1). Dans le cas de la zone Ionienne en Albanie, la présence d'affleurements à l'état très peu mature de la roche-mère Toarcienne *Posidonia Schist* me permet de caractériser en laboratoire et à haute résolution l'évolution verticale des paramètres qui contrôlent le comportement rhéologique des roches-mères (Chapitre 4-2). Ces deux cas géologiques me servent de données de bases structurales et sédimentaires pour simuler l'évolution d'une roche-mère pendant son enfouissement (Chapitre 5). Deux aspects sont étudiés :

(1) En utilisant des modélisations hydromécaniques effectuées avec le modèle de bassin TEMISFLOW Arctem, prenant en compte la génération des fluides hydrocarbures, j'analyse les conditions nécessaires pour créer des surpressions au sein d'un niveau de décollement roche-mère localisé sous le *footwall* (mur) d'un chevauchement (Figure 5-1). Les valeurs obtenues permettent de discuter les conditions seuil nécessaire pour fracturer la roche et modifier le comportement rhéologique de la roche-mère.

(2) Au travers de modélisations géo-mécaniques effectuées avec le code numérique FLAMAR [Burov *et al.*, 2014a], des séries de tests paramétriques modifiants systématiquement les paramètres clés des lois rhéologiques sont réalisés. J'étudie ainsi sous quelles conditions mécaniques les géométries de plis géologiques peuvent être modélisées (Chapitre 5-2). Je propose également de hierarchiser les paramètres mécaniques qui permettent d'activer un décollement au sein de roches-mères intégrées dans une stratigraphie mécanique (Chapitre 5-2).

Au travers de ces deux aspects de modélisation différents, géo-mécanique et hydro-mécanique, je discute des développements nécessaires pour proposer une loi rhéologique permettant de prendre en compte l'adoucissement mécanique thermo-dépendant des roches-mères dans les modélisations géo-mécaniques. Cette discussion permet de faire le point sur les développements nécessaires pour intégrer une formulation mécanique dans les modèles de bassins.

CHAPITRE 2 – LES PROBLEMES DE MECANIQUE POSES PAR L'ETUDE DES CHAÎNES PLISSEES

Les roches sédimentaires doivent accommoder les déformations géologiques qui leurs sont imposées au cours de l'histoire tectonique par les mouvements tectoniques. Ces mouvements latéraux varient sur des durées de l'ordre de la dizaine de millions d'années à des vitesses beaucoup plus lentes. Ils sont complétés par les mouvements verticaux d'enfouissements et d'exhumations éventuelles qui résultent de la sédimentation, de l'érosion et des chevauchements tectoniques. La combinaison, ou la succession de ces événements conduit à la déformation finale des matériaux sédimentaires.

Plusieurs contextes d'évolution géodynamique mènent à la formation des ceintures de chevauchements et des chaînes plissées (*Fold and Thrust Belts*, FTB) où les terrains sédimentaires sont plissés, faillées, renversées, exhumées et redéposés. Les terrains sédimentaires déformés au sein des chaînes plissées enregistrent les phases principales de l'évolution orogénique, et sont façonnés à la fois par des processus géologiques de surfaces (érosion/sédimentation) et des processus géologiques profonds (flexure de la lithosphère et cinématiques des plaques). De fait, à cause des nombreux paramètres qui interviennent dans leurs formations, les chaînes plissées sont caractérisées par des architectures géologiques et des évolutions structurales très variées.

L'architecture d'une chaîne de montagne est typiquement asymétrique et peut se diviser en plusieurs zones structurales distinctes, chacune témoin d'un événement géodynamique différent [e.g. Mattauer, 1973 ; Merle, 1994 ; McClay *et al*., 2004 ; Fossen, 2010] (Figure 2.1) :

- La zone centrale, appelée zone axiale, forme le cœur métamorphique très déformé de la chaîne, intrudé par des plutons syn- ou post-orogéniques. Elle est constituée de roches ayant subi un enfouissement très fort, progressivement mises à nues par l'érosion et le soulèvement de la chaîne.
- Les chaînes plissées dans l'avant-pays forment la marge du système orogénique. Elles sont caractérisées par des chevauchements qui se propagent de la partie interne de la chaîne vers la partie externe. Ces chaînes plissées déforment essentiellement la couverture sédimentaire.
- Au delà des derniers chevauchements, le poids de la chaîne crée une forte subsidence qui aboutit à la formation de bassins d'avant-pays asymétriques qui récoltent les produits de l'érosion des chaînes.

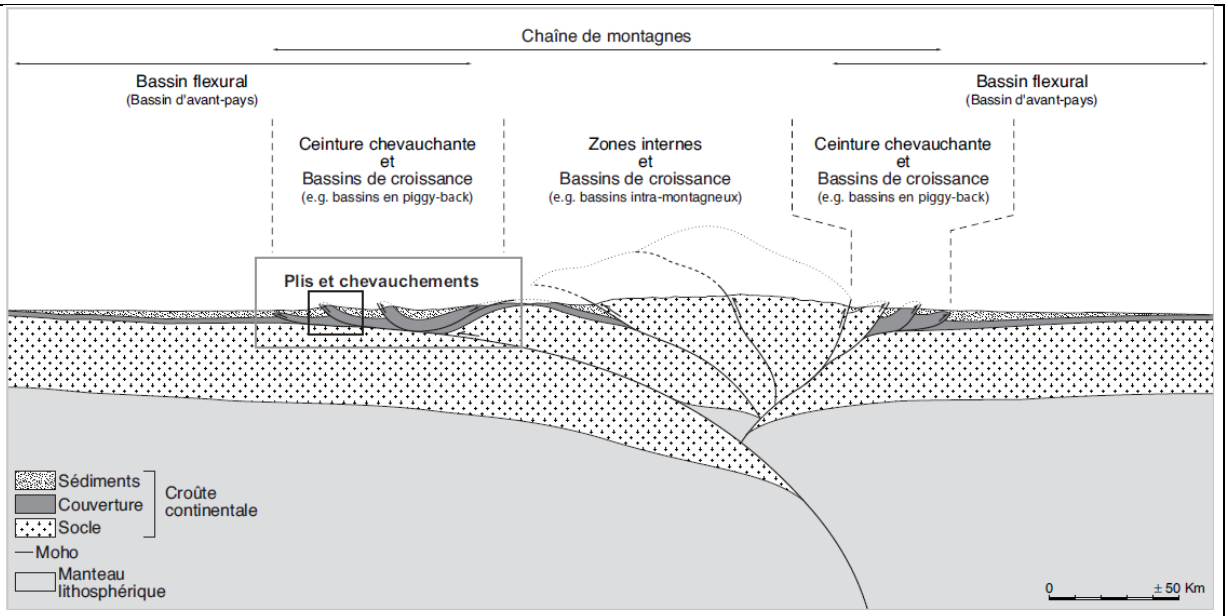


Figure 2.1 – Représentation schématique de l'architecture en profondeur et en 2D d'une chaîne de montagne [Barrier, 2002]

L'étude de la déformation des matériaux de l'écorce terrestre regroupe de nombreuses thématiques, de la formulation mathématique de la déformation à l'observation des structures tectoniques à l'affleurement ou sur des profils sismiques. Comprendre l'évolution structurale d'une chaîne plissée ou d'un système orogénique revient à intégrer au sein d'un modèle synthétique les observations géologiques, leurs extrapolations dans le sous-sol et leurs explications mécaniques. L'évolution structurale proposée pour une chaîne plissée ne peut être validée que lorsque chaque étape de déformation du bassin sédimentaire se justifie géométriquement, cinématiquement et mécaniquement.

Dans ce chapitre, on revient tout d'abord sur quelques notions de base de la rhéologie et de la mécanique des roches, afin de montrer comment les modélisations géo-mécaniques approchent la déformation des matériaux géologiques, et comment les lois constitutives attribuées à ces matériaux doivent être utilisées pour simuler de manière satisfaisante la déformation des bassins sédimentaires. Dans une deuxième partie, une analyse comparée de l'architecture des chaînes plissées est effectuée sur la base de nombreuses coupes géologiques équilibrées autour des chaînes de montagnes Méditerranéennes. Elle permet d'identifier les liens entre la mécanique des roches et le style structural. Elle montre surtout l'importance de l'interprétation mécanique pour le travail de la restauration structurale.

2.1 - Principes mécaniques élémentaires expliquant la déformation des roches sédimentaires en contexte de compression

2.1.1- Notions de mécanique des roches et de rhéologie

La rhéologie est une discipline de la mécanique des roches qui étudie les propriétés mécaniques des matériaux solides, fluides et gaz. Elle traite principalement des processus de fluages et de cisaillements des roches, opposés aux processus de ruptures qui forment les fractures et les failles géologiques. Si les hétérogénéités existantes au sein de la roche sont négligées (comme les micro-fractures, les contacts entre grains ou l'espace poreux) et que les propriétés physiques varient graduellement au sein du volume rocheux, la déformation des roches peut être décrite et analysée par des principes simples dans le cadre de la mécanique des milieux continues. Ces principes permettent d'établir des équations mathématiques qui décrivent les relations entre la contrainte, la déformation et le taux de déformation. Ces lois sont ce qu'on appelle les lois constitutives des matériaux, ou lois de comportement rhéologique (ou mécanique), et sont à la base de la description du comportement des roches dans les modélisations géo-mécaniques qui seront réalisées dans cette thèse.

Les expériences de mécanique des roches mettent en évidence deux familles de comportement mécanique: la déformation réversible (*i.e.* élastique) et la déformation irréversible (*i.e.* plastique). Pour la première, les matériaux déformés reprennent leur forme initiale lorsqu'ils ne sont plus sous contraintes. Pour la seconde, au dessus d'un seuil de contrainte se crée une déformation permanente qui se produit soit sous la forme d'une rupture (Figure 2.2a), soit sous la forme d'une déformation plastique suivie d'une rupture (Figure 2.2b), soit sous la forme d'une déformation plastique sans rupture (Figure 2.2c), entraînant le fluage de la roche. On introduit ici la notion de seuil de contrainte pour un changement de comportement mécanique, qui peut correspondre à: (1) un seuil de rupture (Figure 2.2a), (2) à un seuil de plasticité suivi par un seuil de rupture (Figure 2.2b) ou (3) à un seuil de plasticité, la résistance de l'échantillon atteignant un maximum en régime stationnaire (Figure 2.2c).

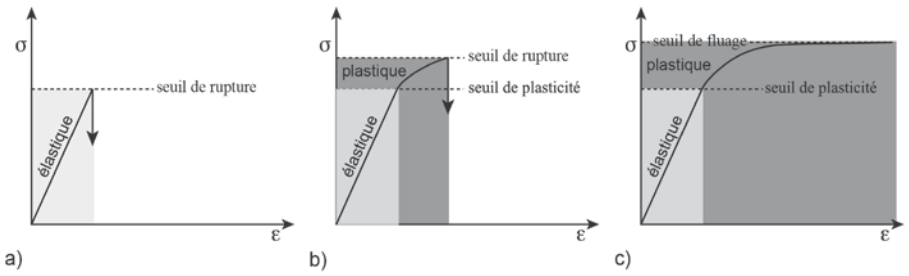


Figure 2.2 – Relations contraintes/déformations pour des déformations élastiques et élasto-plastiques [modifié d'après Huet, 2010]

Les expériences de mécanique en laboratoire permettent de caractériser un certain nombre de propriétés mécaniques des roches, qui servent à décrire au travers d'un ensemble de lois constitutives le comportement rhéologique du matériau géologique [e.g. Mandl, 1988 ; Jaeger *et al.*, 2009 ; Zoback, 2010 ; Fossen, 2010]. On peut citer les paramètres qui seront les plus utilisés au cours de ce travail : les paramètres mécaniques élastiques (modules d'Young et coefficient de Poisson), les paramètres mécaniques liés à la définition du critère de rupture (coefficient de frottement et cohésion) et les paramètres mécanique liés à la conception d'une loi de fluage.

Le module d'Young et le coefficient de Poisson définissent l'évolution du comportement élastique de la roche. Le module d'Young (ou E, ou module élastique, ou raideur) caractérise à quel point il est difficile de déformer une roche. Ainsi, une roche possédant une faible valeur de module d'Young est mécaniquement faible, dans le sens où sa résistance à la déformation est faible. Le coefficient de Poisson est une mesure de la compressibilité de la roche. Elle traduit la tendance à développer une élongation élastique perpendiculaire aux contraintes appliquées sur le système ; plus la valeur du coefficient de poisson s'approche de 0.5, plus le matériel est incompressible.

Le coefficient de frottement (μ) (qui est la tangente de l'angle de friction interne de la roche φ) et la cohésion (Coh) de la roche permettent de décrire, en relation avec la théorie de Mohr-Coulomb, le critère de rupture pour l'activation de fractures dans une roche saine selon une orientation plane. Le critère est égale à :

$$\tau + \mu\sigma_n - \mathrm{Coh} < 0$$

où σ_n et τ sont la contrainte tangentielle et la contrainte normale sur le plan. Sur un graphique représentant la relation τ et σ_n, les composantes principales σ_1 et σ_3 définissent un cercle de Mohr représentant toute les orientations possibles de plans de fractures en son intérieur (Figure 2.3). Le critère de Mohr-Coulomb est alors une droite définie par une pente μ et une ordonné à l'origine Coh. Si, au cours de l'histoire de déformation de la roche, le cercle de Mohr tangente la courbe du critère de rupture, l'état de contrainte est alors critique pour la formation où l'activation de failles conjugués par rapport à σ_3. L'angle aigu entre les deux plans de cisaillements conjugués a alors une valeur de 2Θ (Figure 2.3)

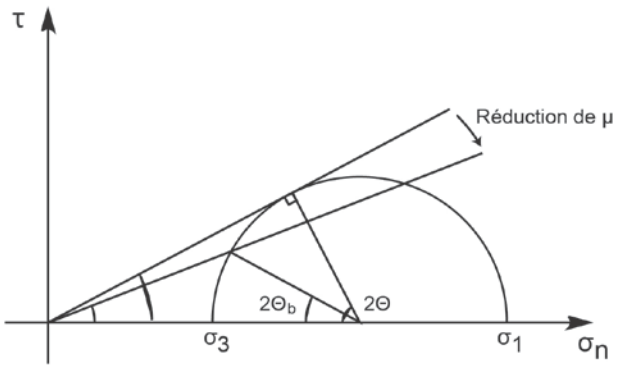


Figure 2.3 – Représentation dans un champ τ/σ_n des contraintes principales selon le cercle de Mohr.
La réduction du coefficient de frottement de la roche modifie la valeur critique du seuil de rupture de la roche, ainsi que l'angle des plans de cisaillements conjugués.

Les mécanismes impliqués dans la déformation plastique à l'échelle microscopique nécessitent l'utilisation de paramètres complexes, difficiles à mesurer en laboratoire (par exemple, la constante A, l'énergie d'activation Q ou le paramètre puissance n) [Turcotte et Schubert, 2014 ; Evans, 2005 ; Fossen, 2010 ; Burov *et al.*, 2014a]. Ceux-ci permettent de décrire sous la forme de lois de fluages les mécanismes de fluages plastiques observés pour différentes conditions géologiques au sein de la lithosphère, comme les mouvements de dislocations, de diffusions ou de maclages [e.g. Schmid *et al.*, 1977 ; Goetze et Evans, 1979 ; Ranally, 1995 ; Gleason et Tullis, 1995 ; Burov, 2007 ; 2011 ; Fossen, 2010 ; Gratier *et al.*, 2013 ; Turcotte et Schubert, 2014 ; Burov *et al.*, 2014a]. Les lois de fluages sont généralement écrites sous la forme d'une équation puissance de type :

$$E = A\sigma^n \exp(Q/RT) ;$$

avec R la constante des gaz parfaits et T la température.

A partir des paramètres mécaniques mesurés ponctuellement sur quelques échantillons d'une roche, un travail essentiel de la modélisation géo-mécanique est de proposer un comportement rhéologique à même de simuler correctement les processus de déformation des matériaux des bassins sédimentaire. Dans le cadre de ce travail de thèse, c'est notamment le comportement rhéologique d'une roche riche en matière organique qui est recherchée.

Sur le terrain, seules les déformations plastiques irréversibles sont observées ; les déformations élastiques réversibles restent quant à elles invisibles. La description des objets tectoniques à différentes échelles d'observation permet de distinguer du point de vue géologique de deux sortes de déformations irréversibles (Figure 2.4) :

- Les déformations localisées, qui forment des zones hétérogènes où la majeure partie des déformations se produit le long de structures restreintes (Figure 2.4a et c).

- Les déformations distribuées, qui forment des zones homogènes où les variations de déformations sont progressives (Figure 2.4b et d).

Le degré de localisation dépend fortement de l'échelle spatiale de l'observation. Ainsi, une déformation peut être localisée à l'affleurement, mais distribuée à l'échelle microscopique (c'est le cas des *deformation bands*, figures de déformation typique des grès poreux), ou bien localisée à l'échelle de la lithosphère mais distribuée à l'échelle de l'affleurement (c'est le cas des *shear zone*, les zones de failles lithosphériques).

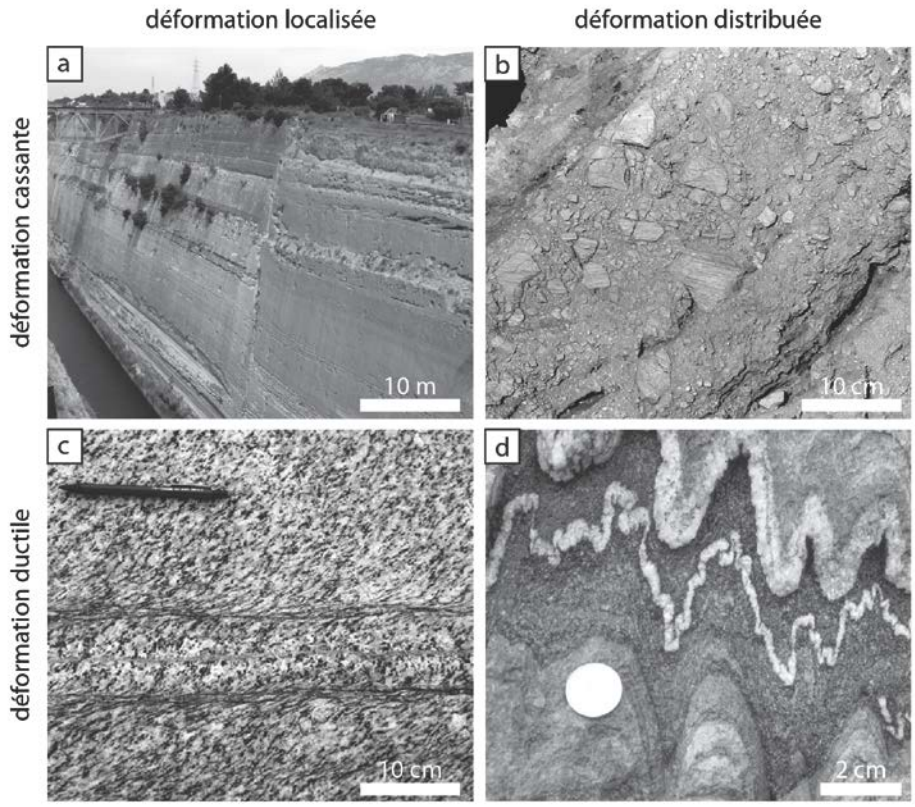


Figure 2.4 – Caractérisation du degré de localisation et de continuité de la déformation finie [Huet, 2010]. *a) Faille normale au niveau du canal de Corinthe, Grèce. Le plan de faille sépare deux blocs distincts qui glissent l'un par rapport à l'autre. b) Brèche de faille, Grèce. La zone de faille est marquée par la fracturation du milieu en de multiples éléments centimétriques englobés dans une matrice plus fines. c) Bande de cisaillement dans une roche métamorphique, Suisse. d) Plis dans les métasédiments de la Formation de Moine, Ecosse. La longueur d'onde des plis dépend de l'épaisseur des différents niveaux [Biot, 1961]*

Les déformations géologiques peuvent également être décrites en termes de déformation fragile et ductile (Figure 2.4) :

- La déformation cassante/fragile définie une déformation discontinue manifestée par des blocs individualisés par des plans de glissement. Elle est généralement assimilée aux déformations frictionnelles et à la rupture.

- La déformation ductile définie un comportement où la déformation permanente s'accumule (*i.e.* flue) de façon distribuée, sans fracturation macroscopiquement visible. Les déformations ductiles peuvent dériver de mécanismes de déformations différents (par exemple, pour les déformations ductiles des roches métamorphiques et celles des roches faiblement consolidées dans les parties superficielles de l'écorce terrestre). En ce sens, la déformation ductile décrit un style structural, dépendant de l'échelle d'observation, plus qu'un mécanisme de déformation (Figure 2.5). Elle se distingue en cela du mécanisme de déformation plastique, qui traduit un changement permanent de forme et de dimension sans fracturation (Figure 2.5)

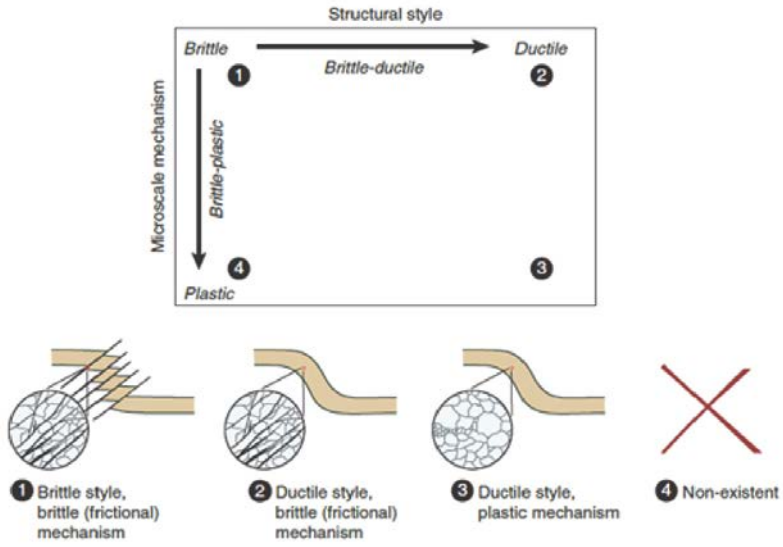


Figure 2.5 – Relations entre le style de déformation et les mécanismes de déformations [Fossen *et al.*, 2010]

Pour résumer, il est possible de distinguer au premier ordre deux comportements rhéologiques plastiques, qui correspondent à deux mécanismes dominant associés à la déformation des roches:

- Le comportement frictionnel est associé à la formation et le jeu des failles. Bien souvent, ce comportement est associé à la déformation fragile et à la rupture des roches. La valeur du seuil de plasticité et l'évolution des contraintes en déformation irréversible sont dépendantes de la pression de confinement, et se décrivent au travers de différentes lois de comportement : Mohr-Coulomb, Drucker-Prager, etc. [e.g. Mandl, 1988 ; Jaeger *et al.*, 2009 ; Fossen *et al.*, 2010].
- Le comportement visqueux est souvent associé à la formation des plis ou des boudins. Bien souvent, ce comportement est associé à la déformation ductile des roches très fortement enfouies dans l'écorce terrestre. La valeur du seuil de plasticité et l'évolution de la contrainte dans le domaine irréversible sont dépendantes de la vitesse de déformation et de la température, et se décrivent le plus souvent au moyen d'une loi de dislocation ou de diffusion [e.g. Mandl, 1988 ; Jaeger *et al.*, 2009 ; Fossen, 2010 ; Turcotte et Schubert, 2002].

De nombreux auteurs étudiant le comportement rhéologique des roches-mères définissent les termes ductiles et fragiles de façons légèrement différentes. Ainsi, une roche-mère fragile est définie comme une roche qui se déforme élastiquement, mais sans déformation plastique/irréversible importante avant la rupture [Sone et Zoback, 2011 ; Slatt, 2011 ; Slatt et Abousleiman, 2011 ; Sone et Zoback, 2013a, b ; Gale *et al.*, 2014]. Au contraire, une roche-mère ductile est définie comme une roche qui se déforme peu élastiquement, mais pour laquelle la déformation plastique avant rupture est très importante [Sone et Zoback, 2011 ; Slatt, 2011 ; Slatt et Abousleiman, 2011 ; Sone et Zoback, 2013a, b ; Gale *et al.*, 2014].

La distribution des mécanismes de déformations au sein de l'écorce terrestre est souvent définie par la notion de niveau structural, qui définit des domaines de pressions et de températures où les mécanismes dominants de la déformation (fragile et ductile) restent les mêmes (Figure 2.6) [Mattauer, 1973 ; Burov, 2007 ; 2011]. Ainsi, au premier ordre, les roches de la croûte supérieure riche en quartz et en feldspath se déforment principalement par des mécanismes fragiles. Les variations de compositions minéralogiques des roches au sein de la lithosphère mènent à la définition d'une stratigraphie rhéologique composée d'une succession de couches rhéologiques fragiles et ductiles qui contrôlent une grande part des mouvements tectoniques et des styles de déformation observés aux grandes échelles [e.g. Burov, 2007 ; 2011].

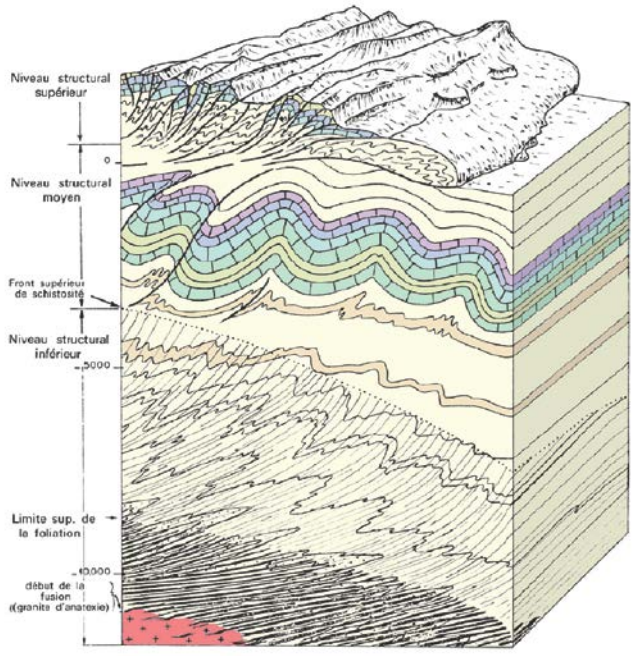


Figure 2.6 – Bloc diagramme représentant les styles de déformations typiques des roches de l'écorce terrestre en fonction de la profondeur d'enfouissement [Mattauer, 1973]

Pour des modélisations géo-mécaniques réalisées dans le cadre de la mécanique des milieux continus, le comportement des matériaux face aux contraintes peut se décrire aux travers de trois lois fondamentales : élastiques, plastiques et visqueuses (Figure 2.7).

Un matériau élastique est un analogue mécanique d'un ressort : il résiste à un changement de forme, mais ne se déforme plus lorsque plus de contraintes sont appliquées (Figure 2.7a). La réponse à la déformation est instantanée, et idéalement le matériel retourne à son état initial une fois que les forces appliquées au système sont retirées. Un matériau élastique linéaire est généralement formulé mathématiquement selon la loi de Hooke [voir Chapitre 6 ; Jaeger *et al.*, 2009 ; Fossen, 2010].

La déformation irréversible est simulée par des matériaux assimilés à des pistons, pour la déformation visqueuse linéaire (Figure 2.7b), où à des patins, pour la déformation plastique parfaite (2.7c). Dans le premier cas, la relation entre contraintes et déformations est linéaire et la contrainte dépend du taux de déformation (Figure 2.7b). Plus le temps pendant lequel le matériel est sous contrainte est long, plus il sera déformé. Dans le second cas, la déformation s'effectue à contrainte constante une fois le seuil de plasticité atteint (Figure 2.7c). La formulation mathématique utilisée dans ce dernier cas est le plus souvent celle d'un critère de Mohr-Coulomb.

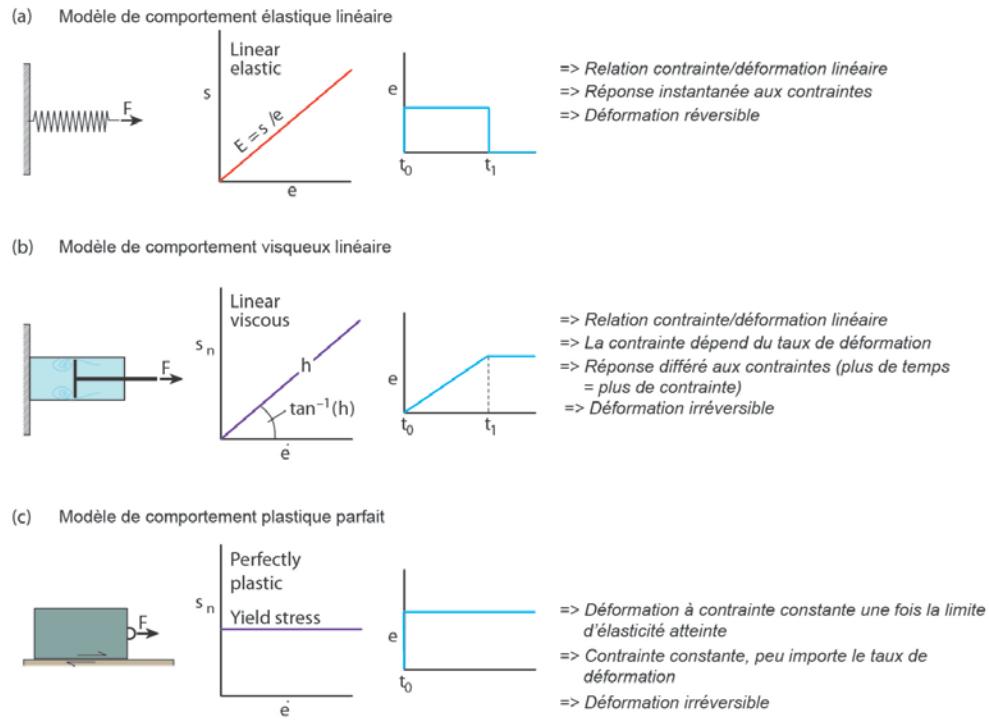


Figure 2.7 – Les modèles de comportements rhéologiques idéaux des matériaux géologiques dans le champ de la mécanique des milieux continus [modifié de Fossen, 2010]

Les roches ne se comportent jamais comme des matériaux plastiques parfaits; le taux de déformation à souvent un effet sur le comportement rhéologiques, et le seuil de contrainte pour déformer le matériel est susceptible de se modifier pendant l'histoire de la déformation. Si la contrainte appliquée doit être augmenté pour accumuler de la déformation supplémentaire, le phénomène s'appelle l'écrouissage « durcissant » (ou *strain hardening*) (Figure 2.8). Au contraire, si

le niveau de contrainte est réduit, il s'agit du phénomène d'écrouissage « adoucissant » (ou *strain softening*) (Figure 2.8).

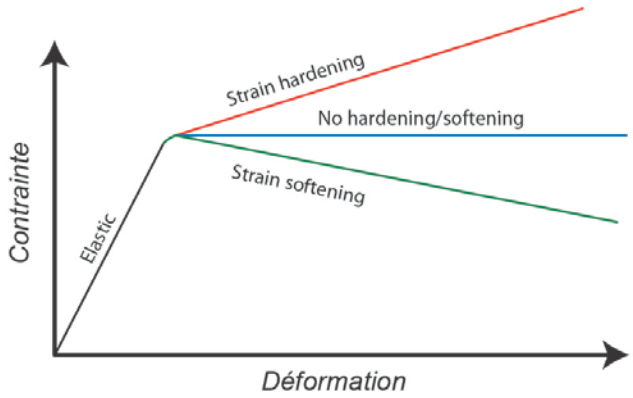


Figure 2.8 – Relations contraintes/déformations pour des matériaux durcissant ou adoucissant

La modélisation de la formation des structures tectoniques par la mécanique des milieux continus pose notamment le problème de définir une loi de comportement pour les roches sédimentaires qui soit valable aux grandes échelles de temps. Une large variété de modèles combinant des déformations élastiques, visqueuses et plastiques ont été employée pour simuler avec succès le comportement des matériaux géologiques [e.g. Burov, 2007 ; 2011 ; Jaeger *et al.*, 2009 ; Fossen, 2010 ; Turcotte et Schubert, 2014]. Les modèles élasto-plastiques et visco-élastiques présentés en Figure 2.9 sont ainsi classiquement utilisés pour simuler les déformations permanentes fragiles et ductiles dans les techniques actuelles de modélisations géo-mécaniques [Mandl, 1988 ; Jaeger *et al.*, 2009 ; Gerya, 2009; Fossen, 2010 ; Turcotte et Schubert, 2014].

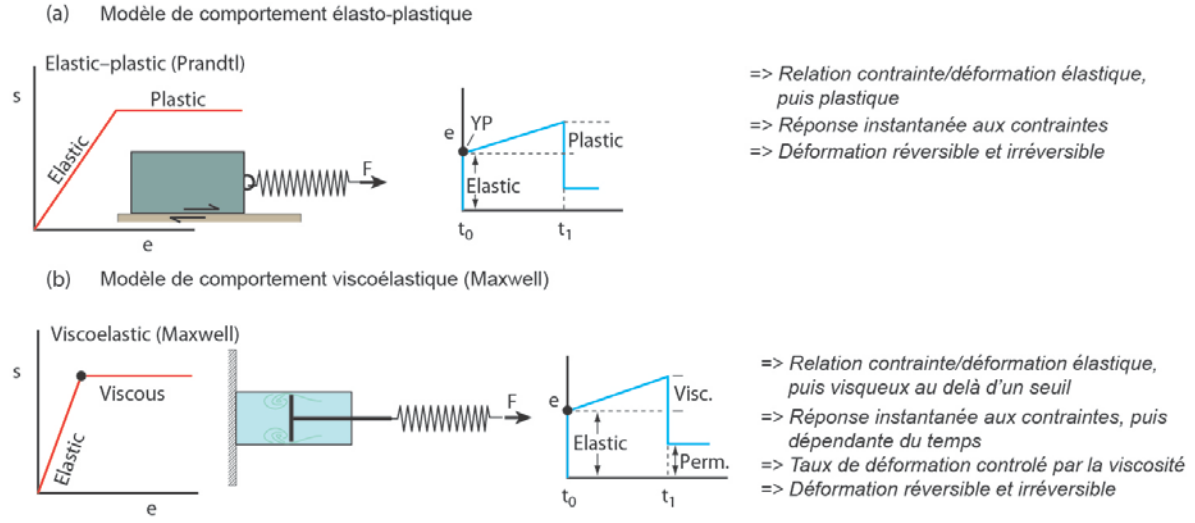


Figure 2.9 - Exemples de modèles de comportements rhéologiques combinés utilisés dans le cadre de modélisations géo-mécaniques FLAMAR [modifié de Fossen, 2010]

La mécanique des milieux continus écarte, par définition, la description de mécanismes fragiles comme les fractures et la localisation de bandes de cisaillements [voir notamment Mandel, 1974 ; Mandl, 1988 ; Guiton, 2001 ; Jaeger *et al.*, 2009], qui est pourtant un aspect majeur de la déformation des bassins sédimentaires. Toutefois, la résolution de problèmes aux limites complexes par l'approximation numérique des éléments-finis et la définition de lois de comportements favorisants cette localisation (comme les lois élasto-plastique avec frottements et adoucissements) ont permis de prédire l'orientation de bandes de cisaillement à leurs initiations et de tenter de comprendre leurs relations avec le plissement [Makël et Walters, 1993 ; Bathellier, 1994 ; Barnichon et Charlier, 1995]. Plusieurs auteurs ont mis en évidence la possibilité de reproduire par des modélisations géo-mécaniques utilisant la mécanique des milieux continues les déformations expérimentales observées dans les boîtes à sables, en utilisant des lois constitutives élasto-plastiques formulées par des phénomènes d'écrouissages adoucissants [Mandl, 1989 ; Makël et Walters, 1993 ; Batthelier, 1994 ; Barnichon et Charlier, 1995 ; Merle et Abidi, 1995 ; Sassi et Faure, 1997 ; Hoth *et al.*, 2007]. Pour aborder le problème de la génération d'une fracturation provoquée par la tectonique, Sassi et Faure [1997] ont montré que l'élasto-plasticité avec des lois constitutives conventionnelles (loi de Hooke pour l'élasticité, et critère de Drucker-Prager pour la plasticité) semble être cinématiquement admissible, puisque conforme aux observations sur le terrain.

Il est cependant nécessaire de bien définir les lois constitutives utilisées suivant les problèmes mécaniques à traiter. Ainsi, Leroy et Sassi [2000] puis Guiton *et al.* [2003a et b] montrent comment la définition d'une loi constitutive du comportement rhéologique d'une roche sédimentaire adaptée à un problème précis, celui de l'étude de sa fracturation, permet de mieux prédire l'évolution d'un réseau de fractures simulées au sein d'un pli, depuis le stade initial jusqu'à l'actuel. Ils proposent ainsi une méthodologie de modélisation pour obtenir une meilleure quantification de la densité, de l'orientation et du mode de fracturation pendant l'évolution structurale d'un système plissé [Guiton *et al.*, 2003a ; 2003b ; Sassi *et al.*, 2012].

Les roches-mères forment un ensemble particulier au sein des roches sédimentaires, puisqu'une partie de sa composition minérale (la matière organique, ou le kérogène) est formée par un matériel dont la stabilité est thermo-dépendante, pour des isothermes faibles qui sont communément retrouvés au sein des bassins sédimentaire [e.g. Tissot et Welte, 1984 ; Baudin *et al.*, 2007]. Au travers d'observations géologiques, de caractérisation en laboratoire, et d'expériences de modélisations, une partie des objectifs de cette thèse est donc de proposer un moyen d'utiliser les lois constitutives existantes dans les modélisations géo-mécaniques (et en particulier le modèle géo-mécanique FLAMAR [e.g. Burov *et al.*, 2014a]) pour simuler le comportement rhéologique thermo-dépendant de ces roches-mères, et de vérifier comment cette rhéologie peut influer sur l'activation d'un décollement.

2.1.2- Evolutions cinématiques des structures plissées par l'approche géométrique

Il n'existe pas d'outils permettant de visualiser directement l'architecture interne d'une chaîne plissée. Pour la déterminer, il est donc indispensable d'extrapoler les structures tectoniques à partir des informations fournies par les profils sismiques, les données de forages ou les données de terrains. Les faibles contraintes qui existent sur les structures tectoniques dans le sous-sol laissent possibles de nombreuses solutions structurales très variées. Les techniques d'équilibrages et de restaurations des coupes géologiques, théorisées dans les années 1960 [Bally *et al.*, 1966 ; Dahlstrom, 1969], sont utilisées pour valider et prédire les interprétations structurales, et en extraire des informations additionnelles [e.g. Dahlstrom, 1969 ; Suppe, 1983 ; Mugnier, 1987 ; De Paor, 1988 ; Gratier, 1988 ; Moretti, 1989]. Le principe de base de ces techniques consiste à valider la coupe géologique en procédant à son dépliage, ou en cherchant à faire correspondre le résultat de modèles directs avec la coupe interprétée. Ce dépliage se fait sous la contrainte de lois de conservations de volume de la roche, dont la formulation la plus simple consiste à supposer une épaisseur et une longueur constante des couches sédimentaires durant la déformation. Ces modèles font l'hypothèse que les mécanismes de déformations responsables du plissement peuvent être décrits à l'aide de ces principes géométriques simples, hypothèse souvent vérifiée au premier ordre par les observations géologiques et géophysiques [e.g. McClay, 2011 ; Brandes et Tanner, 2014]. De nombreuses observations de terrains mettent en évidence la localisation des changements de pendages selon une bande étroite, appelée charnière ou *kink*, idéalisée dans les modèles cinématiques par un plan sans épaisseur, orienté selon la bissectrice de l'angle aigu défini par une même couche de part et d'autre du pli.

Sur la base de ces considérations d'ordre géométriques, un certain nombre de modèles cinématiques des plis géologiques ont été proposés pour tenir compte des structures tectoniques très variées observées dans la nature. Ces modèles cinématiques sont le plus souvent une combinaison de trois plis élémentaires, le pli de cintrage sur rampe (*Fault Bend Fold, FBF*) (Figure 2.10), le pli de propagation (*Fault Propagation Fold, FPF*) (Figure 2.11) et le pli de détachement (*Detachment Fold, DF*) (Figure 2.12) [e.g. Suppe, 1983, 1985 ; Jamison, 1987 ; Suppe et Medwedeff, 1990 ; Erslev, 1991 ; Chester et Chester, 1990 ; McClay, 1992, 2011 ; Epard et Groshong, 1993 ; Mercier *et al.*, 1997 ; Poblet et McClay, 1996 ; Allmendinger, 1998 ; Mitra, 2003 ; Suppe *et al.*, 2004]. Depuis les travaux fondamentaux de Suppe [1983, 1985], des efforts considérables ont été réalisés pour évaluer, raffiner et appliquer ces modèles à toute sortes d'observations géologiques, et donc proposer des modèles cinématiques géométriques prédictifs pour des conditions géologiques variées [e.g. McClay, 2011 ; Brandes et Tanner, 2014].

Le pli de cintrage sur rampe (Figure 2.10) simule la géométrie classique d'un chevauchement en escalier [Suppe, 1983]. Le déplacement sur la faille entraîne la croissance d'un anticlinal dans le *hanging-wall* du chevauchement, tandis que le *footwall* n'est pas déformé. Ce type de pli implique un

déplacement très fort sur le chevauchement (Figure 2.10c). Une telle géométrie est visible au sein de l'anticlinal du Grand Colombier dans les Chaînes Subalpines de l'Ouest (Figure 2.10a) ; La Figure 2.10b montre une coupe d'un *FBF* au sein des niveaux Crétacé de l'anticlinal de Saranda en Albanie (voir Chapitre 4.2).

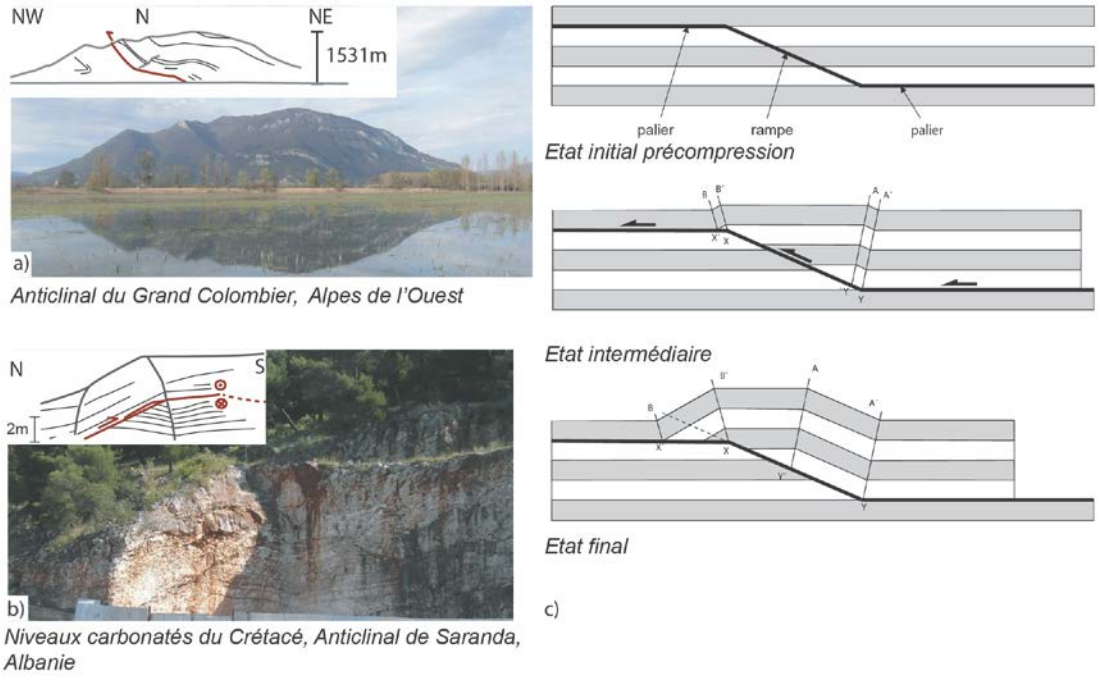


Figure 2.10 - Le modèle du pli de cintrage sur rampe.
a) Anticlinal du Grand Colombier en Savoie, Alpes de l'Ouest, France. Le panorama montre une courbure de faille en palier-rampe-palier au niveau des sédiments argileux du Lias typique des plis de cintrage sur rampe (cliché IFPEN). b) Coupe transversale d'une rampe dans les carbonates Crétacé de Saranda, Albanie (cliché IFPEN). On distingue clairement le changement de pendage des couches sédimentaire de part et d'autre de la faille. c) Modèle cinématique d'un pli de cintrage sur rampe tel qu'il est décrit par Suppe [1983].

Le pli de propagation résulte de l'action combinée du chevauchement et de la propagation de la rampe (Figure 2.11) [Suppe et Medwedeff, 1984]. La géométrie frontale du pli qui en résulte est relativement différente de celle d'un pli de cintrage sur rampe (Figure 2.11b). Des modèles plus complexes de plis de propagation ont été proposés, soit à partir de la combinaison de deux modèles élémentaires de *FBF* et de *FPF* [Suppe et Medwedeff, 1990 ; Mercier *et al.*, 1996] soit par le remplacement du *kink* par une bande triangulaire de cisaillement (le modèle *trishear* [Erslev, 1991 ; Allmendinger, 1998]. Ce dernier modèle semble assez bien correspondre au pli proposé en Figure 2.11a, localisé au sein des séries sédimentaires carbonatées Crétacé dans la région de Butrint, en Albanie (voir Chapitre 4-2).

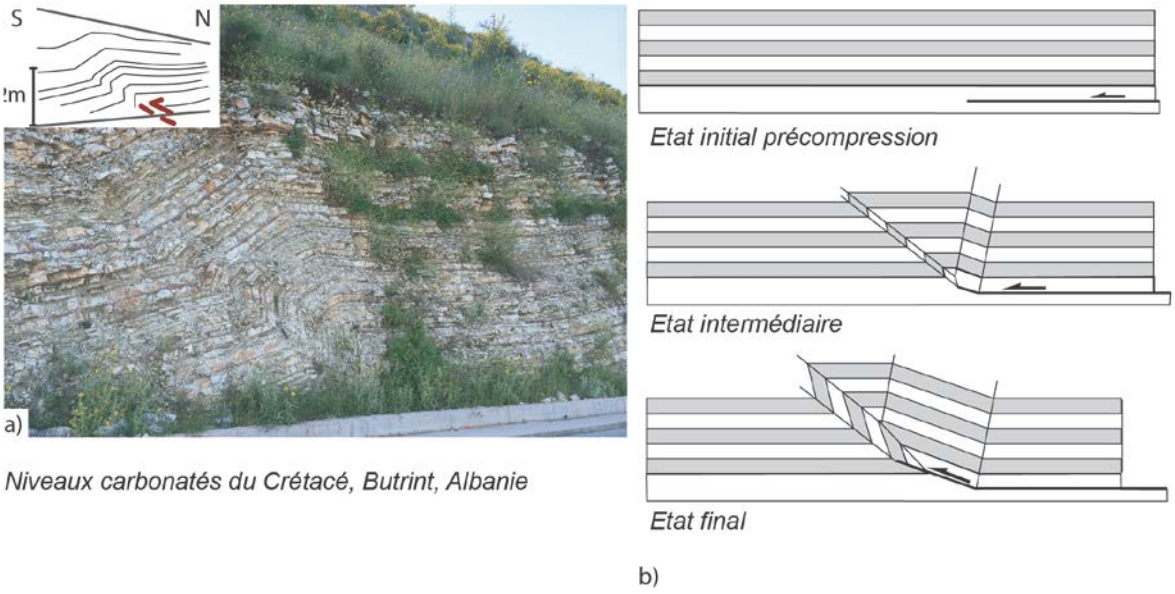


Figure 2.11 - Le modèle du pli de propagation de faille.
a) Pli de propagation dans les niveaux de carbonates du Crétacé de Butrint, Albanie (cliché IFPEN). Le plissement typique selon une zone triangulaire suggère un mode de déformation en trishear. b) Modèle cinématique d'un pli de propagation tel qu'il est décrit par Suppe et Medwedeff [1984].

Les plis de détachement sont des plis de faibles amplitudes associés aux phénomènes de *buckling* au dessus d'un détachement (Figure 2.12) [Jamison, 1987 ; Hardy et Poblet, 1994 ; Epard et Groshong, 1993 ; Mitra *et al.*, 2003 ; Atkinson et Wallace, 2003 ; Wallace et Homza, 2004]. Ce mode de plissement ne demande pas l'existence d'une rampe de chevauchement pour se créer, à l'inverse des deux précédents (Figure 2.12c). Les plis de détachements nécessitent la présence d'une couche de décollement ductile, qui peut remplir l'espace généré à la base du pli. Ils sont le plus généralement disharmonique (Figure 2.12b). Sur la Figure 2.12a est montré un pli faillé qui peut être interprété soit comme un pli de propagation dans lequel la faille à traversée le pli, soit comme un pli de détachement faillé [Mitra, 2002].

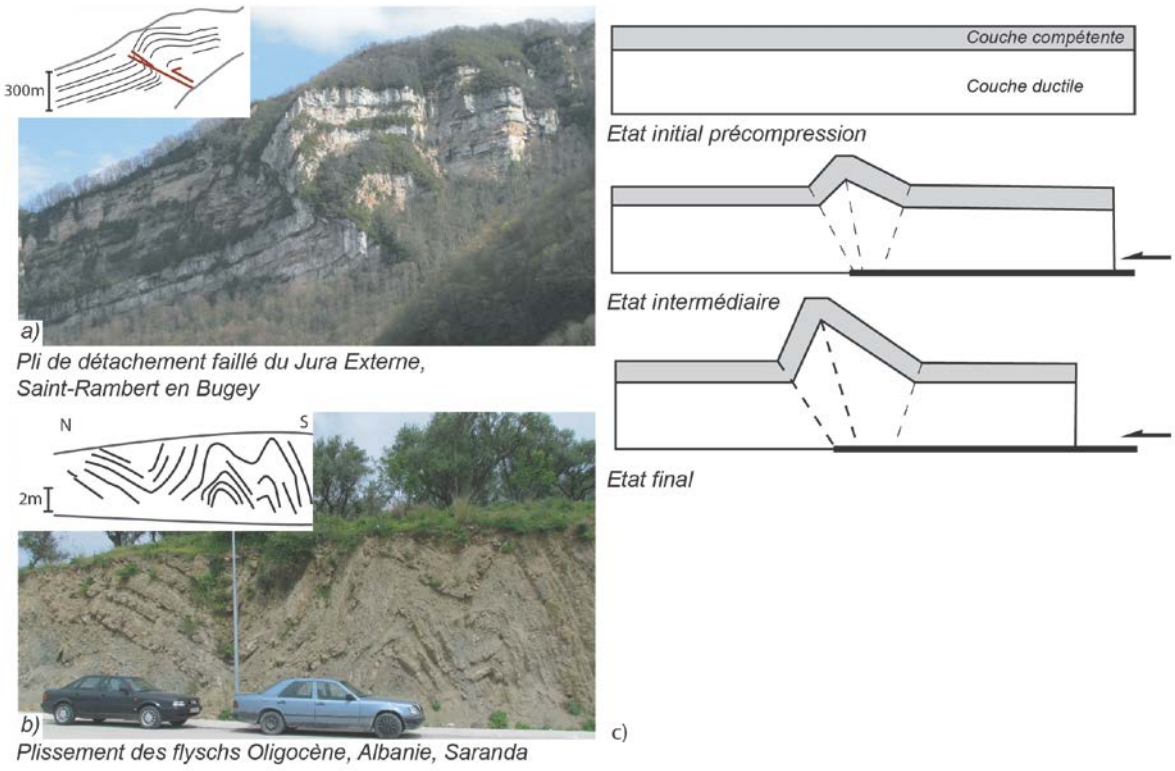


Figure 2.12 - Le modèle du pli de détachement.
a) Pli de détachement faillé proche de Saint-Rambert en Bugey, dans les faisceaux du Jura Externes (cliché IFPEN). b) Plis disharmoniques dans les flyschs Oligocène au front du Mali i Gjere, Albanie (cliché IFPEN). C) Modèle cinématique d'un pli de détachement [modifié de Poblet et al., 1997].

2.2- Article BSGF : A discussion on the validation of structural interpretation: the mechanics of North Western Mediterranean Fold and Thrust Belts

Cette partie fait l'objet d'une publication soumise dans le Bulletin de la Société géologique de France, accepté sous réserve de modifications. Dans le but d'assurer l'homogeneité et la continuité du manuscrit de thèse, les références ont été ajoutées à celles du manuscrit en pp. 243-260.

En utilisant l'interprétation de géologues sur 6 coupes géologiques équilibrées à travers les chaînes plissées de la Méditérranée du Nord Ouest, une analyse comparée de l'interprétation de l'architecture structurale est utilisée pour mettre en évidence les liens entre le style structural et la mécanique des plis et des chevauchements. Pour chaque exemple, les données et les méthodes utilisées par les interpréteurs sont de quantité et en qualité différentes. Nous avons examiné a quel point ces données et méthodes sont utiles pour contraindre le scnéario d'évolution structurale de chaque coupes géologiques. Chaque interprétation est examinée en fonction de considérations de la mécanique des bassins sédimentaire, et de l'incertitude de l'extrapolation des failles en profondeur. Nous montrons que chaque cas révèle un type particulier de style structural : *thin-skinned*, *thick-skinned*, pli de failles, failles pré-existantes, etc. Dans ce travail, une analyse méthodique est réalisée qui peut être ré-utilisée

pour déterminer la nature des problèmes de canique qui doivent être addressés pour réduire l'incertitude sur la reconstruction des scénarios géologiques. Pour chaque coupe structurale interprétée, on propose des conditions aux limites mécaniques qui peuvent servir à développer des modèles analogiques et/ou numériques qui visent à tester la validité mécanique des scénarios d'évolutions structurales.

A discussion on the validation of structural interpretation based on the mechanics of sedimentary basins in the North Western Mediterranean Fold and Thrust Belts

*BERTHELON Josselin [1 2 *], SASSI William [1]*

1 - IFP Energies nouvelles, 1 et 4 Avenue de Bois-Préau,92852 Rueil-Malmaison Cedex.
2 - UPMC, ISTeP, 4 place Jussieu,75252 Paris Cedex 5.
** Present address : IFP Energies nouvelles, Geosciences Division, 1 et 4 avenue de Bois-Préau 92852 Rueil-Malmaison Cedex, France*

Corresponding author address : josselin.berthelon@live.fr

Sedimentary basins record the vertical and horizontal movements of the lithosphere and provide the most important parameters to constrain its geodynamics history and evolution (Cloetingh *et al.*, 1989; Cloetingh *et al.* 1994; DeCelles, 1996; Cloetingh et Burov, 2011). The long term burial history is recorded in both the stratigraphy and the architecture of sedimentary basins. The utmost remaining issue with respect to basin-scale geological modelling is to predict the tectonic style development allowing a mechanical validation of a structural interpretation (Mandl, 1988; Strayer et Huddleston, 1997; Sassi et Faure, 1997; Gerbault *et al.*, 1998; Maillot et Leroy, 2006; Cubas *et al.*, 2008; Kampfer et Leroy, 2012; Albertz et Lingrey, 2012; Albertz et Sanz, 2012; Pons et Leroy, 2012; Smart *et al.*, 2012; Groshong *et al.*, 2012; Lovely *et al.*, 2012; Resor et Pollard, 2012; Caër *et al.*, 2015). In this respect, the definition of the initial system geometry and timing of applied stresses or displacement loadings is of paramount importance (Boyer, 1992; Roure et Sassi, 1995; Nieuwland *et al.*, 2000; Guiton *et al.*, 2003a; Guiton *et al.*, 2003b; Moretti et Callot, 2012; Sassi *et al.*, 2012). To bring out these elements it is required to accurately describe the sequential geometries of the sedimentary basins and upper crustal blocks (Gratier *et al.*, 1989; Endignoux and Mugnier, 1990; Zoetemeijer and Sassi, 1992, Chalaron *et al.*, 1995; Moretti *et al.*, 1996; Meigs, 1997; Lickorish et Ford, 1998; Leturmy *et al.*, 2000; DeCelles *et al.*, 2001; Grelaud *et al.*, 2002; Fowler *et al.*, 2004; Faure *et al.*, 2004; Sciammanna *et al.*, 2004; Toro *et al.*, 2004; Roure *et al.*, 2004; Deville et Sassi, 2006; Sassi *et al.*, 2007; Hardebol *et al.*, 2009; Callot *et al.*, 2010; Espurt *et al.*, 2012; Graham *et al.*, 2012). Structural interpretation of Fold and Thrust Belt (FTB) systems is many times a real challenge mainly when the deepest structures are poorly imaged and their transported sedimentary basins are partially preserved. However so far, the generation of several geometric models were proposed and used at basin scale to explain or describe the diversity of fold styles and their associated kinematic evolution. The study of rocks and their deformation structures at outcrop scale has led to the understanding and classification of fault and fold associations from millimetre to kilometric scales (Goguel, 1948; Laubscher, 1977; Dahlstrom, 1969; Boyer, 1982; Suppe, 1983; Boyer, 1986; Jamison, 1987; Gillcrist *et al.*, 1987; Mitra, 1986; Price et Cosgrove, 1990; McClay, 1992). These fold styles are the so-called Fault-Bend Fold (FBF), Fault

Propagation Fold (FPF) and Detachment Fold (DF) (Suppe, 1983; Mitra, 1986; Jamison, 1987; Suppe et Medwedeff, 1990; Chester et Chester, 1990; Mitra, 1990; Erslev, 1991; McClay, 1992; Suppe *et al.*, 1992; Poblet et McClay, 1996; Mitra, 2003; Suppe *et al.*, 2004; McClay, 2011). Advanced basin modelling and validation workflow of a structural interpretation should be done using integrated geomechanical approaches because sedimentary basin modelling must at the same time address the linked key questions which are: the prediction of overpressure development, the modelling of petroleum generation, expulsion and migration, the development of natural fracturing and structural modelling. The current development of geomechanics in basin models is under progress with several major questions to address:

- Developing fast numerical solution to model basin scale incipience of faulting, the propagation of faults and folds and their inter-relationships with sedimentation, erosion and fluid transport processes (Maertens et Maertens, 2006; Stockmal *et al.*, 2007; Gibergues *et al.*, 2009; Vidal Royo *et al.*, 2012; Buiter, 2012; Ruh *et al.*, 2012; Fillon *et al.*, 2013; Mary *et al.*, 2013; Neumaier *et al.*, 2014; Caër *et al.*, 2015).
- Developing a methodology to reconstruct the initial geometry of the geological system and understand how to define the applied loading and boundary conditions to test and validate the geologist's interpretations. The aim of this paper is to examine the way to reconstruct the pre-compression structural configuration of a sedimentary basin. To validate or in-validate a 2D cross-section in complex tectonic areas such as FTBs, structural restoration is usually performed based on rules of geometric consistency. However it is necessary and often much more difficult to determine the mechanical nature of the structural deformation underlined by the geologist's interpretation.

Using 6 cross-sections of complex structural settings selected in the north western Mediterranean area (Figure 1) the methodology to reconstruct the initial basin geometry is performed together with the analysis of the loading and boundary conditions required to explain the basin structural evolution. The interpreted structural cross-sections are fold and thrust belts representatives of the Western Alps, Central Pyrenees, Central Apennines and Outer Albanides (Figure 1). These school examples give insights about the geomechanics of various form of structural development. The validity of the reported structural styles and geological history is discussed in the light of the nature and quality of the data supporting them. The study focuses on the outer part of the orogenic wedges, from low-grade metamorphism to the end of the wedge-top in the sense of DeCelles (1996). Only pro-wedge sections have been selected. Therefore the selected case studies do not attest for all configurations on the structural complexity of all FTBs. Special emphasis is placed on the question of how good is the geologist's interpretation documented in his geological cross section, thus allowing or not allowing to constrain an accurate scenario of burial history. The aim is to build a scenario that must render realistic the sequential reconstruction of the precompression sedimentation, erosion, compression by thrusting

and folding and syncompression sedimentation and erosion, and post-compression sedimentation or uplift and erosion.

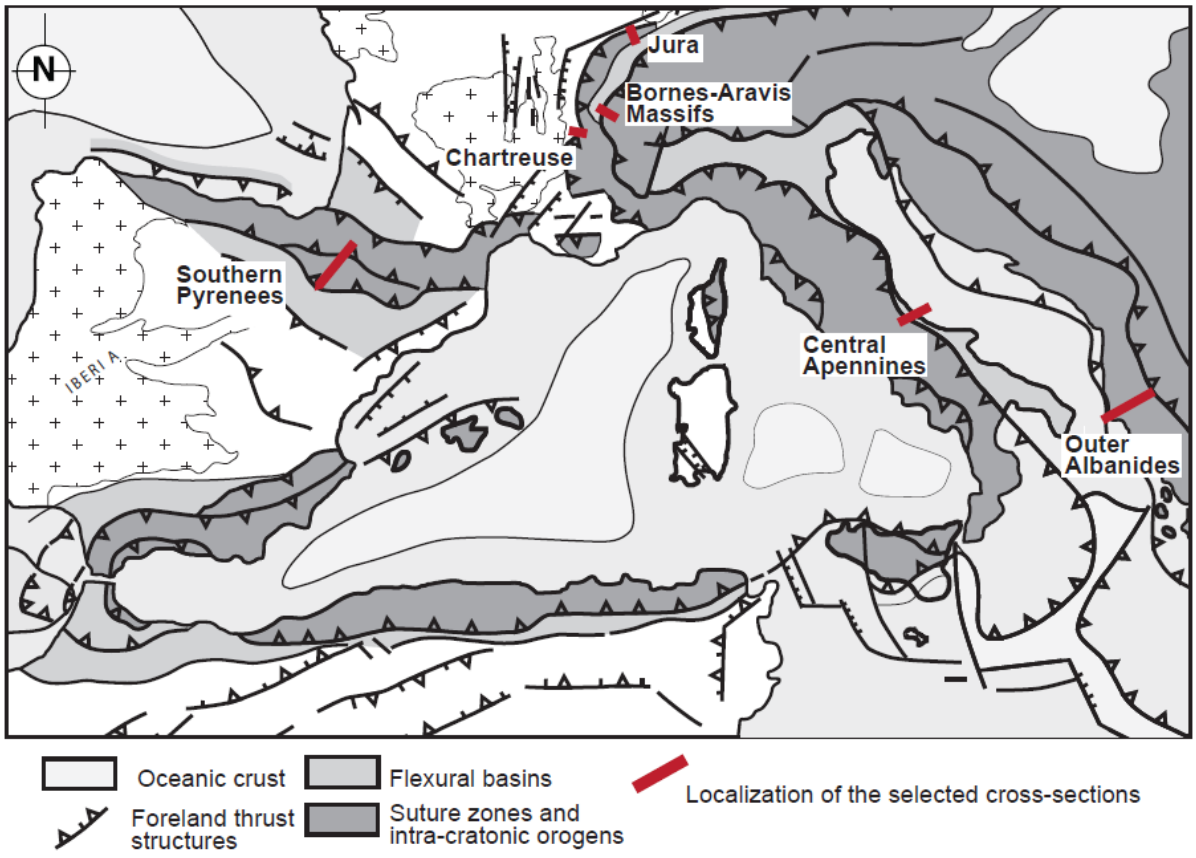


Figure 1 - Tectonic map of the Western Mediterranean (adapted from Roure *et al.*, 2012).
a- Jura FTB (adapted from Philippe et al., 1998), b- Bornes-Aravis Massifs (adapted from Faure et al., 1999), c- Chartreuse FTB (adapted from Deville et Sassi, 2006), d- Central Apennines FTB (adapted from Artoni, 2013), e- Outer Albanides (adapted from Barrier et al., 2003), f- Southern Central Pyrenees (adapted from Meresse (2010).

2.2.1- The Fold and Thrust Belts of North Western Mediterranean

The selected Fold and Thrust Belt (FTB) cross sections, as shown on the map in Figure 1, correspond to several distinct geodynamic evolutions. The orogens surrounding the Western and Central Mediterranean result from the frontal or the oblique collision of two continental lithospheres. The lithospheric and mantle dynamics building these orogens have been described as (Figure 2): continental subduction beneath a continental upper plate in the Alps or the Albanides (Tricart, 1984; Dercourt *et al.*, 1986; Collaku *et al.*, 1992; Roure *et al.*, 1996; Jolivet *et al.*, 2003), subduction roll back in the Apeninnes (Malinverno et Ryan, 1986; Royden, 1993; Carminati *et al.*, 1998; Doglioni, 1998; Jolivet et Faccenna, 2000; Spakman et Wortel, 2004; Carminati *et al.*, 2012; Faccenna *et al.*, 2014) and continental subduction during the shortening of an extremely thinned continental domain in

the Pyrenees (Choukroune *et al.*, 1989; Roure *et al.*, 1989; Muñoz, 1992; Roure *et al.*, 1996; Teixell, 1998; Beaumont *et al.*, 2000; Vergés *et al.*, 2002a; Roure, 2014).

The selected case studies are restricted to the western and central MFTB for two main reasons. They have been intensively studied so the major details of the MFTB paleogeography, geodynamic events and style of tectonic deformation are already discussed (Dercourt *et al.*, 1986, Roure *et al.*, 1996; Pfiffner *et al.*, 1997; Seranne, 1999; Beaumont *et al.*, 2000, Jolivet, 2003; Spakman et Wortel, 2004; Lacombe et Jolivet, 2005; Carminati *et al.*, 2012; Mouthereau *et al.*, 2013; Roure, 2014; Faccenna *et al.*, 2014). Also, the MFTB are characterized by similar lithospheric age and strength at mountain building time, and therefore the selected systems are not too contrasting (Ziegler *et al.*, 2006; Watts, 2007; Roure *et al.*, 2012; Mouthereau *et al.*, 2013; Roure, 2014; Burov *et al.*, 2014). The selected FTB cross sections have in common their recent structural development, spanning from 7 to 30 Ma of deformation (Figure 2 and Table 1). Looking at the geodynamical histories, these values represent relatively short time intervals with respect to the pre-compression history of sedimentation.

Figure 3 displays the structural interpretations of six 2D geological profiles: three in the Western Alps (Figure 3a-c), one in the Central Apennines (Figure 3d), one in the Outer Albanides (Figure 3e) and one in the Central Pyrenees (Figure 3f). The cross section in Figure 3a is located in the Septentrional Jura, and was published by Philippe *et al.* (1996). In Figure 3b, the Bornes and the Aravis Massifs cross section belongs to the northern Subalpine Chains and has been interpreted by Faure *et al.* (1999). It has been re-published by Affolter *et al.* (2008) and Bellahsen *et al.* (2014). The cross section of the Chartreuse Massif in Figure 3c is located in the south of the area where the Jura FTB branches off from the Alps. This interpretation published by Deville et Sassi (2006) refers to that of Deville (1994) and Philippe *et al.* (1998). The cross section in Figure 3d is located in the frontal part of the Central Apeninnes, as interpreted and published by Artoni (2013). In the outer Albanides the cross section in Figure 3e is taken from Barrier *et al.* (2003), also available in Vilasi (2009). Finally, in the southern flank of the West-Central Pyrenees, the cross section in Figure 3f has been interpreted by Meresse (2010). It is partly reproduced in Lacroix *et al.* (2011) and Lacroix *et al.* (2014).

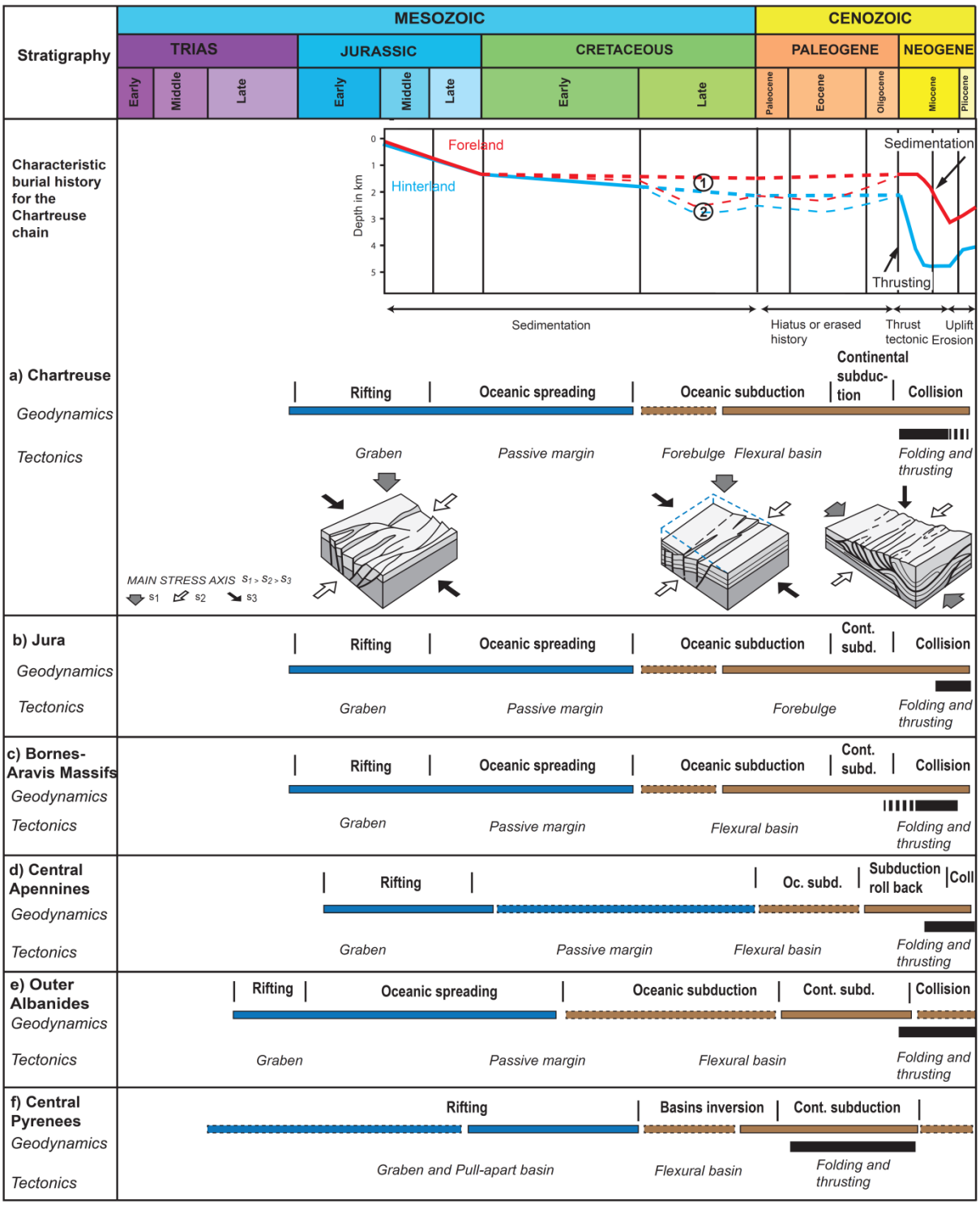


Figure 2 – Calendar of the selected MFTB main geodynamic events and timing of deformation of each cross-section

The cross sections were selected partly because these examples of fold and thrust structures are dominantly perpendicular to the tectonic transport, which allows us to keep out of this study the discussion on the 3D structural complexity of the tectonic deformation. All geologic cross-sections in Figure 3 are shown at the same scale with no vertical exaggeration. Their orientation is such that the hinterland is on the left and the foreland on the right, so that tectonic transport is seen from left to right

for all sections. Under the dated sedimentary layers, no other distinction is given for what is called the undifferentiated basement rock. Pre-triassic sediments may exist but these strata were not described by any of the interpreters. The interpreters of the cross sections have been working with a given volume of data set comprising seismic profile, well-log measurements, surface geology, field observations and geochemical thermal markers. Table 1 summarizes the content of the dataset available to document each case study. For example the line « Seismic » indicates, using dots, the quality of the seismic reflection profile used by the author, the number of available wells, the accessibility to maps and outcrops, the type of maturity indicators, etc. It is not possible here to discuss about the uncertainties linked to the time-to-depth conversion part of the work: the structural interpretations were made using different quality standards of reflection seismic profiles acquired at various time and more than 20 years ago. Therefore the uncertainty in the location of the bottom of the Mesozoic sediments cannot be fully appreciated in our demonstration exercise. It is only possible to mention why and where we may expect some alternative interpretation to apply and how this may be related to poor quality of seismic imaging.

GEOLOGICAL SETTINGS	Geologic system		WESTERN ALPS			APENNINES	ALBANIDES	S.PYRENEES
	Cross section		Jura FTB	Bornes- Aravis FTB	Chartreuse FTB	Central Apennines FTB	Ionian Zone-Peri-Ad. Dep.	Jaca Basin
	Section length (km)		41	52	23	66	80	75
DATA AVAILABLE	Seismic		●	●●	●●	●●●	●	●
	Well		?	3	1	3	5	5
	Field observations		●●●	●●	●●	●	●	●●●
	Rock EVAL		●	●●●	●●	●	●	
	AFT							●
	Growth strata		No	No	No	Yes	Yes	Yes
	QC dataset		●	●●	●●	●●●	●	●●
STRUCTURAL STYLE	Nb Thrust blocks		9	10	6	9	13	6
	Nbr back-thrusts		4	0	0	0	0	3
	FBF		*Langenberg A.* *Glasenberg A.*	*Rocher de Lesch-aux anticline* *Bargy anticline*	*Corbel A.* *Frou A.* *Echelles A.* *Echaillon A.*	*Montagna dei Fiori A.*	*Berati belt*	*Monte Perdido Th.* *Crustal Th.* *SPTZ*
	FPF		*Ferrette A.* *Haute-Roches A.*		*Ratz Anticline*	*Internal folds* *Coastal folds*	*Kruja Zone* *Kurveleshi belt* *Cika belt* *Peri-Adriatic Dep-ression folds*	*Santa de Orosia Th.*
	DF		*Graitery A.* *Weissenstein A.* *Grenchen A.*			*Emilio fold* *Camillo fold?*		*External Sierras folds*
KEY PARAMETERS FOR STRUCTURAL EVOLUTION SCENARIO	Internal BC	Thick.	[2000-2500]	[3000-8000]	[3000-3500]	[3000-5000]	[6000-13000]	[3500-5000]
		Dclt	2	3	1	2	2	2
		Litho dclt	- TRIAS : *Evaporite [incl. halite]* - JURASSIC : *Shale*	- CRETACEOUS *Shale* - MID. JURASSIC *Shale* - LOW. JURASSIC *Shale*	- LOW. JURASSIC *Shale*	- TRIAS : *Evaporite [incl. halite]* - MESSINIAN : *Evaporite [incl. gypsum]*	- TRIAS : *Evaporite [incl. halite]* - OLIGOCENE: *Turbidites*	- TRIAS : *Evaporite [incl. halite]* - EOCENE: *Turbidites Marls*
		Thick dclt (m)	- 500 - [100-200]	- 100 - > 100 - > 100	- [50-500]	- ? - [50-100]	- 1000 - [100-200]	- [100-500] - [100-200] - [200-500]
	Loading BC	Tim	10 my	20 my	20 my	7 my	30 my	30-35 my
		Shor	12	20	13	30	80	60
		Shor. rate	1.2	1.	0.6	4.2	11	8
		Load. BC	Moving backstop	Moving backstop Basement thrust	Moving backstop	Basement thrust Basin inversion	Moving backstop Basin inversion	Basement thrust
	Ext. BC	Ero	<1 km	3 - 6 km	0.5 - 1 km	1 - >5 km	<3 km	>2 km
		Sed	?	?	>1 km	2 - 4 km	2 - >5 km	3 - 4 km

Table 1 - Key parameters describing the selected MFTB structural style internal, external and loading boundary conditions.

Data Available: the dots symbolize the evaluation of the available key data, in quantity and quality. AFT: Apatite Fission Track. QC Dataset: evaluation of the quality of the whole geo-dataset. Structural Style: gray case symbolizes major fold-style interpreted. Cross symbolizes the absence of the type of fold. Key parameters for structural evolution scenario: Internal Boundary Conditions (BC): Thick.: thickness of pre-compression sedimentary succession. Dclt: Number of decollement. Litho Dclt: Lithology of the decollement levels. Th D: Thickness of the decollement levels. Loading BC: Tim:Timing of deformation. Shor. Amount of displacement. Shor. Rate: Shortening rate. Ero: Erosion bounds. Sed: Syn-kinematic sedimentation bounds. Type BC: Type of boundary condition. DB: Deformable backstop. CT: Crustal thrust.

2.2.2- The architecture of the selected examples of FTB cross sections

The selected cross sections display the basin architecture of the FTB, from the surface to the upper part of the undifferentiated basement (Figure 3). Each case study has its own structural style defined by their fold shape, thrusts units and fault-related folds geometries and involving distinct stratigraphy of the pre- and syn-compression deposits. In the Alpine cross-sections (Figure 3a, b and c), the basins are composed from 1 to 3 km of Mesozoic pre-compression sedimentary sequences and thin Cenozoic syn-compression sedimentary sequences (Deville, 1994; Philippe *et al.*, 1996; Philippe *et al.*, 1998; Faure *et al.*, 1999; Deville et Sassi, 2006; Affolter *et al.*, 2008; Bellahsen *et al.*, 2014). By contrast, in the Central Apennines, the Outer Albanides and the Southern Pyrenees cross-sections (Figure 3 d, e, f), the foreland basin is thick, strongly deformed and incorporated into the FTB. In the Figures 3d and e, the hinterland part (i.e. the Central Apennines and the Kruja and Ionian Zone) is mainly composed of stacked Mesozoic to Early Cenozoic pre-compression sediments, while toward the foreland 5 to 10 km of Miocene to Pliocene syn-compression sediments are progressively integrated in the deformation (Ori *et al.*, 1991; Roure *et al.*, 1995; Frasheri *et al.*, 1996; Artoni et Casero, 1997; Barrier *et al.*, 2003; Albouy *et al.*, 2003a,b; Roure *et al.*, 2004; Scisciani et Montefalcone, 2006; Vilasi *et al.*, 2009; Artoni, 2013). In the Southern Pyrenees cross-section (Figure 3f), the deformed foreland basin is principally composed of Paleocene syn-orogenic sedimentary sequences (Seguret, 1972; Puigdefabregas, 1975; Puigfabregas et Souquet, 1986; Mutti *et al.*, 1988; Millan Garrido *et al.*, 2000; Millan Garrido *et al.*, 2006; Meresse, 2010).

The number of thrust units identified in each cross-section varies between 9 and 13 (Figure 3 and Table 1). Given the differences in the cross-sections dimensions, it means that the sizes of the tectonic structures are completely different. The three Alpine cross-sections form small tectonic systems, principally concentrated in the 5 upper km of the crust (Figure 3a-c), and characterized by small and closely spaced thrust units (Figure 3a, b, c). The Outer Albanides cross–section forms a large tectonic system with more spaced and larger thrust units that encompass almost 15 km of sediments (Figure 3e). The Southern Pyrenees and the Central Apennines cross-sections are transitional systems: the deformed foreland basin is composed of about 5 km of sediments, while in the hinterland crustal deformations encompass at least 10 to 15 km of undifferentiated basement rocks (Figure 3d, f). In the interpretations re-drawn in Figure 3, the Jura, the Chartreuse and the Outer Albanides display a thin-skinned structural style (Deville, 1994; Roure *et al.*, 1995; Philippe *et al.*, 1996; Sommaruga, 1999; Roure *et al.*, 2004; Deville et Sassi, 2006), while both thin-skinned and thick-skinned tectonic coexist in the Bornes-Aravis Massifs, the Central Apennines and the Southern Pyrenees (Faure *et al.*, 1999; Scisciani et Montefalcone, 2006; Jolivet *et al.*, 2007; Affolter *et al.*, 2008; Meresse, 2010; Artoni, 2013). Thick skinned tectonic style in these examples is defined as basement-involved thrust tectonics.

The uplifted basement strongly tilts the sedimentary basin towards the foreland in both the Southern Pyrenees cross section (Figure 3f: Seguret, 1972; Teixell, 1998; Millan Garrido *et al.*, 2006; Jolivet *et al.*, 2007) and the Bornes-Aravis Massifs cross section (Figure 3b: Guellec *et al.*, 1990; Pfiffner *et al.*, 1997; Deville et Sassi, 2006; Affolter *et al.*, 2008). Therefore in these two cases, the chronology between the sedimentary basin deformation and the basement deformation becomes a fundamental question to address (Williams, 1985; Affolter *et al.*, 2008; Roure *et al.*, 2012; Bellahsen *et al.*, 2014).

For the Bornes-Aravis Massifs and the Southern Pyrenees (Figure 3b, f), the identification of the basement ramps relies on a few reflectors visible on the deep-reflection seismic profile ECORS-Alp1 (Mugnier *et al.*, 1990; Tardy *et al.*, 1990; Guellec *et al.*, 1990; Deville, 1994; Pfiffner, 1997; Schmid et Kissling, 2000; Bellahsen *et al.*, 2014) and ECORS-Arzacq (Daignière *et al.*, 1994; Teixell, 1996; Muñoz, 2002; Millan Garrido *et al.*, 2006; Jolivet *et al.*, 2007). Subsurface constraints about the deepest portion of the cross-section is lacking to interpret the Central Apennines (Albouy *et al.*, 2003a,b; Scisciani et Montefalcone, 2006; Artoni, 2013), despite the existence of several deep seismic profiles where crustal scale thrust are traced in the Apennines region (Barchi *et al.*, 2003; Lavecchia *et al.*, 2003). In fact, the nature of the thrusts present in the undifferentiated basements and their extension into the crust in Figure 3 are subjected to discussion as evidenced by the numerous alternatives interpretations proposed using similar dataset (Guellec *et al.*, 1990; Deville, 1994; Teixell, 1998; Faure *et al.*, 1999; Albouy *et al.*, 2003a,b; Scisciani et Montefalcone, 2006; Millan Garrido *et al.*, 2006; Jolivet *et al.*, 2007; Artoni, 2013; Bellahsen *et al.*, 2014). Their geometries and their developments relatively to the basin deformation are strongly dependent on their type (inverted faults or newly formed shear zone) and their extension into various mid- crustal or lithospheric levels (Cooper *et al.*, 1989; Lacombe et Mouthereau, 2002; Pfiffner, 2006; Bellahsen *et al.*, 2012; Mouthereau *et al.*, 2013; Bellahsen *et al.*, 2014; Roure, 2014).

For each cross-section, the systems of thrust blocks are detached on one, two or three stratigraphic formations (Table 1): one formation for the Chartreuse and the Central Apennines cross-section (Figure 3c, d), two formations for the Jura, the Outer Albanides and the Southern Pyrenees (Figure 3a, e, f) and three formations for the Bornes-Aravis Massifs (Figure 3b). Evaporites in the Trias often form the major detachment level (Figure 3a, d, e, f). In the Bornes-Aravis and the Chartreuse cross section (Figure 3b, c) the major detachment is positioned into the Liassic shale formations. In the Alpine cross-sections (Figure 3a,b,c), both the major and secondary decollement horizons are localized into the pre-compression sediments only, contrary to the other cross-sections where decollement horizons are also positioned into Paleocene to Miocene foreland deposits (Figure 3d,e,f).

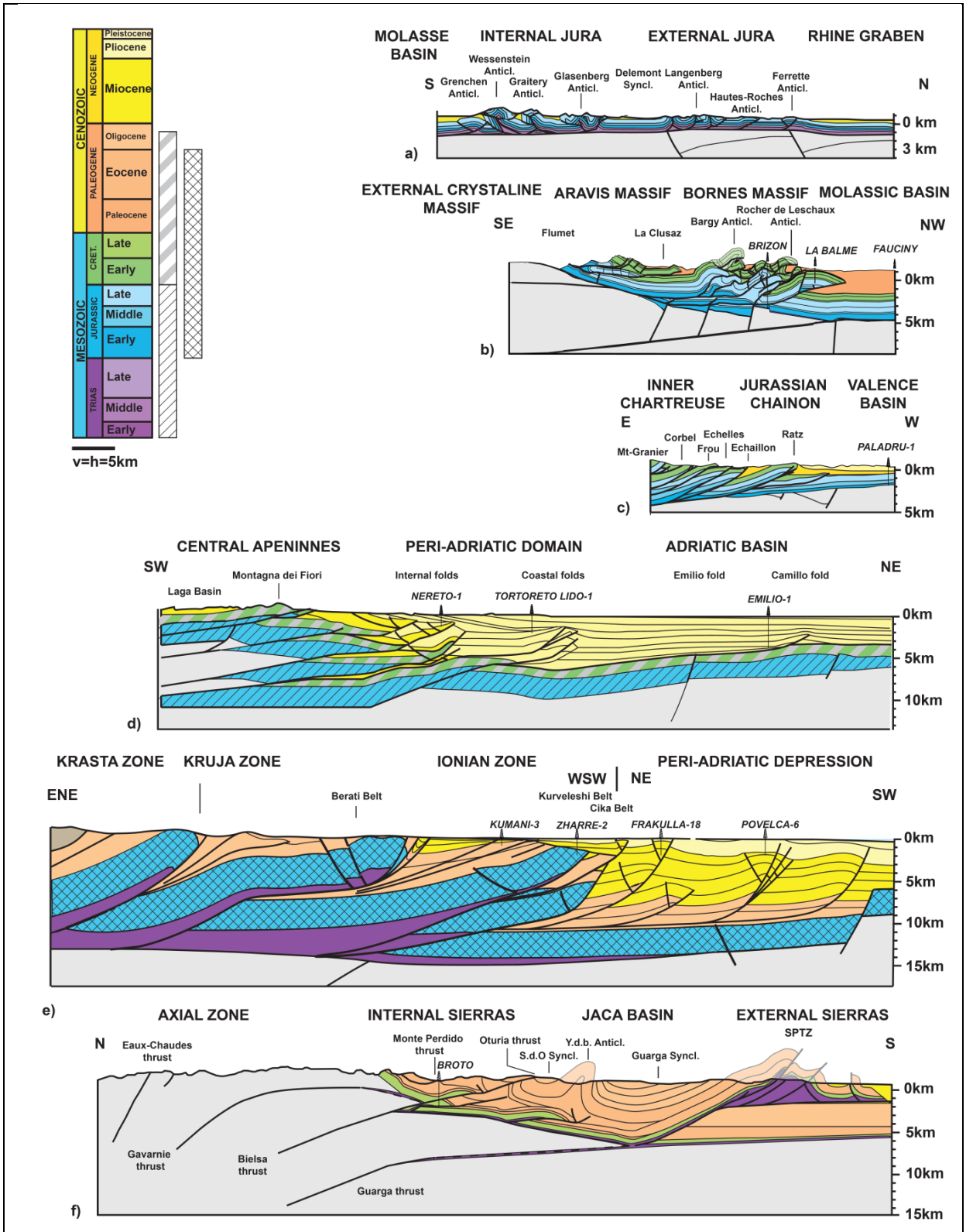


Figure 3 – MFTB cross-sections.

a- Jura FTB (adapted from Philippe et al., 1998), b- Bornes- Aravis Massifs (adapted from Faure et al., 1999), c- Chartreuse FTB (adapted from Deville et Sassi, 2006), d- Central Apennines FTB (adapted from Artoni, 2013), e- Outer Albanides (adapted from Barrier et al., 2003), f- Southern Central Pyrenees (adapted from Meresse (2010).

In the Figures 3d and e, the foreland basin successions are decoupled from the autochtonous carbonate platforms in favor of a secondary detachment horizon branched into the major one toward the hinterland. These secondary detachment horizons are the evaporitic Messinian Gessosso-solifera Formation in the Central Apennines (Figure 3d) and the Oligocene turbidites in the Peri-Adriatic Depression (Figure 3e). Several detachment horizons are clearly interrupted toward the foreland, like the Triassic decollement of the Outer Albanides (Figure 3e), absent in the Peri-Adriatic Depression (Roure *et al.*, 1995; Frasheri *et al.*, 1996; Roure *et al.*, 2004), and the Triassic decollement in the footwall of the South Pyrenean Thrust Zone (SPTZ) in the External Sierras (Figure 3f) (Teixell, 1998; Millan Garrido *et al.*, 2006; Jolivet *et al.*, 2007; Meresse, 2010). In the Outer Albanides, the evaporites disappearance under the Peri-Adriatic Depression leads to interpret an inherited basement fault located along the line called « Vlora-Elbasan Lineamen » (Figure 3e). Note that in the interpretation displayed in Figure 3e, the geometry and the displacement imposed by the inversion of the « Vlora-Elbasan » normal fault is not precised. In the Central Apennines cross section (Figure 3d), the connection of the lowest thrust units of the « Coastal folds » from the Mesozoic sediments to the Messinian detachment horizon seems also linked to inversion processes. However, similarly to the Vlora-Elbasan Lineament, the geometry and the displacement of this branch is not clearly displayed in Figure 3d.

At the scale of a thrust unit, several cross sections are dominantly represented by one specific type of fold model, as quoted in Table 1. For example, in Figure 3a, multiple examples of well-recognized DFs characterize the Internal Jura (Buxtorf, 1916; Laubscher, 1977; Mitra, 2003; Laubscher, 2008; Suppe, 2011). Such well-developed DF are also recognized in the External Sierras of the Southern Pyrenees in Figure 3f (Poblet et Hardy, 1995; Beaudoin *et al.*, 2015), but not in any of the others cross-sections. Also, both structural domains are the only one where back thrusts are major structural features (Figure 3).

In Figure 3b, the Bornes-Aravis cross-section is characterized by several FBFs in which the fault ramps are postulated to be pre-existing normal faults based on outcrop evidences, like the Bargy Anticline, the Rocher de Leschaux Anticline or the thrust unit located SE of the La Balme well (Welbon, 1988; Guellec *et al.*, 1990; Butler, 1992; Ferril et Groshong, 1993; Faure *et al.*, 1999; Affolter *et al.*, 2008; Smart *et al.*, 2012). FBFs and duplexes are also recognized in the crustal thrusts of the Central Apennines and the Southern Pyrenees (Figure 3d, f), and in the pre-compression sediments of the Kruja and Ionian Zone and the Southern Pyrenees (Figure 3e, f). With its ―passive roof duplex‖ geometry the Bornes Massifs duplex remains quite a unique case here (McClay, 1992), with a strong decoupling between the deformation in the Jurassic and in the Cretaceous formations (Figure 3b). For the Bornes Massifs and for the Internal Sierras (Figure 3b,f), the FBFs are attested by the duplications of stratigraphic levels observed in wells (Guellec *et al.*, 1990; Faure *et al.*, 1999; Deville et Sassi, 2006; Meresse, 2010). The interpretations of the other FBFs rely only on seismic profiles (Artoni et Casero, 1997; Barrier *et al.*, 2003; Roure *et al.*, 2004; Scisciani et Montefalcone,

2006; Jolivet *et al.*, 2007; Meresse, 2010; Artoni, 2013), and may be challenged by other alternative solutions.

FPFs dominate in the Peri-Adriatic Depression in Figure 3d, but these are also recognized by Artoni (2013) in the ―Internal‖ and ―Coastal‖ folds of the Peri-Adriatic domain (Figure 3e). The interpretation of both structural domains is well-constrained by fair quality seismic and wells (Artoni et Casero, 1997; Barrier *et al.*, 2003; Roure *et al.*, 2004; Artoni, 2013) and growth strata architectures ascertain the interpretation of these buried folds with a FPF model (Barrier *et al.*, 2003; Roure *et al.*, 2004; Scisciani et Montefalcone, 2006; Artoni, 2013). In Figure 3c, the Chartreuse cross-section exhibits a stack of imbricate thrust units formed by successive FPF or pure shear FBF. In Figure 3f, the style of the frontal SPTZ is quite unique in so far as it is characterized by a very large thrust displacement, carrying the huge syncline of Guargua. Looking at the kinematic of the fold, the SPTZ may be close to an out-of-sequence thrust imbricate initiated on a pre-existing FBF, as in the models proposed by Boyer (1986), Mitra (1990) and McClay (2004). The same type of fault-related fold, with similar large amount of displacement, can be applied for the Ionian anticlines (Figure 3e) but in those cases the thrust-related folds are located in the hinterland part of the section.

2.2.3- The geometric coherency of the structural cross-sections

Each author has justified his structural interpretation by providing a restored state of the cross-sections, which is meant to attest that the cross section is balanced and displays coherent geometric objects. Figures 4a-f show these restored cross-sections as published by their authors and here redrawn at the same scale, except for the Outer Albanides which is two times reduced. Also, for each example, the main thrust units are outlined and numbered (Figure 4). Each thrust unit represents an individual block which is displaced without significant internal strain during the folding and thrusting phases indicated in Figure 2. In addition of ensuring the consistency of the extrapolations at depth, each restored section reveals information on topics such as the displacement and its distribution among the different thrust units, the architecture of the pre-compression basin, the behavior of the pre-existing faults during the folding and thrusting phase and the deformation mechanisms of the sediments. However, because the goals pursued by the authors were different, each topic was not dealt with the same attention in the different cases. In the following chapter, the different restoration approaches chosen by the authors are compared in order to analyze their adequacy with geological and mechanical processes and to point the critical information they give or not for the subsequent geological scenario attempts.

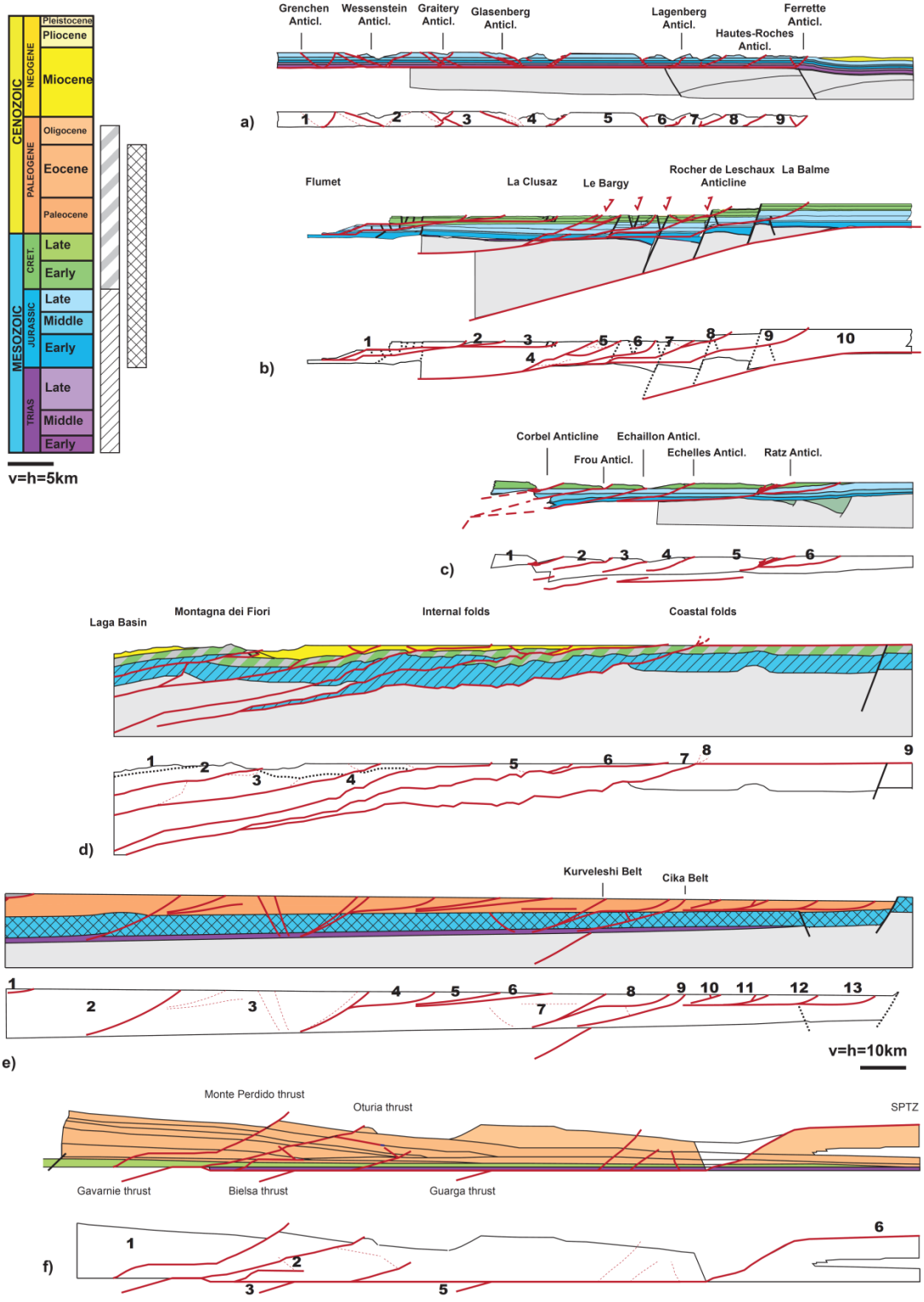


Figure 3 – MFTB cross-sections.

a- Jura FTB (adapted from Philippe et al., 1998), b- Bornes- Aravis Massifs (adapted from Faure et al., 1999), c- Chartreuse FTB (adapted from Deville et Sassi, 2006), d- Central Apennines FTB (adapted from Artoni, 2013), e- Outer Albanides (adapted from Barrier et al., 2003), f- Southern Central Pyrenees (adapted from Meresse (2010).

For each case, the total shortening during the folding and thrusting phase can be determined from the length difference between the restored cross-section (Figure 4) and the present-day cross-section (Figure 3). The values of the shortening vary from 12 km in the Jura to 80 km in the Outer Albanides (Table 1). Comparing the studied examples, two categories are determined: The Alpine cross-sections (Figure 3a, b, and c) have not been shortened much (Table 1), during a compression phase that last from 15 to 25 M.a. (Figure 2). It indicates an average shortening rate of about 1 mm per year (Table 1). The Central Apennines, the Outer Albanides and the Southern Pyrenees cross sections (Figure 3d, e, and f) are characterized by higher shortening (Table 1), but during a compression phase that is very short in the Central Apennines or very long in the Outer Albanides and the Southern Pyrenees (Figure 2). The average shortening rates that can be inferred vary from 4 mm per year in the Central Apennines to 11 mm per year in the Southern Pyrenees (Table 1). It is possible to check the consistency of these values with typical geological rates of the Mediterranean systems, as found in Mugnier *et al.* (1997) or Nocquet et Calais (2004) for instance: As such, only the high rates determined for the Outer Albanides could be questioned compared with classic rates observed in collision context. Still, the use of unique rate for a long period of time is not critical to describe the history of the basin deformation because it smoothes too much the shortening variations. With respect to the validation of a structural cross-section, it only gives an average estimation of the compression velocity which must be used to experimentally test hypotheses of mechanical emplacement.

The average displacement accommodated by the thrust units greatly differs from one cross-section to another. For example, in the Chartreuse cross-sections (Figure 3a, b, c) the displacement on thrust faults varies from 1 to 5 km, while it varies from 15 to 25 km for the Kruja Zone and the Ionian Zone in the Outer Albanides (Figure 3e). In the Alpine crosssections (Figure 3a, b, c), the shortening is distributed among many thrust units that are slightly displaced, except for the La Balme thrust in the Borne (Figure 3b) and the Ratz thrust in the Chartreuse (Figure 3c) that account for 25 to 30% of the total shortening. In the Figure 3d, e and f, most of the shortening is accommodated by a very large displacement imposed on the pre-compression thrust units, while in the foreland series, the multiple thrust units have a minor contribution to the total cross-section shortening. It is noticeable that on these examples only few thrust units account for most of the shortening, like the SPTZ in the Southern Pyrenees (Figure 3f) and the Berati belt in the Outer Albanides (Figure 3e) that are displaced by 25 km at least.

In the Jura, the Chartreuse and the Southern Pyrenees cross-sections (Figure 4a, c, f), the only purpose for the authors to provide the restored state of their cross-section is to justify the consistency of their structural interpretation solution (Deville, 1994; Philippe *et al.*, 1996; Deville et Sassi, 2006; Meresse, 2010).The Jura and the Chartreuse restorations were performed by flattening the pre-compression stratigraphic horizons using thickness and length preservation, and still display the syn- or post-compression erosion of the top horizons (Figure 4a and c). The Southern Pyrenees restored

section (Figure 4f) is represented differently: it still displays the syn-compression stratigraphic horizons, although it is flattened on the precompression Late Cretaceous level. Therefore the architecture of the pre-compression basin is not explicitly shown in the Figure 4f. Also, the eroded stratigraphic horizons of the footwall and the hanging wall of the Monte Perdido thrust are reconstructed (Figure 4f). This restoration principally shows the lateral variations and the foreland progradation of the Paleocene to Oligocene sediments. The common characteristic between these three restorations is that because they were only conceive to test the consistence of the structural interpretation, several topics such as the pre-compression basin architecture and the deformation mechanisms of the sediments seem more loosely addressed. As a result, for these three cases several structural assumptions can be questioned in light of the existing alternatives.

For example, the fact that the restored state of the Chartreuse cross-section (Figure 4c) is not fully filled in the hinterland implies a critical uncertainty surrounding the structural geometry extrapolated at depth. In fact, alternatives interpretations by Butler (1992) and Bellahsen *et al.* (2014) proposed the rooting of the Liassic decollement in the basement in favor of a Mesozoic paleo-basin under the Mont Granier, and this solution is also coherent with the data available; It would completely modify the calendar of the tectonic structures development. Similarly, in the Southern Pyrenees restored section the basement is not taken into account (Figure 4f) although it is clear from Figure 3f that it has strongly driven the compression. As such, the mechanical explanation of the basement thrust emplacement is unclear: is it promoted by basin inversion processes as it could be conceived looking at the Guarga thrust in Figure 3f? Thus, the Figure 4f is not appropriate to argue about the mechanical reasons for the large thrust displacement accumulated in the SPTZ.

In the case of the Jura, structural interpretation relies mainly on surface geology, and the description of a railroad tunnel in the upper part of the Grenchen, Weissenstein and Graitery anticlines (Figure 3f). Therefore the extrapolation of the structures at depth is subjected to numerous alternatives solutions (Philippe *et al.*, 1996; Mosar *et al.*, 1999; Laubscher, 2008; Caër *et al.*, 2015). The Figure 4a indicates that Philippe *et al.* (1996) presumed a layer-cake geometry for the pre-compression basin, with a flat and sharp basement/sedimentary cover contact. This last assumption is confirmed by several data available on the Jura crustal architecture (Burkhard et Sommaruga, 1998; Sommaruga, 1999; Affolter *et al.*, 2008; Bellahsen *et al.*, 2014). The problem is that Mesozoic to Paleogene strike-slip and extensional faults have been evidenced, by Laubscher (1977), Sommaruga (1999), Homberg *et al.* (2002) and Madritsch *et al.* (2008) among others. Therefore the pre-compression basin may have been over-simplified, which consequently can mislead the supposition on the mechanical nature of the thrust faults development. For example, pre-compression structures could have forced the development of the DF/FBF (Laubscher, 1977; Homberg *et al.*, 2002; Laubscher, 2008): the conditions of fault inversions would therefore be an important parameter to describe the localization and the type of the Jura fold (Sassi *et al.*, 1993; Butler *et al.*, 2006; Caër *et al.*, 2015). Likewise, the

restored state of the Chartreuse cross-section (Figure 4c) displays initial basin architecture without tectonic heritage, while at outcrop pre-compression normal faults have already been described (Gidon, 1982; Butler, 1989; Butler, 1992; Butler *et al.*, 2006; Bellahsen *et al.*, 2014).

In the Jura (Figure 3a and the Figure 4a), the Trias layers were balanced using flexural slip restoration methods (preservation of thickness and length, e.g. Moretti, 2008): it means that Philippe *et al.* (1996) assume that the salt ductility have no major impact on the deformation style. In fact evaporitic rocks flow at shallow depth and under low temperature and low stress conditions (Carter et Hansen, 1983; Davies et Engelder, 1985; Jordan et Nuesch, 1989; Weijermars *et al.*, 1993; Bonini, 2003), and therefore simple preservation of the area is rather expected for these layers, like proposed for the Triassic evaporites of the Southern Pyrenees for instance (Figure 3f and Figure 4f). It leads to the interpretation in Figure 3a of numerous complex subsidiary thrusts in the Trias, not supported by geophysical or geological evidences (Philippe *et al.*, 1996; Laubscher *et al.*, 2008). On the contrary, to restore shale layers with area preservation methods, like in the Yebra de basa Anticline in the Southern Pyrenees (Figure 3f), the deformation must be associated with high temperature and/or important fluid flow because shales are not necessarily ductile (Gratier et Gamont, 1990; Suppe, 2011; Moretti et Callot, 2012; Gratier *et al.*, 2013). However, this issue is not discussed by Meresse (2010).

In the Bornes-Aravis Massifs (Figure 3b), Faure *et al.* (1999) aimed at testing the classical restoration algorithms in a complex compressional area. As such, the restored cross-section shows a precise description of both the tectonic heritage and the deformation mechanisms observed at outcrop (Faure *et al.*, 1999; Affolter, 2008). The restoration has been carried out by unfolding the competent layer with the flexural slip method; then, the Cretaceous and Late Jurassic incompetent layers were accommodated using simple preservation of the area (Figure 4b). As in the Southern Pyrenees, the apparent creeping behavior of the argillaceous series must be associated with deformation at a deep burial; actually in the Bornes-Aravis Massifs geochemical studies emphasize the fact that this kind of deformation appears in the oil window and is intensively developed in the gas window (Faure *et al.*, 1999; Deville et Sassi, 2006). The Bornes-Aravis Massifs is the only case here where it is clear that the tectonic heritage has been diligently described, and explicitly considered in the cross section interpretation (Figure 3b and 4b). As a result, it is also made clear that normal faults related to previous extensional phase partly control nucleation of the main thrusts and disturb the simple fault propagation model (Figure 4b). Therefore the use of complex methods of restoration evidences that, in the Bornes-Aravis Massifs, one of the fundamental questions is to determine how inherited faults were involved during the folding and thrusting phase (Coward, 1991; Sassi *et al.*, 1993; Sibson, 1995; Butler *et al.*, 2006; Scisciani, 2009; Bonini *et al.*, 2012; Caër *et al.*, 2015): are they reactivated, or passively transported? How do they influence the thrust fault trajectory?

The goal pursued by the restoration of the Central Apennines and the Outer Albanides cross-section was to give insights on their structural scenario. Both restored sections aim at representing a correct picture of the basin at the onset of compression. The methods used to realize the restored sections are however different: In the Central Apennines, Artoni (2013) has sequentially restored and unfolded each stratigraphic horizon from the present-day until an earlier state at the early Miocene (Figure 4d). On the contrary, in the Outer Albanides, Barrier *et al.* (2003) have conceived a model of the basin at the pre-compression state; by trials and errors they tried to propose a coherent geological history from this initial state to the present-day cross-section. For both the Outer Albanides and the Central Apennines, the palinspastic reconstruction can be discussed with respect to the choice made on the precompression basin architecture and the deformation mechanisms.

For example, the Central Apennines restored section (Figure 4d) shows spurious basin architecture at Early Miocene time. The waving of the sedimentary horizons and the tectonic contacts is an artifact due to the flexural slip methods used to restore the cross section: it is actually an indication that thickness and length conservation is not the only mode of deformation. Also, a high number of pre-compression normal faults would also be expected in the light of outcrop observations (Butler *et al.*, 2004; Scisciani et Montefalcone, 2006; Scisciani, 2009). Therefore, several issues can be raised looking at this interpretation; for example, the displacement of the thrust unit n°5 decrease toward the surface (Figure 4d), which imply shortening since at least the Cretaceous. This assumption is not coherent with the geodynamic history presented in Figure 2 for the Central Apennines and reveals inaccuracies in the extension of the tectonic structures at depth displayed in the Figure 3d. The extrapolation at depth of the thrust units n° 5 and n°7 is even more challenging: from the restoration displayed in Figure 4d, it is very difficult to conceive a kinematic scenario that respects the geological considerations of basin inversion in the region pointed by Albouy *et al.* (2003a, b), Scisciani et Montefalcone (2006) and Scisciani (2009). One of the main goals of Artoni (2013) was to propose a geometrically valid geological scenario that fits the kinematic information stored in the Adriatic growth strata. However this work is made extremely difficult by the uncertain geometry of the Montagna dei Fiori region (Figure 3d). Therefore, the resulting pre-compression state after the unfolding of the syn-compression sedimentary layers is not a palinspastic reconstruction of the basin.

Similarly to the Central Apennines, in the Outer Albanides cross-section (Figure 3e) several questions about the structural interpretation at depth are raised by the Figure 4e. The structural cross-section relies on an industrial seismic profile correlated with at least 5 wells, and covering the 5 upper kilometers of the basin from the Kurveleshi belt to the thrust unit n°12 in Figure 4e (Barrier *et al.*, 2003; Roure *et al.*, 2004). The main goal of Barrier *et al.* (2003) was to accurately describe the scenario of the Peri-Adriatic Depression emplacement, in order to predict the lithologic distribution of the syn-compression stratigraphic layers. As such, the details level of the growth strata in the Peri-Adriatic domain allows a good understanding of the thrust-slip kinematic of this area (Figure 3e). On

the contrary, the Kruja and the Ionian Zones and their connection with the Peri-Adriatic Depression are subject to more structural uncertainties due to the lack of data and the poor details level of the Figure 3[e] in this region. The restored section in Figure 4e does not show clearly how the deformation mechanisms of the Triassic salt have been interpreted. Like for the Jura, the salt ductile deformation seems to have been investigated only superficially to build the Figure 3e. However, the existence of several salt diapirs in the Ionian Zone (Roure *et al.*, 1995; Vilasi *et al.*, 2009; Velaj *et al.*, 2015) and alternatives structural solutions proposed by Velaj *et al.* (1999) and Velaj *et al.* (2015) tend to show that the ductile behavior of the Trias could have strongly impacted the structural style. Like in the Central Apennines, the extrapolation of the tectonic structures at depth can be confusing: the main problem is revealed by the interpretation of the thrust units' n°7, 8 and 9. In fact, the major transfer zone in the vicinity of the Vlora-Elbasan Lineament is likely to connect with deeper basement structure, as confirmed by Landsat imagery and middle crust seismicity monitoring (Muço, 1994; Muço, 1998; Roure *et al.*, 1995; Roure *et al.*, 2004). Therefore, it is expected that the Ionian Zone-Peri-Adriatic Depression connection respects a geometry that is linked with basin inversion, like proposed by Letouzey (1990), Vially *et al.* (1994) and Roure *et al.* (1994) on several other geological settings. However the thin-skinned style adopted in Figure 3e and evidenced by the restored state in Figure 4e does not take into account this question. As a result, the extrapolation of the geometry and the thrust dips at depth of the thrust units' n°7, 8 and 9 should be reconsidered. Like the Central Apennines, the Outer Albanides example evidences that the range of valid scenarios of geologic evolution that can be built from a restoration is strongly dependent on the pre-compression state's assumptions.

The scenario of geologic evolution is a first-order parameter to access the burial history of the sediments in complex area, which is the main input of basin models that predict hydromechanical, physical and chemical transformations in sedimentary basins. As such, the scenario of deformation must be conceived the most accurately possible, and it must be possible to explain it by mechanical processes. The restored sections in Figure 4 are not satisfactory pictures of typical pre-compression basins, which at first indicate that the structural interpretations are also not totally satisfactory. It is the most clearly evidenced in the Jura, the Chartreuse and the Southern Pyrenees, where the restoration is used to test the structural interpretation rather than explain the possible processes of deformation. Ultimately in these three examples, the scenario that could be conceived from the structural interpretation is not totally convincing because the initial state and the deformation processes have not been justified. In fact, in every studied examples uncertainties and approximations on the sediments deformation mechanisms and on the basin architecture prior to the compression lead to mistakes on the structural interpretation. In return it can misguide the way to address the mechanical processes responsible for the structural development, as seen in the Central Apennines and the Outer Albanides.

2.2.4- Burial history and mechanical stratigraphy in 2D cross-sections

In the Figure 5, the stratigraphic units displayed in the cross-sections (Figure 3) are represented with their depositional environments or their lithology when such details are provided. The pre-compression and the syn-compression sediments are reported on a horizontal axis corresponding to the Mesozoic and Cenozoic time-scale, while on the vertical axis the present-day thickness of the stratigraphic units are provided. This representation allows an easy reading of the relative importance of sedimentation period as well as erosional events and sedimentation hiatus. When a gap separates two stratigraphic units, it means that the stratigraphic contact is not described by the original authors, and the « erosion » symbol highlights either a hiatus in sedimentation or an erosional event. The number of stratigraphic units observed in Figure 5 for the different sedimentology logs gives the maximum number of points that can possibly be used to build the burial history curves. Ultimately, the quantity of information that is contained in the cross-section (like the burial history or the stratigraphic layers) impacts the resolution of the geologic scenario. The scenario of geological evolution will be coarser when data is lacking, and then the mechanical explanation for the development of the tectonic structures will be unraveled with more difficulties. The Figure 5 aims at providing information on the main periods of erosion and sedimentation and the burial history of the sediments which are not displayed in the Figures 3 and 4. It also documents the details of the mechanical stratigraphy retrieved from the structural interpretation. The point is to show how this information can be used to precise the cross-section's pre-compression state and geologic scenario, and what does it reveal on the mechanical nature of the structural development.

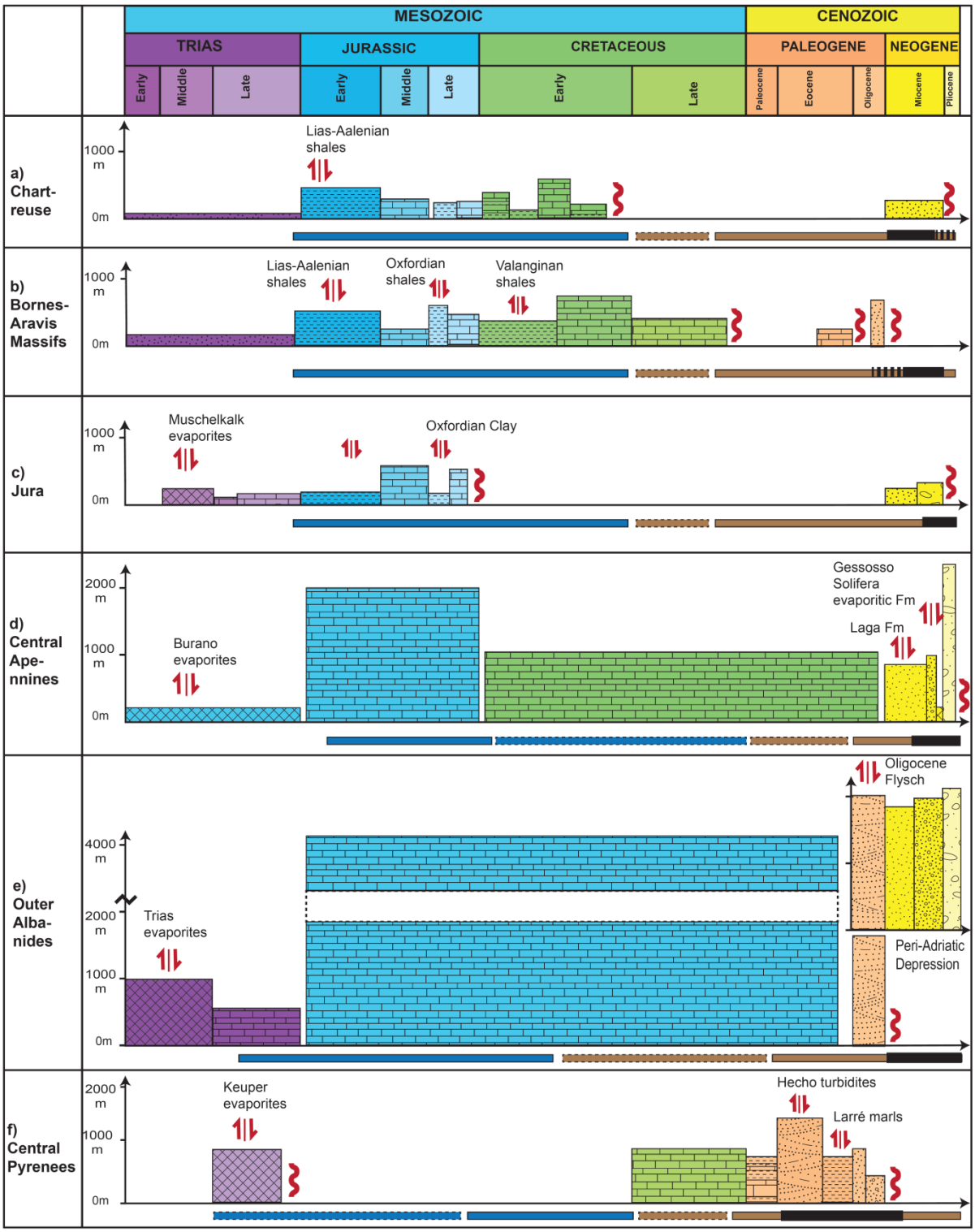


Figure 5 – Synthetic litho-stratigraphic log of the selected cross-sections.
a- Jura FTB, b-Bornes-Aravis Massifs, c- Chartreuse FTB, d- Central Apennines FTB, e- Outer Albanides, f-Southern Central Pyrenees.

In the Chartreuse FTB (Figure 5a), 12 steps of evolution are defined. There are 9 steps of sedimentation prior to the compression from the Trias to the Early Cretaceous, and one syncompression sedimentation step during the Miocene. There is also 2 periods of time when the

sedimentary record was interrupted; at the end of the Early Cretaceous and at the end of the Miocene (Figure 5a). These two hiatus could be an absence of sedimentation or an erosional event, or both; however their precise period of activities cannot be constrained. Therefore, two end-member burial histories are proposed regarding the post-Cretaceous erosion (see the burial curves in Figure 2a): one where the Mesozoic stratigraphic columns are deeply buried before the compression and one where they are not, which have opposite consequences on the pressure and thermal (P-T) history contained in the sediments. It is also not possible with the current dataset to date the Miocene erosional event: it can be syn-tectonics as proposed by Deville et Sassi (2006) but also post-tectonic. The burial history of the sediments located in the thrusts footwalls could be significantly modified according to the chosen hypothesis, because at high rates, constant syn-compression erosion will limit the tectonic burial. These questions on the burial history are essential because they define the P-T evolutions, which in turn control the diagenesis, the fluids content and the mechanical behavior of the rocks (Ungerer *et al.*, 1990; Roure *et al.*, 2005; Nemcok *et al.*, 2005;Turcotte et Schubert, 2014; Lacombe *et al.*, 2014); As a matter of fact, such P-T evolution must be addressed to investigate the temporal and spatial distribution of the overpressuring fracturing events and the development of thrusts and decollements (Roure *et al.*, 2005; Vilasi *et al.*, 2009; Roure *et al.*, 2010; Evans et Fisher, 2012; Gasparrini *et al.*, 2014; Neumaier *et al.*, 2014; Rocha *et al.*, 2015). For example, for a scenario favoring less than 1 km of sediment eroded during the post- Cretaceous hiatus, formation water or hydrocarbon products could have been produced during the folding and thrusting phase in the organic-rich Toarcian levels (Deville et Sassi, 2006). As such, the syn-tectonic fluid flow and associated overpressures could have influenced the position of the decollement level, its activation and maintenance (Sibson, 1995; Smith et Wiltschko, 1996; Cobbold *et al.*, 1999; Mourgues et Cobbold, 2006; Zanella *et al.*, 2013; Sibson, 2014; MacKay, 2015; Rocha *et al.*, 2015). It demonstrates that to elaborate a valid structural scenario, each period of erased sedimentary record must be identified together with the generated burial uncertainties.

For each example in Figure 5, a minimum and a maximum estimation of the postcompaction thickness of the pre-compression sedimentary successions is proposed in Table 1; it varies from 500m in the Southern Pyrenees to 5000 m in the Outer Albanides. In the Alpine FTB (Figure 5a, b and c), the pre-compression sedimentary succession is detailed at high resolution allowing a good understanding of the pre-compression burial history and mechanical stratigraphy. By contrast in the Central Apennines, the Outer Albanides and the South Pyrenean (Figure 5d, e and f), the pre-compression sediments are almost undifferentiated: only one or two sedimentation events can be determined with enough confidence. In their published works Barrier *et al.* (2003) (in Vilasi *et al.*, 2009), Artoni (2013) and Meresse (2010) described the litho-stratigraphic content of the Mesozoic carbonate platforms in Figure 5 (d, e, f), but did not reported it on the cross-sections (Figure 3d, e, f).

Therefore, it is almost impossible to constrain the pre-compression burial history and the mechanical stratigraphy of the pre-compression sedimentary successions for these three cases (Figure 5d, e and f).

Contrary to the Alpine examples, the syn-compression sedimentation is very important and well-preserved in the Central Apennines, in the Outer Albanides and in the Southern Pyrenees: its thickness can exceed half of the total sediments thickness (Table 1) and the rates of sedimentation exceed 0.5 mm per year (Figure 5d, e and f). It should be noted that in the Chartreuse and in the Bornes-Aravis significant amount of these syn-compression sediments have been eroded (Figure 5a, b). A first consequence is that in the Central Apennines, the Outer Albanides and Southern Pyrenees, the well-preserved growth strata allow having structural scenario with better resolution. Regarding the typical values of the sedimentation rates found in foreland area (see for instance Mugnier *et al.*, 1997 and Wu et McClay, 2011), the Central Apennines, the Outer Albanides and the Southern Pyrenees are characterized by a very large sediments input (see Figure 5d, e, f and Table 1). As confirmed by multiple experimental works (e.g. Beaumont *et al.*, 1992; Storti et McClay, 1995; Mugnier *et al.*, 1997; Leturmy *et al.*, 2000; Barrier *et al.*, 2002; Simpson, 2006; Stockmal *et al.*, 2007; Bonnet *et al.*, 2008; Wu et McClay, 2011; Graveleau *et al.*, 2012; Fillon *et al.*, 2013), it is expected that these very high rates of sedimentation strongly impact the folds and thrusts geometry and the thrust unit's spacing and kinematic. It probably controls the wide thrust spacing, the small displacements and the asymmetric configuration of the syn-compression stratigraphic layers observed in the Adriatic part of both the Central Apennines and the Outer Albanides (Figure 3d and e). It means that in the Central Apennines, the Outer Albanides and the Southern Pyrenees the interaction between sedimentation and thrusting is fundamental to explain mechanically the development of the tectonic structures.

Thermal markers on sediments such as Rock-EVAL data, or Apatite Fission Track (AFT) data for the Southern Pyrenees, have been used to provide clues on the quantities of erosion for each cross-section (Philippe *et al.*, 1996; Faure *et al.*, 1999; Albouy *et al.*, 2003a, b; Roure *et al.*, 2004; Deville et Sassi, 2006; Jolivet *et al.*, 2007; Vilasi *et al.*, 2009; Meresse, 2010). Unfortunately, for the Jura (Figure 5b), the Central Apennines (Figure 5d) and the Outer Albanides (Figure 5e), there is no sufficient data to precisely constrain these quantities (Philippe *et al.*, 1996; Albouy *et al.*, 2002a, b; Roure *et al.*, 2004; Scisciani et Montefalcone, 2006; Vilasi *et al.*, 2009; Artoni, 2013). At least, some regional insights exist for the Jura, the Ionian Zone and the Kruja Zone in the Outer Albanides and the Laga Formation in the Central Apennines (Moss, 1992; Albouy *et al.*, 2002a, b; Barrier *et al.*, 2003; Roure *et al.*, 2004; Deville et Sassi, 2006; Artoni, 2013), which allows an estimation of the maximum burial of the top sediments on Table 1. In the Chartreuse (Figure 5a), the Cretaceous sediments have not been buried below than 2 km, as the organic content is still mostly immature (Moss, 1992; Deville et Sassi, 2006). In the Bornes-Aravis Massifs (Figure 5c), the erosion on top of the Oligocene have been estimated by Deville et Sassi (2006) at 3000 m above the Bornes and 5000-6000 m above the Aravis (Table 1). The thermal windows recorded in the sediments are shifted by the thrust faults (Deville et

Sassi, 2006) and therefore contrary to the Chartreuse and the Jura, the thermal maturity of the sediments was probably acquired prior to thrusting. The establishment of the Pre-Alpine Allochton during the Oligocene, which are now eroded, is often invoked to explain this huge burial (Faure *et al.*, 1999; Deville et Sassi, 2006; Bonnet *et al.*, 2008; Affolter *et al.*, 2008; Bellahsen *et al.*, 2014). It means that the pre-compression burial history is completely distinct in the Bornes-Aravis, the Chartreuse and the Jura. Although these cross sections display similar litho-stratigraphic components (Figure 5a, b and c), it is expected to observe strong differences between them on the physical and mechanical properties of the sediments and on the timing of the fluids events (Moss, 1992; Deville et Sassi, 2006). In the Southern Pyrenees (Figure 5f), Jolivet *et al.* (2007) and Meresse (2010) propose that at least 2 km of sediments have been eroded on top of the Cretaceous in the Internal Sierras, during and after the compression, while less material have been removed in the Jaca basin (Millan Garrido *et al.*, 2006; Jolivet *et al.*, 2007; Meresse, 2010). It should be noted that the ductile behavior of the Larré Marls in the Yebra de Basa Anticline displayed in Figure 3f is therefore not associated with deep burial, like in the Bornes-Aravis Massifs and must be explained differently, using the thermal boundary conditions and/or the hydro-mechanical history.

On the three Alpines and the Southern Pyrenees sedimentary logs, the pre-compression sedimentary successions in the Figures 5 (a, b, c, and f) are characterized by important sedimentation gaps that are most likely erosion events. As seen in the Chartreuse case, to access the pre-compression burial history it is crucial to suggest hypotheses on the period of activities and the quantities of sediments removed during this erosion periods. Also, the syncompression uplifts induced coeval erosion at the crest of the fold as soon as it formed, leading to the common observation of erosional contacts at the top of the sedimentary logs (Figure 5a, b, c, d and f). The sediment's burial history is strongly modified whether this erosion event is syn- or post-compression, so like for the pre-compression sedimentation gaps there is a critical need to know the period of activities of the process in each cross-section. For example in the Bornes-Aravis Massifs, one of the remaining questions is to link the erosion of the Pre-Alpine allochtonous unit with the calendar of thrusts emplacements. Unfortunately, for the pre-, the syn- and the post-compression erosional events there is still a critical need of systematic data to quantify them, and therefore validate the relationships between the sedimentary rocks burial history, mechanical properties and fluid circulations proposed by the geological scenarios.

The rates of erosion during the folding and thrusting phases are also important to define, because as often described in experimental modeling it strongly influences the thrust units kinematics and geometries (Beaumont *et al.*, 1992; Malavieille *et al.*, 1993; Storti et McClay, 1995; Mugnier *et al.*, 1997; Konstantinovskaia et Malavieille, 2005; Bonnet *et al.*, 2008; Malavieille, 2010; Wu et McClay, 2011). For example, in long-lasting structures such as the SPTZ (Figure 3f) and the Kruja Zone and Ionian Zone folds (Figure 3e) the erosion that remove growing relief over the thrust ramp could be a

major factor in keeping the thrust active without any transfer slip to another structure. It can explain both their high displacement profile and their long term deformation (Merle et Abbidi, 1995; Grelaud *et al.*, 2002; Bonnet *et al.*, 2008; Konstantinovskaia et Malavieille, 2011; Graveleau *et al.*, 2012; Mary *et al.*, 2013).

Ultimately, the balance of syn-kinematic erosion and sedimentation is always different and it is possible for each cross-section to weight how much they impact the structural style. In the Central Apennines, the Outer Albanides and the Southern Pyrenees, the erosion and the sedimentation have strong impact, while they are both minor in the mechanical development of the Jura. In the Chartreuse and the Bornes-Aravis Massifs, it is likely that because of their low rates, the superficial mass phenomena have a lower impact in the structural style than the loading boundary conditions and the mechanical stratigraphy, even if it cannot be totally ruled out.

In every sedimentology logs in Figure 5 it is observed a transition from Mesozoic to Paleogene formations deposited in carbonate platform and basin environments to Cenozoic clastic formations deposited in foreland environments (Teixell, 1996; Philippe *et al.*, 1996; Sommaruga, 1999; Roure *et al.*, 2004; Millan Garrido *et al.*, 2006; Deville et Sassi, 2006; Scisciani et Montefalcone, 2006; Bichet et Campy, 2008; Artoni, 2013). In the Alpine carbonate platforms (Figure 5a, b and c), the sedimentary columns are formed by a succession of highly contrasting sediments, including evaporites, shales and limestone facies. In these examples, the structural style is controlled by the thickness ratio of alternating competent and incompetent layers, which among others promote the formation of flat-ramp thrust geometries (Pfiffner, 2006). It results in the standard interpretation of FBFs and FPFs in the Jura, the Chartreuse and the Bornes-Aravis cross-sections (Figure 3a, b, and c). Similar successions are expected in the Mesozoic carbonate platform and basinal environments of the Central Apennines and the Outer Albanides (Roure *et al.*, 2004; Scisciani et Montefalcone, 2005).

However, because the stratigraphic components are not sufficiently detailed by the authors (Figure 5d, e), the effects of these mechanical contrasts on the structural style cannot be verified for these two examples. In fact it reveals that for such sedimentary environments a refine description of the sedimentary successions is needed to validate the structural interpretations. On the contrary, in the foreland sedimentary successions less mechanical contrasts are observed (Figure 5); it favors the development of FPFs like in the Adriatic part of the Central Apennines and the Outer Albanides (Pfiffner, 2006). In these cases, it is rather expected that the loading and external boundary conditions are the first order controlling parameters of structural style.

Evaporites are sometimes reported in the stratigraphy like in the Jura, the Central Apennines, the Outer Albanides and the Southern Pyrenees (Figure 5b, d, e, f); for these cases the mechanical behavior of the sedimentary column is principally dependant on the mineralogy and the thickness of the salt levels, and the thickness ratio of salt compared to overlying series (Carter et Hanser, 1983;

Davies et Engelder, 1985; Jordan et Nuesch, 1989; Weijermars *et al.*, 1993; Sommaruga, 1999; Smit *et al.*, 2003; Bonini, 2003; Jaquet *et al.*, 2014). The diversity of possible salt mechanical behaviors is demonstrated by the Jura and Central Apennines cross-sections (Figure 3a, d); while the Trias formations of the Jura are formed by 500 m of evaporites which comprise at least 100 m of massive halite (Philippe *et al.*, 1996; Sommaruga, 1997; Sommaruga, 1999), in the Adriatic part of the Central Apennines the Gessosso Solifera Formation is composed of a thin gypsum-arenite level, thick of 50 to 100m (Artoni, 2013). Consequently, the folds and thrusts geometries are strongly different and reveal two possible mechanics of fold development when salt are involved: buckling in the Jura and fault-related folds in the Central Apennines. In these cases, one of the main mechanical issues is to determine the temporal relationship between fold and fault processes. The thickness and the type of evaporite in place in the Outer Albanides and the Southern Pyrenees (Figure 5e, f) are not well described: Barrier *et al.* (2003) suggest 1000m of Trias, which comprise both evaporite and dolomite, while in the Southern Pyrenees from 100 to 500 m of marls, dolomite and evaporite is reported in the External Sierras (Millan *et al.*, 1994; Millan Garrido *et al.*, 2006). Further investigations must be done to document the composition of the Trias in both cases to validate the mechanical development implied by the two structural interpretations presented in Figure 3e and f.

By contrast, the others incompetent layers such as clay or shale do not automatically form levels of detachment, as observed in the Chartreuse, in the Jura and in the Southern Pyrenees (Figure 5a, b, f). The mechanical behavior of shale rocks mainly depends on their sedimentary facies, their mineralogy, and the overpressuring fluid flow that can considerably reduce the rock strength and modify the fault-rock physical properties (Hubbert et Rubey, 1959; Davies *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984; Mandl, 1988; Gratier et Gamont, 1990; Labaume al, 2001; Gratier *et al.*, 2013; Lacombe *et al.*, 2014). In fact, the mechanical conditions allowing the development of detachment horizons in shale levels are not as simple to predict as they are for evaporites. They depend on multiple parameters that evolve along with the burial and the vertical and horizontal loading, like for instance the porosity and permeability that controls the fluids overpressures events (Smith et Wiltchko, 1996; Schneider *et al.*, 2003; Roure *et al.*, 2005; Vilasi *et al.*, 2009; Roure *et al.*, 2010; Callot *et al.*, 2010; Gasparrini *et al.*, 2014; Thibaut *et al.*, 2014; Neumaier *et al.*, 2014; Burgreen-Chan *et al.*, 2015); as such the mechanical validation of the position and the propagation of a decollement in shale levels is a complex and non-linear problem. On the selected examples, analysis of syn-tectonic fluid-flow have been performed on several thrusts: in the Subalpine Chains (Roberts *et al.*, 1991; Moss, 1992), in the Ionian Zone (Swennen *et al.*, 2000; Vilasi *et al.*, 2009) and in the Southern Pyrenees (Teixell *et al.*, 2000; Lacroix *et al.*, 2011; Lacroix *et al.*, 2014). However, on every cross-section there is still a lack of systemic data on the physical and mechanical properties of shale rocks and on the calendar of fluids circulation, which indicate that a valid mechanical explanation for the development of shale decollement cannot be easily proposed. As such, with respect to the deformation of the thicker shale levels, a certain number

of mechanical issues are still raised and must be tested. For example, in the Bornes-Aravis Massifs cross section (Figure 3b) the mechanical reasons why each major argillaceous layer is characterized by strong creeping behavior, whether it is high burial and/or strong fluid overpressures, must fit with the scenario of geologic evolution. Similar consideration must be made to validate the ductile behavior of the Larre marls in the Southern Pyrenees, but in this case it is clear that the mechanical reasons are different than in the Bornes Aravis Massifs. Ultimately, in most cases it is difficult to predict a priori on which shale levels the detachment horizons will be most likely localized and even more to explain why. It leads to critical issues surrounding the definition of the kinematic of activations of several major detachments such as the Middle Jurassic shales of the Jura, the Liassic shales of the Chartreuse and the Oligocene Flysch of the Outer Albanides (Figure 3a, c, e). As such two end-member mechanical solutions for the decollement localization in shale can be given from the analysis of the selected cross-sections: specific internal rock-physic parameters in a shale level that allow the definition of very weak layers contrasting with the surrounding sediments, or the development of overpressuring events linked with meteoric water, formation or metamorphic –sourced.

2.2.5- Scenario of evolution and the mechanical issue of each cross-section

The mechanics of FTB is a long-lived problem and numerous models of evolution have been proposed from the simplest homogeneous wedge shape friction model to more sophisticated orogenic systems that aim at being closer to natural settings (Hubbert et Rubbey, 1959; Chapple, 1978; Davies *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984; Davies et Engelder, 1985; Boyer, 1995; Ford, 2004; Malavieille, 2010; Ruh *et al.*, 2012; Graveleau *et al.*, 2012). In the case of homogeneous wedges, analytical solutions, sand-box analog and numerical experimental works have demonstrated that thrust blocks developed in a forward propagation sequence that is one at a time and progressing toward the foreland with a thrust spacing that mainly depends on the thickness of the overburden (Davies *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984; Malavieille, 1984; Mulugeta, 1988; Mandl, 1988; Colletta *et al.*, 1991). More complex settings have been progressively proposed, as ductile silicon putty were introduced to mix with brittle pressure dependent sand materiel to define the initial layered model to deform. Equally important physical parameters such as the rates of erosion and that of sedimentation became mastered in the art of building small scale mountains models in the laboratory (See Graveleau *et al.*, 2012, and reference therein). Because nature generates a great variety of mountain chains and compressive structures, it is still essential to calibrate the geometric parameters and the mechanical rock properties that satisfy the similarities between the model and natural mechanical stratigraphy. Analog and numerical mechanical models show that layer-cake systems of alternating brittle-ductile materials can lead to complex thrust architectures spanning from the simplest regular stacks of imbricated horse structures to more complex bodies configurations bounded by backthrusts, folds and faulted blocks and out-of-sequence thrusts (Stockmal *et al.*, 2007; Simpson, 2011; Ruh *et al.*, 2012; Graveleau *et al.*,

2012, and reference therein; Fillon *et al.*, 2013). Sometimes the key information about kinematics and chronology is available from the seismic stratigraphy as high resolution patterns of sedimentary or structural bodies (Boyer, 1992; Zoetemeijer *et al.*, 1992; Suppe *et al.*, 1992; Vergés *et al.*, 2002b; Barrier *et al.*, 2003; Mugnier *et al.*, 2004; Poblet, 2012; Artoni, 2013). However this information can be lacking or strongly missing, as seen at various levels in the selected examples; in those situations, several structural emplacement scenarios must be assessed to objectively rank possible mechanical solutions.

In this work we consider three types of boundary conditions that must be defined in any attempts to reproduce an analogue for the evolution of a geological system starting from initial pre-compression basin architecture:

(1) the loading boundary conditions which essentially require to define how the displacement or the force must be applied on any part of the geomodel's contour;

(2) the external boundary conditions which necessitate a method defining how the basin stratigraphy will be updated by the effect of erosion and sedimentation. This must be monitored while in the same time the loading boundary conditions are operating;

(3) The internal boundary conditions are the boundary conditions allowing the possible time and space variations in rock rheology through the structural history and the mechanical interactions between the faulted blocks in the system. It requires describing how the rock strength is affected by temperature or pressure or mineral reaction (dehydration of clay, hydrocarbon generation …).

During the structural analysis conducted in this work, information on these different boundary conditions have been pointed at for each cross-section, and these are summarized in Figure 6. The sections displayed in Figure 6 actually represent how one could envisage defining the experimental set-ups that highlight for each FTB the specific mechanical problem revealed by the structural interpretation. As such, each section in Figure 6 could be a starting point for analog or numerical modeling that aims at testing the mechanical validity of the proposed structural interpretations.

In the Jura FTB, the deformation style is typically that of buckled folds of a thin sedimentary column lying above a thick salt layer, which completely decouples the sedimentary cover from the basement (Figure 6a). In this set-up the displacement accommodated by each of the numerous thrust units is very small and is damped toward the foreland. There is no important record of syn-kinematic sedimentation and erosion (Figure 6a), which have two distinct consequences: the deformation must have been achieved at moderate to shallow depth and the sequence of deformation is undetermined in Figure 6a. The type of mechanical interactions between faults and folds is still unclear because of the lack of subsurface data, and two end-member solutions can be proposed to explain the structure's emplacement: (1) pre-existing faults could predate the folds development and therefore control the

development of the main thrust units, or (2) like proposed in the Figure 6a folding and faulting could result from a unique buckling mechanical process caused by the ductile behavior of the salt. Therefore internal and loading boundary conditions such as the strainrate, the total sedimentary column thickness, the salt mineralogy and its thickness ratio with the overlying series must be studied to explain the deformation style. As such, the mechanical problem of the Jura FTB geologic evolution is that of the deformation of a brittle-ductile layer-cake overburden with low taper and essentially of horizontal push as loading boundary condition (Figure 6a). This is in accordance with the modeling work of Smit *et al.* (2003) and Costa et Vendeville (2002).

The Figure 6b highlights the fact that the shortening of the Bornes-Aravis Massifs results from interactions between thin-skinned and thick-skinned tectonics, which deform a Mesozoic half-graben characterized by multiple levels of decollement. It is clear from Figure 6b that the mechanical system of this FTB must be defined at a larger scale to take account of the loading boundary conditions governing the basement thrusts displacement. Most of the kinematic information recorded in sediments has been erased and therefore it is difficult to validate a given chronology, which in result question the temporal relationships between the thin-skin and the thick-skin deformations (Affolter *et al.*, 2008): Is the sedimentary basin deformation driven by gravity sliding during the External Crystalline Massif uplift, or is it passively transported and tilted by the basement thrusts (Affolter *et al.*, 2008; Bellahsen *et al.*, 2014)? In Figure 6b, in agreement with Faure *et al.* (1999) and Bellahsen *et al.* (2014), the last solution is favored; early thin-skinned thrusting in the Aravis Massifs is followed by the successive development of the Bornes Massif and the most external basement thrust that tilts the thin-skinned structures. The so-called « Pre-Alpine Allochton » mentioned in Figure 6b contributed to increase the whole sedimentary column burial before the thrusting, as stated by Deville et Sassi, (2006), Bonnet *et al.* (2008) and Bellahsen *et al.* (2014). Because it is completely eroded in the present-day cross-section (Figure 3b), questions remain on its mode of emplacement. The most important of which are: the timing of this event regarding the calendar proposed in Figure 2b and relatively to the Cenozoic sedimentation displayed in Figure 3b, the state of this allochtonous nappe at the onset of the folding and thrusting phase and the mechanical explanation for the development at shallow depth of a thrust sheet displaced on several dozens of kilometers. To explain the thin-skinned propagation of the deformation, the mechanical behavior of the argillaceous decoupling horizon must be set considering the high burial and/or the fluid circulations at the deformation time to take account of the creep observed at outcrop in incompetent layers. Also, the type of behavior of the inherited normal faults during the compression must be elucidated because it interacts with the mechanics of thrusts development and potentially modifies the type, timing and localization of the tectonic structures. In summary, the structural complexity of the Bornes-Aravis Massifs is due to the combination of several nested mechanical problems: (1) the relationship between basement tectonics and sedimentary deformations, (2) the trajectory of the thrust faults running through a normal fault

blocks system with multiple decollement levels and (3) the timing of the emplacement of the thrust faults and the relationship of the emplacement of the allochtonous nappe that is subsequently eroded. As a result, this example has to be validated by studying separately different representative mechanical problems.

The structural style of the Chartreuse FTB is characterized by decollement tectonics with imbricated thrusts. Like for the Jura FTB, the sedimentary column is supposed to be entirely detached from the autochthon basement (Figure 6c). In this example the main mechanical problem is relative to the determination of the timing and the kinematics of the thrusts emplacement in relation with the moderate to high erosion and the low syn-compression sedimentation (Figure 6c). Deville et Sassi (2006) proposed that the thrusts developed almost synchronously after a short period of foreland sedimentation (Figure 6c); however it remains necessary to apply the boundary conditions proposed in Figure 6c as a validation test. Contrary to the Bornes-Aravis Massifs, the vertical movements of the lithosphere applied on the basal boundary are not a first-order control of the Chartreuse structural style (Figure 6c); still, the subsidence of the basement caused by the thrust stacking observed in Figure 3c must be taken into account in order to predict the deposit rates and type of the syn-kinematic sediments that is now being eroded. The mechanical stratigraphy is defined by two components: (1) a shale basal decollement layer that includes the organic-rich Toarcian levels and (2) undifferentiated carbonate and clastic formations (Figure 6c). Because the decollement level cannot be described at outcrop or with the current wells database, the precise stratigraphic position of this decoupling level is unknown, which raise questions on its thickness and the associated deformation mechanisms. The boundary conditions proposed in Figure 6c suggest that fluids overpressures could have occurred within the source rock to promote it as the decollement horizon during the compression phase. Therefore the determination of the timing and emplacement of the thrust imbricate requires describing numerous parameters related to the isotherms evolution such as: the timing and the amount of fluids generated during the deformation, the sealing capacity of the decollement during its functioning and the temporal variation of the Liassic shale mechanical behavior during the burial. As a result, the structural development of the Chartreuse FTB depends on: (1) the mechanical emplacement of thrust faults in a layer-cake overburden subject to flexural subsidence and to moderate syn-kinematic erosion with associated sedimentation and (2) the mechanical behavior of a source-rock decollement that is subject to numerous potential fluids overpressuring events and that is non-linearly dependent on the temperature evolution.

The structural complexity of the Central Apennines largely results from the low resolution of the tectonic structures under the Montagna dei Fiori and the Internal Folds (Figure 3d), which is highlighted in the Figure 6d by the imprecise nature of the internal boundary conditions drawn at the back of the autochtonous basement. As for the Bornes-Aravis Massifs, the Central Apennines loading boundary conditions are defined at a crustal scale, with the difference that in this case the basement

and sedimentary basin tectonics coexist in time (Figure 6d). One of the crucial points is therefore to correctly extrapolate the geometries and kinematics of the basement thrusts from the out-of-sequence thrust-slip kinematic data provided by the architecture of the Peri-Adriatic sediments. To propose a consistent geometry, it is also necessary to take into account the structural heritage of the basin that is observed at outcrop in the Montagna dei Fiori region (Albouy *et al.*, 2002e, b; Scisciani et Montefalcone, 2006; Scisciani, 2009), like it is proposed in Figure 6d for the Central Apennines-Adriatic connection. Like the Bornes-Aravis, the Central Apennines raises the question of the trajectories of thrust faults in a normal fault block system, but this time the precise position of the normal faults is undetermined in the structural interpretation of Artoni (2013) (Figure 6d). In the Adriatic part of the Central Apennines a very important sediment loading during the Pliocene is observed (Figure 3d); the basal boundary conditions must rendered possible the huge vertical subsiding movements resulting from the geodynamic setting, while the model must tolerate the positive mass balance caused by the sediment input (Figure 6d). To summarize, the structural development of the Central Apennines must be addressed through the study of several types of mechanical problems, such as: (1) the extrapolation at depth of the structural geometry of the Montagna dei Fiori, which must fit with the high resolution kinematic data recorded by the Peri-Adriatic syn-compression sediments, (2) the impact of the highly subsiding basal boundary conditions leading to massive sediment inputs on the emplacement and kinematic of the thrust faults and (3) the trajectory of these thrust faults running through a normal fault blocks system. However, because the structural heritage data are lacking in the Figure 3d, this last mechanical problem cannot be featured in the boundary conditions described in the Figure 6d.

Like for the Jura FTB and the Chartreuse FTB, the loading boundary condition of the Outer Albanides is that of a moving wall applied on the left boundary of a stratified sedimentary column entirely detached from the autochtonous basement (Figure 6e). However the size of the sedimentary pile, twice thicker in the Outer Albanides, is a clear distinction between the Alpine FTB (Figure 6a and c) and the Outer Albanides (Figure 6e). Similarly to the Jura in Figure 6a, the detachment level in the hinterland is composed of ductile salt (Figure 6e). The basal boundary conditions of the Outer Albanides is defined in Figure 6e as elastic boundary to take account of the important subsiding movement due to the massive syncompression sediments input in the Peri-Adriatic Depression, as it is also proposed in the Central Apennines (Figure 6d). One of the characteristics of the mechanical system formed by the Outer Albanides is the simultaneous presence of the two distinct structural styles formed by the Ionian Zone and the Peri-Adriatic Depression, linked with the Triassic salt disappearance occurring along the Vlora-Elbasan Lineament (Figure 3e). The architecture of the Vlora-Elbasan Lineament cannot be described using the extent of the current data; the possible assumptions explaining the salt vanishing under the Peri-Adriatic Depression lead to distinct pre-compression architecture for this connection (Roure *et al.*, 2004), which in turn strongly control the

mechanical nature of the transfer zone. In the Figure 6e, contrary to the interpretation of Barrier *et al.* (2003) in Figure 3e, the structural assumption proposed is that of an inverted basin. Therefore in this case, the mechanical validity of an interpretation of the kinematic and architecture of this transfer zone must be tested considering models of basin inversion in a brittle/ductile sedimentary column (e.g. Bonini *et al.*, 2012). Another interesting issue is the out-of-sequence development of the Berati and the Cika belts (Figure 6e), and the way they are related to the inversion of the Vlora-Elbasan Lineament. The very high displacement accommodated by each thrust unit marks a distinct structural feature compared with the other cross-sections, and opens the door to many questions on the conditions required to maintain the thrusts activity for so long. The presence of these long-lived and highly displaced thrust blocks should be explained by the full complexity of the loading, internal and external boundary conditions in Figure 6e; as such, to consider the structural interpretation as a valid one, it must be possible to reproduce experimentally the thrust-slip kinematic using these boundary conditions.

The Southern Pyrenees structural interpretation reveals several aspects of basin mechanics. In contrast with the other cross-sections, the tectonic structures are strongly dependent on rooted basement thrusts (Figure 6f). As a result, the system dynamic is mainly controlled by out-of-boundary constraints: as such it is very difficult to discuss the mechanical reasons of the thrusts emplacement (Figure 6f). In Figure 3f, the predominant role of the SPTZ in the total shortening constitutes one of the main mechanical problems associated with the development of deformations, which must be resolved taking into account the highly flexured initial geometry, the high mobility of the salt decollement and the high syncompression erosion rates. Similarly to the Jura, the mechanical behavior of the Triassic salt promotes the formation of DFs, localized in the External Sierras. However, it seems that the mechanical stratigraphy have only a minor impact on the structural style. In fact, Triassic evaporites set aside, only the Larre Marls deformation mechanism in Yebra de Basa Anticline reveals an important mechanical contrast into the sedimentary column.

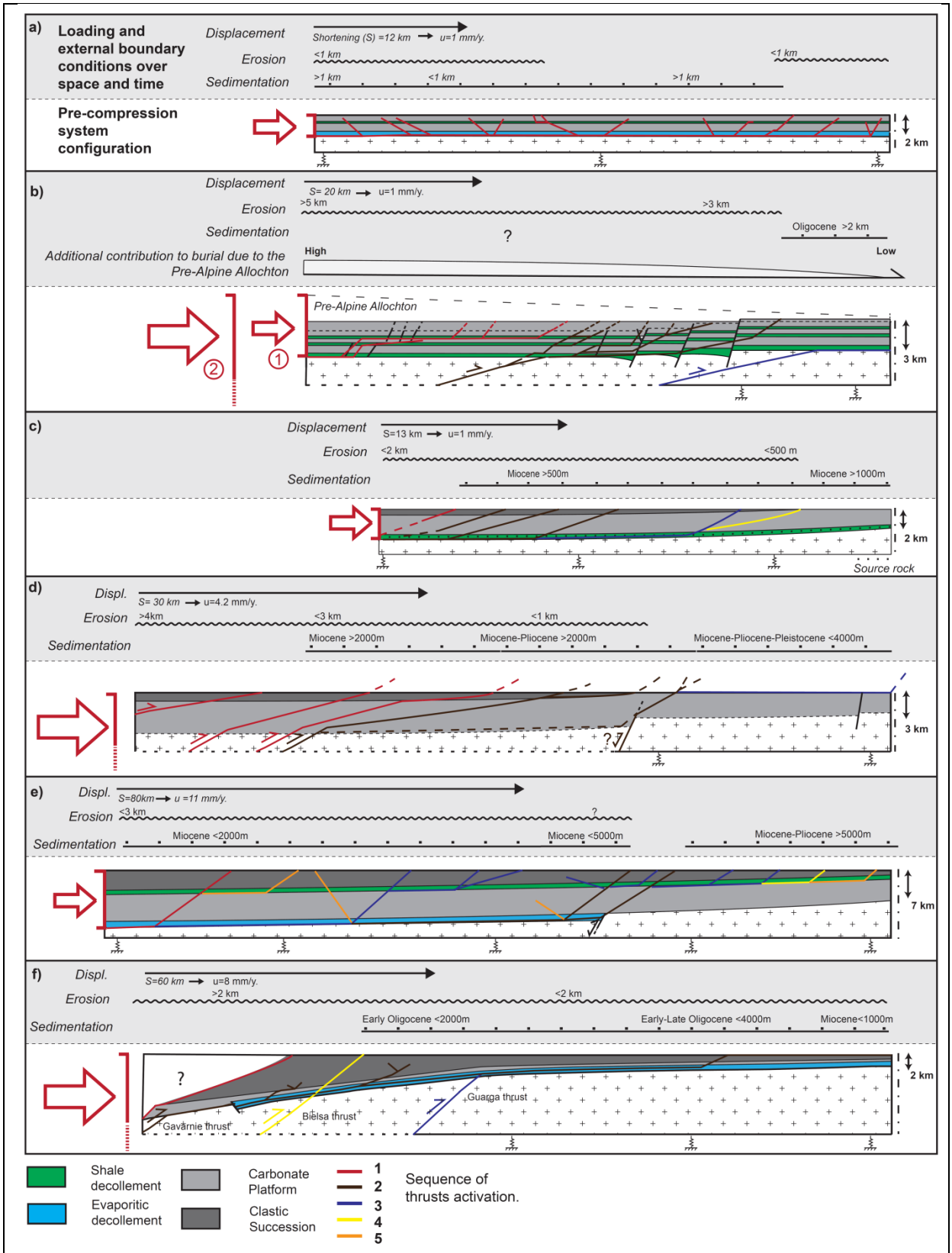


Figure 6 – Schematic mechanical « set-up » of each cross-section, detailing the internal, external and loading boundary conditions.

2.2.6- Conclusion

To be considered valid, a structural cross-section must be geologically, geometrically and mechanically coherent. In this work a series of cross-section of the Western and Central Mediterranean were studied to discuss the main issues around the mechanical validation of geological cross-section in compressional settings. Several conclusions can be stated from the present work:

- The content in information documenting the FTB is variable from one author to the other. The mechanical nature of the geological system is not always easily explained and communicated. The extrapolation to depth of the major faults and structures is not explained and weighted with the same attention in the reviewed geological cross sections. When not carefully conducted this extrapolation can have strong and negative consequences for defining the structural architecture and the scenario of structural evolution: wrong timing of structural emplacement, wrong history curve reconstruction and misleading uncertainties. On the opposite a good and coherent 2D cross section will lead to quickly characterize the nature of the structural mechanical problem. The search of geological controlling parameters will lead to define the type of physical and numerical experiments that could be proposed to justify a mechanical validation of the structural interpretation.
- To help basin modelers to consider the minimum number of structural development scenarios, a 2D cross section in complex area must clearly display the following key criteria: the best possible resolution of stratigraphic formations with refined models of the lithological distributions and the erosional events, the shape of the sedimentary angular unconformities in the syn-compression strata and the extent of the extrapolated interpretations from geometric rules. Evidences should also be provided, such as the type and timing of fluid flow events, the burial history of sediments fitted with thermal markers and the possible physical and mineralogical parameters of the decollement rocks at their initial state.
- To undertake a mechanical validation of a 2D structural cross-section, several mechanical issues must be treated in parallel, such as the initial basin architecture, the external and internal loading boundary conditions that must account for the basin scale mechanical stratigraphy including spatial and temporal variation of sedimentary rock rheology.

CHAPITRE 3 – LA MIGRATION NATURELLE DES FLUIDES DANS LES CHAÎNES PLISSEES

Une des faiblesses de la géologie structurale traditionnelle est d'avoir souvent considéré le sous-sol par sa fraction solide, négligeant ainsi le rôle considérable que peuvent avoir les fluides sur l'évolution structurale d'un bassin sédimentaire. Toutefois, de plus en plus d'auteurs montrent l'importance des fluides et la variété des chemins qu'ils empruntent dans les plis et les bassins sédimentaires compressifs [e.g. Roure *et al.*, 2010 ; Deville *et al.*, 2010 ; Lacroix *et al.*, 2011 ; Evans et Fischer, 2012 ; Lacroix *et al.*, 2013 ; Lacombe *et al.*, 2014 ; Beaudoin *et al.*, 2015 ; Cosgrove, 2015 ; Deville, 2015]. Ceux-ci ont des répercussions sur des phénomènes variées comme par exemple :

- La réactivation des failles par augmentation de la pression de fluides [Sibson, 1992 ; Sibson, 2004],
- L'écrouissage adoucissant des roches, ou au contraire leur durcissement, qui modifient le comportement rhéologique des roches sédimentaires et donc influe sur le scénario des déformations géologiques [e.g. Hubbert et Rubbey, 1959 ; Davies *et al.*, 1983 ; Gratier et Gamond, 1990 ; Deville *et al.*, 2010 ; Evans et Fischer, 2012 ; Gratier *et al.*, 2013 ; Lacroix *et al.*, 2013].
- La modification des propriétés de porosité et de perméabilité des roches sédimentaire, qui en retour modifie l'état de surpression et influe sur les propriétés mécaniques de la roche [Deville *et al.*, 2010 ; Morley *et al.*, 2011 ; Evans et Fisher, 2012 ; Sassi *et al.*, 2013 ; Gasparrini *et al.*, 2014].

Au sein d'une roche-mère, la part des fluides issues de la transformation du kérogène en hydrocarbures peut s'avérer importante [Meissner, 1979 ; Ungerer *et al.*, 1990 ; Swarbrick *et al.*, 2002]. Différents auteurs ont mis en évidence le lien entre cette génération et le développement de fracturation hydraulique naturelle au sein de la roche [Gale *et al.*, 2007 ; Engelder *et al.*, 2009 ; Sassi *et al.*, 2013 ; Cobbold *et al.*, 2013 ; Zanella *et al.*, 2014a ; Gale *et al.*, 2014 ; Gasparrini *et al.*, 2014]. Pour certains, la génération des hydrocarbures engendre des transformations au sein de la roche-mère capables d'altérer ses propriétés au point d'en modifier profondément son comportement rhéologique, en facilitant les phénomènes d'adoucissements de la roche, ou en favorisant des processus de fluage asismique [Cobbold *et al.*, 2001 ; 2004 ; Mourgues et Cobbold, 2006 ; Aydin et Engelder, 2009 ; Loseth *et al.*, 2011 ; Zanella *et al.*, 2014a et b ; MacKay *et al.*, 2015]. La relation entre la génération d'hydrocarbure et l'activation des décollements a toutefois une place particulière au sein des

problématiques de circulations de fluides, puisque les surpressions sont produites localement au sein même de la roche-mère, sans apport significatifs de fluides extérieurs.

Dans ce chapitre, on passera en revue les points principaux permettant d'expliquer les processus à l'origine des surpressions de fluides au sein des bassins sédimentaires, en prêtant une attention particulière aux transformations subites par la roche-mère au cours de son enfouissement. L'objectif est de mettre en évidence les paramètres clés susceptibles de contrôler le développement d'une surpression et de modifier le comportement rhéologique d'une roche-mère argileuse pendant son enfouissement.

3.1- La dynamique des fluides dans les chaînes plissées

Les systèmes fluidiques dans les bassins sédimentaires sont contrôlés par de nombreux processus géologiques : l'histoire des déformations tectoniques, l'architecture du bassin sédimentaire ou encore son évolution stratigraphique [e.g. Roure *et al.*, 2005 ; Roure *et al.*, 2010 ; Evans et Fischer, 2012 ; Lacombe *et al.*, 2014 ; Lacroix *et al.*, 2014 ; Beaudoin *et al.*, 2015 ; Boutoux *et al.*, 2015]. En retour, les fluides agissent également sur la diagénèse, les déformations, les migrations d'hydrocarbures et les transports de chaleurs [e.g. Swennen *et al.*, 2000 ; Labaume *et al.*, 2001 ; Moretti *et al.*, 2002 ; Faure *et al.*, 2004 ; Schneider *et al.*, 2003 ; Roure *et al.*, 2005 ; Katz *et al.*, 2006 ; Vilasi *et al.*, 2009 ; Roure *et al.*, 2010 ; Bons *et al.*, 2012 ; Lacombe *et al.*, 2014]. De nombreux auteurs ont souligné la complexité de la relation entre fracturations et circulations des fluides dans les bassins d'avant-pays et les chaînes plissées, une faille pouvant à la fois être un drain efficace ou une barrière pour des fluides exotiques [e.g. Ramsey et Onash, 1999 ; Moretti *et al.*, 2002 ; Lacroix *et al.*, 2014 ; Cosgrove, 2015]. Ainsi, les comparaisons entre de nombreux cas naturels soulignent la variabilité des relations entre migrations de fluides et déformations au sein des chaînes plissées (Figure 3.1) [Travé *et al.*, 2000 ; Roure *et al.*, 2005 ; Roure *et al.*, 2010 ; Evans et Fischer, 2012 ; Lacroix *et al.*, 2014 ; Beaudoin *et al.*, 2015]. Elles montrent également la constance du type des fluides qui peuvent circuler dans les chaînes plissées et les bassins d'avant-pays (Figure 3-1) : des fluides d'origines superficielles (eaux météoriques ou marines), des fluides du bassin (eaux de formations, hydrocarbure, etc.) et des fluides d'origines plus profondes (eaux métamorphiques).

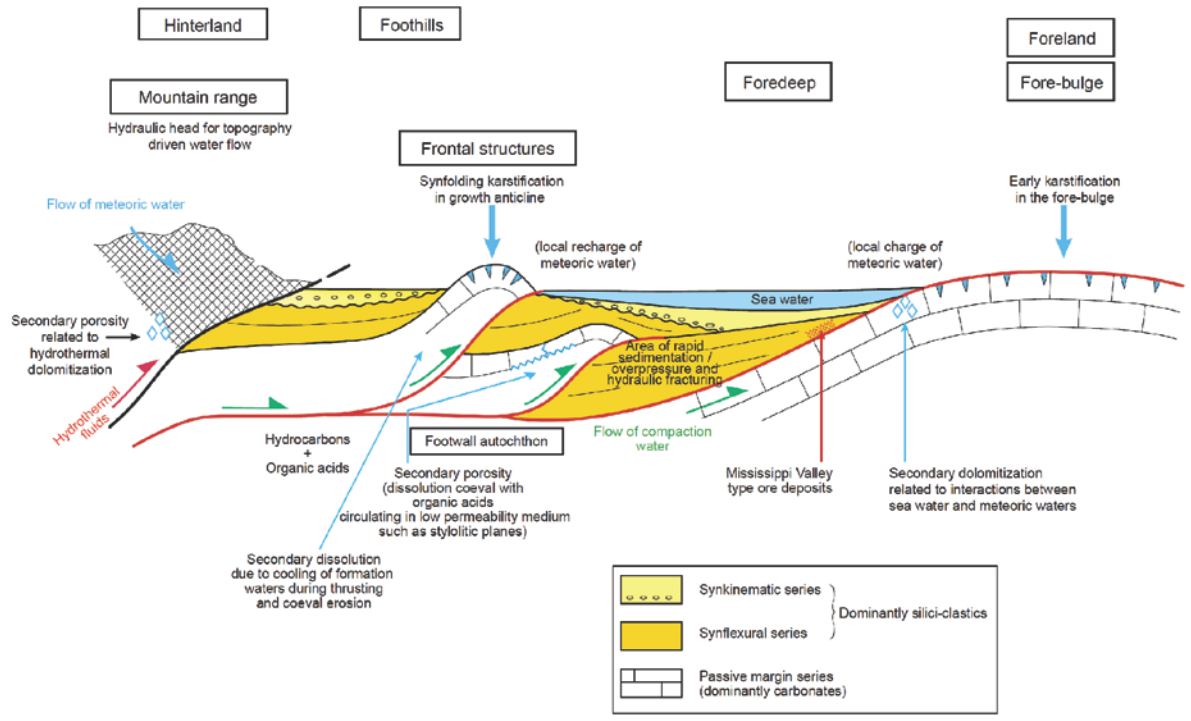


Figure 3.1 – Résumé de la nature des fluides circulant dans un bassin d'avant-pays, et les chemins qu'ils empruntent [Roure *et al.*, 2005]

A l'échelle du pli, la circulation des différents types de fluides est fortement influencée par l'évolution structurale et microstructurale de la structure tectonique [e.g. Labaume *et al.*, 2001 ; Roure *et al.*, 2005 ; Roure *et al.*, 2010 ; Evans et Fischer, 2012 ; Cosgrove, 2015 ; Beaudoin *et al.*, 2015]. Dans un *review* récent, Evans et Fischer [2012] mettent notamment en évidence l'importance du développement des réseaux de fractures sub-sismiques pour la migration des fluides. Les relations imbriquées qui existent entre l'évolution structurale d'un pli et le système de fluides évoluant au sein de celui-ci sont récapitulées sur la Figure 3.2 [e.g. Evans et Fischer, 2012]. Ainsi le contrôle des paramètres poro-mécaniques (*i.e.* le comportement du milieu poreux, intégrant l'évolution de sa porosité et de sa perméabilité) des roches encaissantes sur la mobilité des fluides dans les systèmes plissés a plusieurs fois été mis en évidence sur des cas géologiques naturels (Figure 3.2) [Schneider *et al.*, 2003 ; Roure *et al.*, 2005 ; Roure *et al.*, 2010 ; Evans et Fischer, 2012 ; Neumaier *et al.*, 2014 ; Burgreen-Chan *et al.*, 2015 ; Cosgrove, 2015 ; Beaudoin *et al.*, 2015]. Ces paramètres, en plus du scénario de déformation du pli, contrôlent également la pression des fluides, leurs températures et leurs chimies (Figure 3.2). En retour, les fluides contrôlent fortement les paramètres mécaniques des roches, qui agissent sur la cinématique du plissement. En résumé, la Figure 3.2 souligne les nombreux rétrocontrôles qui existent entre déformations et fluides. Elle indique que pour proposer une loi de comportement rhéologique des roches-mères, il faut prendre en compte de processus géologiques et géochimiques très variées en plus de l'histoire d'enfouissement de la roche. Surtout, ces processus évoluent au cours du temps et sont susceptibles d'être distincts d'un bassin sédimentaire à un autre,

voire d'un pli à un autre, voire d'un niveau stratigraphique à un autre [e.g. Moretti *et al.*, 2002 ; Schneider *et al.*, 2003 ; Lacroix *et al.*, 2014 ; Beaudoin *et al.*, 2015].

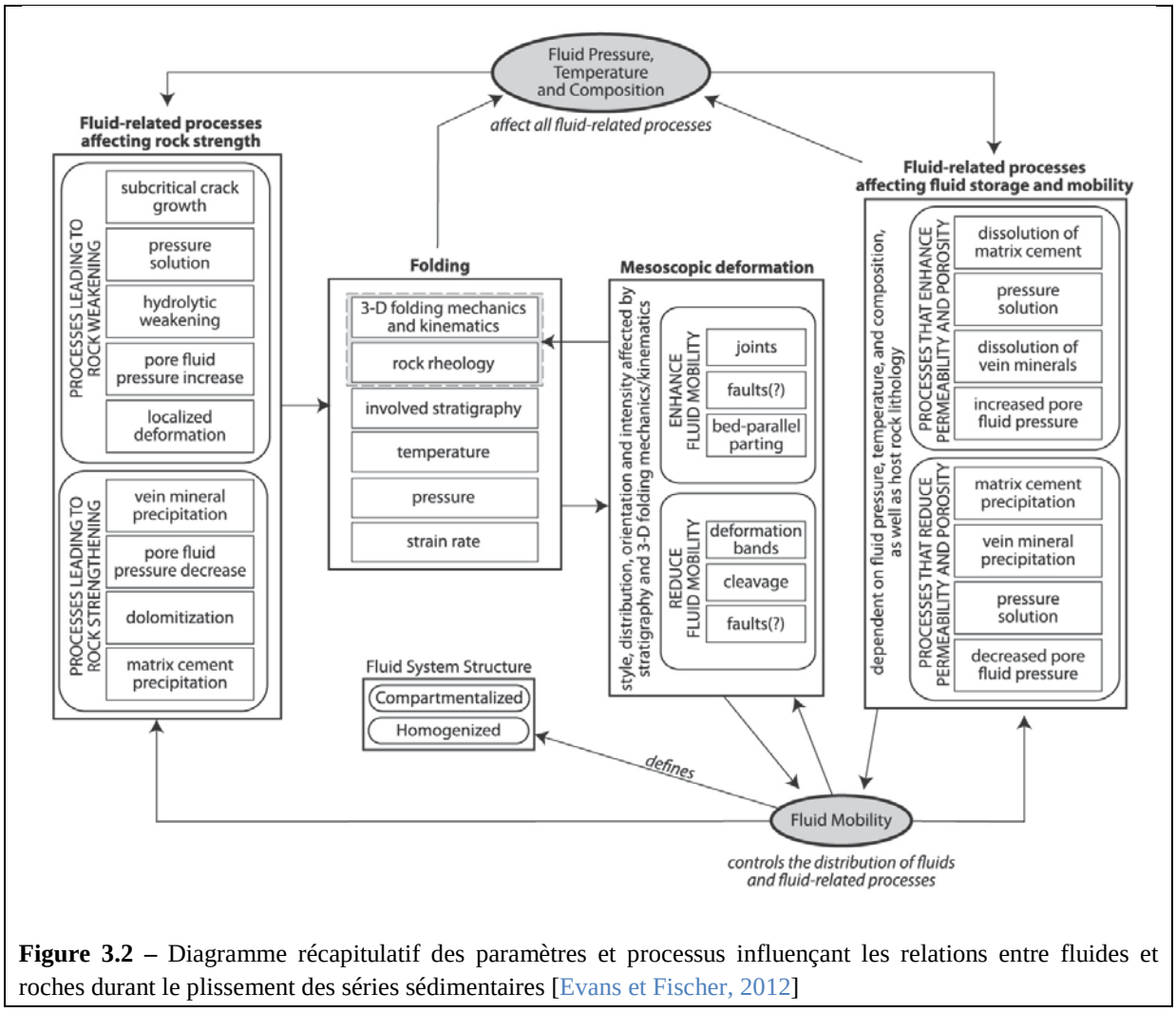


Figure 3.2 – Diagramme récapitulatif des paramètres et processus influençant les relations entre fluides et roches durant le plissement des séries sédimentaires [Evans et Fischer, 2012]

En comparant différents avant pays, Roure *et al.* [2005] ont développé un modèle d'évolution de la déformation d'un réservoir poreux, intégrant les interactions fluides-déformations, avant et pendant la phase précoce du plissement (*i.e.* la phase de compaction tectonique ou *Layer Parallel Shortening, LPS)* (Figure 3.3). C'est lors de cette phase précoce de déformation que se développe une part importante des fractures formant le réseau final observable sur une structure plissée [Roure *et al.*, 2005 ; Bellahsen *et al.*, 2006 ; Evans, 2010 ; Roure *et al.*, 2010]. Au cours de cette étape, les circulations de fluides ont un rôle important dans la cimentation de la porosité des roches sédimentaires, amplifiant ainsi les zones de surpressions où peuvent se développer des phénomènes de fracturation hydraulique (Figure 3.3). Dès le début de la compaction, l'enfouissement du réservoir et l'évolution des contraintes appliquées sur le système géologique permettent le développement d'événements successifs de surpression, jusqu'au développement de fracturations hydrauliques qui entraîne le rééquilibrage des pressions de fluides (Figure 3.3) [e.g. Roure *et al.*, 2005, 2010]. La déformation observée dans le réservoir poreux juste avant le plissement est majoritairement contrôlée

par la contrainte qui y est appliquée et par les variations de la pression des fluides contenus dans la porosité (Figure 3.3). Les paramètres chimiques du fluide et sa température ont également un impact considérable sur la cimentation ou la dissolution de la roche, qui en modifiant l'espace disponible pour les fluides déclenche ou retarde les déformations cassantes [e.g. Roure *et al.*, 2005, 2010].

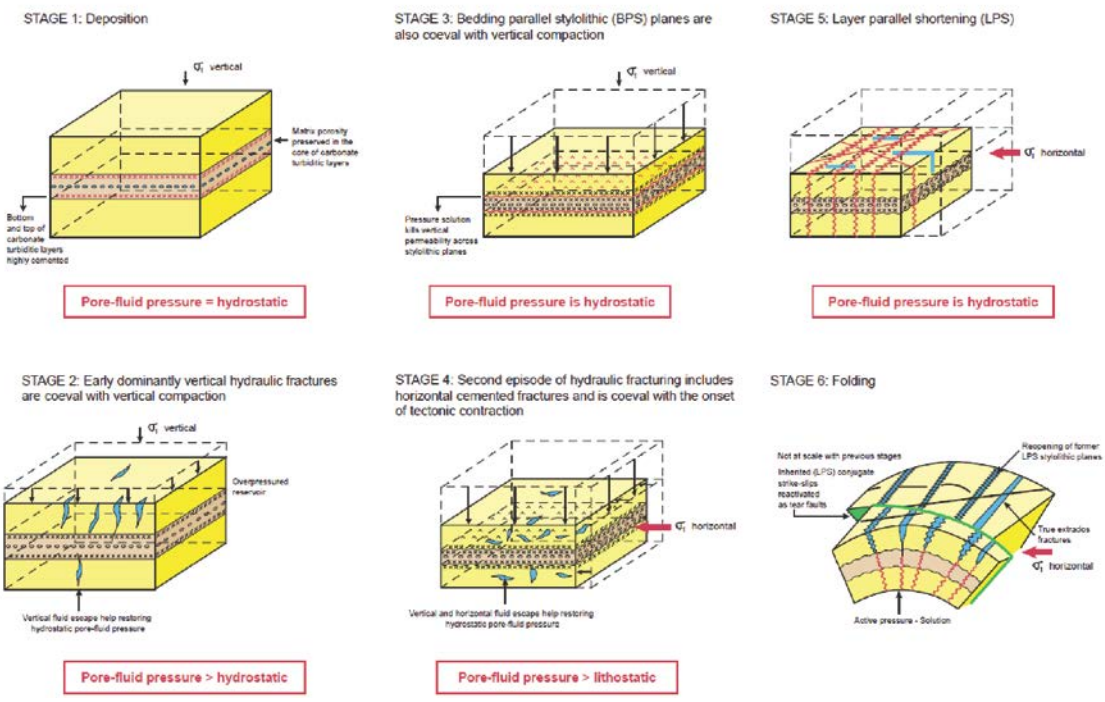


Figure 3.3 – Modèle d'évolution de la déformation dans un réservoir poreux depuis le dépôt de la couche jusqu'au plissement [Roure *et al.*, 2005]

Les interactions fluides-déformations au sein des roches réservoirs poreuses ont ainsi été examinées par de nombreux auteurs, et les modèles proposés confrontés à de nombreux cas géologiques [e.g. Roure *et al.*, 2010 ; Evans et Fisher, 2012 ; Beaudoin *et al.*, 2015 ; Cosgrove, 2015]. Ceux-ci montrent le caractère imbriqué des relations entre la structuration d'une chaîne plissée, le système de circulation de fluide au sein de celle-ci et le scénario d'évolution structurale. Toutefois, il n'existe pas modèle aussi raffiné pour décrire l'évolution d'un système de fluide au sein des roches-mères qui sont par essence des roches peu perméables, à la porosité très peu connectée. Compte-tenu des différences dans les propriétés mécaniques [e.g. Gale *et al.*, 2014 ; Aydin, 2014 ; Ferril *et al.*, 2014] et les propriétés poro-mécaniques [e.g. Aplin et Macquaker, 2011 ; Gale *et al.*, 2014] de ces roches-mères par rapport au roches réseroirs, on peut s'attendre à des différences sensibles par rapport au schéma d'évolution de la Figure 3.3 [e.g. Engelder *et al.*, 2009 ; Gale *et al.*, 2014]. Toutefois, plusieurs paramètres contrôlant les systèmes fluidiques sont identiques : par exemple, l'histoire d'enfouissement et de déformation à l'échelle du bassin, du pli et de la couche sédimentaire.

3.2- Les paramètres essentiels décrivant les roches-mères

Une roche-mère se définie comme une roche sédimentaire constituée d'une fraction importante de matière organique (de 0,6 à plusieurs dizaines de %) (Figure 3.4). La matière organique se compose d'une fraction appelée kérogène, insoluble dans les solvants organiques, et d'une fraction soluble appelée bitume (Figure 3.4). Cette dernière ne représente au mieux que quelques pour cent de la matière organique totale [e.g. Tissot et Welte, 1984 ; Baudin *et al.*, 2007]. Le kérogène désigne ainsi la fraction organique de la roche susceptible d'engendrer des produits hydrocarbures (des huiles et des gaz), mais ne l'ayant pas encore fait à la température maximale atteinte jusque là par la roche.

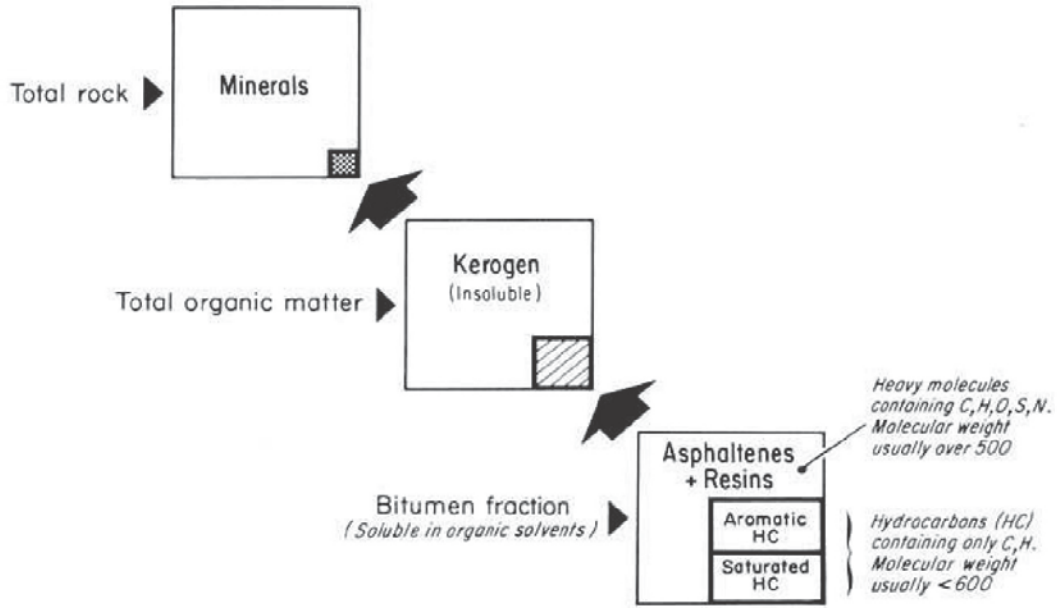


Figure 3.4 – Composition de la matière organique disséminée dans les roches sédimentaire [Tissot et Welte, 1984]

Le kérogène est une matière qui se compose d'atome élémentaire de type C, H et O. Ces atomes s'arrangent au sein de la roche-mère selon des rapports atomiques typiques permettant de distinguer trois types de kérogène : le type I, II et III (Figure 3.5) [e.g. Durand, 1980 ; Tissot et Welte, 1984 ; Baudin *et al.*, 2007]. Il est désormais largement reconnu que chaque type de kérogène possède un schéma cinétique différent, contrôlant le calendrier de génération des différents composants hydrocarbures, leurs quantités respectives et leurs spectres moléculaires [e.g. Tissot et Welte, 1984 ; Baudin *et al.*, 2007 ; Passey *et al.*, 2010 ; Slatt, 2011]

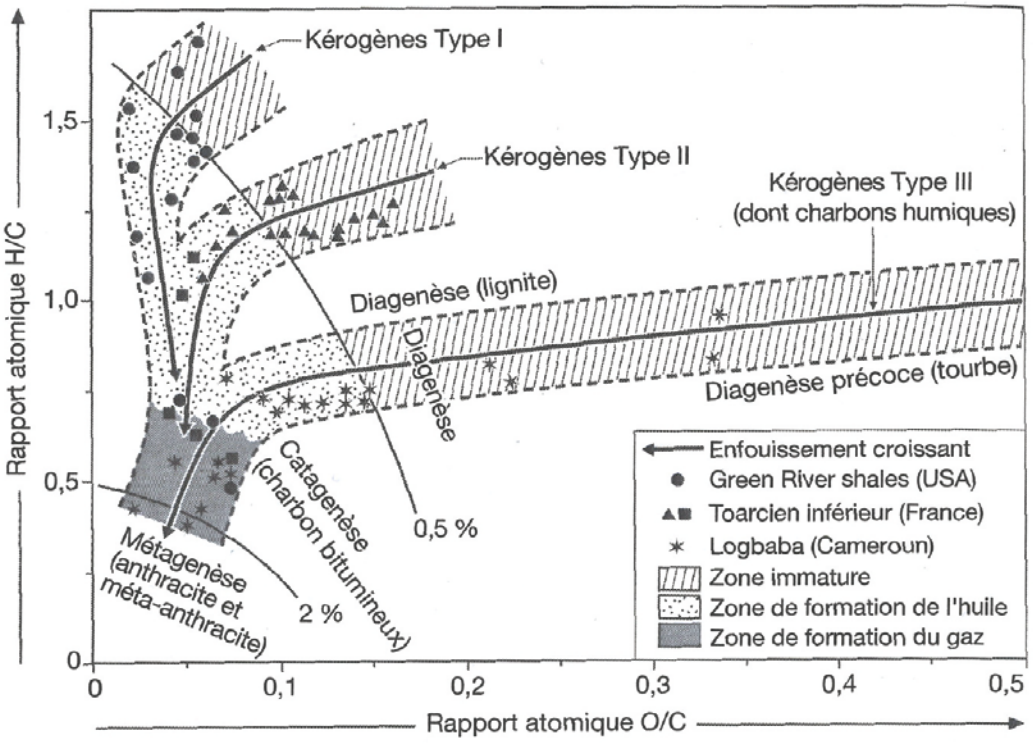


Figure 3.5 – Diagramme de Van Krevelen montrant l'évolution des rapports atomiques H/C et O/C des trois types de kérogènes de références en fonction de l'évolution thermique. Les zones principales de formation des huiles et des gaz sont également mentionnées. Les courbes 2% et 0,5% correspondent à des courbes d'iso-réflectances de la vitrinite. [Baudin *et al.*, 2007, d'après Durand, 1980].

On considère en générale qu'une roche sédimentaire est une roche-mère lorsque le contenu total en matière organique (« Total Organic Content » ou « TOC ») est supérieur à 0.5% [Tissot et Welte, 1984 ; Peters, 1986 ; Jarvie, 1991]. Toutefois, les valeurs de TOC seules sont insuffisantes pour décrire le potentiel pétrolier d'une roche-mère, dans la mesure où le type de matière organique contenue dans la roche contrôle fortement le taux de transformation de celle-ci en hydrocarbures [e.g. Tissot *et al.*, 1974 ; Jarvie, 1991 ; Baudin *et al.*, 2007 ; Dembicki Jr, 2009]. Pour que la matière organique génère des hydrocarbures, le carbone qu'elle contient doit être associé à de l'hydrogène (Figure 3.5) ; Plus il y a d'hydrogène, plus la génération sera forte. L'indice hydrogène de la roche (IH) est donc aussi important que le taux de matière organique pour décrire la quantité d'hydrocarbures qui sera produite pendant l'enfouissement de la roche.

La matière organique contenue dans les roches sédimentaires évolue dans des conditions diagénétiques où la température s'élève de 10°C à 200°C environ. Au cours de l'enfouissement, le kérogène initial est transformé en plusieurs types de produits pétroliers (huile, gaz et résidus) au cours de phases successives de transformations (Figure 3.5) :

(1) Au cours de la catagénèse, entre 60°C et 120°C, le craquage du kérogène produit essentiellement des huiles (on parle alors de fenêtre à huile). Cette fenêtre est en générale

associée à des profondeurs variant de 1500 à 4000 m selon l'évolution thermique des bassins [e.g. Tissot et Welte, 1984 ; Baudin *et al.*, 2007].

(2) Au cours de la métagenèse entre 120°C et 200°C se produit essentiellement des gaz thermogéniques (méthane), soit par le craquage secondaire des hydrocarbures déjà produits soit à partir du kérogène résiduel. Cette réaction se situe dans la fenêtre à gaz, pour des profondeurs en général comprise entre 3500 à 4000 m.

Les roches-mères possèdent des taux de sédimentation relativement faible : 1 mètre de roche après compaction et lithification peut représenter 100 000 à 1 million d'année [e.g. Passey *et al.*, 2011]. De nombreux auteurs ont souligné que, malgré l'homogénéité apparente des formations roches-mères, la distribution des niveaux riches en matières organiques est très hétérogène verticalement et latéralement pour des échelles qui peuvent être inférieure au mètre [e.g. Bessereau et Guillocheau, 1995 ; Bohacs *et al.*, 2005 ; Guthrie et Bohacs, 2009 ; Passey *et al.*, 2011]. Ces variations sont directement liées aux conditions géologiques et biotiques qui prévalent lors du dépôt. La quantité de matière organique contenue dans un horizon de roche résulte ainsi d'une compétition entre les taux de production, de destruction et de dilution de la matière organique (Figure 3.6) [e.g. Potter *et al.*, 1980 ; Huc, 1988, 1995 ; Katz et Pratt, 1993 ; Bohacs *et al.*, 2005 ; Passey *et al.*, 2011].

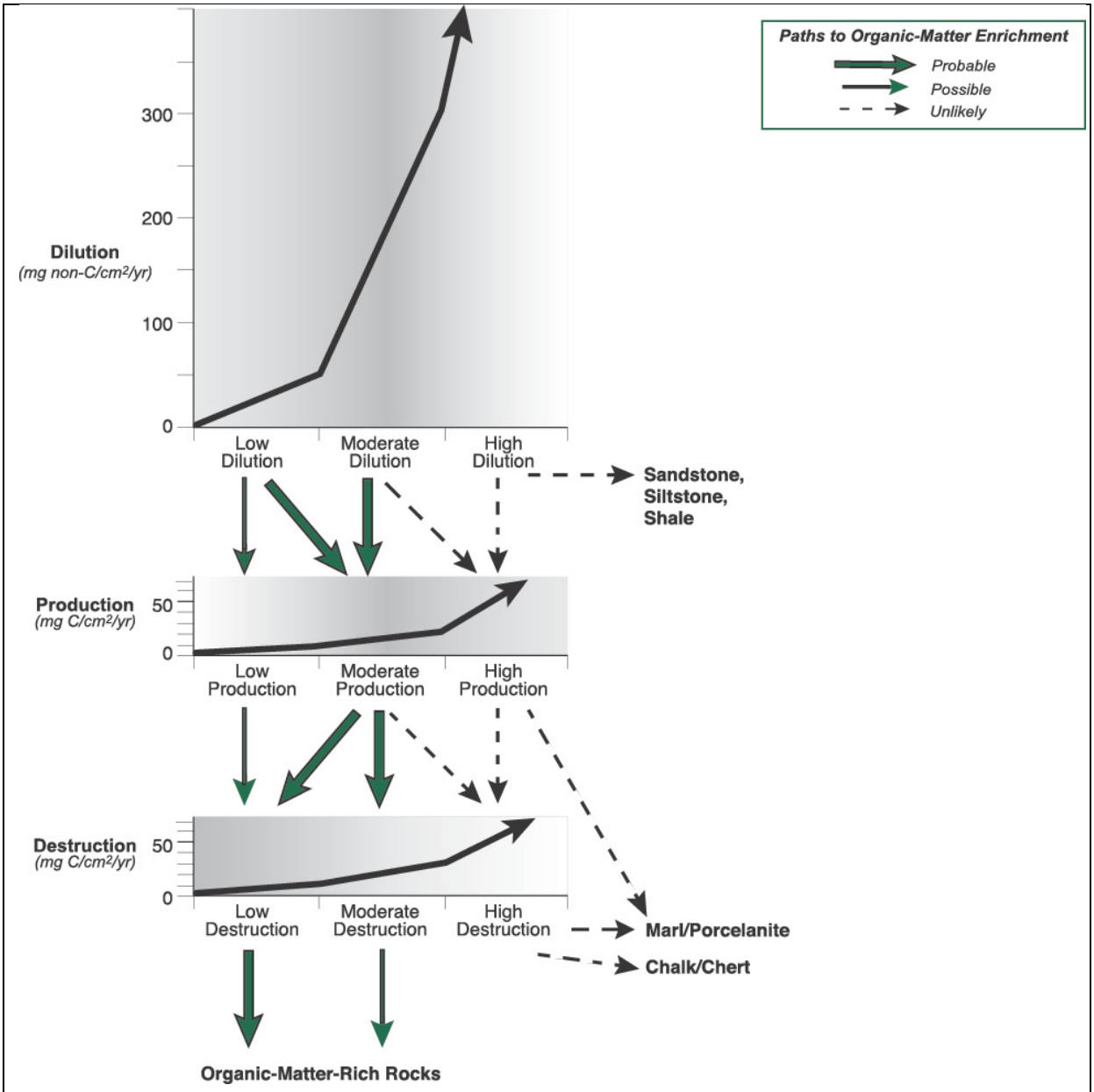


Figure 3.6 – Les chemins d'enrichissements de la roche-mère, en fonction de la dilution, de la production et de la destruction de la matière organique [Bohacs *et al.*, 2005].

L'enrichissement en matière organique d'une roche est donc un processus complexe et non linéaire [voir Bohacs *et al.*, 2005]. Il est plus fort quand (1) la dilution par des matériaux clastiques et biogéniques est optimisée, (2) la production est maximisée et (3) la destruction est minimisée, sur une surface où le taux accommodation est suffisant pour accumuler une épaisseur significative de sédiments (Figure 3.6).

Les roches-mères ne forment pas une classe de roches sédimentaires homogènes ; elles peuvent appartenir à une grande variété de lithologies et peuvent provenir de processus géologiques très différents, bien qu'elles soient le plus souvent constituées de bancs à dominantes argileuses [e.g. Bohacs *et al.*, 2005 ; Baudin *et al.*, 2007 ; Aplin et Macquarter, 2011]. Les roches-mères sont en

générale des *mudstones* (ou « shales »), des roches constituées de grains extrêmement fins, typiquement inférieur à 10 microns [e.g. Passey *et al.*, 2010 ; Slatt, 2011 ; Aplin et Macquaker, 2011]. Elles montrent de très grandes variations dans la composition de leurs grains (e.g. argiles, quartz, calcite, dolomite etc.), bien plus marquées que pour les grès par exemples [Passey *et al.*, 2010 ; Aplin et Macquaker, 2011 ; Slatt, 2011]. Elles peuvent ainsi être formées de roches dont la minéralogie varie des carbonates aux boues silicoclastiques. Le mot « shale » est en générale employée comme terme générique pour ces roches à la granulométrie fine, bien qu'il implique normalement une grande fissilité due à l'orientation préférentielle des minéraux argileux ; ce processus est souvent mis en évidence à l'affleurement par la désagrégation typique des *shales* selon des plans de faiblesses préférentielles (Figure 3.7).

a) Toarcian Posidonia Schist, Mali i Gjërë, Albania

b) Toarcian Schistes-Cartons, Pic Saint-Loup, France

Figure 3.7 – Exemples de roche-mère à l'affleurement.
a) Le Toarcien Posidonia Schist au front du Mali i Gjerë en Albanie (cliché IFPEN). On observe une succession de banc carbonaté de type mudstone, intercalée par des niveaux plus grossiers et des niveaux siliceux. b) Le Toarcien Schiste Cartons dans la combe de Mortiès, au pied du Pic Saint Loup dans le Languedoc-Rousillon (cliché IFPEN). Le débit en feuillets est caractéristique des shales à l'affleurement et rend compliqué le prélévement d'échantillons.

Les *shales* ne sont pas seulement déposés au sein d'environnements calmes et profond, contrairement ce qu'il est traditionnellement envisagé [e.g. Bohacs *et al.*, 2005 ; Slatt *et al.*, 2011]. La plupart des *shales* montrent des évolutions du mm au cm de leurs tailles de grains et de leurs lithologies, des figures sédimentaires variées et des schémas systématiques de granoclassements (Figure 3.8) [Slatt, 2011 ; Slatt et Abousleiman, 2011]. Ces caractéristiques se forment suite à des

processus de transport des sédiments qui peuvent être très différents : écoulements hyperpycnaux, courants turbiditiques, remaniement par les vagues et les tempêtes, contourites etc. [Bohacs *et al.*, 2005 ; Jarvie *et al.*, 2007 ; Lash et Engelder, 2011 ; Slatt, 2011]. Elles témoignent de fortes variations au cours du temps de la bathymétrie, de l'énergie de transport et du degré d'oxygénation pendant le dépôt.

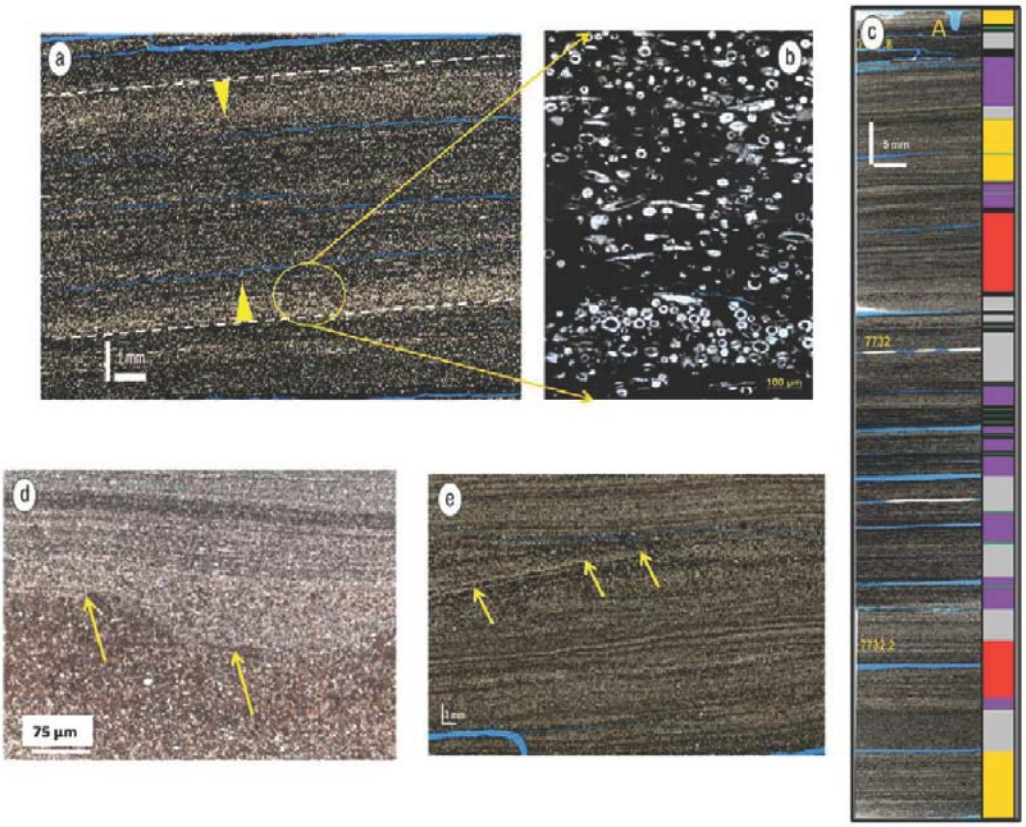


Figure 3.8 – Figures sédimentaires observées au sein des Barnett Shales [Slatt et Abousleiman, 2011].
a) Carotte de roche-mère scannée montrant des laminations parallèles et des granoclassements. b) Lame mince d'un mudstone à spicule. c) Laminations au sein d'un interval carotté de shales, montrant des variations de lithologies. d) Surface d'arrachement basal au sein d'un mudstone. d) Lame mince scanné montrant des laminations croisées.

La porosité des roches-mères est typiquement peu connectée, et peut-être importante au sein de la matière organique elle-même [e.g. Jarvie *et al.*, 2007 ; Yang et Aplin, 2007 ; Passey *et al.*, 2011 ; Aplin et Macquaker, 2011 ; Romero-Sarmiento *et al.*, 2013]. En conséquence, la perméabilité est faible et caractérisée par des lois de comportements très hétérogènes et dépendantes des événements diagénétiques et de fracturations [Yang et Aplin, 2007 ; Passey *et al.*, 2011 ; Aplin et Macquaker, 2011 ; Gasparinni *et al.*, 2014].

Ainsi, les roches-mères peuvent se décrire en terme de :

(1) Contenu en matières organiques, incluant le type de kérogène, la quantité de matières organiques disponibles dans la roche et leurs cinétiques de transformations, rétentions et expulsions [e.g. Jarvie *et al.*, 2007 ; Passey *et al.*, 2011 ; Romero-Sarmiento *et al.*, 2013].

(2) Minéralogie, incluant la taille et la composition des grains qui composent la roche.

(3) Paramètre pétrophysique, c'est-à-dire les caractéristiques du squelette solide qui constitue la roche

Ces caractéristiques au moment du dépôt peuvent être décrites par un modèle de stratigraphie séquentielle, qui décrit les variations dans le temps et dans l'espace les conditions et les environnements de dépôts des sédiments [e.g. Bessereau et Guillocheau, 1995 ; Bohacs, 2005 ; Lash et Engelder, 2009 ; Slatt et Abousleman, 2011 ; Slatt et Rodriguez, 2012 ; Passey *et al.*, 2011]. Pour prédire la présence, la distribution et les caractéristiques des roches-mères, il est donc nécessaire d'intégrer de nombreux facteurs comme la tectonique des plaques, la géodynamiques ou les conditions paléo-environnementales [Bohacs, 2005 ; Passey *et al.*, 2011]. Définir précisément ces relations est en dehors du cadre de cette étude, mais il apparaît utile de rappeler le caractère séquentiel des motifs sédimentaires observés au sein des roches-mères.

Plusieurs auteurs ont proposé des corrélations entre la minéralogie et le comportement mécanique des roches-mères, soit par des expériences de mécanique en laboratoire soit en observant l'état de fracturation des roches à l'état naturel [Engelder *et al.*, 2009 ; Passey *et al.*, 2010 ; Slatt, 2011 ; Slatt et Abousleiman, 2011, Euzen, 2011 ; Kohli et Zoback, 2013 ; Sone et Zoback, 2013a, b ; Aydin et Engelder, 2014 ; Gale *et al.*, 2014 ; Ferril *et al.*, 2014 ; Aydin, 2014]. Ces auteurs distinguent généralement deux comportements rhéologiques pour les roches-mères, le plus souvent à partir de la détermination du coefficient de Poisson et du module d'Young [Sone et Zoback, 2011 ; Slatt, 2011 ; Slatt et Abousleiman, 2011 ; Sone et Zoback, 2013a, b] : (1) un comportement fragile, dans le sens où la roche se déforme élastiquement jusqu'à se rompre, et (2) un comportement ductile dans le sens où la roche se déforme plastiquement avant la rupture (Figure 3.9).

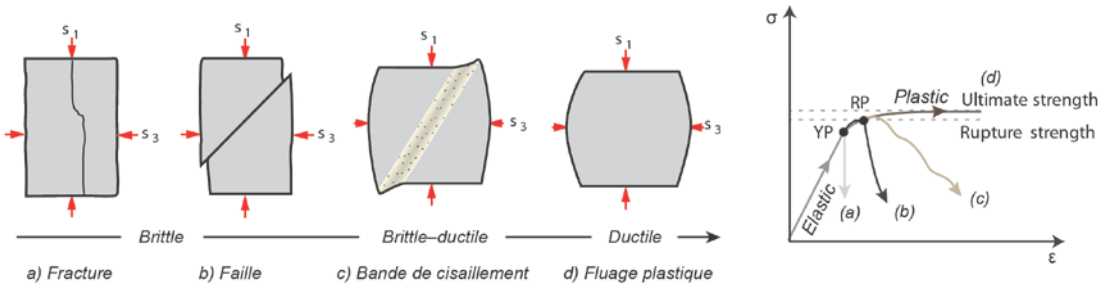


Figure 3.9 – Les figures de déformations typiques d'une roche-mère suivant son comportement mécanique, de fragile à ductile, et la relation contrainte/déformation pour chaque cas [modifié de Fossen, 2010].

Ces comportements rhéologiques forment deux pôles de comportements extrêmes qui sont souvent corrélés avec la minéralogie relative entre trois pôles [Slatt et Abousleiman, 2011, Euzen, 2011 ; Kohli et Zoback, 2013 ; Sone et Zoback, 2013a, b ; Gale *et al.*, 2014] : un pôle argile/TOC, un pôle quartzique et un pôle carbonaté (Figure 3.10).

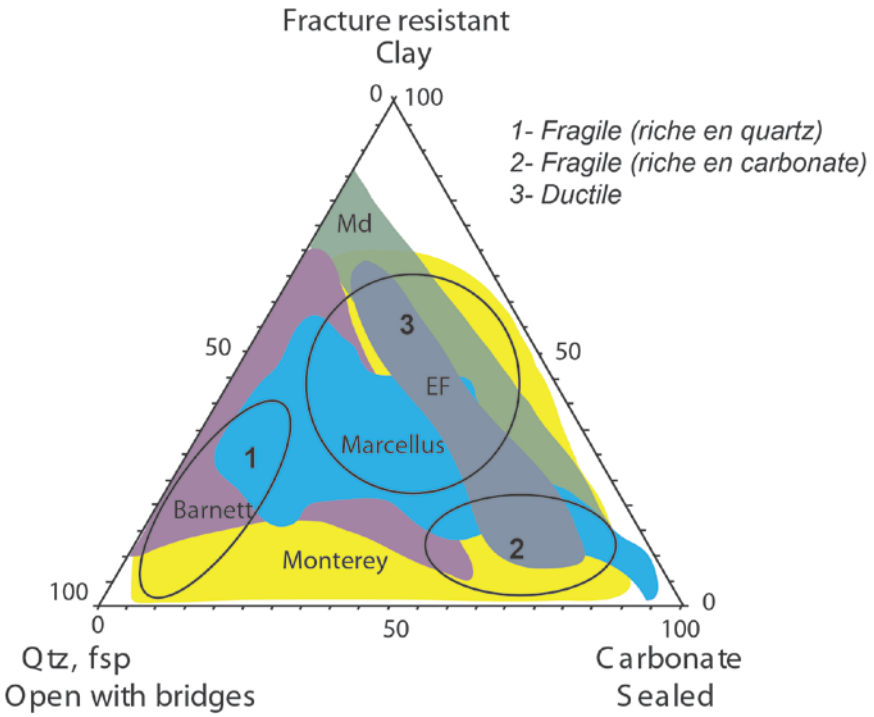


Figure 3.10 – Minéralogie des principales roche-mères d'Amérique du Nord dans un diagramme ternaire composé de trois pôle : le pôle quartzique, le pôle carbonaté et le pôle argileux. Les interprétations du comportement mécanique selon ces trois pôles sont également données [adaptée de Gale et al, 2014].

Les faciès sédimentaires les plus quartziques et carbonatés (comme ceux des Barnett Shales par exemple) tendent à être fragiles, et ont propension à se fracturer rapidement sous l'effet de surpressions de fluides locales [Jarvie *et al.*, 2007; Rickman *et al.*, 2008; Ding *et al.*, 2012 ; Gale et al, 2014]. Au contraire, l'augmentation de la fraction argileuse et organique tend à réduire la résistance aux frottements et l'angle de friction interne de la roche jusqu'à 20° environ [Kohli et Zoback, 2013 ; Gale *et al.*, 2014], tandis qu'elle conduit également à augmenter le fluage ductile de la roche [Sone et Zoback, 2011 ; Li et Ghassemi, 2012 ; Gale *et al.*, 2014].

Ibanez et Kronenberg [1993] ont réalisé une étude expérimentale qui reste à ce jour originale afin de caractériser les propriétés mécaniques et les mécanismes de déformation de la roche-mère Wilcox dans le bassin Appalachiens, riche en minéraux argileux (et surtout en illite). Ils montrent que le comportement rhéologique de la roche-mère est dépendant à la fois de la pression de confinement, de la température et du taux de déformation. Ils observent également une forte dépendance au contenu en fluide présent dans la roche : une perte de 2% de fluides interstitiels permet d'augmenter de 20% la résistance de la roche. La roche-mère se déforme de façon fragile pour des pressions de confinement

faibles (<100 MPa) et de façon semi-fragile pour des pressions de confinements plus fortes (~200MPa).Dans ce dernier cas, la déformation s'effectue à la fois sous forme de fractures macroscopiques, de bandes de cisaillements et de *kinks*. Surtout, les auteurs proposent de décrire le comportement rhéologique selon une loi exponentielle de fluage par dislocation, tenant compte des effets de la température et du taux de déformation pour une pression de confinement donnée.

Le plus souvent, l'étude mécanique des roches-mères a pour objectif est de comprendre le comportement mécanique des roches-mères pour des thématiques de réservoirs *shale-gas* : réaction à la fracturation, tendance au phénomène de *creep* (*i.e.* fluage), etc. Ces études montrent la variété des comportements rhéologiques que peuvent adopter les roches-mères, simplement par la modification de leurs faciès sédimentaires, de leurs minéralogies et de leurs contenus en matière organique. La proposition d'une loi de comportement mécanique pour un niveau de décollement roche-mère doit donc nécessairement passer par la définition de ces paramètres clés. L'échelle de temps et l'intensité des contraintes appliquées au roches diffèrent en-cela de celle des temps géologiques. A ce jour, il n'existe pas d'études systématiques sur le suivie des propriétés mécanique d'une roche-mère au cours de l'augmentation de sa maturité thermique, intégrant les transformations typiques observés pendant l'évolution thermique : transformation de la smectite en illite dans le cas des minéraux argileux [e.g. Freed et Peacor, 1989, Osborne et Swarbrick, 1997 ; Swarbrick *et al.*, 2002], craquage du kérogène, modification de la porosité du sédiment, etc.

Pour conclure, les roches-mères sont des roches sédimentaires qui contiennent en générale une fraction importante de minéraux argileux. En cela, les problématiques qui se posent en termes de comportement rhéologique et poro-mécanique sont semblables à cela des sédiments argileux et des *mudstones* [e.g. Yang et Aplin, 2007 ; Yang et Aplin, 2010 ; Aplin et Macquaker, 2011 ; Gale *et al.*, 2014]. Toutefois, les propriétés thermo-dépendantes du kérogène confèrent une dimension de complexité supplémentaire aux roches-mères. Les transformations qu'elles subissent au cours de leur enfouissement génèrent de nombreux processus diagénétiques (au sens des processus biologiques, chimiques et physiques subis pendant l'enfouissement) (Figure 3.11), à même de générer des fluides qui tendent à réduire sa résistance et augmenter sa ductilité. Le comportement rhéologique de ces roches peut ainsi être modifié pendant son enfouissement dans le bassin sédimentaire. Sur la base de ces observations, on suggère que les modèles rhéologiques traduisant le comportement mécanique de la roche-mère doit pouvoir prendre en compte ces processus thermo-dépendant.

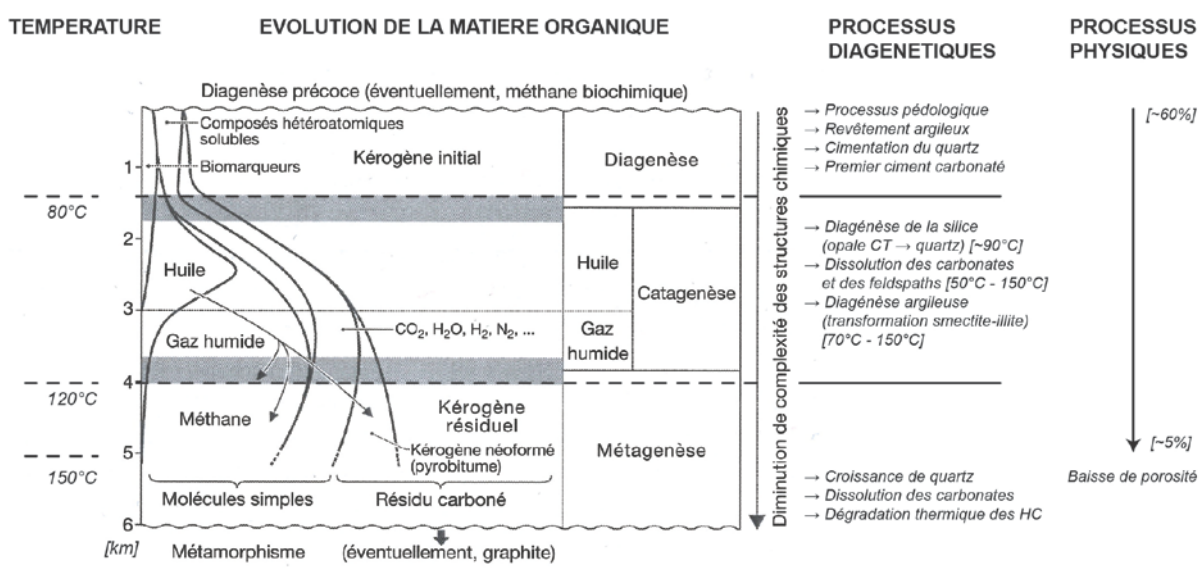


Figure 3.11 – Principaux processus physico-chimiques au sein d'une roche-mère pendant son enfouissement de 15°C à 200°C [modifié de Baudin *et al.*, 2007]

3.3- Les régimes de pressions

Les processus de circulations de fluides sont contrôlés par les gradients de pressions de fluides qui existent au sein du bassin sédimentaire. L'évolution de ces pressions de fluides est dépendante du comportement du milieu poreux des roches sédimentaires.

3.3.1- Pressions de pores, régimes de pression et circulations de fluides

La plupart des processus physiques de transport dépendent de la température et de la pression. La pression s'applique sur un fluide, et non sur un solide. Dans un milieu poreux, elle est communément définie comme la pression au sein du fluide dans les pores (*i.e.* la pression de pore). Un volume poreux est caractérisé par des gradients de pression de fluides. Les états de pressions anormales du fluide (*i.e.* la surpression ou la sous-pression) entraînent son mouvement et sa circulation : Ce dernier va toujours avoir tendance à retrouver son état d'équilibre en migrant.

On peut comparer la pression de pore à son équivalent pour les solides, le tenseur des contraintes. Comme cette dernière, la pression de pore décrit la réponse du matériel (dans ce cas, un fluide) à une charge externe. Le processus primaire qui génère contraintes ou pressions dans un milieu poreux est la subsidence et la sédimentation, qui contribue à l'enfouissement et la surcharge des roches sédimentaires. Dans le cas normal, la pression de pores et la contrainte augmentent avec l'enfouissement.

Au cours de l'enfouissement, ces deux valeurs physiques interagissent avec la compaction, *i.e.* la réduction de porosité de la matrice. On dénombre deux principaux mécanismes de compaction : (1) la compaction mécanique, c'est à dire le réarrangement des grains qui composent la roche sédimentaire

en un assemblage plus dense, et (2) la compaction chimique, c'est-à-dire la cimentation issue de la minéralisation de nouvelles phases suite à l'enfouissement et aux circulations de fluides. En résumé, trois mécanismes sont nécessaires pour formuler un modèle de la mécanique des milieux poreux : la contrainte, la pression de pore et la compaction [e.g. Hantschel et Kauerauf, 2009]. Sur ces trois mécanismes peuvent s'ajouter des effets additionnels : les transformations minérales, le craquage du kérogène ou la fracturation de la roche par exemple.

Dans un cas simplifié, où le milieu est homogène et où les contraintes tectoniques sont négligeables, l'état de contrainte d'un solide est uniquement contrôlé par la surcharge sédimentaire (*i.e.* le poids de la colonne des sédiments); c'est la notion de pression lithostatique (Figure 3.12). Elle représente l'état de « pression » du volume poreux. Dans un milieu hétérogène, les contraintes appliquées aux solides dans le sous-sol ne sont pas isotropes [e.g. Sassi et Faure, 1997]. La pression lithostatique est donc mal définie physiquement, et ne peut pas être mesurée directement. En pratique néanmoins, on considère souvent la pression lithostatique comme équivalente à la contrainte verticale ($\sigma_v = \rho_s gz$) [e.g. Allen et Allen, 2005 ; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; Deville, 2015].

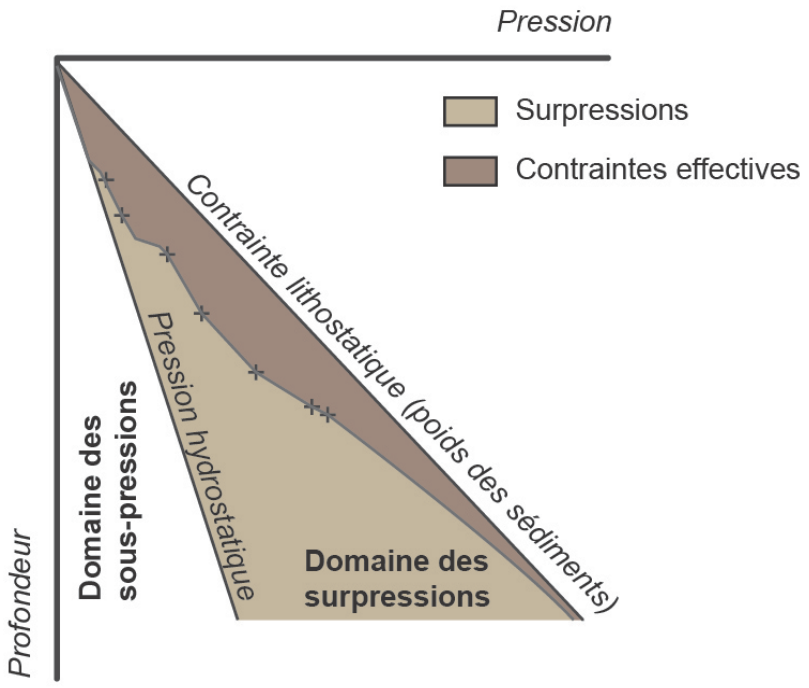


Figure 3.12 – Evolution de la pression de pore en fonction de la profondeur au sein d'un bassin sédimentaire.

La pression de pores est également contrôlée par le poids des sédiments. Ainsi, pour une roche poreuse idéale non compactable la pression de pore et la pression lithostatique sont toute les deux égales au poids des terrains. Cependant, la circulation des fluides et la compaction contribuent à réduire cette pression de pore ; Celle-ci est donc généralement inférieure à la pression lithostatique (Figure 3.12). L'expulsion des fluides permet aux roches de se compacter de manière plus efficace, ce qui réduit à la fois la pression de pore et la porosité. La roche devient plus dense, et la contrainte

interne augmente à mesure que les surpressions diminuent [e.g. Allen et Allen, 2005 ; Hantschel et Kauerauf, 2009]. D'un certain point de vue, la différence entre la pression de pore et la pression lithostatique est donc une simple mesure de compaction.

Une compaction idéale ne réduit jamais la pression de pore à zéro. Un état hydrostatique demeure, qui est égal au poids de la colonne d'eau sus-jacente : c'est la pression hydrostatique (Figure 3.12). Cette pression correspond à une pression théorique, définie pour une couche compactable idéale : elle ne peut pas être mesurée. Généralement, la courbe hydrostatique est définie comme la part de la pression de pore qui ne contribue jamais aux circulations de fluides [e.g. Allen et Allen, 2005 ; Hantschel et Kauerauf, 2009]. Puisque la circulation de fluides dans les pores est contrôlée par des gradients, et non par des valeurs absolues, le niveau zéro du gradient hydrostatique peut être défini arbitrairement ; de fait, il correspond généralement au niveau de la mer.

Tant qu'il existe un chemin reliant les pores de la roche à la surface, la pression de pore est égale à la pression hydrostatique (*i.e.* le fluide est libre de circuler et de s'équilibrer en pression avec l'atmosphère). Dans un milieu hétérogène, des barrières de perméabilités peuvent freiner l'échappement du fluide et isolent les sédiments de la surface [e.g. Hedberg, 1974; Luo et Vasseur, 1995 ; Heppard *et al.*, 1998; Van Rensbergen *et al.*, 1999; Grauls, 1999 ; Hantschel et Kauerauf, 2009]. L'état de pression dévie alors du gradient hydrostatique et établit un régime de pression anormale. L'état de surpression caractérise un fluide interstitiel dont la pression de pore est supérieure à la pression hydrostatique (Figure 3.12). L'état de sous-pression caractérise un fluide dont la pression de pore est inférieure à la pression hydrostatique (Figure 3.12) ; c'est une situation fréquemment rencontré dans les avant-pays d'une chaîne de montagne, par exemple [e.g. Roure *et al.*, 2010 ; Deville, 2015].

Les conditions de surpression correspondent donc à un état transitoire de pression de fluides qui tendent à évoluer vers un état d'équilibre, celui des pressions hydrostatiques. Le phénomène de surpression est dynamique et dépend de la concurrence entre des mécanismes de générations et de dissipations; de fait, aucune roche n'est suffisamment imperméable pour préserver indéfiniment un état de surpression [Deming, 1994 ; Neuzil, 1994 ; Osborne et Swarbrick, 1997 ; Wangen, 2001 ; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; Deville, 2015]. Le maintien à plus ou moins long terme d'un état de surpression va dépendre de deux paramètres essentiels [e.g. Mourgues, 2003 ; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; Deville, 2015]:

(1) La perméabilité des formations géologiques et des fractures : Elle définit la vitesse d'expulsion des fluides et de dissipation de la surpression. Les zones de faibles perméabilités sont souvent associées à des formations épaisses de *shales*, qui peuvent contenir de la matière organique [Heppard *et al.*, 1998 ; Neuzil, 1994 ; Osborne et Swarbrick, 1997 ; Mourgues,

2003 ; Nordgård Bolås *et al.*, 2004 ; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; Aydin et Macquaker, 2011].

(2) La vitesse de génération des surpressions, qui est le sujet de la partie suivante.

3.3.2- Mécanisme de génération des surpressions

L'apparition d'une surpression dans un bassin sédimentaire dépend de la concurrence entre (1) des mécanismes de génération de fluides et (2) des mécanismes d'expulsion de fluides. Le mécanisme de dissipation de la pression en excès est donc au moins aussi important que celui de sa génération.

Tout d'abord, un bref rappel sur la notion de contrainte effective est donnée, compte tenue de son importance pour la modélisation des phénomènes de compactions et du développement des surpressions [Ungerer *et al.*, 1990 ; Luo et Vasseur, 1992 ; Wangen *et al.*, 2001 ; Mourgues, 2003 ; Allen et Allen, 2005 ; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; Zoback, 2010 ; Deville, 2015]. Les contraintes appliquées sur une matrice poreuse remplie de fluides sont portées par le solide de manière seulement partielle (on parle de contraintes effectives), puisqu'elles sont également supportées par le fluide. Pour simplifier, il est possible de dire que la réduction mécanique du volume poreux dépend toujours de la contrainte effective moyenne appliquée sur la roche [Terzaghi, 1923 ; Athy, 1930 ; Biot, 1941 ; Schneider *et al.*, 1996 ; Giles *et al.*, 1998 ; Yang et Aplin, 2004 ; Hantschel et Kauerauf, 2009]. La contrainte effective moyenne (σ') est définie comme :

$$\sigma' = \sigma - \alpha P_p$$

avec $\sigma = (\sigma_v + \sigma_{hmax} + \sigma_{hmin})/3$ la contrainte totale et P_p la pression de fluide. α est généralement considéré comme proche de 1. Pour un couplage contrainte/pression de fluide à l'échelle des temps géologiques, la distribution des contraintes effectives tend vers :

$$\sigma_{v'} = \sigma_v \left(1 - P_p/\sigma\right) ; \sigma_{hmax'} = \sigma_{hmax} \left(1 - P_p/\sigma\right) ; \sigma_{hmin'} = \sigma_{hmin} \left(1 - P_p/\sigma\right)$$

En pratique, la réduction de la porosité avec la profondeur est définie en fonction de la contrainte effective dans les modèles de bassin. Les lois de compaction sont définies par une relation entre la perte de porosité et la composante verticale de la contrainte verticale $\sigma_{v'}$ [Terzaghi, 1923 ; Athy, 1930 ; Biot, 1941 ; Schneider *et al.*, 1996 ; Giles *et al.*, 1998 ; Yang et Aplin, 2004 ; Hantschel et Kauerauf, 2009]. Pour une lithologie donnée, plus σ' est grand, plus la réduction du volume poreux est important. Un point important à noter est que pour un régime de contrainte compressif, σ_{hmin} et σ_{hmax} sont supérieur à σ_v (= ρgz), contrairement à un régime extensif où σ_{hmin} et σ_{hmax} sont inférieur à σ_v [e.g. Sassi et Faure, 1997]. Pour une profondeur donnée, la contrainte effective totale sera donc plus forte en compression qu'en extension [Grauls, 1998 ; Deville, 2015]. Le régime compressif des chaînes plissées est donc un régime plus favorable pour générer une surpression que l'extension.

Plusieurs travaux récents résument et discutent de manière assez complète les principaux mécanismes qui peuvent être à l'origine de la genèse de surpression dans les bassins sédimentaires [e.g. Osborne et Swarbrick, 1997 ; Grauls, 1999 ; Wangen, 2001 ; Swarbrick *et al.*, 2002 ; Mourgues, 2003 ; Nordgård Bolås *et al.*, 2004 ; Zoback, 2007 ; Deville, 2015]. Il est possible de distinguer deux familles de mécanismes : ceux qui sont responsables d'une réduction mécanique du volume poreux de la roche, provoquant la compression du fluide, et ceux qui sont responsables d'une augmentation du volume du fluide, augmentant la pression interstitielle de celui-ci lorsqu'il est contenu dans une roche faiblement perméable.

3.2.2.1 – Diminution du volume des pores

Lorsque l'on applique une contrainte mécanique à un sédiment rempli de fluides, la contrainte appliquée est en grande partie transmise au fluide et sa pression augmente. Sous l'effet de la variation de pression, le fluide circule et se trouve expulsé du sédiment. Le réseau poreux de la matrice solide qui contient le fluide tend alors à se réduire : c'est le phénomène de compaction mécanique [Von Terzaghi, 1923]. La compaction correspond au réarrangement des grains en une matrice plus dense, et donc une réduction de la porosité associé à la réduction de la taille des grains, des pores et de la connectivité du réseau poreux. Le chargement agit sur les grains et les fluides suivant leurs compressibilités ; l'expulsion des fluides permet ensuite la compaction. En retour, la compaction accélère l'expulsion des fluides et réduit l'épaisseur de la matrice. Le résultat de ce processus est la réduction de la surpression, puisque l'expulsion des fluides est toujours supérieure à l'augmentation de la pression due à l'amincissement de la matrice solide [e.g. Hantschel et Kauerauf, 2009].

La surpression qui se développe est donc le résultat d'une compaction incomplète : Ce phénomène est généralement désigné sous le terme de « déséquilibre de compaction » ou « sous-compaction » car les sédiments affectés montrent une porosité anormalement élevée par rapport à leur enfouissement [Osborne et Swarbrick, 1997 ; Grauls, 1999 ; Wangen, 2001 ; Swarbrick *et al.*, 2002 ; Hantschel et Kauerauf, 2009]. Pour un chargement vertical rapide au dessus de sédiments jeunes, par enfouissement sédimentaire, le déséquilibre de compaction a été depuis longtemps identifié comme le principal mécanisme générateur de surpression [e.g. Osborne et Swarbrick, 1997 ; Wangen, 2001 ; Swarbrick *et al.*, 2002 ; Mourgues, 2003 ; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; Deville, 2015]. Le même phénomène existe lorsque l'enfouissement est d'origine tectonique, lié à la mise en place d'une nappe de charriage [Wang *et al.*, 1990 ; Moore et Vroljik, 1992 ; Smith et Wiltschko, 1996 ; Deville *et al.*, 2010]. Il dépend alors de l'histoire d'enfouissement et de compaction des sédiments avant la mise en place de l'unité chevauchante. Le phénomène sera ainsi plus marqué dans les prismes d'accrétions sous-marins (la Barbade, Nankaï, Bornéo) que dans les chaînes émergées ou les roches plus anciennes ont déjà été consolidées. L'histoire d'enfouissement du sédiment est donc prédominante pour développer une surpression.

La compaction liée aux contraintes horizontales d'origines tectoniques (le *Layer Parallel Shortening, LPS*) est parfois suggérée pour développer une surpression [e.g. Ge et Garven, 1989 ; Osborne et Swarbrick, 1997 ; Yassir, 1998 ; Yassir et Addis, 2002 ; Mourgues, 2003 ; Faure *et al.*, 2004 ; Roure *et al.*, 2005 ; Deville, 2015]. Elle est cependant considérée comme secondaire face au chargement verticale [Ge et Garven, 1992 ; Moore et Vroljik, 1992 ; Platt, 1990]. Le processus est similaire à celui de la compaction verticale, seule l'orientation des contraintes est différentes [Balen et Cloetingh, 1995]. On a vu qu'il était plus facile de réduire le volume poreux en régime compressif qu'en régime extensif ; l'augmentation de pression par des phénomènes de LPS restent cependant toujours mal quantifiée [e.g. Osborne et Swarbrick, 1997 ; Borge, 2002 ; Mourgues, 2003 ; Deville, 2015].

3.2.2.2 – Augmentation et expansion du volume des fluides

La surpression obervée dans les bassins sédimentaires ne peuvent pas toujours s'expliquer par un retard à la compaction [Osborne et Swarbrick, 1997 ; Grauls, 1999 ; Wangen, 2001 ; Swarbrick *et al.*, 2002 ; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; Deville, 2015]. Nordgård Bolås *et al.* [2004] montrent notamment que dans le cas des *shale* de la mer du Nord, les lois de compaction et de perméabilité nécessaires pour modéliser correctement la surpression sont inadmissibles par rapport aux données de porosité existantes, suggérant ainsi l'influence d'autres processus. Parmi les autres processus existant, la plupart ont trait à l'augmentation ou l'expansion du volume de fluides contenus dans les pores. Au sein des roches-mères plusieurs processus important peuvent être ainsi proposés.

Le craquage du kérogène en hydrocarbure est susceptible de générer une augmentation significative du volume de fluides variant entre 25% à 50% selon les auteurs [Meissner, 1978 ; Ungerer *et al.*, 1983 ; Spencer, 1987 ; Barker, 1990 ; Burrus *et al.*, 1996 ; Osborne et Swarbrick, 1997; Swarbrick *et al.*, 2002 ; Fall *et al.*, 2012]. Le craquage secondaire du gaz est encore plus efficace, et peut être considérée comme le second mécanisme de génération de surpressions après le déséquilibre de compaction [Swarbrick *et al.*, 2002 ; Tingay *et al.*, 2013]. De plus, si le craquage se produit au sein d'une roche-mère déjà saturée en hydrocarbures, les supressions produites peuvent être très importantes : la présence d'une phase fluide supplémentaire contribue ainsi à diminuer significativement la perméabilité effective, limitant ainsi l'échappement des fluides.

La deshydratation des minéraux argileux, et notamment la transformation des smectites en illites, est souvent citée comme source de fluides et cause probable de surpression [Moore and Vrolijk, 1992; Bekins *et al.*, 1994; Bekins *et al.*, 1995; Osborne and Swarbrick, 1997; Swarbrick *et al.*, 2002 ; Van de Kamp, 2008]. Cette transformation est intéressante puisqu'elle se produit pour un isotherme proche de celui de la catagènese, entre 70°C et 150°C, et peut donc produire des effets cumulatifs à celui du craquage des hydrocarbures. En raison de la faible expansion thermique (quelques % au plus), il classiquement considéré que ce phénomène n'est pas susceptible de générer seule une surpression

importante [Osborne et Swarbrick, 1997; Swarbrick *et al.*, 2002 ; Deville, 2015]. Toutefois, en libérant de nombreux ions (Na, Fe, Mg, Ca), la réaction smectite-illite est susceptible de précipiter et réduire considérablement la perméabilité du sédiment [Aplin et Macquaker, 2011]. C'est probablement en cela que la réaction joue un rôle significatif dans la génération de surpressions.

Le phénomène de fracturation hydraulique ne peut jamais excéder le seuil de fracturation hydraulique de la roche-mère. En effet, lorsque la contrainte effective minimum devient négative et dépasse le seuil de rupture en traction, la roche se fracture. La fracturation hydraulique est en soi un phénomène qui limite le développement des surpressions. Toutefois, en compression, la fracturation hydraulique tend à devenir sub- horizontale [Engelder *et al.*, 2009 ; Bons *et al.*, 2012 ; Sassi *et al.*, 2013 ; Cobbold *et al.*, 2013 ; Gasparrini *et al.*, 2014]. Elle tend alors à transmettre efficacement les excès de pression latéralement et au front des décollements sur de longues distances [Teixell *et al.*, 2001].

Pour conclure, la Figure 3.13 extraite de Grauls [1999] résume schématiquement les principaux mécanismes à l'origine du développement de surpressions au sein d'un bassin sédimentaire et d'un niveau roche-mère.

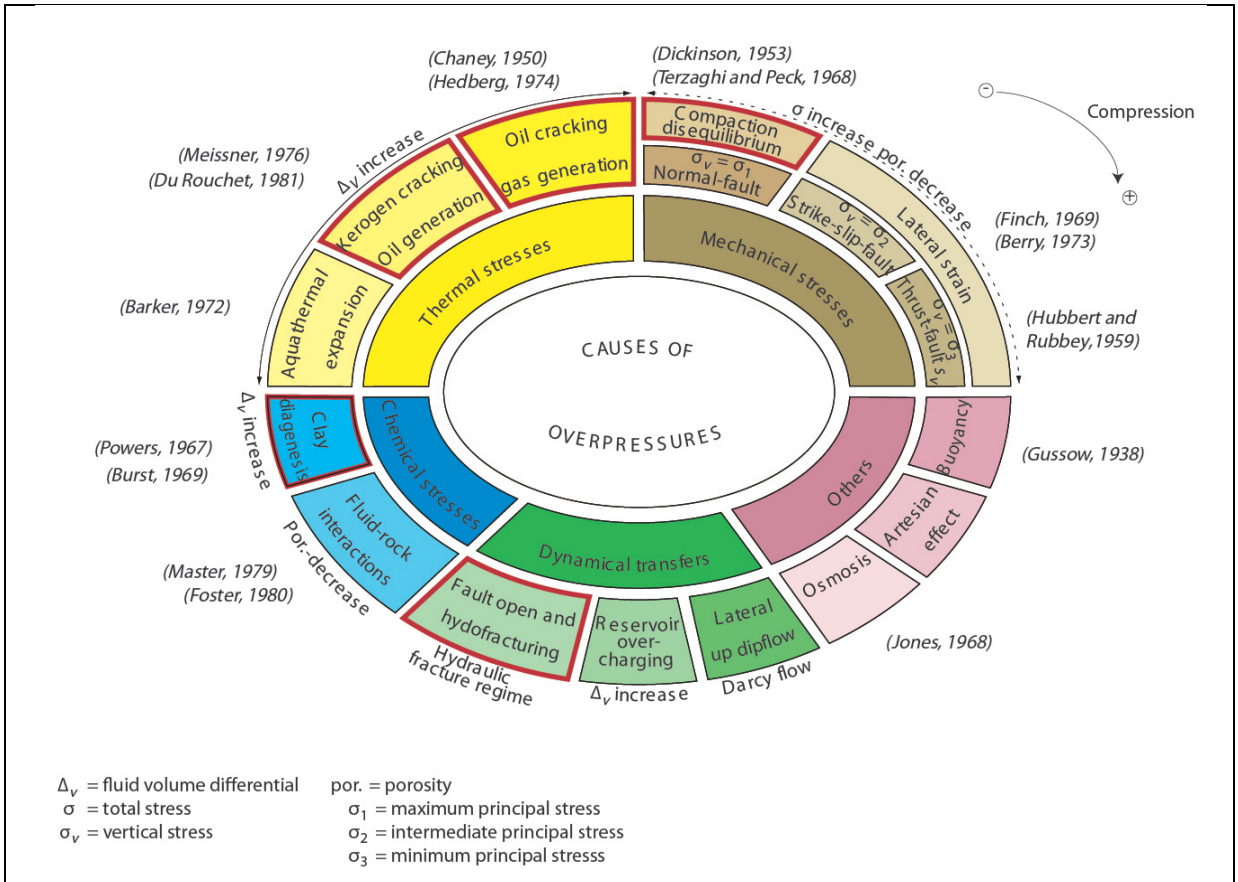


Figure 3.13 – Principaux mécanismes de génération d'une surpression a sein d'un bassin sédimentaire. En rouge sont soulignés les mécanismes pour développer une surpression dans une roche-mère [modifié de Grauls, 1999]

3.3.3- Lois de comportements poro-mécaniques des roches-mères

La prédiction des pressions de fluides dans les modèles de bassin est très fortement dépendante des lois de comportements poro-mécaniques dans les roches peu perméables qui compartimentent les pressions [Burrus *et al.*, 1996 ; Nordgård Bolås *et al.*, 2004], notamment parce qu'elles conditionnent la dissipation des pressions de fluides.

Au premier ordre, les propriétés de porosité et de perméabilité des roches-mères sont similaires à celles des roches sédimentaires argileuses et des *mudstones* [Aplin et Macquaker, 2011 ; Gale *et al.*, 2014]. Les boues qui formeront après diagénèse les roches-mères sont déposées avec des porosités très fortes pouvant approcher 80 à 90%. Après un enfouissement de 5 à 6 km, la porosité peut se réduire à moins de 5% (Figure 3.14a). Le taux de compaction d'une roche (*i.e.* la compressibilité) est très fortement dépendant de la taille des grains [Skempton et Jones, 1944 ; Burland, 1990 ; Aplin *et al.*, 1995]. Ainsi, les boues aux grains les plus fins ont une porosité plus forte au moment du dépôt, mais sont plus compressibles. Plusieurs études ont également montré l'influence de la minéralogie des argiles sur les lois de compaction [e.g. Chilingar et Knight, 1960 ; Mondol *et al.*, 2007 ; Slatt, 2011 ; Aplin et Macquaker, 2011]. Toutefois, les lois de compaction pour les lithologies argileuses restent extremement variables et difficile à prédire (Figrue 3.14a).

De façon similaire, les perméabilités mesurées dans les *mudstones* varient sur plus de 10 ordres de grandeurs (Figure 3.14b) [Neuzil, 1994 ; Dewhurst *et al.*, 1999 ; Hantschel et Kauerauff, 2009 ; Aplin et Macquaker, 2011]. Plusieurs auteurs ont montré qu'à une porosité donnée, la gamme de perméabilité observée entre les différentes lithologies argileuses peut s'expliquer par des variations de la taille des grains et de la minéralogie de la roche [Dewhurst *et al.*, 1998 ; Yang et Aplin, 2007 ; Mondol *et al.*, 2008 ; Aplin et Macquaker, 2011]. Ces observations ont mené aux développements de relations porosité-perméabilité contraintes par la lithologie des *mudstones* (Figure 3.14) [Yang et Aplin, 2010]. Ces lois permettent de mieux rendre compte de l'évolution de la perméabilité avec la profondeur par rapport aux lois de Kozeni-Carman, classiquement utilisées dans les modèles de bassin (Figure 3.14b) [Ungerer *et al.*, 1990 ; Hantschel et Kaueauff, 2009].

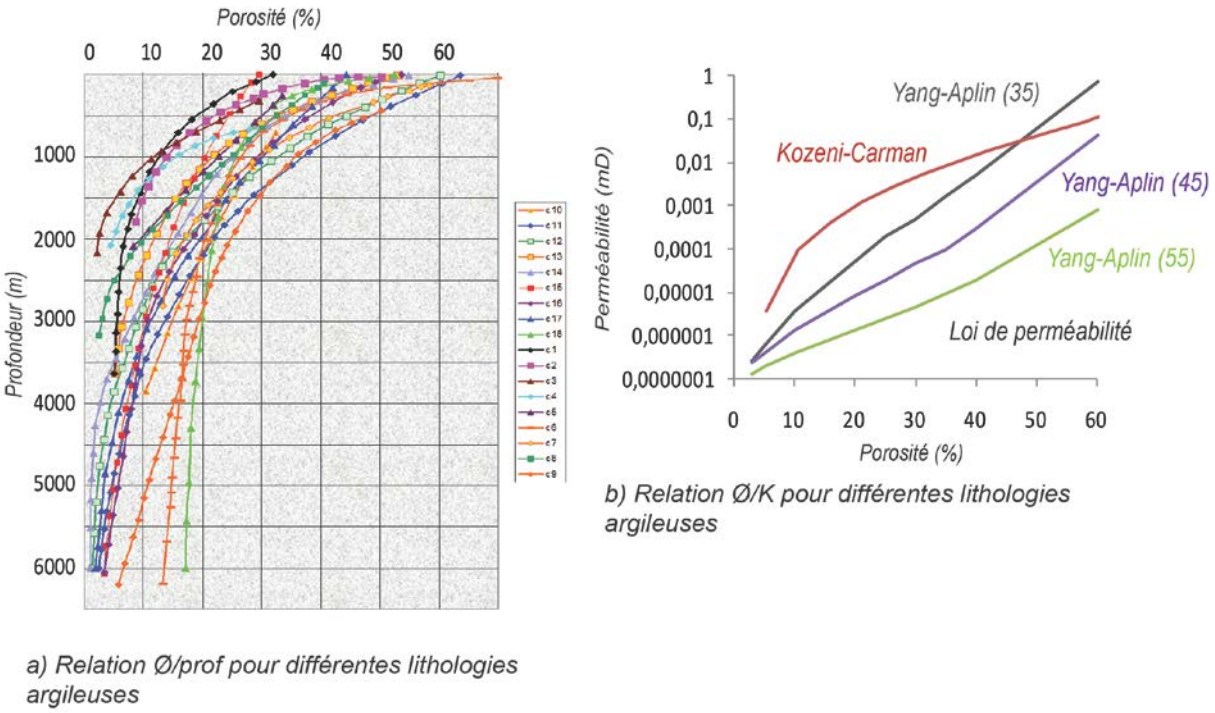


Figure 3.14 – Lois de comportement poro-mécanique pour des *mudstones*.
a) Relations porosité-profondeur de 18 argiles provenant de bassin sédimentaire différent [modifié de Bessereau, 2003]. c1: Proshyakov, 1960; c2 : Meade, 1966; c3: Pennsylvanien-Permien - Mid Continent (Athy, 1930); c4 : Japon (Hosoï, 1963); c5 : Hedberg, 1936; c6 : Miocene-Gulf Coast/Louisiana (Dickinson, 1953); c7 : Néogène-plaine de Nagaoka/Japon (Magara, 1968); c8 : Weller, 1959; c9 : Gulf Coast (Ham, 1966); c10 : offshore Louisiana (Foster et Whalen, 1966); c11 : Mer du Nord centrale (Sclater et Christie, 1980); c12 : Bethke, 1985; c13 : Miocène-Mahakam (Doligez et al., 1987); c14 : England et al., 1987; c15 : Deming et Chapman, 1989; c16 : Burnham et Braun, 1990; c17 : bassin d'Egersund (Hermanrud, 1990); c18 : Lerche, 1990. b) Lois porosité/perméabilité suivant une relation de Kozeni Carman ou Yang-Aplin (les nombres indiquent le pourcentage de fraction fine au sein de la roche) [Ungerer, 1990 ; Yang et Aplin, 2010]

Comparé aux autres roches argileuses, les roches-mères peuvent être représentées par deux milieux poreux distincts : la fraction inorganique, et la matière organique insoluble (*i.e.* le kérogène). Ainsi, de nombreuses études ont mis en évidence la présence d'une porosité organique conséquente et identifiées son rôle dans les processus de retention (et d'*adsorption*) des hydrocarbures au sein de la matière organique [e.g. Jarvie *et al.*, 2007 ; Ross et Bustin, 2007, 2009 ; Loucks *et al.*, 2009 ; Vermylen, 2011; Slatt and O'Brien, 2011; Loucks *et al.*, 2012 ; Romero-Sarmiento *et al.*, 2013]. Si les propriétés de porosité de la fraction inorganique sont définies par sa composition minéralogique, la porosité de la fraction organique est corrélée principalement à la maturité du kérogène. Il n'est pas impossible d'imaginer que cette porosité organique puisse influer sur le développement des surpressions. Toutefois, on observe souvent que, même en surestimant la création de cette porosité organique, il est rare de développer plus de quelques pour cent de porosité supplémentaire pour une roche-mère de type II avec un TOC proche de 3% [Romero Sarmiento *et al.*, 2013]. On suggère donc que la création de porosité organique, si elle est très importante pour les thématiques de rétention et

d'expulsion des hydrocarbures de la roche-mère, n'est pas un mécanisme majeur pour développer ou tenir compte d'une surpression additionnel.

3.3.4- Effets des surpressions sur le modèle rhéologique des roches-mère

Pour des régions tectoniquement actives sans excès de pression significatif, l'augmentation brutale de la pression de fluide réduit à la fois la contrainte principale maximale et la contrainte principale minimale ; la roche tend vers son seuil de rupture, ce qui permet de réactiver ou de créer des failles (Figure 3.15a) [e.g. Sibson, 1992]. C'est le schéma classique de la fracturation hydraulique, telle qu'elle est réalisée dans les forages anthropiques par exemple.

Toutefois, pour des régions tectoniquement actives avec excès de pression significatif, les contraintes sont portées à la fois par le solide et le fluide à l'échelle des temps géologiques. La part du fluide est absorbée de façon isotrope (*i.e.* les cercles de Mohr se réduisent) (Figure 3.15b). Il devient alors plus difficile de fracturer les roches, en dehors de très fortes surpressions. Les roches argileuses tendent alors à avoir une cohésion plus faible et localement adoptent un comportement ductile, dans un contexte de faible contrainte effective moyenne (Figure 3.11) [Tingay *et al.*, 2003; Hillis *et al.*, 2003 ; Deville *et al.*, 2010 ; Deville, 2015]. Dans ce schéma, la rupture est atteinte lorsque la pression de fluide dépasse la contrainte minimum ; il se crée alors des phénomènes de fracturations hydrauliques naturelles, souvent observées sur le terrain (Figure 3.15) [Teixell, 2000 ; Gale *et al.*, 2007; Engelder *et al.*, 2009; Deville *et al.*, 2010 ; Bons *et al.*, 2012 ; Sassi *et al.*, 2013 ; Cobbold *et al.*, 2013 ; Lacroix *et al.*, 2013 ; Gasparrini *et al.*, 2014 ; Aydin et Engelder, 2014 ; Zanella *et al.*, 2015]. Les fractures qui se développent sont des fractures de tension ; elles se forment lorsque la traction excède la résistance à la tension T_0 des roches.

Plus précisément, les fractures s'initient perpendiculairement à la contrainte effective minimale lorsque celle-ci équivaut à la résistance à la tension, d'où :

$$\sigma'_3 - p = T_0$$

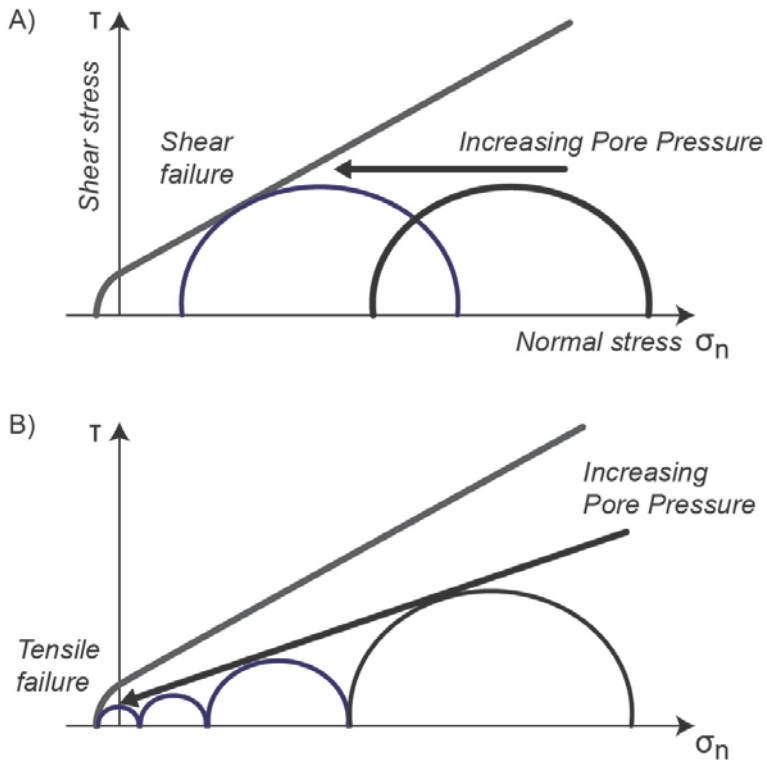


Figure 3.15 – Effet de l'augmentation de la pression de fluide sur les contraintes.
a) Activation d'une rupture cisaillante par augmentation instantané de la pression de fluides. b) Modèle où le couplage contraintes/pression de fluides tend à aboutir à la une rupture en tension [modifié de Deville, 2015]

On sait depuis longtemps qu'un niveau de décollement correspond à une interface de friction faible entre des niveaux fragiles ; la surface de glissement peut donc être initiée par des pressions anormalement élevées au sein d'un horizon roche-mère permettant de réduire considérablement les frottements [e.g. Hubbert et Rubbey, 1959]. Ainsi, le développement d'une surpression au sein d'une roche-mère à deux effets principaux sur son comportement rhéologique : d'une part, elle diminue considérablement les frottements, favorisant ainsi l'activation d'un décollement. D'autre part, elle tend également à donner à la roche un comportement rhéologique non-cohésif et ductile, comportement observé par exemple dans les argiles sous pression des prismes d'accrétions sous-marins [e.g. Deville *et al.*, 2010 ; Morley *et al.*, 2011].

De plus en plus d'auteurs décrivent les failles comme des systèmes complexes où la faille est successivement une barrière puis un drain aux fluides [e.g. Sibson, 2004 ; Bons *et al.*, 2012 ; Lacroix *et al.*, 2013 ; MacKay, 2015]. Pendant la phase scellante, les pressions de fluides augmentent jusqu'à atteindre le critère de réactivation de la faille ; pendant le glissement, les pressions de fluides se dissipent, et le système revient à l'équilibre [Lacroix *et al.*, 2013]. Si la faille est rescéllé après le glissement, notamment par le dépôt de ciments issus des circulations de fluides [Lacroix *et al.*, 2013], le cycle se répète. Sinon, le système de faille est abandonné au profit d'un autre [MacKay, 2015].

Pour tenir compte d'une source constante de fluides et des mécanismes de recharge de pression de fluides, MacKay [2015] propose un modèle où les surpressions sont générées par le craquage du kérogène (Figure 3.16). Il applique ce modèle pour expliquer le développement des imbrications de chevauchement du front des Rocheuses Canadiennes. Un tel processus montre l'importance de tenir compte de l'aspect dynamique des surpressions pour établir une loi rhéologique mettant en relation la pression de fluides et la résistance aux frottements de la roche.

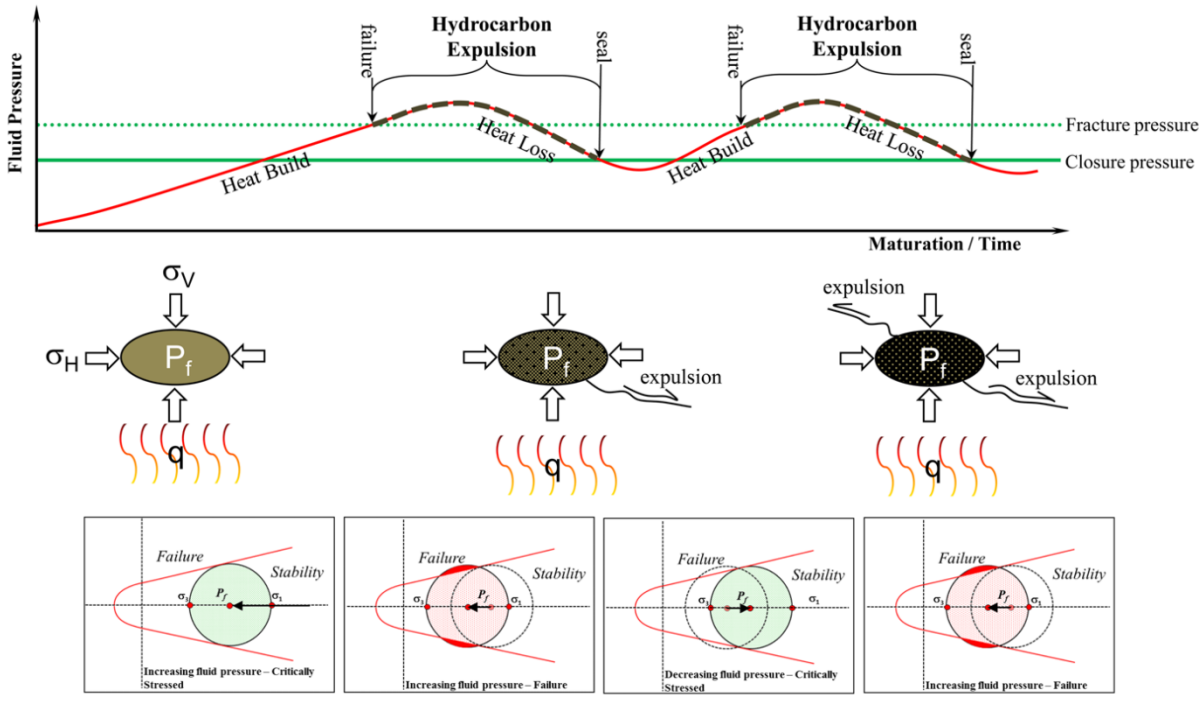


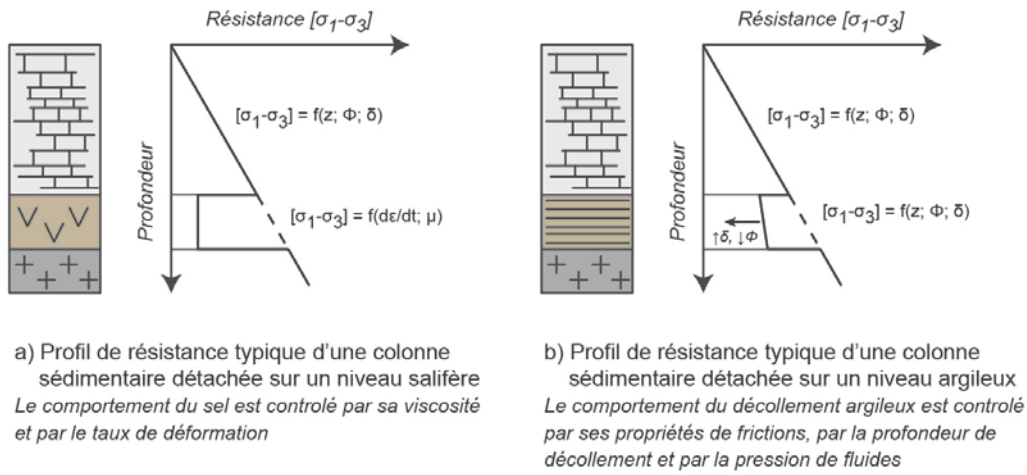
Figure 3.16 – Cycles de développement et de dissipation de la surpression au sein d'une roche-mère en relation avec la transformation du kérogène en hydrocarbure [Mackay, 2015]

3.4- Décollements et fluides

3.4.1- Evidence de fluides au sein des décollements

Un décollement est une faille qui forme une surface de glissement parallèle à la stratigraphie. Il est formé typiquement par des roches caractérisées par de faibles coefficients de frottements, et/ou un comportement mécanique ductile prononcé, comme les argiles ou les évaporites. Ce sont des objets tectoniques communs dans les chaînes plissées, dont le rôle a beaucoup été étudié. Ils sont responsables de la formation de structures tectoniques variées, dont l'évolution et la géométrie sont notamment contrôlées par le comportement rhéologique de la roche décollement [e.g. Davis *et al.*, 1983; Davies et Engelder, 1985 ; Dahlen, 1990; Philippe *et al.*, 1998 ; Rowan, 2004 ; Corredor *et al.*, 2005; Morley *et al.*, 2011; Vergès et al, 2011 ; Graveleau *et al.*, 2012]. Ainsi, la déformation des niveaux salifères ductiles est principalement contrôlée par son épaisseur et le taux de déformation

appliquée au système géologique (Figure 3.17a). A l'inverse, le comportement rhéologique des argiles dépend de la profondeur, d'enfouissement, de ses propriétés de résistance aux frottements et des pressions de fluides (Figure 3.17b)



a) Profil de résistance typique d'une colonne sédimentaire détachée sur un niveau salifère
Le comportement du sel est controlé par sa viscosité et par le taux de déformation

b) Profil de résistance typique d'une colonne sédimentaire détachée sur un niveau argileux
Le comportement du décollement argileux est controlé par ses propriétés de frictions, par la profondeur de décollement et par la pression de fluides

Figure 3.17 – Profil de résistance d'une colonne sédimentaire au dessus d'un niveau de décollement argileux ou salifère

Le rôle de la nature du niveau de décollement sur la structuration des fronts orogéniques et les modes de propagation de la déformation a été de très nombreuses fois démontré sur la base d'expérience de modélisation physique, numérique et d'observations géologiques [voir Konstantinovskaia et Malavieille, 2011 ; Graveleau *et al.*, 2012 ; Ruh *et al.*, 2012 ; Mary et al, 2013 pour des *reviews* récent]. Le comportement rhéologique distinct des sédiments argileux ou salifères permet ainsi la formation des styles structuraux très différents entre les imbrications de la Chartreuse et les plis du Jura (Figure 3.18).

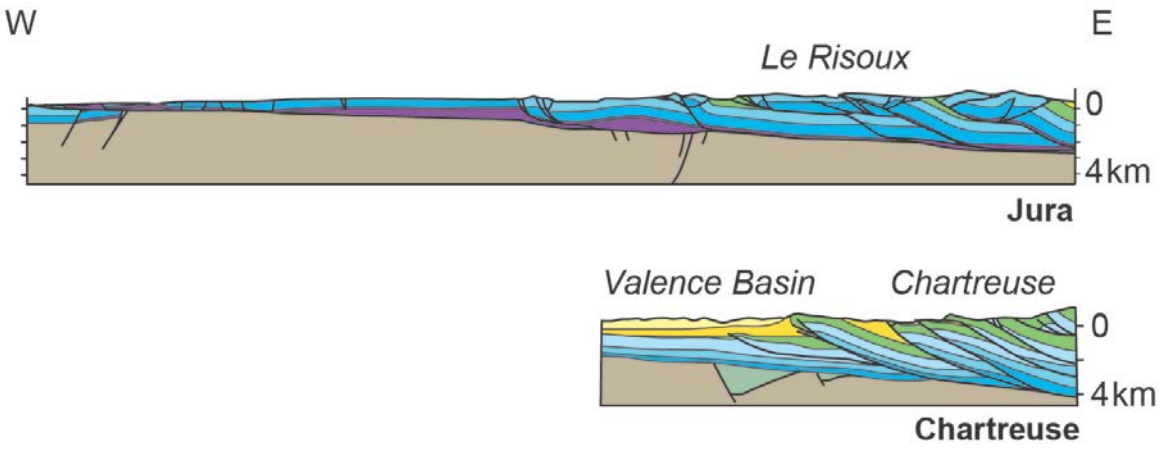


Figure 3.18 – Comparaison de la géométrie du front alpin entre le Jura, détaché sur les niveaux évaporitiques du Trias, et la Chartreuse, détachée sur les niveaux argileux du Lias.

Un schéma classiquement proposé pour décrire l'activité et la progression d'un décollement au sein de niveau argileux est celui du *fault-valve*, souvent observé au front des prismes d'accrétions [e.g.

Sibson, 1992 ; Saffer et Bekins, 1998 ; Teixell *et al.*, 2000 ; Henry, 2000; Deville *et al.*, 2010], et notamment au sein du prisme des Barbades (Figure 3.18):

(1) La charge tectonique entraîne l'augmentation des pressions de fluides au sein du décollement.

(2) Les fluides sont expulsés, ce qui transmet les surpressions vers les zones frontales de décollement.

(3) les surpressions transmises dans ces zones frontales permettent l'ouverture de plans de fractures horizontales, et l'initiation d'un proto-décollement.

(4) le décollement est activé, permettant la progression du système chevauchant, et la mise en place d'une nouvelle charge tectonique entretenant ainsi le cycle du décollement.

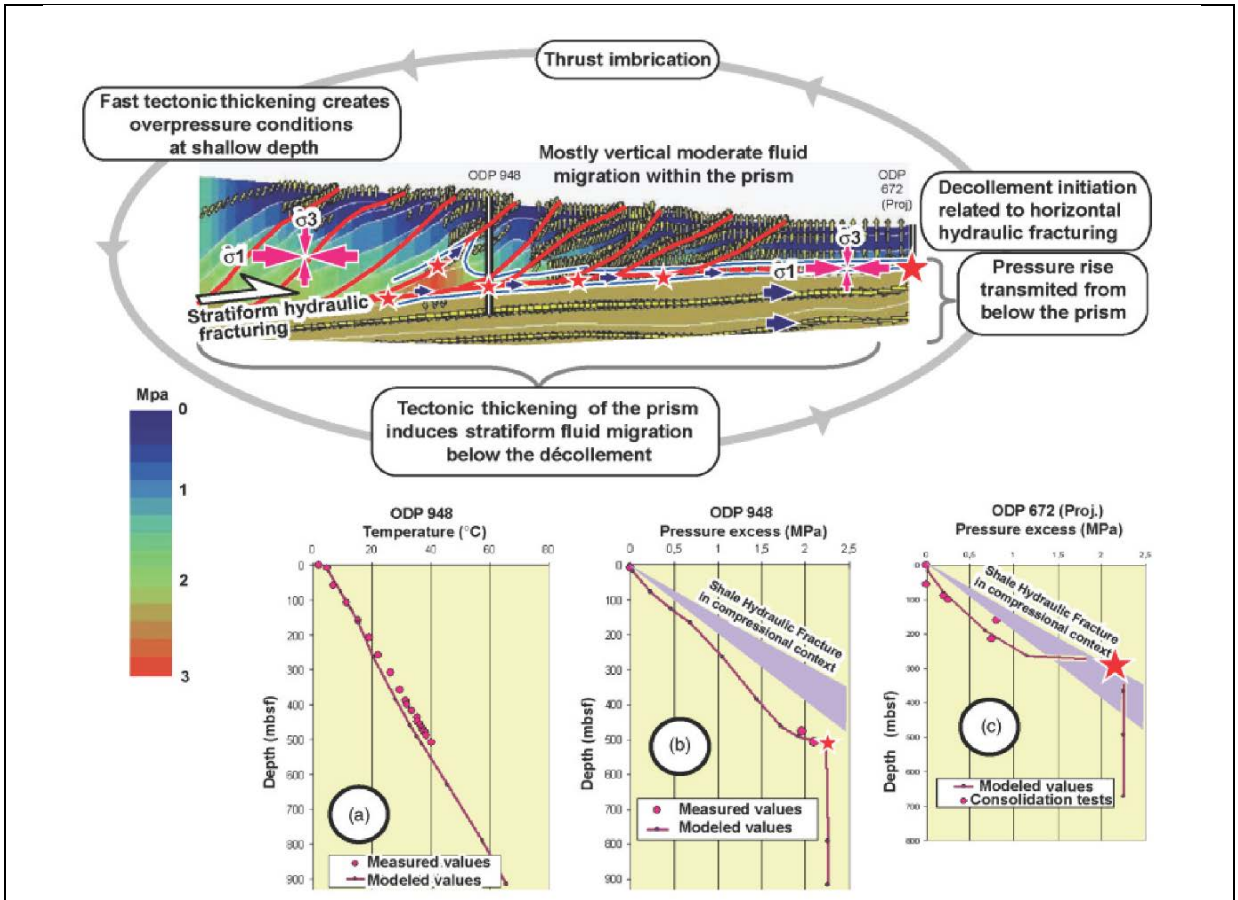


Figure 3.19 – Résultat d'un modèle de simulation de la migration des fluides dans le nord du prisme de La Barbade [Deville *et al.*, 2010]. La surpression importante proche du niveau de décollement et en dessous est directement associée à l'épaississement tectonique rapide.

Dans ce schéma, on remarque que l'épaisseur réduite de la colonne sédimentaire au dessus du décollement permet d'atteindre des critères de fracturations hydrauliques pour des surpressions très faibles, de l'ordre de quelques MPa (Figure 3.19). Ces surpressions sont alors générées par transmission latérale des fluides au sein des sédiments perméables situés sous le décollement [Deville et Sassi, 2010]. On peut donc se poser la question de la validité de ce modèle lorsqu'il est appliqué à

des chaînes plissées dont l'histoire pré-compression est plus complexe, et les sédiments déjà fortement compactés.

La nature même des décollements en fait des objets structuraux de nature profonde ; Leurs observations est souvent faite sur une base cartographique, sur des profils sismiques, ou par l'observation de redoublement de série sédimentaire dans les puits : c'est le cas pour le décollement Toarcien du Risoux dans le Jura (Figure 3.18) et celui de la Chartreuse (Figure 3.18). Il n'existe pas beaucoup d'exemples exhumés à la surface de décollement accommodant des déplacements kilométriques et déformé dans des conditions de pression et de température typique des bassins sédimentaires [on mentionne par exemple Hansberry et al, 2015]. Souvent, les affleurements ne permettent d'observer que des figures tectoniques ponctuelles faisant parties d'un édifice structurale plus large [e.g. Aydin et Engelder, 2014 ; Zanella *et al.*, 2013]. Ces exemples sur le terrain ne permettent pas de cerner pleinement par quels processus les zones de décollements accommodent des déplacements de grandes envergures. Ainsi, peu d'informations sont disponibles sur les épaisseurs, les modes de déformations et les circulations de fluides qui caractérisent les décollements argileux à l'état naturel ; Certain de ces exemples sont présentés dans la Figure 3.20.

	BARBADES	KHAO KHWANG FTB	PYRENEES - Torla Thrust	PYRENEES - Larra Thrust
Source bibliographique	*Maltman et al, 1997*	*Hansberry et al, 2014* *Hansberry et al, 2015*	*Lacroix et al, 2011* *Lacroix et al, 2014*	*Teixell et al, 2000*
Protolithe	Argiles non lithifiées	Argiles roches-mères	Marnes-turbidites	Calcaires
Epaisseur de la zone de faille (m)	1 à 40	1 à 60	0,8 à 6	1 à 6
Profondeur d'enfouissement du décollement lors de son fonctionnement (km)	0 - 0,5	2 - 3	6	6 - 7
Déplacement sur la faille (km)	0,01 - 1	0,01 - 1	0,1 - 10	0,01 - 1
Type de fluides	formation, bassin	formation, bassin	formation	?
Structures tectoniques associées au décollement	scaly fabric réseaux de fractures	zone de cisaillement S/C, duplexes, failles anastomosées	zone de cisaillement S/C, veine de calcite/quartz	veine de calcites parallèle à la stratification, brèches de faille, pression solution
Comportement rhéologique	frictionnel	frictionnel et ductile	frictionnel et ductile	frictionnel et ductile

Figure 3.20 – Tableau comparatif des caractéristiques structurales principales de décollements argileux observés à l'affleurement dans plusieurs systèmes géologiques différents

Ces exemples proviennent de systèmes géologiques variés, allant du prisme d'accrétion (les Barbades) aux chaînes plissées d'avant-pays (les Pyrénées), marqué par des lithologies et des profondeurs d'enfouissement au moment de l'activation du cisaillement qui sont très distinctes. Ils montrent la variabilité des processus de déformations et des épaisseurs de la zone de faille qui existent au sein des décollements. Toutefois, certaines carcatéristiques sont communes, notamment les nombreuses évidences de circulations de fluides d'origines locales (eaux de formations) ou régionales (eaux de bassins). Pour la plupart des exemples, les décollements forment des systèmes couplant

déformations fragiles et ductiles (Figure 3.20) et adopte un comportement rheologique complexe intégrant de multiple processus de déformation différent (Figure 3.21).

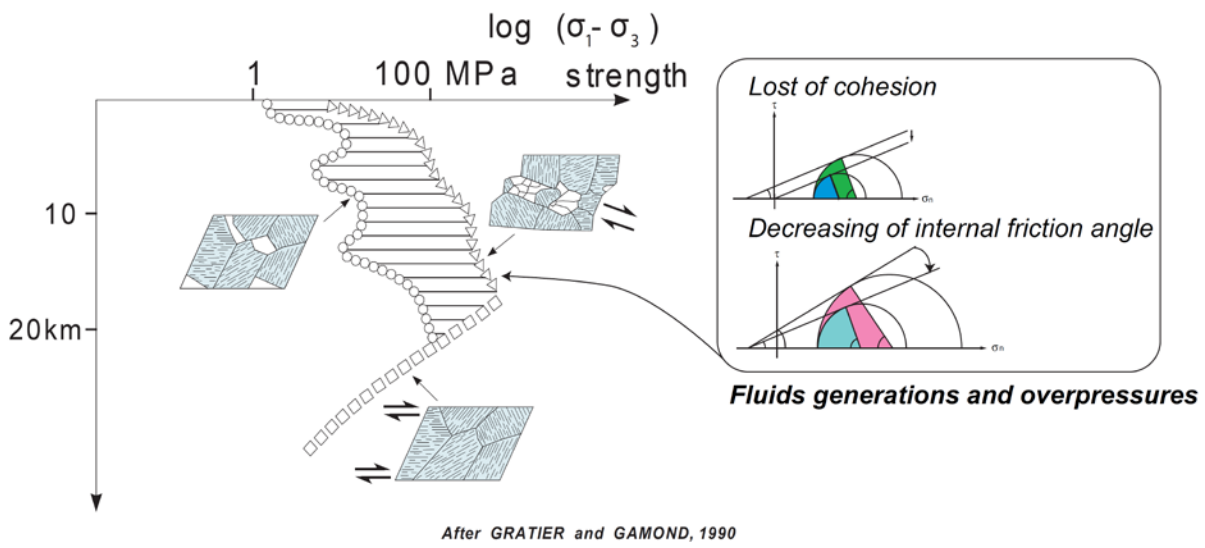
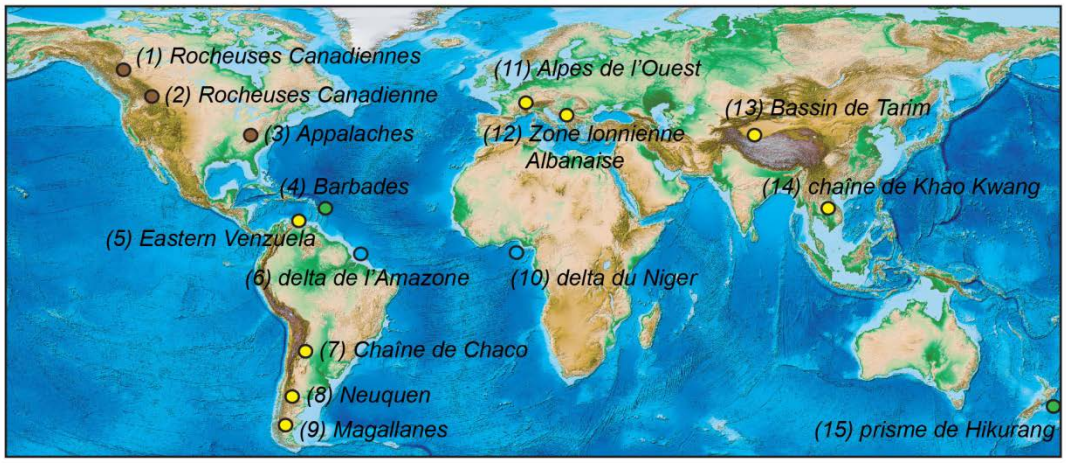


Figure 3.21 – Evolution du comportement rhéologique d'une alternance de roche argileuse et carbonaté en fonction de la profondeur. La génération de fluides modifie la résistance de la roche, en facilitant la rupture et le fluage de la roche (par pression solution par exemple, comme ici)

Le décollement de la chaîne plissée de Khao Kwang (Figure 3.20) est une roche-mère [Hansberry *et al.*, 2015]. Hansberry *et al.* [2015] trouve une corrélation positive entre le taux de matière organique dans les *shales* et l'espacement et la complexité des structures de déformations, suggérant ainsi une influence importante de la matière organique sur les propriétés mécaniques et le comportement rhéologique des roches-mère.

3.4.2- Surpressions de fluides et activation de décollement dans les roches-mères

La localisation des niveaux de décollements roches-mères qui s'observe dans les chaînes plissées autour du monde met en évidence la disparité des conditions géologiques qui permettent leurs activations (Figure 3.22).



- Orogène d'âge Cénozoïque
- Orogéne d'âge Paléozoïque ou Mesozoïque
- Prisme deltaïque
- Prisme d'accrétion océanique

(1) Cooper et al, 2004
(2) Mackay, 2015
(3) Aydin et Engelder, 2014
(4) Deville et al, 2010
(5) Schneider et al, 2003
(6) Cobbold et al, 2004
(7) Moretti et al, 1998; Echavarria et al, 2003; Rocha et al, 2015
(8) Cobbold et al, 1999; Zanella et al, 2015
(9) Zanella et al, 2014
(10) Cobbold et al, 2009
(11) Deville et Sassi, 2006
(12) Roure et al, 1995
(13) Weng et al, 2013
(14) Hansberry et al, 2015
(15) Morley et al, 2011

Figure 3.22 – Localisation et type de système géologique dans laquelle des décollements ont pu être observés dans les formations roches-mères.

Les histoires thermiques et d'enfouissement sont spécifiques pour chaque cas ; les problématiques qui sont associées au couplage entre la maturité des roches-mère et l'activation du décollement sont donc également différentes. Par exemple, pour les chaînes plissées Sub-Andéene en Bolivie et au nord de l'Argentine (Figure 3.23a), la roche-mère très épaisse de Los Monos s'active comme un décollement secondaire lors d'une phase de sédimentation flexurale récente qui permet la transformation des 40 dernier pour cent de kérogène dans la roche en hydrocarbure [e.g. Moretti *et al.*, 1996 ; Echavarria *et al.*, 2003 ; Rocha *et al.*, 2015]. Les décollements sont ensuite replissés par les duplex se développant dans les unités basales (Figure 3.23a), et la roche-mère du Los Monos adopte alors un style de déformation presque ductile au cœur des plis (Figure 3.23a) [Moretti *et al.*, 2006 ; Driehaus *et al.*, 2014]. A l'inverse, la roche-mère du Toarcien qui forme le décollement principal de la Chartreuse au sein des Alpes (Figure 3.23b) entre en maturité pendant l'enfouissement tectonique provoqué par la mise en place des chevauchements [Deville et Sassi, 2006]. La roche-mère Toarcienne beaucoup moins épaisse adopte un style de déformation moins ductile.

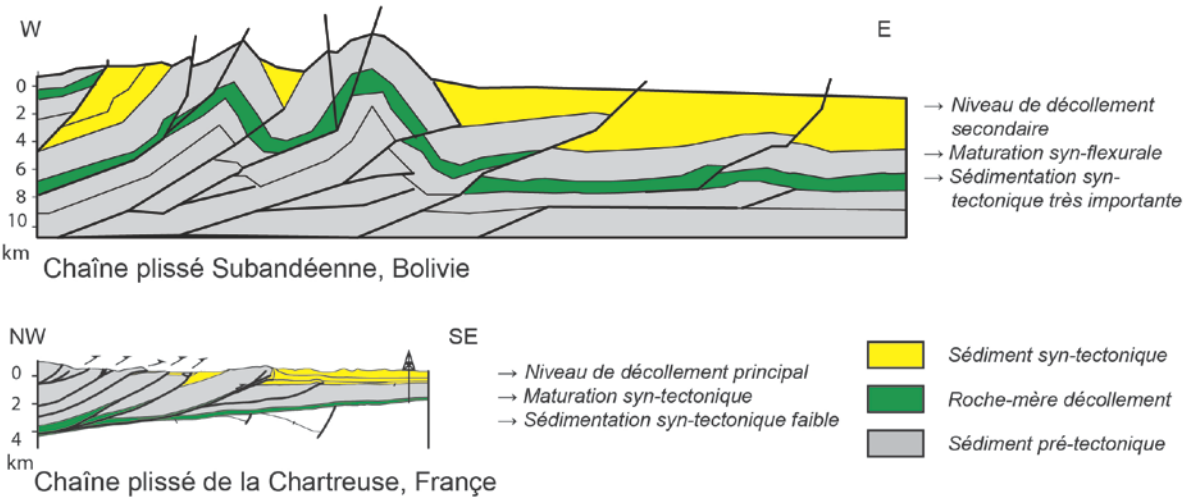


Figure 3.23 – Coupe structurale au sein de la chaîne plissée de Chaco, Bolivie [modifiée de Moretti *et al.*, 1996] et au sein de la chaîne plissée de la Chartreuse, Alpes françaises [modifiée de Deville et Sassi, 2006].

Les prismes d'accrétions (comme le prisme des Barbades ou le prisme de Brunei) et les fronts de delta (comme le prisme du Niger ou celui de l'Amazone) forment des systèmes encore différents, où l'histoire géologique récentes des sédiments intégrés aux prismes les rendent très peu compactés. En retour, la surpression potentielle qui se développe au sein des roches-mères pendant leurs maturation est très forte, conduisant à un comportement rhéologique extrêmement ductile [e.g. Rowan *et al.*, 2004 ; Morley *et al.*, 2011].

Un exercice pourrait être réalisée sur toutes les chaînes plissées où une roche-mère est un décollement pour décrire le cadre strucural dans lequel s'active le décollement ; des informations systématiques pourrait alors être récoltés pour mieux décrire les conditions géologiques pendant lesquelles ces objets structuraux peuvent se former (par exemple, sur les vitesses de sédimentations pré- et syn-tectoniques, les vitesses de chargements, l'âge des déformation, la qualité des roches-mères, etc.). En pratique, l'évolution structurale des chaînes plissées cités dans la Figure 3.22 sont très peu décrit dans la littérature. Peu de travaux essayent de tester le scénario d'évolution structural depuis l'état initial jusqu'à la géometrie actuelle avec des modélisations cinématiques pour valider au premier ordre les séquences de mises en mouvement des blocs structuraux les uns par rapport aux autres. La chaîne Subandéenne de Bolivie et la chaîne de la Chartreuse en sont des exemples [Moretti *et al.*, 1996 ; Deville et Sassi, 2006]. Cette dernière fait l'objet d'une étude plus détaillée dans la suite du texte, et servira de donnée d'entrée pour concevoir des exercices de modélisations au cours du Chapitre 5.

3.5- Conclusions

L'excès de pression de fluide qui se développe au sein d'une roche argileuse provient de processus variés, qui dépendent de la lithologie de la roche, de l'histoire d'enfouissement et de déformation et du système géologique. Pour une roche-mère, l'enfouissement de la roche conduit à de nombreuses transformations concomitantes qui permettent un apport considérable de fluides pour une fenêtre thermique comprise entre 70°C et 170°C : deshydratation des argiles, transformation du kérogène solide en hydrocarbure liquide et gazeux, etc. Parmi ces processus, la réduction très forte de la perméabilité des argiles et la génération des huiles et du gaz sont ceux qui developpent le plus de surpression.

De nombreux auteurs ont mis en évidence le couplage entre ces transformations et la déformation de la roche, soit à travers sa fracturation soit à travers l'augmentation de sa ductilité. Le comportement rhéologique d'une roche-mère est ainsi fortement dépendant de son enfouissement. Les relations entre mécaniques des roches, circulations de fluides et évolution cinématique d'un bassin sédimentaire restent cependant encore mal comprises. Il est ainsi difficile de proposer un modèle pour lier la surpression, la fracturation de la roche-mère et l'activation d'un décollement.

Pour mieux comprendre ces relations, un cas d'étude dans la chaîne plissée de la Chartreuse est proposée, dans lequel l'évolution cinématique et thermique est déjà contrainte par plusieurs auteurs [Deville et Sassi, 2006 ; Bellahsen *et al.*, 2014].

CHAPITRE 4 – CARACTERISATION DU CADRE STRUCTURAL ET SEDIMENTAIRE D'UN DECOLLEMENT ROCHE-MERE

Dans ce chapitre, on rappelle brièvement les principales caractéristiques du système géologique de la Chartreuse en termes de style structural, de scénario d'évolution de la déformation et du potentiel de la roche-mère liassique. Pour préciser le comportement rhéologique d'une formaion roche-mère à l'état immature, un analogue en Albanie est étudié. Les informations géologiques fourniront la matière de l'étude de modélisations géo-mécaniques et hydromécaniques présentées dans le Chapitre 5.

4.1 – Le décollement roche-mère liassique au front de la Chartreuse

La zone frontale des Alpes de l'Ouest est classiquement regardée comme un archétype d'un front de compression ; Les relations chronologiques entre plis et failles y sont étudiées depuis très longtemps [e.g. Doudoux *et al.*, 1982 ; Mugnier *et al.*, 1987 ; Butler, 1992 ; Philippe *et al.*, 1998 ; Deville et Sassi, 2006 ; Bellahsen *et al.*, 2014]. Les roches sédimentaires mésozoïques et cénozoïques forment une chaîne plissée qui se développent à l'ouest des Massifs Cristallins Externes des Alpes (principalement, le massif de Belledonne et le massif du Mont Blanc) à partir de l'Oligocène (Figure 4.1) [voir Bellahsen *et al.*, 2014, et ses références]. Cette chaîne englobe plusieurs unités tectono-stratigraphiques, qui sont du Nord au Sud : le Jura, le bassin Molassique Tertiaire et les chaînes Subalpines (Bornes, Bauges, Chartreuse et Vercors) (Figure 4.1). Ces unités forment un prisme orogénique qui se détache du socle autochtone durant la dernière étape de la collision Alpine, au cours du Cenozoïque [Laubscher, 1974 ; Guellec *et al.*, 1990 ; Mugnier *et al.*, 1990 ; Bellahsen *et al.*, 2014]. Elles accommodent au sein de l'avant-pays Alpin les dernières dizaines de kilomètres des centaines de kilomètres du raccourcissement N-W enregistré au sein de l'édifice orogénique Alpin [Tardy *et al.*, 1990 ; Deville et Chauvière, 2000 ; Bellahsen *et al.*, 2014].

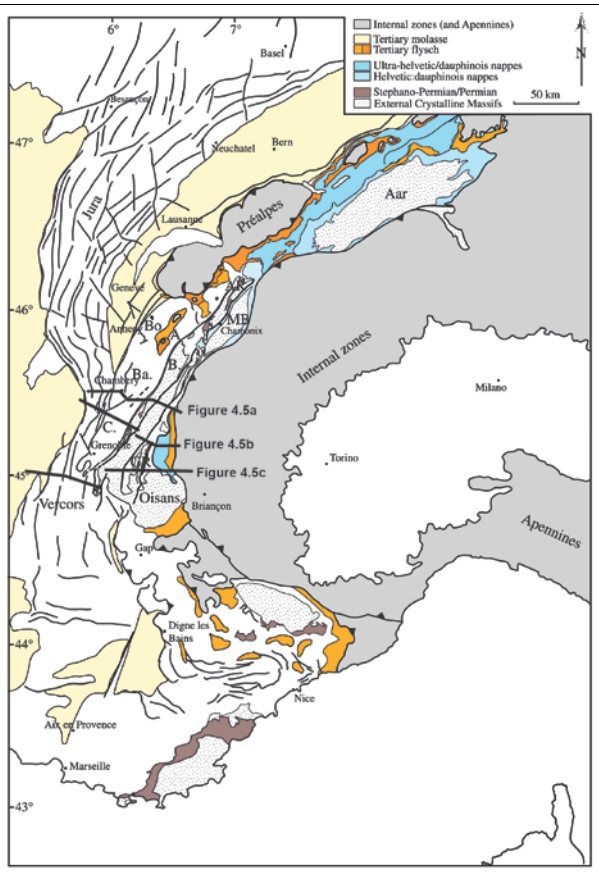


Figure 4.1 – Carte tectonique régional des Alpes de l'Ouest [adapté de Bellahsen *et al.*, 2014]. Les trois coupes tectoniques présentées en Figure 4.5 sont localisées.

Au front de la Chartreuse et de la partie nord du Vercors, les séries sédimentaires mésozoïques et cenozoïques se détachent du socle à la faveur d'un décollement au sein des séries sédimentaires à dominantes argileuses du Lias (Figure 4.2). Le Toarcien de ces séries liassiques est une roche-mère au très fort potentiel pétrolier, équivalente des « Schistes-Cartons » du Bassin de Paris (Figure 4.2) [e.g. Deville et Sassi, 2006].

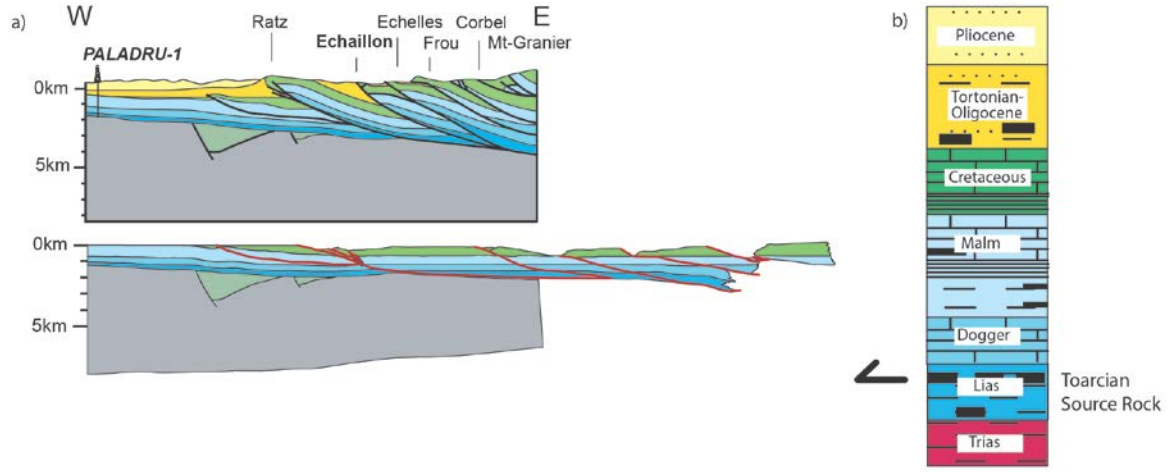


Figure 4.2 – Coupe géologique équilibrée (a) et lithostratigraphie (b) de la chaîne de la Chartreuse [modifiée de Deville et Sassi, 2006].

Les forages pétroliers à disposition au front des chaînes Subalpines, dans le bassin de Valence et le bassin Molassique, mettent en évidence les fortes variations d'épaisseurs et de potentiel roche-mère des niveaux liassiques, à la fois verticalement et latéralement (Figure 4.3). Les Schistes-Cartons sont très bien exprimés dans le bassin de Valence, au front de la Chartreuse et du Nord du Vercors (Figure 4.3). Dans ces régions, des niveaux argileux de *black-shales* riches en matières organiques qui peuvent atteindre 70m à 150m sont enregistrés. On admet généralement deux tendances pour l'évolution de ce niveau riche en matières organiques : le potentiel roche-mère tend à se réduire vers l'ouest, à la faveur de la transition vers des environnements de bassin plus profond, et vers le sud au niveau de la transition Chartreuse-Vercors [e.g. Deronzier, 1989 ; Deville et Sassi, 2006]. Sur la Figure 4.3, on distingue cette évolution en comparant les puits de Paladru-1 au front de l'anticlinal du Ratz, de Saint Lattier-2 au niveau de Valence et de Humily-1 au nord, en Savoie.

En Annexe-2 sont reproduites des cartes de faciès du Lias Subalpins, tracées par Barfety [1985] sur la base de nombreuses données de terrains et de carottes. Elles définissent des évolutions similaires pour les façiès de *black-shales* du Toarcien. Elles montrent également que le niveau de décollement liassique au sein des écailles tectoniques de la Chartreuse est composé de faciès sédimentaires à dominante argileuse. Le Lias affleure largement sur les régions internes des chaînes Subalpines (Figure 4.4). La maturité thermique y est cependant largement sur-mature (voir Annexe-3), et le faciès sédimentaire représente des environnements de dépôts plus profond [Barfety, 1985]; c'est également visible au niveau du puits Humily-2 (Figure 4-3). L'épaisseur et la composition sédimentaire du niveau de décollement liassique reste malgré tout difficile à caractériser en 3 dimensions. Les puits au front des chaînes Subalpines du Vercors et de la Chartreuse (Brezins, Saint-Lattier et Paladru) permettent seulement d'identifier une formation sédimentaire à dominante argileuse dont l'épaisseur varie entre 200m et 300m. Au sein de cette série liassique, de grandes variations de comportements rhéologiques sont attendues entre les niveaux carbonatés (qui peuvent atteindre jusqu'à 100m d'épaisseur) et les marnes et argiles, pour lesquelles la formation roche-mère peut se restreindre à 50 ou 100m (voir Paladru-1). En l'observant à haute-résolution, la formation sédimentaire du décollement Subalpin n'est donc pas homogène ; la thématique de l'épaisseur de la zone cisaillée au sein du décollement et de sa position par rapport à la formation roche-mère y est particulièrement importante pour mieux comprendre la tectonique du décollement et la relation fluides-déformations.

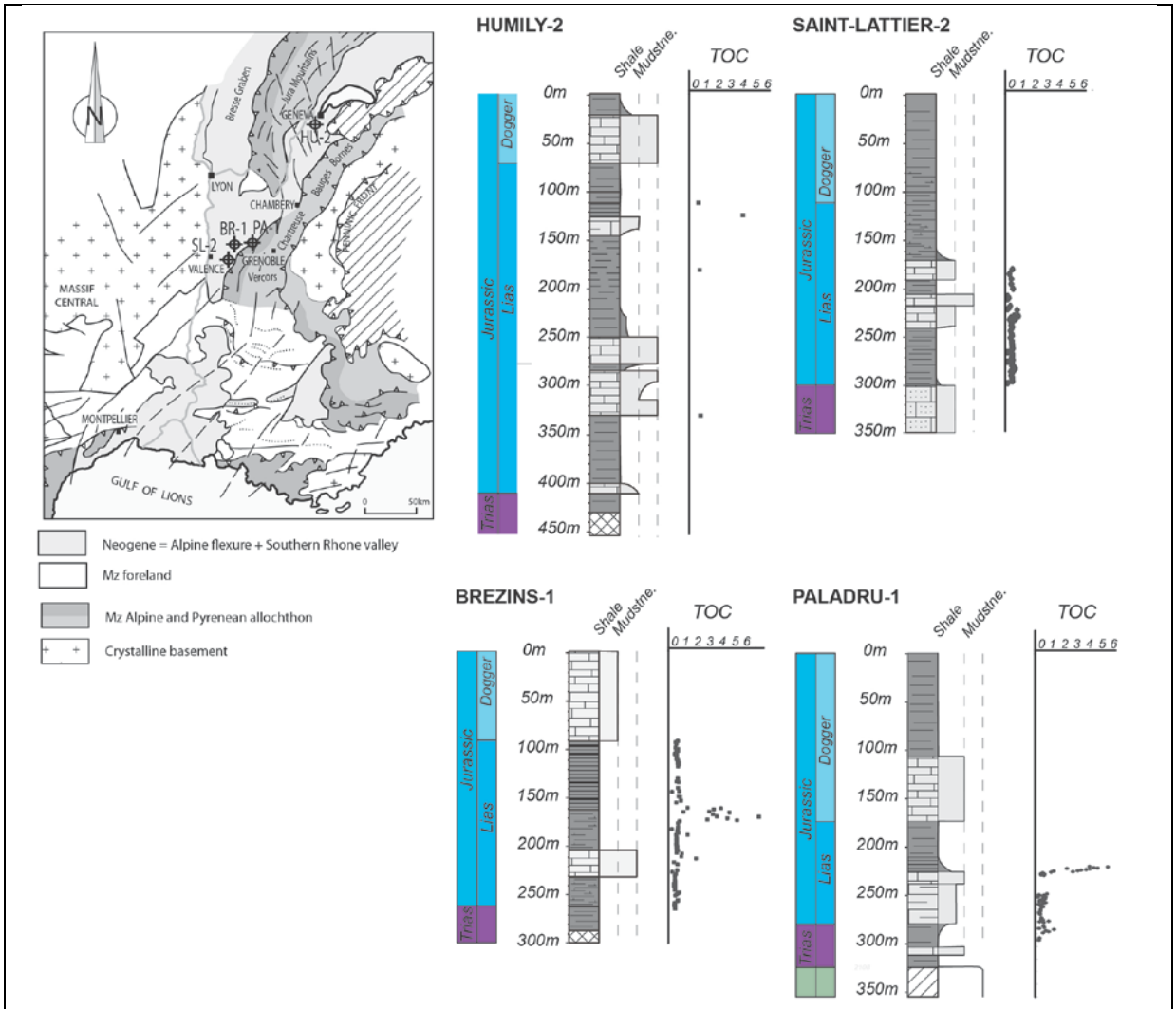


Figure 4.3 – Successions lithologiques et évolution du TOC du Lias et du Dogger sur quatre puits carottés situés au front des chaînes Subalpines [source : BRGM et IFPEN]. L'épaisseur du Lias oscille entre 0 et 300m, et la roche-mère peut atteindre 100m d'épaisseur dans le cas du puits Brézins-1 au front de la Chartreuse.

La cinématique de la collision des Alpes de l'Ouest a fait l'objet d'une synthèse complète et récente par Bellahsen *et al.* [2014]. A travers la réactualisation de 5 coupes équilibrées couvrant tout le domaine externe des Alpes, ils montrent que le raccourcissement des chaînes Subalpines correspond systématiquement à un raccourcissement de socle, puisque les chevauchements s'enracinent toujours sous les Massifs Cristallins (Figure 4.4). Ils mettent surtout en évidence que les variations de styles structuraux observées du nord au sud sont en partie contrôlée par l'héritage structural et les variations de paléogéographie du bassin sédimentaire au Mésozoïque (Figure 4.4), confirmant ainsi les travaux de Philippe [1995], Roure et Colletta [1996], Philippe *et al.* [1998], Deville et Sassi [2006] et Bonnet *et al.* [2007].

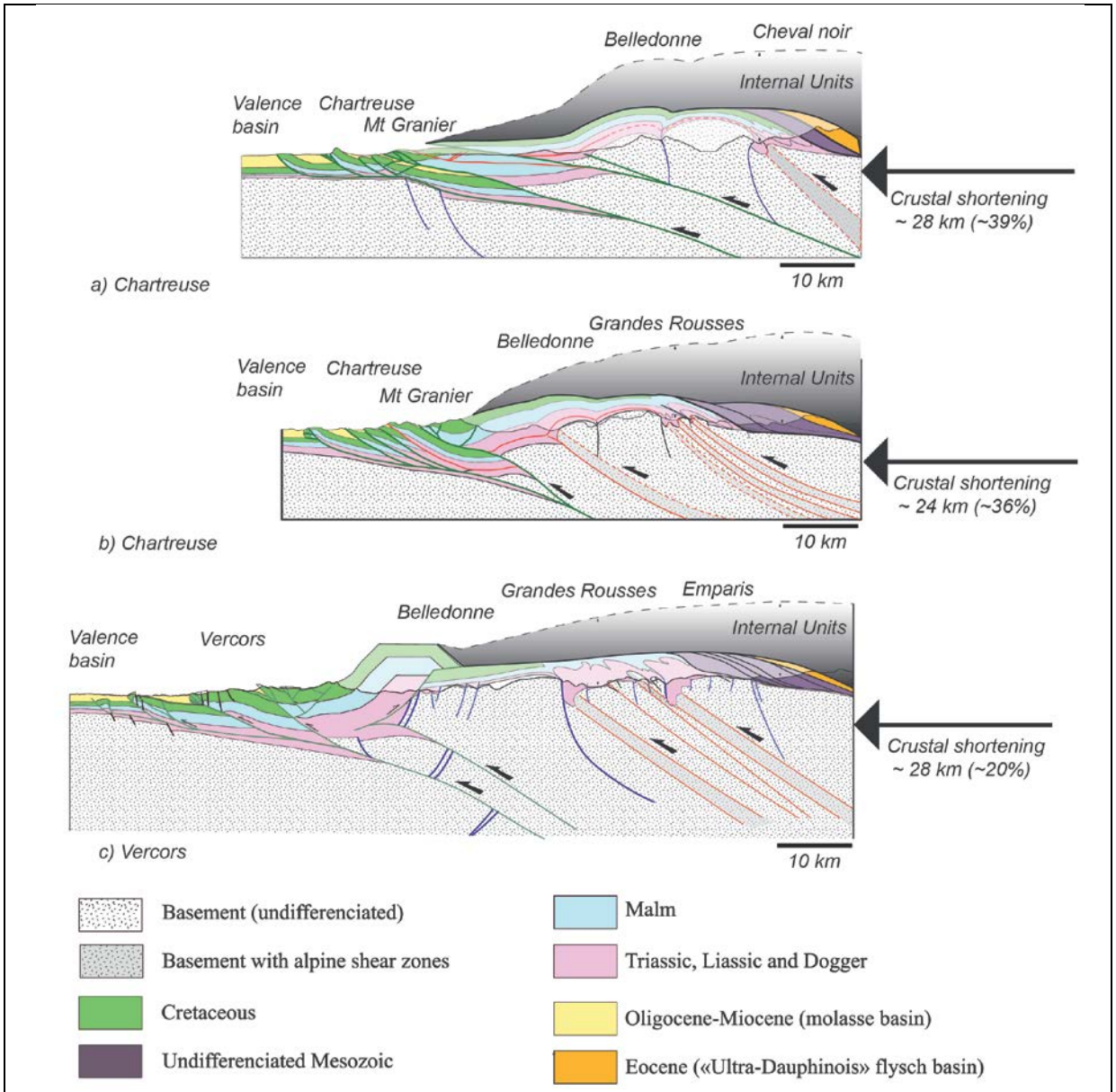


Figure 4.4 – Coupes géologiques équilibrées de la Chartreuse et du Vercors à l'échelle crustale [adapté de Bellahsen *et al.*, 2014]. La localisation des coupes est donnée en Figure 4.1
a) Coupe structurale de la Chartreuse Nord. b) Coupe structurale de la Chartreuse Sud. c) Coupe structurale du Vercors Nord.

En utilisant la méthodologie de modélisation Thrustpack, Deville et Sassi [2006] ont modélisé l'évolution structurale des chaînes Subalpine avec l'évolution géochimique du calendrier d'évolution géochimique de la roche-mère Liassique. Ils montrent des différences notables dans le timing de la maturation des roches-mères pour des régions qui sont adjacentes. Ainsi, ils distinguent :

(1) une zone où la maturation est pré-tectonique, au sein du Vercors, à cause du fort enfouissement sédimentaire pendant le Mésozoïque.

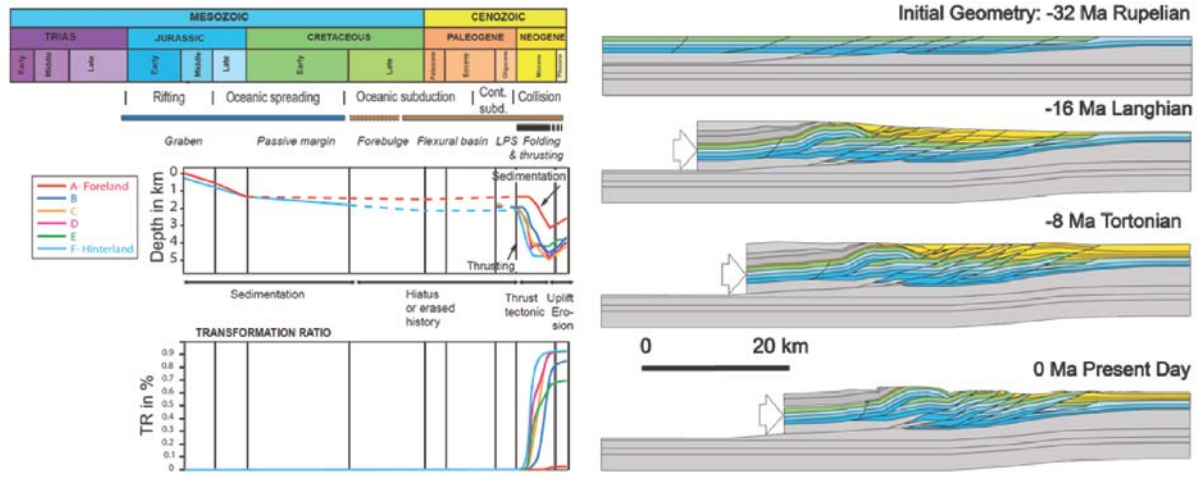
(2) une zone où la maturation se produit pendant le développement du bassin flexural, au sein du bassin Molassique.

(3) une zone où la maturation est acquise par l'enfouissement tectonique récent causé par la propagation des chevauchements, dans la Chartreuse (Figure 4.5).

La hiérarchie des facteurs de contrôles de l'évolution de la température et de la maturité du kérogène au sein de la roche-mère n'est donc pas uniforme sur les fronts de chevauchements. Ainsi, la reconstruction géométrique de la Chartreuse montre que l'histoire thermique du niveau stratigraphique de décollement résulte d'une compétitionentre l'érosion et la sédimentation syn-tectonique et les mouvements sur les failles (Figure 4.5). En retour, des évolutions thermiques très contrastées peuvent se développer d'un bloc structural à un autre (Figure 4.5). L'expérience acquise par la mise au point de modèles cinématiques couplés avec l'évolution thermique et géochimique (comme en Chartreuse pour la Figure 4.5) montre souvent une progression des chevauchements frontaux synchrone de la genèse d'hydrocarbures des niveaux de décollements roches-mères :

- Dans le cas de la Chartreuse, la fenêtre à huile/gaz avance avec l'activation du déplacement sur les blocs structuraux frontaux. Celui-ci s'effectue de manière concomitante avec la génération des huiles et du gaz à partir du Langhien (Figure 4.5).
- Dans le cas du Vercors, cette génération pourrait faciliter les phénomènes d'inversion structurale dans le Vercors (Figure 4.4), corroborés par les indices de fluides hydrocarbures retrouvés au sein des chevauchements [Roberts *et al.*, 1991].

Ici, le lien entre génération des hydrocarbures et activement des décollements est cependant uniquement suggéré. Il n'y a pas de processus mécanique pris en compte qui pourrait démontrer ou permettre de discuter sur la base d'arguments scientifiques un lien de cause à effet.



a) Geodynamic, tectonic and burial history of the Chartreuse section. The calculated TR of the Toarcian source rock is also provided for each thrust horses.

b) Geometric reconstruction of the Chartreuse scenario of evolution (after Deville & Sassi, 2006).

Figure 4.5 – Histoire d'enfouissement et taux de transformation du kérogène du Lias (a) modélisé pour une reconstruction géométrique du scénario d'évolution de la Chartreuse (b)

4.2 – Caractérisation géochimique, pétrophysique et mécanique d'un horizon de décollement roche-mère à son état initial : Le Toarcien du Mali i Gjerë, Albanie

Trois points sont essentiels pour préciser le comportement rhéologique de la roche-mère du Lias Subalpins et les paramètres clés permettant l'activation d'un décollement au sein de celles-ci :

(1) Calibrer des lois de compaction et des lois de porosité/perméabilité pour les différents intervalles stratigraphiques du Lias subalpin à partir d'échantillons à différent degrés de maturité, afin de prédire l'évolution de la surpression qui se développe pendant leur histoire d'enfouissement.
(2) Déterminer le modèle de comportement rhéologique et les résistances limites à la fracturation de cette roche-mère.
(3) Déterminer la distribution, et la quantité, et le type de matières organiques contenues dans ces niveaux roches-mères du Lias à l'état initial sous les chaînes subalpines, afin de préciser le potentiel de production de fluides hydrocarbures du niveau liassique.

La distribution de la matière organique et les évolutions d'épaisseurs et de faciès sédimentaires des roches-mères toarciennes subalpines peuvent être observées sur la base des puits et des affleurements disponibles. Cependant, le mauvais état et/ou l'inaccessibilité de ces coupes sédimentaires ne permet d'effectuer un échantillonnage systématique de ces niveaux de décollement toarcien à différents degrés de maturités thermiques ; Les échantillons disponibles sont soient thermiquement sur-matures (la matière organique enregistre des températures très supérieures à la fenêtre à gaz), soient possèdent un faciès sédimentaire plus distal que celui des écailles tectoniques de la Chartreuse.

Le décollement liassique est identifié principalement par des profils sismiques qui traversent les chaînes Subalpines de la Chartreuse et du Vercors [e.g. Philippe *et al.*, 1998 ; Deville et Chaumière, 2000 ; Deville, 2015]. Historiquement, la position du décollement au sein de la série liassique provient de deux observations coïncidantes qui mettent en évidence l'absence des niveaux évaporitiques caractéristiques du Jura ou des Alpes du Sud : le style structural en imbrication d'écailles tectoniques et les séries sédimentaires observées sur les puits au front de ces chaînes Subalpines, (Figure 4.3) [Philippe, 1995 ; Philippe *et al.*, 1998 ; Sommaruga, 1997, 1999]. Sur la sismique, le décollement est tracé comme un trait sans épaisseur (Figure 4.6a), et un équivalent est partiellement observable sur le terrain dans la région de Flumet à l'arrière de la chaîne des Bornes (Figure 4.6b). Les informations de puits et les affleurements de Lias disponibles sur les zones internes des chaînes Subalpines (Figure 4.6c, d, e et f) montrent bien l'hétérogénéité verticale des épaisseurs, des faciès sédimentaires et du potentiel roche-mère de la formation liassique Subalpines. On peut donc s'attendre à de grandes

variations du comportement rhéologique entre les différentes séquences sédimentologiques qui composent le Lias, définissant une « stratigraphie mécanique » de haute résolution à l'échelle de la formation roche-mère. En l'absence de données, comme des affleurements à l'état immature ou des carottes sédimentaires récentes, il est difficile de mieux caractériser cette stratigraphie mécanique de haute résolution.

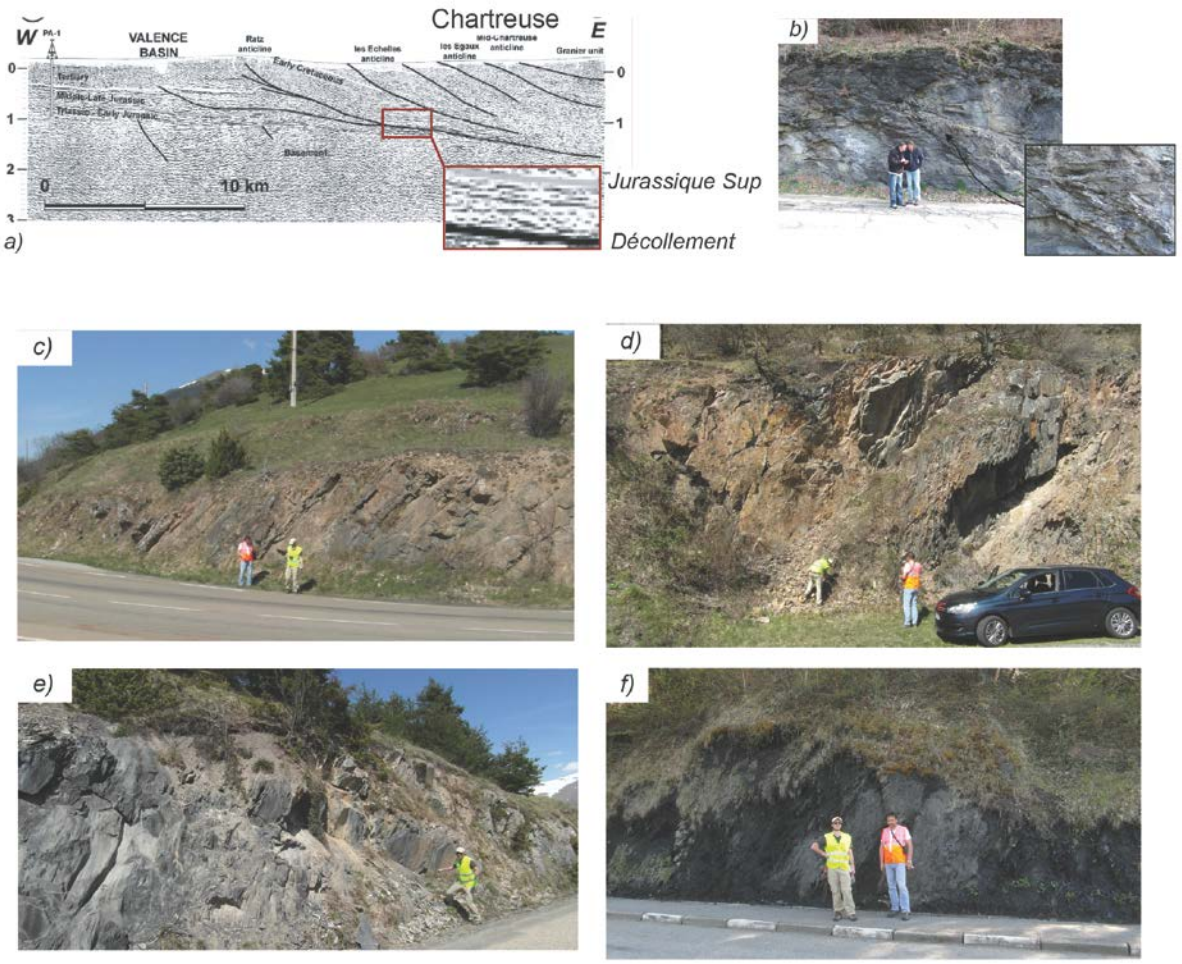


Figure 4.6 – Exemples d'observations de la formation sédimentaire du Lias.
A°) *Profil sismique de la Chartreuse et zoom sur le niveau de décollement. La résolution de la sismique ne permet pas d'interpréter clairement la position du décollement au sein de la série stratigraphie. b) Zone de faille majeure au sommet des schistes Liassique au niveau de la Giettaz, France. Le zoom permet d'identifier des indices de cisaillements et de circulations de fluides. c) Calcaire du Carixien, Monteynard, Vercors. d) Schistes marneux du Domérien-Toarcien, Monteynard, Vercors. d) Argilites du Toarcien-Aalénien, Monteynard, Vercors. d) Argilites de l'Aalénien, Monteynard, Vercors. Cliché IFPEN.*

Pour discuter au moins qualitativement des propriétés mécaniques et poro-mécanique d'une formation roche-mère et de son évolution verticale, l'utilisation d'une roche mère riche en TOC analogue des schistes-cartons Subalpins est proposée : il s'agit du Toarcien *Posidonia Schist* de la Zone Ionienne en Albanie. La présence en Albanie d'affleurements accessibles, dont l'emplacement est connu suite à plusieurs études effectuées en interne à l'IFPEN [notamment Roure *et al.*, 1998], permet d'échantillonner la roche-mère à son état immature [Danelian, 1986 ; Roure *et al.*, 1995; Meço

and Aliaj, 2000 ; Muska, 2002 ; Roure *et al.*, 2004]. De plus, cette roche-mère qui est également très bien documentée en Epire en Grèce [Danelian, 1986 ; Baudin *et al.*, 1988 ; Karakitsios, 1989 ; Zapaterra, 1994; Kafousia *et al.*, 2014], possède des caractéristiques stratigraphiques, sédimentologiques et géochimiques souvent décrites comme étant semblable des Schistes-Cartons en France [Jenkyns, 1988 ; Farrimond *et al.*, 1989 ; Baudin *et al.*, 1990 ; Roure *et al.*, 1995]. Au niveau de la montagne du Mali i Gjerë, les hydrocarbures du champ de gaz de Delvina sont presque entièrement produits par ces niveaux de *Posidonia Schist* [Muska, 2002 ; Roure *et al.*, 2004], qui affleurent encore immatures à la faveur d'un redoublement de la série sédimentaire [Muska, 2002 ; Roure *et al.*, 2004]. Enfin, au sud de cette structure de Mali i Gjerë les niveaux de *Posidonia Schist* sont décrits comme un horizon de décollement secondaire [Roure *et al.*, 1995 ; Roure *et al.*, 2004 ; Vilasi *et al.*, 2009].

L'objectif de cette partie est de comprendre comment se distribue le long d'un profil sédimentaire les paramètres qui contrôlent les propriétés mécaniques d'une roche-mère et le développement de la surpression dans celles-ci, pour un stade d'enfouissement analogue à l'état pré-compression des Schistes-Cartons Subalpins. Après l'étude de la stratigraphie mécanique à l'échelle du bassin sédimentaire (Chapitre 2), c'est-à-dire l'évolution verticale des propriétés et du comportement mécanique des niveaux stratigraphiques dans un bassin sédimentaire, l'objectif est d'analyser cette stratigraphie mécanique à l'échelle de la formation sédimentaire, au sein d'une roche-mère qui deviendra potentiellement un décollement.

4.2.1- Contexte géologique

Située sur la bordure Est de la mer Adriatique, entourée par les Dinarides au nord et les Héllénides aux sud, la chaîne d'avant pays des Albanides constituent un segment à vergence ouest de la ceinture orogénique Méditerranéenne Peri-Tethysienne (Figure 4.7).

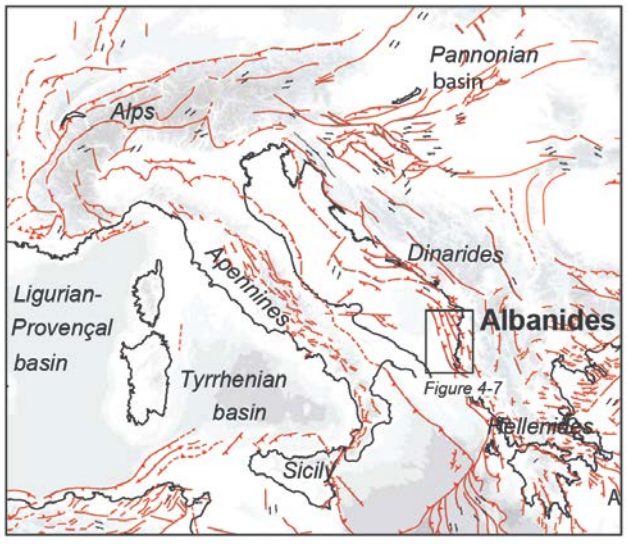


Figure 4.7 – Carte tectonique de la Méditérannée Centrale [modifiée de Faccenna *et al.*, 2014]

Cette chaîne d'avant-pays se compose de deux ensembles structuraux majeurs : les Albanides « Internes » à l'Est, et les Albanides « Externes » à l'Ouest (Figure 5.2a) [Papa, 1970 ; Shallo, 1990 ; Roure *et al.*, 1995]. Chacune de ces unités se subdivisent en plusieurs sous-ensembles tectono-stratigraphiques qui correspondent à des environnements paléogéographiques distincts. Les Albanides Externes, et la zone Ionienne en particulier, forment la province pétrolière majeure de l'Albanie.

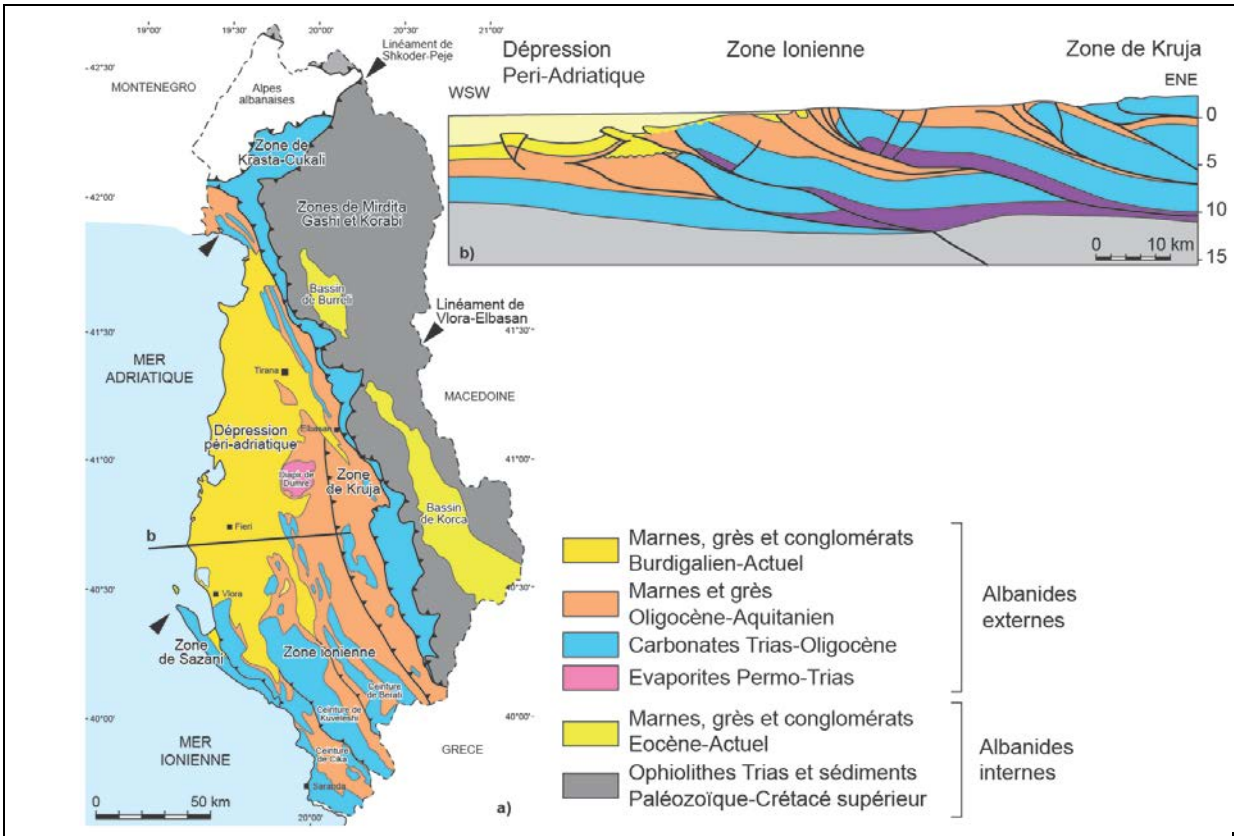


Figure 4.8 – Carte structurale de l'Albanie (a) et coupe structurale de la Zone Ionienne et Peri-Adriatique (b) [modifiées de Roure *et al.*, 2004].

Les Albanides Internes sont principalement composées des ophiolites de Mirdita, qui témoignent d'un ancien bassin océanique marginal de la Tethys [Shallo, 1992]. Les ophiolites de Mirdita recouvrent aujourd'hui plusieurs unités composées de sédiments Paléozoïque à Crétacé Supérieur (les nappes de Korabi et Gasha). Les Albanides Internes chevauchent vers l'Ouest les Albanides Externes à la faveur d'un contact majeur de la chaîne (Figure 5.2). Les Albanides Externes correspondent à un assemblage complexe d'unités de chevauchements de type « thin-skin » (Figure 4.8b), impliquant des sédiments Trias à Eocène de la marge passive Adriatique ainsi que les dépôts Eocène à actuel du bassin d'avant pays de la chaîne [Roure *et al.*, 1995 ; Roure *et al.*, 2004]. Les Albanides Externes sont structurées d'est en ouest en plusieurs unités structurales qui se chevauchent [Roure *et al.*, 1995 ; Swennen *et al.*, 1998 ; Velaj *et al.*, 1999 ; Vilasi *et al.*, 2009]: La zone de Krasta-Cukali, la zone de Kruja, la zone Ionienne, la dépression Peri-Adriatique et la Zone de Sazani (Figure 4.8). Ces structures sont initiées comme un système de horst et grabens résultant d'un régime extensif

daté du Crétacé Moyen [Gealey, 1988]. La zone de Sazani et la zone de Kruja sont deux plateformes carbonatées qui délimitent le bassin Ionien (voir Figure 4.10), lui-même aujourd'hui divisé en plusieurs unités de chevauchements : les ceintures de Cika, Kurveleshi et Berati [Meco, 1988 ; Roure *et al.*, 2004].

Les Albanides Externes sont également divisées en deux par un accident majeur d'orientation NE-SW [Frasheri *et al.*, 1996 ; Roure *et al.*, 2004 ; Vilasi, 2009]: le linéament de Vlora-Elbasan (Figure 4.8a). Cette structure délimite au sud la Zone Ionienne et au nord la Dépression Peri-Adriatique, toutes deux caractérisées par des styles structuraux très différents. Le Linéament de Vlora-Elbasan forme ainsi une zone de transition entre la plateforme carbonatée mésozoïque autochtone dans la Dépression Peri-Adriatique et allochtones dans la zone Ionienne, détaché sur les niveaux évaporitiques du Trias. Deux hypothèses sont généralement proposées pour expliquer cette zone de transfert [Muço, 1994 ; Frasheri *et al.*, 1996 ; Muço, 1998 ; Nieuwland *et al.*, 2001 ; Roure *et al.*, 2004] : la présence d'une structure de socle réactivée en décrochement dextre (Figure 4.9a), ou une ancienne limite paleogéographique qui serait à l'origine d'une transition de faciès sédimentaires se traduisant par la disparition du décollement évaporitique du Trias sous la plateforme carbonatée mésozoïque autochtone au nord (Figure 4.9b).

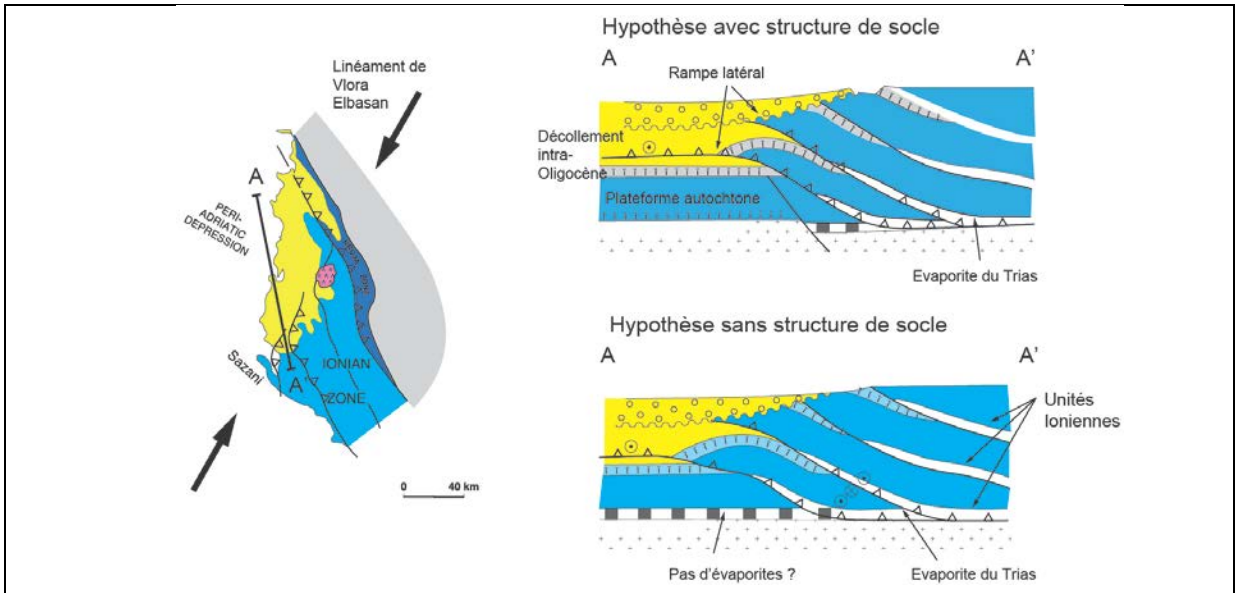


Figure 4.9 – Interprétations possibles du Linéament de Vlora-Elbasan [modifié de Roure *et al.*, 2004]

Une évolution schématique des Albanides du Trias à l'actuel, d'après Collaku *et al.* [1992] et Barrier *et al.* [2003], est montrée en Figure 4.10 ; Elle permet de résumer brièvement les points clés de l'évolution géodynamique de la chaîne. La période Permo-Trias est marquée par un régime extensif, qui entraîne la subsidence du socle et le dépôt de carbonates dolomitiques et d'évaporites (Figure 4.10), dont le rôle en tant que décollement principal sera crucial lors de l'orogénèse. La mise en place du rift de la Tethys du Trias Supérieur au Lias mène au développement d'un système de grabens et de

blocs basculés ; c'est à cette période que s'individualisent les différentes zones structurales des futurs Albanides (Figure 4.10). La rupture continentale s'effectue au Jurassique inférieur et un bassin océanique marginal dénommé « Océan subpélagonien » s'ouvre entre le micro-continent apulien et le micro-continent pélagonien (Figure 4.10) [Collaku *et al.*, 1992 ; Roure *et al.*, 1995 ; Barrier *et al.*, 2003]. La croûte océanique constituera plus tard la nappe ophiolitique de Mirdita. Jusqu'au Jurassique inférieur, des carbonates de plateformes se déposent sur les hauts paléogéographiques (Kruja et Sazani) tandis que dans les bassins des faciès plus marneux sont enregistrés ; c'est dans ce contexte que se déposent les *blackshales* liassiques (ou *Posidonia Schist*), les roches riches en matières organiques qui sont l'objet de cette étude [Karakitsios 1989 ; Zappatera, 1994 ; Meço et Aliaj, 2000 ; Muska, 2002]. L'expansion océanique se poursuit jusqu'au Jurassique moyen. La marge passive (i.e. la zone de Korabi et de Krasta-Cukali) et le bassin Ionien entrent alors en phase de subsidence thermique post-rift ; dans le bassin Ionien, cette période est marquée par la formation de *chert* jusqu'au Jurassique Supérieur [Xhomo *et al.*, 1971]. A la fin du Jurassique moyen, sous l'impulsion de l'ouverture de l'Atlantique centrale, la fermeture de l'Océan Pélagonien s'amorce (Figure 4.10) Du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, la fermeture de l'Océan subpélagonien se poursuit ; les ophiolites de Mirdita sont obductées et charriées sur le micro-continent apulien (Figure 4.10). Du Crétacé Supérieur à l'Eocène, les nappes de Korabi se mettent en place, en même temps que se développe un bassin d'avant-pays à l'aplomb de la zone de Krasta-Cukali (Figure 4.10). La sédimentation des zones de Kruja et Ionienne reste toutefois carbonatée. Des dépôts turbiditiques calcaires épais sont enregistrés dans le bassin Ionien du Crétacé Supérieur au Paléocène, avec pour sources les plateformes carbonatées de Kruja et Sazani [Velaj *et al.*, 1999 ; Vilasi *et al.*, 2009]. A partir de l'Oligocène, les Albanides Externes sont progressivement incorporés à l'édifice orogénique. D'abord la zone de Krasta-Cukali de l'Oligocène à l'Aquitanien ; la flexure qui en résulte induit le dépôt de turbidites dans les zones de Kruja et Ionienne. De l'Aquitanien au Pliocène, les zones de Kruja, Ionienne et la Dépression Peri-Adriatique sont progressivement raccourcie. A partir du Tortonien, les dépôts des bassins individualisés deviennent progressivement deltaïques puis continentaux, avant de prograder vers le bassin Adriatique à l'Ouest.

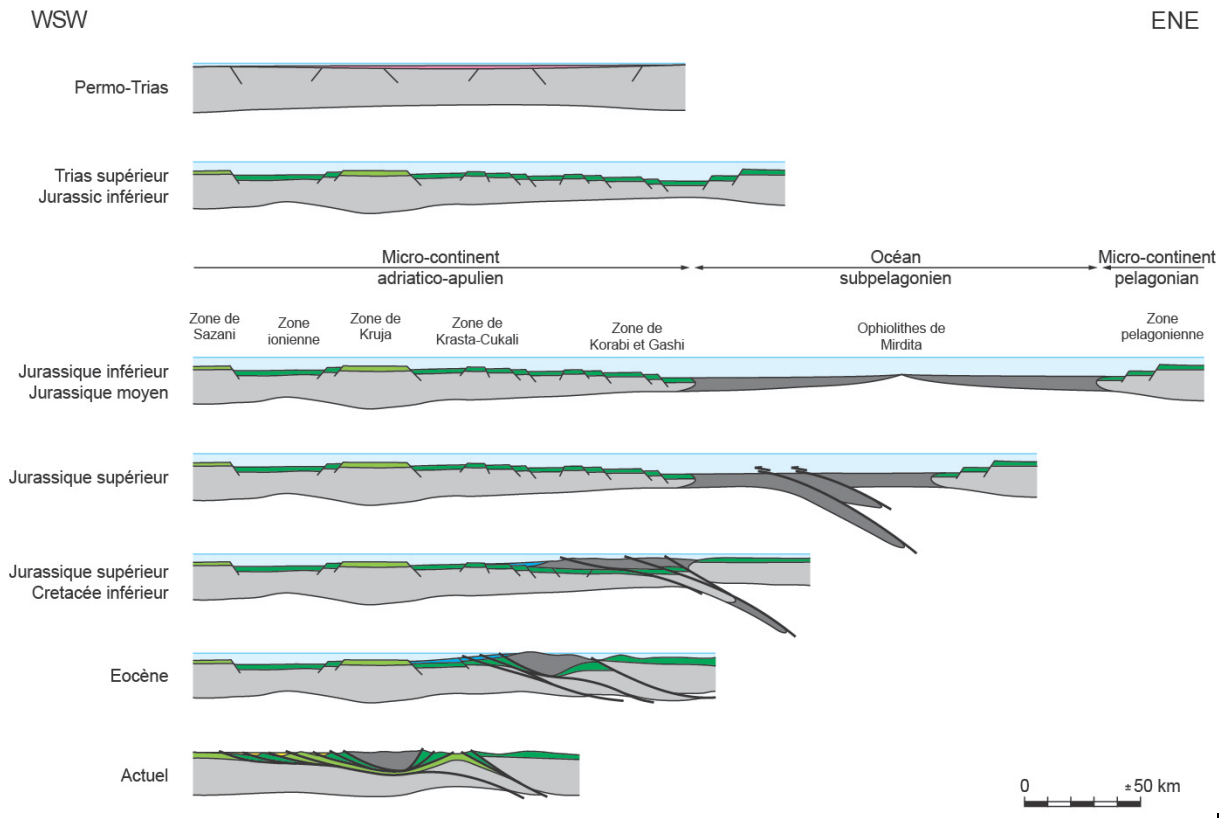


Figure 4.10 – Evolution géodynamique des Albanides [modifiée de Barrier *et al.*, 2003]

Cet aperçu de la géodynamique des chaînes albanaises permet de définir l'histoire géologique du bassin Ionien, où se trouvent les échantillons collectés, selon quatre étapes principales, synthétisées dans la Figure 4.11: (1) une période syn-rift, au cours duquel les dépôts sédimentaires sont caractérisés par de fortes variations latérales d'épaisseurs et de faciès, (2) une période post-rift, marquée par une sédimentation de plate-forme relativement homogène, (3) une période de subsidence flexurale marquée par des séquences de flyschs, et (4) le développement des unités chevauchantes, qui détachent la série sédimentaire le long des évaporites du Trias.

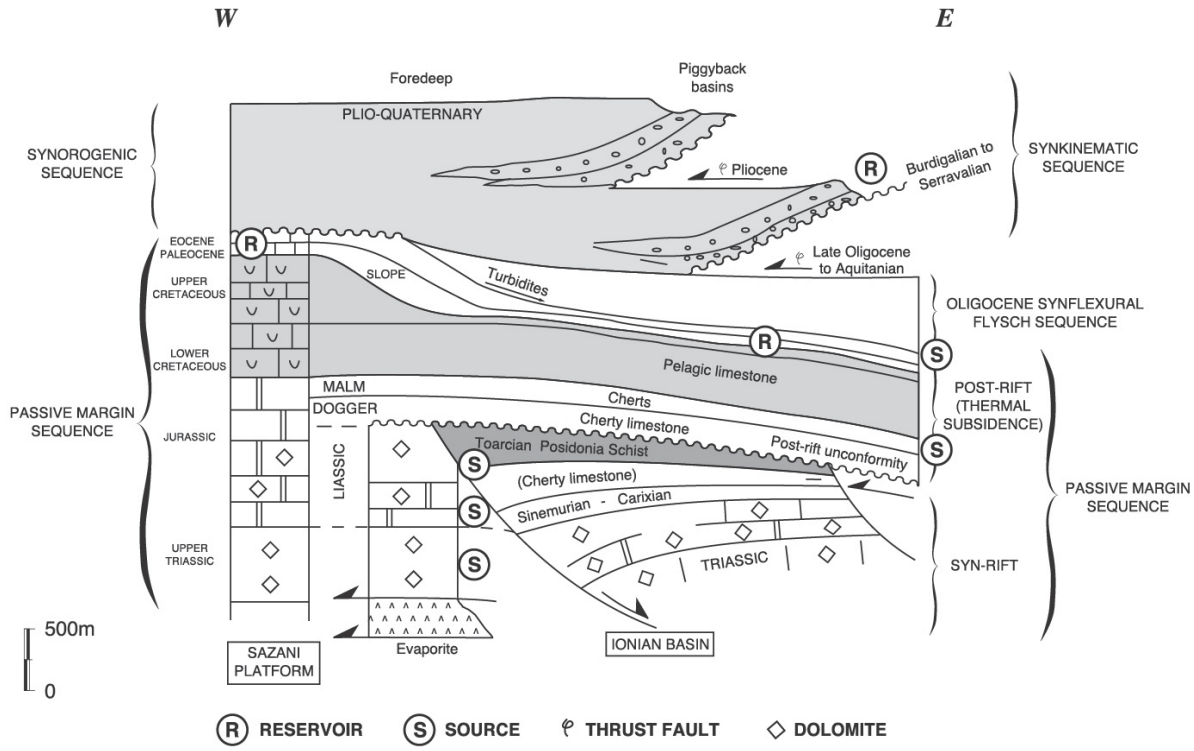


Figure 4.11 – Schéma lithostratigraphique de la zone Ionienne [Roure *et al.*, 2004]

La Zone Ionienne se divise en trois unités chevauchantes principales, chacune possédant des spécificités tectono-stratigraphiques [Meco, 1988 ; Shallo, 1990 ; Roure *et al.*, 2004]. Il s'agit, d'est en ouest, de la ceinture de Cika-Tragjasi, de la ceinture de Kurveleshi-Ftera-Mali i Gjerë et de la ceinture de Berati (Figure 4.12). La coupe géologique présentée en Figure 4.12 montre une interprétation de l'architecture de cette séquence de chevauchements [Muska, 2002]. Si les évaporites du Trias constituent le niveau de décollement principal, les argiles roches-mères du Toarcien et les flyschs Oligocène peuvent fournir également des horizons de décollements secondaires, notamment au front du Mali i Gjerë [e.g. Roure *et al.*, 1995 ; Roure *et al.*, 2004]. Le sel est à l'origine de nombreux diapirs important tout le long de la zone Ionienne ; ils sont le plus souvent déracinés et transportent les bassins de « piggy-back ». Ces diapirs forment des structures tectoniques complexes dont la géométrie et la cinématique restent mal connues [e.g. Monopolis et Bruneton, 1982 ; Underhill, 1989 ; Roure *et al.*, 1995 ; Velaj *et al.*, 1999 ; Jardin *et al.*, 2011 ; Prifti *et al.*, 2013 ; Velaj *et al.*, 2015].

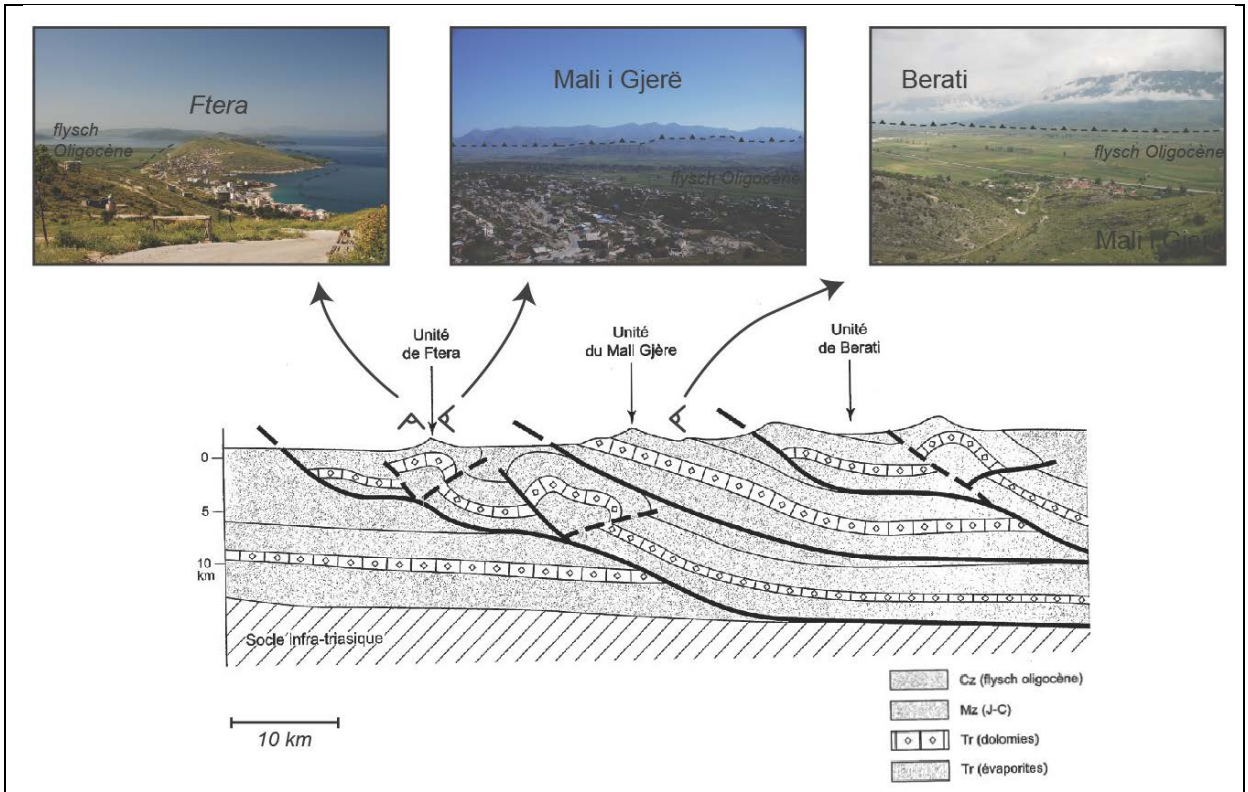


Figure 4.12 – Coupe structurale simplifié des unités de chevauchement de la partie sud de la Zone Ionienne, et panorama illustrant ces unités (cliché IFPEN) [modifiée de Muska, 2002].

Les Albanides externes représentent la région au plus fort potentiel pétrolier d'Albanie. La zone Ionienne est elle-même caractérisée par de nombreux champs pétroliers, qui sont souvent localisés au sein de réservoirs « sous-chevauchement » (on citera par exemple le champ de gaz condensat de Delvina) [e.g. Roure *et al.*, 1995 ; Muska, 2002 ; Roure *et al.*, 2004 ; Roure *et al.*, 2005 ; Vilasi, 2009 ; Velaj *et al.*, 2015 ; Prenjasi *et al.*, 2015]. Plusieurs études ont décrit en détail le système pétrolier de la zone Ionienne [e.g. Muska, 2002 ; Roure *et al.*, 2004 ; Vilasi *et al.*, 2009]. Ils montrent que la maturité des roches-mères est principalement acquise pendant l'enfouissement tectonique provoqué par la mise en place des nappes chevauchantes [Figure 4.13]

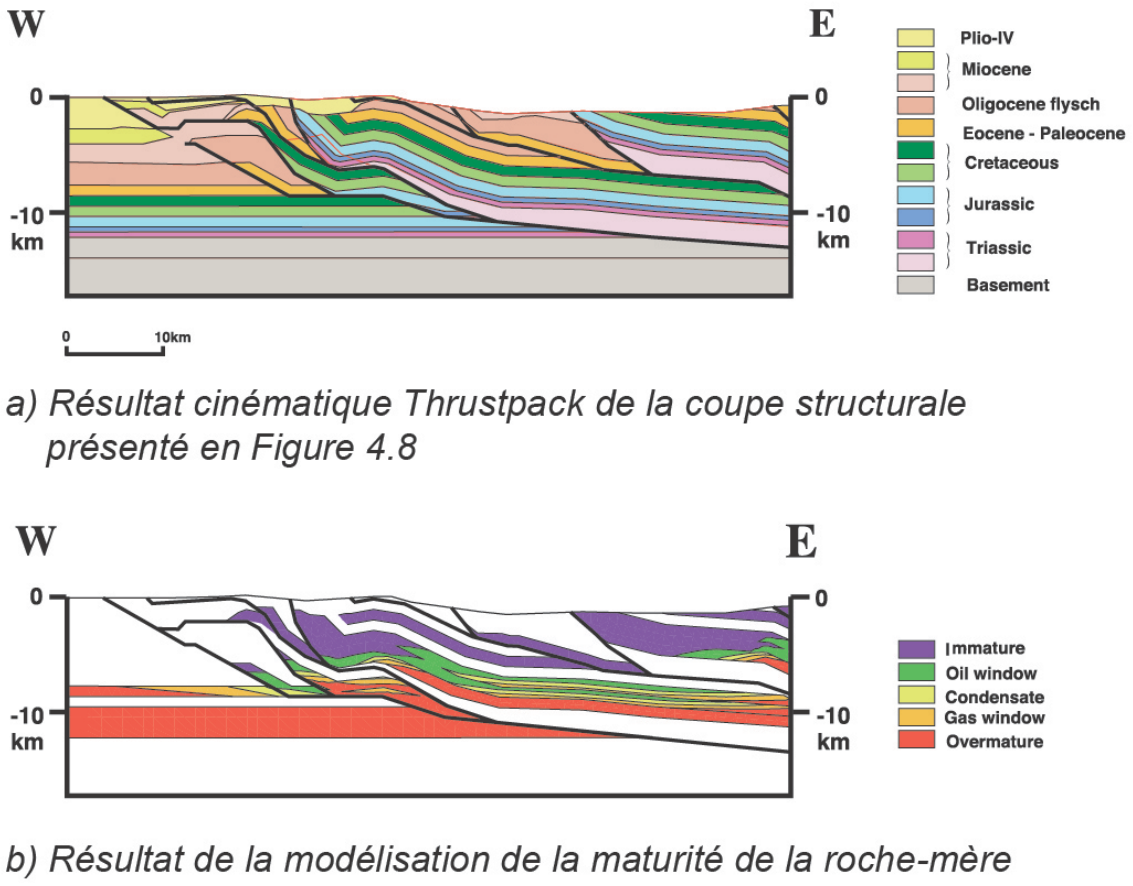


Figure 4.13 – Résultat d'une modélisation cinématique et géochimique sur un transect de la Zone Ionienne [modifiée de Roure *et al.*, 2004]

Pour les besoins de cette étude, on s'intéressera plus particulièrement à l'intervalle roche-mère le plus prolifique de la zone Ionienne, le Toarcien *Posidonia Schist* [Karakitsios *et al.*, 1988 ; Muska, 2002], qui affleure le long d'une zone se situant au front du Mali i Gjerë, dans la ceinture de Kurveleshi (Figure 4.12).

4.2.2- Structures tectoniques et stratigraphie du Mali i Gjerë et de la région de Delvina

La zone d'étude se trouve au sud de la zone Ionienne, autour des villes de Saranda et Delvina (Figure 4.14). La région se divise en quatre unités chevauchantes principales, qui se raccourcissent de l'Oligocène jusqu'à l'Actuel [e.g. Roure *et al.*, 1995 ; Muska, 2002] : il s'agit, d'est en ouest, de l'unité de Berati, de l'unité du Mali i Gjerë, de l'unité de Ftera et de l'unité de Saranda (Figure 4.12). Dans cette zone, les dépôts liassiques sont caractérisés par de fortes variations d'épaisseurs et de faciès dûes à la dynamique de blocs basculées au Jurassique Inférieur. Au sommet de ces blocs se retrouvent des sédiments de plateformes tandis qu'au fond des bassins euxiniques se déposent les *Posidonia Schist* [Danelian, 1986 ; Karakitsios *et al.*, 1988 ; Roure *et al.*, 2004]. Le faciès *Posidonia Schist* n'est

rencontré à l'affleurement qu'au niveau du Mali i Gjerë ; le faciès du Toarcien affleurant au sein de l'unité de Saranda au sud (Figure 4.14) est plus carbonaté et peu riche en matière organique.

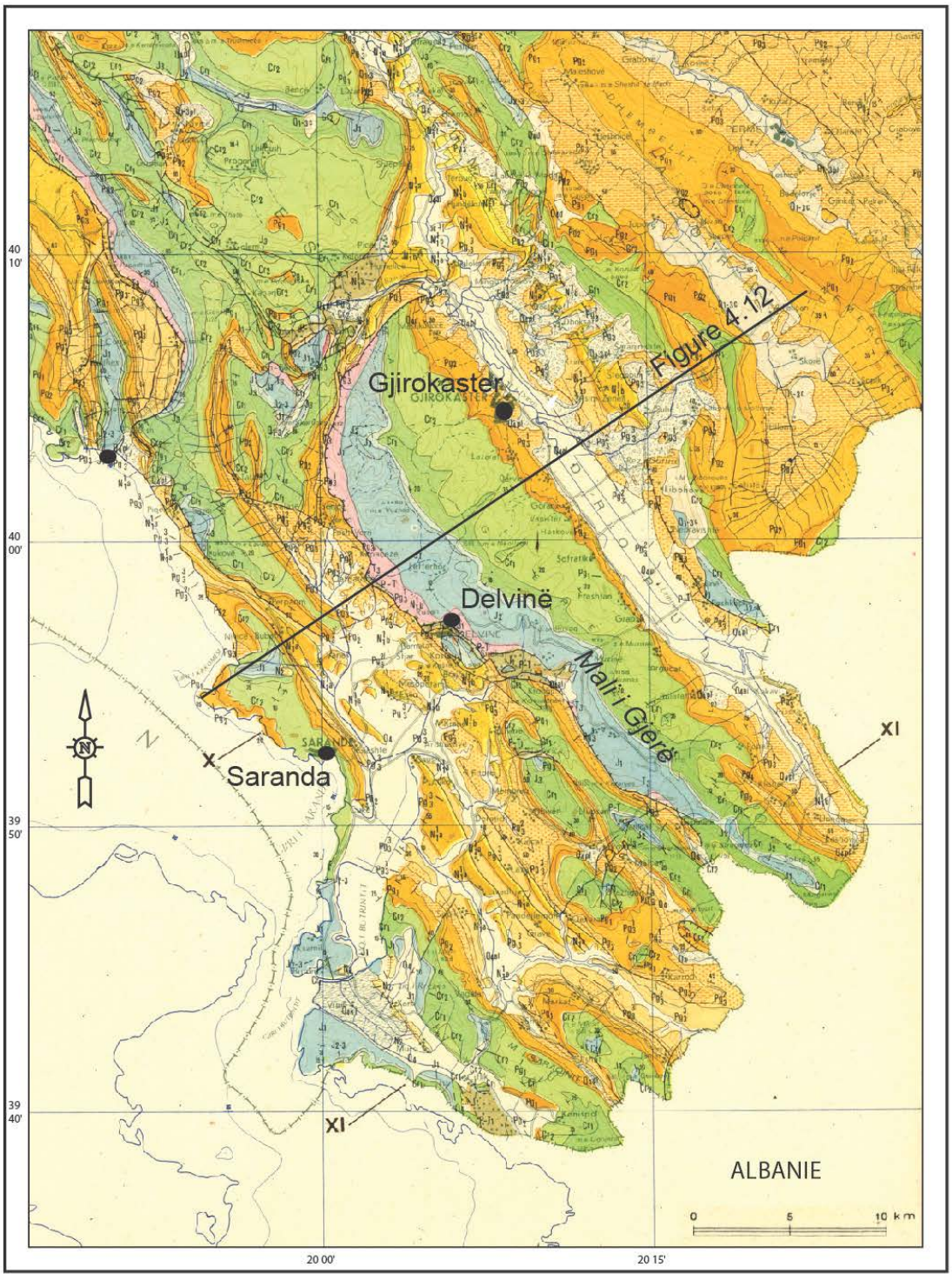


Figure 4.14 – Carte géologique du sud de la Zone Ionienne Albanaise, centré sur le Mali i Gjere. La coupe présentée en Figure 4.12 est localisée.

4.2.2.1- Cadre structural de la zone d'étude

Le Mali i Gjerë constitue la structure la plus étendue de la chaîne de Kurveleshi (elle fait environ 50 km x 15 km) (Figure 4.14). La partie méridionale de la structure se prolonge en Grèce. Le Mali i Gjerë se présente comme un monoclinal à faible pendage vers l'est (environ 15 à 30°). Il chevauche vers l'Ouest le flysch Oligocène de l'unité de Ftera.

Les coupes géologiques présentées en Figure 4.15 mettent en évidence le style structural typique du front du Mali i Gjerë [Roure *et al.*, 1995 ; Vilasi, 2009]. Les unités chevauchantes détachées sur les évaporites du Trias forment des anticlinaux simples (Figure 4.15); le déplacement sur les chevauchements varie de quelques kilomètres pour les unités externes (Saranda, Ftera, Livina, Krongji) à plusieurs dizaines de kilomètres pour le Mali i Gjerë [e.g. Roure *et al.*, 1995 ; Muska, 2002 ; Vilasi *et al.*, 2009 ; Prifti *et al.*, 2013 ; Prenjasi *et al.*, 2015]. On note surtout la présence de plusieurs duplex enfouis sous les sédiments Paléogène, particulièrement au front du Mali i Gjerë (Figure 4.15). Les deux anticlinaux majeurs de Krongji et Livina, bien exposés au sud de Delvina et plongeant sous l'allochtone du Mali i Gjerë vers le nord, forment des équivalents latéraux de ces duplex [Roure *et al.*, 1995]. Le champ d'hydrocarbures majeur de Delvina est localisé au sein de ces unités. Le système pétrolier de ce champs peut se résumer ainsi : Le réservoir est formé par les carbonates fracturés du Paléocène et de l'Eocène, la couverture par les flysch Oligocène et/ou des évaporites ou des *shales* liassiques de l'allochtone et la roche mère par les *Posidonia Schist* (Figure 4.15) [Roure *et al.*, 1995 ; Velaj, 1999 ; Muska, 2002 ; Prenjasi *et al.*, 2009].

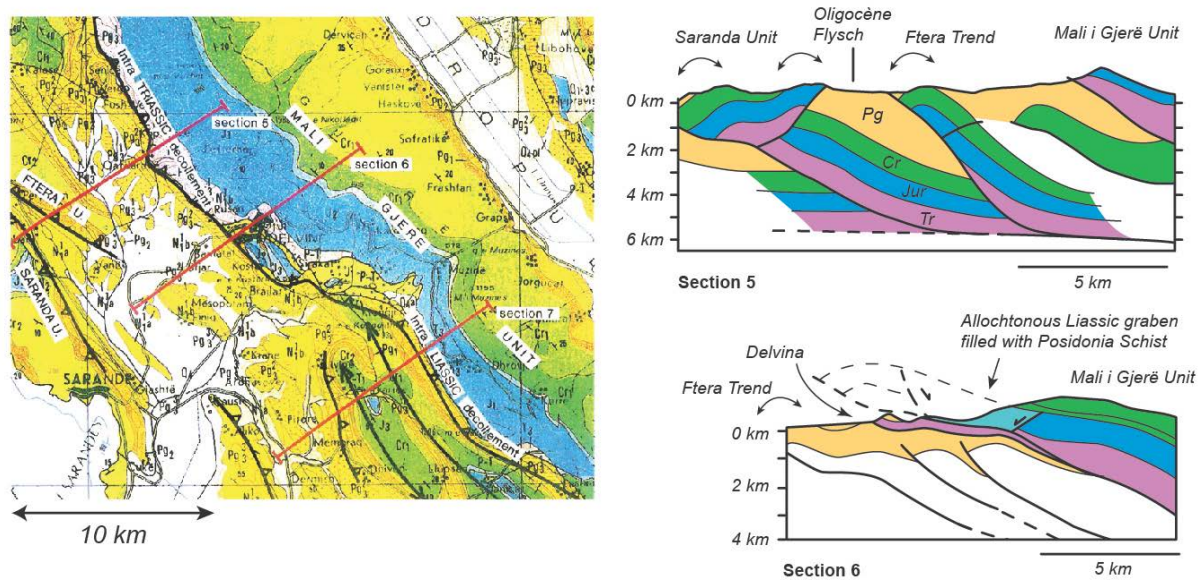


Figure 4.15 – Carte tectonique et interprétations structurales du front du Mali i Gjëre [modifié de Roure *et al.*, 1995]

A cause du manque d'imagerie sismique de bonne qualité, l'architecture du champ de Delvina et du front du Mali i Gjerë est comprise seulement partiellement. Le rôle attribué au sel triassique

forme le point de divergence le plus marquant : pour une école, le sel très ductile fournit la dynamique principale de la déformation, et entraîne la formation de nombreux plis et diapirs charriés sur de longues distances (Figure 4.16) [Velaj *et al.*, 1999 ; Muska, 2002 ; Prenjasi *et al.*, 2009 ; Prifti *et al.*, 2013].L'autre école privilégie un style plat-rampe plus classique (Figure 4.15) [Roure *et al.*, 1995 ; Muska, 2002 ; Roure *et al.*, 2004 ; Vilasi *et al.*, 2009].

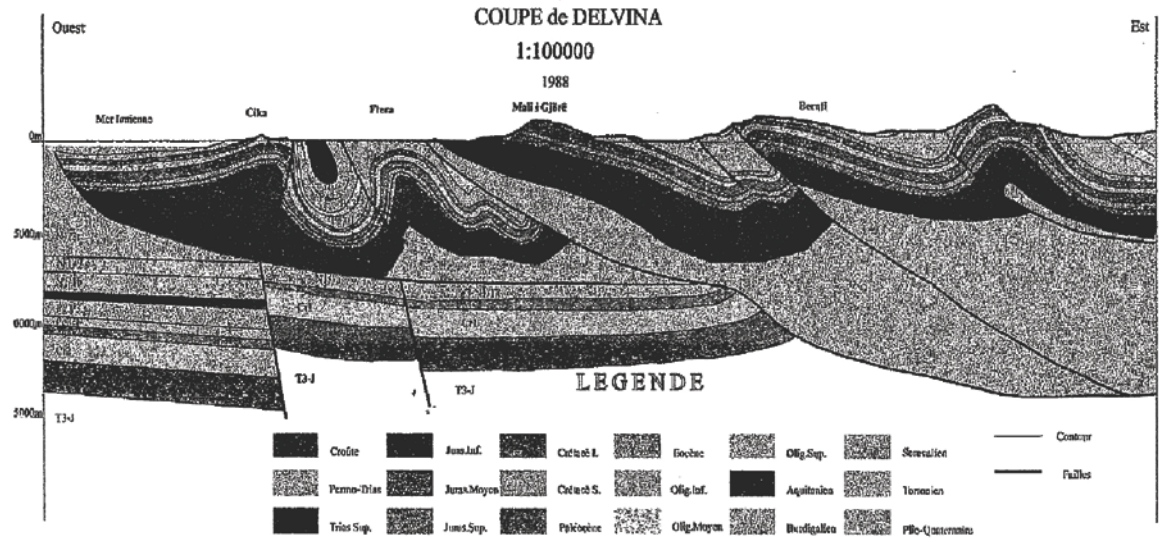


Figure 4.16 – Interprétation du Mali i Gjere par le charriage de plis et de diapirs du sel triassique [Muska, 2002].

Il est très difficile de privilégier l'une ou l'autre hypothèse, puisque aucunes coupes géologiques n'est équilibrées. Bien que simplifiée, la coupe géologique de Muska [2002] fait un pas dans ce sens en proposant une modélisation cinématique validant l'évolution au premier ordre de la structure tectonique.

Une analyse attentive du contact basal du Mali i Gjerë met en évidence deux caractéristiques majeures [e.g. Roure *et al.*, 1995]:

(1) Le chevauchement basal de l'unité du Mali i Gjerë n'est plus horizontal, mais semble avoir été passivement plissée par la mise en place des structures de Delvina (i.e. les duplex enfouis au front de l'unité chevauchante) (voir Figures 4.15 et 4.16).

(2) Les évaporites du Trias sont préservées le long du contact chevauchant, mais seulement lorsque le Trias supérieur et les carbonates du Lias sont présent dans le toit de la faille ; au sud de Delvina, les *Posidonia Schist* reposent directement sur les flyschs oligocènes, et l'unité allochtone semble alors être détachée à partir de ces niveaux de *black shales*. En Figure 4.17, un schéma tectonique très simplifié montre une hypothèse possible de la cinématique de mise en place de ce décollement secondaire.

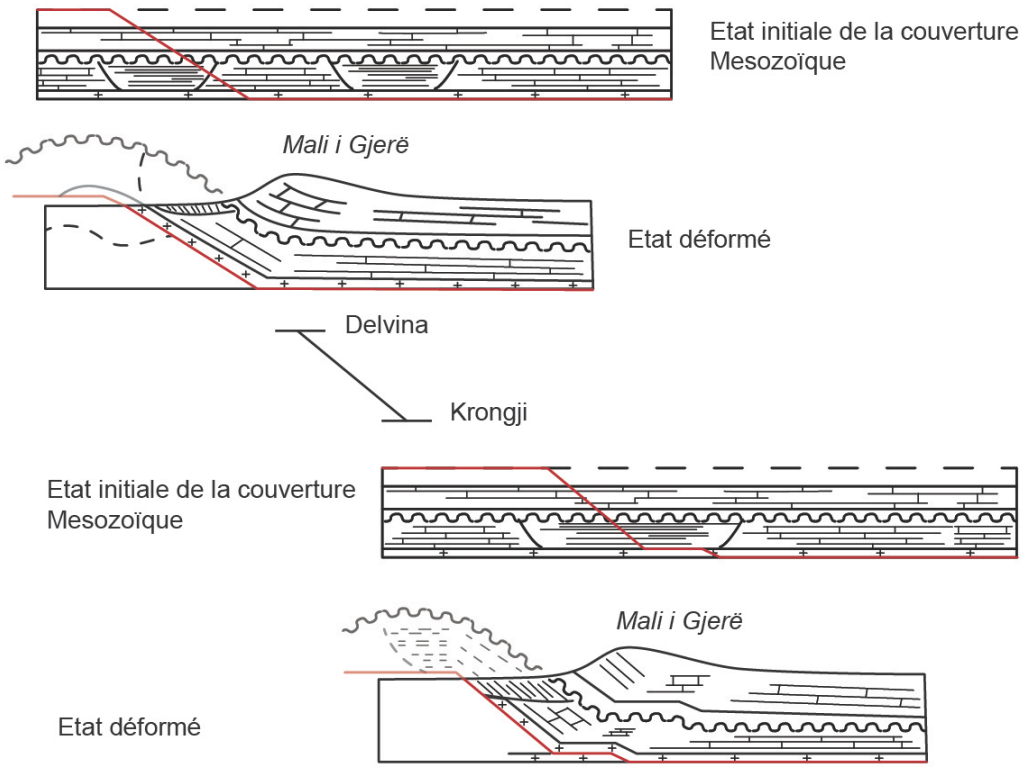


Figure 4.17 – Interprétation structurale de l'état pré-compression et de l'état déformé de Mali i Gjëre au niveau de Delvina, et au sud de Krongji où un décollement secondaire dans les *Posidonia Schist* est observé.

Ce deuxième point est particulièrement intéressant: il indique que, malgré la présence de sel, les propriétés mécaniques associées à ce niveau roche-mère lui permettent d'agir comme un niveau de décollement. L'activation du décollement se fait dans ce cas lorsque la matière organique dans le niveau argileux est très peu mature. Sur la Figure 4.17, la solution envisagée pour la transition entre le niveau de décollement triassique et liassique correspond à un système palier-rampe développé à la faveur de changements latéraux de faciès sédimentaires au sein des sédiments liassiques. On note que cette hypothèse, bien que possible, ne repose sur aucunes données concrètes. A ce titre, des questions géologiques et mécaniques restent en suspens pour expliquer la structure en 3D du chevauchement du Mali i Gjerë : quelle en est l'architecture ? Quelle sont les raisons qui expliquent le décollement Liassique actif au sud et non au nord ? Peut-on relier cette observation avec des propriétés mécaniques ou hydromécaniques intrinsèques des *Posidonia Schist* ? Malgré leurs intérêts évidents dans l'étude des décollements roche-mère, ces questions n'ont pas pu être traitées dans le cadre de cette thèse, et nécessitent des campagnes ciblées d'acquisitions de données et une étude structurale précise de la partie sud du Mali i Gjerë.

Pour résumer le cadre structural de l'étude, le Mali i Gjerë forme une structure tectonique à l'architecture relativement complexe, à large échelle assimilable à un pli de cintrage sur rampe [Muska, 2002]. L'étude de la maturité thermique de la matière organique contenue dans les sédiments liassiques et crétacés met en évidence le caractère immature de celle-ci au sein de l'allochtone [Roure

et al., 1995 ; Muska, 2002 ; Danelian *et al.*, 2007]. Cela peut se traduire d'un point de vue cinématique par la mise en place précoce de la structure, limitant l'enfouissement sédimentaire de l'allochtone, tandis qu'au *footwall* du chevauchement l'enfouissement tectonique contribue à la mise en place d'un système pétrolier important [Muska, 2002].

4.2.2.2- Cadre sédimentaire de la zone d'étude

Les routes qui traversent le Mali i Gjerë permettent l'observation d'une coupe sédimentaire complète des principaux faciès de l'allochtone, du Trias à l'Eocène [e.g. Muska, 2002] (Figure 4.18). La base de la série est constituée de dolomies massives épaisses d'environ 900m, appartenant au Trias Supérieur (Figure 4.18d). Au dessous de ces dolomies reposent les évaporites. Le Lias inférieur est dominé par des calcaires cristallins et micritiques ; au sommet de la série apparaissent des bancs calcaires bioclastiques, d'épaisseur décimétrique à métrique (Figure 4.18). L'épaisseur totale du Lias Inférieur est d'environ 200m [Muska, 2002]. Le Lias Moyen est formé par des calcaires micritiques, dans lesquelles des lentilles (à la base) et des niveaux (au sommet) siliceux sont présents (Figure 4.18). En général, les niveaux siliceux sont relativement minces. L'épaisseur du Lias Moyen approche les 450m. Le Lias Supérieur, et en particulier le Toarcien, est formé par des alternances de marnes à litages millimétriques, de calcaire marneux micritiques et les *Posidonia Schist* (Figure 4.18), traduisant un environnement de bassin relativement profond. Ces niveaux sont, d'un point de vue général, riches en matières organiques. L'épaisseur totale est de 50m environ. Le Jurassique Moyen est représenté à la base par l'unité des radiolarites, marquée par des alternances de niveaux siliceux et de calcaires à litages fins (Figure 4.18c) ; plusieurs lits marneux très sombres et très peu épais montrent de très fort TOC. Au sommet de la série apparaissent des calcaires micritiques, toujours intercalés par de nombreux niveaux et lentilles siliceux. L'épaisseur totale est d'environ 330 m. Le Jurassique Supérieur est composée d'une deuxième unité de radiolarite ; elle est formée par des alternances de lits siliceux, des lits marneux et des bancs de calcaires micritiques (Figure 4.18). L'épaisseur de la série est d'environ 130m. Les sédiments du Crétacé sont principalement formés de bancs carbonatés, au sein desquelles se retrouvent également des niveaux turbiditiques (Figure 4.18). Au sommet de la série, les niveaux calcaires sont massifs et épais ; ils passent progressivement à des faciès de calcarénites, de turbidites calcaires, et de slumps (Figure 4.18a). Les séries crétacés forment la plus grande part de l'ossature du Mali i Gjerë (Figure 4.18b), et leurs épaisseurs totales avoisinent les 900m. Les sédiments du Paléocène sont constitués de turbidites carbonatées, et de bancs calcaires fins métriques alternant avec des bancs de calcaires gréseux (Figure 4.18). Les dépôts Eocènes sont eux caractérisés par des calcaires micritiques à litages moyens à fins (Figure 4.18).

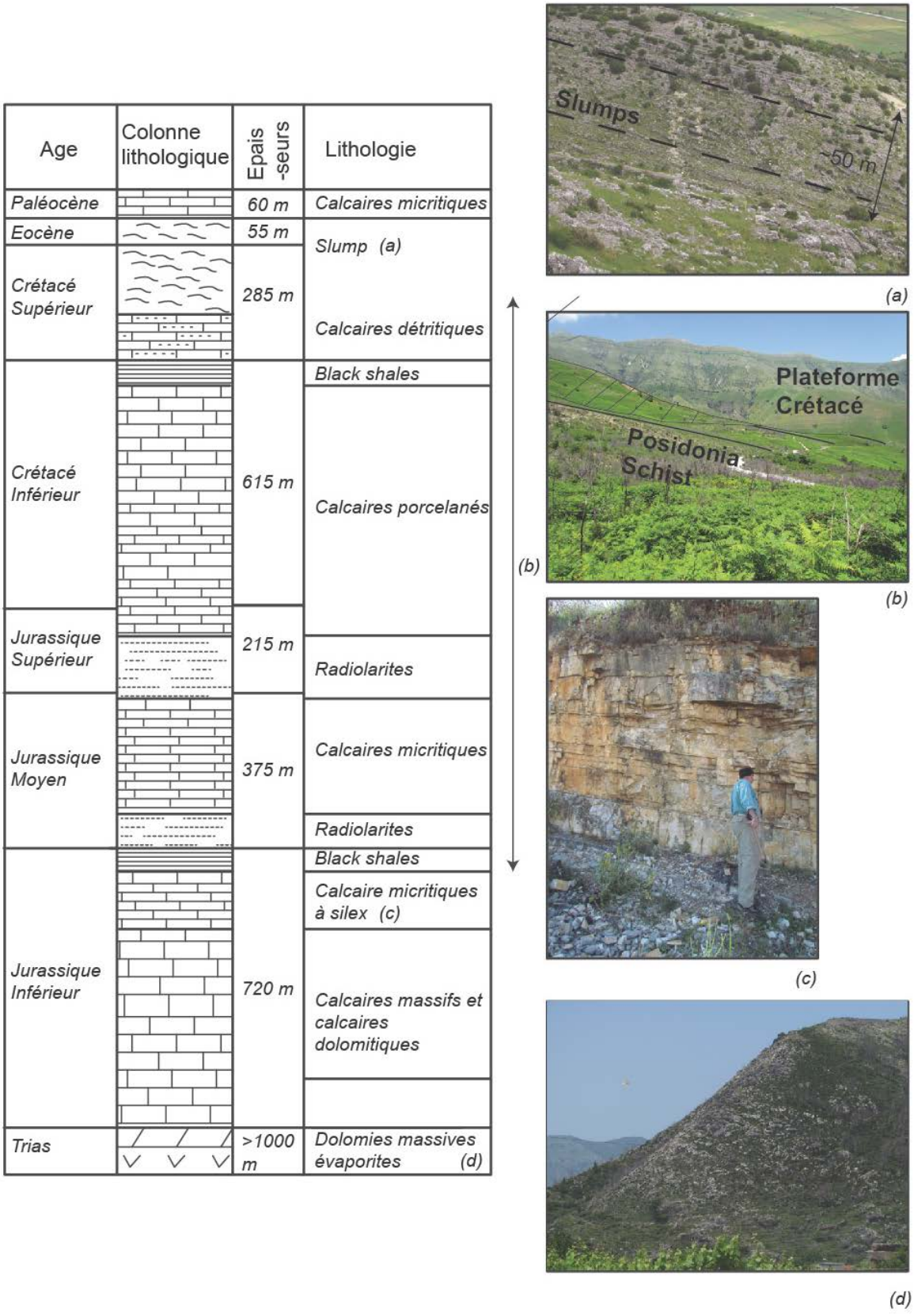


Figure 4.18 – Colonne lithologique de la succession sédimentaire du Mali i Gjëre [d'après Muska, 2002]
a) Slumps dans les niveaux carbonatés du Paléogène. b) Panorama du Mali i Gjëre montrant la série sédimentaire du Jurassique au Crétacé. c) Calcaire micritique à silex du Jurassique Inférieur. d) Dolomie massive du Trias (Cliché IFPEN).

4.2.2.3- Zone d'échantillonage des Posidonia Schist

L'échantillonnage des roches-mères *Posidonia Schist* s'est déroulé au cours de deux campagnes de terrains d'une semaine : la première en Juin 2014, la seconde en Mars 2015. L'objectif de la première mission était centrée sur la recherche d'affleurements du Toarcien, aux alentours du Mali i Gjerë, mais également sur les unités de Ftera et Saranda plus à l'est, et dans la région d'Himura plus au nord. La seconde mission avait pour objectif l'échantillonnage à haute-résolution des affleurements les plus intéressants, situés au front du Mali i Gjerë aux alentours de la ville de Delvine (Figure 4.19). Pour ces deux missions, une foreuse de terrain a été mise à disposition ; on verra plus loin que l'échantillonnage de plugs de *shales*, nécessaire aux expériences mécaniques et pétrophysiques, est une tâche plus délicate qu'attendue.

Le Toarcien roche-mère forme un intervalle de 25 à 50 m environ. La recherche d'affleurements a permis de cibler deux zones sur le Mali i Gjerë permettant une étude détaillée (Figure 4.19) : un premier le long de la route de Muzine à Delvina (appelé MGj), aux alentours du champ pétrolier de Delvina, et un second le long d'une vieille route menant à Lefterohor (appelé MGj-VR). Le Lias affleure dans plusieurs anticlinaux à cœur ouvert, notamment sur l'unité de Saranda (Figure 4.19). Cependant, le faciès du Toarcien diffère des *Posidonia Schist* sur les affleurements investigués en dehors de l'unité du Mali i Gjerë ; c'est le cas notamment au sein de l'anticlinal de Saranda, ou sur les affleurements de Himura situés plus au nord.

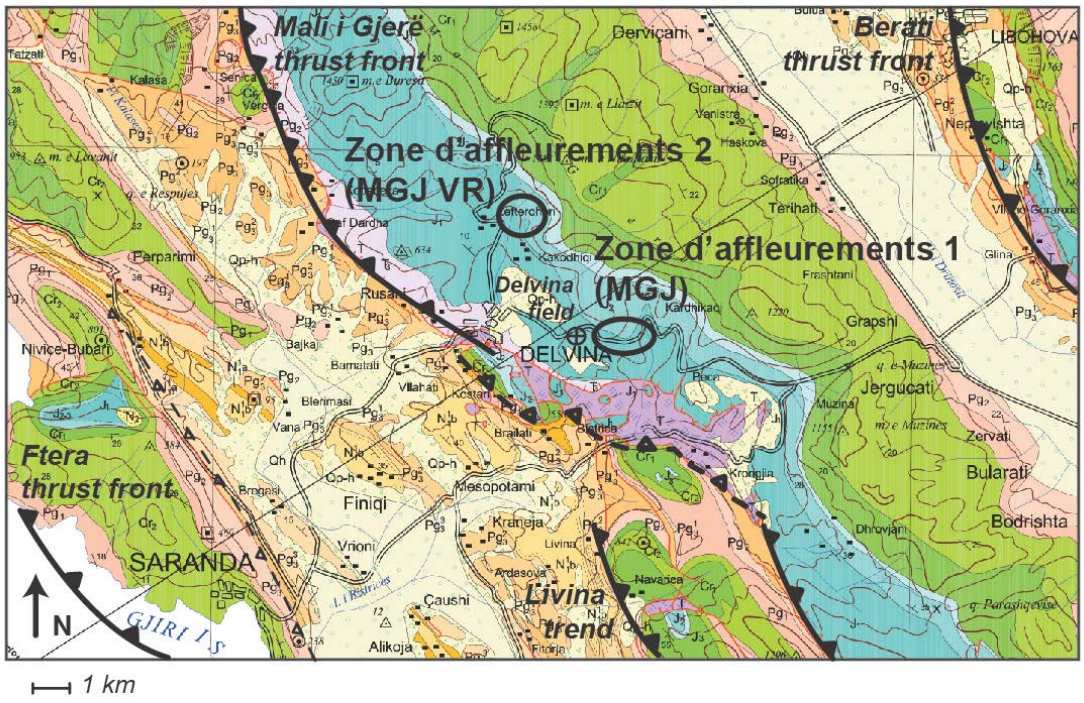


Figure 4.19 – Carte géologique de Delvina et Saranda indiquant les zones d'affleurements MGJ et MGJ-VR (la carte est reproduite avec l'autorisation de K.Muska).

Les deux affleurements sont distants de quelques kilomètres. Néanmoins, en raison des variations latérales de faciès très importantes observées au sein du Lias, la corrélation stratigraphique entre les deux coupes sédimentaires est approximative. En plusieurs endroits, les faciès *Posidonia Schist* sont arrachés par ce qui semble être des alluvions récentes (voir Figure 4.20). Ajouté à l'inaccessibilité de certaines zones, il n'est pas aisé de suivre la série latéralement entre les deux affleurements. On estime cependant, sur la base d'un banc carbonaté remarquable, que l'affleurement MGj-VR décrit de la partie basale de la série, tandis que l'affleurement MGj décrit la partie supérieure.

Un panorama du Mali i Gjerë permet l'observation de la zone d'affleurement MGj (Figure 4.20). Le pendage des séries sédimentaires est environ de 20° NE. Le Toarcien *Posidonia Schist* est conforme, et son épaisseur avoisine les 30 mètres. On note cependant qu'une bonne partie de la série est recoupée par des alluvions quaternaires. La route permet la mise à nue de quatre affleurements de bonnes qualités au sommet de la série (Figure 4.20).

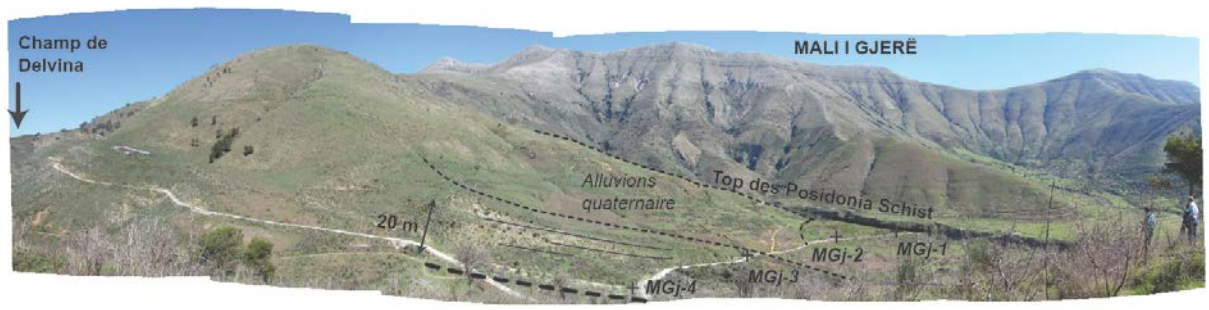


Figure 4.20 – Panorama du front du Mali i Gjere détaillant la série des *Posidonia Schist* au niveau de l'affleurement MGJ (cliché IFPEN).

Le second affleurement est dégagé à la faveur d'une cascade. Il se constitue d'une falaise de 20 m environ, formée par la base de la série des *Posidonia Schist* (Figure 4.21). A cause de la verticalité de la falaise et de son caractère instable, seules les zones à la base de la série sont accessibles pour échantillonner des plugs.

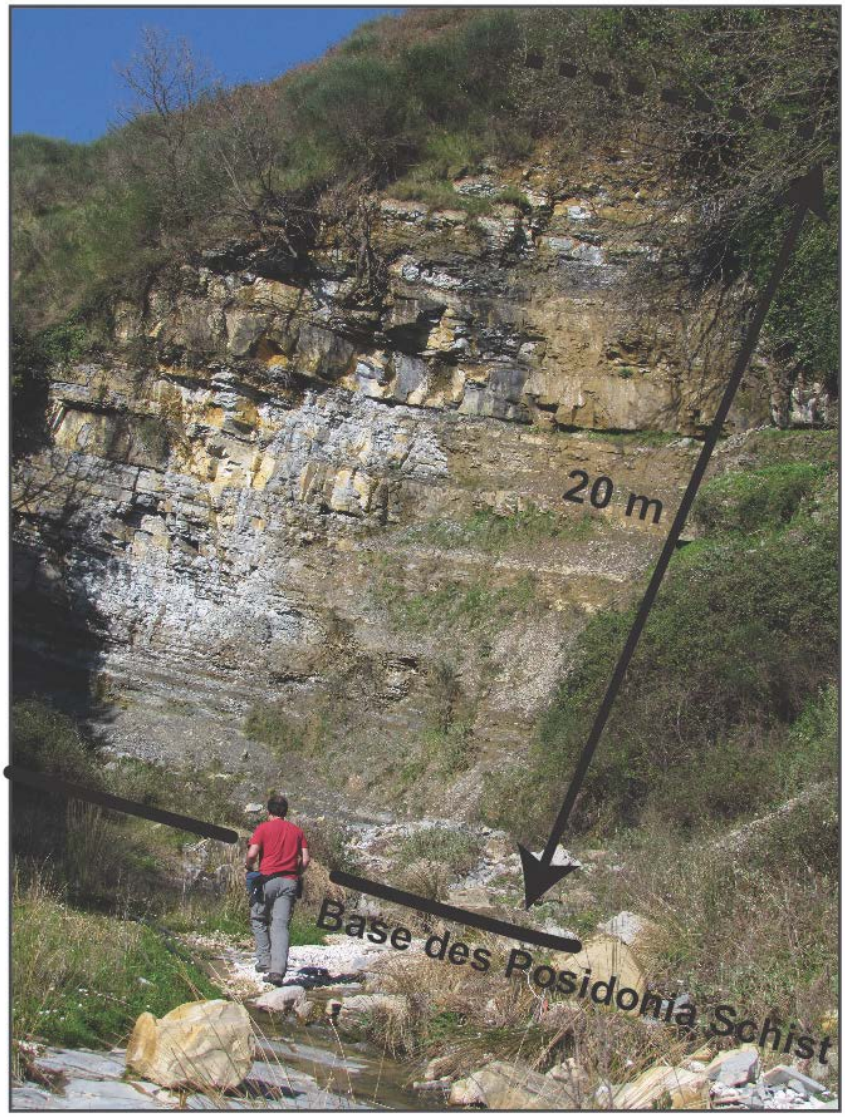


Figure 4.21 – Photo de la série des *Posidonia Schist* au niveau de l'affleurement MGJ-VR (cliché IFPEN)

Remarque technique - de l'art du forage des roches-mères à l'affleurement :

La plupart des méthodes de caractérisations des roches en laboratoire ont des besoins spécifiques en matière de taille et de forme d'échantillons. La caractérisation de la minéralogie, de la matière organique et de la géochimie élémentaire s'effectue sur des roches réduites à l'état de poudre. La récupération d'échantillons de petite taille sur le terrain est une technique d'échantillonnage efficace pour ces méthodes analytiques, si l'échantillonnage est assez systématique pour obtenir une bonne représentativité de la succession sédimentaire. Les expériences de pétrophysique ou de mécanique, permettant l'évaluation de la porosité/perméabilité et des paramètres mécaniques élastiques et de rupture mécanique, sont en revanche basées sur des cylindres de roches de diamètres, de tailles, et de formes spécifiques. Traditionnellement, ces mesures s'effectuent donc à partir de carottes. Le prélevement des échantillons aux tailles souhaitées est alors réalisable à l'aide d'outils adaptés en

laboratoire. Par exemple, les essais mécaniques nécessitent l'utilisation de cylindres parfaits, de diamètres plus ou moins supérieur à 30 mm ; pour des essais de compressions simples, la longueur doit être deux fois supérieure au diamètre, et pour des essais brésiliens elle doit être égale au diamètre.

Le prélèvement de cylindre directement sur le terrain est une autre affaire : il nécessite des outils permettant de d'échantillonner des plugs de dimensions variées ; il faut également tenir compte des aléas inhérents au géologue de terrain : la quantité d'eau à disposition pour forer, la stabilité de la foreuse, l'accessibilité des affleurements… Pour des roches argileuses, la faible cohésion de la roche à l'affleurement conduit très souvent à la rupture des plugs dès leur sortie du tube de la foreuse ; ceux qui restent possèdent des dimensions et des formes qui peuvent les rendre difficilement exploitables. En plus de cela, la plupart des essais nécessitent d'être réalisés sur des surfaces planes : il faut donc par la suite re-surfacer les échantillons en laboratoire, ce qui est fortement susceptible de les rompre.

La foreuse de terrain à disposition à l'IFPEN est semblable à une tronçonneuse, mais à la place de la scie se trouve un tube dont l'extrémité est incrustée de diamant ; bien que rudimentaire, cette machine est extrêmement efficace pour obtenir des échantillons de roches carbonatées ou silicoclastiques. Lors de la première mission, les diamètres de forage étaient de 24 mm maximum ; pour améliorer la qualité des essais mécaniques, un nouvel appareillage a été pensé et construit (notamment sous l'impulsion J.M. Mengus et F.Lamy) pour forer jusqu'à des diamètres de 40 mm environ, ce qui a été testé lors de la seconde mission.

La première série de plugs est de bonne qualité : c'est-à-dire que les cylindres sont presque parfaits et que, on le verra plus loin, les échantillons sont relativement homogènes. Leurs dimensions les rendent cependant difficile à exploiter pour d'autres choses que des mesures pétrophysiques. La seconde série de plugs posent d'autres difficultés, qui peuvent être résumées comme suit :

- La longueur des plugs étant plus grandes, il est plus difficile d'obtenir des cylindres parfaits ; de fait, le manque de stabilité de la foreuse rend la plupart des échantillons bosselés, ce qui n'est guère appréciés par les expérimentateurs en laboratoire.
- La fragilité des plugs argileux est très forte, et la perte de confinement suffit souvent à les rompre de manière naturelle parfois plusieurs semaines après leurs sorties ; c'est d'autant plus marqué que des hétérogénéités (minéralogiques, ou des fractures) sont présentes au sein de l'échantillon. A titre d'exemple, environ 25 forages ont été réalisés ; 16 plugs exploitables ont été sortis ; 11 plugs ont « survécus » au voyage Albanie-France et à l'entrepôt de mars à juin 2015; 7 plugs ont pu être surfacé avec succès. Le ratio de « succès » est donc de moins de un sur deux.

L'objectif de cet aparté est de montrer au lecteur que l'échantillonnage de roches-mères sur le

terrain en vue d'une caractérisation convenable en laboratoire nécessite encore quelques progrès techniques ; et ce malgré un intérêt certain puisqu'il permet de s'affranchir de l'utilisation de carottes industrielles chères, éparses et difficile à obtenir.

4.2.3- Coupe lithologique du Toarcien *Posidonia Schist*

Deux coupes sédimentaires ont été levées sur la base des deux affleurements MGJ et MGJ-VR. La Figure 4.22 décrit avec une précision de dix centimètres environ les successions lithologiques observées sur le terrain ; elle précise également la répartition des échantillons prélevés.

Au premier ordre, l'évolution de la série sur les deux coupes sédimentaires se manifeste par le passage de sédiments fins très sombres, argileux et souvent sans cohérence à des bancs de calcaire micritique de type *mudstones* d'abord relativement fin puis assez épais (Figure 4.22). Quelques niveaux carbonatés sont particulièrement remarquables puisqu'ils forment des bancs qui se suivent particulièrement bien dans le paysage : c'est le cas notamment des calcaires à la base de la série au sein de l'affleurement MGj (Figure 4.22). Les « *black shales* » de la partie inférieure sont presque entièrement absents de l'affleurement MGj qui est constitué de faciès sédimentaires plus proches des bancs carbonatées épais du sommet de la série MGj-VR. Bien que la corrélation entre les deux coupes restent hautement incertaines, en l'absence de travaux plus poussés, on estime que les bancs carbonatés épais observés sur les deux affleurements sont des équivalents latéraux.

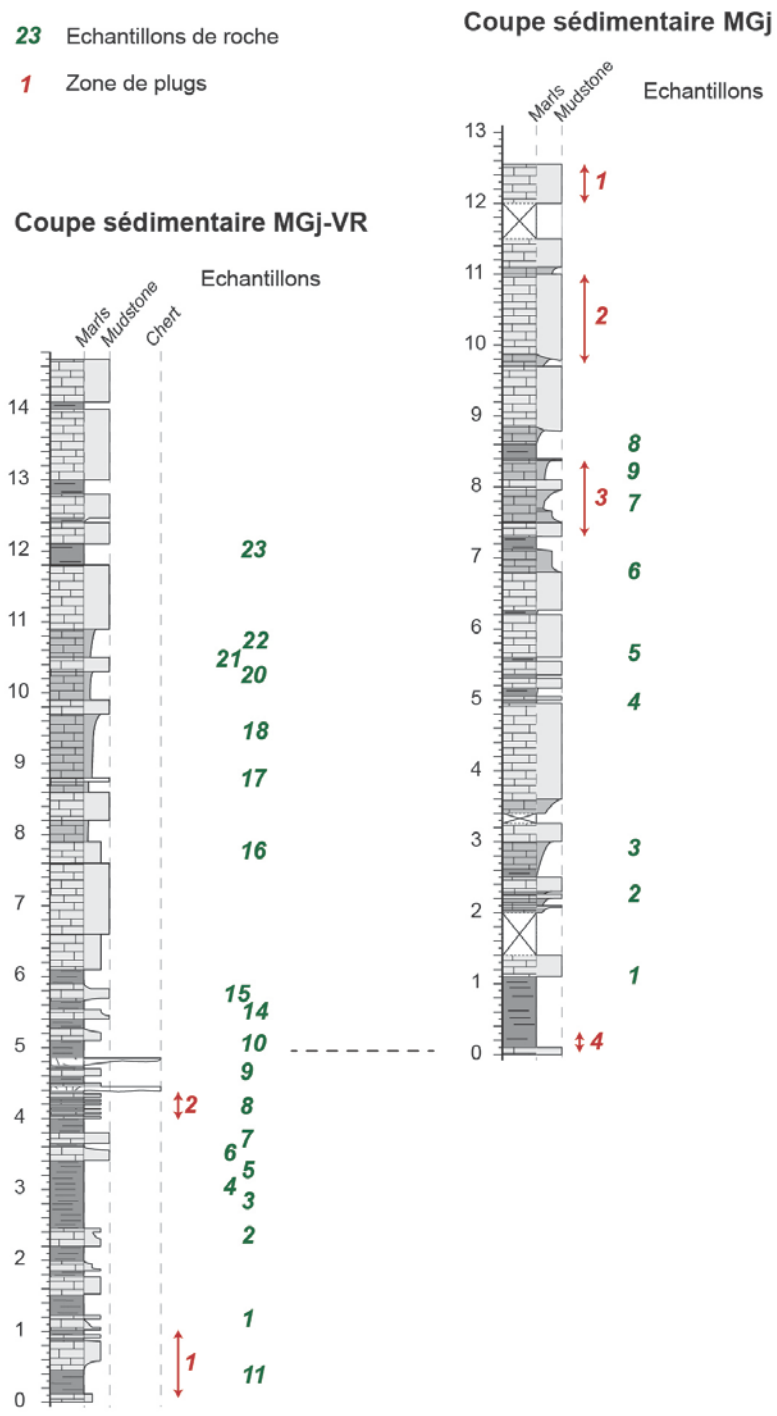


Figure 4.22 – Coupes sédimentaires des affleurements MGJ et MGJ-VR détaillant la lithologie et l'emplacement des échantillons prélevés.

4.2.3.1- Affleurement MGj-VR

L'évolution de la coupe lithologique *MGJ-VR* met en évidence le passage d'une colonne d'environ 6 m de sédiments à dominantes argileuse, très fin et sombre, vers l'installation de bancs carbonatés qui s'épaississent progressivement pour atteindre des dimensions métriques sur le haut de la série (Figure 4.23).

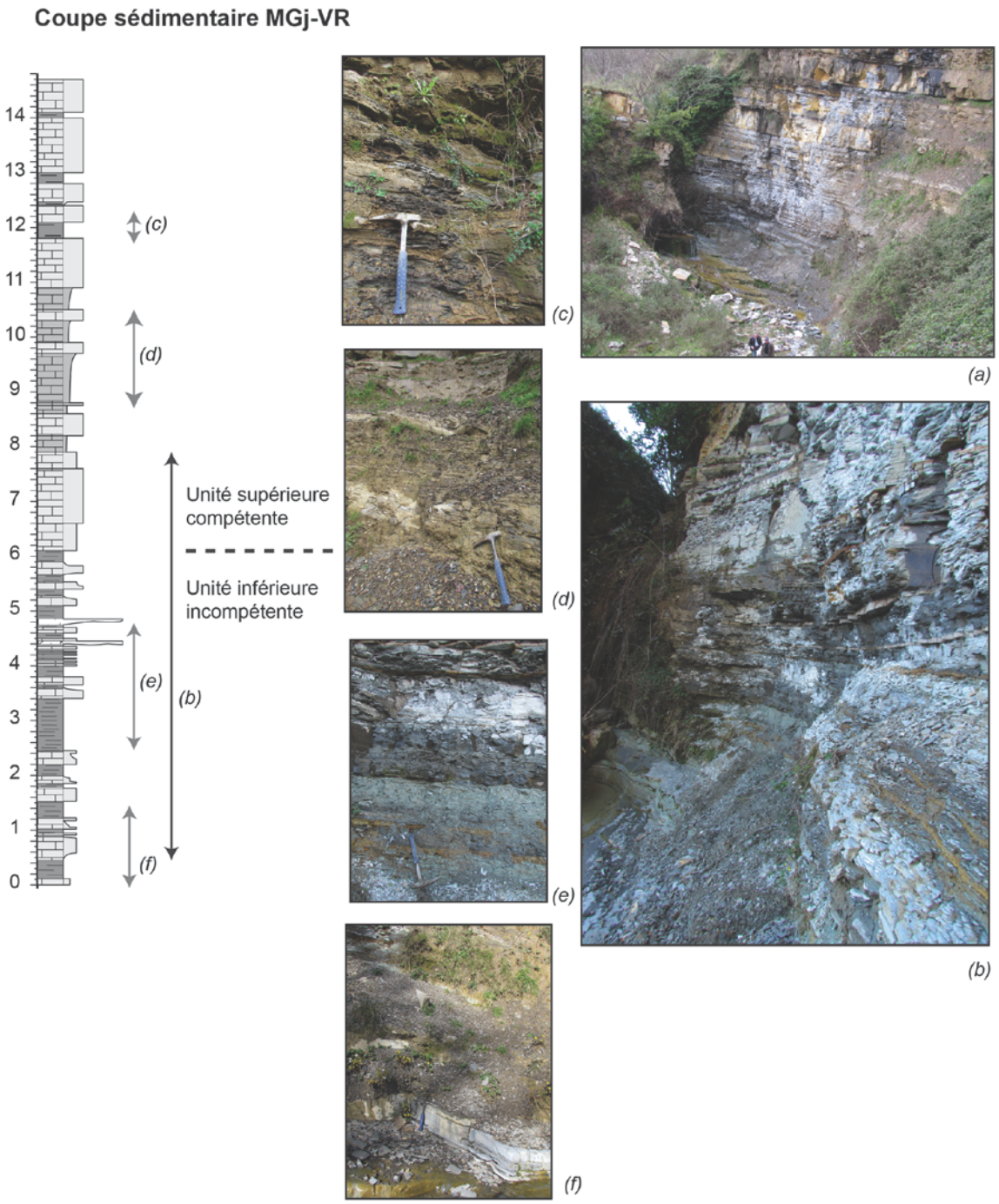


Figure 4.23 – Description de la coupe sédimentaire MGJ-VR.
a) Panorama de l'affleurement. b) Zoom sur l'unité inférieure. c) Niveaux argileux au sein de l'unité supérieure. d) Niveaux de mudstones au sein de l'unité supérieure. e) Alternance de niveaux argileux, siliceux et carbonatés au sein de l'unité inférieure. f) Bancs calcaires à la base de la série.

Dans le détail, la partie inférieure se compose de successions très fines de *mudstones* débités en feuillets, dans lesquelles quelques bancs calcaires plus grossiers viennent s'intercaler (Figure 4.23e, f). La série est marquée par des alternances de niveaux sombres, gris-verts et rouges (Figure 4.23b); les zones gris-vertes et sombres en particulier s'avèrent très peu cohérentes, même en profondeur. Deux

niveaux siliceux marquent la fin de ce faciès sédimentaire (Figure 4.23b). Au top de ces niveaux siliceux, la série est formée de bancs calcaires *mudstones* plus résistants et compacts. Ces niveaux, d'abord décimétriques, deviennent métriques (Figure 4.23a). Des lits sombres et argileux sont intercalés, ponctuellement, entre les différents bancs carbonatés (Figure 4.23c et d). Les faciès sédimentaires observés traduisent un environnement de dépôts marins, probablement distaux. Le changement de faciès peut être interprété comme une progradation d'un environnement profond et distal à un environnement moins profond et plus proximal [e.g. Passey, 2010]. Etant donné l'absence de figures sédimentaires ou de fossiles retrouvés à l'affleurement, il est cependant difficile de proposer une hypothèse contrainte et précise à ce stade.

A l'échelle de la formation sédimentaire des *Posidonia Schist*, il est possible d'observer une stratigraphie mécanique qui peut se décrire, au moins qualitativement, par la superposition d'une unité basale incompétente d'une dizaine de mètre, presque sans cohésion, surmontée par une unité plus compétente d'une dizaine de mètre également. Dans la partie incompétente, excepté pour les bancs les plus compétents, la roche n'est même pas assez résistante pour être correctement forée. Les bancs compétents de la deuxième unité sont intercalés avec des minces niveaux incompétents. On recense plusieurs familles conjuguées de fractures ouvertes, d'orientations variées et rarement cimentées. Celles-ci semblent principalement restreintes sur les bancs de *mudstones* les plus compétents, autant dans l'unité supérieure qu'inférieure, qui sont toutes les deux intensément fracturées.

23 échantillons ont été prélevés pour des analyses de géochimie organique et de minéralogie et une dizaine de plugs de 35 mm de diamètres ont été récupérés au sein des bancs compétents de l'unité basale (Figure 4.22). Parmi ces plugs, seuls quatre ont pu être exploité en laboratoire.

4.2.3.2- Affleurement MGj

Les faciès sédimentaires observables sur la coupe lithologique de l'affleurement MGj sont relativement proches de ceux de l'unité supérieure mis en évidence sur l'affleurement précédent (Figure 4.24). D'un point de vue général, les affleurements sont moins bien conservés, et plusieurs zones sont lacunaires ou masquées par la végétation (Figure 4.24). Les strates sédimentaires au pendage de 20°NW environ sont recoupées par la route, ce qui permet à la fois de lever la coupe sédimentaire le long d'une butte témoin en amont, et de forer la partie supérieure de la série plus en aval (Figure 4.24a).

On observe une unité basale, d'environ 2 m, formée par des feuillets sombres et très débitées (Figure 4.24a), semblable à l'unité inférieur de l'affleurement MGj-VR ; sans autres informations, on choisit ici de voir ces deux niveaux comme équivalents, bien qu'une étude sédimentaire et tectonique plus poussée soit nécessaire pour en apportée la preuve. Au dessus de cette unité basale reposent des

successions de bancs de *mudstones*, s'épaississant progressivement pour atteindre des épaisseurs métriques, intercalés par des niveaux argileux sombres et très feuilletés (Figure 4.24b, c, d).

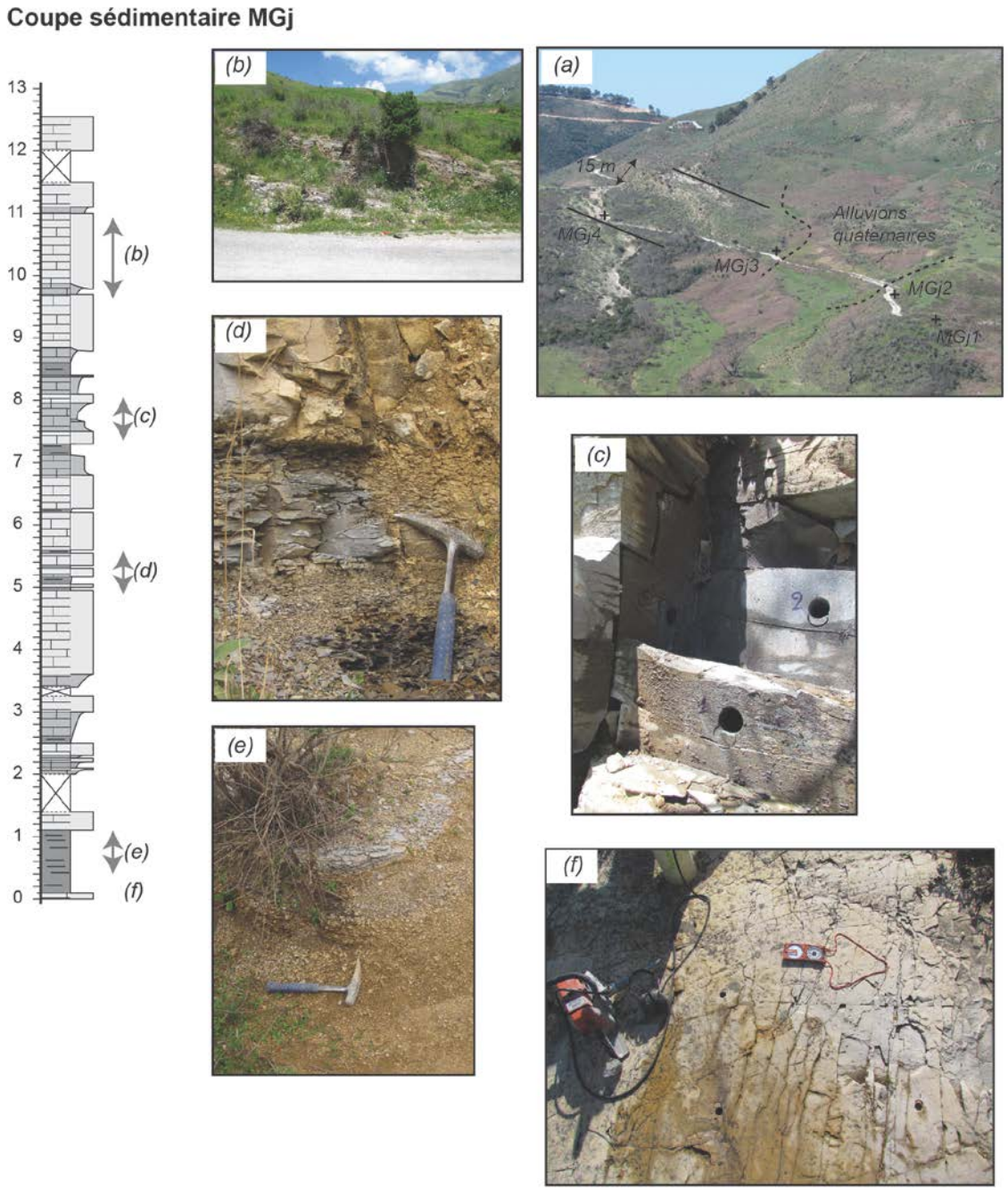


Figure 4.24 – Description de la coupe sédimentaire MGJ.
a) Panorama de l'affleurement. b) Zoom sur l'affleurement MGJ-2. c) Zoom sur l'affleurement MGJ-3. d) niveau argileux intercalés par des bancs carbonatés. e) Niveaux argileux à la base de la série. f) Banc calcaire à la base de la série.

Les environnements de dépôts et la stratigraphie mécanique sont semblables à l'affleurement précédent. L'observation de l'unité inférieure est considérablement réduite, tandis que l'unité

supérieure est légèrement plus épaisse. On note la possibilité en plusieurs endroits d'observer de manière plus détaillé les fractures conjuguées débitant les bancs compétents (Figure 4.24c, f).

8 échantillons ont été prélevés pour des analyses de géochimie organique et minéralogie, et une vingtaine de plugs de diamètre 25 mm et 40 mm ont pu être échantillonnés sur les bancs compétents de la partie supérieure de la série (Figure 4.22). Parmi ceux-ci, 8 plugs de 25 mm de diamètre et trois plugs de 40 mm sont exploitables.

4.2.4- Caractérisation des hétérogénéités géochimiques, minéralogiques et pétrophysiques

Afin de tirer un maximum d'informations des échantillons prélevés sur les affleurements, leur caractérisation expérimentale s'effectue selon un plan d'expériences spécifiques (Figure 5.20). La quantification des propriétés de la matière organique et de la minéralogie des faciès sédimentaires est réalisée sur des roches à l'état de poudre. La caractérisation de la matière organique au sein de la roche est effectuée par des analyses ROCK-EVAL [Behar *et al.*, 2001]. La minéralogie est ensuite quantifiée par des analyses DRX (Diffraction des Rayons X) [Holtzapffel, 1985]. Les carottes suivent un schéma expérimental en quatre étapes : (1) la visualisation de l'état interne de la roche (fracturation et homogénéité des *plugs*) par micro-tomographie (*i.e.* une imagerie utilisant un scanner au rayon X), (2) la découpe des bases supérieures et inférieures des cylindres, pour obtenir des échantillons homogènes, (3) la détermination des porosités à l'hélium, (4) la détermination de la résistance ultime à la compression et de la résistance à la traction par des tests de compressions simples et des essais brésiliens. Chaque étape fait l'objet d'une rapide description des méthodes utilisées et des résultats obtenus.

4.2.4.1- Géochimie organique

La méthode de pyrolyse Rock-Eval a été intensivement utilisée pour l'exploration pétrolière dans les bassins sédimentaires. C'est une technique qui utilise le chauffage d'un échantillon de roche par une augmentation programmée de la température dans une atmosphère inerte (d'hélium ou d'azote) [Espitalie *et al.*, 1985 ; Behar *et al.*, 2001]. Elle permet de déterminer la quantité d'hydrocarbures libres présents dans l'échantillon (le pic « S1 ») et celle qui peut potentiellement être relâchée après maturation thermique de la roche (le pic « S2 »). La valeur de *Tmax* est un paramètre standardisé, calculé à partir de la température à laquelle le pic S2 atteint son maximum ; elle est généralement utilisée comme un indice de la maturité de la matière organique fossile [e.g Behar *et al.*, 2001]. Les résultats détaillés des analyses Rock-Eval effectuées pour ce travail sont disponibles en Annexe.

Les 29 analyses Rock-Eval réalisées sur les affleurements MGJ et MGJ-VR permettent de décrire les variations stratigraphiques de la quantité et du type de matières organiques qui caractérisent les

Posidonia Schist Albanais (Figure 4.25). Pour les deux affleurements, les valeurs de TOC, qui traduisent grossièrement la quantité de matières organiques présentes dans la roche, sont comprises entre 0.6% et 3.8%. Il est difficile d'établir une logique pour l'évolution verticale de ces valeurs. De fait, à cette échelle, les variations de TOC sont principalement corrélées avec le faciès sédimentaire (Figure 4.25), et les tendances verticales qui peuvent être éventuellement observées sont principalement des biais d'échantillonnages. Les faciès sédimentaire à la granulométrie la plus fine (Figure 4.23e), sans cohérence à l'affleurement, constituent les niveaux les plus riches en matières organiques, où le TOC est toujours supérieur à 1.5% (Figure 5.19). Les niveaux de *mudstones* plus compacts (Figure 4.23f) sont moins riches en TOC, qui peut être compris entre 0.6 et 1.2% (Figure 4.25). A l'échelle des affleurements, on suggère donc que l'unité inférieure possède un meilleur potentiel pour la génération des hydrocarbures, avec un TOC moyen autour de 2%, que l'unité supérieur où le TOC moyen s'approche de 1% (Figure 4.25).

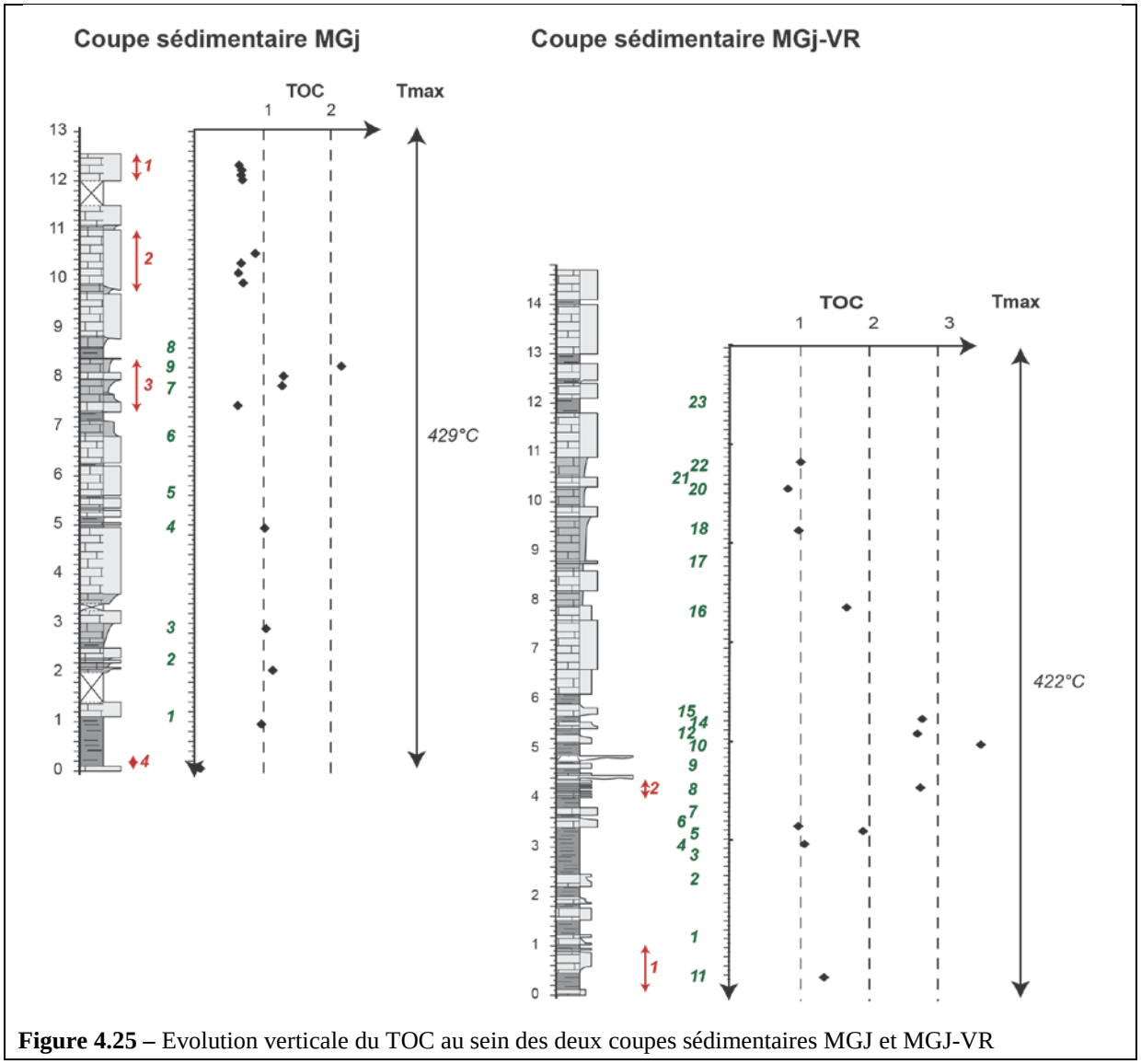


Figure 4.25 – Evolution verticale du TOC au sein des deux coupes sédimentaires MGJ et MGJ-VR

Le *Tmax* calculé pour les échantillons des deux affleurements varie entre 419 et 430 °C. La moyenne des valeurs pour l'affleurement MGJ-VR est de 422°C (écart type : 2.6°C), et de 429°C (écart type : 2.8°C) pour l'affleurement MGJ (Figure 4.25). En principe, avec le niveau de précision de la méthode Rock Eval, on estime que ces valeurs indiquent un niveau de maturité thermique identique pour les deux affleurements [Peters, 1986]. Pour les deux affleurements, la roche-mère se situe donc à l'entrée de la fenêtre à huile.

Pour déterminer le potentiel de génération d'hydrocarbure de ces roches-mères toarciennes, les valeurs de TOC seules sont insuffisantes, dans la mesure où le type de matière organique contenue dans la roche contrôle fortement le taux de transformation de celle-ci en hydrocarbures [e.g. Tissot *et al.*, 1974 ; Dembicki Jr, 2009]. Pour que la matière organique génère des hydrocarbures, le carbone doit être associé à de l'hydrogène ; Plus il y a d'hydrogène, plus la génération sera forte. Les valeurs de S2 permettent de prendre en compte indirectement ce phénomène [Espitalie *et al.*, 1985; Dembicki Jr, 2009]. Un graphique représentant les valeurs de S2 par rapport au TOC permet d'estimer efficacement le potentiel pétrolier d'une roche mère (Figure 4.26). On confirme ainsi au premier ordre le potentiel pétrolier très fort de la série roche-mère des *Posidonia Schist* (Figure 4.26). Dans le détail, le faible potentiel pétrolier des roches les plus carbonatés (particulièrement marqué pour l'affleurement MGJ) confirme également la distinction entre une unité supérieure, compétente et de faible potentiel pétrolier, et une unité inférieure à la granulométrie plus fine, incompétente et à fort potentiel pétrolier (Figure 4.26).

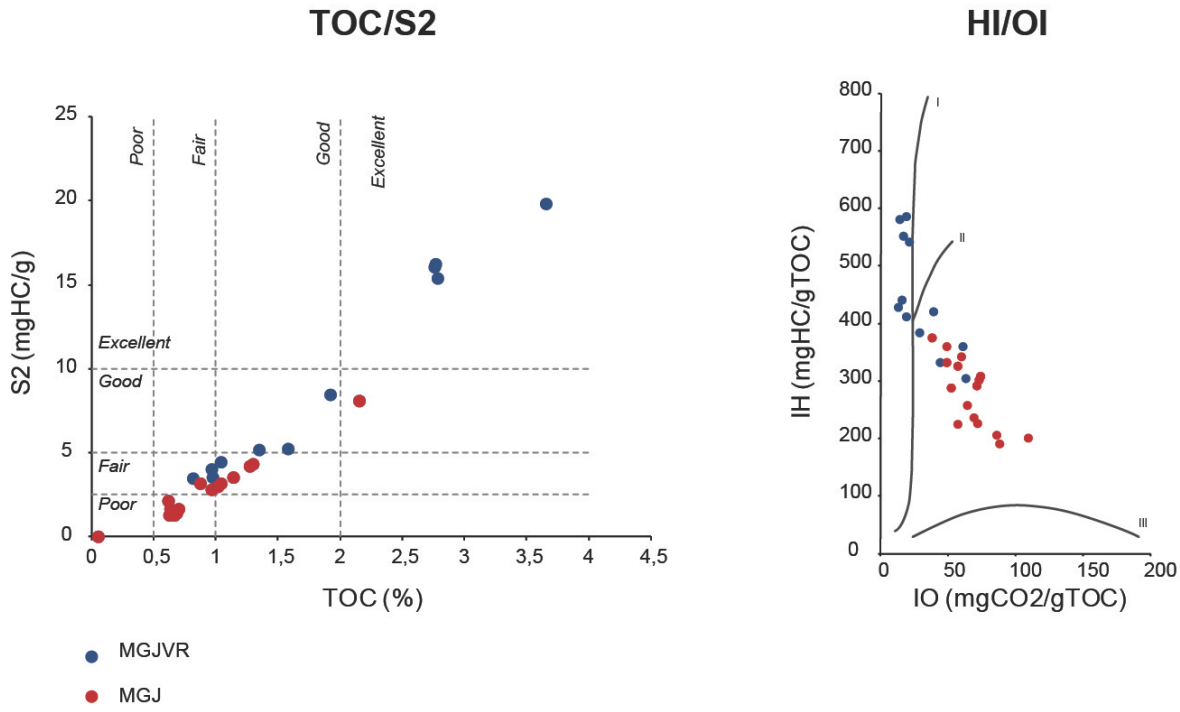


Figure 4.26 – Diagramme TOC/S2 et HI/OI pour les deux coupes sédimentaires MGJ et MGJ-VR.

Un pseudo-diagramme de Van Krevelen (Index Oxygène/Index Hydrogène, voir Chapitre 3) permet en théorie de distinguer la composition du kérogène présent au sein de la roche-mère (Figure 4.26) [Tissot et Welte, 1984 ; Baudin *et al.*, 2007]. Ce diagramme appliqué aux résultats d'analyses Rock-Eval des échantillons de *Posidonia Schist* suggère la présence d'un kérogène de type II à III, représentatif d'une matière organique marine et semblable à la distribution des sédiments du Lias subalpin et du bassin de Paris [e.g. Espitalie *et al.*, 1985 ; Baudin *et al.*, 2007]. En l'absence d'une analyse optique, physico-chimique ou moléculaire détaillée, il est difficile d'aller plus loin dans l'interprétation d'un tel diagramme [e.g. Baudin *et al.*, 2007]. Malgré tout, pour des localisations et des maturités thermiques presque identiques, le contraste existant dans le rapport OH/IH pour chacun des points mesurés indique une très forte hétérogénéité stratigraphique des processus et des phénomènes responsables de l'accumulation de la matière organique (voir Chapitre 3). En retour, on peut s'attendre à des variations à haute-résolution (de l'ordre décimétrique) des propriétés cinétiques et des taux de productions de la matière organique, qu'il faut prendre en compte dans les modèles de bassins [e.g. Passey *et al.*, 2010 ; Slatt, 2011 ; Slatt et Abousleiman, 2011].

Cette caractérisation simple de la matière organique contenue dans les niveaux roches-mères *Posidonia Schist* met en évidence la très grande hétérogénéité stratigraphique des propriétés roche-mère à l'échelle décimétrique. Les analyses géochimiques effectuées sur ces affleurements de *Posidonia Schist* soulignent la subdivision du niveau de décollement roche-mère en deux unités distinctes, caractérisées par des quantités et des qualités de matières organiques différentes. Les données suggèrent que l'unité sédimentaire inférieure du décollement génère l'essentiel des fluides hydrocarbures.

4.2.4.2- Minéralogie

La caractérisation semi-quantitative de la minéralogie des échantillons de *Posidonia Schist* a été réalisée au moyen d'analyses DRX sur roche totale. La minéralogie typique des roches-mères argileuses inclue un mélange complexe de quartz, feldspath, minéraux argileux, calcite, dolomite et des minéraux accessoires (pyrite, apatite, hématite, anhydrite, etc.). La minéralogie des roches-mères exerce un contrôle fort sur l'évolution poro-mécanique et mécanique des roches-mères [e.g. Yang et Aplin, 2010 ; Aplin et Macquaker, 2011 ; Passey *et al.*, 2010 ; Slatt et Abousleiman, 2011, Euzen, 2011 ; Kohli et Zoback, 2013 ; Sone et Zoback, 2013a, b ; Gale *et al.*, 2014], notamment par rapport aux proportions de minéraux argileux, de silices et de minéraux carbonatés (voir Chapitre 3). Pour cette raison, les résultats des analyses DRX sont communément regroupés en trois pôles principaux (Figure 4.27) : le pôle quartz (*i.e.* les minéraux siliceux), le pôle carbonate (*i.e.* les minéraux carbonatés) et le pôle argileux (*i.e.* les minéraux argileux).

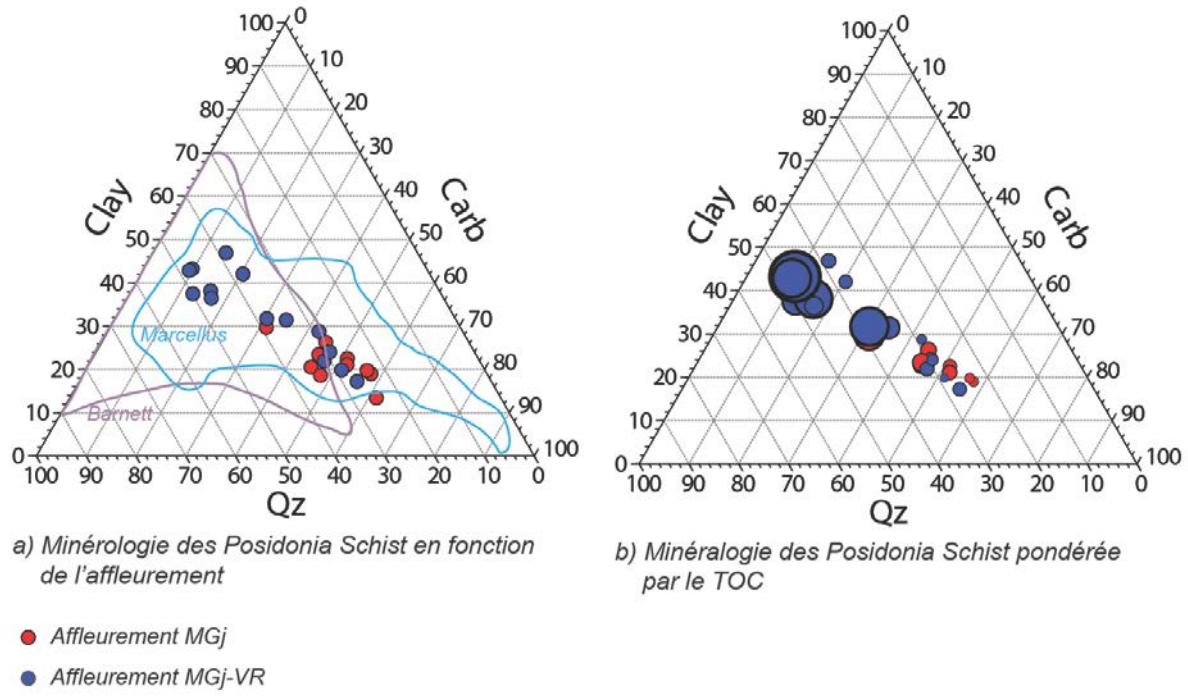


Figure 4.27 – Diagramme ternaire représentant la composition des échantillons sur les coupes sédimentaires MGJ et MGJ-VR, en fonction de leur emplacement et contenu en matière organique.

La minéralogie mesurée sur les *Posidonia Schist* possède un spectre de distribution similaire aux roches-mères des Marcellus dans le bassin Appalachien des Etats-Unis (Figure 4.27a). Les niveaux stratigraphiques évoluent d'un pôle très carbonaté et faiblement argileux à un pôle faiblement carbonaté, très argileux, les minéraux siliceux augmentant légèrement du premier pôle au second (Figure 4.27a). Le pôle argileux est exclusivement composé d'échantillons de l'affleurement MGJ-VR ; il existe de fait une assez bonne corrélation entre la quantité de minéraux argileux présents au sein de la roche et la quantité de matières organiques (Figure 54.27b). Si l'on observe la distribution des minéralogies au sein de la série sédimentaire (Figure 4.28), on distingue très nettement la différence entre l'unité lithologique inférieure, très argileuse, et l'unité lithologique supérieure beaucoup plus carbonatée.

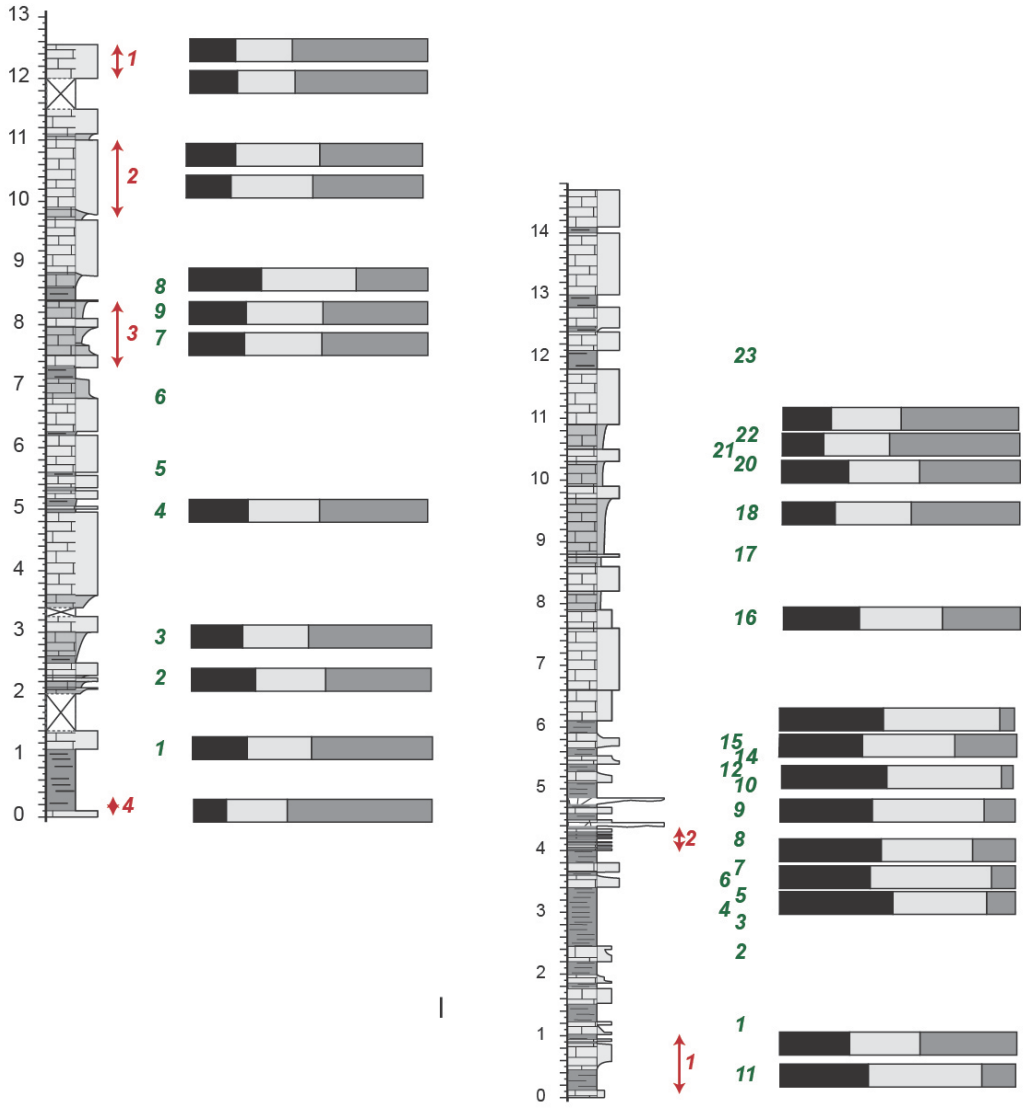


Figure 4.28 – Evolution verticale de la minéralogie sur les affleurements MGJ et MGJ-VR. Les diagrammes représentent la proportion relative des minéraux argileux, carbonatés et quartziques, respectivement.

Il est nécessaire de rassembler des données supplémentaires pour pouvoir discuter des facteurs de contrôles de cette distribution minéralogique ; en particulier, des mesures de pétrographie optique, de chemostratigraphie ou des analyses DRX plus poussées sont attendues pour discuter de ces facteurs [Lanson *et al.*, 2009 ; Kohler *et al.*, 2009 ; Passey *et al.*, 2010 ; Euzen, 2011]. De manière identique, les variations minéralogiques de second-ordre sont difficilement interprétables en l'absence de données supplémentaires. Enfin, la découverte de la composition des minéraux argileux, très importante pour quantifier les transformations smectite-illite génératrices de fortes surpressions dans les bassins sédimentaires (voir Chapitre 3), nécessite une analyse minéralogique plus poussée.

Une analyse minéralogique semi-quantitative des roches-mères *Posidonia Schist* souligne encore une fois la subdivision de l'unité stratigraphique en deux sous-unités distinctes, chacune épaisse d'une dizaine de mètres environ. L'unité inférieure, en plus d'avoir le meilleur potentiel pétrolier, est également plus argileuse et moins carbonatée.

Plusieurs auteurs ont proposé des corrélations entre minéralogie et comportement mécanique et poromécanique (voir Chapitre 3) [Yang et Aplin, 2010 ; Aplin et Macquaker, 2011 ; Passey *et al.*, 2010 ; Slatt, 2011 ; Slatt et Abousleiman, 2011, Euzen, 2011 ; Kohli et Zoback, 2013 ; Sone et Zoback, 2013a, b ; Gale *et al.*, 2014]. Ces auteurs distinguent généralement les roches-mères fragiles, dans le sens où elles se déforment élastiquement jusqu'à se rompre, des roches-mères ductiles qui se déforment plastiquement avant la rupture à une contrainte. Dans ce cadre, la fraction forte de minéraux argileux et de matières organiques contenues dans les roches de l'unité inférieure des *Posidonia* Schist peut conduire à un comportement rhéologique plus ductile, exprimé par une tendance au fluage de la roche [Sone et Zoback, 2011 ; Li et Ghassemi, 2012 ; Gale *et al.*, 2014]. Au contraire, les faciès beaucoup plus carbonatés de l'unité supérieure augmente sa fragilité (*i.e. brittleness*), c'est-à-dire sa propension à se fracturer sous l'effet de surpressions de fluides locales [Jarvie *et al.*, 2007; Rickman *et al.*, 2008; Ding *et al.*, 2012 ; Gale *et al.*, 2014]. Parallèlement, les niveaux argileux de l'unité inférieure devraient réduire le coefficient de friction de la roche, rendant le cisaillement plus favorable [Sone et Zoback, 2011 ; Kohli et Zoback, 2013 ; Gale *et al.*, 2014]. Par comparaison, les expériences en laboratoire effectuées sur des échantillons de roches-mères d'Amérique du Nord aux contenus minéralogiques identiques à celle des deux sous-unités des *Posidonia Schist* indiquent [Kolhi et Zoback, 2013]:

- Un angle de friction interne proche de 30° pour l'unité lithologique supérieure des *Posidonia Schist*.
- Un angle de friction interne proche de 20° pour l'unité lithologique inférieure des *Posidonia Schist*.

4.2.4.3- Pétrophysique

Un protocole d'imagerie micro-tomographique a été effectué sur les 19 *plugs* qui ont été prélevés sur les affleurements, afin de (1) vérifier l'état de fracturation interne de la roche, et (2) décrire les litages internes, les hétérogénéités et les anisotropies en 3D des échantillons. On note que, par le biais d'échantillonnage issu de la difficulté de forer les zones les plus argileuses, l'essentiel des *plugs* ont été forés sur des bancs carbonatés compétents ; le faciès sédimentaire est donc essentiellement représentatif de l'unité supérieure.

Les images micro-tomographiques des *plugs* de 23 mm de diamètre (Figure 4.29a) et des *plugs* de 38 mm de diamètre (Figure 4.29b) montrent pour la plupart une homogénéité assez forte ; celle-ci

est définie par une couleur uniforme sur les résultats de scanner (Figure 4.29b). Pour certain *plugs*, l'observation des coupes axiales permet de mettre en évidence des hétérogénéités, qui représentent le plus souvent des micro-fractures au sein du *plugs*. Trois *plugs* de 38mm sont remarquables par leurs différences : il s'agit des *plugs* 2943, 2945 et 2946 (Figure 4.29b), qui correspondent à la zone de forage n°2 au sein de l'affleurement MGJ-VR (Figure 4.22). Ceux-ci sont caractérisés par une très forte anisotropie, et par l'observation de plan de litages obliques caractéristiques ; ils correspondent à des *plugs* prélevés sur des horizons très argileux de l'unité lithologique inférieure. On note que la cohésion très faible de ces *plugs* argileux, riche en TOC, les rends très instables à la découpe ; leur destruction n'a pas permis de les caractériser plus en détail.

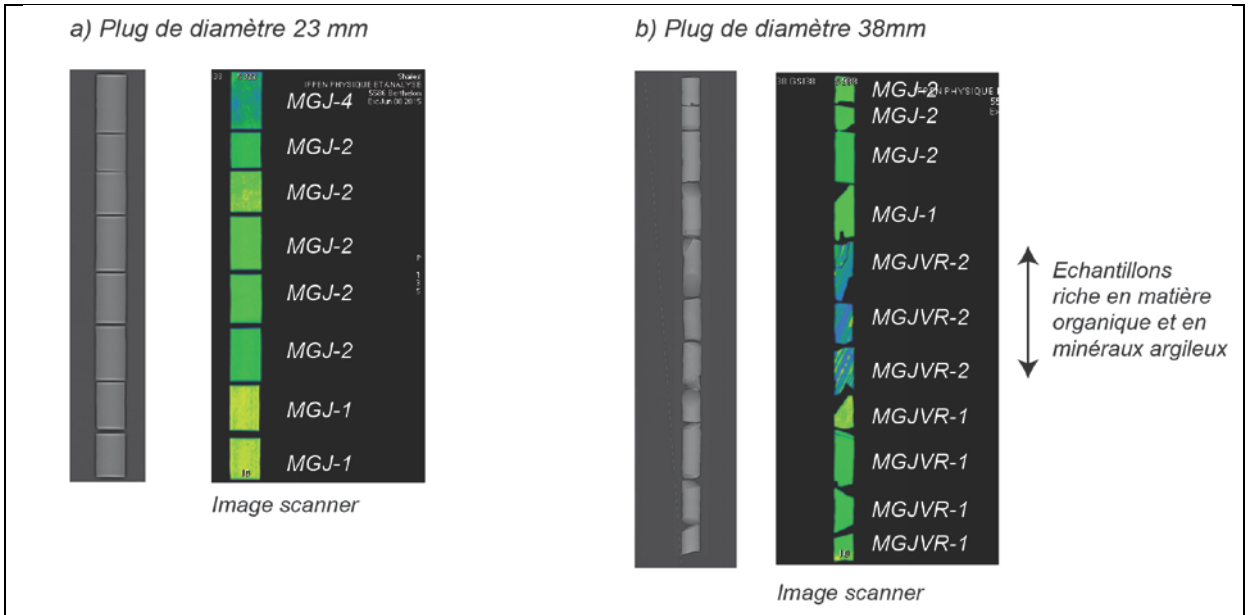


Figure 4.29 – Image tomographie des « plugs » échantillonnés sur le terrain. Pour la plupart, ils montrent une relative homogénéité, exceptés trois plugs argileux et riches en matière organique prélevés sur l'affleurement MGJ-VR (b)

D'un point de vue méthodologique, l'intérêt principal de cette imagerie est de pouvoir observer les hétérogénéités présentes au sein des échantillons (micro-fractures, inclusions minérales, etc.) afin de pouvoir, en découpant les *plugs*, obtenir des échantillons le plus homogènes possibles, limitant ainsi les biais liés à l'anisotropie des roches.

La porosité de 15 échantillons issues des bancs carbonatés ont été mesurée par porosité hélium sur carottes (Annexe-3). La porosité mesurée pour ces échantillons aux faciès sédimentaires similaires est extrêmement faible : 9 échantillons ont une porosité inférieure à 2%, 4 ont une porosité comprise entre 3 et 4% et 2 ont une porosité supérieure à 7%. Cependant la méthode d'estimation de la porosité par l'hélium tend à sous-estimer fortement la porosité dans le cas où les micropores ne sont pas connectés [Luffel et Guirdy, 1992 ; Olson et Grigg, 2008 ; Passey *et al.*, 2010 ; Sondergald *et al.*, 2010 ; Euzen, 2011]. Le résultat de cette expérience amène donc à deux conclusions principales :

- Les micropores contenus dans la roche sont très faiblement connectés, ce qui ne permet pas de mesurer suffisamment précisément la porosité en utilisant une méthode porosité-hélium.
- La porosité des niveaux carbonatés localisés au sein de la roche-mère *Posidonia Schist* est relativement faible (probablement inférieur à 10% pour un enfouissement inférieur à X mètre).

4.2.4.4- Mécanique

3 expériences de compressions simples ont pu être réalisées sur des échantillons des affleurements MGJ-2 et MGJ-4 (Figure 4.30), qui font donc partie de l'unité lithologique supérieure. Ces échantillons montrent au premier ordre un module d'Young relativement élevé et un coefficient de Poisson relativement faible. Couplées aux très faibles valeurs de résistance à la traction, Elles permettent de définir le comportement rhéologique des unités les plus carbonatées des *Posidonia Schist* comme relativement fragile. Au premier ordre, ces valeurs de propriétés élastiques sont cohérentes par rapport aux jeux de données existants sur d'autre roches-mères, à compositions et fabriques égales [e.g. Slatt, 2011 ; Slatt et Abousleiman, 2011 ; Sone et Zoback, 2013a, b].

	Propriétés élastiques			Propriétés à la rupture			Force à la rupture pour un essai brésilien	
Zone de prélèvement	E (GPa) (LVDT)	E (GPa) (Jauges)	ν (Jauges)	UCS (MPa)	Rt=UCS/10 (MPa)	Rt=UCS/8 (MPa)	Estimation UCS/10 (t)	Estimation UCS/8 (t)
MGj2	24,1	35,0	0,23	144,9	14,5	18,1	3,5	4,4
MGj2	16,0	29,7	0,18	125,3	12,5	15,7	1,2	1,5
MGj4	15,9	21,6	0,14	151,5	15,1	18,9	1,5	1,9

Figure 4.30 – Tableau de résultats des essais de compression simple, et interprétation de la résistance à la rupture en traction.

Cependant, pour pouvoir caractériser plus en détail les unités lithologiques de premier ordre (l'unité inférieur et supérieur) et de second ordre (les bancs carbonatées et les bancs argileux) des *Posidonia Schist*, des tests systématiques et plus nombreux doivent encore être réalisés.

4.2.5- Implications : caractérisation d'un horizon roche-mère décollement

Les niveaux roches-mères du Toarcien *Posidonia Schist* semblent posséder une architecture stratigraphique caractéristique d'une para-séquence de dépôt proximale, selon la définition de Passey *et al.* [2010]. Les observations géologiques couplées aux caractérisations expérimentales permettent d'identifier au premier ordre deux sous-unités aux propriétés très différentes, l'« unité supérieure » et l'« unité inférieure ». Au second ordre, des paraséquences sédimentaires sont également observées au sein de chacune des sous-unités. Le granoclassement normal caractéristique et l'évolution d'un faciès argileux vers un faciès plus carbonaté indique un changement majeur des conditions de dépôts entre la

sous-unité lithologique inférieure et supérieure. En l'absence de données supplémentaires, plusieurs interprétations sédimentologiques sont possibles pour expliquer cette transition : modification du volume et du type des apports sédimentaires (et donc modifications des processus de dilution de la matière organique), progradation ou rétrogradation du niveau marin, etc. [Bohacs *et al.*, 2005 ; Passey *et al.*, 2010 ; Slatt et Rodriguez, 2010 ; Slatt et Abousleiman, 2011].

Sur le *hanging-wall* du Mali i Gjerë, ces niveaux roches-mères ont subi un enfouissement sédimentaire modéré depuis leurs dépôts jusqu'à l'activation de la nappe de chevauchement à l'Oligocène, coïncidant avec leurs exhumations. L'augmentation de la température conséquente à cet enfouissement conduit à l'augmentation de la maturité du kérogène contenu dans la roche jusqu'à l'entrée de la fenêtre à l'huile, définissant la roche-mère comme immature à très peu mature [e.g. Tissot et Welte, 1984 ; Peters, 1986]

Les deux sous-unités stratigraphiques identifiées au sein de la roche-mère définissent une stratigraphie mécanique marquée par deux comportements rhéologiques différents (Figure 4.31). L'unité supérieure formée de bancs épais et carbonatés possède un comportement qui s'avère relativement fragile, dans le sens où la déformation plastique est peu marquée et que la roche sous contrainte tend à se fracturer (Figure 4.31). L'observation de nombreuses évidences de fracturation sur le terrain confirme ce comportement. Au sein de cette unité supérieure, la quantité et les caractéristiques de la matière organique ne définissent pas la roche-mère comme étant de bonne qualité (Figure 4.31). A l'inverse, l'unité inférieure est composée de niveaux très argileux qui définissent un comportement rhéologique beaucoup plus ductile, dans le sens où la déformation plastique est importante (Figure 4.31). La cohésion de la roche à l'affleurement est presque nulle, tandis que le coefficient de friction de la roche est également faible (autour de 20°) si on admet une corrélation entre les roches toarciennes albanaises et des roches-mères aux minéralogies similaires [e.g. Kohli et Zoback, 2013]. Cette unité est également très riche en matières organiques (Figure 4.31), ce qui a deux effets principaux sur le comportement mécanique:

- D'une part, le kérogène contenue dans la roche augmente la ductilité de la roche (le « *creep* ») dans la roche [Sone et Zoback, 2011 ; Gale *et al.*, 2014].
- D'autre part, compte-tenus de la qualité de la roche-mère, la transformation du kérogène en hydrocarbure permet de générer un important volume de fluides lors de l'enfouissement de la roche. Le développement d'une surpression importante pourrait alors permettre de modifier sensiblement son comportement rhéologique, la rendant plus ductile pour les parties les plus argileuses, et favorisant la fracturation hydraulique au sein des bancs de mudstones compétents (voir Chapitre 3).

Les différentes teneurs en minéraux argileux mesurées au sein des deux unités lithologiques permettent également de les différencier par rapport à leur perméabilité, si on suppose que l'évolution suit une loi de type Yang-Aplin [Yang et Aplin, 2011]. La perméabilité des roches de l'unité inférieure est ainsi plus faible que celle de l'unité supérieure, favorisant la rétention des fluides (Figure 4.31).

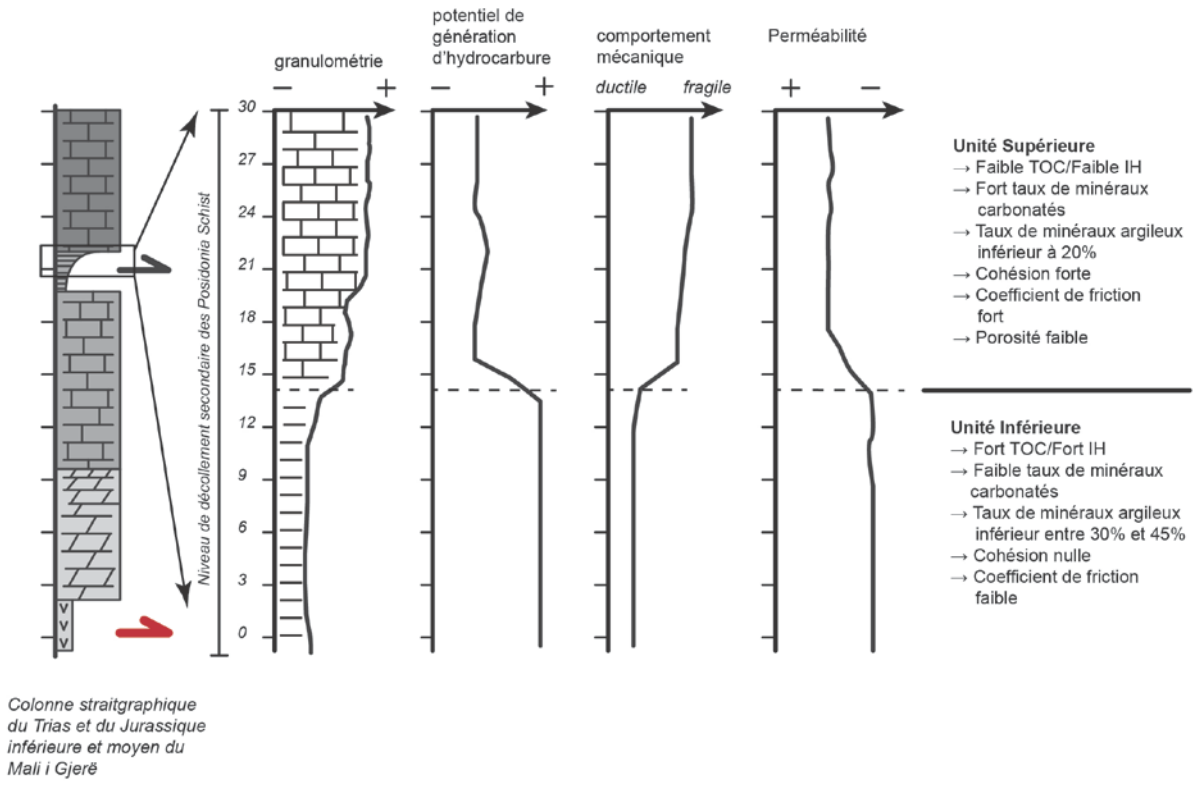


Figure 4.31 – Stratigraphie mécanique, géochimique et pétrophysique de la formation roche-mère des *Posidonia Schist*

Le cumul des observations sur ces deux sous-unités des *Posidona Schist* suggère que le comportement rhéologique de l'unité inférieure est plus favorable au développement d'un décollement que celui de l'unité supérieure.

4.3 – Conclusion sur l'étude stratigraphique des horizons de décollements roches-mères

L'évolution structurale de la Chartreuse permet de fournir un cadre géologique et structural contraint pour concevoir des modélisations géo-mécaniques et hydromécaniques. Les informations de puits et les affleurements du Lias subalpin permettent d'identifier le décollement comme une formation roche-mère à dominante argileuse d'une épaisseur de 200m à 300m. La matière organique dans cette formation est particulièrement concentrée (<3%) sur le niveau stratigraphique du Toarcien, épais d'environ 50m.

En décrivant sous plusieurs aspects la roche-mère toarcienne immature des *Posidonia Schist* d'Albanie, il est possible d'identifier l'évolution verticale de certaines caractéristiques géologiques, géochimiques et poro-mécanique qui permettent de définir le comportement rhéologique de ces roches particulières (Figure 4.31). La caractérisation expérimentale d'une formation roche-mère aux propriétés géologiques, géochimiques et minéralogiques semblables au niveau de décollement liassique subalpin met en évidence une « stratigraphie mécanique » à l'échelle de la formation géologique. Cette stratigraphie mécanique est composée d'unités décamétriques aux comportements rhéologiques très différents, qui se caractérise par des déformations allant de la rupture fragile aux phénomènes de fluages plastiques. Pour l'unité la plus riche en TOC et en minéraux argileux, l'angle de friction interne de la roche approche les 20°, et la cohésion est très faible. La faible perméabilité du milieu, couplée au potentiel important de génération d'hydrocarbures, suggère que la surpression puisse atteindre une magnitude suffisante pour fracturer intensément les bancs carbonatés les plus compétent et augmenter la ductilité des zones les plus riches en argiles et en matières organiques.

On montre à travers l'exemple des *Posidonia Schist* albanais que le lieu d'expression d'un décollement est plus compliqué qu'une simple formation roche-mère aux propriétés homogènes. Sur une formation épaisse de 30 à 50 m, des potentiels de générations de fluides et des comportements rhéologiques contrastés sont constatés pour des sous-unités décamétriques. Le comportement mécanique qui est déduit des observations minéralogiques et mécaniques est également varié : fracturation hydraulique pour les bancs quartziques et carbonatés et déformations ductiles pour les bancs argileux et riches en matières organiques [e.g. Gale *et al.*, 2014 ; Aydin et Macquaker, 2014]. La transmission latérale de la surpression au sein de la formation roche-mère des *Posidonia Schist* par la fracturation des bancs compétents est d'ailleurs un processus qui peut être proposée.

On met donc en évidence qu'en plus d'une stratigraphie mécanique à l'échelle du bassin sédimentaire (*i.e.* à l'échelle des formations sédimentaires géologiques, de la centaine de mètre au kilomètre), une stratigraphie mécanique avec les mêmes échelles de contrastes mécaniques et poro-mécaniques est attendue au sein d'une seule formation géologique. Pour une formation roche-mère, les variations de contenus en matières organiques et de comportement rhéologique peuvent se décrire à l'échelle du cm, du m et de la dizaine de mètre, addressant la problématique classique de l'*up-scaling* de l'échelle du réservoir (la formation sédimentaire) à celle du bassin sédimentaire.

Ces informations doivent être prises en considérations lors de la conception des modélisations hydromécaniques (Arctem, par exemple, Chapitre 5.1) et géomécaniques (FLAMAR, par exemple, Chapitre 5.2) pour reproduire les niveaux de décollements roches-mères :

- Pour le modèle de bassin Arctem, la formation roche-mère devrait pouvoir être décrite à haute résolution (de l'échelle du mètre à la dizaine de mètre) afin de simuler correctement les variations de perméabilités et de générations d'hydrocarbures.
- Pour la modélisation géomécanique FLAMAR, la résolution des niveaux stratigraphiques doit être suffisamment fine (de l'échelle de de la dizaine de mètre à celle de la centaine de mètre) pour prendre en compte l'ensemble des processus mécaniques régissant l'activation du décollement.

En pratique, nous verrons dans le chapitre suivant que ces thématiques de sauts d'échelles sont encore problématiques pour la modélisation, que ce soit pour les modèles de bassin ou les modélisations géomécaniques.

CHAPITRE 5 - MODELISATION DE L'HISTOIRE D'ENFOUISSEMENT D'UNE ROCHE MERE ET THERMO-MECANIQUE DES BASSINS SEDIMENTAIRES

5.1- Génération d'une surpression dans une roche-mère par enfouissement tectonique : modélisations de bassin Arctem

L'objectif des modèles de bassin est de reconstruire l'histoire d'un bassin sédimentaire pour proposer des prédictions quantitatives sur les phénomènes géologiques qui mènent à la génération de pressions anormales et à l'accumulation d'hydrocarbures dans les pièges pétroliers. Ces modélisations directes permettent la simulation couplée de la déformation des milieux poreux, des transferts de chaleur, de la génération et de l'expulsion des hydrocarbures et des migrations des fluides [Doligez *et al.*, 1987 ; Ungerer *et al.*, 1990 ; Burrus *et al.*, 1991 ; Schneider, 2003 ; Hantschel et Kauerauf, 2009]. Elles utilisent des équations de flux pour introduire une formulation des processus de transport des fluides (la pression de pore et la compaction), de la chaleur (le calcul de la température), et des produits hydrocarbures (la migration). Couplées aux équations de conservation de masse et d'énergie appropriées, ces formulations permettent de décrire les processus d'écoulement au travers d'équations différentielles de diffusion [e.g. Ungerer *et al.*, 1990 ; Burrus *et al.*, 1991 ; Allen et Allen, 2005 ; Hantschel et Kauerauf, 2009]. Ces modèles de bassins simulent l'évolution des bassins sédimentaires avec un angle d'approche différent de celui des modélisations géo-mécanique FLAMAR : celui des processus de circulations (de fluides et de chaleurs) dans les milieux poreux. Les informations qui sont obtenues grâce à ces modélisations sont donc complémentaires de celles des modèles géomécaniques [e.g. Faure *et al.*, 2004 ; Sassi *et al.*, 2007 ; Lovely *et al.*, 2012 ; Deville, 2015] : compaction des sédiments, formation de pressions anormales, fracturation, calendrier des événements diagénétiques etc. Ces informations sont indispensables pour formuler une loi de comportement rhéologique pour les argiles roche-mère qui tiennent compte de l'état de compaction du milieu poreux, des phénomènes diagénètiques, et du développement des surpressions de fluides (voir chapitre 3).

De nombreux modèles de la mécanique des chaînes plissées considèrent la présence de pressions de pores localement en excès pour expliquer le transport des nappes de charriages avec des faibles coefficients de frictions aux niveaux des décollements [e.g. Hubbert et Rubbey, 1959 ; Davies *et al.*, 1983 ; Dahlen *et al.*, 1984]. De nombreuses études ont été réalisées pour préciser comment évoluent et se distribuent les fluides dans les chaînes plissées, en utilisant des cas géologiques bien contraints [e.g.

Roure *et al.*, 2005 ; Roure *et al.*, 2010 ; Evans et Fisher, 2012 ; Beaudoin *et al.*, 2014 ; Lacroix *et al.*, 2014 ; Beaudoin *et al.*, 2015 ; Cosgrove, 2015]. Plusieurs travaux ont mis en évidence, sur la base d'observations géologiques ou d'exercices de modélisation, les liens entre surpression de fluides au sein d'un niveau stratigraphique et l'activité d'un décollement et d'un système chevauchant [Smith et Wiltschko, 1996 ; Henry, 2000 ; Teixell *et al.*, 2000 ; Mourgues et Cobbold, 2006 ; Deville *et al.*, 2010 ; Zanella *et al.*, 2014a ; MacKay *et al.*, 2015].

Cependant, et malgré les progrès récents sur les thématiques des circulations de fluides dans les systèmes compressifs, de nombreuses questions portant sur l'interaction fluides/décollements sont toujours d'actualité ; en particulier, la manière dont la surpressios se développe et se dissipe au front des chevauchements dans les niveaux stratigraphiques de décollements. La question du calendrier de génération, de maintenance et de dissipation de ces surpressions est donc ici primordiale pour discuter de leurs liens avec la fracturation et l'activité du décollement dans les niveaux roches-mères [Bons *et al.*, 2012 ; Sassi *et al.*, 2013 ; Gasparrini *et al.*, 2014 ; Deville, 2015]. Ces mécanismes restent notamment mal connus pour des conditions de chargements mécaniques et de paléo-enfouissements correspondant à un avant-pays orogénique, qui sont différentes de celles d'un front de delta [Mourges et Cobbold, 2006 ; Cobbold *et al.*, 2009 ; Krueger et Grant, 2011] ou d'un prisme d'accrétion [Henry, 2000 ; Deville *et al.*, 2010 ; Pons et Leroy, 2012].

L'objectif de cette partie est d'introduire la modélisation de bassin afin de préciser les conditions clés menant au développement de pression anormale dans le *footwall* d'une faille chevauchante, pour une succession stratigraphique et une histoire de paléo-enfouissement similaire à celle de la Chartreuse. On commencera par présenter brièvement les particularités du modèle de bassin utilisé, le simulateur Arctem [Faille *et al.*, 2014] ; deux exercices de modélisations des écoulements au sein d'un pli de cintrage sur rampe seront ensuite proposés. A travers la modélisation de la croissance d'un pli simple, il est possible d'examiner le calendrier de la génération et la distribution des surpressions au sein de la roche-mère toarcienne dans l'avant-pays subalpin et de vérifier l'impact sur les pressions de pores de l'augmentation de la maturité de la roche-mère liassique.

5.1.1- Approche utilisée : Modélisation TemisFlow Arctem

Les modèles de bassins simulent les phénomènes géologiques, géochimiques et physiques qui se produisent au cours de l'évolution d'un bassin sédimentaire. Ils prennent en compte les données provenant de disciplines très différentes : la géologie structurale, la pétrophysique, la géochimie, les transferts thermiques ou encore les circulations de fluides. Dans une première partie, on détaille la méthodologie des modèles de bassins pour montrer comment elle peut être appliquée à l'étude de la génération et de la maintenance des surpressions dans les roches-mères.

5.1.1.1 – Méthodologie du simulateur de bassin Arctem

(1) Scénario d'évolution structurale

Pour la plupart des modèles de bassins, la méthodologie de travail peut se décrire à travers trois grandes étapes [Doligez *et al.*, 1987 ; Ungerer *et al.*, 1990 ; Burrus *et al.*, 1991 ; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; Failles *et al.*, 2014] :

(1) La construction d'un géomodèle et son maillage, dans le but de produire une représentation discrétisée de l'architecture du bassin à l'état actuel.
(2) Le *backstripping* : c'est une procédure automatique inverse, qui a pour objectif de restaurer la géométrie du modèle à chaque étape de sédimentation. L'hypothèse de base est que l'évolution du bassin est contrôlée uniquement par la subsidence du socle, la sédimentation, l'érosion et la compaction verticale. Cette hypothèse est évidemment très réductrice dès que l'architecture du bassin est affectée par des failles tectoniques.
(3) La simulation directe : dans cette procédure, l'évolution de chaque variable physique pertinente pour la modélisation (température, porosité, pression de fluide, etc.) est calculée. Le maillage utilisé est le même que celui calculé par le *backstripping*.

Dans la pratique, l'étude des bassins sédimentaires tectoniques complexes pose un certain nombre de problèmes aux modèles de bassin « classiques » [e.g. Schneider, 2003 ; Faille *et al.*, 2014]. Dès que le bassin est affecté par des failles tectoniques, l'hypothèse de l'enfouissement uniquement vertical des points dans le bassin sédimentaire n'est plus valide [e.g. Schneider, 2003 ; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; Faille *et al.*, 2014]. La restauration palinspastique du bassin ne peut plus se calculer par le *backstripping* ; Elle est alors assurée par les outils de restaurations géométriques ou géo-mécaniques [Schneider, 2003 ; Faure *et al.*, 2004 ; Maerten et Maerten, 2006 ; Vilasi *et al.*, 2009 ; Neumaier *et al.*, 2014 ; Faille *et al.*, 2014 ; Thibaut *et al.*, 2014 ; Burgreen-Chan *et al.*, 2015]. IFPEN a développé le calculateur *Arctem*, caractérisé entre autre par un maillage déstructuré et par la simulation explicite des failles, pour adapter la méthode du logiciel TemisFlow aux problématiques de ces bassins sédimentaires complexes [voir Faille *et al.*, 2014 et Thibaut *et al.*, 2014 pour plus de détail]. C'est une version prototype de ce calculateur qui est utilisée pour réaliser les modélisations de bassin ; pour simplifier la suite du texte, on parlera de modèle de bassin Arctem pour désigner les modélisations TemisFlow utilisant le calculateur Arctem.

Dans les modèles de bassin Arctem, chaque étape intermédiaire de modélisation est définie comme une étape de sédimentation, d'érosion ou de déformation du bassin. L'impact des étapes de sédimentation pré-compression sur la déformation du milieu poreux est donc pris en compte. On note que les méthodes de restaurations structurales ne permettent pas de simuler explicitement une modification de l'épaisseur des couches par la compaction, qui doivent être calculée implicitement par

le simulateur Arctem [Faille *et al.*, 2014]. Dans la pratique, les sections géologiques obtenues à l'aide des méthodes de restaurations doivent être remaillées pour pouvoir être utilisées par Arctem ; cette étape cruciale est toujours à l'état de prototype, et certaines fonctionnalités ne sont toujours pas disponibles comme l'intégration d'événements érosifs et de sédimentations.

(2) Calcul de la pression de pore

Les calculs de compaction et de pressions de pores s'effectuent dans le calculateur Arctem suivant les principes poro-mécaniques expliqués dans le chapitre 3.2. Les pressions de pores sont calculées pour des écoulements monophasiques ou diphasiques et sont guidées par le poids des terrains uniquement (*i.e.* la contrainte verticale). Pour des écoulements diphasiques (du type eau-fluides hydrocarbures par exemple), trois « types » de pressions peuvent être calculés:

(1) la pression de la phase « eau » (*pressure*),
(2) la pression de la phase « fluides hydrocarbures », qui correspond à la somme de la pression de la phase « eau » et de la pression capillaire des hydrocarbures (*HC pressure*)
(3) la surpression, qui est la différence entre la pression de la phase « eau » et la pression hydrostatique (*overpressure*).

La phase « fluides hydrocarbures » n'est donc pas directement intégrée dans le calcul de la surpression. Elle réduit toutefois l'espace poreux disponible pour la phase « eau », et modifie ainsi l'état de pression de fluides. L'utilisation de la seule phase « eau » pour calculer la surpression peut sembler réducteur, elle possède une certaine logique : l'eau étant la phase la plus mouillante, c'est elle qui au contact du solide applique l'essentiel de la pression sur la roche. Pour déterminer où se développe la fracturation hydraulique, une telle formulation peut être discutée, notamment par rapport à d'autre méthodes comme :

- L'utilisation simultanée de surpression provoquée par la phase « eau » et de surpression provoquée par la phase « fluides hydrocarbures » (*i.e.* la pression capillaire).
- une formulation de la pression du fluide égale à la moyenne de la pression causée par les deux phases « eau » et « fluides hydrocarbures », pondérée par la saturation de chacune dans le milieu poreux.

Ces deux cas intègrent explicitement les pressions développées par les fluides hydrocarbures. Toutefois, le calcul de ces pressions diphasiques résulte du calcul de la pression capillaire, qui reste à ce jour mal contrainte par les lois empiriques à disposition dans la littérature scientifique.

Le modèle de bassin Arctem ne peuvent prendre en compte les sources de fluides additionnelles comme les transformations smectite-illite ou le craquage secondaire de l'huile en gaz. Etant donné leur

importance pour développer des pressions de fluides anormales dans les roches-mères (Chapitre 3), les modélisations Arctem sont susceptibles de sous-estimer fortement la pression de fluide qui se développe pendant l'enfouissement. A la date de l'étude, ils ne permettent pas non plus de prédire la fracturation et d'intégrer ses effets sur la perméabilité de la roche, bien qu'une telle approche soit en cours de développement à IFPEN. Les roches imperméables sont typiquement caractérisées par un « *feedback* » entre la surpression qui se développe, la fracturation de la roche, les écoulements de fluides qui en découlent et la cimentation diagénétique aux contacts fluides-roches. Ce couplage contribue à faire évoluer dynamiquement la perméabilité au cours du temps. Ces processus couplés ne sont pas pris en compte dans la version disponible d'Arctem.

(3) Modélisation thermique

Le calcul de la température est un élément fondamental de la modélisation de bassin, puisqu'elle détermine directement les réactions géochimiques dans le bassin et leurs cinétiques de réactions [e.g. Tissot et Welte, 1984 ; Ungerer *et al.*, 1990 ; Burrus *et al.*, 1991 ; Hantschel et Kauerauff, 2009]. Dans le modèle Arctem, plusieurs processus sont pris en compte : la conduction de la chaleur, la convection et la production de chaleur par désintégration radioactive. Les modélisations les plus simples réalisées dans cette étude imposent la température par un gradient géothermique. Dans les cas les plus complexes, elles utilisent un flux de chaleur à la base des sédiments

(4) Le système pétrolier

Dans la roche-mère, le craquage primaire et secondaire des hydrocarbures est décrit à travers un ensemble de réactions parallèles cinétiques [Tissot et Welte, 1984 ; Ungerer *et al.*, 1990 ; Burrus *et al.*, 1991]. Pour simplifier les problèmes, les modélisations réalisées dans ce chapitre ne prennent en compte que deux composants majeurs des hydrocarbures: l'huile, et le gaz. Les schémas de craquages disponibles dans Arctem permettent de simuler le calendrier et les taux de génération des hydrocarbures au sein de la roche-mère de façon détaillée. L'adsorption permet également de décrire comment le gaz est libéré au sein de l'espace poreux des roche-mère [e.g. Jarvie *et al.*, 2007 ; Romero-Sarmiento *et al.*, 2013].

Dans cette étude, les paramètres cinétiques de la roche-mère correspondent à celle du Toarcien « Schistes-Cartons » du bassin de Paris, décrite dans Behar *et al.* [2008], qui est utilisé comme un analogue de la roche-mère toarcienne des chaînes Subalpines et de la Zone Ionienne.

(5) Conclusions sur la méthode Arctem

Par rapport aux modèles de bassins « classiques », le simulateur de bassins Arctem prend en compte le comportement hydraulique des failles, et utilise un maillage déstructuré qui permet de modéliser l'évolution géométrique d'un pli relativement complexe. A ce titre, Arctem permet d'étudier

plusieurs aspect du calendrier de développement de la surpression au sein d'un horizon roche-mère pendant la mise en place d'une écaille tectonique. Toutefois, un certain nombre de paramètres importants pour le développement de la surpression au sein d'une roche-mère ne sont pas être disponibles, comme les transformations diagénétiques (de type smectite-illite par exemple), la formation de ciment diagénétique, le craquage secondaire de l'huile en gaz, etc. Les principaux phénomènes qui peuvent être testés par des exercices paramétriques sont donc les variations des vitesses d'expulsions des fluides contrôlés par les perméabilitées faibles des niveaux roches-mères et les effets d'un apport de fluides par la génération d'huile. On propose d'utiliser Arctem pour modéliser le développement de la surpression au *footwall* d'un chevauchement, afin de tester les conditions nécessaires pour la générer et la maintenir au sein du niveau de décollement roche-mère.

5.1.1.2 – Approche utilisée : modélisation des surpressions sous chevauchement

Le paradigme qui considère les fortes pressions de fluides comme un important mécanisme de contrôle du déplacement des nappes de chevauchement [Hubbert et Rubbey, 1959 ; Davies *et al.*, 1983 ; Dahlen *et al.*, 1984] a stimulé l'émergence de nombreux travaux de modélisations pour mieux comprendre les interactions entre fluides et décollements dans les chaînes plissées. Deux catégories de problèmes peuvent être traitées :

(1) L'influence des pressions de fluides au sein du niveau de décollement sur le style structural [Cobbold *et al.*, 2001 ; Mourgues et Cobbold, 2006 ; Zanella *et al.*, 2014a ; Pons et Leroy, 2012 ; Pons et Mourgues, 2012 ; Yuan *et al.*, 2015].

(2) La génération et la maintenance des pressions anormales de fluides au sein du décollement basal [Wang *et al.*, 1990 ; Ge et Garven, 1992 ; Smith et Wiltschko, 1996 ; Deville *et al.*, 2010].

La première catégorie nécessite une approche mécanique, par exemple par des modélisations FLAMAR (chapitre .2), tandis que la seconde approche nécessite une approche hydro-mécanique, par exemple les modèles de bassins Arctem [Gilmin *et al.*, 2013].

Le simulateur de bassin Arctem peut être utilisé sur le cas d'un scénario de plissement simple : Le pli de cintrage sur rampe (Figure 5.1). Le calendrier et la magnitude de la surpression qui est générée au cours de l'histoire d'enfouissement sédimentaire et tectonique de la roche-mère sont analysés, à l'instar des expériences de Smith et Wiltschko [1996]. La stratigraphie mécanique et l'histoire d'enfouissement qui est modélisée est celle de la Chartreuse, telle qu'elle a été décrite par Deville et Sassi [2006]. Par rapport aux expériences de Smith et Wiltschko [1996], les modélisations Arctem permettent d'utiliser des lois poro-mécaniques dynamiques, de modéliser un pli aux dimensions géologiques et de simuler la génération d'hydrocarbures dans la roche-mère. Dans le *footwall* du pli, l'enfouissement du niveau de décollement roche-mère (correspondant aux couches toarciennes de la

Chartreuse) est d'abord un enfouissement sédimentaire, puis un enfouissement tectonique. A partir de cette évolution structurale simple, nous proposons d'évaluer l'impact de la génération des hydrocarbures, de l'histoire d'enfouissement du niveau de décollement et des lois poro-mécaniques φ/σ_v et φ/K (Chapitre 3). L'objectif est d'évaluer dans quelles conditions la surpression est suffisamment développée pour permettre la fracturation de la roche-mère ou permette un changement de comportement mécanique, et ainsi de faciliter la propagation du décollement.

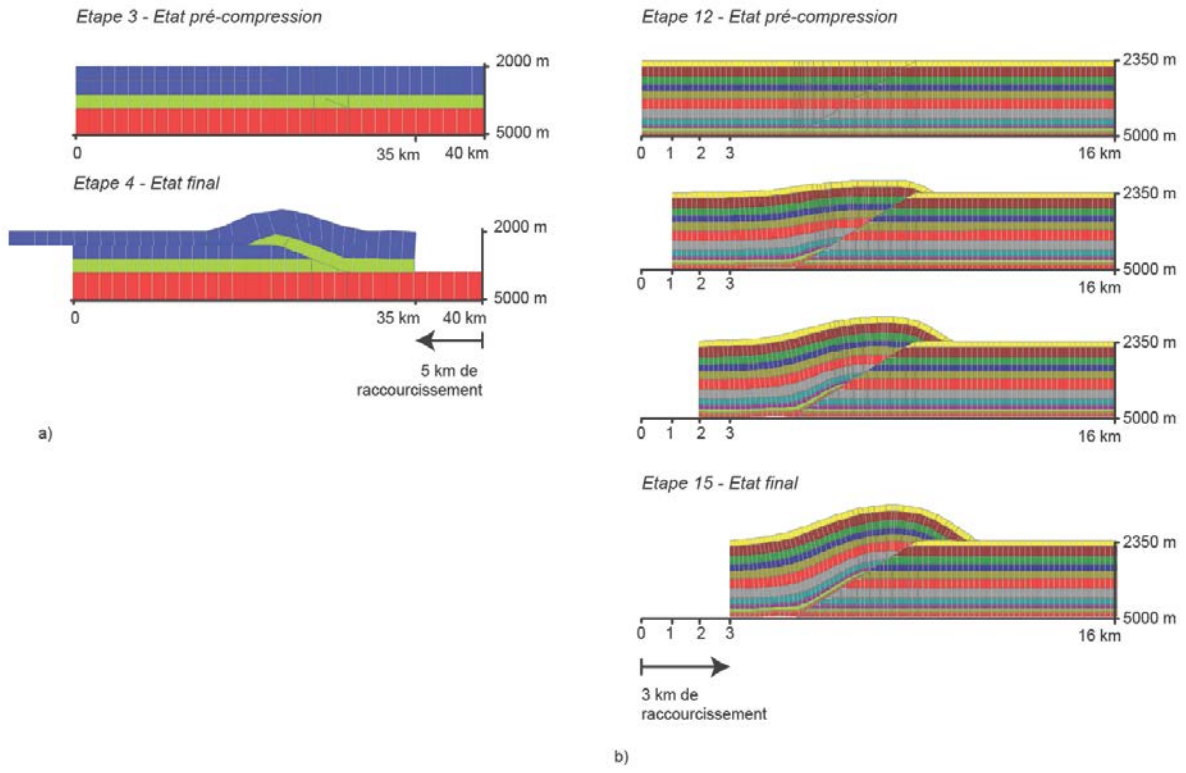


Figure 5.1 – Evolution cinématique et maillage des structures plissées qui ont été modélisées avec Arctem. *a) Le cas théorique du pli de cintrage sur rampe. b) Pli de cintrage sur rampe au sein d'une stratigraphie mécanique.*

Deux structures plissées ont été modélisées en utilisant des méthodologies différentes (Figure 5.3). La première utilise la méthode de déformation géométrique Thrustpack [Sassi et Rudkiewicz, 2000] pour simuler la formation d'un pli de cintrage sur rampe au sein d'une stratigraphie homogène (Figure 5.1a). La seconde utilise la méthode de reconstruction géo-mécanique Dynel® [Maerten et Maerten, 2006] pour simuler la formation d'un pli de cintrage sur rampe plus complexe, au dessus d'une stratigraphie sédimentaire correspondant à la Chartreuse (Figure 5.1b). Ces évolutions cinématiques simples correspondent à celle de l'anticlinal du Ratz au front de la Chartreuse (Figure 2.2.5) [Deville et Sassi, 2006].

La première structure modélisée est le pli théorique de type *Fault Bend Fold* décollé au dessus d'un socle théorique (Figure 5.1a). L'épaisseur de la série sédimentaire est de 3000 mètre, divisée en trois niveaux stratigraphiques. Le bassin sédimentaire est raccourci de 5 km en une seule étape de

déformation, dont la durée peut être modifiée suivant les cas. Ce premier cas est utilisé pour hierarchiser l'importance relative de la perméabilité de la roche et de la génération des hydrocarbures sur le développement et la distribution de la surpression au sein d'un milieu sédimentaire stratifié homogène.

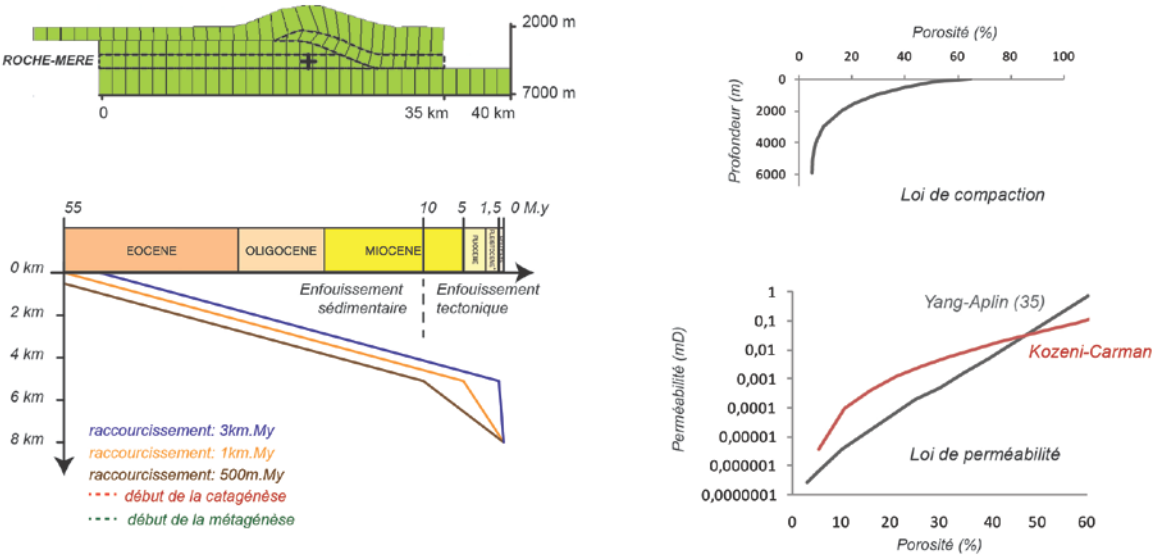
La seconde structure modélisée est également un pli de type *Fault-Bend Fold*, mais cette fois-ci le socle autochtone n'est pas intégré dans la modélisation et il n'y a pas de niveau de décollement intermédiaire (Figure 5.1b). L'épaisseur de la série sédimentaire décollée est de 2650m, et la stratigraphie du bassin sédimentaire est calibrée sur celle du puits Paladru-1 en Chartreuse (Chapitre 4). Ce second cas est utilisé pour discuter des valeurs critiques de surpression qui ont pu se développer pendant l'enfouissement de la roche-mère toarcienne sous une rampe de chevauchement.

5.1.2- Modélisation de la mise en place d'une rampe homogène

Le calcul de la surpression sous un pli de cintrage sur rampe au sein d'une stratigraphie homogène est utilisé pour hiérarchiser les principaux paramètres contrôlant la génération de pressions anormales au sein du *footwall* d'un chevauchement. Quatre paramètres généralement impliqués dans le développement des surpressions dans les bassins sédimentaires sont modifiés successivement, afin de vérifier leur impact sur les résultats de modélisations : la formation d'hydrocarbures au sein d'une roche-mère, la vitesse d'enfouissement sédimentaire et tectonique et les propriétés de perméabilité du sédiment.

L'enfouissement sédimentaire est constant, continu et fixé à une valeur de 0.1 km/Ma (0.1 mm/a). Trois scénarios de raccourcissement différents sont testés : 0.5 km/Ma (0.5 mm/a), 1 km/Ma (1 mm/a) et 3km/Ma (3 mm/a) (Figure 5.2). Etant donné la simplicité de l'évolution structurale du modèle, la température est calculée selon un gradient géothermique fixe, qui est de 30°C ou de 40°C par kilomètre (Figure 5.2). Les propriétés pétrophysiques et le comportement poro-mécanique attribuées au sédiment homogène correspondent à ceux d'une roche argileuse. La compaction est simulée par la loi φ/profondeur présentée en Figure 5.2b, qui correspond à une loi dérivant d'une base de données regroupant une vingtaine de lithologies argileuses différentes [e.g. Bessereau, 2003]; elle est similaire à la loi de compaction proposée pour des *shales* par Bethke [1985]. La perméabilité de la roche est calculée soit selon une loi de Kozeni-Carman calibrée sur des argiles [e.g. Ungerer *et al.*, 1990 ; Hantschel et Kaueauff, 2009], soit selon une loi de type Yang-Aplin calibrée pour un *mudstone* composé d'environ 35% d'argiles [Yang et Aplin, 2010], respectant ainsi la minéralogie des niveaux roches-mères du Toarcien [Chapitre 4]. En l'absence de données au sein du système chevauchant de la Chartreuse, la faille est traitée comme une interface perméable pendant le dépôt des sédiments et une interface imperméable pendant le développement de la structure tectonique (Figure 5.2). La compartimentation du *footwall* est donc totale, à l'instar des blocs de chevauchements décrits dans les

chaînes Subandines par Moretti *et al.* [2002]. On s'attend, de cette manière, à augmenter sensiblement la surpression qui se développe dans le *footwall*, et à forcer l'écoulement des fluides vers le front du chevauchement.



a) Courbe d'enfouissement d'un point sous-chevauchement pour différent scénario d'évolution structural

b) Paramètres poro-mécaniques des sédiments

Figure 5.2 – Conditions aux limites des expériences de modélisations réalisées sur le pli de cintrage sur rampe théorique

Pour une vitesse de raccourcissement de 1 km/Ma (1 mm/a), un gradient géothermique de 30°C/km et une loi de perméabilité de type Kozeni-Carman, la formation du pli conduit à développer une forte surpression dans tout le *footwall* de la structure tectonique (Figure 5.3c). La surpression se développe principalement pendant l'enfouissement tectonique du niveau de décollement dans le *footwall* : plus de 15 MPa (150 bar) de surpression est alors généré (Figure 5.3c). La porosité et la perméabilité sont fortement réduites pendant l'enfouissement sédimentaire (Figure 5.3a et b). Comme on pourrait s'y attendre, le charriage de l'unité chevauchante au dessus du *footwall* n'entraîne pas de modifications conséquentes sur ces deux paramètres (Figure 5.3a et b). Les très faibles perméabilités simulées dans tout le modèle retardent fortement les écoulements ; les fluides contenus dans les pores soutiennent la structure poreuse, réduisant donc les phénomènes de compaction. La surpression qui se développe est donc un effet des très faibles perméabilités du milieu. L'imperméabilité de la rampe de chevauchement crée un contraste très fort sur l'état des pressions de part et d'autre de la faille (Figure 5.3c) ; En limitant les circulations de fluides, cette compartimentation tend à augmenter la surpression générée dans le *footwall*. On note que ce phénomène simplifie fortement la réalité géologique, puisqu'une faille n'est jamais complétement imperméable et qu'elle peut être successivement drain et barrière pour les fluides [e.g. Labaume *et al.*, 2001 ; Evans et Fisher, 2012].

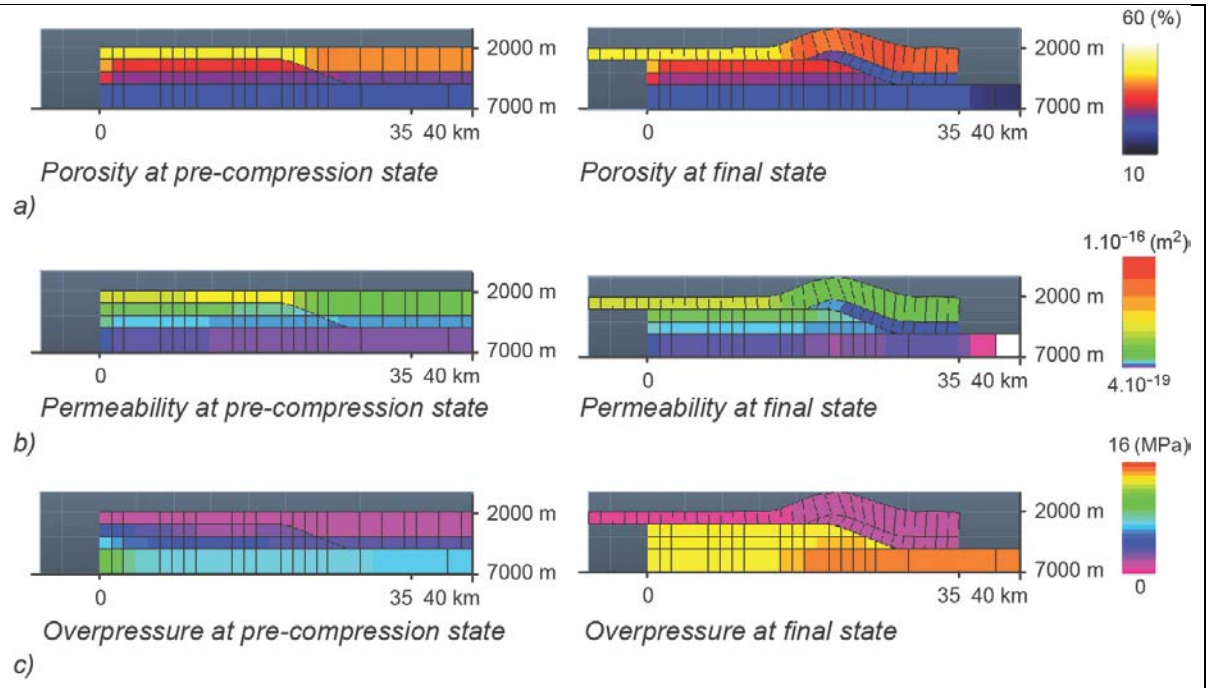


Figure 5.3 – Evolution de la porosité, de la perméabilité et de la surpression au sein du pli homogène.

Deux points peuvent être évoqués comme limites de ce scénario de plissement :

(1) Les effets de bords : le déplacement de l'unité chevauchante crée des zones artefacts sur les bords droits et gauches du modèle, qui induisent des forts effets de bords pour le calcul de la pression de pore (Figure 5.3). Dans l'idéal, les dimensions du modèle devraient être adaptées pour limiter ces effets.

(2) La résolution : dans la formulation d'Arctem, les valeurs des résultats de simulation sont calculées au centre des mailles. La faible résolution du modèle entraîne donc des différences dans les calculs de part et d'autre de la faille.

Quand le niveau de décollement est une roche-mère caractérisée par un TOC très fort (10%) et un indice hydrogène IH d'environ 640 mg/gC, la surpression qui se développe dans le *footwall* pendant l'enfouissement tectonique augmente légèrement de 1 à 2 MPa (10 à 20 bar) (Figure 5.4a). Ainsi, l'augmentation de la température sous le chevauchement entraîne la transformation de près de 20% du kérogène au sein de la roche-mère en hydrocarbure pendant l'enfouissement tectonique, avec un pic à l'aplomb du point le plus enfoui (Figure 5.4b et c). En réduisant l'espace poreux disponible pour la phase « eau », la transformation du kérogène en hydrocarbure entraîne une augmentation légère mais sensible de la surpression au sein des niveaux situés sous le chevauchement.

Cette modélisation suggère que la production syn-tectonique de fluides hydrocarbures au sein d'une roche-mère peu perméable permet la création de surpression. Etant donné le potentiel pétrolier très fort du décollement roche-mère, l'augmentation de surpression n'est cependant pas très importante. Dans le cas où la roche possède une faible résistance aux cisaillement et rupture, le

différentiel des contraintes est très faible ; il n'est alors pas certain que la génération des huiles seules puisse permettre de franchir le seuil de fracturation de la roche [Bons *et al.*, 2012 ; Sassi *et al.*, 2013 ; Deville, 2015].

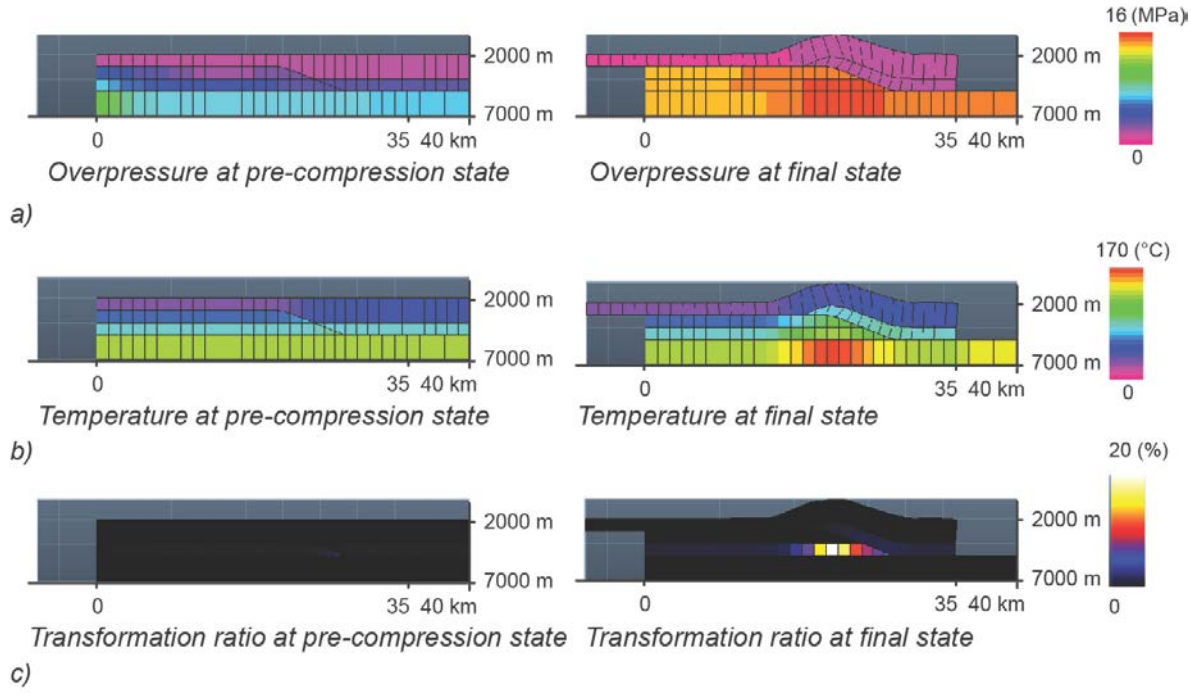


Figure 5.4 – Evolution de la surpression, de la température et du taux de transformation du kérogène lorsqu'un niveau roche-mère (TOC=10% ; IH=640 mg/gC) est intégré à la modélisation.

Lorsque le gradient géothermique est augmenté à une valeur de 40°C/km la transformation du kérogène en hydrocarbures des hydrocarbures est considérablement accélérée (Figure 5.5). Une partie de la maturité des roches-mères est acquise dès la dernière étape de l'enfouissement sédimentaire (environ 20% du kérogène est alors transformé), et le kérogène est presque entièrement transformé en hydrocarbures pendant la formation du pli (Figure 5.5b). En retour la surpression qui se développe dans le *footwall* du chevauchement est augmentée de presque 7 MPa (70 bar) pour atteindre 24 MPa (240 bar) à l'aplomb du pli, et de plusieurs MPa à son front (Figure 5.5a). Pour des cas extrêmes (fort TOC, taux de transformation de proche de 100% et génération très rapide), la transformation du kérogène en hydrocarbure est donc susceptible de fournir suffisament de fluides pour augmenter significativement la surpression. En l'absence de processus de craquage secondaire, on suggère que cette surpression est fortement sous-estimée par rapport à la réalité géologique [e.g Nordgard Bolas *et al.*, 2004 ; Tingay *et al.*, 2013].

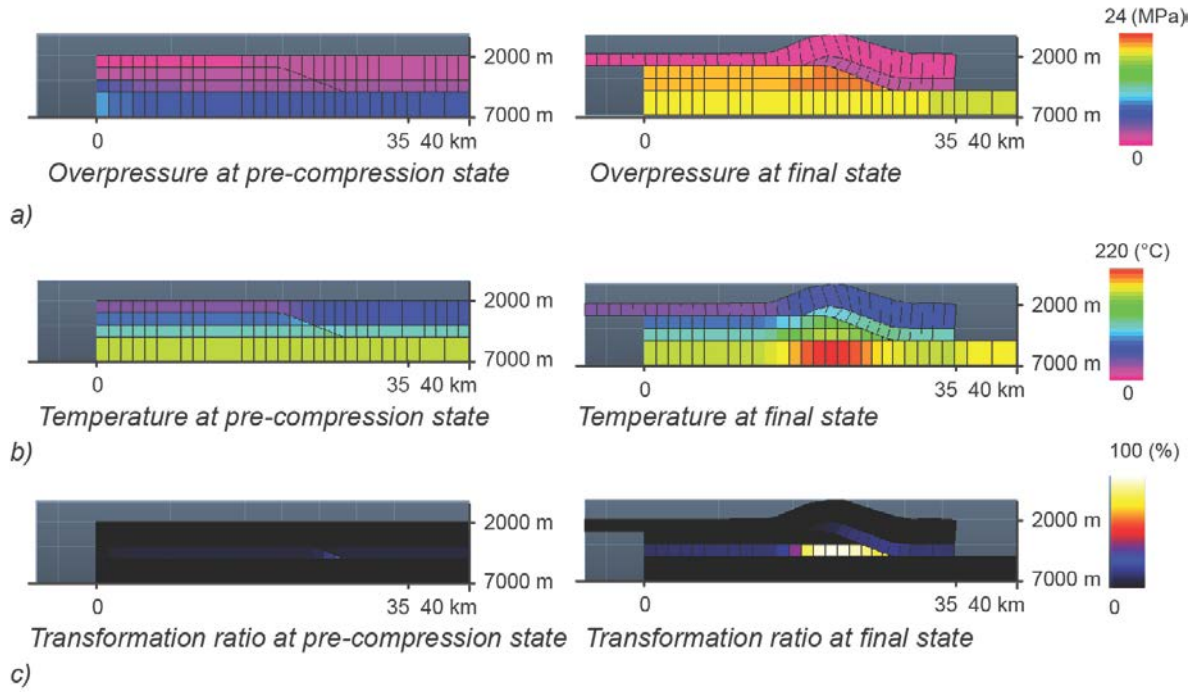


Figure 5.5 – Evolution de la surpression, de la température et du taux de transformation du kérogène pour un gradient géothermique de 40°C/km.

En modifiant la vitesse de raccourcissement du pli de cintrage sur rampe, la vitesse de l'enfouissement tectonique de la roche-mère est également modifiée. On peut alors évaluer l'importance de la cinétique des réactions géochimiques et de la vitesse d'écoulement dans les niveaux peu perméables sur le développement de la surpression. En augmentant la vitesse d'enfouissement, deux processus qui ont un effet inverse sur la pression de fluides sont modifiées : le temps disponible pour transformer le kérogène est réduit (limitant la surpression), tandis que le temps disponible pour dissiper la surpression par écoulement est également réduit (augmentant la surpression). Pour un gradient thermique de 30°C/km et une loi de perméabilité de type Kozeni-Carman, la vitesse de raccourcissement modélisée pendant la période tectonique est de 0.5 km/Ma (mm/a), 1 km/Ma ou 3 km/Ma (Figure 5.2). Comme la température est calculée par un gradient géothermique fixe, la vitesse de croissance du pli n'en modifie pas la distribution.

Au premier ordre, la diminution de la vitesse du raccourcissement amplifie les surpressions au sein du *footwall* de la structure tectonique (Figure 5.6). Dans le cadre de cette modélisation, la réduction de la vitesse de raccourcissement se traduit par deux processus couplés:

(1) Elle modifie les vitesses d'écoulements et le temps disponible pour remettre le système à l'équilibre ; Les fluides tendent à être expulsés, et propagés au front du modèle.

(2) Elle conduit surtout à augmenter le temps de résidence de la roche-mère au sein des fenêtres thermiques de transformation du kérogène en hydrocarbures ; en retour, le taux de

transformation de celui-ci est fortement augmenté (de 8% à 30%), ce qui s'accompagne d'une augmentation de la surpression de 4 MPa (40 bar) environ.

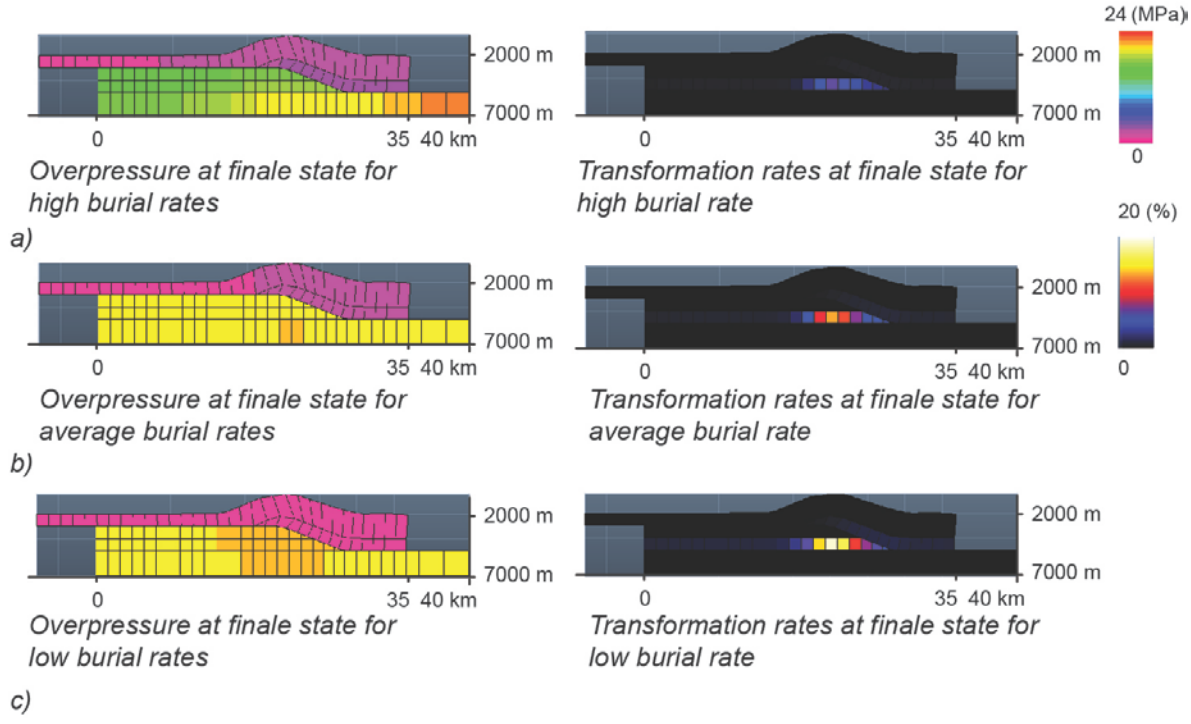


Figure 5.6 – Surpression et taux de transformation pour trois scénarios d'enfouissements tectoniques.

Une relation K/φ classique de type Kozeni-Carman a initialement été introduite pour des matériaux granulaires [Ungerer, 1990], et n'est pas forcément adaptée pour représenter l'évolution de la perméabilité des roches argileuses [Yang et Aplin, 2010 ; Aplin et Macquaker, 2011 ; Gasparrini *et al.*, 2014]. Une loi de type Yang-Aplin pour une minéralogie de 35% d'argile permet de développer plus rapidement et plus intensément les surpressions dans le modèle (Figure 5.7). A la fin de l'enfouissement sédimentaire, les surpressions sont déjà relativement importantes au sein du niveau de décollement (jusqu'à 8 MPa), et atteignent des valeurs très fortes à la fin de l'enfouissement tectonique, par rapport aux modèles de la Figure 5.3.

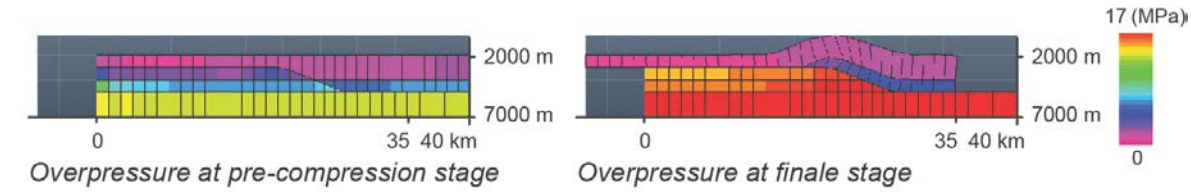


Figure 5.7 – Evolution de la surpression pour une loi φ/K de type Yang-Aplin pour une minéralogie de 35%.

Pour conclure, la génération de surpression dans le *footwall* d'un pli de cintrage sur rampe au sein de sédiments argileux homogènes s'effectue principalement par un processus de désquilibre de compaction issue de la très faible perméabilité généralisée dans le modèle. On suggère que la génération d'hydrocarbure peut-être un mécanisme important pour le développement de la surpression

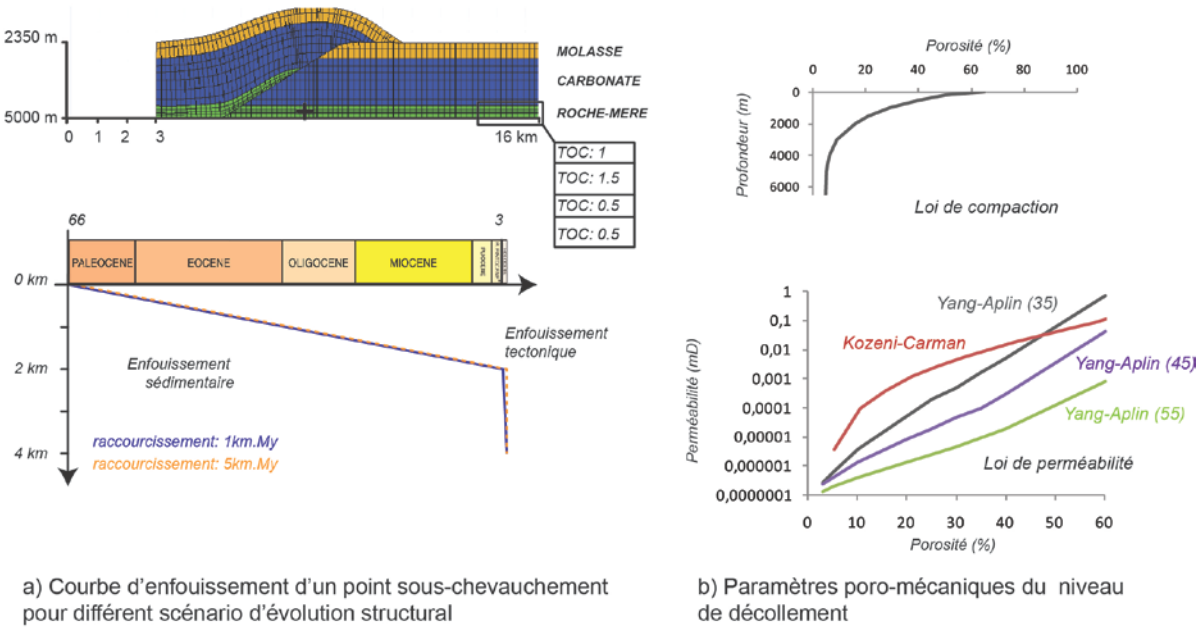
au sein d'une roche-mère à partir d'un seuil critique de transformation du kérogène. Ce modèle théorique du pli de cintrage sur rampe permet ainsi de hiérarchiser les paramètres qui contrôlent le développement des surpressions dans la roche-mère pour les modèles Arctem (Figure 5.8).

Paramètres	*Paramètres poro-mécaniques*	*Système pétrolier*	*Vitesse d'enfouissement tectonique*
Influence sur les surpressions	+ + +	+ +	+

Figure 5.8 – Tableau récapitulatif de la hiérarchie des paramètres influencant la surpression dans le pli de cintrage sur rampe théorique

5.1.3- Le pli de cintrage sur rampe au sein d'une stratigraphie complexe

A partir des résultats du cas homogène, l'objectif de l'exercice de modélisation suivant est de préciser le calendrier et la magnitude des surpressions qui ont pu se développer au cours de l'histoire d'enfouissement des niveaux toarciens de la chaîne Subalpine de la Chartreuse. Pour cela, un pli de cintrage sur rampe au sein d'une succession stratigraphique simplifiant la colonne sédimentaire de l'avant-pays de la Chartreuse est modélisée (Figure 5.9). L'enfouissement du niveau de roche-mère est réalisé en deux étapes : d'abord, une phase d'enfouissement sédimentaire suivie par une phase d'enfouissement tectonique. Les lithologies utilisées pour modéliser les trois unités stratigraphiques sont caractérisées par des lois de compaction représentatives respectivement d'un sédiment molassique, d'un calcaire non diagénétisé et d'une roche argileuse [e.g. Bessereau *et al.*, 2003]. Pour faciliter les comparaisons, la vitesse de sédimentation est fixée à un taux constant de 0.04 km/My (mm/a), ce qui en fait une vitesse dans la moyenne basse de celles rencontrées dans les environnements géologiques [Nemcok *et al.*, 2005]. Deux scénarios de déformation sont envisagés : une vitesse de raccourcissement de 1 km/My (mm/a) ou de 5km/My (mm/a) (Figure 5.9). Dans le premier cas, l'enfouissement tectonique de la roche-mère dans le *footwall* suit un taux maximum d'environ 0.35 km/Ma (mm/a), tandis que dans le second le taux maximum d'enfouissement tectonique est de 1 km/Ma (mm/a). Ces taux maximum d'enfouissement tectonique se rapprochent de ceux de la Chartreuse, d'environ 0.5 km/Ma (mm/a) [Deville et Sassi, 2006]. La température est calculée par un flux de chaleur imposé à la base du décollement, qui est de 70 mW/m^2 ou de 90 mW/m^2, et d'une température de surface d'environ 15°C. Dans le premier cas, la distribution de la température dans le modèle est légèrement inférieure à celle modélisée par Deville et Sassi [2006], tandis qu'elle est légèrement supérieure dans le second cas.



a) Courbe d'enfouissement d'un point sous-chevauchement pour différent scénario d'évolution structural

b) Paramètres poro-mécaniques du niveau de décollement

Figure 5.9 – Conditions aux limites utilisées pour les modélisations sur le pli de cintrage sur rampe au sein d'une stratigraphie complexe

La roche-mère est modélisée d'après les observations effectuées sur le puits Paladru-1, au front de la Chartreuse (Figure 5.9) : les paramètres cinétiques sont ceux du Toarcien « Schiste-Cartons » [Behar *et al.*, 2008], le TOC est moyenné à 0.5, 1 ou 1,5% de TOC suivant l'intervalle stratigraphique de la roche-mère et l'IH est moyenné à 640 mg/gC (voir Chapitre 4).

Pour une vitesse de raccourcissement de 1 km/my, un flux de chaleur de 70mW/m^2 et sans roche-mère, le charriage de l'unité chevauchante ne permet pas de développer une surpression supérieure à 3 MPa (30 bar) au sein du niveau de décollement, malgré une forte réduction de la porosité et de la perméabilité de ce niveau stratigraphique argileux (Figure 5.10). Bien que faibles, ces surpressions témoignent d'un phénomène de déséquilibre de compaction, provoqué par les très faibles taux d'écoulements modélisés au sein du niveau décollement.

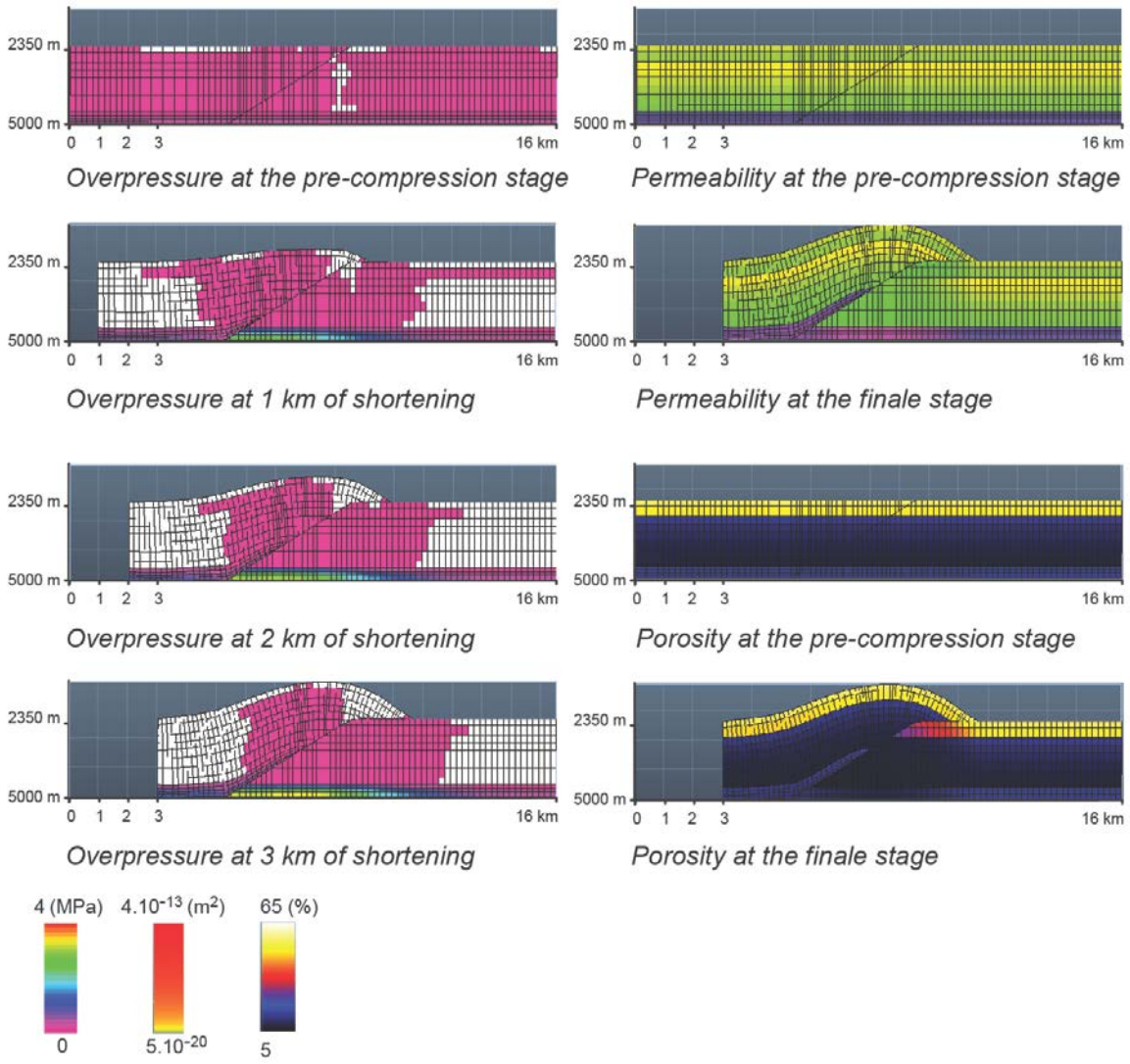


Figure 5.10 – Evolution cinématique de la surpression, de la porosité et de la perméabilité

Pour une modélisation identique, mais dans lequel le niveau de décollement est une roche-mère, la pression de fluide au sein de la roche-mère n'est augmentée au maximum que de 1 MPa (10 bar), malgré un taux de transformation proche de 30% (Figure 5.11a). Par rapport aux modélisations effectuées sur le cas homogène, la quantité totale plus faible mais plus réaliste de matières organiques contenues dans la roche-mère ne permet pas de produire suffisament de fluides au sein du niveau de décollement pour générer des surpressions. Paradoxalement, la même modélisation avec des températures plus élevées conduit à réduire sensiblement les surpressions dans le modèle, de 1 à 2 Mpa (10 à 20 bar) (Figure 5.11b), malgré un taux de transformation du kérogène proche de 100%. Dans ce cas, la maturité de la roche-mère s'effectue en partie pendant l'enfouissement sédimentaire du décollement (Figure 5.11b). Une part importante des hydrocarbures est donc générée de façon pré-tectonique, conduisant à deux effets :

(1) D'une part, la surpression au sein du décollement s'intensifie pendant la période pré-tectonique.

(2) D'autre part, la migration des fluides hydrocarbures dans le réservoir carbonaté sus-jacent réduit les pressions de fluides au sein du décollement.

Ces deux exercices mettent donc en évidence l'importance du calendrier des différents mécanismes de surpression, sous-compaction ou génération d'hydrocarbure, pendant l'histoire d'enfouissement des sédiments. Surtout, on confirme que la recherche d'un scénario d'évolution structurale validé mécaniquement est primordiale pour modéliser correctement l'histoire paléo-hydrologiques d'un bassin sédimentaire.

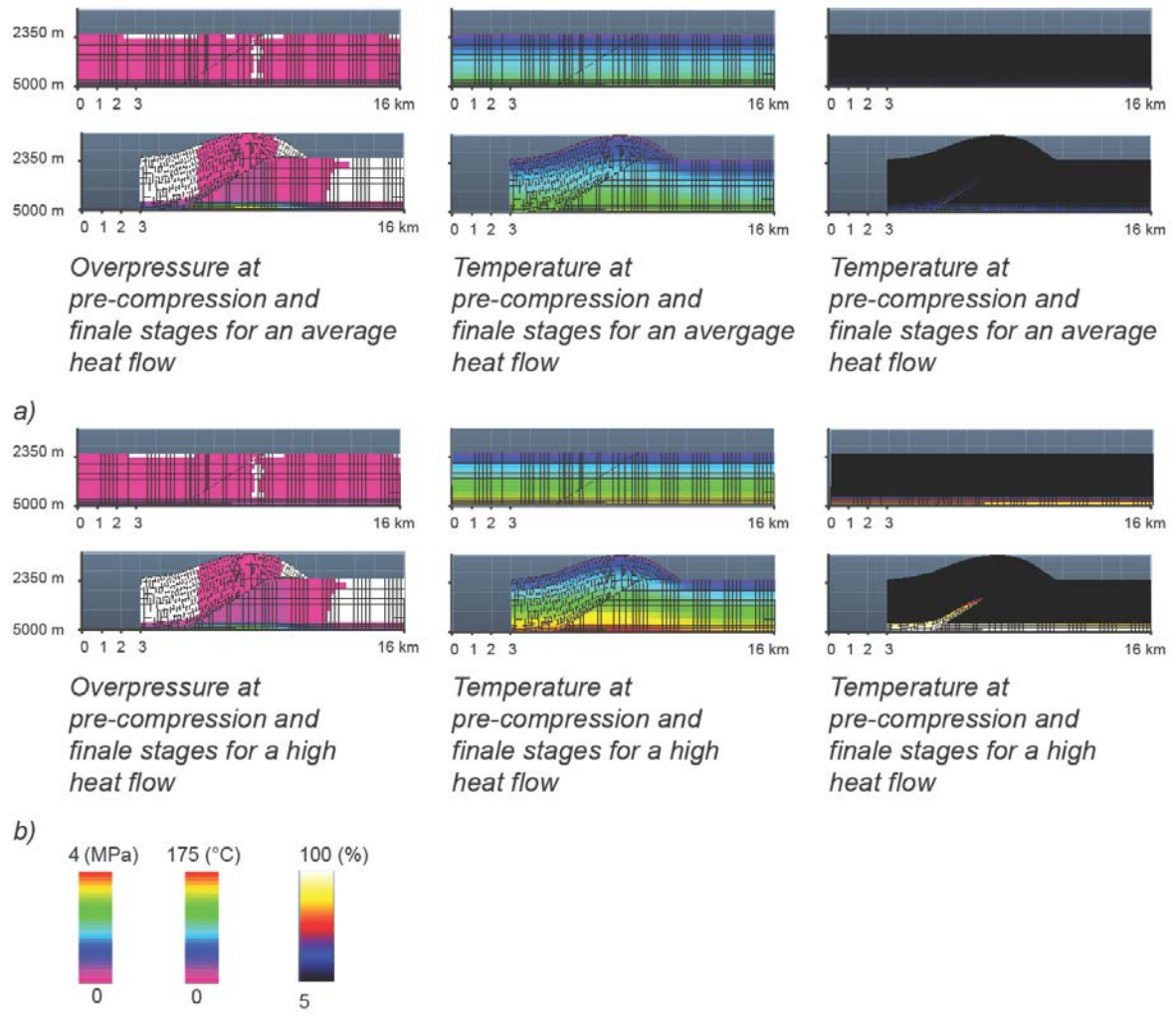


Figure 5.11 – Evolution cinématique de la surpression, de la température et du taux de transformations pour deux évolutions thermiques différentes

L'augmentation de la vitesse de l'enfouissement tectonique, dans le cadre d'une modélisation sans roche mère, augmente sensiblement la surpression développée dans le niveau de décollement (Figure 5.12). Pour un scénario de sédimentation pré-tectonique identique à la Figure 5.13, la croissance rapide de la structure plissée limite le rééquilibrage des pressions fluides pendant l'enfouissement tectonique (Figure 5.12). Cet exemple met en évidence l'importance cruciale de la

relation entre l'histoire d'enfouissement et les perméabilités du milieu pour le développement des pressions de fluides anormales.

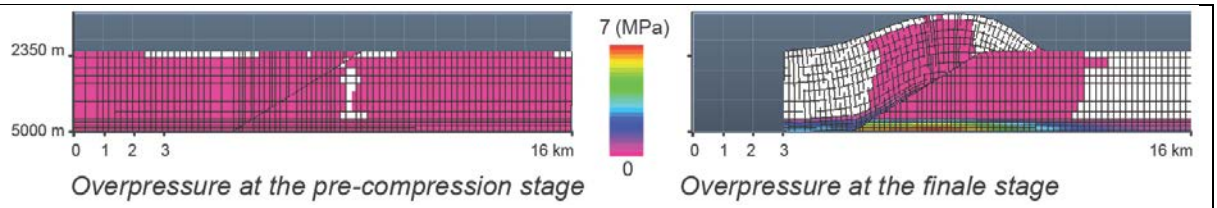


Figure 5.12 – Evolution de la surpression pour une vitesse d'enfouissement tectonique de 1 km/Ma (1 mm/a)

La modélisation de la roche-mère en utilisant des lois φ/K Yang-Aplin calibrées sur des *mudstones* aux propriétés minéralogiques argileuses à très fortement argileuses [Yang et Aplin, 2010] change radicalement la magnitude de la surpression qui se développe au sein du niveau de décollement, sans modifier fondamentalement sa distribution spatiale (Figure 5.13). Elles atteignent 17 MPa (170 bar) pour un *mudstone* caractérisé par une fraction argileuse d'environ 35%, et 24 MPa (240 bar) pour un *mudstone* caractérisé par une fraction fine d'environ 55%.

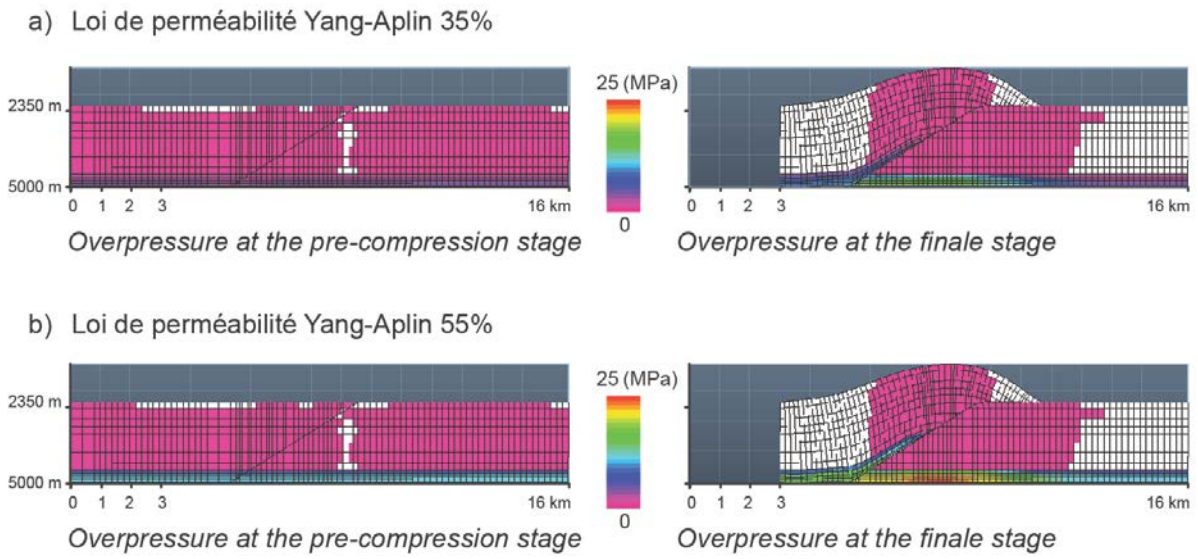


Figure 5.13 – Evolution de la surpression pour une évolution de perméabilité pour une roche composé de 35% de fraction argileuse (a) ou de 55% de fraction argileuse (b).

Pour simuler plus précisément l'histoire de l'enfouissement sédimentaire des niveaux Liassiques dans le massif Subalpin de la Chartreuse, les deux modélisations suivantes sont réalisées avec des taux de sédimentation et des âges stratigraphiques observés sur le puits Paladru-2 (Chapitre 4). L'histoire d'enfouissement des niveaux roche-mère du Lias est alors divisée en quatre périodes (Figure 5.14a): (1) une phase d'enfouissement sédimentaire rapide, correspondant à la sédimentation de la plateforme carbonatée Mésozoique, (2) une phase d'enfouissement sédimentaire très faible et très lente, correspondant au hiatus du Crétacé Supérieure, (3) une phase d'enfouissement sédimentaire modérée mais très rapide correspondant à la formation du bassin flexural au début du Cenozoïque et (4) l'enfouissement tectonique rapide et intense.

Dans une première série de modèles, deux lois de perméabilité pour les *mudstones* Liassique sont testés : une loi de Yang-Aplin pour des *mudstones* composés de 35% de fraction argileuse [Yang et Aplin, 2010], et une loi établie pour générée de très forte surpressions (on la nommera *loi B*) [Wenderbourg *et al.*, 2014] (Figure 6.14). Dans les deux cas, l'évolution de la surpression suit une tendance identique :

(3) La mise en place de la plateforme carbonatée mène au développement d'une surpression au sein du décollement, faible pour une loi de Yang-Aplin (<4 MPa, 40 bar) (Figure 5.14b) et forte pour la loi B (>20 MPa, 200 bar) (Figure 5.14c).
(4) Le hiatus crétacé permet la dissipation d'une partie de ces surpressions, qui reste malgré tout très forte pour la loi B (Figure 5.14c). Dans le cas d'une loi de Yang-Aplin, les pressions de fluides sont presque revenues à l'état d'équilibre (Figure 5.14c).
(5) Les phases d'enfouissements flexurales et tectoniques aboutissent au développement d'une surpression intense, qui atteint 16 MPa (160 bar) pour une loi de Yang-Aplin (Figure 5.14b) et plus de 30 MPa (300 bar) pour la loi B (Figure 5.14c).

Deux points tout à fait essentiels sont mis en évidence par cette expérience : (1) d'une part, l'importance de l'étalonnage en laboratoire de la loi de perméabilité des argiles dans les modèles de bassins, puisque pour deux lois de comportement simulant des roches similaires (*i.e.* des argiles marines), les surpressions modélisées passent du simple au double. (2) D'autre part, il est très important d'établir finement l'histoire de l'enfouissement des roches sédimentaires du dépôt initial à la fin de l'histoire tectonique pour pouvoir prendre en compte chaque événement de surpression au sein d'un niveau stratigraphique. Encore une fois, on souligne l'importance primordiale de la recherche précise du scénario d'évolution structurale du dépôt initial à l'état déformé actuel pour modéliser correctement les processus d'écoulement dans les bassins sédimentaires.

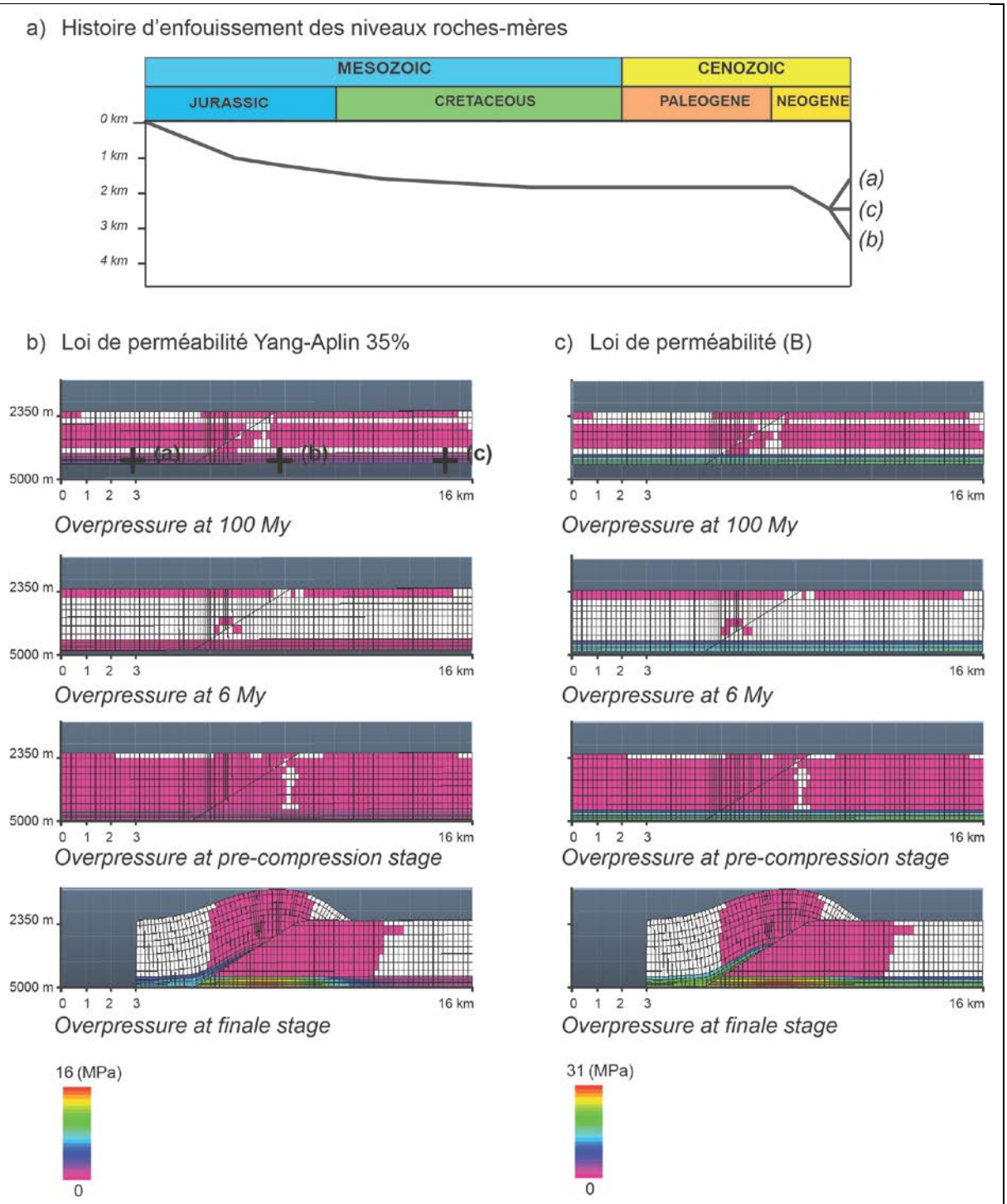


Figure 5.14 – Evolution de la surpression au cours de l'enfouissement des argiles Liassiques au front de la Chartreuse, pour différente lois de perméabilités.

Pour une modélisation utilisant une loi de perméabilité de Yang-Aplin calibrée sur une minéralogie de 35% d'argile, l'introduction de niveaux roches-mères avec un potentiel pétrolier fort au sein du Lias (le Toarcien est composé de 3% de matière organique) ne permet pas de développer considérablement la surpression pendant les phases d'enfouissements flexurales et tectoniques. Elles sont augmentées de 1 à 2 MPa (10 à 20 bar) environ par rapport à la Figure 5.15a, pour atteindre près de 17 MPa (170 bar) (Figure 5.15a). La génération des hydrocarbures s'effectue en partie pendant

l'enfouissement sédimentaire, mais la majorité est produite pendant la phase flexurale et tectonique (Figure 5.15b) ; cependant, l'augmentation de température au sein de la roche-mère pendant la phase tectonique est insuffisante pour permettre la production de fluides hydrocarbures en quantités suffisantes pour affecter la surpression.

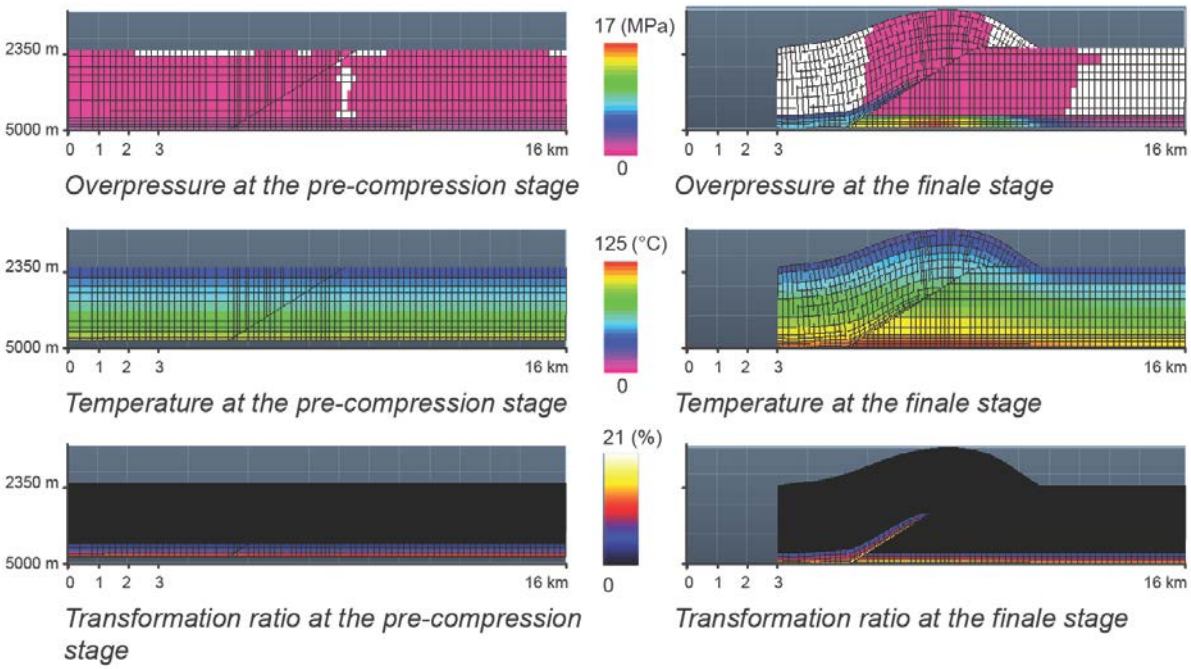


Figure 5.15 – Evolution de la surpression, de la température et du taux de transformation du kérogène au cours de l'enfouissement de la roche-mère Liassique au front de la Chartreuse.

L'augmentation du flux de chaleur de 20 mW/m^2 au cours de la période syn-tectonique permet de transformer entièrement le kérogène en hydrocarbure. La surpression générée par cette transformation du kérogène est alors très fortes: elle tient compte de près de 20% de la magnitude de la surpression qui se développe dans le décollement, qui atteint 21 MPa (210 bar) (Figure 5.16).

Ainsi, l'intensité de la surpression au sein de la roche-mère sont dépendantes de : (1) le potentiel pétrolier de la roche-mère, (2) l'augmentation de la température (par enfouissement tectonique ou sédimentaire), et (3) le temps de résidence de la roche-mère au sein des fenêtres thermiques de maturité qui détermine le taux de transformation de la roche-mère. La cinétique de la réaction de transformation des hydrocarbures est alors importante, puisqu'elle contrôle la vitesse à laquelle la surpression augmente. La composante temporelle est donc presque aussi importante que la composante sédimentaire (le potentiel pétrolier de la roche-mère) et la composante structurale (l'histoire d'enfouissement de la roche-mère).

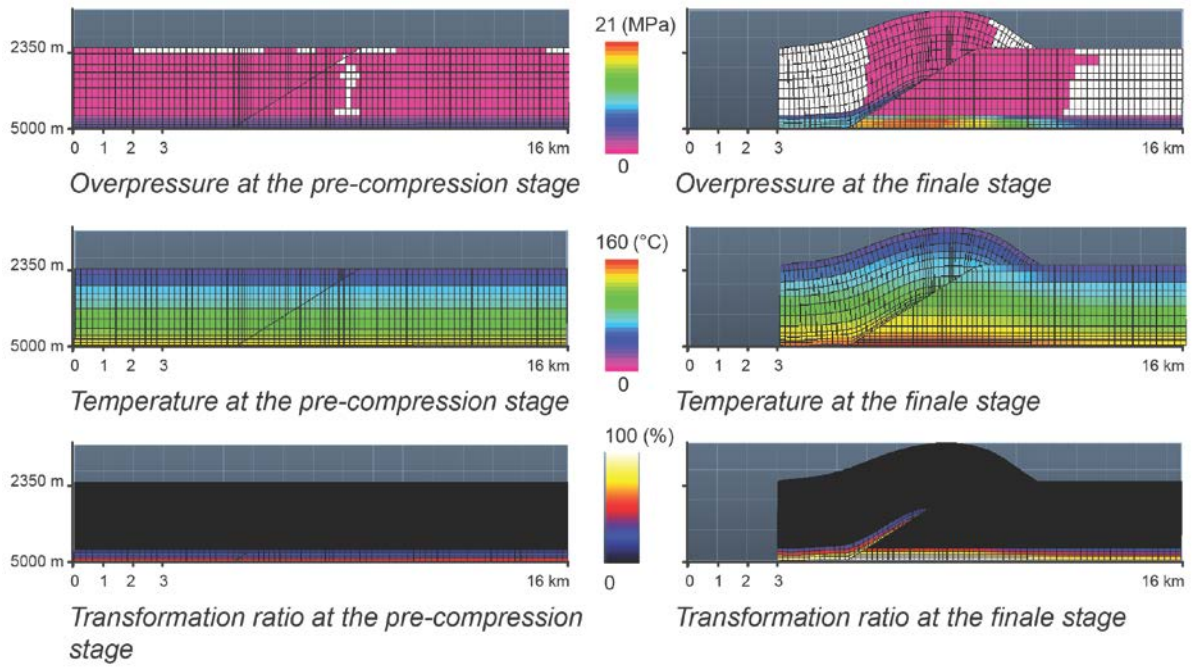


Figure 5.16 – Evolution de la surpression, de la température et du taux de transformation du kérogène au cours de l'enfouissement de la roche-mère Liassique au front de la Chartreuse, pour un flux de chaleur de 90 mW/m^2 à partir du dépôt des sédiments flexuraux (voir Figure 5.14)

5.1.4- Discussion

L'étude paramétrique réalisée sur les facteurs de contrôle du développement d'une pression de fluides anormale dans le *footwall* d'une faille chevauchante permet de hiérarchiser les processus à l'origine d'une surpression anormale au sein du niveau de décollement roche-mère. On montre que les très faibles perméabilités du milieu sont le facteur dominant dans le développement de surpression intense. Toutefois, la transformation du kérogène solide en fluides hydrocarbures est capable d'en produire suffisamment au sein d'une roche-mère peu perméable pour développer considérablement la suppression, sous réserve d'un fort potentiel pétrolier et d'un calendrier de génération adéquat. Dans les cas extrêmes où près de 100% de la matière organique est transformée grâce à l'enfouissement tectonique, jusqu'à 20 % de la pression de fluide anormale peut être issue de l'apport de fluide par la génération d'hydrocarbure. Cette valeur est probablement sous-estimée puisqu'elle ne prend pas en compte les variations de volume du fluide issue de la transformation huile-gaz. Le contrôle de l'histoire d'enfouissement du niveau roche-mère sur le développement de la surpression est également mis en évidence: pour des propriétés poro-mécaniques et roches-mères identiques, la pression de fluide au sein du niveau roche-mère résulte d'une compétition entre différents processus, comme la vitesse de sédimentation, les phases d'érosions et de hiatus de sédimentations et le développement des chevauchements. Lorsque l'histoire d'enfouissement est simulée de la déposition d'une couche sédimentaire jusqu'à l'état actuel, différents événements successifs de surpressions sont attendus. La difficulté est alors de pouvoir évaluer pour chaque événement comment les éventuelles fracturations

ou cimentations entraîneraient une modification de la perméabilité du milieu, et donc une modification de l'état de pression de fluides et de sa propagation [e.g. Gasparrinni *et al.*, 2014]. Dans l'état actuel de son développement, cette problématique ne peut pas être traitée avec des modèles Arctem puisqu'aucune formulation mécanique n'est proposée par le modèle.

La distribution de la surpression qui se développe au sein du *footwall* d'un pli de cintrage sur rampe est positivement corrélée avec l'élévation topographique du pli. La très faible perméabilité du milieu entraîne des écoulements très lents au sein de la roche-mère ; les fluides se propagent malgré tout au sein du niveau de décollement. Au front du pli, quelques MPa supplémentaires de pression de fluides (quelques dizaines de bar) sont typiquement attendus par rapport à l'état sans enfouissement tectonique de l'avant-pays. On suggère qu'en l'absence de phénomènes de sédimentation à même de modifier la topographie de surface, la zone critique où la surpression pourrait permettre de modifier du comportement de la roche ou de la fracturer se localise sous le pli, mais peut se propager sur quelques kilomètres au-delà. Vers le chevauchement, l'imperméabilité de la faille tend à augmenter sensiblement la surpression au front de la faille (mais aussi dans le reste du niveau peu perméable) en bloquant l'accès au fluides. Si cette condition imperméable est discutable par rapport aux conceptions actuelles sur la perméabilité d'une faille [e.g. Faulkner *et al.*, 2010], les tests paramétriques nécessaires pour analyser les effets d'une évolution de perméablité au cours du temps sont trop nombreux pour pouvoir être discutés dans le cadre de cette étude.

Les conclusions qui sont tirées de ces modèles théoriques de plis de cintrage sur rampe sont proches de celles de Smith et Wiltschko [1996], qui ont étudié la distribution et la magnitude des pressions de fluides anormales dans un cadre similaire au notre. L'apport des modélisations Arctem permet cependant de souligner l'importance des différents processus capable d'apporter des fluides dans le système pour développer la surpression au sein du décollement. Il permet également de mettre en évidence l'importance d'une loi φ/K étalonnée sur des roches en laboratoire pour identifier les différents évenements de surpression pendant l'histoire d'enfouissement [voir aussi, Sassi *et al.*, 2013 ; Gasparrinni *et al.*, 2014].

Le manque de couplage entre les modèles présentés et la description du régime des contraintes au sein du *footwall* rend difficile de discuter magnitude de la surpression par rapport à un seuil de fracturation de la roche-mère. Il est possible de faire l'hypothèse que l'excès de pression de fluide conduit à baisser le différentiel des contraintes au point que $\sigma_1 \sim \sigma_3$, et donc que le seuil de fracturation est atteint pour $\sigma_1 \sim \sigma_3 \sim$ 70% à 80% de la contrainte lithostatique [e.g. Grauls, 1999 ; Hantschel et Kauerauf, 2009 ; Burgreen-Chan *et al.*, 2015]. Par exemple, pour le dernier cas simulé (Figure 5.16), la contrainte lithostatique au point le plus enfoui est proche de 85 MPa ; la contrainte effective au sein de la roche-mère dans les zones en surpression est comprise entre 19 MPa et 25 MPa (et donc la pression de fluide totale est comprise entre 60 et 66 MPa). Au dernier stade de déformation,

le seuil de fracturation peut donc être proche de 60 MPa pour un critère à 70% de la contrainte lithostatique, et de 68 MPa pour un critère à 80%, permettant ou pas de fracturer la roche. On voit donc que, même en utilisant des hypothèses très simples, il est difficile de décrire jusqu'à quelle point la magnitude de la surpression modélisé influence à la fois la perméabilité du milieu et son comportement rhéologique. Le but de cette discussion est de montrer au lecteur que le manque d'informations sur : (1) les paramètres mécaniques de la roche-mère, (2) l'état de contrainte à chaque point dans le bassin sédimentaire, (3) la relation entre surpression et le comportement rhéologique de la roche, limite fortement les interprétations qu'il est possible de donner sur la zone et l'intensité des modifications mécaniques provoquées par la surpression de fluide dans le niveau roche-mère

Le modèle de bassin Arctem est un outil puissant pour discuter des problèmatiques de pression de fluides et pour tester des scénarios simples d'écoulement de fluides au sein d'une stratigraphie mécanique. Cependant, les modélisations effectuées dans ce chapitre restent pseudo-hydromécaniques, dans le sens où elles permettent d'appréhender les relations mécaniques entre les fluides et les roches mais ne permettent par de tester ou de valider ces hypothèses sur la base d'un calcul géo-mécanique.

Dans la suite de ce chapitre, c'est une approche purement géo-mécanique qui est proposée pour étudier l'influence des lois de comportements rhéologiques sur la simualtion de la déformation géologique, et pour définir des critères mécaniques seuils qui permettent d'activer un décollement au sein d'une stratigraphie mécanique.

5.2- Activation d'un décollement et propagation d'un système de chevauchements : apports des modélisations thermo-mécaniques FLAMAR

Il existe de nombreux moyens de modéliser le comportement mécanique des bassins sédimentaires, et plusieurs méthodes font appel à la mécanique des milieux continus. Les méthodes de calculs de structures qu'offrent les techniques des éléments finis ou des différences finies, en forment des exemples classiques [e.g. Zienkiewicz *et al.*, 2005 ; Gerya, 2010 ; Gray *et al.*, 2015]. Le principe de ces méthodes est de calculer les déplacements aux nœuds d'un maillage à chaque pas de temps, grâce à la résolution d'un système d'équations linéarisées, sous des conditions aux limites prédéfinies et de manière à respecter l'équilibre des forces. La stratégie adoptée par ces méthodes de calculs numériques est de discrétiser la géométrie du système à modéliser en sous-domaines maillés [Laursen et Simo, 1993]. Les maillages des sous domaines forment des grilles qui définissent la structure géologique sur laquelle les calculs seront réalisés. Ces méthodes partent du postulat que les propriétés et les processus géologiques simulés peuvent être modélisés comme un continuum à partir d'une certaine échelle [Munjiza, 2004] ; ce postulat mérite d'être discuté au regard des problèmes

d'évolutions structurales des bassins sédimentaires, qui impliquent des déformations de type continues (tassement, fluage et plissements), et discontinues (fracturation, création de failles et chevauchements).

Les méthodes des éléments-finis et des différences-finies utilisent des stratégies de maillages similaires, la principale distinction entre les deux étant la manière dont sont résolues les équations mathématiques [Zienkiewicz *et al.*, 2005 ; Gerya, 2010 ; Gray *et al.*, 2015]. La méthode éléments-finis résout une intégrale pondérée équivalente [e.g. Zienkiewicz *et al.*, 2005], tandis que la méthode différence-finies approxime directement les équations différentielles partielles en intégrant par différences-finies [e.g. Cundall, 1989 ; Poliakov *et al.*, 1993]. Un point commun à ces méthodes est que les phénomènes non-linéaires et multi-échelle qu'elles modélisent sont par essence très complexes à calibrer sur l'observation des données du terrain ou du laboratoire. De plus nous savons bien que dans le cadre de systèmes dit chaotiques, des modifications même très limitées sur les conditions initiales (par exemple de topographie ou de comportement mécanique) peuvent fortement modifier les résultats d'une modélisation. Plusieurs *benchmarks* ont d'ailleurs montré que les différentes techniques de modélisations numériques ont tendance à converger vers des résultats de simulations très différents malgré des prescriptions identiques (voir, par exemple, Buiter *et al.* [2006]).

Le risque de l'utilisation des outils de modélisation numérique est de ne plus savoir distinguer les résultats qui relèvent des hypothèses mécaniques formulées dans la méthode numérique de ceux qui relèvent d'un vrai processus existant dans la nature [e.g. Burov *et al.*, 2014b]. L'expérience acquise ici avec la « modélisation FLAMAR » de multiples problèmes de mécaniques nous permet seulement de mieux comprendre comment des systèmes composites de matériaux géologiques réagissent aux systèmes de forces et de contraintes appliquées. Pour des systèmes stratifiés complexes il devient alors possible de fournir une analyse mécanique des processus qui permettent l'initiation et la formation des décollements, et leur développement par la suite. En prenant comme conditions aux limites « internes » la stratigraphie mécanique et conditions aux limites externes les chargements tectoniques des chaînes Subalpines, il est possible sur la base d'exercices de modélisations simples de préciser quels sont les paramètres mécaniques critiques qui controlent l'initiation et la formation des décollements subalpins. Nous verrons également qu'il est plus difficile d'étudier comment les structures géologiques, ou plutôt unités structurales individualisées, évoluent cinématiquement et géométriquement pour former les structures tectoniques des chaines plissées : les plis anticlinaux de rampes, les plis de propagation, les chevauchements imbriqués et les systèmes en duplex, les zones triangles, pour citer les plus rencontrées. Les résultats des expériences de modélisations permettront de vérifier qualitativement la pertinence des hypothèses sur le comportement mécanique des argiles roches-mères, notamment sur la relation entre déformation fragile et ductile. Ils pourront ainsi être mis en parallèle avec les observations sur la caractérisation à haute résolution d'horizons roche-mères décollement dans le Toarcien subalpins et albanais. En partant de ces exercices de modélisation, on

montre qu'il est possible d'analyser la distribution des contraintes et des déformations au devant des chevauchements frontaux, afin de les mettre en relation avec la distribution et la mise en place des surpressions au sein du niveau roche-mère pendant son enfouissement tectonique (voir chapitre 5-1).

5.2.1- Approche utilisée : la technique numérique FLAMAR

L'approche choisie avec l'utilisation du code numérique FLAMAR [e.g. Burov *et al.*, 2014], permet l'étude du comportement mécanique d'un milieu stratifié visco-élasto-plastique face à différentes conditions de chargements. Dans un premier temps, les points essentiels de la formulation de FLAMAR décrit son principe de fonctionnement.

FLAMAR est un code hybride élément-fini et différence-finies, caractérisé par un système de coordonnées Cartésien en 2D [Burov *et al.*, 2001 ; Le Pourhiet *et al.*, 2004 ; Burov et Yamato, 2008]. Il est basé sur les algorithmes numériques FLAC (Fast Lagrangian Analysis of Continua) [Cundall, 1989] et PARAVOZ [Poliakov *et al.*, 1993]. Les détails du développement numérique peuvent être trouvés dans Burov et Yamato [2008], Burov *et al.* [2001, 2014a], Le Pourhiet *et al.* [2004], Yamato et al [2006] et Huet [2010]. Comme toutes les méthodes différences-finies, FLAMAR transforme les équations différentielles partielles originales en systèmes d'équations algébriques avec des inconnues sur les nœuds de la grille. La solution du système d'équations dépend des conditions aux limites imposées au milieu modélisé. FLAMAR utilise une formulation explicite des systèmes d'équations ; l'avantage est qu'elle permet d'obtenir un algorithme de solution relativement simple. Le désavantage est qu'elle nécessite de diviser les calculs en un très grand nombre de pas de temps pour s'assurer d'une solution numériquement stable. Pour réduire les temps de calculs, FLAMAR adapte automatiquement le pas de temps au cours du calcul [Cundall, 1989 ; Poliakov *et al.*, 1993]. Un des objectifs sous-jacents est donc de vérifier si l'outil FLAMAR est adapté pour traiter des problèmes de mécaniques à l'échelle des bassins sédimentaires. En effet, nous avons pu voir au cours du Chapitre 2 que les problématiques de mécanique entre les échelles lithosphériques et bassins sédimentaires sont très différentes. Dans FLAMAR, les relations entre contraintes et déformations sont calculées en 2D, avec une évaluation du comportement dans la troisième dimension. FLAMAR résout simultanément, dans une formulation Lagrangienne : (1) l'équation de Newton de la dynamique (Eq. (A1)), (2) les équations décrivant le comportement visco-elasto-plastique (Eq. (A2)), (4) l'équation du transport de la chaleur (Eq. (A3)).

$$\rho \frac{dU_i}{dt} - \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial j} = \rho g_i \qquad \text{(A1)}$$

$$\frac{d\sigma}{dt} = F(\sigma, u, v, \nabla v, \dots, T, \dots) \qquad \text{(A2)}$$

$$\rho C_p \left({}^{\partial T}/_{\partial t} + u \nabla \mathrm{T} \right) - \nabla(\mathrm{k}\nabla \mathrm{T}) - \mathrm{H_r} - \mathrm{H_a} - \mathrm{frac} * \sigma_{\mathrm{II}} \, {}^{\partial_{\varepsilon_{II}}}/_{\partial t} \qquad \text{(A3)}$$

où u, σ, g, k sont respectivement les termes de la vitesse, des contraintes, de l'accélération de la gravité et de la conductivité thermique. Les termes t, ρ, C_p, T, H_r, H_a, α, $\mathrm{frac} * \sigma_{II}{}^{\partial_{\varepsilon_{II}}}/_{\partial t}$ désigne respectivement le temps, la densité, la chaleur spécifique, la production de chaleur interne, le terme de chauffage adiabatique, le coefficient d'expansion thermique et le terme de « *shear heating* ». Les termes $\partial/_{\partial t}, {}^{d\sigma}/_{dt}$, F sont respectivement une dérivée du temps, une dérivée de Jaumann et une dérivée fonctionnelle. Le shear heating résulte de la conversion de l'énergie mécanique en chaleur durant la déformation [Thielmann et Kaus, 2012]. Ce phénomène est négligé dans cette étude, en l'absence de données d'observations directes dans les bassins sédimentaires [e.g. Burov *et al.*, 2014a]. On peut noter également que le terme inertiel (le premier paramètre de l'équation A(1)) est également négligeable pour des applications géodynamiques [e.g. Cundall, 1989 ; Poliakov *et al.*, 1993 ; Burov *et al.*, 2014a].

La Figure 5.17 détaille les étapes suivies par FLAMAR pour passer d'un pas de temps t à un t+1. Pour résumer, le schéma numérique possède une logique en trois partie [Le Pourhiet, 2004 ; Huet, 2010]:

(1) Le calcul des phénomènes diffusifs comme l'érosion, la diffusion et la production thermique
(2) L'incrémentation de la déformation à partir du champ de vitesse du pas de temps précédent
(3) La mise à jour des contraintes thermiques et mécaniques, qui produisent un état de contrainte sur lequel les conditions aux limites mécaniques sont appliquées.

Les forces qui s'exercent sur chacun des nœuds du modèle sont calculées à partir du nouvel état de contraintes mécaniques et des forces de volumes. L'équation de la dynamique A1 est ensuite résolue, ce qui permet la définition d'un nouveau champ de vitesse.

Une procédure de remaillage automatique intervient chaque fois qu'une maille devient trop déformée, ce qui autorise de grands déplacements et de grandes déformations. Pour réduire la fréquence de remaillage et donc limiter au maximum la diffusion numérique, le critère de remaillage est imposé par un angle critique, qui est défini suivant les cas entre 1 et 5°. D'un point de vue pratique, plus l'angle est fort, plus le remaillage sera fréquent, et donc moins la solution sera acceptable. A l'inverse, la stabilité et la rapidité du code peuvent être fortement réduites par un angle trop faible.

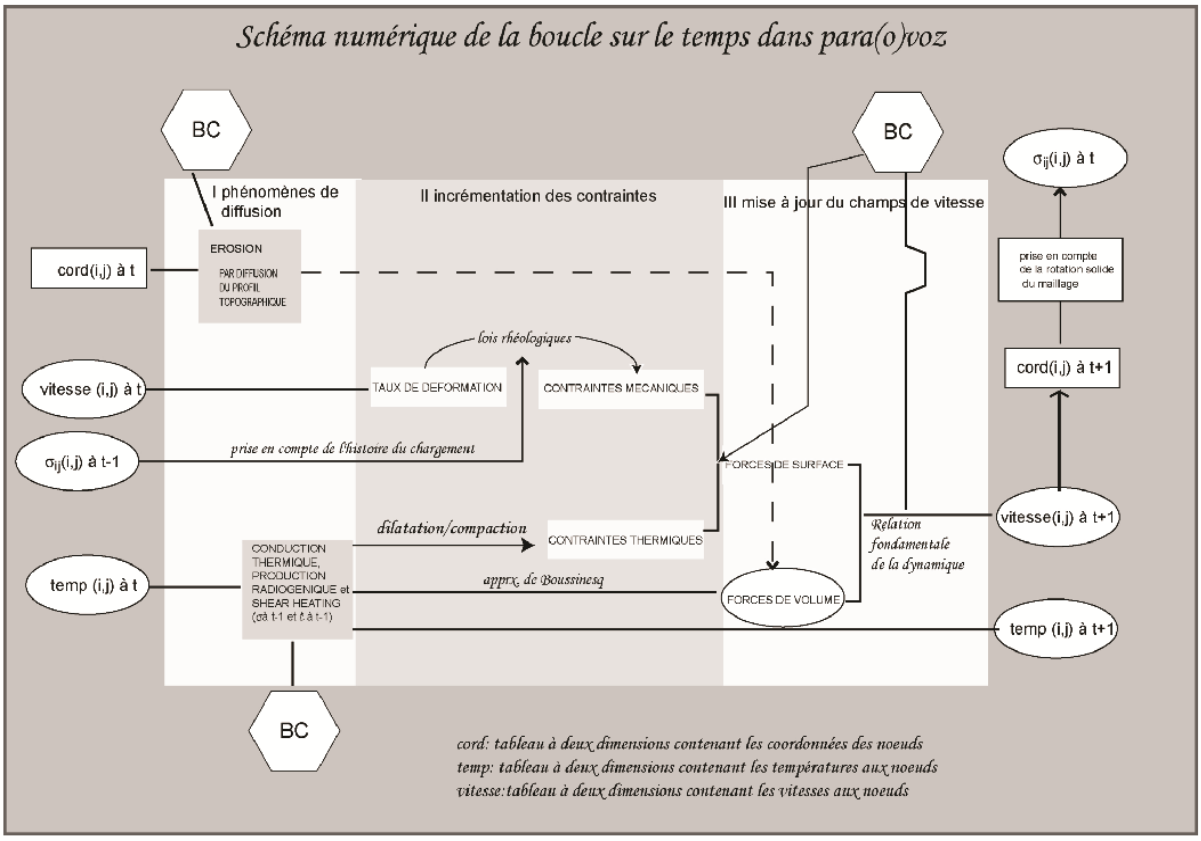


Figure 5.17 – Schéma numérique de la méthode de calcul FLAMAR [Le Pourhiet, 2004]

Les lois rhéologiques utilisées dans FLAMAR sont élastiques, plastiques frictionnelles et visqueuse et sont traitées explicitement et en série (voir chapitre 2). Pour chaque maille, FLAMAR calcule l'état de contrainte pour une rhéologie de type Maxwell (visco-élastique) puis pour une rhéologie élasto-plastique. L'état de contrainte correspondant à la plus faible contrainte déviatorique est affectée à la maille.

Le comportement élastique est exprimé par la loi de Hooke (Eq. (A5)) :

$$\sigma_{ij} = \lambda\delta_{ij}\varepsilon_{ij} + 2G\varepsilon_{ij} \qquad \text{(A5)}$$

où λ et G sont les constantes de Lamé et δ l'opérateur de Kronecker.

Le comportement plastique frictionnel s'exprime par un critère de Mohr-Coulomb, non associatif et sans dilatance (Eq. (A6)):

$$\tau = Co + \sigma_n tan\varphi \qquad \text{(A6)}$$

où τ est la contrainte cisaillante, σ_n la contrainte normale qui prend en compte à la fois la pression des roches et des fluides, Co la cohésion et φ l'angle de friction interne de la roche. FLAMAR permet de modéliser les phénomènes d'adoucissement par une loi linéaire modifiant la cohésion et/ou l'angle de frottement .

Le comportement ductile-visqueux est celui d'un fluide non-Newtonien. Le mécanisme utilisé correspond à un fluage par dislocation, qui fait varier la viscosité effective de la roche en fonction de la température et de la contrainte différentielle (Eq. (A7)) [e.g. Turcotte et Schubert, 2015]. :

$$\dot{\varepsilon}^d = A(\sigma_1 - \sigma_3)^n \mathrm{e}^{(-Q/RT)} \quad \text{(A7)}$$

La viscosité effective est définie comme (Eq. (A8)):

$$\mu_{eff} = \dot{\varepsilon}^{(1-\mathrm{n})/\mathrm{n}} \mathrm{A}^{-1/\mathrm{n}} \mathrm{e}^{(-Q/RT)} \quad \text{(A8)}$$

où A est une constante du matériel, Q est l'énergie d'activation, R la constante des gaz parfaits et n un exposant puissance.

Dans le cas où la déformation est triaxiale, on a :

$$\mu_{eff} = \dot{\varepsilon}_{\mathrm{II}}^{\mathrm{d}\,(1-\mathrm{n})/\mathrm{n}} * (\mathrm{A}^*)^{-1/\mathrm{n}} * \mathrm{e}^{(-Q/RT)} \quad \text{(A9)}$$

où $\dot{\varepsilon}_{\mathrm{II}}^{\mathrm{d}} = (\mathrm{inv}_{\mathrm{II}}(\dot{\varepsilon}_{\mathrm{ij}}))^{1/2}$ est le taux de déformation effectif et $\mathrm{A}^* = {}^1/_2\,\mathrm{A}.\,3^{(\mathrm{n}+1)/2}$ une constante du matériel.

Les processus d'érosions et de sédimentations sont simulés par le biais d'une équation de diffusion. L'élévation topographique *h* de la surface libre le long de l'axe *x* est calculée en utilisant le modèle classique de Culling qui est fonction du coefficient de diffusion k_{ero} (Eq. (A10)) :

$$\frac{\partial^2 x}{\partial t^2} = k_{ero} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad \text{(A10)}$$

Cette formulation est théoriquement bien adaptée pour représenter les sédiments deltaïques, assez représentatifs des bassins d'avant-pays [Yamato et al, 2007]. Bien évidemment, les processus de surfaces sont infiniment plus complexes en milieu naturel, et de nombreuses techniques permettent de les modéliser de manière plus conforme à la réalité [voir notamment Graveleau *et al.*, 2012 ; Fillon *et al.*, 2013; Ueda *et al.*, 2015]. Cependant une simple loi de diffusion linéaire en 2D permet de simuler en une première approximation les effets de l'érosion et de la sédimentation sur l'équilibre mécanique et thermique du système.

D'un point de vue pratique, la méthodologie utilisée pour travailler avec un outil de modélisation thermo-mécanique comme FLAMAR est composé de trois étapes :

(1) La paramétrisation du modèle, dans laquelle la résolution spatiale, les types de conditions aux limites et leurs valeurs sont définies. Classiquement, c'est un travail qui s'effectue par essai-erreur au travers de tests paramétriques, l'objectif étant de déterminer si les propriétés utilisées reproduisent le comportement ou les géométries attendues.

(2) Le calcul ; D'un point de vue pratique, le temps de calcul s'accroit très rapidement avec l'augmentation de la résolution du modèle et la complexité des processus à modéliser. La solution est de faire des « hypothèses compromis » pour simplifier les conditions aux limites et les processus simulés, afin de rendre le temps de calcul acceptable tout en limitant la perte de résolution du modèle. A titre d'exemple, les modélisations les plus simples présentées dans ce travail ont duré quelques dizaines de minutes, tandis que les plus complexes ont facilement atteints plusieurs semaines.

(3) Le « post-processing », c'est-à-dire la visualisation des résultats qui s'effectue de manière externe en utilisant des scripts MATLAB.

5.2.2- Les conditions aux limites applicables dans FLAMAR pour résoudre des problèmes de mécaniques dans les bassins sédimentaires

L'objectif d'une modélisation mécanique est *in fine* de pouvoir reproduire au mieux le style structural observé sur une coupe géologique. Un objectif sous-jacent est de pouvoir étudier les géométries et les cinématiques qui se créent lorsque les paramètres mécaniques du modèle changent; et ainsi éclairer les processus et les phénomènes à l'origine de la complexité structurale des objets géologiques. Afin de pouvoir évaluer la cohérence (ou plutôt la pertinence) d'une évolution cinématique produite dans FLAMAR, il faut pouvoir reproduire les caractéristiques et la géométrie finale des structures tectoniques observées à partir de données géologiques et/ou géophysiques. Dans le chapitre 2, plusieurs caractéristiques ont été identifiées sur la base de nombreuses coupes géologiques autour des chaînes Méditerranéennes ; on peut citer notamment les trois plis « élémentaires » (*DF*, *FBF* et *FPF*), les déplacements très forts localisés sur des niveaux de décollements horizontaux, des espacements typiques entre les blocs de failles, les phénomènes de subsidence flexurale, les structures tectoniques réactivées et inversées, etc.

Une question annexe mais essentielle pour les études futures est de savoir si la méthode FLAMAR permettra de modéliser l'évolution structurale d'un bassin sédimentaire. La question ici n'est pas de reproduire des modèles intégrant l'échelle lithosphérique et les déformations du bassin sédimentaire ; Le développement numérique nécessaire pour optimiser la résolution et les temps de calcul en fait une problématique hors de portée pour l'objectif de cette thèse [e.g. Jammes et al, 2013 ; Ghazian et Buiter, 2014 ; Erdos *et al.*, 2015]. Il est par contre important de savoir s'il est possible de reproduire, dans l'état de développment courant du programme numérique FLAMAR, l'évolution mécanique d'une cinématique telle qu'elle est produite par un modèle cinématique-géométrique, comme imposé dans la méthodologie Thrustpack par exemple. Une des faiblesses récurrentes des méthodes numériques éléments finis/différences finies est celle d'avoir été conçues pour répondre spécifiquement à un ou deux problèmes de mécaniques, souvent au détriment des autres. Par exemple, peu de méthodes numériques permettent la simulation sur un même modèle des caractéristiques

principales des trois plis élémentaires [e.g. Hardy et Finch, 2005 ; Buiter *et al.*, 2006 ; Simpson, 2006 ; Stockmal *et al.*, 2007 ; Ruh *et al.*, 2012 ; Fillon *et al.*, 2013 ; Feng *et al.*, 2015 ; Ueda et al, 2015]. Ainsi, un certain nombre de processus reconnus comme majeurs dans la mise en place des structures géologiques ne sont pas disponibles dans FLAMAR : par exemple l'apport de sédiments externes au modèle ou un socle qui tolère les mouvements verticaux, permettant le calcul de la subsidence de la lithosphère.

Afin d'exploiter au mieux les limites et les applications de la méthode FLAMAR pour étudier l'évolution structurale des bassins sédimentaires, ce chapitre présente les étapes essentielles pour la réalisation d'une simulation avec FLAMAR. En listant les principales options disponibles en termes de conditions aux limites, l'objectif est d'indiquer dans quelle mesure il est possible de reproduire les processus thermiques et mécaniques observés dans les bassins sédimentaires ; on verra notamment que la modélisation, sur la base d'un calcul numérique, d'une cinématique aussi complexe que celle de la Chartreuse (voir chapitre 4-1) nécessite encore des développements numériques.

La construction d'un exercice de modélisation avec le code numérique FLAMAR s'effectue en quatre grandes étapes, dans lesquelles des paramètres spécifiques doivent être renseignés :

(1) Il s'agit tout d'abord de définir l'architecture initiale du milieu géologique, en détaillant la géométrie des niveaux stratigraphiques à l'état initial. Pour chaque niveau stratigraphique, il faut attribuer une « phase rhéologique », c'est-à-dire un ensemble de loi de comportements mécaniques qui décrivent sa réaction aux forces appliquées au système.

(2) Il faut ensuite spécifier les paramètres numériques inhérents à la méthode numérique FLAC elle-même, comme les critères d'accélération du modèle, de remaillages ou les pas de temps [e.g. Cundall, 1989 ; Poliakov et al, 1993 ; Burov et al, 2014a]. On n'insistera pas trop sur ces paramètres qui ont pour principal objectif de s'assurer de la rapidité et de la stabilité du modèle. Il faut également décider de la résolution verticale et horizontale qui sera attribuée aux modèles. Il va de soi que pour une résolution fine, la qualité de la solution est meilleure mais le temps de calcul plus long.

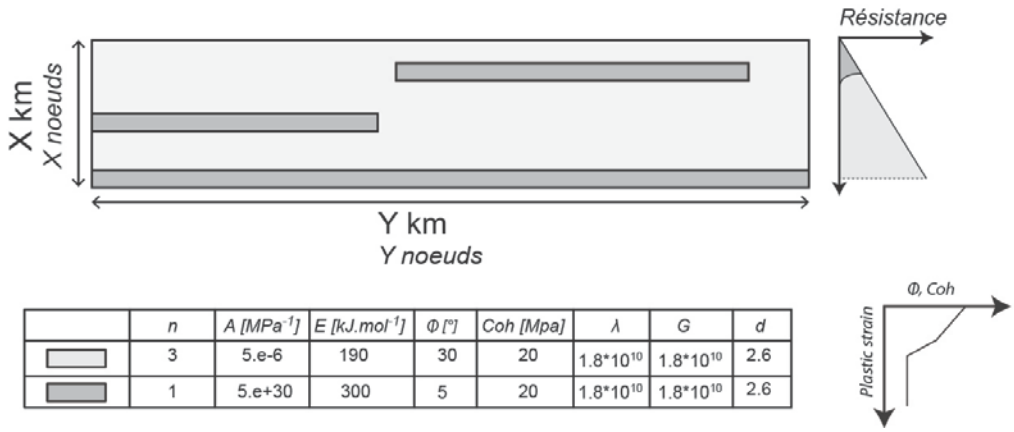
(3) Il faut ensuite décider du mode de chargement thermique, c'est-à-dire comment la température et les flux de chaleurs sont calculés ou imposés dans la modélisation. Les températures et les flux permettent principalement le calcul de la viscosité des matériaux, et *in fine* des déformations visqueuses.

(4) Ensuite, ce sont les conditions aux limites de chargement mécanique qui sont renseignées. Il faut définir les paramètres qui déterminent les forces dynamiques appliquées au système ; cela passe notamment par la définition du comportement des quatre bords formant les limites du modèle (la surface, le socle et les bords latéraux droit et gauche).

5.2.2.1- L'état initial du modèle et l'attribution des lois de comportement rhéologique

Plusieurs contraintes inhérentes à la méthode FLAMAR existent pour définir la géométrie initiale du modèle (Figure 5.18):

(1) Elle est nécessairement rectangulaire.
(2) Les niveaux stratigraphiques sont horizontaux.
(3) Pour introduire une discontinuité, comme une zone de faiblesse ou une faille héritée par exemple, il faut introduire un explicitement un matériel géologique d'une épaisseur donnée.



	n	A [MPa^{-1}]	E [kJ.mol^{-1}]	Φ [°]	Coh [Mpa]	λ	G	d
	3	5.e-6	190	30	20	1.8*10^{10}	1.8*10^{10}	2.6
	1	5.e+30	300	5	20	1.8*10^{10}	1.8*10^{10}	2.6

Figure 5.18 – Géométries possibles de l'état initial d'un modèle FLAMAR, et exemples de lois rhéologiques attribuées aux matériaux géologiques

Malgré la simplicité du modèle à l'état initial, la méthode numérique FLAMAR permet d'attribuer aux niveaux stratigraphiques des lois constitutives variées. Les principales sont : l'élasticité linéaire, la visco-élasticité de type Maxwell, l'élasto-plasticité caractérisé par un critère de Mohr-Coulomb et des rhéologies combinées élasto-visco-plastiques (Chapitre 2-1). Pour décrire l'évolution des failles depuis leurs initiations jusqu'à la croissance de réseaux faillés complexes, les modèles les plus complets (élasto-plastiques et visco-élasto-plastique) sont les plus appropriés [Gerbault *et al.*, 1998 ; Burov, 2007, 2011]. En particulier, les lois constitutives élasto-visco-plastiques permettent la définition de matériaux géologiques dont la déformation est dépendante à la fois de la pression de confinement, et de la température et du taux de déformation (voir les équations A6 à A9). Les décollements sont des niveaux qui peuvent adopter une vaste gamme de mécanisme de déformation, du comportement fragile pour des argiles très consolidés à des comportements purement ductiles pour des niveaux de sel épais. Un des intérêts des modélisations FLAMAR est justement de pouvoir reproduire toute cette gamme de mécanisme.

La définition des paramètres n, A et Q (voir équation A7) qui détermine les déformations visqueuses doit normalement se justifier par rapport à des données expérimentales [e.g. Burov *et al.*, 2014a ; Turcotte et Schubert, 2015]. De nombreuses tables existent qui permettent d'avoir accès à un certain nombre de matériaux typiques de la croûte continentale [e.g. Goetze et Evans, 1979 ; Ranally

et Murphy, 1987 ; Gleason et Tullis, 1995 ; Burov *et al.*, 2014a ; Turcotte et Schubert, 2015]. Toutefois, il existe une marge de manœuvre pour déterminer les paramètres en fonction du comportement que l'on veut exprimer [Burov *et al.*, 2014a]. A l'instar de Le Pourhiet *et al.* [2004], la plupart des expériences qui sont présentées dans ce chapitre utilise des paramètres fixes n et Q, représentatifs de la plupart des roches de la croûte continentale (Figure 5.18). Le terme A est modulable pour rendre la roche plus ou moins ductile. En utilisant ces paramètres, il est possible de calibré une loi rhéologique pour définir un comportement mécanique où la transition fragile/ductile correspond à l'entrée en maturité de la matière organique, par exemple.

Les failles dans les modèles FLAMAR sont simulées comme des zones de cisaillements intenses et localisées. Après leur initiation, la perte de résistances des roches endommagées contribue à restreindre la déformation plastique sur un plan de cisaillement étroit. Ce phénomène d'adoucissement est souvent décrit comme un processus mimant correctement la formation des failles dans les sédiments frictionnels [Malavieille, 1984 ; Mandl, 1988 ; Merle et Abidi, 1995 ; Lorhmann *et al.*, 2003 ; Hoth *et al.*, 2006 ; Gray et al, 2014]. Cependant, la simulation d'un tel phénomène représente un challenge pour les techniques de simulations numériques [Leroy et Ortiz, 1989 ; Mary et al, 2013]. Ainsi, les lois qui sont proposées dans la littérature sont rarement calibrées sur des données expérimentales, malgré leur rôle majeur dans les solutions proposées par les modèles numériques [e.g. Brechet *et al.*, 1996 ; Buiter *et al.*, 2006]. Dans FLAMAR, il est possible de définir des lois d'adoucissements modifiant l'angle de friction interne de la roche ou sa cohésion à partir d'un seuil de déformation plastique (Figure 5.18). Ce comportement mécanique permet de localiser considérablement le cisaillement sur des plans restreints, qui simulent le comportement de failles discontinues. Cependant, l'utilisation de plusieurs lois d'adoucissements pour chaque matériel dans les modélisations FLAMAR n'est pas disponible : Elles sont appliquées sur un seul matériel, ou uniformément sur tous. Une seconde méthode dans FLAMAR permet de simuler ces processus d'adoucissements, en réduisant la viscosité des zones fortement endommagées ; elle reste cependant moins efficace pour localiser les déformations plastiques. En pratique, on verra que l'absence de processus d'adoucissements efficaces dans FLAMAR se traduit par une certaine difficulté pour reproduire des failles permettant de déplacer des nappes de chevauchements sur de longues distances.

5.2.2.2- Les conditions aux limites de chargement mécanique

Un modèle FLAMAR se définit par quatre faces, sur lesquelles peuvent être appliquées explicitement des vitesses ou des contraintes (Figure 5.19). La condition de surface est définie comme une vraie surface libre, sans contraintes ni vitesses dans toutes les directions.

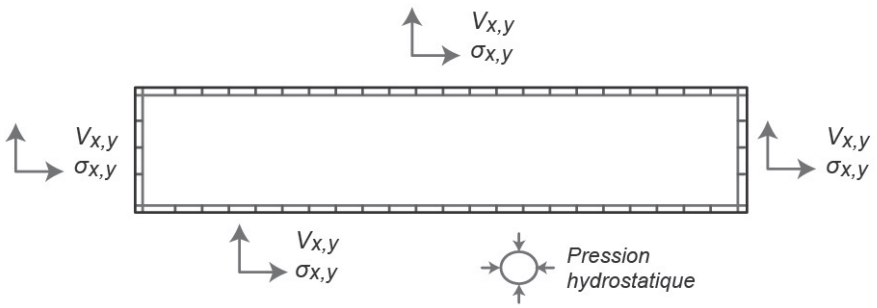


Figure 5.19 – Conditions aux limites de chargement mécanique qui peuvent être appliquées sur les faces d'un modèle FLAMAR. Deux types de conditions sont possiblement appliquées, horizontalement ou verticalement : des vitesses et des contraintes

Des vitesses de déplacements aux limites du modèle sont imposées pour forcer la déformation dans le domaine. La prescription de forces est possible (Figure 5.19), à l'instar de Smart *et al.* [1999], mais tendent à rendre le code instable et les résultats imprévisibles [Gray *et al.*, 2014]. Les modélisations FLAMAR ne permettent des calculs numériquement stables que lorsque les vitesses sont appliquées aux bords latéraux du modèle. On est dans un schéma de type « indentation » où le moteur des déformations est représenté par un mur rigide qui se déplace, le *backstop* [e.g. Peltzer *et al.*, 1982 ; Tapponnier *et al.*, 1982 ; Sassi *et al.*, 1993 ; Gerbault *et al.*, 1998 ; Ellis *et al.*, 2004 ; Buiter *et al.*, 2006 ; Simpson, 2006 ; Graveleau *et al.*, 2012 ; Albertz et Lingrey, 2012 ; Feng *et al.*, 2015], au contraire d'un schéma de type « tapis roulant », où le déplacement est imposé aux nœuds du socle [e.g. Ellis, 1996 ; Stockmal *et al.*, 2007 ; Simpson *et al.*, 2011 ; Graveleau *et al.*, 2012 ; Ruh *et al.*, 2012 ; Fillon *et al.*, 2013 ; Ueda et Gerya, 2015]. Théoriquement, de telles différences dans les conditions aux limites ne doivent pas modifier de manière significative la déformation, puisque les champs de vitesses sont comparables [Gerbault *et al.*, 1998 ; Graveleau *et al.*, 2012]. D'un point de vue pratique, les modèles type « indentation » nécessitent de traiter explicitement le comportement du socle, soit en l'assimilant à un contact frictionnel soit en le laissant libre.

La Figure 5.21 montre une partie des conditions qui ont été utilisées et testées dans cette étude. Parmi les conditions constantes, on trouve la surface libre, le bord latéral extérieur fixe horizontalement, et le socle fixe verticalement. L'absence de résistance frictionnelle au socle du modèle implique que les modèles proposées dans ce travail simulent au socle un niveau de détachement avec une résistance infiniment faible. Deux stratégies de modélisations ont été utilisées : soit le socle est effectivement considéré comme une surface libre (Figure 5.20a, b), soit la friction est simulé par des astuces numériques (Figure 5.20c, d). Les deux premiers modèles (Figure 5.20a, b) sont les plus stables numériquement. Les deux derniers modèles permettent de reproduire les effets d'une friction à la base, infinie pour celui de la Figure 5.20c, et très forte pour celui de la Figure 5.20d. Dans ces deux cas, à cause de problématiques numériques liées au remaillage, la déformation du modèle ne peut pas être poussée au-delà du kilomètre.

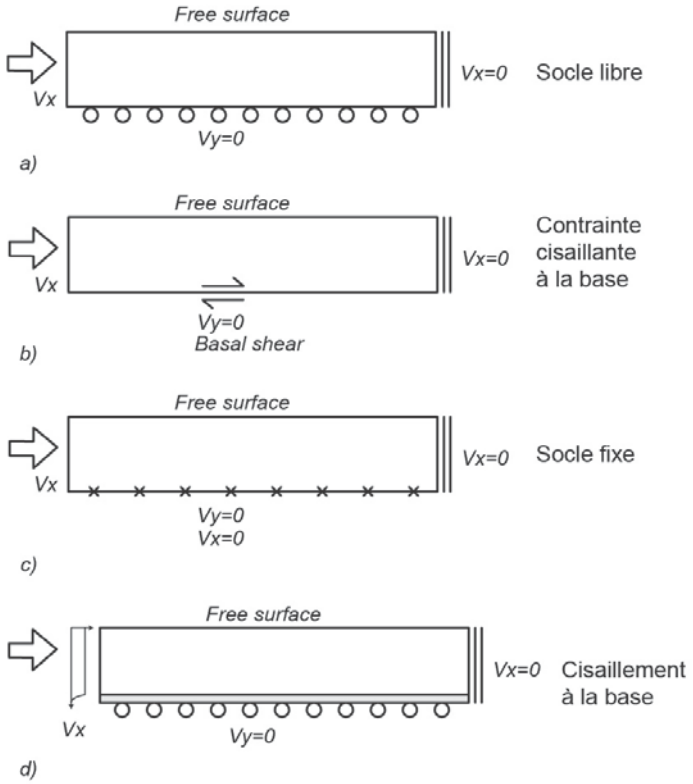


Figure 5.20 – Les différents types de conditions aux limites de chargements mécaniques qui ont été utilisées au cours de ce travail de thèse.

5.2.2.1- Les conditions aux limites thermiques

La modélisation thermique de FLAMAR est utilisée pour calculer le comportement rhéologique des roches lorsque celui-ci est dépendant de la température (dans le cadre d'une loi de dislocation par exemple). Sa présence est fondamentale pour définir une loi rhéologique thermo-dépendante qui simule le comportement mécanique d'une roche-mère et son évolution au cours de l'enfouissement.

Dans FLAMAR le champ de température peut être établi dans le modèlle géologique de deux façons différentes: on peut imposer un gradient thermique linéaire, dans ce cas le calcul est immédiat (Figure 5.21a) ou appliqué une température à la surface, au socle et tenir compte d'une production de chaleur simulée par un flux à la base du modèle (Figure 5.21b). Dans le premier cas, l'évolution de la température est uniquement dépendante de l'élévation topographique ; dans le second cas, la température résulte d'un calcul. A l'échelle du bassin sédimentaire les champs de température modélisés sont souvent incompatibles avec les observations provenant d'autres méthodes de modélisations (les modèles de bassins par exemple). Cette imprécision s'avère surtout problématique lorsque des transitions fragiles/ductiles adaptées à des isothermes spécifiques des phénomènes diagénétiques sont testées. Sur les expériences présentées par la suite, la distribution de la température est principalement modélisée selon un gradient linéaire, pour augmenter la rapidité des calculs ; dans

les faits, on n'a pas observé de différences importantes pour l'une ou l'autre formulation dans le cadre des conditions aux limites simples qui ont été testées.

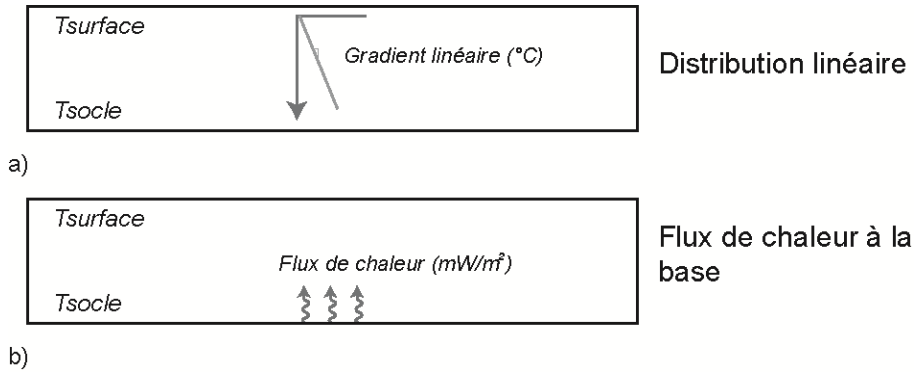


Figure 5.21 – Conditions de chargements thermiques applicables dans les modèles FLAMAR

5.2.2.4- L'utilisation de FLAMAR aux problèmes de la mécanique des bassins sédimentaires

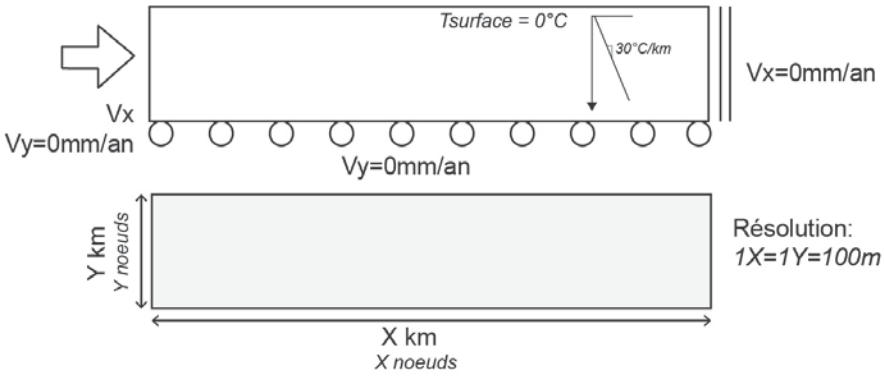
On souligne dans cette présentation de la formulation de FLAMAR un certain nombre de points intéressants pour les problématiques de bassins sédimentaires ; en particulier, la possibilité d'utiliser des rhéologies non-linéaires élasto-visco-plastiques se rapprochant du comportement naturel des roches [Gerbault *et al.*, 1998 ; Burov, 2007, 2011 ; Turcotte et Schubert, 2015] est un atout par rapport à des méthodes utilisant des lois de comportements plus simplifiées [e.g. Maerten et Maerten, 2006 ; Moretti, 2008 ; Guzofski et al, 2009 ; Simpson, 2009 ; Ruh *et al.*, 2012 ; Mary et al, 2013 ; Jaquet et al, 2014]. Cette particularité rend bien adaptées la réponse mécanique et la déformation d'un milieu stratifié, caractérisées par des rhéologies et des modes de déformation très hétérogènes, comme ce peut-être le cas pour le Jura par exemple. La modélisation thermique intégrée dans la méthode FLAMAR, bien qu'imparfaite, permet d'étudier l'impact d'un changement mécanique de fragile à ductile sur le style de la déformation ; cette méthodologie peut parfaitement s'appliquer aux transformations subites par la roche-mère pendant son enfouissement.

A son stade de développement, la meilleure utilisation possible de FLAMAR dans l'étude des bassins sédimentaires est celle d'un « laboratoire numérique de mécanique des roches ». On propose ainsi dans la suite du chapitre des séries d'exercices de modélisations de milieux stratifiés (*i.e.* en *layer-cake*) et sans héritage structural, conduit dans le même esprit que les modélisations mécaniques physiques [e.g. Malavieille et al, 2010 ; Graveleau et al, 2012 ; Malavieille et al, 2015]. L'objectif est donc, à partir de conditions aux limites simples, d'utiliser les résultats d'expériences de mécaniques numériques pour en tirer des leçons sur la manière dont s'initient et croîent les structures géologiques, et analyser les valeurs des paramètres nécessaires pour reproduire les caractéristiques principales des trois types de plis élémentaires et l'activation des niveaux de décollements. Sous réserve d'avoir compris comment la méthode FLAMAR calcule les déformations géologiques, ces enseignements

peuvent servir à aider le géologue structuraliste dans son interprétation, notamment en précisant les solutions possibles ou non de géométries structurales et d'évolutions structurales.

Un point important à considérer *a priori* est de savoir si la localisation des failles doit être prédéfinie dans le modèle [e.g. Sassi *et al.*, 1993 ; Le Pourhiet *et al.*, 2004 ; Hardy et Finch, 2005 ; Smart *et al.*, 2012 ; Nilfouroushan *et al.*, 2013 ; Albertz et Lingrey, 2012 ; Gray *et al.*, 2014] ou si celles-ci doivent apparaître là, où et quand le modèle les calcule [e.g. Sassi et Faure, 1997 ; Gerbault *et al.*, 1998 ; Stockmal *et al.*, 2007 ; Ruh *et al.*, 2012]. Il s'agit de deux problématiques différentes : soit l'étude porte sur l'évolution cinématique et géométrique d'une structure tectonique en réponse à des conditions aux limites prédéfinies [Sassi *et al.*, 1993 ; Le Pourhiet *et al.*, 2004 ; Ellis *et al.*, 2004 ; Hardy et Finch, 2005 ; Nilfouroushan *et al.*, 2013 ; Albertz et Lingrey, 2012 ; Feng *et al.*, 2015], soit on s'intéresse à prédire où, quand et comment les failles chevauchantes s'initient et se développent en unités aux espacements typiques en réponse à des conditions aux limites prédéfinies [e.g. Faure et Sassi, 1997 ; Gerbault *et al.*, 1998 ; Leroy et Sassi, 2000 ; Maillot et Leroy, 2006 ; Simpson, 2009 ; Ruh *et al.*, 2012]. Dans les chapitres suivants, les séries de modélisations géomécanique permettront de se pencher sur le second type de problématique (chapitre 5.2.3 et 5.2.4), puis au premier (chapitre 5.2.5).

D'un point de vue pratique, un certain nombre de conditions aux limites sont définies comme « standards » dans les expériences suivantes ; sauf mention contraire, le lecteur peut estimer que ces expériences sont toujours construites à partir du schéma suivant (Figure 5.22):



	n	A [MPa^{-1}]	E [kJ.mol^{-1}]	Φ [°]	Coh [Mpa]	λ	G	d
	3	5.e-8	190	30	20	$1.8*10^{10}$	$1.8*10^{10}$	2.6

Figure 5.22 – Schéma de l'état initial et des conditions aux limites de « références » utilisées dans la suite du texte.

5.2.3- Le cas du pli de détachement

Modéliser un pli de détachement est un exercice intéressant, puisqu'il permet d'aborder plusieurs sujets comme le couplage fragile/ductile ou l'évolution d'une structure géométrique simple en une

structure géométrique complexe [Hardy et Poblet, 1994 ; Mitra *et al.*, 2003 ; Wallace et Homza, 2004 ; Hardy et Finch, 2005]. Il permet également d'étudier plus en détail un problème mécanique mis en évidence dans le Jura (voir Chapitre 2-2), la compétition entre les mécanismes de plissements et de chevauchements [e.g. Biot, 1961 ; Erickson, 1996 ; Gerbault *et al.*, 1999 ; Laubscher, 2008 ; Simpson, 2009 ; Schmalholz et Schmid, 2012 ; Jacquet *et al.*, 2014 ; Fernandez et Kaus, 2014].

Une modélisation d'un pli de détachement est réalisée, selon les conditions aux limites et la géométrie initiale présentées en Figure 5.23. L'état initial correspond à une série stratigraphique composée de deux matériaux aux propriétés mécaniques contrastées : un niveau salifère ductile et incompétent de 200 m environ est introduit au sein d'une série sédimentaire carbonatée compétente (Figure 5.23). L'objectif de cet exercice est de comprendre comment la déformation s'initie et se localise dans le modèle, et de discuter le contrôle que peuvent avoir les lois rhéologiques sur l'évolution cinématique des déformations.

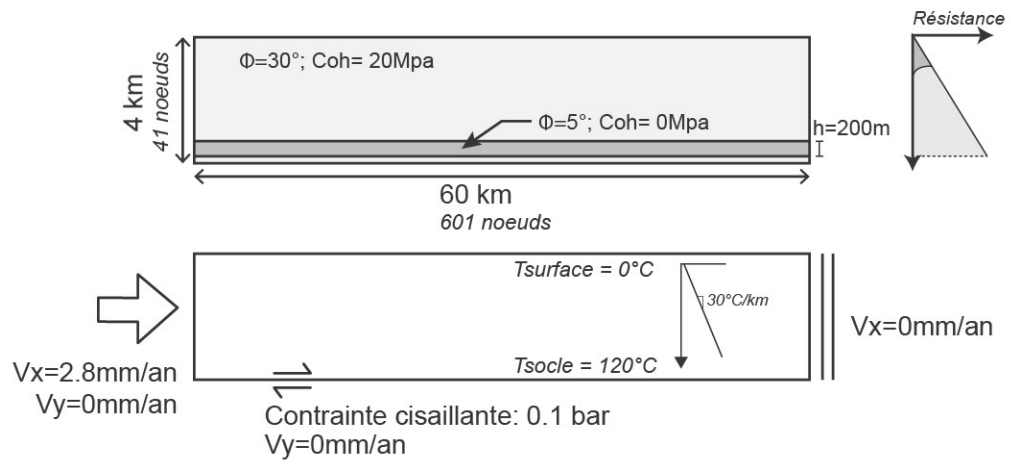


Figure 5.23 – Conditions aux limites de l'expérience numérique du pli de détachement

De nombreux exemples témoignent de la grande complexité géométrique des plis de détachement naturels [Jamison, 1987 ; Epard et Groshong, 1993 ; Hardy et Poblet, 1994 ; Mitra *et al.*, 2003 ; Atkinson et Wallace, 2003 ; Wallace et Homza, 2004 ; Hardy et Finch, 2005 ; Brandes et Tanner, 2014]. Plusieurs modèles cinématiques ont été proposés par les auteurs, offrant sur la base de contraintes géométriques (telles que la conservation des longueurs, des épaisseurs et des surfaces) une variété d'explications à la formation des géométries structurales observées à l'affleurement ou sur profil sismique [Poblet et Hardy, 1995 ; Mitra, 2003 ; Fossen, 2010 ; Suppe, 2011 ; McClay, 2011 ; Cosgrove, 2015]. Ces modèles se divisent en deux types de catégories principales, avec de nombreuses solutions hybrides (Figure 5.24b et c) : la déformation peut être contrôlée par un mécanisme de migration des charnières ou de rotation des flancs [Epard et Groshong, 1993 ; Poblet et McClay, 1996 ; Atkinson et Wallace, 2003 ; Mitra, 2003 ; Brandes *et al.*, 2014]. En utilisant l'approche

mécanique des modélisations FLAMAR, l'objectif est de discuter ces mécanismes simplifiés de cinématiques sur la base des paramètres mécaniques attribués aux niveaux stratigraphiques [Poblet et Finch, 2005 ; Simpson, 2009 ; Jaquet *et al.*, 2014 ; Fernandez et Kaus, 2014]

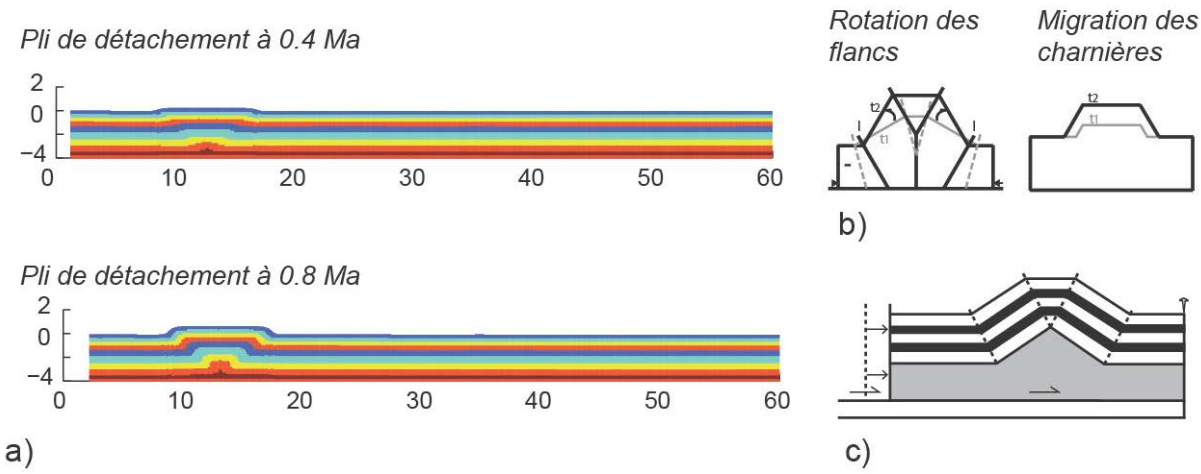


Figure 5.24 – Evolution cinématique d'un pli de détachement.
a) Pli de « pop-up » modélisé par FLAMAR. b) Mécanisme de migration des charnières et de rotation des flancs [d'après Schreus, 2010]. c) Schéma idéal d'un pli de détachement [modifié de Cosgrove, 2015].

Sur le modèle présenté en Figure 5.23a, le chargement mécanique du système géologique forme un pli qui se caractérise à la fois par la migration des charnières du pli et la rotation de ces flancs. Différentes sorties numériques peuvent servir à interpréter les résultats du calcul mécanique de FLAMAR : ils sont présentés en Figure 5.25.

Le niveau ductile basal, pouvant représenter une couche de sel, constitue la zone la plus déformée du modèle (voir les sorties *strain* , *strain-rate* et *finite deformation*). La déformation du modèle est marquée par l'apparition de deux plans de cisaillements conjugués qui s'enracinent dans le niveau de décollement. Les bandes de cisaillement délimitent une zone triangulaire remplie par la couche basale ductile de sel (*phase, viscosity,* Figure 5.25) qui forme un pli de « *pop-up* » qui sont distincts des plis de détachement. L'adoucissement du matériau dans les plans de failles conjuguées contribue à localiser la déformation sur ces zones endommagées (*viscosity,* Figure 5.25). Quatre proto-plis sont mis en évidence par des plans cisaillants conjugués (*strain,* Figure 5.25). Ces plans cisaillants s'initient en même temps que le pli principal, selon un espacement régulier.

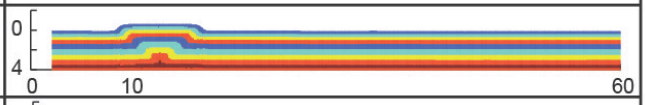
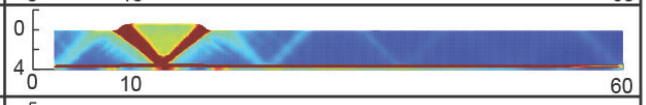
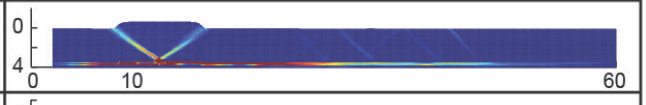
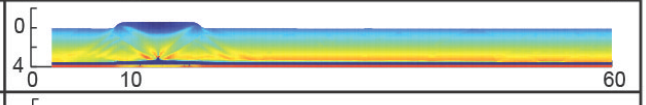
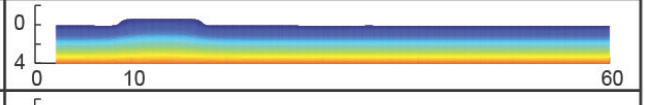
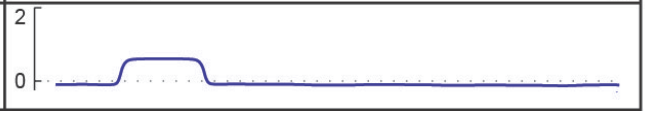
Type de paramètre	Description	Exemples *Les distances sont exprimées en km*
Phase	Géometrie des phases rhéologiques *Chaque couleur indique un matériel aux propriétés mécaniques spécifiques*	
Strain	Déformation élasto-visco-plastique cumulée *Le bleu indique les zones très peu déformées, et le rouge les zones très déformées*	
Plastic strain	Déformation plastique cumulée *Le rouge indique les zones où la déformation plastique (donc cassante) est maximale*	
Strain rate	Taux de déformation calculé pour chaque pas de temps (s-1) *Le rouge indique les régions activement déformées pour un pas de temps donnée*	
Stress	Second invariant du déviateur des contraintes (effective shear stress) (Pa)	
Viscosity	Viscosité calculée à chaque pas de temps (en log10) *Le bleu indique une viscosité très faible, donc un comportement ductile*	
Temperature	Distribution de la température (°C) *La température est comprise entre 0°C (bleu) et 120°C (orange)*	
Non-lithostatic pressure	Différence entre la pression lithostatique et la pression calculée (GPa) *Le bleu indique une «surpression», le vert une «sous-pression»*	
Finite deformation	Calcul de la déformation finie (%) *Le bleu indique un étirement nul, le rouge un étirement infini*	
Topography	Topographie de surface	

Figure 5.25 – Tableau des différentes sorties numériques de FLAMAR

Il est possible de calculer un champ de déformation finie synthétique pour mieux observer la déformation finale des mailles du modèle. La méthode utilisée est dérivée d'une méthode de calcul à partir du champ de déplacement fini, décrite par Huet [2010]. Elle est purement géométrique : le calcul est appliqué sur des marqueurs advectés avec la déformation. Comparé au champ de déformation totale (*strain*), elle a l'avantage d'être peu affecté par les remaillages successifs. Un zoom sur le pli de *pop-up* principal met en évidence le cisaillement très fort du niveau de décollement salifère. De manière contre-intuitive, c'est au front du pli que la plus grande part de ce cisaillement s'accumule ; le maillage du décollement à l'arrière semble simplement translaté par les forces imposées au système (Figure 5.26a). Le niveau de décollement subit un cisaillement de plus en plus fort à l'approche du pli. Le bloc défini à l'arrière du pli semble agir comme un coin rigide, entraînant le soulèvement d'un *pop-up* et son glissement passif en *backthrust* (Figure 5.26b). Le *pop-up* est d'ailleurs lui-même translaté vers la surface sans subir de déformation interne importante.

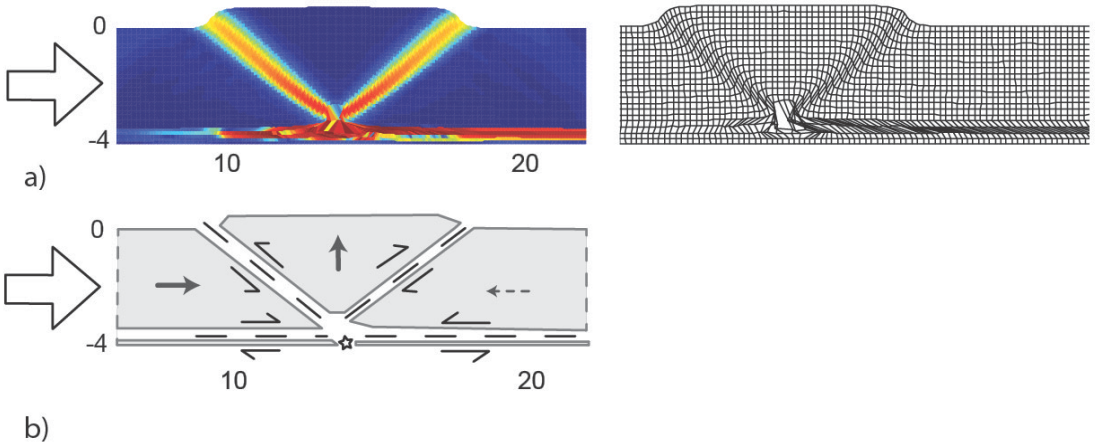


Figure 5.26 – Zoom de la déformation finie sur le pli de « pop-up »
a) Déformation finie à 0.8 Ma. b) Maillage du modèle à 0.8 Ma. c) Interprétation des mouvements relatifs des blocs structuraux.

L'évolution cinématique du modèle se divise en deux étapes principales (Figure 5.27) : aux premiers stades du chargement mécanique, de nombreux plans de cisaillements conjugués se développent et se propagent du sommet vers le socle du modèle. Avec l'augmentation des contraintes, la déformation plastique frictionnelle se localise sur des plans de cisaillements conjugués, assimilées à des failles géologiques. Une structure triangulaire commence alors à se développer rapidement, avec une dimension stable dans tout le modèle qui permet de définir des unités ou blocs distincts. Au fur et à mesure du déplacement du piston, les failles majeures se stabilisent progressivement sur les points d'inflexions des plis. La localisation du déplacement sur le pli de *pop-up* principal mène au fluage ductile du sel au sein du décollement. Cette évolution cinématique est typique d'un plissement déclenché par des failles, proche des structures de plis lithosphériques décrites par Gerbault *et al.* [1999].

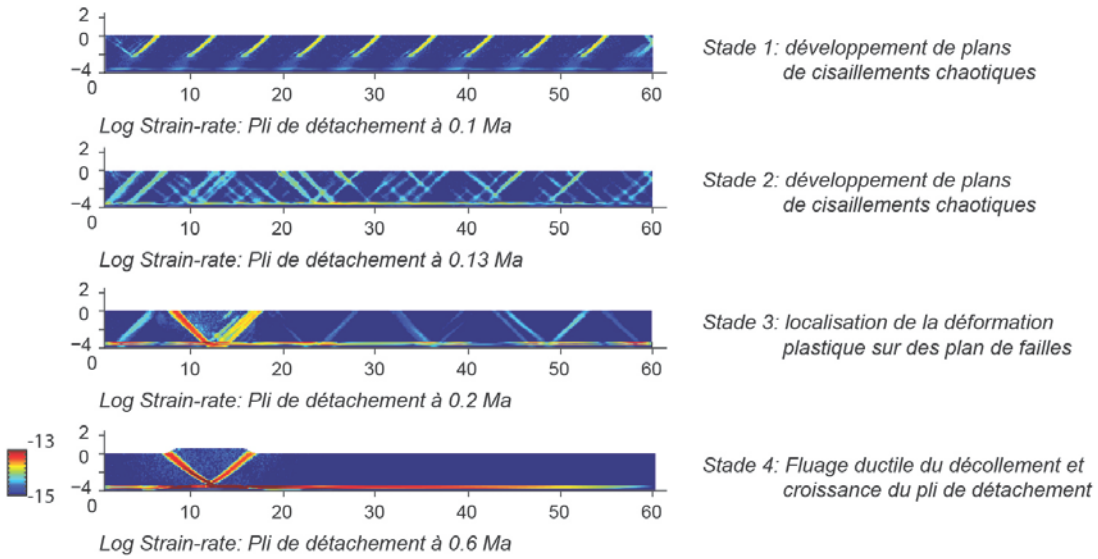


Figure 5.27 – Evolution du pli de « pop-up » visualisée par le taux de déformation.

Plusieurs tests paramétriques sont réalisés pour étudier la réponse mécanique du système lorsque des lois constitutives très différentes sont attribuées au décollement salifère et aux niveaux carbonatés (Figure 5.28). Pour des conditions aux limites identiques, quatre modèles sont proposés, où les lois constitutives sont élasto-plastiques, visco-élastiques, ou élasto-visco-plastiques avec des propriétés mécaniques différentes attribuées au niveau salifère (Figure 5.28). Au premier ordre, la déformation est toujours moins localisée que dans le cas initial. Les cas a, c et d montrent des configurations assez semblables, caractérisées par la formation de plusieurs *pop-up* aux espacements similaires compris entre 16 et 19 km. L'intensité de la déformation enregistrée dans les modèles est progressivement amortie, et devient presque nulle après 40 km. A l'inverse, le cas b ne montre pas de structure particulière ; la déformation est uniquement accommodée par le niveau de décollement.

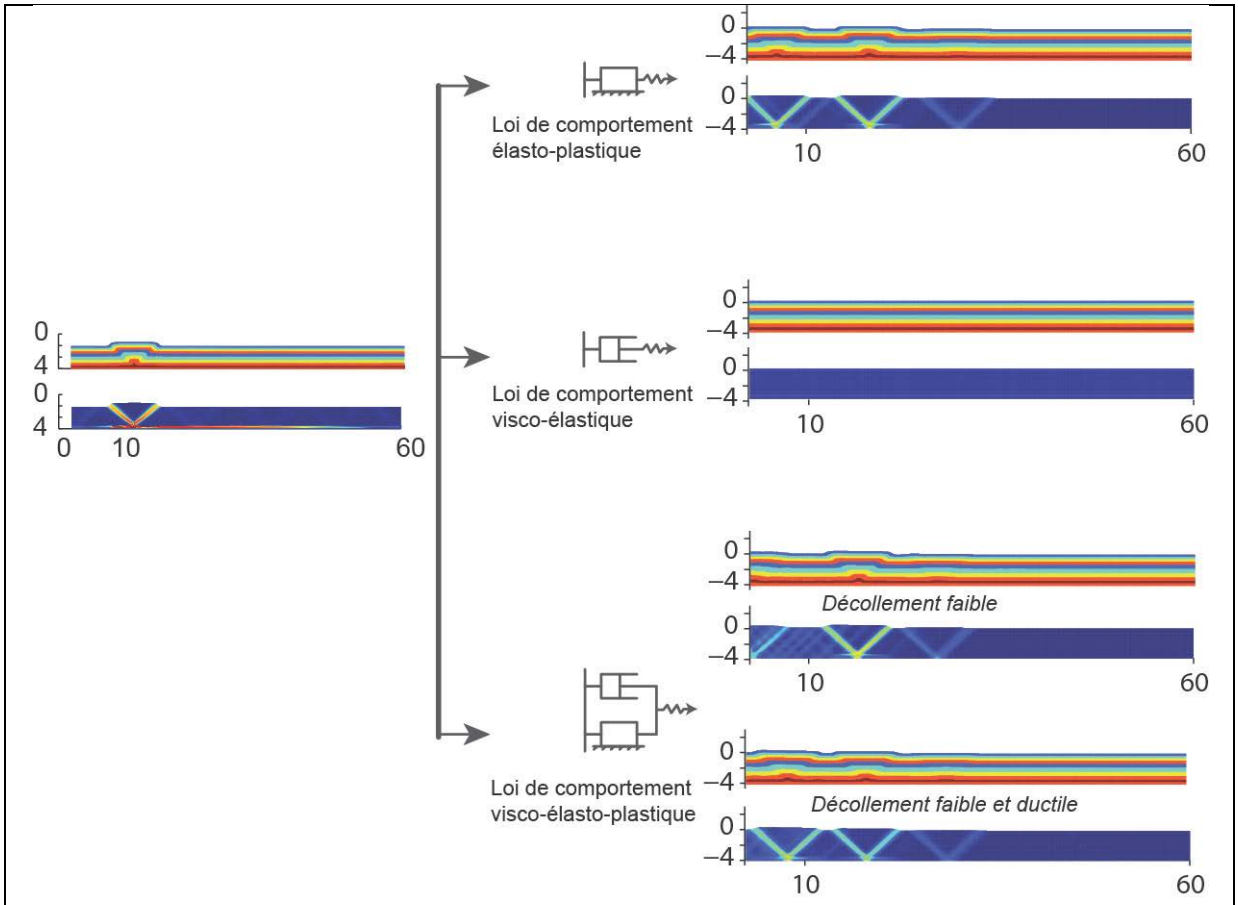


Figure 5.28 – Test paramétrique de la loi de comportement rhéologique attribuée au niveau de décollement. A partir de l'état de référence de la Figure 5.24, la loi de comportement est élasto-plastique, visco-plastique, ou élasto-visco-plastique

Un certain nombre d'enseignements peuvent être tirés de cet exercice paramétrique :

(1) L'espacement toujours similaire entre les blocs structuraux matérialisés par les bandes de cisaillement semble principalement contrôlé par le coefficient de frottement interne du matériau élasto-plastique et l'épaisseur de l'état initial du modèle (Figure 5.28).

(2) Dans le cadre des conditions aux limites définies pour cet exercice, il n'y a pas a proprement parler de plis, mais seulement des failles. Le contrôle de la déformation plastique sur la création des « *pop-up* » est mis en évidence par l'absence de ceux-ci dans le modèle visco-élastique (Figure 5.28). Dans ce dernier cas, il est probable que l'attribution de propriétés de viscosités faibles et contrastées à chaque niveau stratigraphique puissent activer un processus de flambage, ou *buckling* [Biot, 1961 ; Gerbault *et al.*, 1999 ; Schmalholz *et al.*, 2002 ; Burg *et al.*, 2004 ; Yamato *et al.*, 2011 ; Fernandez et Kaus, 2014].

(3) La couche basale de décollement semble avoir un rôle secondaire dans le déclenchement de la déformation au sein du modèle, bien qu'il influence en partie la position des *pop-up*. Ce n'est qu'une fois ces *pop-up* localisés dans le modèle que le niveau de décollement s'activent par un fluage ductile, ce qui favorise la surrection des structures.

(4) La différence entre le comportement fragile ou ductile attribué au niveau de décollement explique principalement les variations de la géométrie et de l'évolution structurale des *pop-up* de détachement (Figure 5.28). Lorsque le niveau basal est très ductile, le déplacement au sein du décollement est accentué après l'initiation de la structure tectonique, ce qui localise fortement la déformation sur le pli majeur (Figure 5.28). Au contraire, lorsque le niveau de décollement est élasto-plastique, il subit une déformation moins localisée et moins intense (Figure 5.28), modifiant ainsi la géométrie finale de la structure.

A travers la modélisation mécanique de la déformation d'un milieu stratifié fragile/ductile, la problématique de la compétition entre *pop-ups* et failles est clairement identifiée. Il existe une différence fondamentale dans l'évolution cinématique des plis de détachement dits « géométriques », comme ceux présentés en Figure 5.24c, et ceux des plis de *pop-ups* modélisés dans FLAMAR. Les premiers sont dominés par le plissement, les seconds par les failles. Le modèle classique du pli de détachement est celui du flambage, ou « buckling », dans lequel le plissement est le mécanisme primordial [Biot, 1961 ; Jamison *et al.*, 1987 ; Epard et Groshong, 1993 ; Poblet et McClay, 1996 ; Mitra, 2003 ; Wallace et Honza, 2004 ; Brandes *et al.*, 2014 ; Cosgrove, 2015]. Quand le pli « coffré » est suffisamment mature et se verrouille, la poursuite de la compression crée une asymétrie qui développe éventuellement un chevauchement sur un des flancs du pli [Erickson, 1996 ; Mitra, 2003 ; Cosgrove, 2015]. Ce modèle est en adéquation avec l'explication classique de l'apparition des plis dans une chaîne plissée par des paramètres d'instabilité de plissement intrinsèque des matériaux géologiques [e.g. Biot, 1961 ; Gerbault *et al.*, 1999 ; Schmalholz et Podladchikov, 2000 ; Schmalholz *et al.*, 2002 ; Burg *et al.*, 2004 ; Yamato *et al.*, 2011 ; Fernandez et Kaus, 2014]. L'espacement des plis est alors dépendant des paramètres élasto-visco-plastiques du matériel. A l'inverse, la séquence cinématique des plis de détachement modélisés par FLAMAR se caractérise par la mise en place à un stade précoce de failles, qui verrouillent la déformation par la suite. Cette cinématique s'apparente aux résultats numériques de simulation de plis par Gerbault *et al.* [1999], Laubscher [2008], Yamato *et al.*

[2011] et Jaquet *et al.* [2014]. La localisation des plis coffrés est alors uniquement dépendante de la rupture de la couche fragile. L'espacement entre les plis en *pop-up* est principalement contrôlé par les conditions aux limites imposées au système, avec l'épaisseur du modèle comme paramètre principal [e.g. Colletta *et al.*, 1991 ; Philippe *et al.*, 1998 ; Gerbault *et al.*, 1998 ; Yamato *et al.*, 2011].

Une notion essentielle de la modélisation est d'évaluer jusqu'à quel point les processus simulés représentent des exemples géologiques. Dans les plis du Jura par exemple, la localisation des structures tectoniques et la relation cinématique entre plis et failles constituent un problème mécanique majeur (Chapitre 2-2). Le processus de déformation « faille puis plis » mis en évidence dans les modélisations FLAMAR peut-il être appliqué aux plis Jurassiens, comme proposée par Laubscher [2008] et Jaquet *et al.* [2014] ? Cette question reste pour l'instant sans réponse, et nécessite d'adapter plus finement les conditions aux limites et les lois rhéologiques aux observations du Jura. Un des mérites de la modélisation mécanique est cependant de pouvoir mettre en lumière un second processus de déformation mécaniquement possible ; il est ensuite nécessaire de le valider par des indices géologiques externes.

5.2.4- Comportement mécanique d'un millefeuille sédimentaire en réponse à des conditions de chargement simple

La simulation des déformations géologiques utilisant des lois de comportements non-linéaires posent de sérieux défis, notamment en rapport aux temps de calculs très longs et à la complexité structurale des objets géologiques à modéliser. Pour contourner ces problèmes, un certain nombre de méthodes numériques utilisant des principes simplifiant les processus mécaniques ont été développées, dérivant en général des acquis des techniques d'équilibrages des coupes géologiques [Fletcher et Pollard, 1999 ; Maerten et Maerten, 2006 ; Moretti, 2008; Guzofski *et al*, 2009 ; Mary *et al.*, 2013]. Ces principes simplifées sont nombreux et variées : ce peut être l'utilisation de lois constitutives élastique linéaire par exemple [Maerten et Maerten, 2006 ; Moretti, 2008; Guzofski *et al*, 2009], ou encore des méthodes de dynamiques basées sur l'analyse des milieux discontinues [Maillot et Leroy, 2006 ; Cubas et al, 2008, Souloumiac et al, 2010 ; Mary et al, 2013 ; Caër et al, 2015]. Le développement de ces modèles numériques a notamment permis la mise en place de modèles géomécaniques, supposés supplanter les modèles purement géométriques. Ces méthodes numériques, qu'elles soient basées sur des lois de comportement élastiques linéaires ou autres, permettent de mimer rapidement la plupart des structures tectoniques retrouvées dans les environnements géologiques [Maerten et Maerten, 2006 ; Moretti *et al.*, 2006 ; Gibergues *et al.*, 2009 ; Guzofski *et al.*, 2009 ; Lovely *et al.*, 2012 ; Smart et al, 2012 ; Durand-Riard *et al.*, 2013 ; Mary *et al.*, 2013]. Cependant, leur validité pour prédire l'histoire des déformations et des contraintes subit par les roches des bassins sédimentaires reste incertaine, notamment parce que les processus de déformations plastiques irréversibles ne sont pas, ou peu, pris en compte [Maerten et Maerten, 2006 ; Sassi *et al.*, 2007 ;

Guzofski et al, 2009 ; Moretti et Callot, 2012 ; Lovely *et al.*, 2012]. Les exercices de modélisations proposés ci-dessous ont pour objectifs de vérifier l'impact que peut avoir la simplification des lois constitutives des matériaux géologiques ; par exemple, l'incompressibilité des roches supposées par le paradigme de la conservation des longueurs et des aires [e.g. Moretti et Callot, 2012]. Le but est ainsi d'évaluer la pertinence de l'utilisation de lois rhéologiques élasto-visco-plastiques pour simuler les déformations géologiques, par rapport à des méthodes plus simples mais considérablement plus rapides [Maerten et Maerten, 2006 ; Moretti *et al.*, 2006 ; Gibergues *et al.*, 2009 ; Guzofski *et al.*, 2009 ; Durand-Riard *et al.*, 2013 ; Mary *et al.*, 2013]. Les objectifs de cette série d'exercices sont donc :

(1) D'analyser les résultats de simulations FLAMAR aux premiers stades de la déformation, en vérifiant notamment si la méthode permet de modéliser correctement la distribution, l'orientation et l'intensité des contraintes dans le bassin sédimentaire. Ces informations sont très importantes pour les thématiques de modélisations de bassins, puisqu'elles permettent de déterminer les seuils de fracturations hydrauliques qui permettent la migration des hydrocarbures des niveaux roche-mères, limitant ainsi la magnitude de la surpression et favorisant les écoulements (Chapitre 5.1).

(2) De réaliser des tests paramétriques pour préciser comment les écailles tectoniques s'initient et évoluent dans un bassin sédimentaire, et analyser le style de déformation qu'elles sont susceptibles d'adopter pour des lois rhéologiques différentes et dans des conditions géologiques variées. Ces exercices de modélisations peuvent servir de leçons de mécanique sur la façon dont les failles s'initient et croîssent dans un bassin sédimentaire. A ce titre, les enseignements qui en découlent sont tout à fait appropriés pour aider le géologue structuraliste dans l'interprétation de profil sismique et la construction de coupes géologiques.

5.2.4.1- Comportements mécaniques aux premiers stades de déformation

Plusieurs expériences analytiques et numériques mettent en évidence comment, en utilisant des modèles constitutifs élastiques, l'orientation et l'espacement des failles chevauchantes peuvent être déterminée. La Figure 5.29 est ainsi un exemple des applications que peut avoir la solution de Hafner [1951] sur la prédiction de l'orientation des failles au sein d'un milieu homogène (Figure 5.30a). Les résultats analytiques et de modélisations révèlent que la transmission d'une force tectonique appliquée sur un milieu géologique homogène mène à des variations latérales et verticales de l'intensité et de l'orientation des contraintes principales (Figure 5.29b et c). Le passage d'un état compressif à un état lithostatique s'effectue par une zone de transition en décrochement, résultat qui correspond bien aux interprétations structurales observées sur le terrain [Sassi et Faure, 1997].

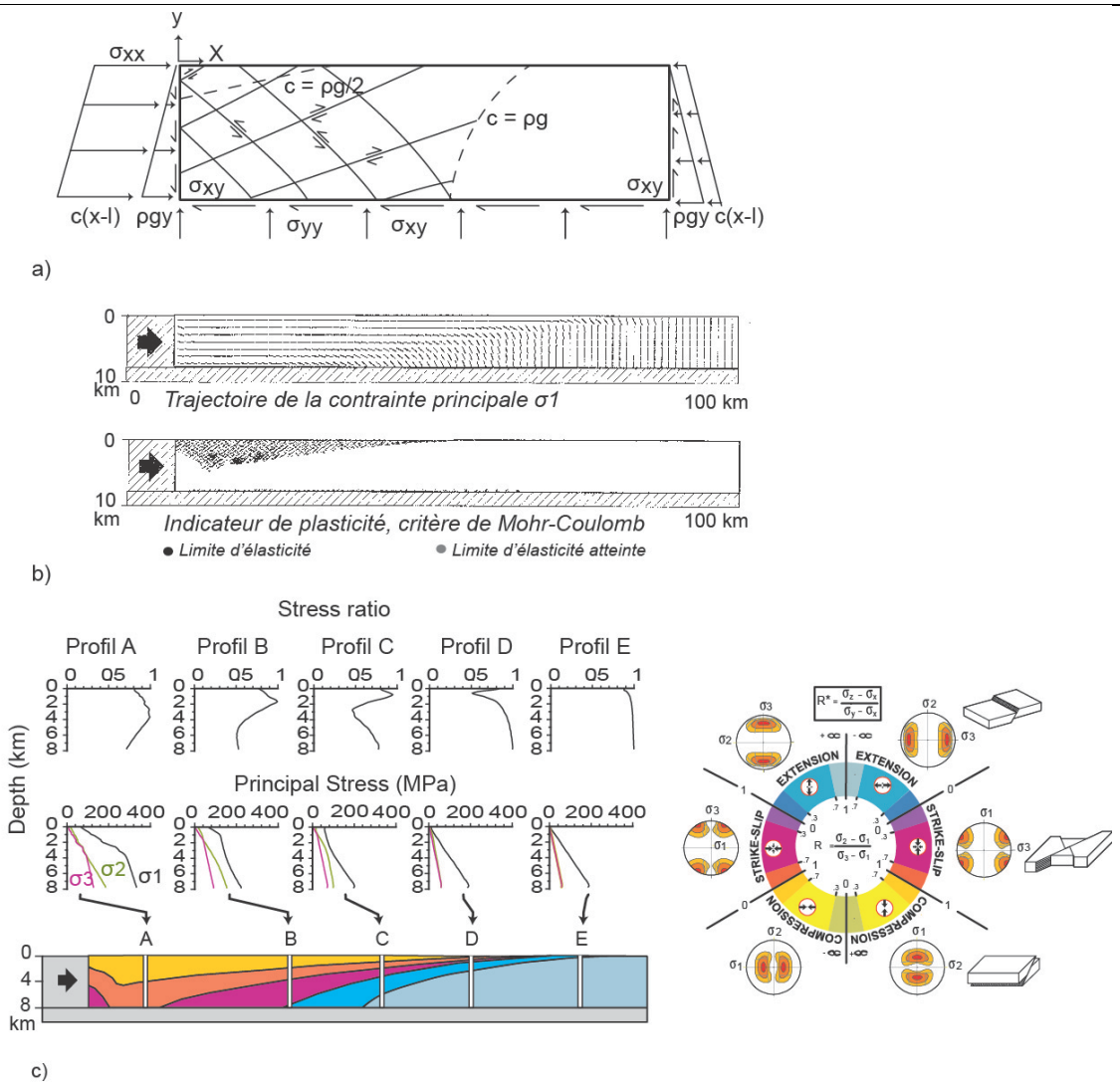


Figure 5.29 – Exemples d'applications de la solution analytique de Hafner (a). (b) et (c) montrent un modèle numérique élasto-plastique réalisé par [Sassi et Faure, 1997] afin d'étudier la distribution du régime des contraintes dans un avant-pays.

Ainsi, de nombreuses études ont porté une attention particulière sur la modélisation de la distribution des contraintes dans un bassin sédimentaire et son influence sur le développement des failles tectoniques [Hafner, 1951 ; Sanford, 1959 ; Mandl, 1988 ; Sibson, 1992 ; Sassi et Faure, 1997 ; Gerbault *et al.*, 1998 ; Sibson, 2004 ; Jaeger et Cook, 2009]. La trajectoire des contraintes principales, et l'orientation des surfaces de glissements potentiels, permet de prédire l'orientation des failles chevauchantes au moment de leurs initiations dans le bassin sédimentaire. Surtout, la prédiction de l'évolution du champ de contrainte pendant l'évolution structurale du bassin sédimentaire est une information particulièrement cruciale, mais souvent manquante, pour prédire le calendrier et l'orientation des fractures générées pendant l'enfouissement de la roche qui vont fortement modifier les chemins de circulations de fluides. En utilisant FLAMAR, une expérience similaire à celle d'Hafner est réalisée pour un modèle rhéologique élasto-visco-plastique (Figure 5.30).

Sur un bloc rectangulaire de 4*60 km, un déplacement de 1km/Ma (1 mm/an) est appliqué. Le matériel possède les caractéristiques mécaniques d'un sable homogène (Figure 5.30a).

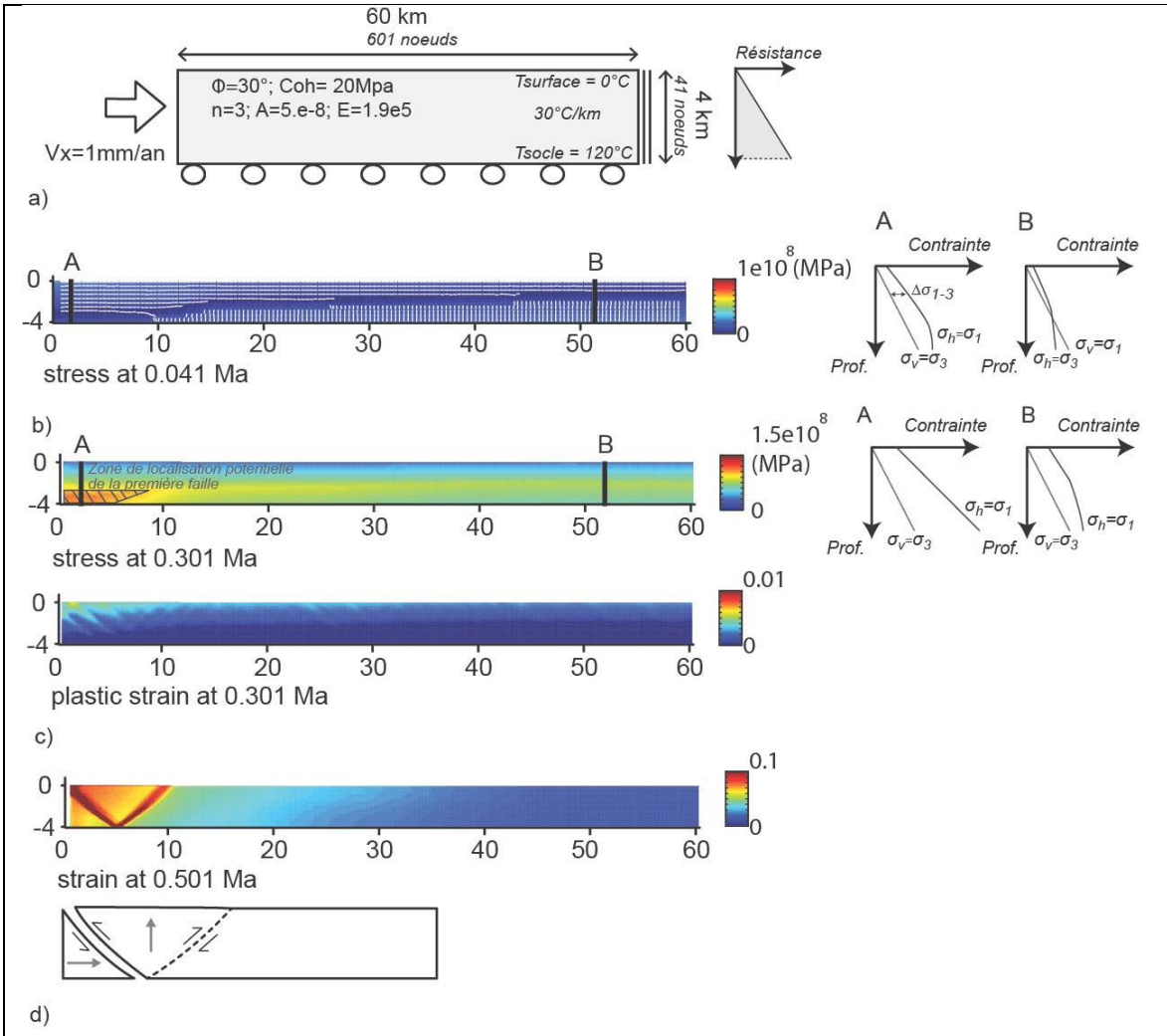


Figure 5.30 – Evolution aux premiers stades de raccourcissement d'un modèle FLAMAR.
a) Conditions aux limites utilisées. b) Différentiel des contraintes à l'amorce du raccourcissement. Les traits représentent la direction de la contrainte principale σ1. c) Différentiel des contraintes à 0.3 Ma. La zone la plus fortement sous contrainte correspond à la zone où se localisera la première écaille. L'intensité et la distribution de la déformation frictionnelle dans le modèle est également montré. d) Déformation totale à 0.5 Ma (environ 1 km de raccourcissement), et inteprétation des mouvements relatifs des blocs structuraux.

Aux premiers stades du chargement, l'orientation de la contrainte principale σ_1 se modifient et passent d'un régime compressif à un régime lithostatique (Figure 5.30b). Par rapport aux résultats de Sassi et Faure [1997] (Figure 5.30b), l'absence de résistances aux frottements sur le socle conduit à propager très vite et très loin les contraintes compressives horizontales: A 50m de raccourcissement total, le régime des contraintes est uniformément compressif dans le modèle (Figure 5.30b). Lorsque le modèle entre en plasticité, des bandes de cisaillements conjuguées se mettent en place. Les trajectoires de *backthrust* sont alors systématiquement privilégiées. Ce phénomène s'explique par la direction horizontale de σ_1, qui mène à la formation de plans de cisaillement conjuguées aux angles théoriquement identiques [Davies *et al.*, 1983 ; Davies et Engelder, 1985 ; Philippe *et al.*, 1998 ;

Gerbault *et al.*, 1998]. Il n'y a donc pas de raison de privilégier un *backthrust* ou un *forethrust*, contrairement à un modèle où une résistance frictionnelle est imposée sur le socle (Figure 5.31).

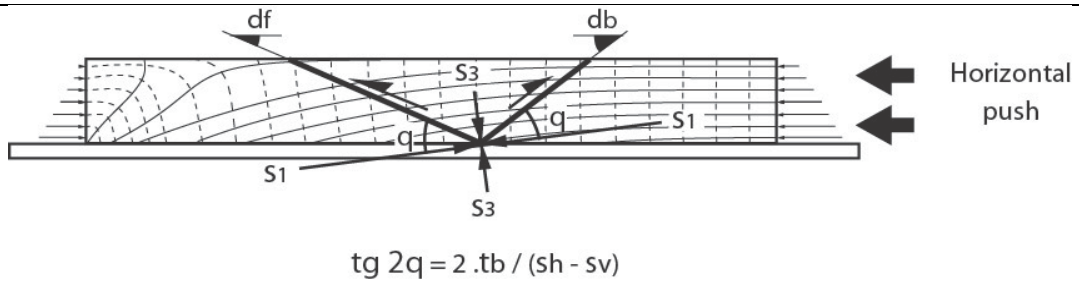


Figure 5.31 – Vergence et orientation d'un bloc structural initié dans un milieu caractérisé par une résistance à la friction au socle importante. Contrairement aux modèles FLAMAR, l'angle des failles conjuguées avec l'horizontal est contrasté.

Après quelques centaine de mètre de raccourcissement, une vraie écaille tectonique se met en place, sous la forme de plans de cisaillements conjugués, orienté de 30° environ par rapport à la contrainte compressive maximale horizontale (Figure 5.30d). Le *backthrust* forme alors la faille majeure, par rapport au *forethrust* (Figure 5.30d).

Au travers de ces scénarios d'exercices adaptés du problème d'Hafner, trois conclusions peuvent être tirées :

(1) La distribution des contraintes au fur et à mesure du chargement du modèle adopte une logique respectant les grands principes mécaniques identifiés analytiquement depuis Hafner [1951].

(2) La résistance frictionnelle nulle au socle du modèle rend la propagation des contraintes compressives très rapide et intense. Le régime de contraintes simulé est donc difficilement comparable à celui des bassins sédimentaires. A ce titre, l'utilisation de modélisations FLAMAR sur des cas d'études pour aider à la prédiction du calendrier des fracturations nécessitent encore des développements numériques [e.g. Roure et al, 2005 ; Vilasi et al, 2009 ; Neumaier et al, 2014 ; Burgreen-Chan et al, 2015].

5.2.4.2- Déformation associée aux rhéologies et influence des conditions de chargement

(1) Epaisseur du modèle vs espacement des blocs structuraux

Pour deux expériences similaires réalisées sur des modèles élasto-visco-plastique, l'espacement entre les *pop-ups* qui se développent dans le modèle est positivement corrélée avec l'épaisseur de la série sédimentaire (Figure 5.32).

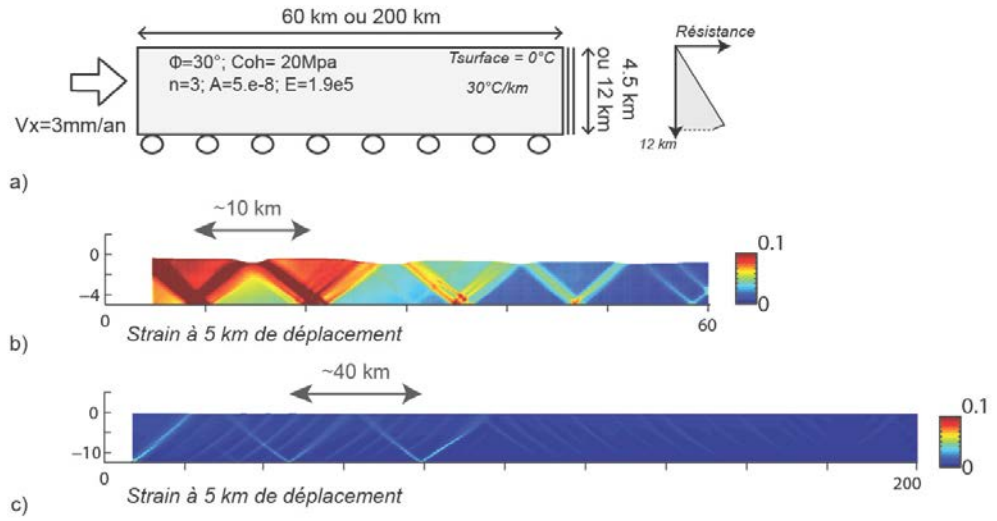


Figure 5.32 – Test paramétriques de l'espacement entre les blocs structuraux pour deux épaisseurs de sédiments différentes.
a) Conditions aux limites du modèle. b) Décollement basal peu profond. c) Décollement basal profond

On confirme ici un principe de mécanique bien connu en géologie structurale : en l'absence des processus de surfaces, l'espacement entre des blocs structuraux développés dans un bassin sédimentaire sans héritage structural est contrôlé au premier ordre par la profondeur du niveau de décollement [Davies et al, 1983 ; Dahlen et al, 1984 ; Colletta, 1991 ; Liu Huiqi *et al*,. 1992 ; Sassi et al, 1993 ; Philippe *et al.*, 1998 ; Vergès et al, 2011]. Cette proposition respecte un certain nombre d'observations sur modèles numériques [Gerbault *et al.*, 1999 ; Yamato *et al.*, 2011] et sur modèles analogiques [Colletta, 1990 ; Liu Huiqi *et al.*, 1992 ; Philippe *et al.*, 1998] (Figure 5.33). Elle permet de fournir au premier ordre une explication mécanique de l'espacement cartographique des fronts de chevauchements au sein d'une chaîne plissée.

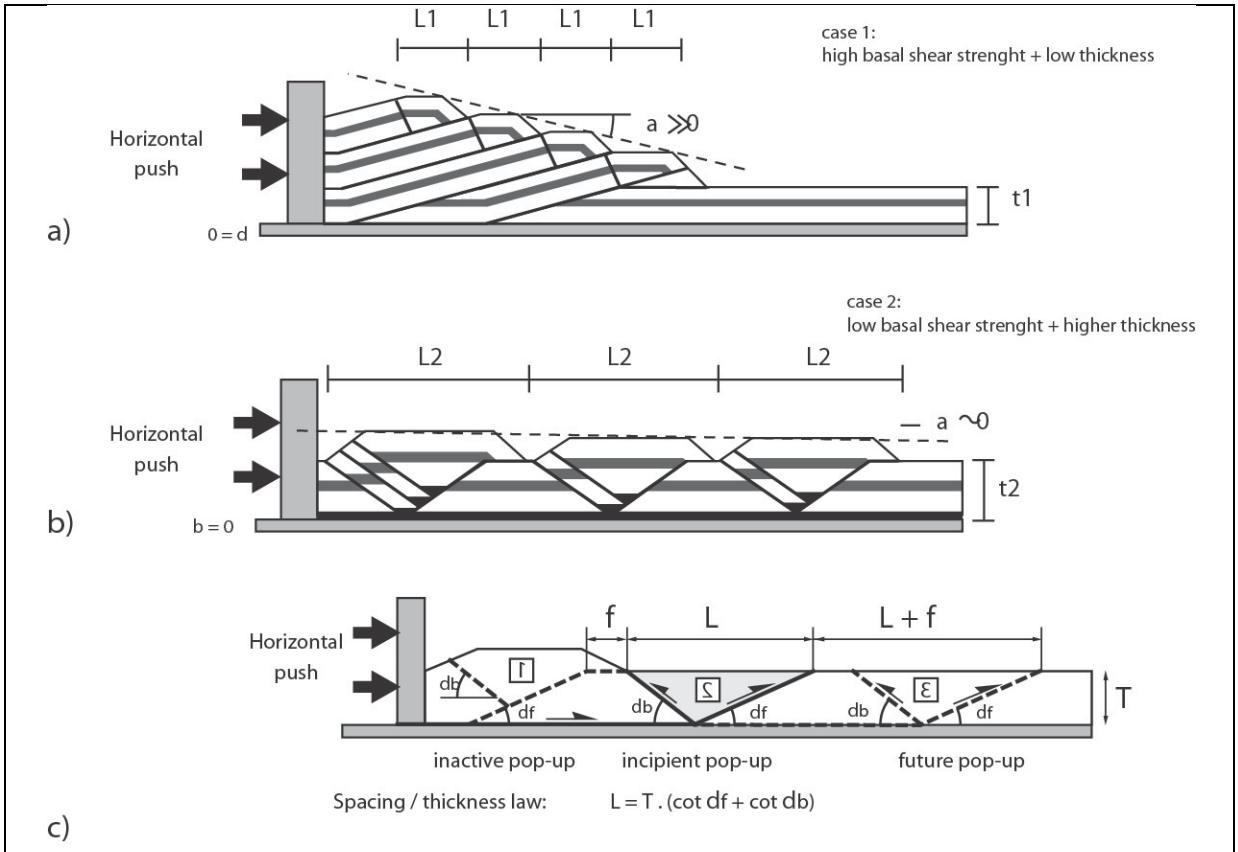


Figure 5.33 – Schéma de la déformation d'une couverture sédimentaire peu épaisse détachée sur un décollement à forte résistance à la friction (a) par rapport à celle d'une couverture sédimentaire épaisse détachée sur un décollement à faible friction (b). En (c) est montrée la relation théorique entre l'espacement des « pop-up » et l'épaisseur de la couverture sédimentaire détachée du socle [adapté de Philippe et al, 1998]

(2) Variations de la réponse mécanique d'un milieu homogène pour des modifications de l'angle de friction interne et des valeurs du cisaillement à la base

Des tests paramétriques sont présentés dans ce paragraphe afin d'analyser la modification du style de la déformation dans un milieu sédimentaire homogène lorsque sont modélisés (1) différents angles de friction interne et (2) différentes valeurs de contraintes cisaillantes à la base (*i.e.* pour différentes valeurs de résistance aux frottements du socle) (Figure 5.34a). Sur le modèle initial (Figure 5.34b), deux blocs structuraux majeurs se sont développés avec un espacement de 25 km environ. Le premier est caractérisé par la réfraction du *backthrust* sur le *backstop*, développant un système de double *forethrusts* (Figure 5.34b).

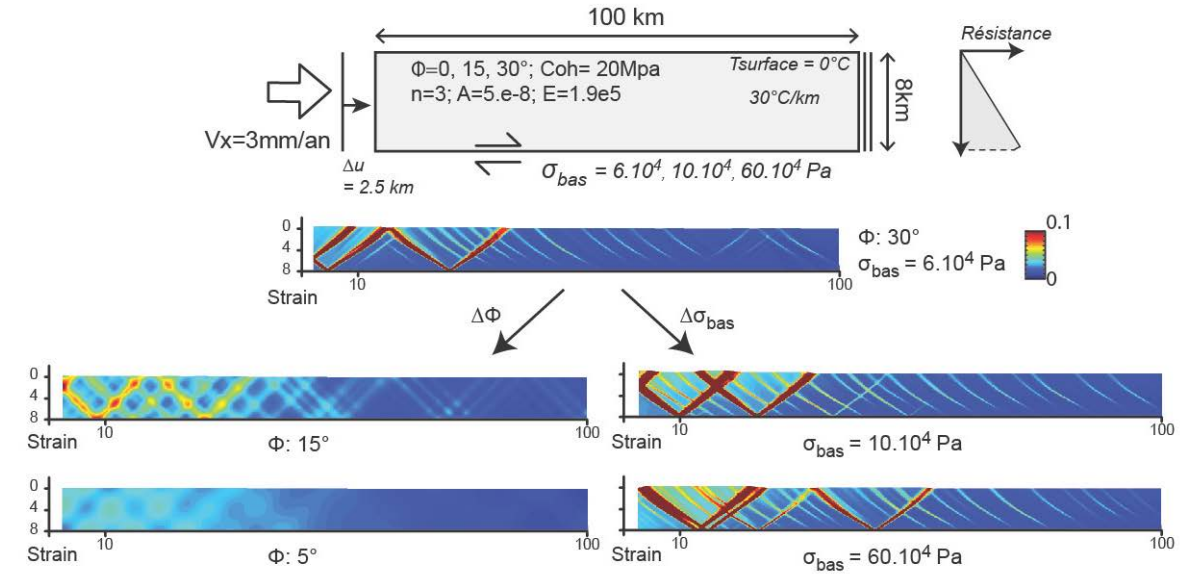


Figure 5.34 – Test paramétrique de l'influence de l'angle de friction interne et de la contrainte cisaillante basale sur les déformations.

La variation de l'angle de friction interne du matériau altère fortement la déformation dans le modèle. Les angles que font les plans de cisaillements conjugués par rapport à la contrainte principale sont ainsi modifiés ; ils avoisinent les 40° pour un angle de friction interne de 15° (Figure 5.34b). Avec la baisse de l'angle de friction interne, la déformation se localise moins, jusqu'à être complètement distribuée (Figure 5.34) ; le matériau se déforme alors presque comme un fluide. Le nombre de *pop-up* qui se développement augmente également avec la réduction du coefficient de frottement, et parallèllement leur espacement se réduit ; Pour un angle de 5°, les *pop-up* deviennent ainsi indiscernables (Figure 5.34b).

La variation de la valeur de la contrainte cisaillante à la base du modèle se traduit par une modification du nombre, de l'agencement et de la position des blocs structuraux (Figure 5.34c). Pour un cisaillement de 10.10^4 Pa, le nombre de blocs structuraux développés est doublé par rapport au modèle initial, tandis que leurs espacements est plus faible de moitié environ (Figure 5.34c). On observe également une propagation plus forte de ces blocs au front du modèle : le bloc frontal se développe autour de 30 km, soit 10 km de plus que pour le modèle initial (Figure 5.34c). Pour un cisaillement de 60.10^4 Pa, le nombre de *pop-up* n'augmente pas, mais leurs positions est cependant modifiées et l'espacement entre les blocs structuraux devient très irrégulier (Figure 5.34c). La modification du cisaillement basal génère ainsi des changements très imprévisibles sur la géométrie finale du système (Figure 5.34c). L'augmentation de la contrainte cisaillante appliquée sur le socle s'exprime par la formation précoce des blocs structuraux. Il existe alors une compétition entre (1) la multiplication et le rapprochement des *pop-up* et (2) la propagation de ceux-ci vers le front du modèle (Figure 5.34c).

Ces modélisations montrent que l'on peut reproduire des morphologies très variées et des déformations typiquement fragiles ou ductiles (dans le sens de déformation continue ou discontinue, e.g. Chapitre 2.1) en modifiant uniquement deux paramètres, l'angle de friction interne et la valeur du cisaillement basal. Cependant, la géométrie des objets tectoniques modélisés n'est pas très élaborée : il s'agit de plans de cisaillements conjugués dont l'angle formé avec σ_1 est contrôlé par l'angle de friction interne de la roche. Les modifications engendrées par la variation de la contrainte cisaillante basale s'avèrent difficile à prévoir ; On note qu'elles ne permettent pas de reproduire les effets d'une résistance à la friction sur le socle du modèle.

Plusieurs questions restent donc ouvertes :

(1) Le style de déformation ductile simulé par une baisse très forte de l'angle de friction interne, est-il un bon équivalent des mécanismes de déformation ductile des plis du Jura (Chapitre 2-2) ou des diapirs de sel Albanais (Chapitre 4), par exemple ? Est-il applicable aux niveaux de roches-mères en surpression, pour les valeurs de pressions de fluides atteinte dans les modélisations Arctem par exemple ?
(2) Ce style de déformation permet-il de représenter fidèlement les déformations macroscopiques observées sur les décollements roches-mères mises en évidence dans le Chapitre 3.5 ?

(3) Variation du cisaillement à la base pour une rhéologie visco-élasto-plastique vs une rhéologie élasto-plastique : influence des lois constitutives sur l'évolution cinématique et le style de déformation.

Un autre test paramétrique est proposé pour analyser la variation de la géométrie et de l'évolution structurale lorsque les lois constitutives du matériau sont élasto-plastique ou élasto-visco-plastique (Figure 5.35). L'objectif principal est de vérifier comment une loi rhéologique élasto-visco-plastique, combinant des mécanismes de déformations variés et complexes, modife la modélisation des déformations géologiques. Deux paramètres sont modifiés de façon systématique : la valeur de la contrainte cisaillante imposée aux nœuds du socle et la loi rhéologique de la roche sédimentaire modélisée (Figure 5.35).

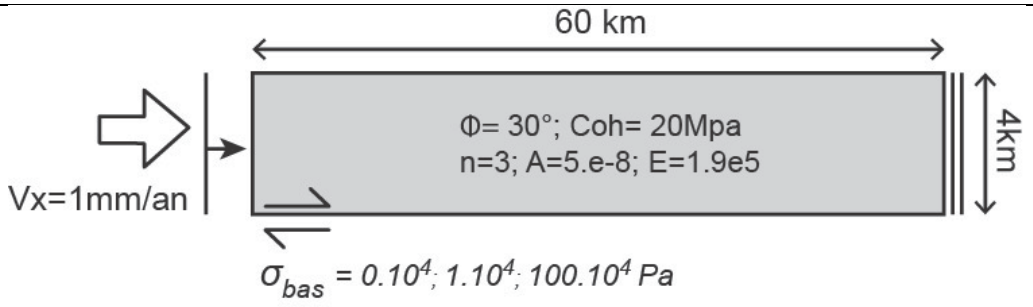


Figure 5.35 – Conditions aux limites du test paramétrique proposé en Figure 5.36.

A l'instar des conclusions tirées des expériences précédentes (Figure 5.33), cette série d'expériences met en évidence le contrôle des contraintes cisaillantes imposées au socle du modèle sur la multiplication des blocs structuraux et leurs progressions dans les régions frontales (Figure 5.36). L'augmentation de ces contraintes cisaillantes basales conduit à des résultats chaotiques, dans le sens où il devient très difficile de prédire à l'avance où le modèle va converger : ainsi, pour un modèle élasto-plastique avec σ_{bas}=1.e^4 Pa, le nombre de *pop-up* qui se crée dans le modèle est paradoxalement moindre que pour une simulation identique mais avec un décollement au socle plus résistant (Figure 5.36).

L'initiation et la croissance des blocs structuraux est semblable pour chaque tests (Figure 5.36). A l'échelle d'un seul bloc structural, la cinématique typique de déformation se divise en deux étapes principales :

(1) Le *pop-up* s'initie par la formation de plans de cisaillements conjugués.

(2) La croissance du bloc structural s'effectue par l'épaississement de la zone de cisaillement principale. Un des deux plans conjuguées est alors privilégiée et localise la plus grande part du cisaillement ; en règle générale, il s'agit du *backthrust*.

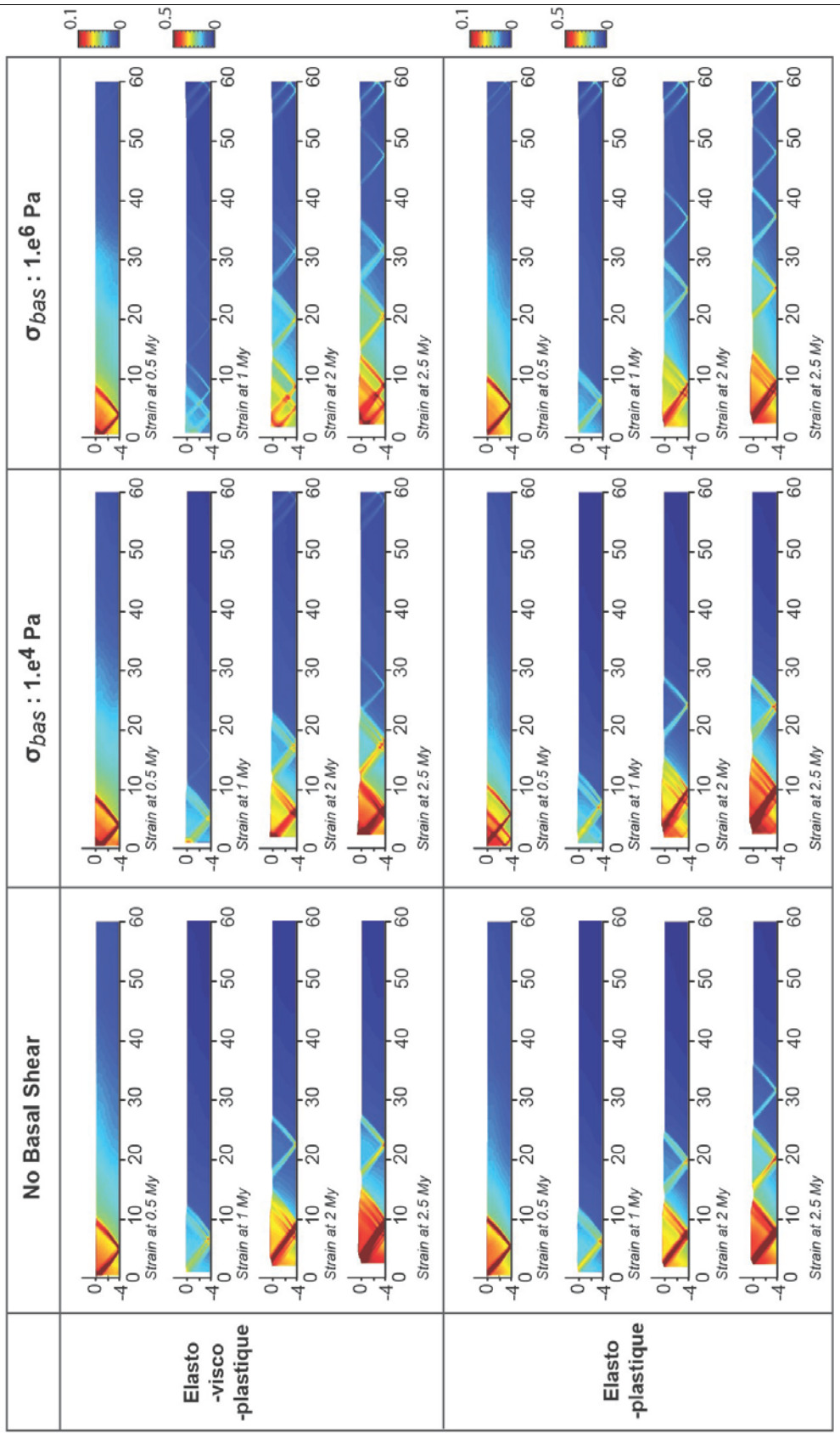


Figure 5.36 – Test paramétrique comparant les déformations d'un matériau géologique caractérisé par un comportement rhéologique élasto-visco-plastique ou élasto-plastique.

La première écaille s'initie aux alentours de 400m de raccourcissement, et se positionne dans les 7 premiers km du modèle (Figure 5.36). Avec l'augmentation du raccourcissement, de nouvelles écailles tectoniques sont activées en séquences (*i.e.* elles progressent du *backstop* vers le front du modèle), mais toutes restent actives jusqu'à l'état final. Ces écailles tectoniques sont activées plus rapidement pour des fortes contraintes cisaillantes à la base : la seconde écaille se met alors en place dès le premier km de raccourcissement (Figure 5.36). La visualisation du *strain-rate* (*i.e. l*e taux de déformation à un pas de temps donnée) peut-être utilisé pour analyser plus en détail l'évolution structurale de ces modèles homogènes (Figure 5.37).

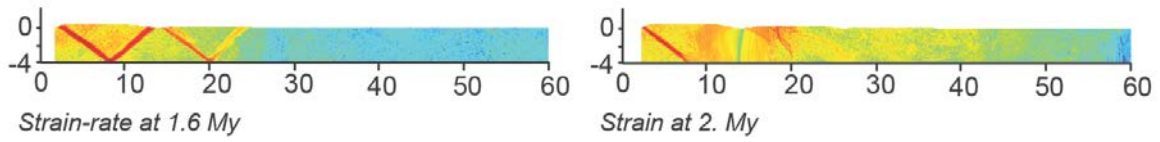


Figure 5.37 – Taux de déformations à 1.6 Ma et 2 Ma pour un comportement élasto-visco-plastique sans contrainte cisaillante à la base. Ils montrent l'évolution hors séquence des blocs structuraux.

Si l'activation des blocs structuraux progresse bien en séquence, le cisaillement sur les « failles » est chaotique (Figure 5.37). A chaque pas de temps, la déformation se localise préférentiellement sur le bloc frontal, sur les blocs arrière ou sur les deux (Figure 5.37). L'évolution structurale du modèle se traduit donc par une progression en séquence des blocs structuraux et par des activités de chevauchements hors-séquences (Figure 5.37).

La différence entre les modèles élasto-visco-plastiques et élasto-plastiques s'observe surtout par la variation des déformations non-localisées accumulées dans le modèle (Figure 5.36). Pour des lois constitutives élasto-visco-plastiques, celles-ci progressent moins loin dans le modèle. Ce phénomène s'explique par la dissipation d'une partie du travail sous forme de déformations visqueuses, sur les plans de cisaillements principalement. En retour, la quantité d'énergie disponible pour créer de nouvelles bandes de cisaillements est plus faible que pour des lois constitutives élasto-plastiques. Un tel phénomène s'apparente à des processus de fluages asismiques [e.g. Gratier et Gamond, 1991 ; Roure et al, 2005 ; Roure et al, 2010 ; Gratier *et al.*, 2013]. On suggère dans ces exercices que ce processus est à l'origine de la variation de position et du nombre de blocs structuraux entre les modèles élasto-plastiques et élasto-visco-plastique (Figure 5.36), ce qui tend à prouver leur importance pour simuler les déformations naturelles des bassins sédimentaires.

Deux leçons sont tirées de cette étude paramétrique :

(1) D'une part, les contrastes des déformations observés sur les modèles caractérisés par des lois constitutives élasto-plastiques et ceux caractérisés par des lois constitutives élasto-visco-

plastiques soulignent la nécessité de ne pas négliger la déformation plastique visqueuse dans la formulation du comportement mécanique des roches sédimentaires.

(2) On constate également que, pour un milieu homogène décollé sur un niveau à la friction très faible (*i.e.* le socle du modèle), une séquence de chevauchements mécaniquement valide peut avoir une histoire complexe, marquée par des réactivations et des chevauchements hors-séquences ; et ce même si aucun mécanisme ne tient compte de failles frictionnelles ou des processus d'érosions et de sédimentations.

(4) Influence de la cohésion de la roche et de la vitesse de chargement

Les deux expériences suivantes sont des variantes du modèle élasto-visco-plastique sans contrainte cisaillante basale, présenté en Figure 5.36. Il s'agit de tester le comportement d'une roche faiblement cohésive (Figure 5.38a) et d'un chargement rapide (Figure 5.38b) sur le style de la déformation et l'évolution structurale du modèle.

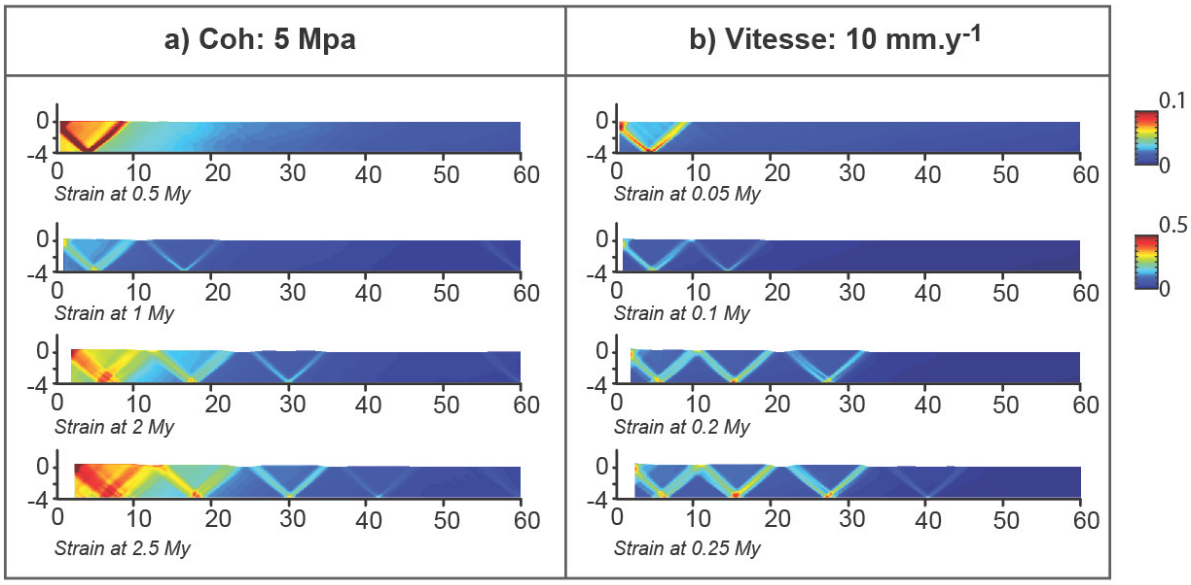


Figure 5.38 – Influence de la cohésion et de la vitesse de déformation sur l'évolution et la géométrie des déformations. Ces modèles, sans contraintes cisaillantes à la base et élasto-visco-plastique, sont à comparer à ceux de la Figure 5.36,.

La réduction des propriétés de cohésion du matériel modélisé réduit fortement sa résistance à la friction, facilitant ainsi le développement de nouveaux blocs structuraux (Figure 5.38a). Le modèle est, à ce titre, caractérisé par un grand nombre d'écailles tectoniques progressant en séquence, qui se développent dès les premiers stades du raccourcissement (Figure 5.38a). La réduction des propriétés cohésives de la roche conduit à réduire l'espacement entre les blocs structuraux, similairement à la réduction du coefficient de frottement (Figure 5.34). Il est d'ailleurs intéressant de comparer la déformation modélisé entre un matériau peu résistant caractérisé par un faible angle de friction interne (Figure 5.34b) et un matériau peu résistant caractérisé par une faible cohésion (Figure 5.38a). Dans le

premier cas le champ de déformation modélisé est distribuée, presque ductile ; au contraire du modèle peu cohésif où localisation de la déformation reste malgré tout importante. Dans ce dernier cas, l'angle que font les plans de cisaillements conjugués avec la direction de la contrainte principale demeure proche de 30° (Figure 5.38). Cette observation à son importance, puisqu'il traduit un comportement mécanique très différent entre une roche sans cohésion et une roche au faible coefficient de frottement (Figure 5.34b); la baisse de la cohésion entraîne la réduction de la résistance du matériel, mais ne change pas fondamentalement le style de la déformation.

Sur le modèle (b), la vitesse du chargement appliqué sur le milieu est multipliée par 10 (Figure 5.38). Les forces appliquées au système sont alors fortement augmentées ; en retour, la propagation des contraintes compressives s'effectue beaucoup plus rapidement et beaucoup plus intensément dans le modèle. Le seuil de plasticité est atteint plus tôt et se propage plus vite dans le modèle ; l'énergie de compression est alors principalement dissipée par l'activation de nouveaux *pop-up*, limitant fortement le fluage de la roche et les processus de déformation asismique. Cette expérience souligne l'importance primordiale du taux de déformations lorsque les lois rhéologiques introduites permettent des déformations visqueuses. Le comportement rhéologique des roches sédimentaires à l'état naturel se rapproche d'un matériau élasto-visco-plastique [e.g. Jaeger et al, 2009 ; Fossen, 2010 ; Burov, 2011 ; Turcotte et Schubert, 2015] ; On identifie ici clairement l'importance des conditions de chargements mécaniques sur le type de mécanismes qui accommodera leurs déformations.

5.2.4.3- Introduction d'un niveau hétérogène : la tectonique de décollement

Dans cette partie, des niveaux stratigraphiques aux propriétés mécaniques contrastées sont introduit dans les modélisations, afin de simuler la déformation d'un milieu en *layer-cake*. Le cas du pli de détachement, présenté dans le chapitre 5.2.3, constitue un premier pas en ce sens. Un niveau à la rhéologie très fortement ductile, assimilable à un niveau salifère, est alors introduit dans les modélisations. Les lois constitutives (élasto-plastiques ou élasto-visco-plastiques) attribuées à ce niveau de décollement permettent de simuler différents mécanismes de déformations, modifiant ainsi la cinématique, la géométrie et le style de la déformation modélisée. Dans cette partie, on s'intéresse plus spécifiquement aux modifications structurales provoquées par la baisse de la résistance aux frottements de la roche (*i.e.* par la baisse de l'angle de friction interne ou de la cohésion de la roche). On s'intéresse en particulier à hiérarchiser les paramètres mécaniques nécessaires pour modéliser un horizon de décollement secondaire au sein d'une géométrie initiale en *layer-cake (*gâteau mille-feuilles), afin de créer des plis aux géométries semblables à des *Fault Bend Fold*. Parmi les critères d'un décollement que l'on veut simuler, on cherche notamment : (1) la localisation d'un cisaillement sur un horizon parallèle à la stratigraphie, (2) le branchement de failles superficielles sur cet horizon et (3) le charriage de nappe allochtone sur de grandes distances.

(1) Influence d'un décollement intermédiaire sur la géométrie et la morphologie des failles

L'expérience présentée en Figure 5.39 est adaptée de celles exposées en Figure 5.34 ; Sur la base du modèle homogène, un niveau continu caractérisé par un angle de friction interne φ = 5° et une cohésion Coh = 5 MPa, est introduit à 4 km de profondeur (Figure 5.39). La profondeur choisie n'est pas anodine, puisqu'elle correspond à l'épaisseur moyenne de la pile sédimentaire détachée du socle au niveau de la Chartreuse et du Jura (voir Chapitre 2-2). Par la proximité des conditions aux limites, les leçons tirées de cet exercice sont donc susceptibles de fournir des informations sur la mécanique de ces deux systèmes Alpins.

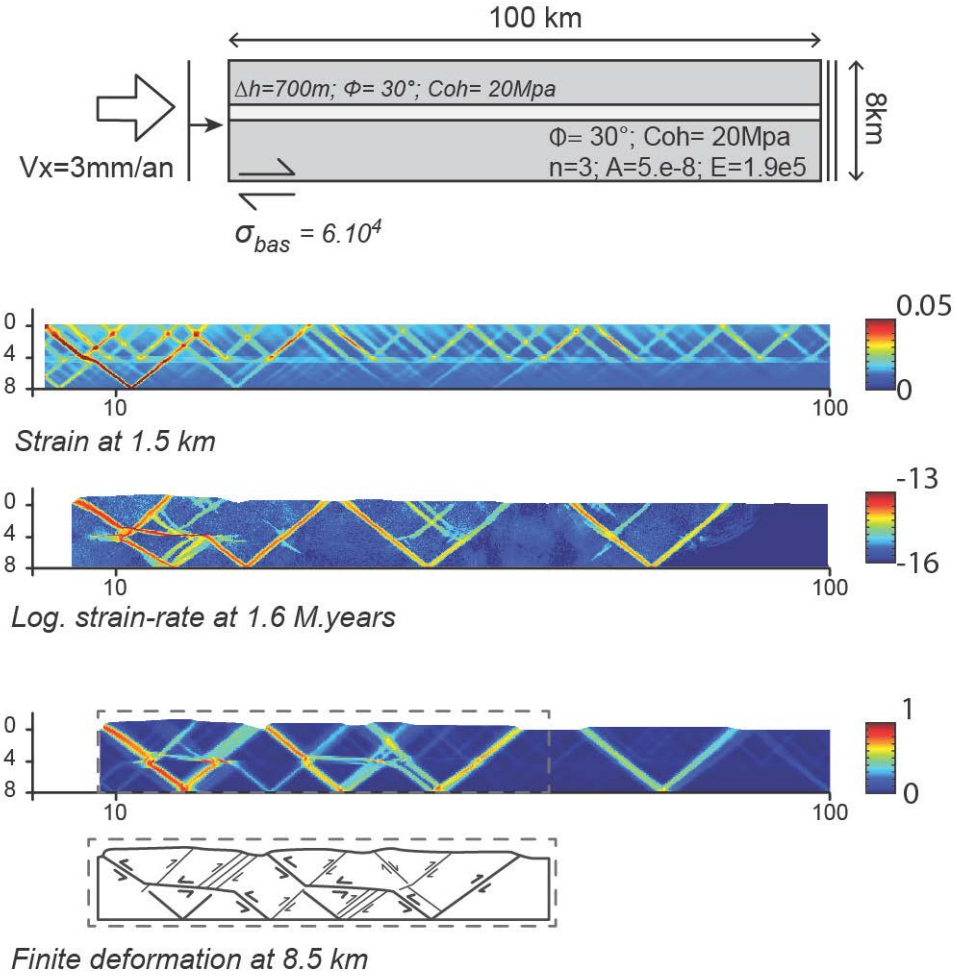


Figure 5.39 – Influence d'un décollement intermédiaire sur l'évolution, la localisation et la géomérie de déformations.

Aux premiers stades du raccourcissement, la déformation se concentre sur le niveau de décollement et se propage jusqu'au front du modèle. De multiples *pop-ups* conjuguées se branchent sur ce niveau de décollement secondaire, constituants des blocs structuraux de seconds ordres. Les zones situées au-dessus du décollement sont efficacement découplée des zones sub-décollement (Figure 5.39b). Proche du *backstop*, une écaille tectonique s'est développé depuis le socle ; au niveau

du décollement secondaire, l'angle de la faille est dévié et développe un palier caractéristique. La Figure 5.39 montre la répartition du taux de déformation calculée à 1.6 millions d'années de raccourcissement. La déformation s'est localisée sur quatre écailles tectoniques détachées du socle. L'espacement entre chaque écaille semble très irrégulier, et d'un point de vue cinématique on note que la déformation se localise au même instant sur de nombreux plans de cisaillements distincts. L'activité du décollement est particulièrement bien visible entre les deux premiers blocs structuraux (Figure 5.39). La déformation finie calculée à 8.5 km de raccourcissement permet d'observer plus finement où se localisent les grands déplacements et les zones de cisaillements dans le modèle (Figure 5.39). Le niveau de décollement crée un cisaillement horizontal prononcé qui modifie fortement la morphologie du modèle par rapport à son équivalent homogène (Figure 5.34). Toutefois, malgré la présence du niveau de décollement, le déplacement est principalement accumulé sur les failles qui se branchent sur le socle. Deux systèmes de plis en paliers-rampes sont développés, qui résultent du branchement sur le décollement de deux *backthrusts* issues de blocs structuraux distincts (Figure 5.39).

Si les plis modélisés possèdent une géométrie en rampes et paliers caractéristiques, le palier (*i.e.* le décollement) n'accommode qu'un déplacement mineur ; on observe ainsi une morphologie particulière où le déplacement est principalement localisé sur les rampes de failles (Figure 5.40). Le modèle ne reproduit pas de nappes de charriages ou de redoublements de la série sédimentaire. En cela, il diffère nettement des modèles de plis géométriques de type *FBF* (Figure 5.40). Il y a ainsi une différence nette entre les niveaux de décollements modélisés dans cet exercice et les surfaces de glissements classiquement interprétées sur les profils géologiques. On suggère que la formation d'un niveau de décollement secondaire nécessite d'autres conditions mécaniques que l'adoucissement des propriétés de frictions des niveaux de décollement ; ce peut être l'ajout de mécanismes de déformations visqueux prononcés (comme pour les plis de *pop-ups* modélisés dans le chapitre 5.2.3) ou des conditions aux limites différentes (par exemple, une résistance à la friction importante à la base du modèle, voir Figure 5.33a).

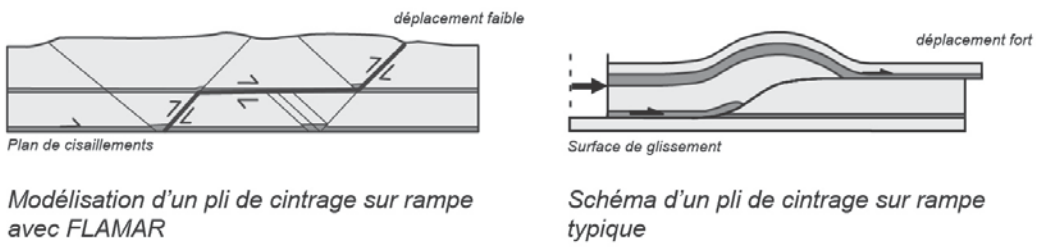


Figure 5.40 – Comparaison schématique entre une structure en rampe et palier modélisée par FLAMAR et un pli de cintrage sur rampe.

Toutefois, l'expérience souligne l'influence de la stratigraphie mécanique sur la propagation des déformations au sein d'un avant-pays. L'introduction à faible profondeur d'un décollement aux propriétés de friction faibles réduit fortement l'espacement des blocs structuraux qui s'observe à la surface, et permet la génération de deux ordres de blocs structuraux possédant deux longueurs d'espacements caractéristiques.

(2) Influence de l'épaisseur d'un décollement basal et intermédiaire

Les niveaux de décollements sont très souvent représentés comme des surfaces de glissements sans épaisseurs [Davies *et al.*, 1983 ; Suppe, 1983 ; Dahlen *et al.*, 1984 ; Gibergues *et al.*, 2009 ; Smart *et al.*, 2012 ; Mary *et al.*, 2013 ; Durand-Riard *et al.*, 2013]. L'épaisseur des niveaux de décollement salifères ductiles a toutefois été identifié depuis longtemps comme un contrôle majeur du style et de la cinématique des déformations [e.g. Costa et Vendeville, 2002 ; Smit *et al.*, 2003]. Pour les roches au comportement élasto-visco-plastique qui sont simulés dans ce chapitre, on peut se poser la question de l'impact de la variation d'épaisseur du niveau de décollement basal et/ou intermédiaire sur la cinématique et la géometrie des déformations.

L'évolution cinématique de deux modèles en *layer-cake* adaptées du cas élasto-visco-plastique sous une contrainte cisaillante à la base de σ_{bas}=1.e^4 Pa, présenté en Figure 5.37, sont présentés en Figure 5.41. Un niveau de décollement caractérisé par un angle de friction interne φ = 5° et une cohésion Coh = 5 MPa et avec une épaisseur de 200m ou 500m est introduit sur la base du modèle (Figure 5.41).

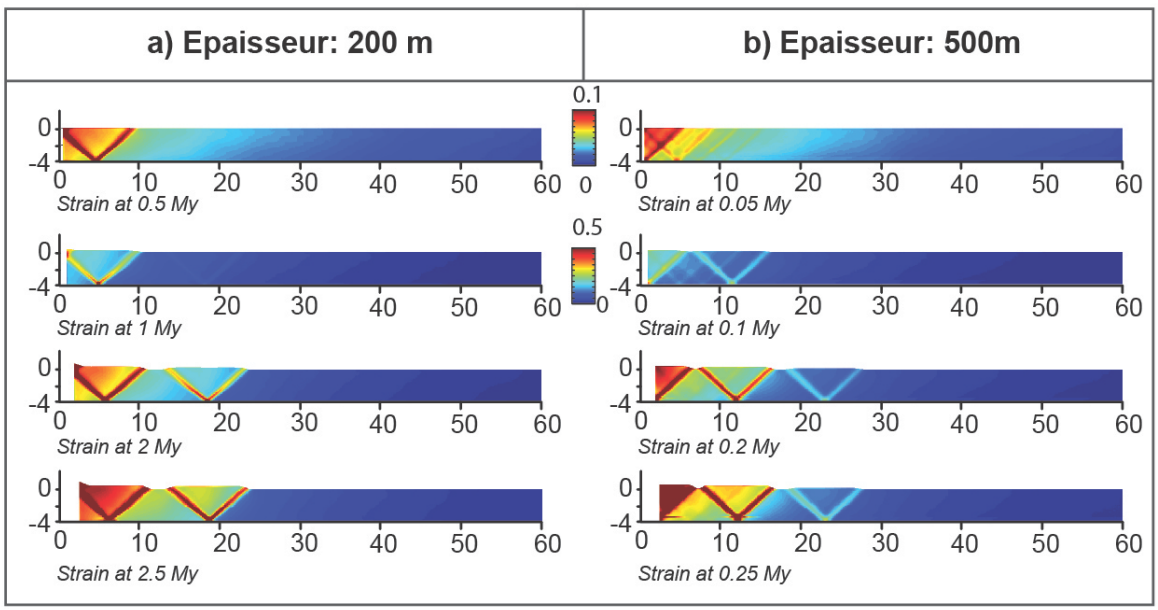


Figure 5.41 – Influence de l'épaisseur du décollement basale sur l'évolution et la géométrie des déformations. Ces modèles, sans contraintes cisaillantes à la base et élasto-visco-plastique, sont à comparer à ceux de la Figure 5.36.

Ces modélisations montrent une localisation plus forte de la déformation au sein des rampes de chevauchements lorsque le décollement basal s'épaissit (Figure 5.41). Pour un décollement de l'ordre de 500m, l'interface entre l'unité compétente et le niveau de décollement devient même très fortement cisaillée (Figure 5.41b). En réduisant la résistance à la friction basale du modèle, l'augmentation de l'épaisseur du décollement réduit l'espacement des blocs structuraux et augmente leurs propagations au front du modèle.

L'expérience suivante se base sur un niveau de décollement basal d'une épaisseur de 200 m, et introduit un niveau de décollement intermédiaire, qui varie de 200m d'épaisseur à 500m d'épaisseur (Figure 5.42). Les résultats de modélisations révèlent que l'épaisseur du niveau intermédiaire est positivement corrélée avec l'activation du cisaillement horizontal au sein du décollement et la réduction de l'espacement des blocs structuraux (Figure 5.42). L'impact est particulièrement flagrant pour un décollement intermédiaire d'environ 500m, représentant alors environ ¼ de l'épaisseur totale de la série sédimentaire (Figure 5.42b).

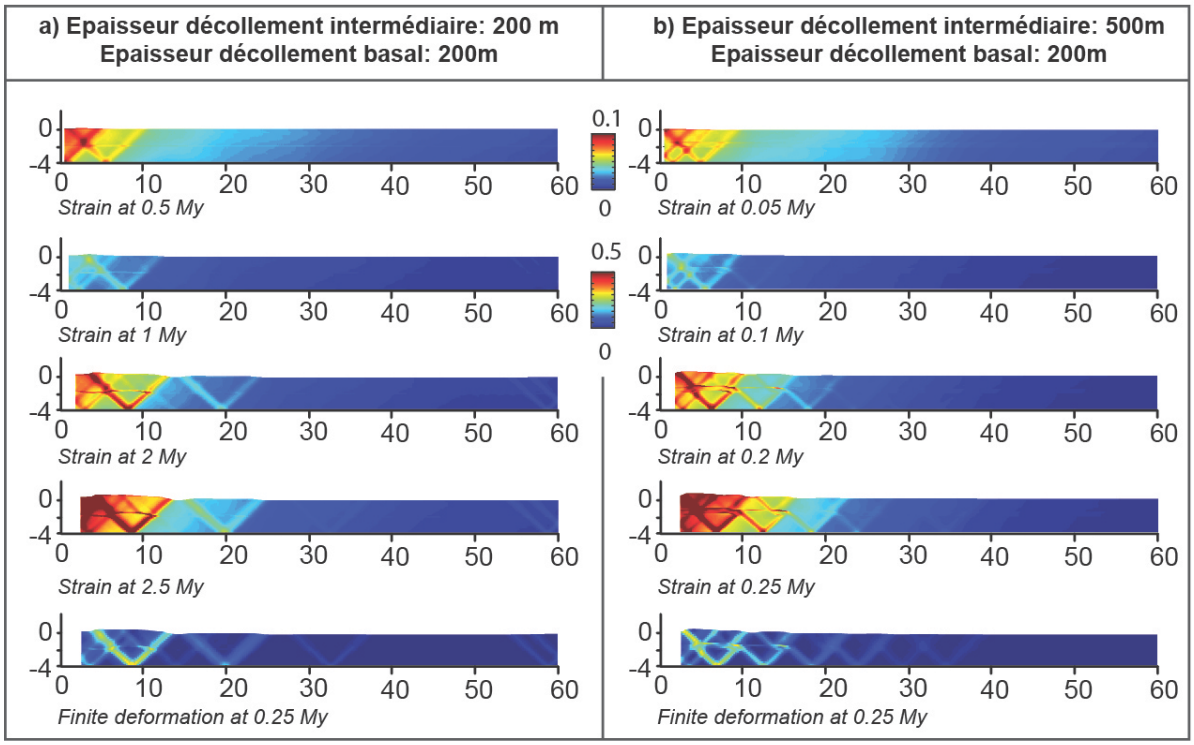


Figure 5.42 – Influence de l'épaisseur du décollement secondaire sur l'évolution et la géométrie des déformations.

Ces expériences sur l'épaisseur attribuée aux niveaux à faible résistance mettent en évidence leurs importances pour l'activation d'un niveau de décollement, et pour l'espacement cartographique des chevauchements exprimés à la surface. Ce résultat est intéressant à souligner comme limite des approches considérant les niveaux de décollements comme des plans de glissements sans épaisseurs, négligeant donc cet aspect de la mécanique des bassins sédimentaires.

5.2.4.4- Discussion des résultats – Leçons acquises sur la mécanique des bassins sédimentaires

Les tests paramétriques qui ont été réalisés en comparant systématiquement des lois rhéologiques simples et des lois complexes permettent l'étude en détail de l'initiation des failles dans un milieu sédimentaire sans héritage structural. En utilisant seulement quelques paramètres mécaniques élémentaires, on suggère qu'il est possible de reproduire une vaste gamme de processus géologiques. Plusieurs principes de mécanique sont confirmés par ces expériences, qui peuvent servir comme sujet de discussion pour la validation mécanique d'un scénario d'évolution structurale :

(1) Pour un bassin sédimentaire sans héritage structural, l'espacement des écailles tectoniques est relié à la profondeur du décollement basal. Cet espacement typique peut-être modifié par d'autres phénomènes, comme la réduction de la cohésion de la roche ou la présence d'un niveau de décollement secondaire au sein de la série sédimentaire.

(2) Le développement d'une séquence d'écailles tectoniques dans un milieu homogène progresse par une logique séquentielle de l'arrière-pays vers l'avant-pays ; en revanche, les phases de glissements sur les failles sont très aléatoires. Cela implique la nécessité d'activer et de déplacer les blocs structuraux de façon intriquée lors de la reconstruction de scénarios d'évolutions structurales.

(3) La stratigraphie mécanique contrôle fortement le style de la déformation, et autorise le découplage de la propagation des déformations dans le bassin sédimentaire. L'épaisseur des niveaux de décollements modifie également le style tectonique modélisé, à la fois pour des décollements dont le comportement en plasticité est de type frictionnel ou visqueux. Seulement, l'introduction d'une couche décollement dans un état initial en *layer-cake* n'est pas suffisante pour modéliser des géométries de plis typiques, comme des plis de cintrage sur rampes.

(4) On montre que les phénomènes de déformations asismiques influent sur la géométrie de la déformation et la position des écailles tectoniques, même lorsqu'ils sont minimisés dans le cadre de la loi de dislocation utilisée dans FLAMAR [e.g. Turcotte et Schubert, 2002 ; Gratier et al, 2013 ; Burov et al, 2014a].

Ces exercices de modélisations ont également des implications sur la problématique et la méthodologie des restaurations géo-mécaniques. Ils suggèrent que la déformation des modèles intégrant des roches sédimentaires dont le comportement rhéologique est défini comme la combinaison de plusieurs modèles de comportement n'est pas comparable à celle des modèles utilisant une approche de la mécanique simplifiée. Ainsi, les méthodes de reconstructions utilisant des déformations élastiques linéaires qui ne prennent pas en compte le travail dissipé par les déformations irréversibles [Maerten et Maerten, 2006 ; Moretti, 2008 ; Guzofski et al, 2009 ; Lovely et al, 2012], risquent de ne pas simuler correctement les chemins de déformations des structures géologiques. Ces

expériences posent donc une limite à l'utilisation de principes mécaniques simplifiés pour les calculs des champs de déplacements et de déformations. D'autre part, on suggère que les différentes lois rhéologiques non linéaires qui peuvent être attribuées aux matériaux géologiques génèrent des contrastes importants sur les déformations. Ainsi, pour des conditions de chargement mécaniques identiques, les champs de déformations calculés pour des lois élasto-visco-plastiques et des lois élasto-plastiques ne donnent pas la même solution de position des blocs structuraux et d'évolution structurale du modèle. La formulation des déformations visqueuses qui a été utilisée rend celles-ci comparables à des processus de déformations asismiques de type *LPS*: on suggère ainsi leurs importances dans la dissipation des forces compressives dans un bassin sédimentaire au cours de la déformation.

Toutefois, les conditions aux limites très simples en *layer-cake* définies dans ces expériences ne permettent pas de reproduire la géométrie ou l'évolution cinématique de plis cohérents avec les observations géologiques. Les plis générés dans ces expériences sont des *pop-up*, dont la géométrie et l'évolution cinématique peut être modifiée par l'introduction de niveaux de décollements secondaires. Malgré leur résistance très faible aux frottements, le déplacement accumulé sur ces niveaux de décollements reste faible. Ces niveaux intermédiaires sur lesquels se branchent des blocs structuraux secondaires, ne possèdent donc pas toutes les caractéristiques d'un décollement *sensu stricto*.

5.2.5- Comment activer un décollement au sein d'une stratigraphie mécanique?

Les deux précédents chapitres ont exposé différentes approches pour examiner l'initiation et la croissance des failles chevauchantes dans un milieu sédimentaire homogène puis stratifié, pour des comportements fragiles ou des couplages fragiles et ductiles. Ce travail montre la difficulté de reproduire des géométries de plis cohérentes avec les observations géologiques en utilisant un état initial en *layer-cake* (gâteau mille-feuille). Dans ce chapitre, une méthodologie basée sur l'expérience acquise des modélisations précédentes est proposée pour reproduire plus fidèlement des géométries et des évolutions cinématiques de plis de type *FPF, DF* ou *FBF*. A travers ce travail, on détermine les paramètres mécaniques nécessaires pour activer des niveaux de décollements caractérisés par des déplacements horizontaux conséquents au sein d'une stratigraphie mécanique.

Le principe de l'approche est de forcer le développement d'un pli, en introduisant un niveau de décollement discontinu à la base du modèle (Figure 5.44). L'introduction de ce niveau discontinu dans le modèle a deux effets principaux :

(1) Il permet de localiser de manière durable la déformation sur un plan de cisaillement unique au front de la discontinuité du décollement, facilitant la localisation et le développement d'un chevauchement en *forethrust*.

(2) Il permet de contraindre les premières étapes de déformations du modèle, qui deviennent alors géométriquement et cinématiquement similaires pour des gammes de conditions aux limites très différentes ; on s'affranchit alors de la nature chaotique de ces premières étapes, ce qui facilite la comparaison entre les modèles.

A partir d'un état initial identique, l'objectif de cette partie est de modifier de manière systématique les propriétés mécaniques des niveaux stratigraphiques situés au *footwall* du pli principal, afin de préciser pour quels critères un second niveau de décollement peut être activé et permettre la formation d'un pli de cintrage sur rampe. Parmi les critères mécaniques testés, les principaux sont liés au comportement rhéologique du niveau de décollement ; on cherche à vérifier l'influence des déformations frictionnelles (dépendant de la pression de confinement) et visqueuses (dépendant du taux de déformation et de la température) sur l'activation du niveau de décollement secondaire, et la géométrie structurale des plis qui en résulte (Figure 5.44).

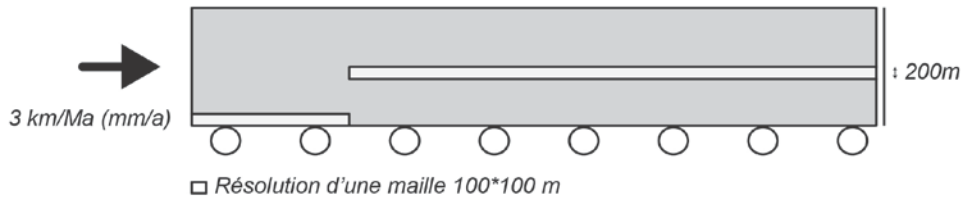


Figure 5.44 – Conditions aux limites et état initial des modélisations de la partie 5.2.5

Au cours de ce travail, on a montré que les figures de déformations finies enregistrées au sein des décollements de roches-mères possèdent à la fois des composantes ductiles et fragiles (Chapitre 3). Il est donc justifié de combiner les mécanismes de déformations visqueux et frictionnels pour établir une loi rhéologique pour ces niveaux roches-mères, afin de vérifier dans quelle mesure ils influents sur l'activation du décollement et le style de la déformation qui est engendrée. C'est dans ce cadre que l'on peut expérimenter une loi rhéologique pour le décollement dans laquelle la transition fragile/ductile est étalonnée sur l'isotherme de la génération de la surpression de fluides au sein de la roche-mère, étalonné à partir des modélisations Arctem (Chapitre 5.1).

5.2.5.1- Conditions mécaniques nécessaires à l'activation d'un décollement

(1) Exemple simple sans décollement

Dans le premier exemple, la série sédimentaire située dans le *footwall* du chevauchement principal est homogène. Cet exemple est utilisé pour examiner l'effet de l'interruption du niveau de décollement basal sur la cinématique et la géométrie des déformations. La compréhension de ce cas simple sert de socle pour expliquer se qui se produit lorsque des niveaux aux propriétés hétérogènes sont introduits dans le *footwall* du chevauchement principal.

Aux premières étapes de raccourcissement, la discontinuité du décollement concentre la déformation au niveau de l'interruption et génère rapidement un pli qui cinématiquement et géométriquement correspond à un pli de propagation (Figure 5.45a). Le raccourcissement entraîne d'abord la croissance du pli par la formation d'un chevauchement majeur accommodant un déplacement de plusieurs km (Figure 5.45a). Lorsque le pli principal atteint une élévation topographique d'environ 2.5 km, autour de 6 km de raccourcissement total, une seconde écaille se développe au front du chevauchement majeur. Les étapes suivantes sont marquées par le blocage du pli principal, qui est passivement transporté ; le raccourcissement est alors accommodé par la mise en place en séquence d'une succession de *pop-up* (Figure 5.45). Lorsque ceux-ci atteignent une topographie d'environ 500m, ils deviennent inactifs à leurs tours, et de nouvelles écailles se forment au front des anciennes (Figure 5.44).

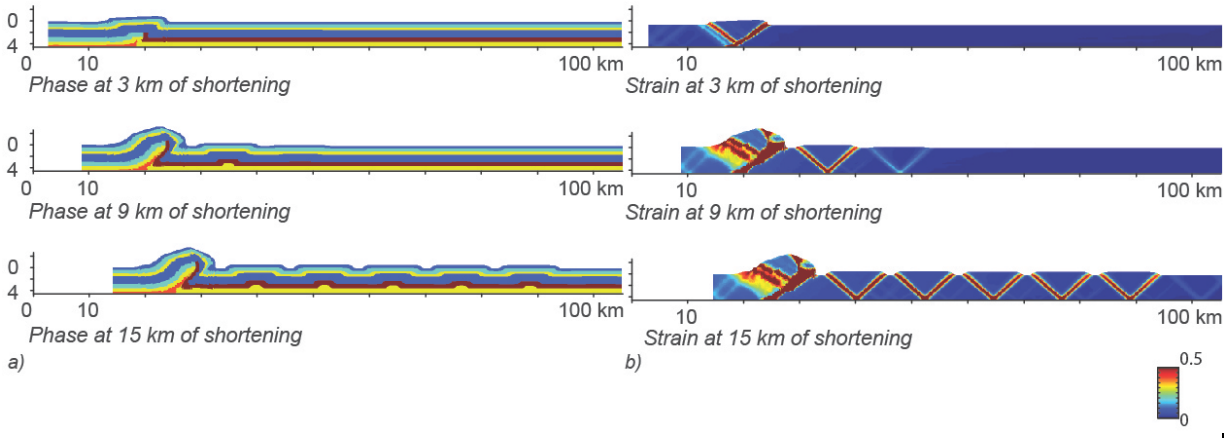


Figure 5.45 – Evolution cinématique de la géométrie des niveaux stratigraphiques et de la déformation totale dans le cadre d'un *footwall* homogène.

Puisque une grande part des forces compressives est dissipée au sein de cette zone de failles, la propagation de celles-ci dans le *footwall* est assez lente et distribuée. Au premier ordre, les écailles suivantes se développent en séquence et se verrouillent à partir d'un certain stade de maturité. Dans le détail cependant, elles peuvent être réactivées hors-séquences, de manière ponctuelle. Au front du pli de propagation, les blocs structuraux sont espacés d'une longueur régulière de 12 km (Figure 5.44).

(2) Activation d'un décollement frictionnel

Dans l'exemple proposé en Figure 5.46, un second niveau incompétent de 300 m d'épaisseur est introduit dans le *footwall* du pli de propagation. Il est caracatérisé par un comportement rhéologique très faible, presque ductile : la cohésion est nulle et l'angle de friction interne est de 1°.

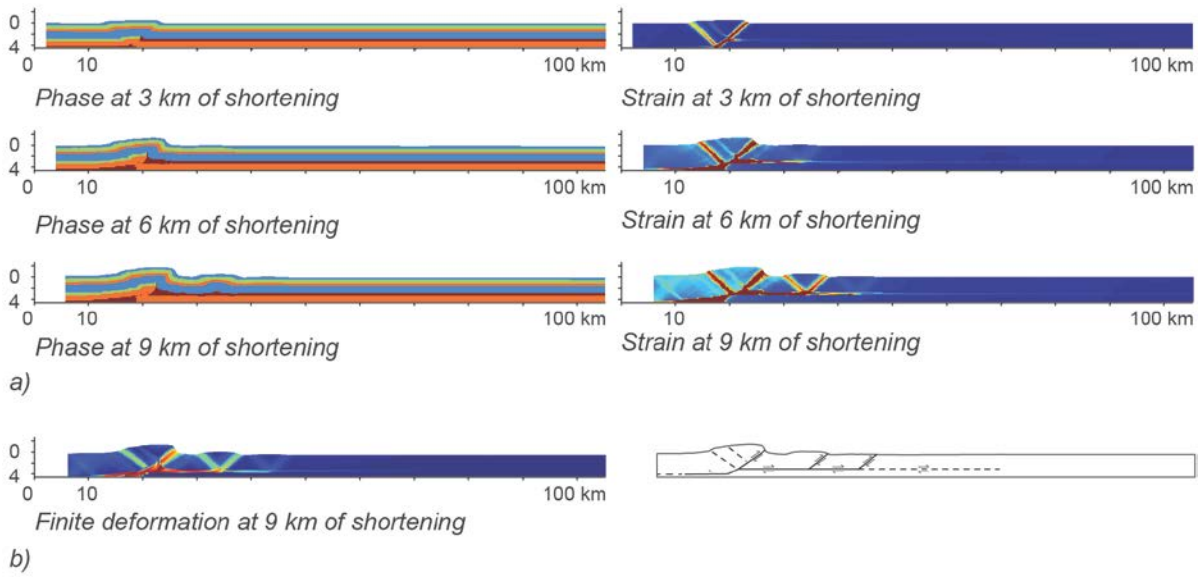


Figure 5.46 – Evolution cinématique de la géométrie des niveaux stratigraphiques et de la déformation totale lorsqu'un niveau de décollement secondaire caractérisé par φ=1° et Coh=20 MPa est introduit dans le footwall du pli principal. En b) est montré l'état de la déformation finie à 9 km de raccourcissement et son interprétation structurale.

Au premier stade de raccourcissement, un pli de propagation se positionne à l'aplomb de la discontinuité du décollement basal. Le chevauchement se branche rapidement sur le niveau de décollement secondaire qui s'active dans le *footwall* du chevauchement principal (Figure 5.46). A partir de 6 km de raccourcissement environ, la partie supérieure de la zone de cisaillement principale est partiellement abandonnée au profit du décollement secondaire ; le pli adopte alors une cinématique et une géométrie proche de celle d'un pli de cintrage sur rampe (*FBF*) (Figure 5.47). Le niveau de décollement secondaire se caractérise à la fois par un cisaillement horizontal intense et par un déplacement horizontal conséquent (Figure 5.46). Il se propage progressivement dans l'avant-pays, et forme un niveau de découplage efficace d'où se branche des plis de propagation secondaires (Figure 5.46). Sur la géométrie finale, à l'aplomb de la discontinuité, le redoublement de la série stratigraphique est témoigne du charriage du *hanging-wall* sur le *footwall*.

Figure 5.47 – Taux de déformation dans le modèle (5.45) à 7 km de raccourcissement, montrant l'abandon du chevauchement principal au profit du niveau de décollement secondaire.

Des tests paramétriques sur l'angle de friction interne et la cohésion du décollement permettent de déterminer pour quelles valeurs seuils le niveau incompétent secondaire est activé comme un décollement (Figure 5.48). Si l'angle de friction interne est de 7° et la cohésion est nulle, le style des

plis simulés est hybride : Le niveau de décollement secondaire est activé et permet de développer un pli de cintrage sur rampe (Figure 5.48a), mais il ne se propage pas dans l'avant-pays et le bloc structural suivant est enraciné dans le socle (Figure 5.48a). Si la résistance à la friction est supérieure à celle d'une roche caractérisée par un angle de friction interne de 7° et une cohésion de 0 MPa (Figure 5.48b et c), le décollement secondaire n'est pas activé. Le pli généré est alors un pli de propagation, et les blocs structuraux qui s'activent au front du chevauchement principal s'initie à partir du socle (Figure 5.48b et c).

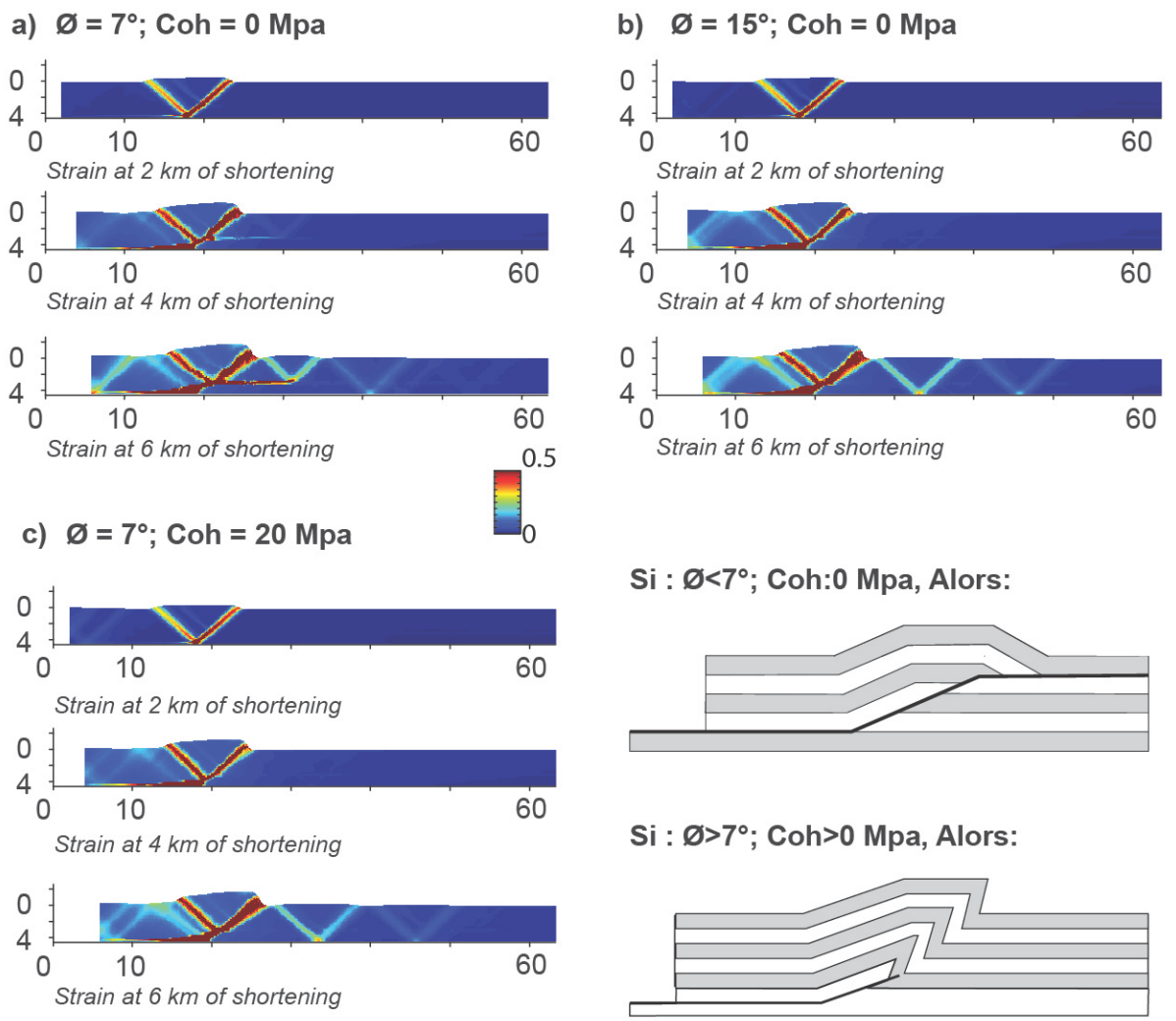


Figure 5.48 – Test paramétrique sur la résistance aux frottements du niveau de décollement secondaire, et sa relation avec l'activité du décollement et le style de déformation. Pour chaque cas, l'évolution cinématique de la déformation totale est montrée.

Au travers de ces expériences, on souligne l'importance des propriétés de frictions des roches pour activer et propager des horizons de décollements. Ces résultats attestent de la nécessité pour activer un niveau de décollement au sein d'une roche-mère argileuse d'adoucir fortement sa résistance aux frottements; ce peut-être à l'issue du développement de surpressions très fortes et pérennes au sein de la roche-mère, comme celles qui sont simulées dans les modèles Arctem (Chapitre 5.1).

(3) Activation d'un décollement frictionnel et visqueux

Les figures tectoniques observées au sein des décollements argileux et roche-mère [e.g. Chapitre 3] suggèrent un comportement rhéologique complexe combinant à la fois des comportements frictionnels et visqueux. Un test paramétrique est réalisé pour étudier l'activation du décollement lorsque son comportement mécanique combine ces deux modes de déformations (Figure 5.49). On note que les dimensions du modèle sont légèrement réduites par rapport aux exemples précédents. La viscosité des deux niveaux de décollements est légérement baissé dans la deuxième série de modélisations pour simuler un comportement visqueux (*i.e.* des processus de déformation dépendant du temps).

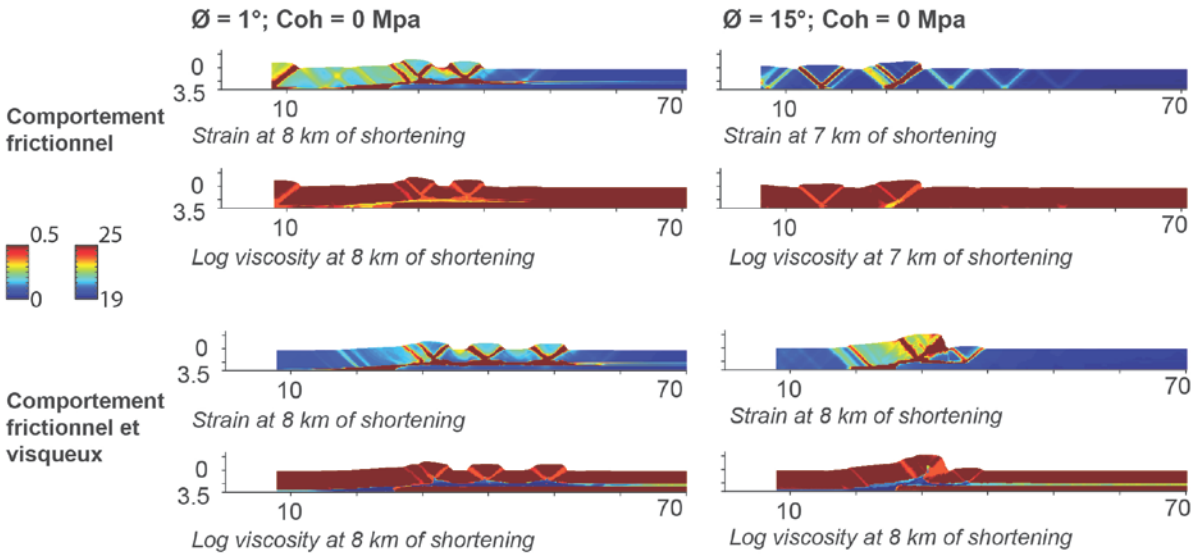


Figure 5.49 – Test paramétrique modifiant les paramètres de la loi de dislocation en plus de la résistance aux frottements des niveaux de décollements. Dans un premier cas, le comportement rhéologique du décollement est principalement dépendant de la pression appliquée. Dans un second cas, le comportement rhéologique est également dépendant du taux de déformation appliquée au système.

Les résultats des deux modélisations où le niveau de décollement n'a pas une forte composante visqueuse sont semblables à ceux de la Figure 5.46 (Figure 5.49). Pour une rhéologique combinant déformations frictionnelles et visqueuses, deux phénomènes sont observés :

(1) Pour un angle de friction interne de 1°, la magnitude du cisaillement au sein du décollement est plus forte par rapport à un décollement frictionnel (Figure 5.49). Le décollement secondaire se propage plus loin vers l'avant-pays, ce qui permet la création d'une écaille supplémentaire (Figure 5.49).

(2) Pour un angle de friction interne de 15°, le niveau de décollement secondaire est activé. Une seconde écaille, branchée sur le décollement secondaire, se développe juste au devant du pli principal (Figure 5.49). La rampe du pli de cintrage est caractérisée par un déplacement très

fort contribuant au redoublement de toute la série stratigraphique au dessus du décollement (Figure 5.49).

La nature ductile attribuée au niveau de décollement dans cette expérience peut s'expliquer par le développement d'une pression de fluide anormalement élevée [e.g. Morley *et al.*, 2011 ; Deville *et al.*, 2010 ; Deville, 2015]. En revanche, la ductilité des roches de décollement est jugée trop faible pour correspondre à des niveaux salifères (Chapitre 5.2.3). Cette expérience met en avant l'importance du couplage entre le comportement rhéologique visqueux et frictionnelle pour activer un niveau de décollement secondaire au sein d'une roche argileuse.

(4) Influence des processus d'érosion et de sédimentation

Les processus d'érosion et de sédimentation ont des rôles fondamentaux sur le développement et l'évolution du style structural d'une chaîne plissée, que ce soit à l'échelle du pli ou à l'échelle du prisme orogénique [e.g. Beaumont *et al.*, 1992 ; Malavieille *et al.*, 1993 ; Avouac et Burov, 1996 ; Mugnier *et al.*, 1997 ; Konstitanovskaia et Malavieille, 2005 ; Stockmal *et al.*, 2007 ; Bonnet *et al.*, 2008 ; Malavieille, 2010 ; Wu et McClay, 2011 ; Graveleau *et al.*, 2012 ; Fillon *et al.*, 2013]. Sur la base des modèles expérimentaux qui ont été présentés, il est possible d'étudier comment une loi d'érosion/sédimentation locale modifie la distribution des déformations dans le modèle, et influe sur le style de la déformation.

Une simulation identique à celle présentée en Figure 5.45 est réalisée en utilisant cette fois-ci une loi d'érosion-sédimentation diffusive locale (Figure 5.50b). Cette loi modifie profondément la distribution de la déformation dans le modèle (Figure 5.50b). La déformation est plus intense sur le *hanging-wall*, et l'action couplée de l'érosion et de la sédimentation locale retarde la formation de l'écaille tectonique branchée sur le niveau de décollement secondaire (Figure 5.50b). En parallèle, le décollement secondaire se propage plus loin dans l'avant-pays, et permet la formation de plusieurs écailles tectoniques dans l'avant-pays. Ceux-ci mènent au développement de petits bassins de « *piggy-back* » (Figure 5.50b).

L'érosion entraîne le développement de deux processus mécaniques couplés, en accord avec les nombreuses expériences de modélisation sur le sujet [e.g. Merle et Abidi, 1995 ; Mugnier *et al.*, 1997 ; Leturmy *et al.*, 2000 ; Konstitanovskaia et Malavieille, 2005 ; Stockmal *et al.*, 2007 ; Fillon *et al.*, 2013]. D'une part, il localise fortement la déformation sur la rampe du pli principal ; en retour, le *hanging-wall* subit des forces compressives beaucoup plus importantes (Figure 5.50b). D'autre part, il bloque l'initiation des chevauchements secondaires sous les zones de sédimentation (Figure 5.50b) ; il permet ainsi une meilleure propagation du décollement dans l'avant pays.

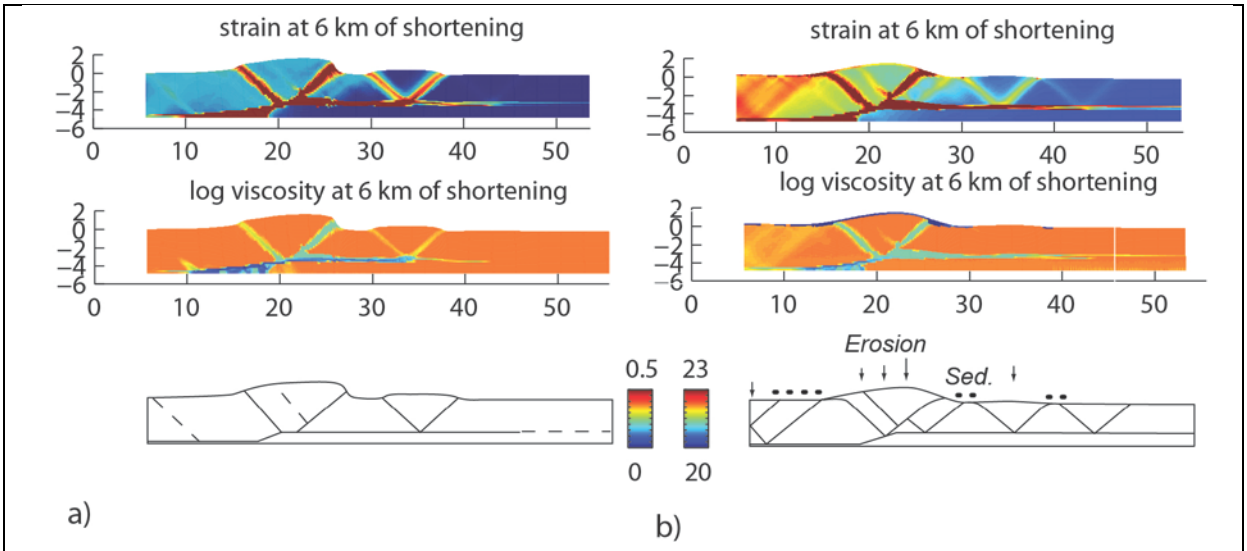


Figure 5.50 – Introduction d'une loi d'érosion/sédimentation locale dans le modèle présenté en Figure 5.45. *a) Zoom de la déformation totale et de la viscosité, et interprétation de la déformation, pour le modèle (5.45). b) Zoom de la déformation totale et de la viscosité, et interprétation de la déformation, pour un modèle identique mais avec érosion et sédimentation. Sur le script de la viscosité, la couleur bleue sombre indique les sédiments déposés, issues de l'érosion des zone topographiques.*

Lorsque l'érosion appliquée sur le système géologique est très forte, la localisation très forte et pérenne de la déformation sur le chevauchement principal mène à la formation d'un *backthrust* majeur au niveau du décollement secondaire (Figure 5.51). La géométrie qui en résulte est celle d'une zone triangle, caractéristique des modélisations FLAMAR lorsque le taux d'érosion est fort.

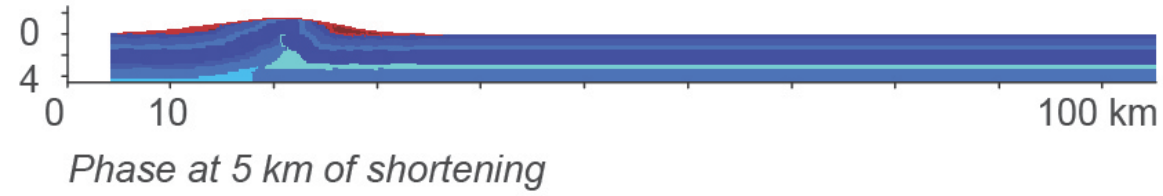
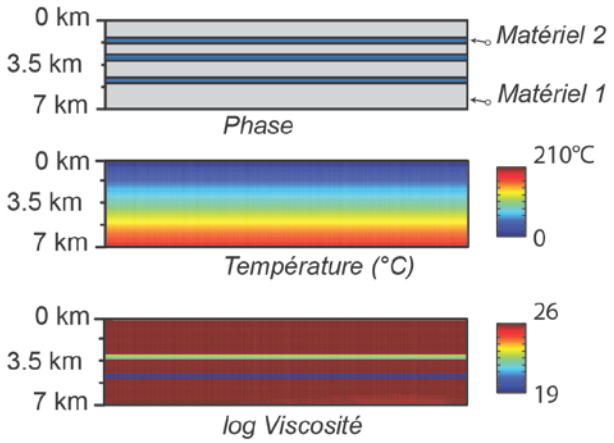


Figure 5.51 – Géométrie des niveaux stratigraphiques pour une érosion très forte. On remarque la géométrie typique en zone triangle par le pli principal.

(5) Influence d'une transition fragile-ductile

En modifiant les paramètres de la loi de dislocation, il est possible de définir un comportement rhéologique qui décrit un changement de viscosité de la roche pendant son enfouissement tectonique sour le pli de propagation. On établit donc une loi rhéologique qui simule une transition de déformation fragile à ductile à une température donnée. En étalonnant cette loi avec les isothermes de maturité de la matière organique du Toarcien subalpins obtenues avec Arctem (Chapitre 5.1), il est possible de simuler un changement de comportement mécanique qui est contrôlé par l'apparition de la surpression dans la roche-mère.

La loi rhéologique choisie provoque une transition de comportement rhéologique très rapide pour une température d'environ 140°C (Figure 5.52). Cette température correspond à celle pour laquelle l'intensité de la surpression au sein des niveaux roches-mères du Toarcien Subalpin devient très importante (voir Chapitre 5.1). D'un point de vue pratique, la modélisation thermique imprécise rend difficile de proposer un étalonnage plus précis.



	n	A [MPa^{-1}]	E [kJ.mol^{-1}]
Matériel 1	3	5.e-6	190
Matériel 2	1	1.e+45	500

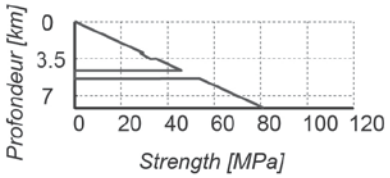


Figure 5.52 – Loi rhéologique pour une roche-mère qui simule une transition fragile/ductile pour une température de 100°C environ.

Cette loi de comportement rhéologique est attribuée au niveau de décollement secondaire du modèle présentée en Figure 5.48b. Ce décollement est également caractérisé par un angle de friction de 15° et une cohésion nulle qui, seules, ne permettent pas d'activer un décollement. L'enfouissement tectonique du décollement sous le pli de propagation modifie les propriétés mécaniques de la roche, et permet de la rendre suffisamment ductile pour activer un proto-décollement sur lequel se branche une rampe secondaire (Figure 5.53). Toutefois, la modification de la rhéologie du décollement n'est pas suffisament forte pour activer un véritable décollement.

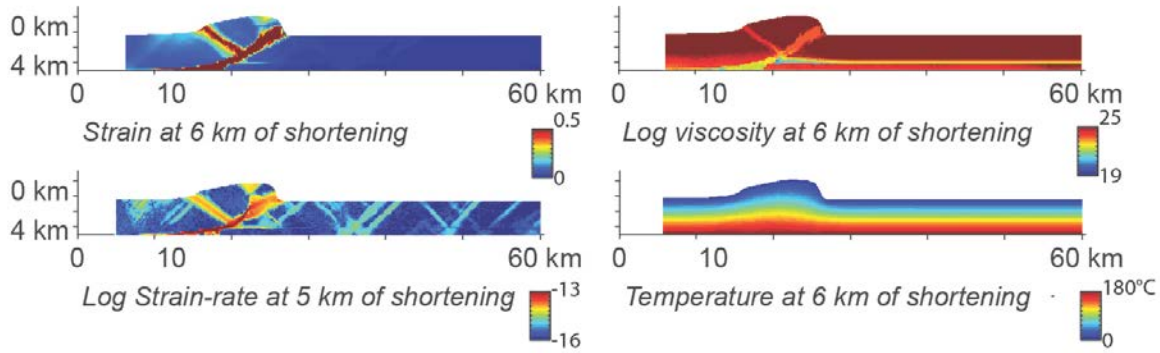


Figure 5.53 – Déformation totale, viscosité, taux de déformation et température à 5 km de raccourcissement d'un modèle où le décollement secondaire est caractérisé par une loi rhéologique thermo-dépendante.
On remarque sur les figures de déformation et du taux de déformation le développement d'une proto-zone de décollement.

Une expérience identique mais intégrant une loi d'érosion/sédimentation montre que la réduction de l'élévation topographique limite les changements de comportements rhéologiques du niveau de décollement (Figure 5.54). En revanche, l'enfouissement sédimentaire provoqué par la formation d'un bassin sédimentaire au front du chevauchement permet de mieux propager le décollement vers l'avant-pays (Figure 5.54). Ces essais intégrant une formulation simplifiée des processus de surface soulignent l'importance de ceux-ci sur le style et la cinématique des déformations dans un bassin sédimentaire. Ils mettent en évidence comment le couplage entre enfouissement tectonique et sédimentaire permet de modifier la distribution des isothermes, qui en retour influent sur le comportement mécanique des sédiments.

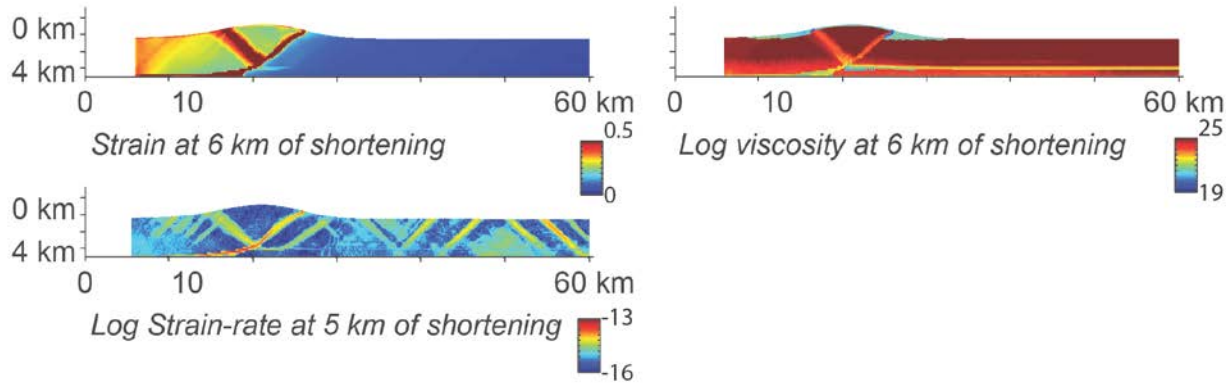


Figure 5.54 – Déformation totale, viscosité, taux de déformation à 5 km de raccourcissement d'un modèle où le décollement secondaire est caractérisé par une loi rhéologique thermo-dépendante.

Il s'avère nécessaire de développer ces prototypes de modélisation, notamment en calibrant de manière plus précise et plus juste la transition fragile/ductile ; Cet essai simple est cependant suffisant pour montrer qu'une telle transformation, même légère, est à même de modifier suffisamment le comportement d'un niveau stratigraphique pour promouvoir le développement de figures de cisaillements de second-ordre. D'un point de vue géologique, il serait possible de comparer cette observation numérique avec les figures de *bed-parallel slip*, notamment observées dans les niveaux roches-mères des Appalaches [Aydin et Engelder, 2014] ; c'est-à-dire des figures de cisaillements n'étant pas à l'origine d'un déplacement horizontal prononcé.

(6) Formation d'un pli de détachement : Cas du Jura

Deux exemples de modélisations adaptées aux problèmes de mécanique type « Jura » sont présentés dans ce paragraphe. Les conditions aux limites attribuées à chaque cas, notamment la vitesse de raccourcissement contrastée, les rendent difficilement comparables entre elles ; néanmoins, chacune permet de tirer indépendamment des leçons sur le développement de plis de détachement au sein d'une stratigraphie mécanique.

La stratigraphie mécanique du premier exemple se compose d'une épaisse couche ductile et incompétente de sel, sur laquelle est déposée une alternance de niveaux compétents carbonatés et de niveaux incompétents argileux (Figure 5.55a). La Figure 5.55 décrit la géométrie structurale et la distribution de la déformation après 10 km de raccourcissement. A l'aplomb de l'interruption du décollement basal se forme un exemple remarquable de *FBF* (Figure 5.55a), qui se prolonge en zone triangle en aval du pli. Au front de celle-ci se développent deux plis de détachement à l'espacement irrégulier (Figure 5.55a). Ces deux derniers plis sont enracinés non pas sur le décollement secondaire, mais sur le décollement de socle: Ils résultent de la formation de plans de cisaillements conjugués sous le décollement. Au passage du niveau salifère, la géométrie de ces plans est fortement modifiée par le fluage ductile du sel, qui contrôle alors le style de déformation de la partie supérieure du pli. Le style structural particulier établi sur cet exemple résulte donc de l'interaction entre phénomènes de fluage du sel et l'activation de chevauchements *thick-skin*, enracinés dans le socle, sous le niveau de décollement.

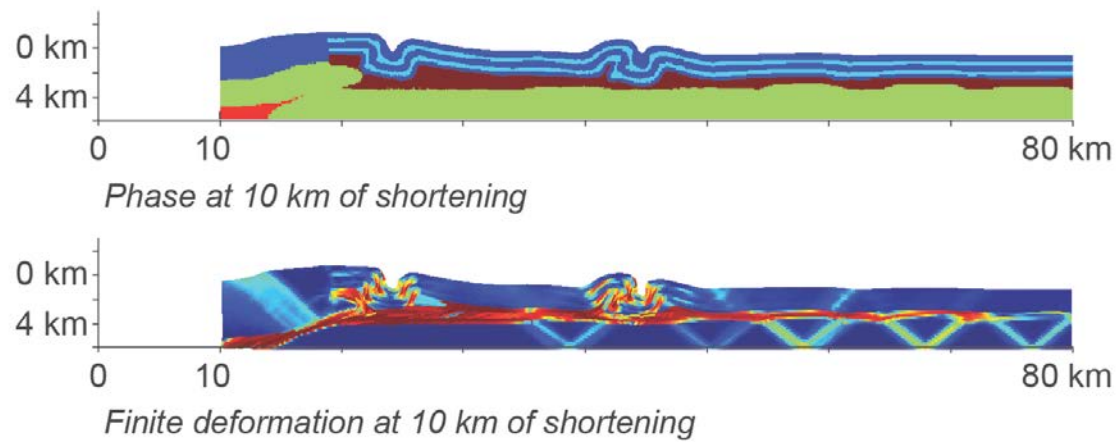


Figure 5.55 – Géométrie des niveaux stratigraphiques et déformation finie pour un taux de déformation rapide et un décollement basal profond.
On remarque le développement de blocs structuraux ancrés dans le socle

Le second exemple modélise une stratigraphie mécanique relativement comparable au premier ; la vitesse de raccourcissement est cependant fortement réduite (le fluage du sel est donc fortement augmenté), tandis que l'épaisseur du socle sous le niveau de décollement est également réduite (Figure 5.56b). La partie interne du modèle reproduit un *backstop* presque rigide, qui découple fortement la déformation au dessus et au dessous du niveau de décollement (Figure 5.56). Quatre plis sont formés en séquences, et suivent une évolution cinématique et géométrique relativement proche ; sur la Figure 5.56b, les quatre plis de droite à gauche correspondent à quatre stades de maturité d'un pli de détachement. Ils s'initient comme des *forethrust* enracinés dans le décollement évaporitique, et grandissent progressivement comme des plis de propagation (Figure 5.56). A un certain stade de maturité, le fluage ductile du sel favorise la rotation des flancs du pli, qui adopte alors une géométrie

typique des plis de détachements du Jura [Smit *et al.*, 2003 ; Mitra, 2003]. On remarque que les niveaux argileux semblent avoir un rôle important dans la transition entre les modèles de pli de propagation et de pli de détachement, notamment par le développement de processus de glissement flexural favorisant la rotation du pli (Figure 5.56). Certain de ces niveaux argileux forment par ailleurs, ponctuellement, des niveaux de décollements secondaires ; un exemple est observable au front du pli de détachement principal en Figure 5.56.

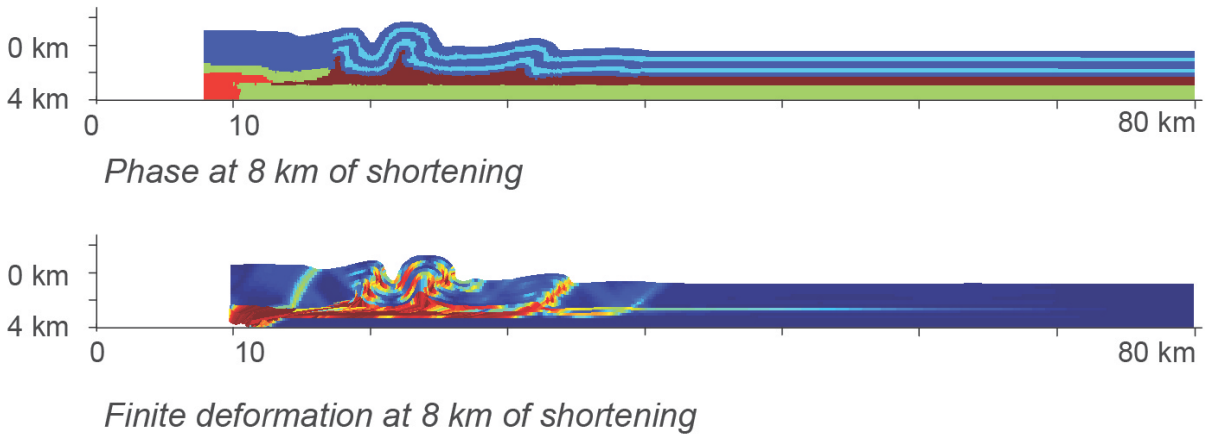


Figure 5.56 – Géométrie des niveaux stratigraphiques et déformation finie pour un taux de déformation lent et un décollement basal superficiel.
Le style de déformation est alors de type thin-skin, le décollement secondaire détachant efficacement la couverture sédimentaire superficielle.

Dans ces deux exemples de modélisations calibrés sur la stratigraphie mécanique du Jura, on identifie le rôle important de la stratigraphie mécanique dans la formation d'un style structural ; La complexité de la stratigraphie intégrée dans le calcul mécanique aboutit à des styles tectoniques complexes, composées de nombreuses structures de second ordre. Pour des expériences relativement similaires en termes de conditions aux limites, on peut observer des styles de déformations très différents, *thin-skinned* ou *thick-skinned*. On note que, dans les deux cas, la géométrie des plis n'est pas modifiée de façon spectaculaire ; l'essentiel des différences proviennent de l'évolution cinématique des structures tectoniques et leurs espacements.

5.2.6- Conclusions

La modélisation géo-mécanique est un moyen de vérifier qu'une interprétation structurale respecte un ensemble de critères portant sur : (1) le contrôle de la création et de la propagation des failles, conduisant à la formation de blocs structuraux, (2) la mise en mouvement de ces blocs structuraux les uns par rapport aux autres et sur des déplacements qui peuvent être kilométriques. Idéalement, une modélisation numérique permettrait de concevoir un scénario d'évolution structurale depuis son état initial jusqu'à la géométrie actuelle, à l'instar des modélisations cinématiques

géométriques [e.g. Roure et Sassi, 1995 ; Sassi *et al.*, 2007]. Par rapport à ces dernières, la modélisation mécanique permettrait de prédire l'évolution en chaque point du modèle du déplacement, de la déformation et des contraintes sur la base d'un calcul mathématique. Une telle méthode permettrait ainsi de mieux contraindre l'histoire d'enfouissement et de déformation des roches dans le bassin sédimentaire.

En pratique, les modélisations numériques ou physiques négligent toujours certain processus géologiques. La formulation simplifiée des processus mécaniques et le nombre limité de conditions aux limites disponibles dans les modèles FLAMAR génèrent des approximations qui, cumulées, empêchent de traiter l'ensemble des problèmes de mécaniques qui peuvent être catalogués en observant une coupe géologique (voir chapitre 2-2). Ainsi, reproduire fidèlement, sur la base d'un calcul mécanique, un scénario géologique comme celui de la Chartreuse [Deville et Sassi ; 2006] nécessite encore des efforts de développements, ne serait-ce que pour introduire ou faciliter les options numériques suivantes :

(1) La sédimentation, *i.e* l'apport de matériel en aggradation ou progradation.
(2) La définition du socle comme un contact frictionnel.
(3) La possibilité d'autoriser les mouvements verticaux du socle sous l'effet de la charge tectonique et sédimentaire, de façon à simuler le calcul de la subsidence.
(4) La modélisation d'un prisme, où la surface et le socle sont caractérisés par une pente spécifique.
(5) La définition d'un état initial marqué par un héritage structural complexe, représentatif de l'état des bassins sédimentaires avant compression.
(6) Une modélisation thermique permettant de reproduire plus finement la distribution de la température dans les bassins sédimentaires, afin de pouvoir introduire des matériaux dont le comportement rhéologique est thermo-dépendant.

Toutefois, la conception d'exercice de modélisation géo-mécanique FLAMAR permet d'étudier de nombreuses problématiques qui ont trait aux contrôles de la stratigraphie mécanique sur les déformations des bassins sédimentaires. On montre notamment que :

(1) Les méthodes numériques utilisant des lois de comportements non linéaires élasto-plastiques ou élasto-visco-plastiques pour simuler les déformations géologiques sont plus appropriées aux problèmes mécaniques d'évolutions structurales: Elles permettent de décrire à la fois l'initiation de la rupture dans un bassin sédimentaire et l'évolution structurale des structures plissées et faillées [Mandl, 1988 ; Hobbs et Orb, 1989 ; Leroy et Ortiz, 1989 ; Cundall, 1990 ; Makël et Walters, 1993 ; Bathellier, 1994 ; Barnichon et Charlier, 1995 ; Sassi et Faure, 1997 ; Gerbault *et al.*, 1998 ; Lovely *et al.*, 2012].

(2) En utilisant seulement quelques paramètres mécaniques élémentaires, on suggère qu'il est possible de reproduire une vaste gamme de processus géologiques. Plusieurs principes de mécaniques de premier ordre peuvent être confirmé et servir comme sujet de discussion pour la validation mécanique d'un scénario d'évolution structurale.

La localisation, l'activation et la propagation des décollements dans une stratigraphie mécanique peut s'expliquer par des variations sur des paramètres clés comme l'angle de friction interne et la cohésion de la roche (Figure 5.57). L'utilisation de lois rhéologiques élasto-visco-plastique montre cependant que cette activation peut être considérablement facilitée par le couplage entre des processus de déformation ductile/fragile au sein du décollement, même si la ductilité reste limitée (Figure 5.58). En attribuant des lois de comportement rhéologique adaptées, il est possible de simuler le développement des styles de plis théoriques *FPF*, *FBF* et *DF* (Figure 5.58). Les modélisations géo-mécaniques FLAMAR montrent également que l'activation et le développement d'un décollement au sein d'une stratigraphie mécanique nécessite des propriétés de cohésion et de friction qui ne concordent pas avec les propriétés mécaniques d'un horizon de décollement roche-mère à son état pré-compression, comme les *Posidonia Schist* albanais. Ces observations suggèrent donc l'existence d'un processus capable de réduire considérablement la résistance frictionnelle et la ductilité des niveaux de décollement.

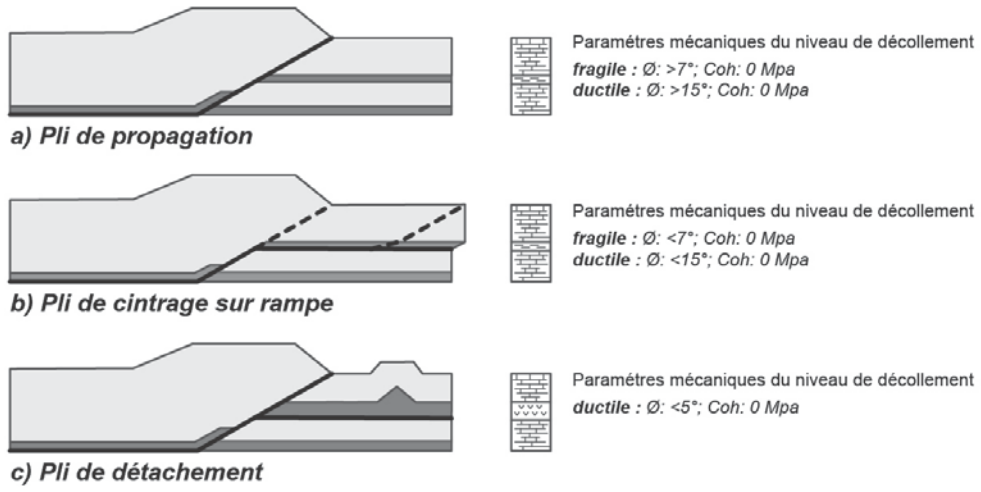


Figure 5.57 – Paramètres mécaniques seuils nécéssaire à la formation des trois plis idéaux : *FPF*, *FBF* et *DF*

On montre également l'importance des processus de surfaces, qui en modifiant considérablement la distribution de la déformation au sein d'une série stratigraphique contrôle fortement le style de la déformation modélisée. Enfin, il est possible d'introduire une loi rhéologique thermo-dépendante, calibrée sur la température de génération des hydrocarbures au sein d'une roche-mère. Celle-ci permet d'activer et de propager efficacement le cisaillement horizontal au sein du décollement à mesure que l'enfouissement tectonique ou sédimentaire augmente. Il reste en revanche nécessaire de contraindre

les lois et valeurs critiques dégagées de ce travail au travers d’expériences de caractérisations des roches en laboratoires.

CHAPITRE 6 - CONCLUSIONS

Au cours de cette thèse, une réflexion a été menée pour étudier le couplage dans les modélisations géo-mécaniques et hydromécaniques entre le développement des surpressions dans les argiles de roches-mères et la mobilisation d'un chevauchement tectonique. Cette thèse montre qu'une meilleure compréhension des thématiques du décollement et du style structural implique une progression conjointe des activités de recherches en géosciences sur les trois axes complémentaires qui sont : les observations géologiques, la caractérisation en laboratoire et la modélisation numérique.

Tout d'abord, on souligne l'importance de réaliser une analyse mécanique de la mise en place des structures en itération avec la restauration structurale afin de valider une interprétation géologique. La comparaison de coupes structurales prises autour des chaînes plissées Méditerranéennes, et publiées dans des revues à comité de lecture, documentent des styles structuraux variées mais montre surtout qu'elles ne contiennent pas toutes les informations nécessaires à la reconstruction d'un unique scénario d'évolution tectonique. En effet, on montre dans la première partie de cette thèse que très souvent les données géologiques et les méthodes utilisées par les géologues structuralistes sont insuffisamment renseignées pour pouvoir facilement caractériser la nature mécanique d'une coupe géologique équilibrée. Ainsi, la difficulté de distinguer sur une coupe géologique publiée ce qui est attesté par des données (sismique ou puits, par exemple) de ce qui relève de l'interprétation du géologue rend difficile la définition du problème mécanique posé et aussi l'identification des paramètres ou facteurs d'incertitude sur l'interprétation des structures en subsurface.

Une section restaurée n'est pas une preuve suffisante de la géométrie pré-compression d'un bassin sédimentaire. Un travail supplémentaire est en effet nécessaire pour caractériser l'état initial du bassin, intégrant la trajectoire des failles avant leurs activations, à la manière de ce qui est proposé en Figure 6 (Chapitre 2.2). C'est à cette condition que ces états restaurés pourront être utilisés comme point de départ pour des modélisations cinématiques utilisant des outils géomécaniques ou géométriques, tels que FLAMAR ou autres.

Dans toutes les coupes géologiques, la construction de l'histoire d'enfouissement de la roche-mère pour chaque bloc structural est particulièrement complexe pendant la période de compression tectonique. Elle est pourtant nécessaire pour prédire l'évolution de la surpression et du système pétrolier dans le bassin : cela a été démontré par les exercices de modélisation de bassin Arctem proposés en Chapitre 5.1. Pour reconstruire ces courbes d'enfouissement, il est fortement recommandé de réaliser des exercices de modélisations directes, telles que ceux réalisés pour la Chartreuse par Deville et Sassi [2006] par exemple (Figure 4.5). L'enfouissement des roches sédimentaire au cours de

l'histoire du bassin sédimentaire résulte de la compétition entre les mouvements sur les failles et la sédimentation et l'érosion syn-tectonique ; Le scénario structural de la Chartreuse montre que ces paramètres s'avèrent très complexe à quantifier en utilisant des modèles cinématiques directes. Pour établir un scénario valide d'évolution géologique, les coupes interprétées devraient, à minima, afficher les informations clés suivantes :

- La colonne stratigraphique à haute résolution avec des modèles précis des distributions lithologiques et des événements érosifs.
- La forme des discordances angulaires dans les strates sédimentaires syn-compression.
- Des contraintes sur l'histoire d'enfouissement des sédiments (à travers des marqueurs thermiques notamment).

Pour qu'un scénario d'évolution géologique d'une coupe soit mécaniquement admissible, plusieurs points essentiels doivent être justifiés : la chronologie d'activation et la quantité de déplacement sur les failles à chaque pas de temps, le déplacement de ces failles en relation avec les taux d'érosion et de sédimentation, etc… Idéalement, cette justification se fait sur la base d'exercices de modélisation mécanique, tels que proposés dans le Chapitre 5.2 ou par Caër *et al.* [2015] par exemple. Cependant, les modèles FLAMAR montrent qu'il n'est pas encore possible de reproduire la géométrie des coupes structurales avec des modèles géo-mécaniques de type éléments-finies. En effet, il est très difficile de (1) tenir compte de l'ensemble des conditions aux limites qui existent dans un milieu naturel et (2) coupler dynamiquement la déformation des matériaux et la circulation des fluides aux échelles de temps géologiques.

Concevoir un scénario d'évolution structurale mécaniquement valide passe nécessairement par une meilleure prise en compte de la rhéologie des niveaux de décollement. Dans le cas particulier des décollements localisés dans les roches-mères argileuses, des exercices de modélisations géo-mécaniques et de modélisations de bassin montrent que l'activation et l'évolution d'un niveau de décollement dépend :

(1) De l'état initial de la roche-mère ; Il est définit par les conditions de dépôts de la roche-mère et par son histoire d'enfouissement pré-compression qui, par diagénèse, va transformer ses propriétés physiques initiales.
(2) De son histoire d'enfouissement au cours de la période de compression tectonique ; Elle va déterminer les transformations subites par la roche et la quantité de fluides qui y circulent, modifiant ses propriétés physiques et permettant éventuellement son activation comme décollement.

Cependant, des lacunes sont toujours présentes sur les propriétés physiques des formations sédimentaires qui formeront des décollements, notamment en ce qui concernent: la minéralogie, la relation porosité/perméabilité, les paramètres seuils de ruptures des roches, etc. Dans le cas de la

Chartreuse par exemple, il n'y a ainsi pas d'évidence claire pour discuter de la localisation du cisaillement ou de son épaisseur au sein de la formation des *Schistes Cartons* ; encore moins d'une éventuelle relation avec les propriétés et les fluides produits et circulant au sein des roche-mères. Il est donc difficile de relier l'activité du décollement avec un mécanisme comme la production de fluides hydrocarbures au sein du niveau stratigraphique roche-mère.

Pour mieux connaitre ces objets tectoniques particuliers que sont les décollements, la caractérisation d'un exemple analogue au *Schistes* Cartons, à l'état initial, a été réalisé sur les roches-mères *Posidonia Schist* en Albanie. Elle met ainsi en évidence des contrastes de minéralogies, de teneurs en matières organiques et de comportement rhéologique au sein d'une même formation roche-mère de quelques dizaines de mètres d'épaisseurs. Deux sous-unités de stratigraphie mécanique de 10 mètre environ chacune sont identifiées : une unité inférieure incompétente, riche en minéraux argileux et au fort potentiel pétrolier et une unité supérieure compétente, riche en minéraux carbonatés et au potentiel pétrolier plus faible. On estime que chaque unité possède un comportement rhéologique qui lui est propre, plus ductile pour l'unité inférieure et plus fragile pour l'unité supérieure. L'unité inférieure est probablement celle qui concentrera l'essentiel de la surpression et qui sera le lieu du décollement ; une telle hypothèse doit cependant être vérifiée, notamment par d'éventuelles observations de terrain dans la partie sud du Mali i Gjere. Sur cette roche-mère immature des *Posidonia Schist*, caractérisée par un fort potentiel pétrolier, des paramètres physiques de bases (résistance à la friction par rapport à la minéralogie, relation φ/K, TOC) ont été déterminés pour simuler leurs évolutions à l'aide de modélisations FLAMAR et Arctem.

On montre ainsi que les contrastes de minéralogies, de teneurs en matières organiques et de comportement rhéologique au sein d'une formation roche-mère varie à l'échelle du cm, du m et de la dizaine de mètre. Elles adressent la problématique classique de l'*up-scaling* de l'échelle du réservoir (la formation sédimentaire) à celle du bassin sédimentaire. Dans un cas idéal, la stratigraphie mécanique à l'échelle du bassin sédimentaire (de 100m à plusieurs km) doit donc être renseignée avec la stratigraphie mécanique à l'échelle de la formation géologique (de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètre) pour tenir compte de la complexité des processus mécaniques à l'œuvre dans un bassin sédimentaire. On montre cependant que la résolution des outils et techniques de modélisation FLAMAR et Arctem n'est pas encore suffisamment fine pour permettre les sauts d'échelle.

Il est aujourd'hui nécessaire de trouver les techniques pour mieux caractériser les propriétés mécaniques des formations roches-mères argileuses et décollement. S'il est difficile de retrouver sur le terrain des niveaux de décollements mis à l'affleurement, il est également difficile de caractériser en laboratoire leurs hétérogénéités de propriétés mécaniques : Seuls les bancs les plus compétents peuvent être échantillonnés avec les techniques actuelles. Ainsi, nous avons caractérisé à haute-résolution les hétérogénéités de la roche-mère *Posidonia Schist* en termes de TOC et de minéralogie,

mais la même résolution est difficilement atteignable concernant les propriétés mécaniques de la formation (module d'Young, coefficient de Poisson, résistance à la fracturation, etc.). On suggère qu'une étude systématique des formations décollement au travers de forages ciblés et de carottages est nécessaire afin d'avoir une vue statistique sur les propriétés de ces objets tectoniques particuliers.

La modélisation Arctem met en évidence le calendrier, la distribution et la magnitude de la surpression qui a pu se développer au sein de la roche-mère toarcienne dans l'avant-pays alpin, suivant différentes hypothèses simples de lithologies et d'évolutions structurales. Dans l'avant-pays subalpin, la surpression se développe principalement au cours de la mise en place des structures plissées ; elle est alors maximale à l'aplomb des zones les plus enfouies. La transformation du kérogène solide en hydrocarbures liquides et gazeux permet, pour des générations importantes de fluides hydrocarbures, d'augmenter de 20 à 30% la pression de fluide au sein du niveau stratigraphique roche-mère. Un faisceau de conditions géologiques sont cependant nécessaires pour que la magnitude de la surpression soit suffisante pour approcher la contrainte lithostatique, et ainsi fracturer la roche et modifier son comportement rhéologique : fort TOC, lithologies très argileuses (et donc perméabilité très faible), volume de fluides important, etc. Toutefois, sans couplage avec des lois et critères de mécaniques, il n'est pas possible d'étudier les mécanismes d'emballements ou d'auto entretiens entre la surpression, la fracturation de la roche et les changements de perméabilité qui permettent de propager les fluides et la déformation au sein du décollement. De fait, il s'avère très difficile d'interpréter la magnitude et la distribution de la surpression qui est modélisée par Arctem, à la fois à cause de l'absence de caractérisation précise des propriétés mécaniques d'une formation roche-mère et de l'absence d'un couplage hydro-mécanique réel. Ces modèles simples témoignent malgré tout de l'importance de la fracturation hydraulique naturelle de la roche-mère pour propager des fluides vers l'avant-pays, expliquant ainsi la forte surpression observée dans les roches-mères de plusieurs avant-pays.

En effectuant de nombreux tests paramétriques sur les lois rhéologiques attribuées aux matériaux géologiques, les modélisations FLAMAR montrent l'importance du couplage entre les comportements rhéologiques frictionnels (dépendant de la pression) et les comportements rhéologiques visqueux (dépendant du temps). Ces modèles mettent notamment en évidence l'importance de la composante visqueuse pour la déformation du matériel sédimentaire. En cela, ils montrent que l'utilisation de lois rhéologiques simplifiées doit toujours être soigneusement justifiée. On montre qu'il est possible de calibrer les paramètres mécaniques clés qu'il faut faire varier pour obtenir, activer, localiser et propager un décollement au sein d'une stratigraphie mécanique : la friction du niveau de décollement, sa cohésion et les propriétés contrôlant son comportement visqueux. Les propriétés mécaniques très faibles qu'il faut attribuer aux matériaux argileux pour développer un décollement, notamment par rapport aux observations réalisées sur les roches-mères *Posidonia Schist*, tendent à justifier l'hypothèse d'une forte pression de fluides pendant leur fonctionnement. Un changement de propriétés mécaniques calibrées sur la transformation du kérogène dans la roche-mère permet de modifier

suffisamment le comportement mécanique des roches pour activer un décollement. Sans couplage hydro-mécanique, il n'est cependant pas possible de prédire où se trouvent les régions en surpression où vont se focaliser les changements rhéologiques.

L'importance de coupler les deux approches (géo-mécanique et hydromécanique) pour traiter des problèmes de mécanique du bassin sédimentaire est donc clairement mise en évidence dans ce travail. L'approche mécanique de FLAMAR permet de prédire la déformation des roches sédimentaires au travers de lois rhéologiques variées qui peuvent prendre en compte la plupart des mécanismes de déformation des matériaux de l'écorce terrestre. Cependant, il est difficile de faire correspondre les lois rhéologiques avec l'évolution et la distribution de la surpression, qui est pourtant un facteur de contrôle dynamique majoritaire des propriétés mécaniques des matériaux géologiques. L'approche pseudo-hydromécanique d'Arctem permet justement de prédire l'évolution de la pression de fluide au sein des niveaux sédimentaires. En revanche, en l'absence d'un vrai couplage hydromécanique permettant de prédire le régime des contraintes et d'attribuer des propriétés mécaniques aux roches, il est difficile de discuter des seuils de fracturation de celles-ci. En retour, la prédiction de l'emplacement des zones en surpression et des circulations de fluides s'en trouve fortement impactée.

Suffisamment d'indices sont disponibles pour réaffirmer une relation entre l'activité d'un décollement au sein d'une roche-mère et la génération des hydrocarbures. Mais le couplage de ces deux approches de modélisation semble indispensable pour discuter plus en avant de la relation entre surpression de fluide et décollement dans les roches-mères. Toutefois, en pratique, concevoir un modèle couplée géomécanique et hydromécanique est un objectif encore difficilement atteignable aujourd'hui. D'une part, il est très difficile et très long de reproduire la géométrie des coupes structurales avec des modèles géo-mécaniques éléments-finies. D'autre part, les études qui introduisent des principes de mécaniques dans les modèles de bassin [e.g. Neumaier *et al.*, 2014 ; Burgreen-Chan *et al.*, 2015] nécessitent encore d'utiliser le scénario géologique d'évolution structural comme une donnée d'entrée non-modifiable, malgré son évidente incertitude mécanique ; ces approches, en étant contraint au premier ordre par l'interprétation du géologue, peuvent paraître inadaptées pour être utilisées comme outil de validation structurale. Plus que la « discussion » entre plusieurs familles de modélisations distinctes, c'est la recherche d'une formule pleinement hydromécanique (liant la rhéologie et la poro-mécanique) qui doit être, à terme, envisagée.

REFERENCES

Affolter, T., Faure, J.-L., Gratier, J.-P., Colletta, B., 2008. Kinematic models of deformation at the front of the Alps: new data from map-view restoration. Swiss J. Geosci. 101, 289–303. doi:10.1007/s00015-008-1263-3

Albertz, M., Lingrey, S., 2012. Critical state finite element models of contractional fault-related folding: Part 1. Structural analysis. Tectonophysics 576-577, 133–149. doi:10.1016/j.tecto.2012.05.015

Albertz, M., Sanz, P.F., 2012. Critical state finite element models of contractional fault-related folding: Part 2. Mechanical analysis. Tectonophysics 576-577, 150–170. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.016

Albouy, E., Casero, P., Eschard, R., Cacas, M.-C., Dattilo, P., Granjeon, D., Letouzey, J., Rubino, J.-L., Rudkiewicz, J.L., Sassi, W., 2003a. IFP Report 56841 - Tectonique et Sédimentation dans les Apennins Centraux

Albouy, E., Casero, P., Eschard, R., Barrier, L., Rudkiewicz, J.L., and Sassi, W., 2003b, Coupled structural/stratigraphic forward modeling in the Central Apennines: AAPG Annual Convention, 11-14 May 2003, Salt Lake City, Utah

Allen, P.A., Allen, J.R., 2005. Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment, ed. Wiley-Blackwell, 632p.

Allmendinger, R.W., 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. Tectonics 17, 640–656.

Aplin, A. C., Y. L. Yang, and S. Hansen, 1995, Assessment of beta, the compression coefficient of mudstones, and its relationship with detailed lithology: Marine and Petroleum Geology, v. 12, p. 955–963, doi:10.1016/0264 -8172(95)98858-3.

Aplin, A.C., Macquaker, J.H.S., 2011. Mudstone diversity: Origin and implications for source, seal, and reservoir properties in petroleum systems. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 95, 2031–2059.

Artoni, A., 2013. The Pliocene-Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the Central sector of the Western Periadriatic Basin of Italy. Mar. Pet. Geol. 42, 82–106. doi:10.1016/j.marpetgeo.201.10.00

Artoni, A., Casero, P., 1997. Sequential balancing of growth structures, the late Tertiary example from the central Apennine. Bull. la Soc. Geol. Fr. 168, 35–49.

Athy, L.F., 1930. Density, Porosity, and Compaction of Sedimentary Rocks. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 14, 194–200.

Atkinson, P.K., Wallace, W.K., 2003. Competent unit thickness variation in detachment folds in the Northeastern Brooks Range, Alaska: geometric analysis and a conceptual model. J. Struct. Geol. 25, 1751–1771.

Avouac, J.P., Burov, E.B., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. J. Geophys. Res. Solid Earth 101, 17747 – 17769.

Aydin, M.G., Engelder, T., 2014. Revisiting the Hubbert–Rubey pore pressure model for overthrust faulting: Inferences from bedding-parallel detachment surfaces within Middle Devonian gas shale, the Appalachian Basin, USA. J. Struct. Geol. 69, 519–537.

Aydin, A., 2014. Failure modes of shales and their implications for natural and man-made fracture assemblages. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 98, 2391–2409.

Balen, R.V. and Cloetingh, S., 1995. Neural network analyses of stress induced overpressures in the Pannonian basin. Geophys. J. Int., 121: 532-544

Bally, W., 1966. Structure, Seismic Data, and Orogenic Evolution of Southern Canadian Rocky Mountains. Bull. Can. Pet. Geol. 14, 337–381.

Barrier, L., 2002. Interactions déformation–sédimentation dans les systèmes compressifs supra-crustaux. Exemples naturels et modélisation analogique. Université Rennes 1, Rennes. 219 pp.

Bathellier, E., 1994. Calculs des localisations de déformations tectoniques avec éléments finis. PhD thesis Ecole Centrale Paris, 350 p.

Barchi, M.R., Minelli, G., Magnani, B., Mazzotti, A., 2003. Line CROP 03: Northern Apennines. In: Scrocca, D., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzotti, A., Bertelli, L., Burbi, L., D'Offizi, S. (Eds.), CROP Atlas e Seismic Reflection Profiles of the Italian Crust. Mem. Descr. Soc. Geol. It., vol. 52, pp. 127-136

Barfety, J.C. 1985. Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône, étude stratigraphique et géodynamique, évolution d'une portion de la marge nord Théthysienne (Alpes occidentales françaises) Thèse de doctorat d'Etat.

Barnichon, J.-D. and Charlier, R., 1996. Finite element modelling of the competition between shear bands in the early stages of thrusting. In: P. Buchanan and A.A. Nieuwland (Editors), Modern Developments in Structural Interpretation, Validation and Modelling. Geol. Soc. London, Spec. Publ. v99, pp 235-250

Barker, C., 1990. Calculated Volume and Pressure Changes During the Thermal Cracking of Oil to Gas in Reservoirs (1). AAPG Bull. 74, 1254–1261.

Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J.., Casas, A., Bourquin, S., 2002. Influence of syntectonic sedimentation on thrust geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analogue modelling. Sediment. Geol. 146, 91–104. doi:10.1016/S0037-0738(01)00168-3

Barrier, L., Guri, S., Albouy, E., Bonjakes, S., Rudkiewicz, J.L., Muska, K., Eschard, R., 2003. IFP Report 57657 - Tectonique et sédimentation dans les Albanides Centrales.

Baudin F., Dercourt J., Herbin J.P., and Lachkar G., 1988. Le Lias supérieur de la zone ionienne (Grèce) : une sédimentation riche en carbone organique. Paris, Comptes rendus à l"Académie des Sciences, II, 307, 985-990

Baudin F., Herbin J.P., and Vandenbroucke M., 1990. Mapping and geochemical characterisation of the Toarcian organic matter in the Mediterranean Tethys and Middle East, Organic Geochemistry, 16 677-687.

Baudin, F., Tribovillard, N., Trichet, J., 2007. Géologie de la matière organique dans les bassins sédimentaires, 263p.

Baur, F., Di Benedetto, M., Fuchs, T., Lampe, C., Sciamanna, S., 2009. Integrating structural geology and petroleum systems modeling – A pilot project from Bolivia's fold and thrust belt. Mar. Pet. Geol. 26, 573–579.

Beaudoin, N., Lacombe, O., Bellahsen, N., Amrouch, K., et Daniel, J.-M. 2014. Evolution of pore-fluid pressure during folding and basin contraction in overpressured reservoirs: Insights from the Madison–Phosphoria carbonate formations in the Bighorn Basin (Wyoming, USA). Marine and Petroleum Geology, 55, 214–229. doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.12.009

Beaudoin, N., Huyghe, D., Bellahsen, N., Lacombe, O., Emmanuel, L., Mouthereau, F., Ouanhnon, L., 2015. Fluid systems and fracture development during syn-depositional fold growth: An example from the Pico del Aguila anticline, Sierras Exteriores, southern Pyrenees, Spain. J. Struct. Geol. 70, 23–38. doi:10.1016/j.jsg.2014.11.003

Beaumont, C., Fullsack, P., Hamilton, J., 1992. Erosional control of active compression orogens, in: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Springer Netherlands, pp. 1–18. doi:10.1007/978-94-011-3066-0_1

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.

Behar, F., Beaumont, V., et De B. Penteado, H. L. 2001. Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. Oil et Gas Science and Technology, 56(2), 111–134. doi:10.2516/ogst:2001013

Behar, F., Lorant, F., et Lewan, M. 2008. Role of NSO compounds during primary cracking of a Type II kerogen and a Type III lignite. Organic Geochemistry, 39(1), 1–22. doi:10.1016/j.orggeochem.2007.10.007

Bekins, B., McCaffrey, A.M., Dreiss, S.J., 1994. Influence of kinetics on the smectite to illite transition in the Barbados accretionary prism. J. Geophys. Res. 99, 18147.

Bekins, B.A., McCaffrey, A.M., Dreiss, S.J., 1995. Episodic and constant flow models for the origin of low-chloride waters in a modern accretionary complex. Water Resour. Res. 31, 3205–3215.

Bellahsen, N., Fiore, P.E., et Pollard, D.D., 2006, From spatial variation of fracture patterns to fold kinematics: A geomechanical approach. Geophysical Research Letters, 33(2), 1–4.

Bellahsen, N., Jolivet, L., Lacombe, O., Bellanger, M., Boutoux, a., Garcia, S., Mouthereau, F., Le Pourhiet, L., Gumiaux, C., 2012. Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: Implications for crustal rheology. Tectonophysics 560-561, 62–83. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.022

Bellahsen, N., Mouthereau, F., Boutoux, A., Bellanger, M., Lacombe, O., Jolivet, L., Rolland, Y., 2014. Collision kinematics in the western external Alps. Tectonics 33, 1055–1088. doi:10.1002/2013TC003453

Bessereau, G. 2003. La bibliothèque de lithologie dans TEMIS. Rapport IFPEN n°58073

Bessereau, G., and Guillocheau, F., 1995, Stratigraphie Séquentielle et Distribution de la Matière Organique dans le Lias du bassin de Paris: Académie des Sciences (Paris), Comptes Rendu, 316, p. 1271–1278

Bethke, C. M. 1985. A numerical model of compaction-driven groundwater flow and heat transfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basins. Journal of Geophysical Research, 90(B8), 6817. doi:10.1029/JB090iB08p06817

Bichet, V., Campy, M., 2008. Montagnes du Jura, Néo-Editio. ed, Géologie et paysages. Néo-Editions, Besançon.

Biot, M.A., 1941. General theorie of three dimensional consolidation. J Appl Phys, 12: 155-164.

Biot, M. A. 1961. Theory of Folding of Stratified Viscoelastic Media and Its Implications in Tectonics and Orogenesis1. Geological Society of America Bulletin, 72(11), 1595. doi:10.1130/0016-7606(1961)72[1595:TOFOSV]2.0.CO;2

Bohacs, K. M., Grawbowski, G. J., Carroll, A. R., Mankeiwitz, P. J., Miskell-Gerhardt, K. J.,

Schwalbach, J. R., Wegner, M. B., and Simo, J. A, 2005, Production, Destruction, and Dilution – the Many Paths to Source-Rock Development, SEPM Special Publication 82, p. 61-101.

Bolliger, T., Engesser, B., Weidmann, M., n.d. Première découverte de mammifères pliocènes dans le Jura neuchâtelois. Eclogae Geol. Helv. 86, 1031–1068.

Bond, C.E., 2015. Uncertainty in structural interpretation: Lessons to be learnt. J. Struct. Geol. 74, 185–200.

Bons, P.D., Elburg, M.A. et Gomez-Rivas, E., 2012, A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. Journal of Structural Geology, 43, 33-62.

Bonini, M., 2003. Detachment folding, fold amplification, and diapirism in thrust wedge experiments. Tectonics 22. doi:10.1029/2002TC001458

Bonini, M., Sani, F., Antonielli, B., 2012. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. Tectonophysics 522-523, 55–88. doi:10.1016/j.tecto.2011.11.014

Bonnet, C., Malavieille, J., Mosar, J., 2007. Interactions between tectonics, erosion, and sedimentation during the recent evolution of the Alpine orogen: Analogue modeling insights. Tectonics 26,.

Bonnet, C., Malavieille, J., Mosar, J., 2008. Surface processes versus kinematics of thrust belts : impact on rates of erosion , sedimentation , and exhumation – Insights from analogue models. Bull. la Soc. Geol. Fr. 179, 297–314.

Borge, H., 2002. Modelling generation and dissipation of overpressure in sedimentary basins: an example from the Halten Terrace, offshore Norway. Mar. Petrol. Geol., 19(3): 377-388.

Boutoux, A., Verlaguet, A., Bellahsen, N., Lacombe, O., Villemant, B., Caron, B., Martin, E., Assayag, N., Cartigny, P., 2014. Fluid systems above basement shear zones during inversion of pre-orogenic sedimentary basins (External Crystalline Massifs, Western Alps). Lithos 206-207, 435–453.

Boyer, S.E., Elliott, D., 1982. Thrust systems. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 66, 1196–1230.

Boyer, S.E., 1986. Styles of folding within thrust sheets: examples from the Appalachian and Rocky Mountains of the U.S.A. and Canada. J. Struct. Geol. 8, 325–339. doi:10.1016/0191-8141(86)90053-2

Boyer, S., 1992. Geometric evidence for synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust belts, in: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics SE - 34. Springer Netherlands, pp. 377–390. doi:10.1007/978-94-011-3066-0_34

Boyer, S.E., 1995. Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts. Am. J. Sci. 295, 1220–1254. doi:10.2475/ajs.295.10.1220

Brandes, C., Tanner, D.C., 2014. Fault-related folding: A review of kinematic models and their application. Earth-Science Rev. 138, 352–370.

Brechet, Y., Ashby, M. F., Dupeux, M., et Louchet, F. 2006. La sélection des matériaux et des procédés. Première partie: Complexité et richesse du choix. Matériaux et Techniques, 84(1-2), 26–31. Retrieved from http://cat.inist.fr/?aModele=afficheNetcpsidt=3028536

Buiter, S.J.H., Babeyko, a. Y., Ellis, S., Gerya, T. V., Kaus, B.J.P., Kellner, a., Schreurs, G., Yamada, Y., 2006. The numerical sandbox: comparison of model results for a shortening and an extension experiment. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 253, 29–64.

Buiter, S.J.H., 2012. A review of brittle compression wedge models. Tectonophysics 530-531, 1–17. doi:10.1016/j.tecto.2011.12.018

Burg, J.-P., Kaus, B.J.P., and Podladchikov, Y.Y., 2004, Dome structures in collision orogens: Mechanical investigation of the gravity/compression interplay, in Whitney, D.L., et al., eds., Gneiss domes in orogeny: Geological Society of America Special Paper 380, p. 47–66, doi:10.1130/0-8137-2380-9.47

Burgreen-Chan, B., Meisling, K.E., Graham, S., 2015. Basin and petroleum system modelling of the East Coast Basin, New Zealand: a test of overpressure scenarios in a convergent margin. Basin Res. doi:10.1111/bre.12121

Burkhard, M., Sommaruga, A., 1998. Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 134, 279–298.

Burland, J. B., 1990, 30th Rankine lecture: On the compressibility and shear-strength of natural clays: Geotechnique, v. 40, p. 329–378, doi:10.1680/geot.1990.40.3.329

Burov, E.B., Jolivet, L., Le Pourhiet, L., Poliakov, A., 2001. A thermemechanical model of exhumation of HP and UHP methamorphic rocks in Alpine mountain belts. Tectonophysics 342, 113–136.

Burov, E., Yamato, Ph, 2008. Continental plate collision, P–T–t–z conditions and unstable vs. stable plate dynamics: insights from thermo-mechanical modelling. Lithos 103, 178–204.

Burov, E.B., 2007. Plate Rheology and Mechanics, in: Schubert, G.B.T.-T. on G. (Ed.), Treatise on Geophysics. Elsevier, Amsterdam, pp. 99–151.

Burov, E., 2011. Rheology and strength of the lithosphere. Mar. Pet. Geol. 28, 1402–1443.

Burov, E., Francois, T., Agard, P., Le Pourhiet, L., Meyer, B., Tirel, C., Lebedev, S., Yamato, P., Brun, J.-P., 2014. Rheological and geodynamic controls on the mechanisms of subduction and HP/UHP exhumation of crustal rocks during continental collision: Insights from numerical models. Tectonophysics 631, 212–250. doi:10.1016/j.tecto.2014.04.033

Burov E., Francois, T., Yamato, P., and S. Wolf, 2014b. Advances and challenges in geotectonic modeling, Bull. Soc. Geol. Fr, Invited paper, v. 185, p.147-168, doi:10.2113/gssgfbull.185.3.147, 2014

Burrus, J., Kuhfuss, A., Doligez, B., Ungerer, P., 1991. Are numerical models useful in reconstructing the migration of hydrocarbons? A discussion based on the Northern Viking Graben. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 59, 89–109.

Burrus, J., Osadetz, K., Wolf, S., Doligez, B., Visser, K., Dearborn, D., 1996. A Two-Dimensional Regional Basin Model of Williston Basin Hydrocarbon Systems. AAPG Bull. 80, 265–290.

Butler, R.H., 1992. Structural evolution of the western Chartreuse fold and thrust system, NW French Subalpine chains, in: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics SE - 26. Springer Netherlands, pp. 287–298. doi:10.1007/978-94-011-3066-0_26

Butler, R.W.H., Tavarnelli, E., Grasso, M., 2006. Structural inheritance in mountain belts: An Alpine–Apennine perspective. J. Struct. Geol. 28, 1893–1908. doi:10.1016/j.jsg.2006.09.006

Butler, R.W.., Mazzoli, S., Corrado, S., De Donatis, M., Di Bucci, D., Gambini, R., Nicolai, C., Naso, G., Scrocca, D., Shiner, P., Zucconi, V., 2004. Applying Thick-skinned Tectonic Models to the Apennine Thrust Belt of Italy — Limitations and Implications, in: McClay, K.. (Ed.), Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems. AAPG, Tulsa, pp. 647–667.

Butler, R.W.H., 1989. The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 44, 105–122. doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.07

Buxtorf, A., 1916. Prognosen und befunde beim Hauensteinbasis-und Grenchenberg-tunnel und die Bedeutung der letzeren fur die geologie des Juragebirges. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel 27, 184–205

Caër, T., Maillot, B., Souloumiac, P., Leturmy, P., Frizon de Lamotte, D., Nussbaum, C., 2015. Mechanical validation of balanced cross-sections: The case of the Mont Terri anticline at the Jura front (NW Switzerland). J. Struct. Geol. 75, 32–48. doi:10.1016/j.jsg.2015.03.009

Callot, J.-P., Breesch, L., Guilhaumou, N., Roure, F., Swennen, R., Vilasi, N., 2010. Paleo-fluids characterisation and fluid flow modelling along a regional transect in Northern United Arab Emirates (UAE). Arab. J. Geosci. 3, 413–437. doi:10.1007/s12517-010-0233-z

Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. Tectonophysics 579, 173–192. doi:10.1016/j.tecto.2012.01.026

Carminati, E., Wortel, M.J.., Spakman, W., Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. Earth Planet. Sci. Lett. 160, 651–665. doi:10.1016/S0012-821X(98)00118-6

Carter, N.L., Hansen, F.D., 1983. Creep of rocksalt. Tectonophysics 92, 275–333. doi:10.1016/0040-1951(83)90200-7

Chalaron, E., Mugnier, J.L., Mascle, G., 1995. Control on thrust tectonics in the Himalayan foothills : a view from a numerical model. Tectonophysics 248, 139–163.

Chapple, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. Geol. Soc. Am. Bull. 89, 1189–1198.

Chester, J.., Chester, F.., 1990. Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. J. Struct. Geol. 12, 903–910. doi:10.1016/0191-8141(90)90063-5

Chilingar, G. V., and L. Knight, 1960, Relationship between pressure and moisture content of kaolinite, illite and montmorillonite clays: AAPG Bulletin, v. 44, p. 101–106

Choukroune, P., 1989. The Ecors Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics 8, 23–39. doi:10.1029/TC008i001p00023

Cloetingh, S., Burov, E., 2011. Lithospheric folding and sedimentary basin evolution: a review and analysis of formation mechanisms. Basin Res. 23, 257–290. doi:10.1111/j.1365-2117.2010.00490.x

Cloetingh, S., Kooi, H., Groenewoud, W., 1989. Intraplate stresses and sedimentary basin evolution, in: Origin and Evolution of Sedimentary Basins and Their Energy and Mineral Resources. AGU, Washington, DC, pp. 1–16. doi:10.1029/GM048p0001

Cloetingh, S., Sassi, W., Team, I.T. force, 1994. The origin of sedimentary basins : a status report from the task force of the International Lithosphere Program. Mar. Pet. Geol. 11, 659–683.

Cobbold, P.R., Clarke, B.J., Løseth, H. 2009. Structural consequences of fluid overpressure and seepage forces in the outer thrust belt of the Niger Delta. Petroleum Geoscience, 15, 3-15.

Cobbold, P.R., Diraison, M., Rossello, E.A., 1999. Bitumen veins and Eocene transpression, Neuquén basin, Argentina. Tectonophysics 314, 423–442.

Cobbold, P.R., Durand, S., Mourgues, R. 2001. Sandbox modelling of thrust wedges with fluid-assisted detachments. Tectonophysics, 334: 245-258

Cobbold, P.R., Mourgues, R., Boyd, K. 2004. Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan: assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation. Marine and Petroleum Geology, 21: 1013-1025.

Cobbold, P.R., Zanella, A., Rodrigues, N., Løseth, H., 2013. Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. Mar. Pet. Geol. 43, 1–20.

Collaku, A., Cadet, J.P., Bonneau, M., Jolivet, L., 1992. L'édifice structural de l'Albanie septentrionale: des éléments de réponse sur les modalités de la mise en place des ophiolites. Bull. la Soc. Geol. Fr. 163, 455–468.

Colletta, B., Letouzey, J., Pinedo, R., Ballard, J. F., et Bale, P. (1991). Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned thrust systems. Geology, 19(11), 1063–1067. doi:10.1130/0091-7613(1991)019

Contreras, J., Suter, M., 1990. Kinematic modeling of cross-sectional deformation sequences by computer simulation. J. Geophys. Res. 95, 21913.

Cook, F.A., Varsek, J.L., 1994. Orogen-scale decollements. Rev. Geophys. 32, 37.

Cooper, M.A., Williams, G.D., de Graciansky, P.C., Murphy, R.W., Needham, T., de Paor, D., Stoneley, R., Todd, S.P., Turner, J.P., Ziegler, P.A., 1989. Inversion tectonics — a discussion. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 44 , 335–347. doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.18

Cooper, M., Brealey, C., Fermor, P., Green, R., Morrison, M., 2004. Structural Models of Subsurface Thrust-related Folds in the Foothills of British Columbia Case Studies of Sidetracked Gas Wells. in: McClay, K. (Ed.), Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems. AAPG, Tulsa, 579–597.

Cooper, M., 2007. Structural style and hydrocarbon prospectivity in fold and thrust belts: a global review. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 272, 447–472.

Cooper, M., Warren, M.J., 2010. The geometric characteristics, genesis and petroleum significance of inversion structures. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 335, 827–846.

Cornu, T., F. Schneider, and J.-P. Gratier, 2003, 3-D discrete kinematic modeling applied to extensional and compressional tectonics, in D. Newland, ed., New insight into structural interpretation and modeling: Geological Society (London) Special Publication 212, p. 285–294.

Corredor, F., Shaw, J.H., Bilotti, F., 2005. Structural styles in the deep-water fold and thrust belts of the Niger Delta. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 89, 753–780.

Cosgrove, J.W., 2015. The association of folds and fractures and the link between folding, fracturing and fluid flow during the evolution of a fold-thrust belt: a brief review. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 421, 41–68.

Costa, E., Vendeville, B.C., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak , viscous evaporitic decollement. J. Struct. Geol. 24, 1729–1739.

Couzens-Schultz, B.A., Wiltschko, D. V., 2000. The control of the smectite–illite transition on passive-roof duplex formation: Canadian Rockies Foothills, Alberta. J. Struct. Geol. 22, 207–230.

Coward, M.P., Gillcrist, R., Trudgill, B., 1991. Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 56, 93–112. doi:10.1144/GSL.SP.1991.056.01.07

Cubas, N., Leroy, Y.M., Maillot, B., 2008. Prediction of thrusting sequences in accretionary wedges. J. Geophys. Res. 113, B12412. doi:10.1029/2008JB005717

Cundall, P.A., 1989. Numerical experiments on localization in frictional materials. Ingenieur-Archiv 59, 148–159.

Dahlen, F.A., Suppe, J., Davis, D., 1984. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb Theory. J. Geophys. Res. Solid Earth 89, 10087–10101. doi:10.1029/JB089iB12p10087

Dahlen, F.A., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 18, 55–99.

Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross sections. Can. J. Earth Sci. 6, 743–757. doi:10.1139/e69-069

Daignières, M., Séguret, M., Specht, M., 1994. The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile, in: Mascle, A. (Ed.), Hydrocarbon and Petroleum Geology of France SE - 15. Springer Berlin Heidelberg, pp. 199–208. doi:10.1007/978-3-642-78849-9_15

Danelian, T., De Wever, P., et Vrielynck, B. (1986). Datations nouvelles fondées sur les faunes de radiolaires de la série jurassique des Schistes à Posidonies (Zone Ionienne, Epire, Grèce). Rev. Paléobiol, 5, 37-41.

Danielan, T., Baudin, F., Gardin, S., Masure, E., Ricordel, C., Fili, I., ... et Muska, K. 2007. The record of mid Cretaceous oceanic anoxic events from the Ionian zone of southern Albania-L'enregistrement des événements d'anoxie océanique de la partie moyenne du Crétacé dans la zone ionienne d'Albanie méridionale. Revue de Micropaléontologie, 50(3), 225-237.

Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F. A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. J. Geophys. Res. 88, 1153. doi:10.1029/JB088iB02p01153

Davies, D., Engleder, T., 1985. The role of salt in fold and thrust belts. Tectonophysics 119, 67–88.

DeCelles, P., Robinson, M., Quade, J., Ojha, T.P., Garzione, C., Copeland, P., Upreti, B., 2001. Stratigraphy, structure and tectonic evolution of the Himalayan fold-thrust belt in western Nepal. Tectonics 20, 487–509.

DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. Basin Res. 8, 105–123. doi:10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x

Dembicki Jr., H., 2009. Three common source rock evaluation errors made by geologists during prospect or play appraisals. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 93, 341–356.

Deming, D., 1994. Factors necessary to define a pressure seal. AAPG. Bull., 78: 1005-1009.

De Paor, D.G., 1988. Balanced Section in Thrust Belts Part 1: Construction. AAPG Bulletin,. 72, 73–90.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241–315.

Deronzier, J.F. 1989.Alpes et Avant-Pays Alpin : Le bassin de Valence, étude géochimique par analyse Rock-Eval et modélisation numérique. IFP Report n°37396

Deville, É., Chauvière, A., 2000. Thrust tectonics at the front of the western Alps: constraints provided by the processing of seismic reflection data along the Chambéry transect. Earth Planet. Sci. 331, 725–732.

Deville, E., Mascle, A., Lamiraux, C., Le Bras, A., 1994. Tectonic styles, reevaluation of plays in southeastern France. Oil Gas Journal. Vol. 92. n°44

Deville, E., Sassi, W., 2006. Contrasting thermal evolution of thrust systems: An analytical and modeling approach in the front of the western Alps. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 90, 887–907. doi:10.1306/01090605046

Deville, É., Guerlais, S.-H., Lallemant, S., Schneider, F., 2010. Fluid dynamics and subsurface sediment mobilization processes: an overview from Southeast Caribbean. Basin Res. 22, 361–379.

Deville, E. 2015 Dynamique des prismes orogéniques, le rôle des fluides. PAF, 272p.

Dewhurst, D. N., Y. L. Yang, and A. C. Aplin, 1999b, Permeability and fluid flow in natural mudstones, in A. C. Aplin, A. J. Fleet, and J. H. S. Macquaker, eds., Muds and mudstones:

Physical and fluid-flowproperties: Geological Society (London) Special Publication 158, p. 23–43

Ding, W., C. Li, C. Xu, K. Jiu, W. Zeng, and L. Wu, 2012, Fracture development in shale and its relation to gas accumulation: Geoscience Frontiers, v. 3, no. 1, p. 97–105, doi:10.1016/j.gsf.2011.10.001.

Divies, R., Sassi, W., 1999. Method for creating a 2D kinematic model of geological basins affected by faults, US Patent US 5953680 A.

Doglioni, C., Mongelli, F., Pialli, G., 1998. Boudinage of the Alpine belt in the Apenninic back-arc. Mem. Soc. Geol. It 52, 457–468.

Doligez, B., Ungerer, P., Chenet, P. Y., Burrus, J., Bessis, F., et Bessereau, G., 1987. Numerical modelling of sedimentation, heat transfer, hydrocarbon formation and fluid migration in the Viking Graben, North Sea. Petroleum Geology of Northwest Europe. Heyden, London, 1039-1048.

Doudoux B., Mercier de Lepinay B., Tardy M., 1982 Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 295 63–68.

Driehaus, L., Nalpas, T., Ballard, J.-F., 2014. Interaction between deformation and sedimentation in a multidecollement thrust zone: Analogue modelling and application to the Sub-Andean thrust belt of Bolivia. J. Struct. Geol. 65, 59–68.

Durand, B., 1980. Kerogen: Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks, Technip. ed. 512p

Durand-Riard, P., Guzofski, C., Caumon, G., Titeux, M.-O., 2013. Handling natural complexity in three-dimensional geomechanical restoration, with application to the recent evolution of the outer fold and thrust belt, deep-water Niger Delta. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 97, 87–102.

Echavarria, L., Hernandez, R., Allmendinger, R., Reynolds, J., 2003. Subandean thrust and fold belt of northwestern Argentina: Geometry and timing of the Andean evolution. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 87, 965–985.

Elliott, D., 1976. The Energy Balance and Deformation Mechanisms of Thrust Sheets. Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci. 283, 289–312.

Ellis, S., Schreurs, G., Panien, M., 2004. Comparisons between analogue and numerical models of thrust wedge development. J. Struct. Geol. 26, 1659–1675.

Endignoux, L., Moretti, I., Roure, F., 1989. Forward modeling of the Southern Apennines. Tectonics 8, 1095–1104.

Endignoux, L., Mugnier, J., 1990. The use of forward kinematic model in the construction of balanced cross sections. J. Struct. Geol. 9, 1249–1262.

Endignoux, L. et Wolf, S. 1990. Thermal and kinematic evolution of thrust basins: 2D numerical model. In: Letouzey, J. (ed.) Petroleum Tectonics in Mobile Belt. Technip, Paris, 181–192.

Engelder, T., Lash, G.G., Uzcátegui, R.S., 2009. Joint sets that enhance production from Middle and Upper Devonian gas shales of the Appalachian Basin. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 93, 857–889.

Epard, J.L, Groshong Jr. R., 1993. Excess Area and Depth to Detachment. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 77, 1291–1302.

Erdős, Z., van der Beek, P., Huismans, R.S., 2014. Evaluating balanced section restoration with thermochronology data: A case study from the Central Pyrenees. Tectonics 33, 617–634.

Erdős, Z., Huismans, R.S., van der Beek, P., 2015. First-order control of syntectonic sedimentation on crustal-scale structure of mountain belts. J. Geophys. Res. Solid Earth 120, 5362–5377.

Erickson, S. G. (1996). Influence of mechanical stratigraphy on folding vs faulting. Journal of Structural Geology, 18(4), 443–450. doi:10.1016/0191-8141(95)00064-K

Erslev, E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. Geology 19, 617–620. doi:10.1130/0091-7613(1991)019<0617

Espitalie, J., Deroo, G., et Marquis, F. 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Première partie. Oil et Gas Science and Technology, 40(5), 563–579. doi:10.2516/ogst:1985035

Espurt, N., Hippolyte, J.-C., Saillard, M., Bellier, O., 2012. Geometry and kinematic evolution of a long-living foreland structure inferred from field data and cross section balancing, the Sainte-Victoire System, Provence, France. Tectonics 31, n/a–n/a. doi:10.1029/2011TC002988

Euzen, T., 2011. Shale gas : an overview. Technical report, IFP Technologies (Canada) Inc.

Evans, B., 2005. Creep constitutive laws for rocks with evolving structure. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 245, 329–346.

Evans, M.A., 2010, Temporal and spatial changes in deformation conditions during the formation of the Central Appalachian fold-and-thrust belt: Evidence from joints, vein mineral paragenesis, and fluid inclusions. In: R.P. Tollo, M.J. Bartholomew, J.P. Hibbard et P.M. Karabinos (eds.), From Rofinia to Pangea: the lithotectonic record of the Appalachian region. Geological Society of America Memoir, 206, 477–552.

Evans, M. a., Fischer, M.P., 2012. On the distribution of fluids in folds: A review of controlling factors and processes. J. Struct. Geol. 44, 2–24. doi:10.1016/j.jsg.2012.08.003

Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.A., Funiciello, F., Horvàth, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F., Serpelloni, E., 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean. Rev. Geophys. 52, 283–332. doi:10.1002/2013RG000444

Faille, I., Thibaut, M., Cacas, M.-C., Havé, P., Willien, F., Wolf, S., Agelas, L., Pegaz-Fiornet, S., 2014. Modeling Fluid Flow in Faulted Basins. Oil Gas Sci. Technol. – Rev. d'IFP Energies Nouv. 69, 529–553.

Fall, A., Eichhubl, P., Cumella, S.P., Bodnar, R.J., Laubach, S.E., Becker, S.P., 2012. Testing the basin-centered gas accumulation model using fluid inclusion observations: Southern Piceance Basin, Colorado. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 96, 2297–2318.

Faure, J.-L., Colletta, B., Deville, É., Lecomte, J.C., 1999. IFP Report 45584 - Methode d'equilibrage de coupe structurales en zone compressives: la coupe de la vallée de l'Arve et la coupe du massif des Bornes.

Faure, J.L., Osadetz, K., Benaouali, Z.N., Schneider, F., Roure, F., 2004. Kinematic and Petroleum Modeling of the Alberta Foothills and Adjacent Foreland - West of Calgary. Oil Gas Sci. Technol. 59, 81–108.

Feng, L., Bartholomew, M. J., et Choi, E. (2015). Spatial arrangement of décollements as a control on the development of thrust faults. Journal of Structural Geology, 75, 49–59. doi:10.1016/j.jsg.2015.03.002

Fernandez, N., et Kaus, B. J. P. (2014). Influence of pre-existing salt diapirs on 3D folding patterns. Tectonophysics, 637, 354–369. doi:10.1016/j.tecto.2014.10.021

Ferrill, D.A., Groshong, R.H., 1993. Kinematic model for the curvature of the northern Subalpine Chain, France. J. Struct. Geol. 15, 523–541. doi:10.1016/0191-8141(93)90146-2

Ferrill, D.A., Morris, A.P., Hennings, P.H., Haddad, D.E., 2014. Faulting and fracturing in shale and self-source reservoirs: Introduction. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 98, 2161–2164.

Fillon, C., Huismans, R.S., van der Beek, P., Muñoz, J.A., 2013. Syntectonic sedimentation controls on the evolution of the southern Pyrenean fold-and-thrust belt: Inferences from coupled tectonic-surface processes models. J. Geophys. Res. Solid Earth 118, n/a–n/a. doi:10.1002/jgrb.50368

Fletcher, R.C., Pollard, D.D., 1999. Can we understand structural and tectonic processes and their products without appeal to a complete mechanics? J. Struct. Geol. 21, 1071–1088.

Fossen, H. (2010). Structural geology. Cambridge University Press. 480p.

Ford, M., 2004. Depositional wedge tops: interaction between low basal friction external orogenic wedges and flexural foreland basins. Basin Res. 16, 361–375. doi:10.1111/j.1365-2117.2004.00236.x

Fowler, J.N., Graham, R., Smewing, J.D., Warburton, J., Sassi, W., 2004. Two-dimensional Kinematic Modeling of the Southern Kirthar Fold Belt, Pakistan, in: Swennen, R., Roure, F., Granath, J.W. (Eds.), Deformation Fluid Flow, and Reservoir Appraisal in Foreland Fold and Thrust Belts: AAPG Hedberg Series, 1. pp. 117–131. doi:10.1306/1025688H13112

Frasheri, A., Nishani, P., Bushati, S., Hyseni, A., 1996. Relationship between tectonic zones of the Albanides, based on results of geophysical studies. Mémoires du Muséum Natl. d'histoire Nat. 170, 485–511.

Freed, R.L. et Peacor, D.R., 1989. Geopressured shale and sealing effect of smectite to illite transition. AAPG bull. 73 (10), 1223-1232.

Gale, J.F.W., Reed, R.M., Holder, J., 2007. Natural fractures in the Barnett Shale and their importance for hydraulic fracture treatments. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 91, 603–622.

Gale, J.F.W., Laubach, S.E., Olson, J.E., Eichhuble, P., Fall, A., 2014. Natural Fractures in shale: A review and new observations. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 98, 2165–2216.

Gasparrini, M., Sassi, W., Gale, J.F.W., 2014. Natural sealed fractures in mudrocks: A case study tied to burial history from the Barnett Shale, Fort Worth Basin, Texas, USA. Mar. Pet. Geol. 55, 122–141. doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.12.006

Ge, S., G. Garven (1992). Hydromechanical modeling of tectonically driven groundwater flow with application to the Arkoma foreland basin. Journal of Geophysical Research, 97, B6, 9119-9144.

Gerbault, M., Poliakov, A.N.B., Daignieres, M., 1998. Prediction of faulting from the theories of elasticity and plasticity : what are the limits ? J. Struct. Geol. 20, 301–320.

Gerbault, M., Burov, E., Poliakov, A., et Marc, D. (1999). Do faults trigger folding in the lithosphere ? Geophysical Research Letters, 26(2), 271–274. Retrieved from http://hal.upmc.fr/ird-00388016

Gerya, T., 2009. Introduction to Numerical Geodynamic Modelling. Cambridge University Press.

Ghazian, R.K., Buiter, S.J.H., 2014. Numerical modelling of the role of salt in continental collision: An application to the southeast Zagros fold-and-thrust belt. Tectonophysics 632, 96–110.

Gibbs, A.D., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. J. Struct. Geol. 5, 153–160.

Gibergues, N., Thibaut, M., Gratier, J.-P., 2009. Three-dimensional kinematic modeling of reversible fault and fold development. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 93, 1691–1704. doi:10.1306/06010908130

Gidon, M., 1982. La reprise de failles anciennes par une tectonique compressée : sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales. Géologie Alp. 57, 53–68.

Giles, M.R., Indrelid, S.L., James, D.M.D., 1998. Compaction -- the great unknown in basin modelling. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 141, 15–43.

Gillcrist, R., Coward, M., Mugnier, J.L., 1987. Structural inversion and its controls - examples from the ALpine foreland and the french Alps. Geodin. acta 1, 5–34.

Gilmin, A.L. 2012. Contribution de la mécanique à l'étude des bassins sédimentaires : modélisation de la compaction chimique et simulation de la compaction mécanique avec prise en compte d'effets tectoniques. Phd thésis. 137p.

Gleason, G.C., Tullis, J., 1995. A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell. Tectonophysics 247, 1–23.

Goetze, C., Evans, B., 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. Geophys. J. Int. 59, 463–478.

Goffey, G.P., Craig, J., Needham, T., Scott, R., 2010. Fold-thrust belts: overlooked provinces or justifiably avoided? Geol. Soc. London, Spec. Publ. 348, 1–6.

Goguel, J., 1948. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. Imprimerie nationale.

Graham, R., Jackson, M., Pilcher, R., Kilsdonk, B., 2012. Allochthonous salt in the sub-Alpine fold-thrust belt of Haute Provence, France. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 363, 595–615. doi:10.1144/SP363.30

Gratier, J.-P., 1988. L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications, Mémoires et Documents du centre Armoricain d'Etude structurale des Socles n°20. ed. Géosciences-Rennes. 174p.

Gratier, J.-P., Dysthe, D., Renard, F., 2013. The role of pressure solution creep in the ductility of the earth's upper crust. Adv. Geophys. 54, 47–179. doi:10.1016/B978-0-12-380940-7.00002-0

Gratier, J.P., Gamond, J.F., 1990. Transition between seismic and aseismic deformation in the upper crust. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 54, 461–473. doi:10.1144/GSL.SP.1990.054.01.42

Gratier, J.-P., Menard, G., Arpin, R., 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaines Subalpines of the western Alps. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 45, 65–81. doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.04

Grauls, D., 1999. Overpressures: Causal Mechanisms, Conventional and Hydromechanical Approaches. Oil Gas Sci. Technol. 54, 667–678.

Graveleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. Tectonophysics 538-540, 1–66. doi:10.1016/j.tecto.2012.01.027

Grelaud, S., Sassi, W., Frizon, D., Lamotte, D., Jaswal, T., 2002. Kinematics of eastern Salt Range and South Potwar Basin (Pakistan): a new scenario. Mar. Pet. Geol. 19, 1127–1139.

Groshong, R.H., Bond, C., Gibbs, A., Ratliff, R., Wiltschko, D. V., 2012. Preface: Structural balancing at the start of the 21st century: 100 years since Chamberlin. J. Struct. Geol. 41, 1–5. doi:10.1016/j.jsg.2012.03.010

Guellec, S., Mugnier, J.-L., Tardy, M., Roure, F., 1990. Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. Mémoires la Société géologique Fr. 156, 165–184.

Guiton, M. L. E., 2001. Contribution de la fracturation diffuse à la déformation d'ensemble durant le plissement de roches sédimentaires, thèse de Doctorat, Ecole Polytech., Palaiseau, France.

Guiton, M.L.E., Leroy, Y.M., Sassi, W., 2003a. Activation of diffuse discontinuities and folding of sedimentary layers. J. Geophys. Res. 108, 2183. doi:10.1029/2002JB001770

Guiton, M.L.E., Sassi, W., Leroy, Y.M., Gauthier, B.D.M., 2003b. Mechanical constraints on the chronology of fracture activation in folded Devonian sandstone of the western Moroccan Anti-Atlas. J. Struct. Geol. 25, 1317–1330.

Guthrie, J.M., and Bohacs, K.M., 2009, Spatial Variability of Source Rocks: a Critical Element for Defining the Petroleum System of Pennsylvanian Carbonate Reservoirs of the Paradox Basin, SE Utah. in W.S. Houston, L.L. Wray, and P.G.Moreland, eds., The Paradox Basin Revisited -- New Developments in Petroleum Systems and Basin Analysis, RMAG 2009 Special Publication -- the Paradox Basin, p. 95-130.

Guzofski, C.A., Mueller, J.P., Shaw, J.H., Muron, P., Medwedeff, D.A., Bilotti, F., Rivero, C., 2009. Insights into the mechanisms of fault-related folding provided by volumetric structural restorations using spatially varying mechanical constraints. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 93, 479–502.

Hafner, W., 1951. Stress distributions and faulting. Geol. Soc. Am. Bull. 62, 373.

Hansberry, R.L., Collins, A.S., King, R.C., Morley, C.K., Giże, A.P., Warren, J., Löhr, S.C., Hall, P.A., 2015. Syn-deformation temperature and fossil fluid pathways along an exhumed detachment zone, khao khwang fold-thrust belt, Thailand. Tectonophysics 655, 73–87.

Hansberry, R.L., King, R.C., Collins, A.S.,Morley, C.K., 2014. Complex Structure of an Upperlevel Shale Detachment Zone: Khao Khwang Fold and Thrust Belt, Central Thailand. J. Struct. Geol. 67, 140–153.

Hantschel, T., Kauerauf, A.I., 2009. Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling, Springer, 476pp.

Hardebol, N.J., Callot, J.-P., Bertotti, G., Faure, J.-L., 2009. Burial and temperature evolution in thrust belt systems: Sedimentary and thrust sheet loading in the SE Canadian Cordillera. Tectonics 28, 1–28. doi:10.1029/2008TC002335

Hardy, S., Poblet, J., 1994. Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. Geology 22, 371–374.

Hardy, S., Poblet, J., McClay, K., Waltham, D., 1996. Mathematical modelling of growth strata associated with fault-related fold structures. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 99, 265–282.

Hardy, S., et Finch, E. (2005). Discrete-element modelling of detachment folding. Basin Research, 17(4), 507–520. doi:10.1111/j.1365-2117.2005.00280.x

Henry, P., 2000. Fluid flow at the toe of the Barbados accretionary wedge constrained by thermal, chemical, and hydrogeologic observations and models 105, 855–872.

Heppard, P.D., Cander, H.S. and Eggertson, E.B., 1998. Abnormal pressure and the occurrence of hydrocarbons in Offshore Eastern Trinidad, West Indies. In: B.E. Law, G.F. Ulmineshek and V.I. Slavin (Editors), Abnormal pressures in hydrocarbon environments: AAPG memoir 70, pp. 215-246.

Hillis, R.R. 2003. Pore pressure/stress coupling and its implications for rock failure. Geological Society, London, Special Publications, 216, 359-368; DOI: 10.1144/GSL.SP.2003.216.01.23

Hobbs, B. E. and Ord, A. (1989) Numerical simulation of shear band formation in frictional-dilational material. Ingenieur Archives 59, 209-220.

Holtzapffel, T. (1985). Minéraux argileux: Préparation, analyse diffractométrique et détermination. Annales de la Société Géologique du Nord, 12: 136 pp.

Homberg, C., Bergerat, F., Philippe, Y., Lacombe, O., Angelier, J., 2002. Structural inheritance and cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt (France) 357, 137–158.

Hoth, S., Adam, J., Kukowski, N., Oncken, O., 2006. Inuence of erosion on the kinematics of bivergent orogens; results from scaled sandbox simulations. (in Tectonics, climate, and landscape evolution) Special Paper - Geological Society of America 398, 201-225.

Hubbert, M.K., Rubey, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: I. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. Geological Society of America Bulletin. 70, 115–166. doi:10.1130/0016-7606(1959)70

Huc, A.Y., 1988, Aspects of Depositional Processes of Organic Matter in Sedimentary Basins: Organic Geochemistry, 13, p. 263–272.

Huc, A.Y, 1995, Paleogeography, Paleoclimate, and Source Rocks, AAPG Studies in Geology 40, 347 p.

Huet, B., 2010. Rhéologie de la lithosphère continentale, l'exemple de la Mer Egée. Thèse de Doctorat Thesis, UPMC-Paris 6, Paris.

Husson, L., Moretti, I., 2002. Thermal regime of fold and thrust belts—an application to the Bolivian sub Andean zone. Tectonophysics 345, 253–280.

Ibanez, W.D., Kronenberg, A.K., 1993. Experimental Deformation of Shale : Mechanical Properties and Microstructural Indicators of Mechanisms. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr. 30, 723–734.

Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., Zimmerman, R., 2009. Fundamentals of Rock Mechanics, 488p.

Jaquet, Y., Bauville, A., Schmalholz, S.M., 2014. Viscous overthrusting versus folding: 2-D quantitative modeling and its application to the Helvetic and Jura fold and thrust belts. J. Struct. Geol. 62, 25–37. doi:10.1016/j.jsg.2014.01.010

Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. J. Struct. Geol. 9, 207–219. doi:10.1016/0191-8141(87)90026-5

Jammes, S., Huismans, R.S., Muñoz, J.A., 2013. Lateral variation in structural style of mountain building: controls of rheological and rift inheritance. Terra Nov. 26, 201–207.

Jardin, A., Roure, F., Nikolla, L., 2011. Subsalt Depth Seismic Imaging and Structural Interpretation in Dumre Area, Albania. Oil Gas Sci. Technol. – Rev. d'IFP Energies Nouv. 66, 911–929.

Jarvie, D. M., 1991, Total organic carbon (TOC) analysis, in R. K. Merrill, ed., Source and migration processes and evaluation techniques: AAPG Treatise of Petroleum Geology, Handbook of Petroleum Geology, p. 113–118.

Jarvie, D.M., Hill. R. J., Ruble, T. E., and Pollastro, R.M., 2007, Unconventional Shale-gas Systems: The Mississippian Barnett Shale of North-central Texas as One Model for Thermogenic Shale-gas Assessment, AAPG Bull. 91, p. 475-499.

Jenkyns, H.C., 1988. The Early Toarcian (Jurassic) anoxic event: Stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. – Amer. J. Sci. 288, 101-151.

Jolivet, L., 2003. Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. Am. J. Sci. 303, 353–409. doi:10.2475/ajs.303.5.353

Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics 19, 1095–1106. doi:10.1029/2000TC900018

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. doi:10.1029/2006TC002080

Jordan, P., Nuesch, R., 1989. Deformation structures in the Muschelkalk anhydrites of the Schafisheim Well (Jura Overthrust, Northern Switzerland). Eclogae Geol. Helv. 82, 429–454.

Kafousia, N., Karakitsios, V., Mattioli, E., Kenjo, S., Jenkyns, H.C., 2014. The Toarcian Oceanic Anoxic Event in the Ionian Zone, Greece. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 393, 135–145.

Karakitsios V., 1989. Données nouvelles sur la stratigraphie des formations jurassiques de la série ionienne (Epire, Grèce). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. Bull. Soc. Géol. Grèce, XXIII, 2, 59-74.

Katz, B.J., and Pratt, L.M., eds., 1993, Petroleum Source Rocks in a Sequence-Stratigraphic Framework: AAPG Studies in Geology, 7, 247 pp.

Katz, D. A., Eberli, G.P., Swart, P.K., et Smith, L.B., 2006, Tectonic-hydrothermal brecciation associated with calcite precipitation and permeability destruction in Mississippian carbonate reservoirs, Montana and Wyoming. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 90(11), 1803–1841.

Kampfer, G., Leroy, Y.M., 2012. The competition between folding and faulting in the upper crust based on the maximum strength theorem. Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci. 468, 1280–1303. doi:10.1098/rspa.2011.0392

Kohler E., Parra T. et Vidal O., 2009, Clayey cap-rock behavior in H2O-CO2 media at low pressure and temperature conditions: an experimental approach, Clays and Clay Minerals, V. 57, 5, 617-638

Kohli, A.H., Zoback, M.D., 2013. Frictional properties of shale reservoir rocks. J. Geophys. Res. Solid Earth 118, 5109–5125.

Konstantinovskaia, E., Malavieille, J., 2005. Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches. Geochemistry, Geophys. Geosystems 6,. doi:10.1029/2004GC000794

Konstantinovskaya, E., Malavieille, J., 2011. Thrust wedges with décollement levels and syntectonic erosion: A view from analog models. Tectonophysics 502, 336–350. doi:10.1016/j.tecto.2011.01.020

Krueger, S.W., Grant, N.T., 2011. The growth history of toe thrusts of the Niger Delta and the role of pore pressure. In: McClay, K., Shaw, J.H., Suppe, J. (Eds.), Thrust Faultrelated Folding, AAPG Memoir, vol. 94, pp. 357-390.

Labaume, P., Sheppard, S., Moretti, I., 2001. Fluid flow in cataclastic thrust fault zones in sandstones, Sub Andean Zone, Southern Bolivia. Tectonophysics 340, 141–172.

Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. Tectonics 24. doi:10.1029/2004TC001673

Lacombe, O., Mouthereau, F., 2002. Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). Tectonics 21, 12–1–12–22. doi:10.1029/2001TC901018

Lacombe, O., Swennen, R., Caracausi, A., 2014. An introduction to the Special Issue of Marine and Petroleum Geology: Fluid–rock–tectonics interactions in basins and orogens. Mar. Pet. Geol. 55, 1–5. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.03.007

Lacroix, B., Buatier, M., Labaume, P., Travé, a., Dubois, M., Charpentier, D., Ventalon, S., Convert-Gaubier, D., 2011. Microtectonic and geochemical characterization of thrusting in a foreland basin: Example of the South-Pyrenean orogenic wedge (Spain). J. Struct. Geol. 33, 1359–1377. doi:10.1016/j.jsg.2011.06.006

Lacroix, B., Leclère, H., Buatier, M., Fabbri, O., 2013. Weakening processes in thrust faults: insights from the Monte Perdido thrust fault (southern Pyrenees, Spain). Geofluids 13, 56–65.

Lacroix, B., Travé, A., Buatier, M., Labaume, P., Vennemann, T., Dubois, M., 2014. Syntectonic fluid-flow along thrust faults: Example of the South-Pyrenean fold-and-thrust belt. Mar. Pet. Geol. 49, 84–98. doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.09.005

Lanson B., Sakharov B.A., Claret F. et Drits V.A., 2009, Diagenetic smectite-to-illite transition in clay-rich sediments: a reappraisal of x-ray diffraction results using the multispecimen method, American Journal of Science 309, 6, 476-516

Lash, G.G., Engelder, T., 2011. Thickness trends and sequence stratigraphy of the Middle Devonian Marcellus Formation, Appalachian Basin: Implications for Acadian foreland basin evolution. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 95, 61–103.

Laubscher, H.P. (1974). Basement uplift and décollement in the Molasse Basin. Eclogae geol. Helv. 67, p. 531- 537.

Laubscher, H., 2008. The Grenchenberg conundrum in the Swiss Jura: a case for the centenary of the thin-skin décollement nappe model (Buxtorf 1907). Swiss J. Geosci. 101, 41–60. doi:10.1007/s00015-008-1248-2

Laubscher, H.P., 1977. Fold development in the jura. Tectonophysics 37, 337–362.

Lavecchia, G., Boncio, P., Creati, N., 2003. A lithospheric-scale seismogenic thrust in central Italy. J. Geodyn. 36, 79–94. doi:10.1016/S0264-3707(03)00040-1

Le Pourhiet, L. 2004. Modélisation thermo-mécanique de l'extension continentale: de´veloppements théoriques et application au Golfe de Corinthe (Grèce). Thèse de Doctorat, Universite de Paris VI.

Le Pourhiet, L., Burov, E., Moretti, I., 2004. Rifting through a stack of inhomogeneous thrusts (the dipping pie concept). Tectonics 23, 4.

Leroy, Y. M., and W. Sassi, 2000, A plasticity model for discontinua, in Aspects of Tectonic Faulting, edited by F. K. Lehner and J. L. Urai, pp. 77– 108 Springer-Verlag, New York.

Leroy, Y. and Ortiz, M. 1989 Finite element analysis of strain localization in frictional materials. International Journal of Numerical and Analytical Methods in Geomechanics 13, 53-74.

Letouzey, J., Marty, A., 1990. Fault reactivation and structural inversion . Backarc and intraplate compressive deformations . Example of the eastern Sunda shelf (Indonesia). Tectonophysics 183, 341–362.

Leturmy, P., Mugnier, J.L., Vinour, P., Baby, P., Colletta, B., Chabron, E., 2000. Piggyback basin development above a thin-skinned thrust belt with two detachment levels as a function of interactions between tectonic and superficial mass transfer : the case of the Subandean Zone (Bolivia). Tectonophysics 320, 45–67.

Li, Y., and A. Ghassemi, 2012, Creep behavior of Barnett, Haynesville, and Marcellus Shale (abs.): Proceedings of 46th US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium, Chicago, June 24–27, 1 p.

Liu Huiqi, McClay, K. R. et Powell, D. 1992. Physical models of thrust wedges. In: MCCLAY, K. R. (ed.) Thrust tectonics. Chapman et Hall, London, 71-81.

Lickorish, W.H., Ford, M., 1998. Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 134, 189–211. doi:10.1144/GSL.SP.1998.134.01.09

Lohrmann, J., Kukowski, 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, 16911711.

Løseth, H., Wensaas, L., Gading, M., 2011. Deformation structures in organic-rich shales. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 95, 729–747.

Loucks, R.G., Reed, R.M., Ruppel, S.C., Jarvie, D.M., 2009. Morphology, genesis and distribution of nanometer-scale pores in siliceous mudstones of the Mississippian Barnett Shale. Journal of Sedimentary Research 79, 848-861.

Loucks, R.G., Reed, R.M., Ruppel, S.C., Hammes, U., 2012. Spectrum of pore types and networks in mudrocks and a descriptive classification for matrix-related mudrock pores. AAPG Bulletin 96, 1071-1098

Lovely, P., Flodin, E., Guzofski, C., Maerten, F., Pollard, D.D., 2012. Pitfalls among the promises of mechanics-based restoration: Addressing implications of unphysical boundary conditions. J. Struct. Geol. 41, 47–63. doi:10.1016/j.jsg.2012.02.020

Luffel, D. L., Guidry, F. K. 1992. New Core Analysis Methods for Measuring Reservoir Rock Properties of Devonian Shale. J. Pet. Tech., November, 261-270.

Luo, X. and Vasseur, G., 1992. Contribution of compaction and aquathermal pressuring to geopressure and the influence of environmental conditions. AAPG. Bull., 76: 1550-1559

Luo, X., Vasseur, G., 1995. Modelling of pore pressure evolution associated with sedimentation and uplift in sedimentary basins. Basin Res. 7, 35–52.

MacKay, P., 2015. The role of fluid pressure in contractional systems : examples from the Southern Canadian Rocky Mountains. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 421.

Madritsch, H., Schmid, S.M., Fabbri, O., 2008. Interactions between thin- and thick-skinned tectonics at the northwestern front of the Jura fold-and-thrust belt (eastern France). Tectonics 27. doi:10.1029/2008TC002282

Maerten, L., Maerten, F., 2006. Chronologic modeling of faulted and fractured reservoirs using geomechanically based restoration: Technique and industry applications. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 90, 1201–1226. doi:10.1306/02240605116

Maillot, B., Leroy, Y.M., 2006. Kink-fold onset and development based on the maximum strength theorem. J. Mech. Phys. Solids 54, 2030–2059. doi:10.1016/j.jmps.2006.04.004

Mäkel, G., Walters, J., 1993. Finite-element analyses of thrust tectonics: Computer simulation of detachment phase and development of thrust faults. Tectonophysics 226, 167–185.

Malavieille, J. (2013). Modelisation experimentale des chevauchements imbriques; application aux chaines de montagnes. Bulletin de La Société Géologique de France, S7-XXVI(1), 129–138. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XXVI.1.129

Malavieille, J., 2015. Coupling Tectonics and Surface Processes in Fold and Thrust Belts-Insights from 30 Years of Analog Modeling, in: 77th EAGE Conference and Exhibition-Workshops.

Malavieille, J., 2010. Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. GSA Today 20, 4–10. doi:10.1130/GSATG48A.1

Malavieille, J., Larroque, C., Calassou, S., 1993. Modélisation expérimentale des relations tectoniques/sédimentation entre bassin avant-arc et prisme d'accrétion. Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2, Mécanique, Phys. Chim. Sci. l'univers, Sci. la Terre 316, 1131–1137.

Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. Tectonics 5, 227–245. doi:10.1029/TC005i002p00227

Maltman, A., P. Labaume, and B. Housen, 1997. Structural geology of the d6collement at the toe of the Barbados accretionary prism, Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results, 156, 279-292

Mandel, J. 1974. Introduction à la mécanique des milieux continus déformables. Éditions scientifiques de Pologne.

Mandl, G., 1988. Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts. Elsevier Amsterdam.

Mary, B.C.L., Maillot, B., Leroy, Y.M., 2013. Predicting orogenic wedge styles as a function of analogue erosion law and material softening. Geochemistry, Geophys. Geosystems 14, 4523–4543. doi:10.1002/ggge.20262

Mattauer, M., 1973. Les déformations des matériaux de l''écorce terrestre.

McClay, K., 2011. Introduction to Thrust Fault-related Folding 1–19. doi:10.1306/13251330M9450

McClay, K.R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms, in: McClay, K.. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman and Hall, London, pp. 419–433.

McClay, K.., Whitehouse, P.., Dooley, T., Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. Mar. Pet. Geol. 21, 857–877.

Meço S., 1988. Konodontet dhe stratigrafia e depozitimeve paleozoike e triasike ne zonen e Korabit. Disertacion, 359 p. Tirana.

Meço S. and Aliaj S., 2000. Geology of Albania. Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde, Gebrüder Borntraeger, Berlin, 246 p.

Meigs, A.J., 1997. Sequential development of selected Pyrenean thrust faults. J. Struct. Geol. 19, 481–502. doi:10.1016/S0191-8141(96)00096-X

Meissner, F.F., 1978. Petroleum Geology of the Bakken Formation Williston Basin, North Dakota and Montana. In: N.C. Dutta (Editor), Geopressure. Geophysics reprint series, pp. 201-223.

Mercier, E., Outtani, F., De Lamotte, D.F., 1997. Late-stage evolution of fault-propagation folds: principles and example. J. Struct. Geol. 19, 185–193.

Meresse, F., 2010. Dynamique d'un prisme orogenique intracontinental: evolution thermochronologique (traces de fission sur apatite) et tectonique de la Zone Axiale et des piedmonts des Pyrenees centro-occidentales. Université Montpellier 2.

Merle, O. 1994. Nappes et chevauchements. Masson. 137 p.

Merle, O., Abidi, N., 1995. Approche experimentale du fonctionnement des rampes emergentes. Bull. la Soc. Geol. Fr. 166, 439–450. doi:10.2113/gssgfbull.166.5.439

Millan, H., Aurell, M., Melendez, A., 1994. Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): a case study for a tectonic origin of sequences and systems tracts. Sedimentology 41, 1001–1024.

Millan Garrido, H. Oliva Urcia, B., Pocovi Juan, A., 2006. La transversal de Gavarnie-Guara. Estructura y edad de los mantos de Gavarnie, Guara-Gèdre y Guarga (Pirineo centro-occidental). Geogaceta 40, 35–38.

Millan Garrido, H., Pueyo Morer, E., Aurell Cardona, M., 2000b. Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional de Pirineo central. Rev. la Soc. Geol. Espana, 2000 13, 279–300.

Mitra, S., 1986. Duplex Structures and Imbricate Thrust Systems: Geometry, Structural Position, and Hydrocarbon Potential. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 70, 1087–1112.

Mitra, S., 1990. Fault Propagation folds- Geometry kinematic evolution and hydrocarbon traps. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 74, 921–945.

Mitra, S., 2002. Fold-accommodation faults. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 86, 671–694.

Mitra, S., 2003. A unified kinematic model for the evolution of detachment folds. J. Struct. Geol. 25, 1659–1673. doi:10.1016/S0191-8141(02)00198-0

Mondol, N. H., K. Bjorlykke, J. Jahren, and K. Hoeg, 2007, Experimental mechanical compaction of clay mineral aggregates—Changes in physical properties of mudstones during burial: Marine and Petroleum Geology, v. 24, p. 289–311, doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.03.006.

Mondol, N. H., K. Bjorlykke, and J. Jahren, 2008, Experimental compaction of clays: Relationship between permeability and petrophysical properties in mudstones Petroleum Geoscience, v. 14, p. 319–337, doi:10.1144 /1354-079308-773.

Monopolis, D., Bruneton, A., 1982. Ionian sea (Western Greece): Its structural outline deduced from drilling and geophysical data. Tectonophysics 83, 227–242.

Moore, J.C. and Vrolijk, P., 1992. Fluids in accretionary prisms. Rev. Geophys., 30: 113-135.

Mora, A., 2015. Petroleum systems of the Eastern Cordillera, foothill basins, and associated Llanos basin: Impacts on the prediction of large scale foreland and foothill petroleum accumulations. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 99, 1401–1406.

Moretti, I., 2008. Working in complex areas: New restoration workflow based on quality control, 2D and 3D restorations. Mar. Pet. Geol. 25, 205–218. doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.07.001

Moretti, I., Callot, J.P., 2012. Area, length and thickness conservation: Dogma or reality? J. Struct. Geol. 41, 64–75. doi:10.1016/j.jsg.2012.02.014

Moretti, I., Baby, P., Mendez, E., Zubieta, D., 1996. Hydrocarbon generation in relation to thrusting in the Sub Andean Zone from 18 to 22 S , Bolivia. Pet. Geosci. 2, 17–28.

Moretti, I., Labaume, P., Sheppard, S.M.F., Boulègue, J., 2002. Compartmentalisation of fluid migration pathways in the sub-Andean Zone, Bolivia. Tectonophysics 348, 5–24.

Moretti, I., Wu, S., Bally, A.W., 1990. Computerized balanced cross-section LOCACE to reconstruct an allochthonous salt sheet, offshore Louisiana. Mar. Pet. Geol. 7, 371–377.

Moretti, I., Larrère, M., 1989, LOCACE: Computer-Aided Construction of Balanced Geological Crosssection. Geobyte, 4, 1-24.

Morley, C.K., King, R., Hillis, R., Tingay, M., Backe, G., 2011. Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review. Earth-Science Rev. 104, 41–91.

Mosar, J., 1999. Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and décollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. Earth Planet. Sci. Lett. 173, 143–155. doi:10.1016/S0012-821X(99)00238-1

Moss, S., 1992. Organic maturation in the French Subalpine Chains: regional differences in burial history and the size of tectonic loads. J. Geol. Soc. London. 149, 503–515.

Mourgues, R., 2004. Surpressions de fluide et décollements: Modélisations analogique et numérique. Ph.D. thesis, Université de Rennes 1.

Mourgues, R., Cobbold, P.R., 2006. Sandbox experiments on gravitational spreading and gliding in the presence of fluid overpressures. J. Struct. Geol. 28, 887–901. doi:10.1016/j.jsg.2005.12.013

Mouthereau, F., Watts, A.B., Burov, E., 2013. Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. Nat. Geosci. 6, 785–789. doi:10.1038/ngeo1902

Muço, B., 1994. Focal mechanism solutions for Albanian earthquakes for the years 1964-1988. Tectonophysics 231, 311–323.

Muço, B., 1998. Catalogue of earthquakes in Albania from 1976 to 1995 and distribution of seismic energy released. Tectonophysics 292, 311–319.

Mugnier, J.-L., Arpin, R., Thouvenot, F., 1987. Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse. Geodin. Acta 1, 125–137.

Mugnier, J.-L., Guellec, S., Menard, G., Roure, F., Tardy, M., Vialon, P., 1990. A crustal scale balanced cross-section through the external Alps deduced from the ECORS profile. Mémoires de la Société géologique de France. 156, 203–216.

Mugnier, J.L., Baby, P., Français, I., Préau, D.B., Géodynamique, L. De, Gignoux, M., Bale, P., Français, I., Préau, D.B., 1997. Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation : A view from analogue models. Geology 25, 427–430.

Mugnier, J.L., Huyghe P., Leturmy, P., 2004. Episodicity and Rates of Thrust-sheet Motion in the Himalayas (Western Nepal), in: McClay, K. (Ed.), Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems - AAPG Memoir 82. AAPG Special Volumes, Tulsa, pp. 91–114.

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. doi:10.1007/978-94-011-3066-0_21

Muñoz, J. A., 2002. The Pyrenees. The geology of Spain, 370-385.

Muska, K., 2002. Thermicité, transferts et diagenèse des réservoirs dans les unités externes des Albanides (Bassin Ionien). PhD Thesis, UPMC Paris VI, IFP Report 56850, 205 p.

Mutti, E., Seguret, M. et Sgavetti, M., 1988. Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the Southern Pyrenees. Field Trip 7 guidebook. AAPG Mediterranean Basins Conference, Nice, France, Special Publication of the Institute of Geology of the University of Parma, p. 157.

Nemcok, M., Schamel, S., Gayer, R., 2005. Thrustbelts: Structural architecture, thermal regimes and petroleum systems. Cambridge University Press. 539 p.

Neumaier, M., Littke, R., Hantschel, T., Maerten, L., Joonnekindt, J.P., Kukla, P., 2014. Integrated charge and seal assessment in the Monagas fold and thrust belt of Venezuela. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 98, 1325–1350. doi:10.1306/01131412157

Neuzil, C.E., 1994. How permeable are clays and shales? Water Ressour. Res., 30(2): 145-150.

Nieuwland, D.A., Leutscher, J.H., Gast, J., 2000. Wedge equilibrium in fold-and-thrust belts : prediction of out-of-sequence thrusting. Netherlands J. Geosci. 79, 81–91.

Nieuwland, D. a., Oudmayer, B.C., Valbona, U., 2001. The tectonic development of Albania: explanation and prediction of structural styles. Mar. Pet. Geol. 18, 161–177.

Nilfouroushan, F., Pysklywec, R., Cruden, A., Koyi, H., 2013. Thermal-mechanical modeling of salt-based mountain belts with pre-existing basement faults: Application to the Zagros fold and thrust belt, southwest Iran. Tectonics 32, 1212–1226.

Nocquet, J.-M., Calais, E., 2004. Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe. Pure Appl. Geophys. 161, 661–681. doi:10.1007/s00024-003-2468-z

Nordgård Bolås, H.M., Hermanrud, C., Teige, G.M.G., Asa, S., 2004. Origin of overpressures in shales : Constraints from basin modeling. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 88, 193–211.

Nyantakyi, E.K., Li, T., Hu, W., Borkloe, J.K., Li, S., Cheng, M.H., 2014. Structural and stratigraphic characteristics on distal parts of the outer fold and thrust belt of southern Niger Delta, Nigeria. Arab. J. Geosci. 8, 6677–6695.

Olson, R. K., et , Grigg, M. W. (2008). Mercury Injection Capillary Pressure (MICP) A Useful Tool for Improved Understanding of Porosity and Matrix Permeability Distributions in Shale Reservoirs. AAPG Annual Convention, San Antonio, TX, April 20-23, 2008.

Ori, G.G., Serafini, G., Visentin, C., Ricci Lucchi, F., Casnedi, R., Colalongo, M.L., Mosna, S., 1991. The Pliocene-Pleistocene Adriatic Foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology. In: Agip-EAPG (Ed.), 3rd EAPG Conference. Adriatic Foredeep Field Trip, Florence May 26-30, p. 85.

Osborne, M.J., Swarbrick, R.E., 1997. Mechanisms for Generating Overpressure in Sedimentary Basins: A Reevaluation. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 81, 1023–1041.

Papa A., 1970. Conceptions nouvelles sur la structure des Albanides (presentation de la carte tectonique de l'Albanie au 1/500 000). Bull. Soc. Géol. France, 7, 1096-1109.

Parnell, J., Carey, P., Monson, B., 1998. Timing and temperature of decollement on hydrocarbon source rock beds in cyclic lacustrine successions. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 140, 121–134.

Passey, Q.R., Bohacs, K.M., Esch, W.L., Klimentidis, R., Sinha, S., Upstream, E., 2010. From Oil-Prone Source Rock to Gas-Producing Shale Reservoir – Geologic and Petrophysical

Characterization of Unconventional Shale-Gas Reservoirs. CPS/SPE Int. Oil Gas Conf. Exhib. China 2010 1707–1735.

Peltzer, G., Gillet, P., Tapponnier, P., 1984. Formation des failles dans un matériau modèle: la plasticine. Bulletin de la Societe Geologique de France 7 (1), 161–168.

Peters, K., 1986. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 70.

Perrier, R., Quiblier, J., 1974. Thickness Changes in Sedimentary Layers During Compaction History; Methods for Quantitative Evaluation. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 58, 507–520.

Pfiffner, O. A., S. Sahli, and M. Stauble, 1997, Structure and evolution of the external basement massifs (Aar, Aiguilles Rouges/Mt. Blanc), in Deep Structure of the Swiss Alps: Results from NRP 20, , Springer, New York. pp. 139–153

Pfiffner, O.A., 2006. Thick-skinned and thin-skinned styles of continental contraction, in: Geological Society of America , Special Papers. p. 153.

Philippe Y., 1995. Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées : géométrie, conditions de formation et pièges structuraux associés, thèse, université de Savoie.

Philippe, Y., Colletta, B., Deville, E., Mascle, A., 1996. The Jura fold-and-thrust belt: a kinematic model based on map-balancing, in: Ziegler, P., Horvath, F. (Eds.), Peri-Tethys Memoir 2 - Structure And Prospects Of Alpine Basins And Forelands. Museum national d'Histoire Naturelle, Paris, pp. 235–261.

Philippe, Y., Deville, E., Mascle, A., 1998. Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins: example of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (SE France). Geol. Soc. London, Spec. Publ. 134, 239–262. doi:10.1144/GSL.SP.1998.134.01.11

Platt, J.P., 1990. Thrust mechanics in highly overpressured accretionary wedges. JGR, 95(B.6): 9025-9034.

Poblet, J., 2012. 2D kinematic models of growth fault-related folds in contractional settings, in: Busby, C., Azor, A. (Eds.), Tectonic of Sedimentary Basins: Recent Advances. Blackwell Publishing Ltd, pp. 538–564.

Poblet, J., Hardy, S., 1995. Reverse modelling of detachment folds; application to the Pico del Aguila anticline in the South Central Pyrenees (Spain). J. Struct. Geol. 17, 1707–1724. doi:10.1016/0191-8141(95)00059-M

Poblet, J., McClay, K., 1996. Geometry and Kinematics of Single-Layer Detachment Folds. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 80, 1085–1109.

Poblet, J., McClay, K., Storti, F., Muñoz, J.A., 1997. Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. J. Struct. Geol. 19, 369–381.

Poliakov, A.N.B., Podladchikov, Y., Talbot, C., 1993. Initiation of salt diapirs with frictional overburdens: numerical experiments. Tectonophysics 228, 199–210.

Pons, A., Leroy, Y.M., 2012. Stability of accretionary wedges based on the maximum strength theorem for fluid-saturated porous media. J. Mech. Phys. Solids 60, 643–664. doi:10.1016/j.jmps.2011.12.011

Potter, P.E., Maynard, J.B., and Pryor, W.A., 1980, Sediment logy of Shale, New York, Springer-Verlag, 310 pp.

Prenjasi, E., Tego, S., Koci, R., et Muceku, B. 2009. Hydrocarbon Exploration Under Thrusted Anticlines, Salt Diapirs And Tectonic Napes. Offshore Mediterranean Conference and Exhibition. Offshore Mediterranean Conference. Retrieved from https://www.onepetro.org/conference-paper/OMC-2009-061

Prenjasi, E., Arapi, L., Gishto, F., et Jano, K. 2015, Albanides Fold-And-Thrust Belts Overthrust Onto the Apulia Foreland. Offshore Mediterranean Conference and Exhibition. Offshore Mediterranean Conference. Retrieved from https://www.onepetro.org/conference-paper/OMC-2015-258

Price, N. J., et Cosgrove, J. W. (1990). Analysis of geological structures. Cambridge University Press.

Price, R.A., 1988. The mechanical paradox of large overthrusts. Geol. Soc. Am. Bull. 100, 1898–1908.

Prifti, I., Durmishi, Ç, Dorre P, Boçari, A.. 2013. Evaporite diapirism and its contribution to the tectonical regime of Albania, Muzeul Olteniei Craiova. Oltenia. Studii şi comunicări. Ştiinţele Naturii. Tom. 29, No. 2/2013, 19-25

Puigdefabregas, C., 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca., Monografías Instituto Estudios Pirenaicos, V. 104, pp. 188.

Puigdefàbregas, C., Souquet, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. Tectonophysics 129, 173–203. doi:10.1016/0040-1951(86)90251-9

Ramsay, J. G. 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Companies.

Ramsey, D., et Onasch, C.M., 1999, Fluid migration in a cratonic setting: the fluid histories of two fault zones in the eastern midcontinent. Tectonophysics, 305(1-3), 307–323.

Ranalli, G.,1995. Rheology of the Earth, second ed. Chapman and Hall, London, 413 pp.

Resor, P.G., Pollard, D.D., 2012. Reverse drag revisited: Why footwall deformation may be the key to inferring listric fault geometry. J. Struct. Geol. 41, 98–109. doi:10.1016/j.jsg.2011.10.012

Rickman, R., M. Mullen, E. Petre, W. Greiser, and D. Kundert, 2008, A practical use of shale petrophysics for stimulation design optimization: All shale plays are not clones of the Barnett Shale: SPE 115258, 11 p.

Roberts, G., 1991. Structural controls on fluid migration through the Rencurel thrust zone, Vercors, French Sub-Alpine Chains. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 59, 245–262.

Rocha, E., Cristallini, E.O., 2015. Controls on structural styles along the deformation front of the Subandean zone of southern Bolivia. J. Struct. Geol. 73, 83–96. doi:10.1016/j.jsg.2015.02.010

Roeder, D., 2010. Fold-thrust belts at Peak Oil. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 348, 7–31.

Romero-Sarmiento, M.-F., Ducros, M., Carpentier, B., Lorant, F., Cacas, M.-C., Pegaz-Fiornet, S., Wolf, S., Rohais, S., Moretti, I., 2013. Quantitative evaluation of TOC, organic porosity and gas retention distribution in a gas shale play using petroleum system modeling: Application to the Mississippian Barnett Shale. Mar. Pet. Geol. 45, 315–330.

Ross, D.J.K., Bustin, R.M., 2007. Impact of mass balance calculations on adsorption capacities in microporous shale gas reservoirs. Fuel 86, p2696-2706.

Ross, D.J.K., Bustin, R.M., 2009. The importance of shale composition and pore structure upon gas storage potential of shale gas reservoirs. Marine and Petroleum Geology 26, p 916-927.

Roure, F., 2008. Foreland and Hinterland basins: what controls their evolution? Swiss J. Geosci. 101, 5–29. doi:10.1007/s00015-008-1285-x

Roure, F., 2014. Crustal architecture, thermal evolution and energy resources of compression basins. Geol. Belgica 17, 182–194.

Roure, F., Andriessen, P., Callot, J.P., Faure, J.L., Ferket, H., Gonzales, E., Guilhaumou, N., Lacombe, O., Malandain, J., Sassi, W., Schneider, F., Swennen, R., Vilasi, N., 2010. The use of palaeo-thermo-barometers and coupled thermal, fluid flow and pore-fluid pressure modelling for hydrocarbon and reservoir prediction in fold and thrust belts. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 348, 87–114. doi:10.1144/SP348.6

Roure, F., Brun, J.P., Colletta, B., Vially, R., 1994. Multiphase Extensional Structures, Fault Reactivation, and Petroleum Plays in the Alpine Foreland Basin of Southeastern France, in: Mascle, A. (Ed.), Hydrocarbon and Petroleum Geology of France. Springer Berlin Heidelberg, pp. 245–268. doi:10.1007/978-3-642-78849-9_18

Roure, F., Casero, P., Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. Tectonics 31.

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, 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.

Roure, F., Choukroune, P., Polino, R., 1996. Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges. Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2. Sci. la terre des planètes 322, 345–359.

Roure F., and B. Colletta, Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps, in Peri- Tethys Mem., vol. 2, Mus. Nat. Hist. Nat., vol. 170, Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands, edited by P. A. Ziegler and F. Horvath, pp. 173 – 209, Ed. du Mus., Paris, 1996.

Roure, F., Nazaj, S., Muska, K., Fili, I., Cadet, J.P., Bonneau, M., 2004. Kinematic Evolution and Petroleum Systems—An Appraisal of the Outer Albanides, in: McClay, K. (Ed.), Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems. AAPG, Tulsa, pp. 474–493.

Roure, F., Prenjasi, E., Xhafa, Z., 1995. Albania: Petroleum Geology of the Albanian Thrust Belt. AAPG Int. Conf. Exhib. Post Conf. F. Trip #3 7, 1–79.

Roure, F., Sassi, W., 1995. Kinematics of deformation and petroleum system appraisal in Neogene foreland fold-and-thrust belts. Pet. Geosci. 1, 253–269. doi:10.1144/petgeo.1.3.253

Roure, F., Swennen, R., Schneider, F., Faure, J.L., Ferket, H., Guilhaumou, N., Osadetz, K., Robion, P., Vandeginste, V., 2005. Incidence and Importance of Tectonics and Natural Fluid Migration on Reservoir Evolution in Foreland Fold-And-Thrust Belts. Oil Gas Sci. Technol. 60, 67–106. doi:10.2516/ogst:2005006

Rowan, M.G., Peel, F.J., Vendeville, B.C., 2004. Gravity-driven fold belts on passive margins. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Mem., 82, pp. 157–182.

Royden, L.H., 1993. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. Tectonics 12, 629–638. doi:10.1029/92TC02641

Ruh, J.B., Kaus, B.J.P., Burg, J.-P., 2012. Numerical investigation of deformation mechanics in fold-and-thrust belts: Influence of rheology of single and multiple décollements. Tectonics 31, doi:10.1029/2011TC003047

Saffer, D.M., Bekins, B.A., 1998. Episodic fluid flow in the Nankai accretionary complex: Timescale, geochemistry, flow rates, and fluid budget. J. Geophys. Res. 103, 30351.

Sanford, A.R., 1959. Analytical and experimental study of simple geological structures. Bull. Geol. Soc. Am., 70:19 52.

Sassi, W., Colletta, B., Balé, P., Paquereau, T., 1993. Modelling of structural complexity in sedimentary basins: The role of pre-existing faults in thrust tectonics. Tectonophysics 226, 97–112. doi:10.1016/0040-1951(93)90113-X

Sassi, W., Faure, J., 1997. Role of faults and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins : inferences from numerical modelling. Tectonophysics 266, 101–119.

Sassi, W., Graham, R., Gillcrist, R., Adams, M., Gomez, R., 2007. The impact of deformation timing on the prospectivity of the Middle Magdalena sub-thrust, Colombia. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 272, 473–498. doi:10.1144/GSL.SP.2007.272.01.24

Sassi, W., Guiton, M.L.E., Leroy, Y.M., Daniel, J.-M., Callot, J.-P., 2012. Constraints on bed scale fracture chronology with a FEM mechanical model of folding: The case of Split Mountain (Utah, USA). Tectonophysics 576-577, 197–215. doi:10.1016/j.tecto.2012.07.025

Sassi, W., Milelli, L. et Gasparrini, M., 2013. Fracturing in Basin Models, Application to the Barnett Formation in the Fort Worth Basin, Texas. AAPG Annual Convention and Exhibition, Pittsburgh, Pennsylvania. Search and Discovery Article #10594.

Sassi, W., Rudkiewicz, J-L., Divies, R. 1998. New methods for integrated modeling of deformation and petroleum generation in fold and thrustbelts (abstract). American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting Programs, 82, N13 Supplement.

Schmalholz, S.M., Podladchikov, Y., and Burg, J.-P., 2002, Control of folding by gravity and matrix thickness: Implications for large-scale folding: Journal of Geophysical Research, v. 107, 2005, doi:10.1029/2001JB000355.

Schmalholz, S. M., et Schmid, D. W. 2012. Folding in power-law viscous multi-layers. Philosophical Transactions. Series A, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences, 370(1965), 1798–826. doi:10.1098/rsta.2011.0421

Schmalholz, S.M., Duretz, T., Schenker, F.L., Podladchikov, Y.Y., 2014. Kinematics and dynamics of tectonic nappes: 2-D numerical modelling and implications for high and ultra-high pressure tectonism in the Western Alps. Tectonophysics 631, 160–175.

Schmid, S.M., Kissling, E., 2000. The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. Tectonics 19, 62–85. doi:10.1029/1999TC900057

Schneider, F., Potdevin, J.L., Wolf, S., Faille, I., 1996. Mechanical and chemical compaction model for sedimentary basin simulators. Tectonophysics 263, 307–317.

Schneider, F., 2003. Basin Modeling in Complex Area : Examples from Eastern Venezuelan and Canadian Foothills. Oil Gas Sci. Technol. – Rev. d'IFP 58, 313–324.

Sciamanna, S., Sassi, W., Gambini, R., Rudkiewicz, J.L., Mosca, F., Nicolai, C., 2004. Predicting Hydrocarbon Generation and Expulsion in the Southern Apennines Thrust Belts by 2D Integrated Structural and Geochemical Modeling: Part I- Structural and Thermal Evolution, in: McClay, K. (Ed.), Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems. AAPG, Tulsa, pp. 51–67. doi:10.1306/1025685H13112

Scisciani, V., 2009. Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic foreland: Implications for the evolution of the Apennine chain (Italy). J. Struct. Geol. 31, 1276–1294. doi:10.1016/j.jsg.2009.02.004

Scisciani, V., Montefalcone, R., 2006. Coexistence of thin- and thick-skinned tectonics: An example from the Central Apennines, Italy. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 414 , 33–54. doi:10.1130/2006.2414(03)

Seguret, M., 1972. Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées: Caractere synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Publications de l'Université des sciences et techniques du Languedoc (USTELA).

Seranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 156, 15–36. doi:10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03

Shallo M., 1990. Ophiolitic melange and flyschoidal sediments of the Tithonian- Lower Cretaceous in Albania. Terra Nova, 2, 470-488.

Shallo M., 1992. Geological evolution of the Albanian ophiolite and their platform periphery. Geol. Rundsch, 81, 681-694.

Shi, Y., Wang, C.-Y., 1987. Two-dimensional modeling of the P-T-t paths of regional metamorphism in simple overthrust terrains. Geology 15, 1048–1051.

Sibson, R.H., 1992. Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence 211, 283–293.

Sibson, R.H., 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 88 , 3–19. doi:10.1144/GSL.SP.1995.088.01.02

Sibson, R.H., 2003. Brittle-failure controls on maximum sustainable overpressure in different tectonic regimes. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 87, 901–908.

Sibson, R.H., 2014. Earthquake Rupturing in Fluid-Overpressured Crust: How Common? Pure Appl. Geophys. 171, 2867–2885. doi:10.1007/s00024-014-0838-3

Simpson, G.D.H., 2006. Modelling interactions between fold-thrust belt deformation, foreland flexure and surface mass transport. Basin Res. 18, 125–143. doi:10.1111/j.1365-2117.2006.00287.x

Simpson, G.D.H., 2009. Mechanical modelling of folding versus faulting in brittle–ductile wedges. J. Struct. Geol. 31, 369–381. doi:10.1016/j.jsg.2009.01.011

Simpson, G., 2011. Mechanics of non-critical fold–thrust belts based on finite element models. Tectonophysics 499, 142–155. doi:10.1016/j.tecto.2011.01.004Smart, K.J., Ferrill, D. a., Morris, A.P., McGinnis, R.N., 2012. Geomechanical modeling of stress and strain evolution during

contractional fault-related folding. Tectonophysics 576-577, 171–196. doi:10.1016/j.tecto.2012.05.024

Skempton, A. W., Jones, O.T., 1944, Notes on the compressibility of clay: Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 100, p. 119–135, doi:10.1144/GSL.JGS.1944.100.01-04.08.

Slatt, R., 2011. Important geological properties of unconventional resource shales. Open Geosci. 3, 435–448.

Slatt, R.M., Abousleiman, Y., 2011. Merging sequence stratigraphy and geomechanics for unconventional gas shales. Lead. Edge 30, 274–282.

Slatt, R.M., O'Brien, N., 2011. Pore types in the Barnett and Woodford gas shales: contribution to understanding gas storage and migration pathways in finegrained rocks. AAPG Bulletin 95, 2017-2030.

Slatt, R.M., Rodriguez, N.D., 2012. Comparative sequence stratigraphy and organic geochemistry of gas shales: Commonality or coincidence? J. Nat. Gas Sci. Eng. 8, 68–84.

Sleep, N.H., 1971. Thermal Effects of the Formation of Atlantic Continental Margins by Continental Break up. Geophys. J. Int. 24, 325–350.

Smart, K. J., Krieg, R. D., et Dunne, W. M. (1999). Deformation behavior during blind thrust translation as a function of fault strength. Journal of Structural Geology, 21(7), 855–874. doi:10.1016/S0191-8141(99)00050-4

Smart, K.J., Ferrill, D. a., Morris, A.P., McGinnis, R.N., 2012. Geomechanical modeling of stress and strain evolution during contractional fault-related folding. Tectonophysics 576-577, 171–196. doi:10.1016/j.tecto.2012.05.024

Smit, J.H.W., 2003. Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature. J. Geophys. Res. 108, 2480. doi:10.1029/2002JB002190

Smith, R., Wiltschko, D. V., 1996. Generation and maintenance of abnormal fluid pressures beneath a ramping thrust sheet : isotropic permeability experiments. J. Struct. Geol. 18, 951–970.

Sommaruga, A., 1997. Geology of the central Jura and the Molasse Basin: new insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. Soc. Neuchâteloise des Sciences Naturelles, Univ. Neuchâtel.

Sommaruga, A., 1999. Decollement tectonics in the Jura foreland fold and thrust belt. Mar. Pet. Geol. 16, 111–134.

Sondergeld, C., Newsham, K., Comisky, J., Rice, M., et Rai, C. 2010. Petrophysical Considerations in Evaluating and Producing Shale Gas Resources. Proceedings of SPE Unconventional Gas Conference, Pittsburgh, Pennsylvania, USA, 23-25 February 2010. SPE 131768.

Sone, H., Zoback, M.D., 2011. Visco-plastic Properties of Shale Gas Reservoir Rocks. 45th U.S. Rock Mech. / Geomech. Symp.

Sone, H., Zoback, M.D., 2013a. Mechanical properties of shale-gas reservoir rocks — Part 2 : Ductile creep , brittle strength , and their relation to the elastic modulus 78.

Sone, H., Zoback, M.D., 2013b. Mechanical properties of shale-gas reservoir rocks — Part 1 : Static and dynamic elastic properties and anisotropy 78.

Souloumiac, P., Krabbenhøft, K., Leroy, Y.M., Maillot, B., 2010. Failure in accretionary wedges with the maximum strength theorem: numerical algorithm and 2D validation. Comput. Geosci. 14, 793–811.

Spakman, W., Wortel, R., 2004. A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics, in: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G., Ziegler, P. (Eds.), The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle SE - 2. Springer Berlin Heidelberg, pp. 31–52. doi:10.1007/978-3-642-18919-7_2

Stockmal, G.S., Beaumont, C., Nguyen, M., Lee, B., 2007. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts : Insights from numerical models. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 443, 63–98. doi:10.1130/2007.2433(04).

Storti, F., Mcclay, K., 1995. Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models. Geology 23, 999–1002. doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0999

Strayer, L.M., Hudleston, P.J., 1997. Numerical modeling of fold initiation at thrust ramps. J. Struct. Geol. 19, 551–566. doi:10.1016/S0191-8141(96)00109-5

Suppe, J., 1983. Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding. Am. J. Sci. 283, 684–721.

Suppe, J., 1985. Principles of structural geology: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 537 p.

Suppe, J., 2011. Mass Balance and Thrusting in Detachment Folds in: McClay, K.., Shaw, R.P., Suppe, J. (Eds.), AAPG Memoir - 94 -Thrust Fault-Related Folding. AAPG Special Volumes, pp 21–37. doi:10.1306/13251331M94389

Suppe, J., Connors, D., Zhang, Y.., 2004. Shear Fault-bend Folding. In K.R.McClay, ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems:AAPG Memoir 82, pp. 303–323.

Suppe, J., and Medwedeff, D.A., 1984, Fault propagation folding: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 16, p. 670.

Suppe, B.J., Medwedeff, D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. Eclogae Geol. Helv. 454, 409–454.

Suppe, J., Chou, G., Hook, S., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata, in: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics SE - 9. Springer Netherlands, pp. 105–121. doi:10.1007/978-94-011-3066-0_9

Spencer, C.W., 1987. Hydrocarbon generation as a mechanism for overpressuring in Rocky Mountain region. AAPG Bull. 71 (4), 368-388.

Swarbrick, R.E., Osborne, M.J. and Yardley, G.S., 2002. Comparison of overpressure magnitude resulting from the main generating mechanisms. In: A.R. Huffman and G.L. Bowers (Editors). AAPG. Memoir, pp. 1-12.

Swennen R., Van Geet M., Roure F., Müller C., Nazaj S., Mushka K., and Zaimi L., 1998. Subtrap Albanian transect across the Ionian Basin and Kremenara anticline. IFP-SUBTRAP report, n° 45635-1.

Swennen, R., Muskha, K., Roure, F., 2000. Fluid circulation in the Ionian fold and thrust belt (Albania): implications for hydrocarbon prospectivity. J. Geochemical Explor. 69-70, 629–634.

Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A.-Y., Armijo, R., Cobbold, P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. Geology 10 (12), 611–616.

Tardy, M., Deville, E., Fudral, S., Guellec, S., Menard, G., Thouvenot, F., Vialon, P., 1990 Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales). Mémoires la Société géologique Fr. 156, 217–226.

Teixell, A., 1996. The Anso transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. J. Geol. Soc. London 153, 301–310. doi:10.1144/gsjgs.153.2.0301

Teixell, A., 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. Tectonics 17, 395–406. doi:10.1029/98TC00561

Teixell, A., Durney, D.W., Arboleya, M., 2000. Stress and fluid control on decollement within competent limestone. J. Struct. Geol. 22, 349–371.

Terzaghi, K.v., 1923. Die Berechnung der Durchlässigkeitsziffer des Tones aus dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungerscheinungen. Akad. Wissensch. Wien., Math. Naturw. KL. Abt., IIa(132): 125-138.

Thibaut, M., Jardin, A., Faille, I., Willien, F., Guichet, X., 2014. Advanced Workflows for Fluid Transfer in Faulted Basins. Oil Gas Sci. Technol. – Rev. d'IFP Energies Nouv. 69, 573–584. doi:10.2516/ogst/2014016

Thielmann, M., Kaus, B.J.P., 2012. Shear heating induced lithospheric localization: does it result in subduction? Earth Planet. Sci. Lett. 359–360, 1–13. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.10.002.

Tingay, M.**,** R. Hillis, C. Morley, R. Swarbrick, E. Okpere, 2003. Pore pressure/stress coupling in Brunei Darussalam – implications for shale injection. In: Van Rensbergen, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J. et Morley, C.K. (eds.) Subsurface Sediment Mobilization. Geological Society of London Special Publication, London, 216, 369-379.

Tingay, M.R.P., Morley, C.K., Laird, A., Limpornpipat, O., Krisadasima, K., Pabchanda, S., Macintyre, H.R., 2013. Evidence for overpressure generation by kerogen-to-gas maturation in the northern Malay Basin. AAPG Bull. 97, 639–672.

Tissot, B., B. Durand, J. Espitalie, and A. Combaz, 1974, Influence of the nature and diagenesis of organic matter in the formation of petroleum: AAPG Bulletin, v. 58, p. 499–506.

Tissot, B., B. Durand, J. Espitalie, and A. Combaz, 1974, Influence of the nature and diagenesis of organic matter in the formation of petroleum: AAPG Bulletin, v. 58, p. 499–506.

Tissot, B.P., Welte, D.H. 1984. Petroleum formation and occurrence. Springer-Verlag Berlin, pp. 721.

Toro, J., Le Cornec-Lance, S., Roure, F., Sassi, W., Bordas-Le Floch, N., 2004. Thermal and Kinematic Evolution of the Eastern Cordillera Fold and Thrust Belt, Colombia, in: Swennen, R., Roure, F., Granath, J.W. (Eds.), Deformation Fluid Flow, and Reservoir Appraisal in Foreland Fold and Thrust Belts: AAPG Hedberg Series, 1. AAPG, pp. 79–115. doi:10.1306/1025687H13114

Travé, A., Calvet, F., Sans, M., Vergés, J., Thirlwall, M., 2000. Fluid history related to the Alpine compression at the margin of the south-Pyrenean Foreland basin: the El Guix anticline. Tectonophysics 321, 73–102.

Turcotte, Donald L. et Schubert, Gerald., 2014. Geodynamics. Cambridge University Press. 636p

Tricart, P., 1984. From passive margin to continental collision; a tectonic scenario for the Western Alps. Am. J. Sci. 284 , 97–120.

Underhill, J.R., 1989. Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, western Greece. Geol. Soc. Am. Bull. 101, 613–634.

Ueda, K., Willett, S.D., Gerya, T., Ruh, J., 2015. Geomorphological-thermo-mechanical modeling: Application to orogenic wedge dynamics. Tectonophysics 659, 12–30.

Ungerer, P., Béhar, E. et Discamps, D., 1983. Tentative calculation of the overall volume expansion of organic matter during hydrocarbon genesis from geochemistry data: implications for primary migration. In: Bjoroy, M. (Ed.), Advances in Organic Geochemistry. John Wiley, Chichester, pp. 129-135.

Ungerer, P., Burrus, J., Doligez, B., Chenet, P.Y., Bessis, F., 1990. Basin evaluation by integrated two-dimensional modeling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 74, 309–335.

USGS 2000. US Geological Survey World Petroleum Assessment 2000—Description and Results. USGS Digital Data Series DDS-60 (CD ROMs).

Van de Kamp, P.C., 2008. Smectite-Illite-Muscovite Transformations, Quartz Dissolution, and Silica Release in Shales. Clays Clay Miner. 56, 66–81.

Van Rensbergen, P., C.K. Morley, D.W. Ang, T.Q. Hoan, N.T. Lam (1999). Structural evolution of shale diapirs from reactive rise to mud volcanism: 3D seismic data from the Baram delta, offshore Brunie Darussalam. Journal of the Geological Society, 156, 633-650.

Velaj, T., Davison, I., Serjani, A., Alsop, I., 1999. Thrust Tectonics and the Role of Evaporites in the Ionian Zone of the Albanides. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 83, 1408–1425.

Velaj, T., 2015. The structural style and hydrocarbon exploration of the subthrust in the Berati Anticlinal Belt, Albania. J. Pet. Explor. Prod. Technol. doi:10.1007/s13202-015-0162-1

Vergés, J., Fernàndez, M., Martínez, A., 2002. The Pyrenean orogen : pre- , syn- , and post-collisional evolution. J. Virtual Explor. 8, 55–74.

Vergés, J., Marzo, M., Muñoz, J.-A., 2002. Growth strata in foreland settings. Sediment. Geol. 146, 1–9.

Verges, J., M. G. H. Goodarzi, H. Emami, R. Karpuz, J. Efstathiou, and P. Gillespie, 2011, Multiple detachment folding in Pusht-e Kuh arc, Zagros: Role of mechanical stratigraphy, in K. McClay, J. Shaw, and J. Suppe, eds., Thrust fault-related folding: AAPG Memoir 94, P. 69–94.

Vermylen, J.P., 2011. Geomechanical Studies of the Barnett Shale, Texas, USA. PhD thesis. Stanford University, p. 129.

Vially, R., Letouzey, J., Benard, F., Haddadi, N., Desforges, G., Askri, H., Boudjema, A., 1994. Inversion along the North Afric:an Margin Saharan Atlas (Algeria), in: Roure, F. (Ed.), Peri-Tethyan Platforms. Paris, pp. 79–118.

Vidal-Royo, O., Cardozo, N., Muñoz, J.A., Hardy, S., Maerten, L., 2012. Multiple mechanisms driving detachment folding as deduced from 3D reconstruction and geomechanical restoration: the Pico del Águila anticline (External Sierras, Southern Pyrenees). Basin Res. 24, 295–313. doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00525.x

Vilasi, N., Malandain, J., Barrier, L., Callot, J.-P., Amrouch, K., Guilhaumou, N., Lacombe, O., Muska, K., Roure, F., Swennen, R., 2009. From outcrop and petrographic studies to basin-scale fluid flow modelling: The use of the Albanian natural laboratory for carbonate reservoir characterisation. Tectonophysics 474, 367–392. doi:10.1016/j.tecto.2009.01.033

Wallace, W. K., Homza, T. X.. Detachment Folds versus Fault-propagation Folds, and Their Truncation by Thrust Faults, in: McClay, K. (Ed.), Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems. AAPG, Tulsa, 324–355.

Wang, C.-Y., Shi, Y., Hwang, W.-T., Chen, H., 1990. Hydrogeologic processes in the Oregon-Washington Accretionary Complex. J. Geophys. Res. 95, 9009.

Wang, X., Suppe, J., Hubert-ferrari, A., 2011. Cenozoic Structure and Tectonic Evolution of the Kuqa Fold Belt, Southern Tianshan, China. in: McClay, K.., Shaw, R.P., Suppe, J. (Eds.), AAPG Memoir - 94 -Thrust Fault-Related Folding.

Wangen, M., 2001. A quantitative comparison of some mechanisms generating overpressure in sedimentary basins. Tectonophysics, 334(3-4): 211-234.

Watts, A.B., Ryan, W.B.F., 1976. Flexure of the lithosphere and continental margin basins. Tectonophysics 36, 25–44.

Watts, A. B., 2007. in Crust and Lithosphere Dynamics Vol. 6, ed. Watts, A. B., Elsevier, 1-47

Weijermars, R., M. P. A. Jackson, and B. Vendeville, 1993, Rheological and tectonic modeling of salt provinces, Tectonophysics, 217, 143 – 174,

Welbon, A., 1988. The influence of intrabasinal faults on the development of a linked thrust system. Geol. Rundschau 77, 11–24. doi:10.1007/BF01848673

Wendebourg, J., Gout, C., Onaisi, A. Guy, N. Colombo, D., Daniel, J.M.. 2014 Basin Geomechanics for Exploration – Examples and Modeling Approaches. Search and Discovery Article #90189 © 2014 AAPG Annual Convention and Exhibition, Houston, Texas, USA, April 6–9, 2014

Williams, G.D., 1985. Thrust tectonics in the south central pyrenees. J. Struct. Geol. 7, 11–17. doi:10.1016/0191-8141(85)90111-7

Woodward, N.B., 2012. Evaluation, analysis and prediction of geologic structures. J. Struct. Geol. 41, 76–85.

Wu, J., McClay, 2011. Two-dimensional Analog Modeling of Fold and Thrust Belts: Dynamic Interactions with Syncontractional Sedimentation and Erosion, in: McClay, K.., Shaw, R.P., Suppe, J. (Eds.), AAPG Memoir - 94 -Thrust Fault-Related Folding. AAPG Special Volumes, pp. 301–333. doi:10.1306/13251343M9450

Xhomo A., Kondo A., Papa A., Balluku I., Kanani J., Alixaj N., and Nasi V., 1971.La transgression tithono-néocomiennedans la zone ionienne d‟Albanie. Amn.Inst. Geol. Publ. Hung., Budapest, 2, 567 -575.

Yang, Y., Aplin, A.C., 2004. Definition and practical application of mudstone porosity-effective stress relationships. Pet. Geosci. 10, 153–162.

Yang, Y., Aplin, A.C., 2007. Permeability and petrophysical properties of 30 natural mudstones. J. Geophys. Res. 112, B03206.

Yang, Y., and A. C. Aplin, 2010, A permeability–porosity relationship for mudstones: Marine and Petroleum Geology, v. 27, no. 8, p. 1692–1697, doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.07.001.

Yamato, P., Agard, P., Burov, E., Le Pourhiet, L., Jolivet, L., Tiberi, C., 2007. Burial and exhumation in a subduction wedge: Mutual constraints from thermomechanical modeling and natural P-T-t data (Schistes Lustrés, western Alps). J. Geophys. Res. 112, B07410.

Yamato, P., Kaus, B. J. P., Mouthereau, F., et Castelltort, S. (2011). Dynamic constraints on the crustal-scale rheology of the Zagros fold belt, Iran. Geology, 39(9), 815–818. doi:10.1130/G32136.1

Yassir, N. and Addis, M.A., 2002. Relationships between pore pressure and stress in different tectonic settings. In: A.R. Huffman and G.L. Bowers (Editors), Pressures regimes in sedimentary basins and their prediction. AAPG., pp. 79-88.

Yassir, N.A., 1998. Overpressuring in compressional stress regimes - causes and detection, Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Mem, Pau, pp. 13-18

Zanella, A., Cobbold, P.R., Rojas, L., 2014a. Beef veins and thrust detachments in Early Cretaceous source rocks, foothills of Magallanes-Austral Basin, southern Chile and Argentina: Structural evidence for fluid overpressure during hydrocarbon maturation. Mar. Pet. Geol. 55, 250–261.

Zanella, A., Cobbold, P.R., Le Carlier de Veslud, C. 2014b. Physical modelling of chemical compaction, overpressure development, hydraulic fracturing and thrust detachments in organic-rich source rock. Marine and Petroleum Geology 55, 262-274, doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.12.017.

Zanella, A., Cobbold, P.R., Ruffet, G., Leanza, H.A. 2015. Geological evidence for fluid overpressure, hydraulic fracturing and strong heating during maturation and migration of hydrocarbons in Mesozoic rocks of the northern Neuquen Basin, Mendoza Province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 62, 229-242.

Zappatera E., 1994. Source rock distribution model of the Periadriatic region. AAPG Bulletin, 78, 3, 333–354.

Ziegler, P. A., Dezes, P., 2006. Crustal evolution of Western and Central Europe. Geol. Soc. London, Mem. 32, 43–56. doi:10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.03

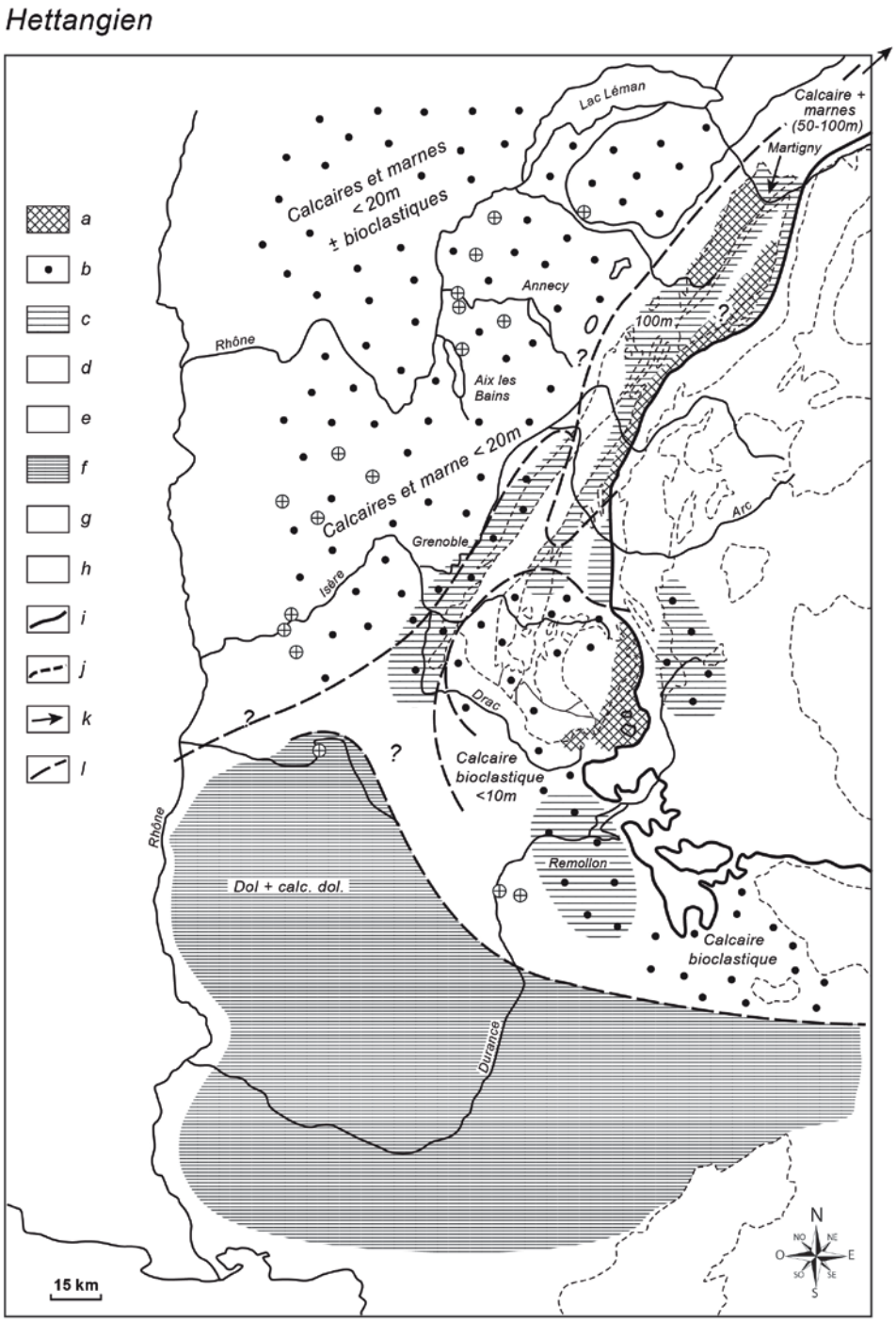
Zoback, M.D., 2010. Reservoir Geomechanics. Cambridge University Press, 449p.

Zoetemeijer, R., Sassi, W., Roure, F., Cloetingh, S., 1992. Stratigraphic and kinematic modeling of thrust evolution , northern Apennines , Italy. Geology 20, 1035–1038.

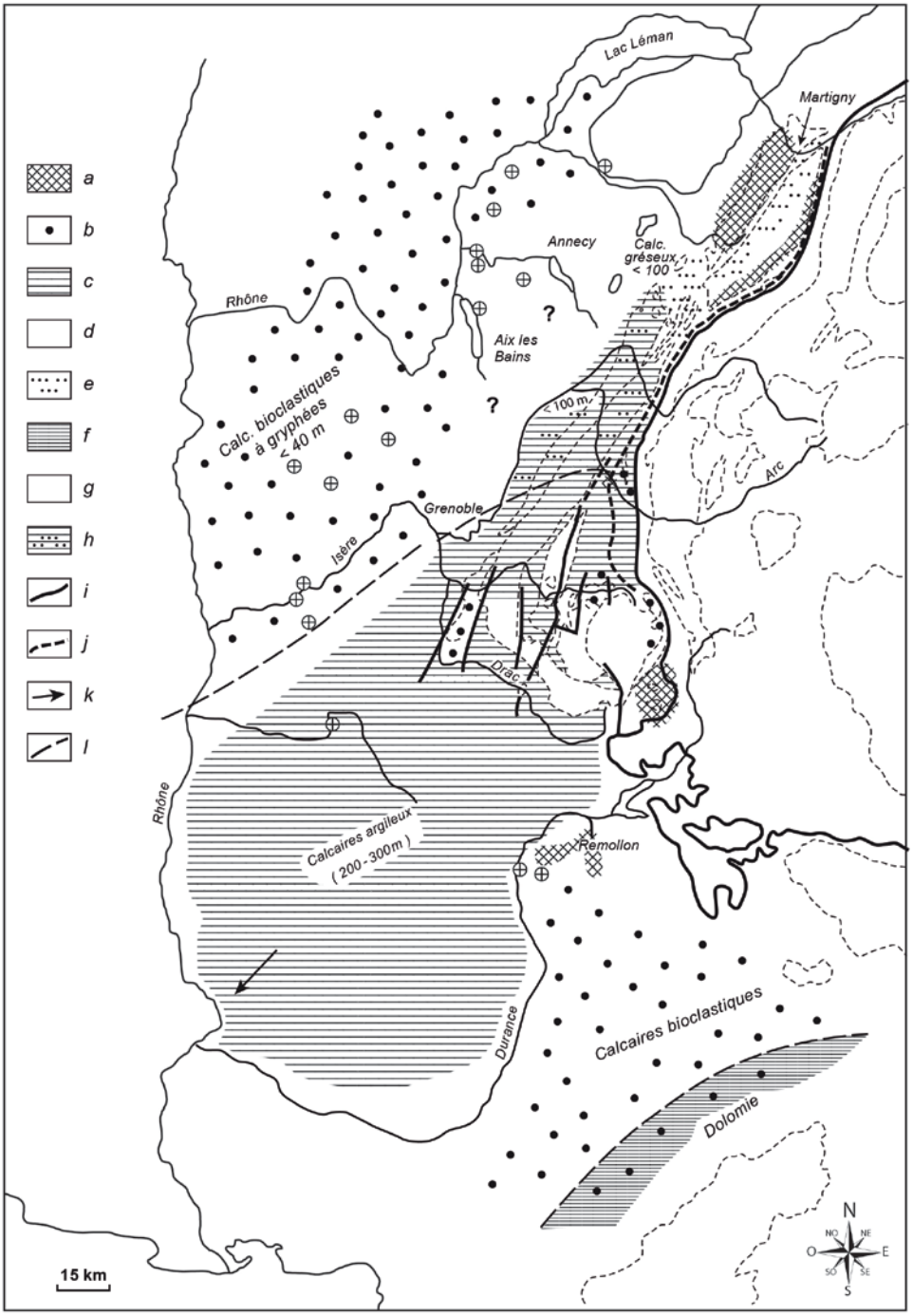
Zoetemeijer, R., Sassi, W., 1992. 2-D reconstruction of thrust evolution using the fault-bend fold method, in: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics SE - 11. Springer Netherlands, pp. 133–140. doi:10.1007/978-94-011-3066-0_11

ANNEXES

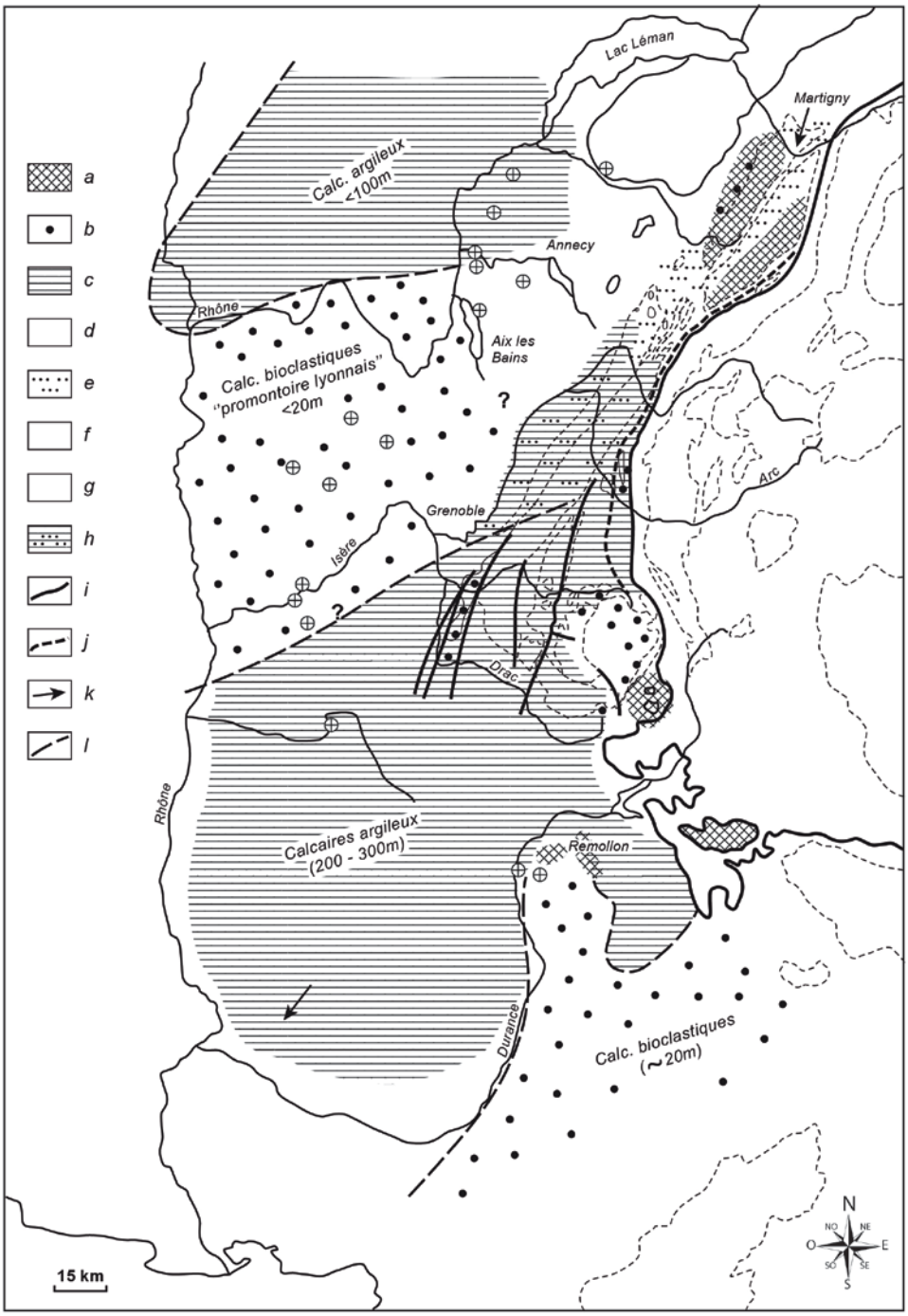
ANNEXE 1 – Carte de faciès du Lias Subalpin [reproduite de Barfety, 1986]



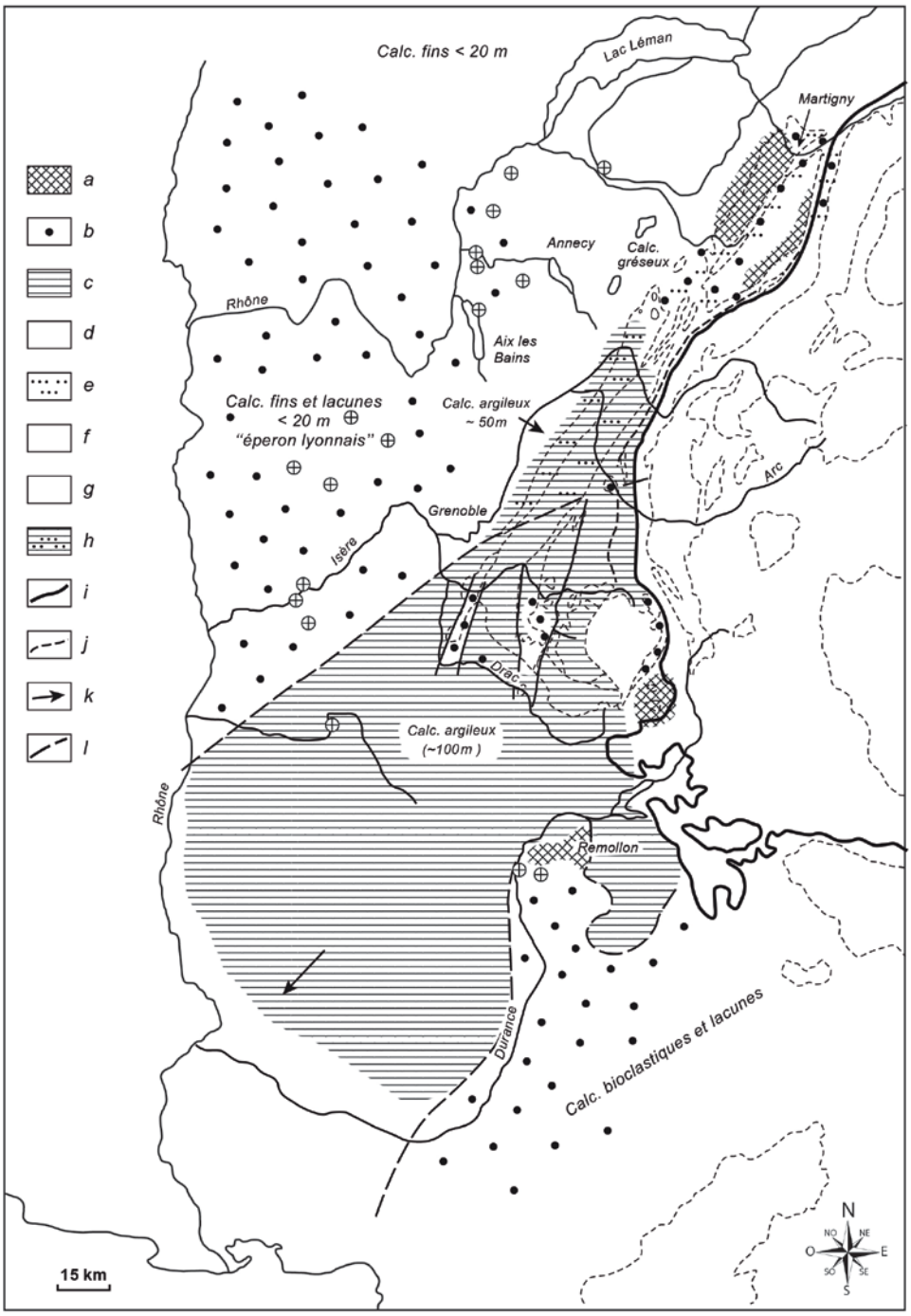
Sinémurien


a
b
c
d
e
f
g
h
i
j
k
l
Lac Léman
Martigny
Annecy
Calc. gréseux < 100
Rhône
Aix les Bains
?
?
Calc. bioclastiques à gryphées < 40 m
< 100 m
Arc
Grenoble
Isère
Drac
Rhône
Calcaires argileux (200 - 300m)
Remollon
Durance
Calcaires bioclastiques
Dolomie
15 km
N
NO
NE
O
E
SO
SE
S

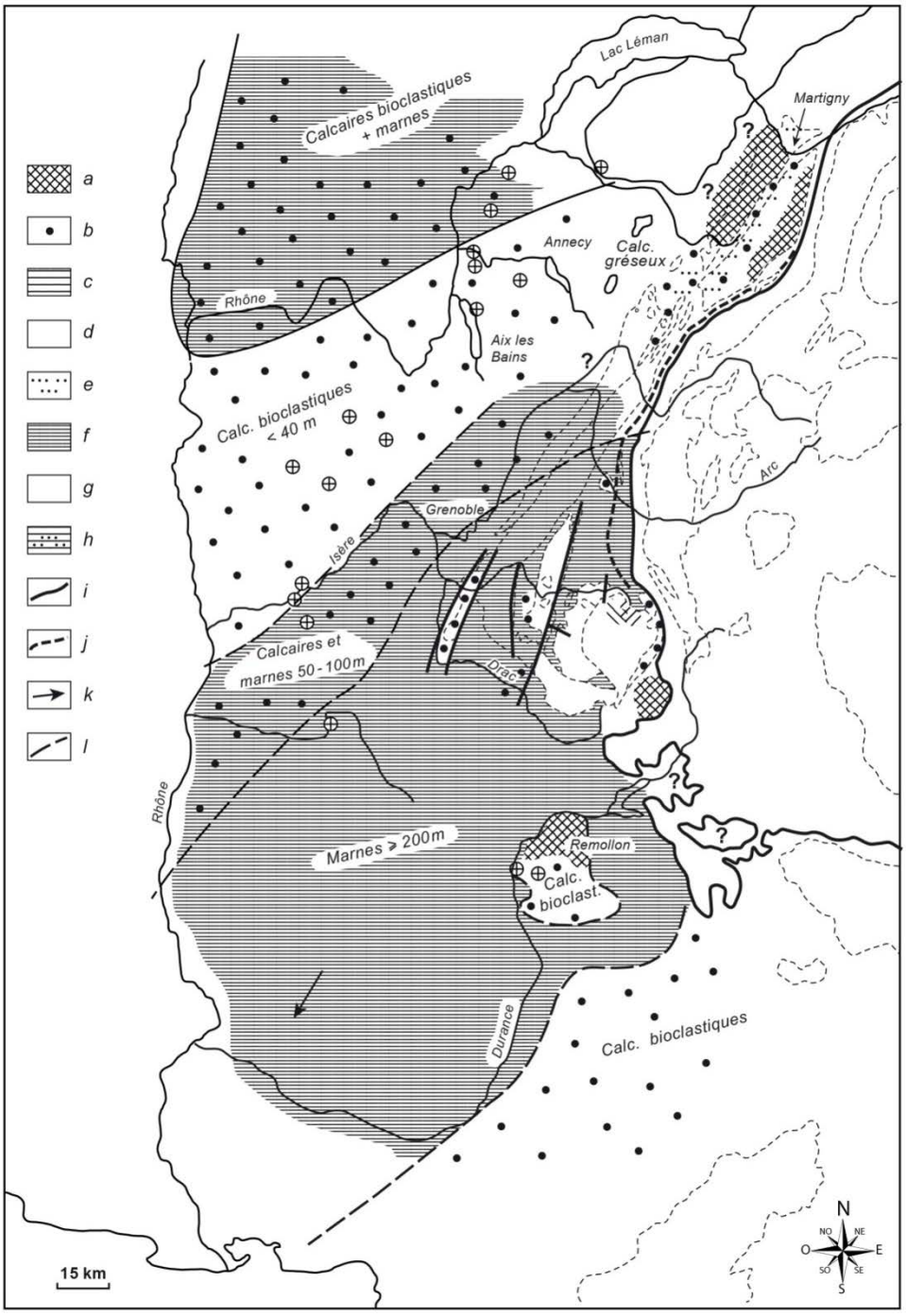
Lotharingien



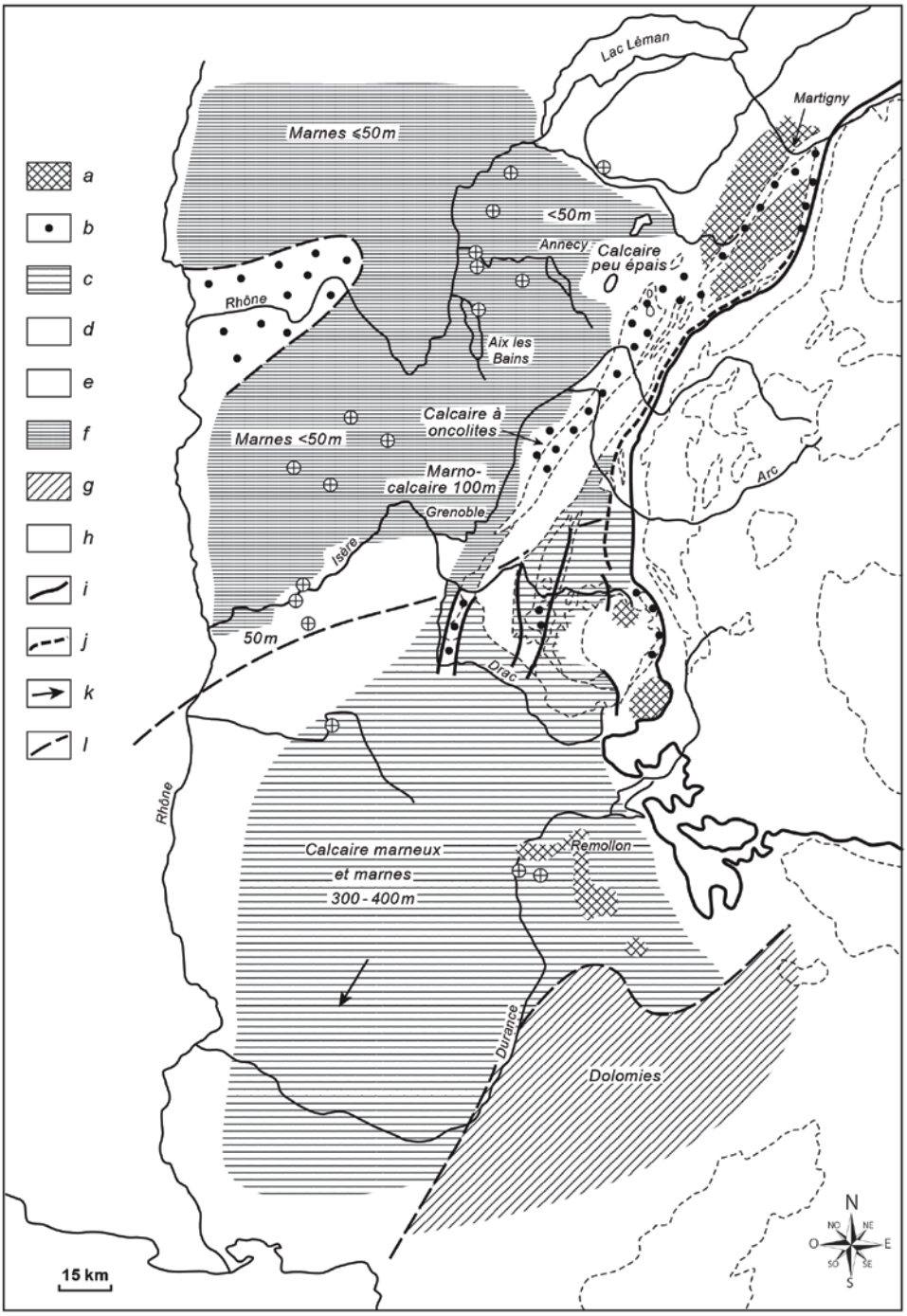
Carixien


Calc. fins < 20 m
Lac Léman
Martigny
Annecy
Calc. gréseux
Rhône
Aix les Bains
Calc. fins et lacunes
< 20 m
"éperon lyonnais"
Calc. argileux
~ 50m
Arc
Grenoble
Isère
Drac
Calc. argileux
(~100m)
Rhône
Remollon
Durance
Calc. bioclastiques et lacunes
a
b
c
d
e
f
g
h
i
j
k
l
15 km
N
NO
NE
O
E
SO
SE
S

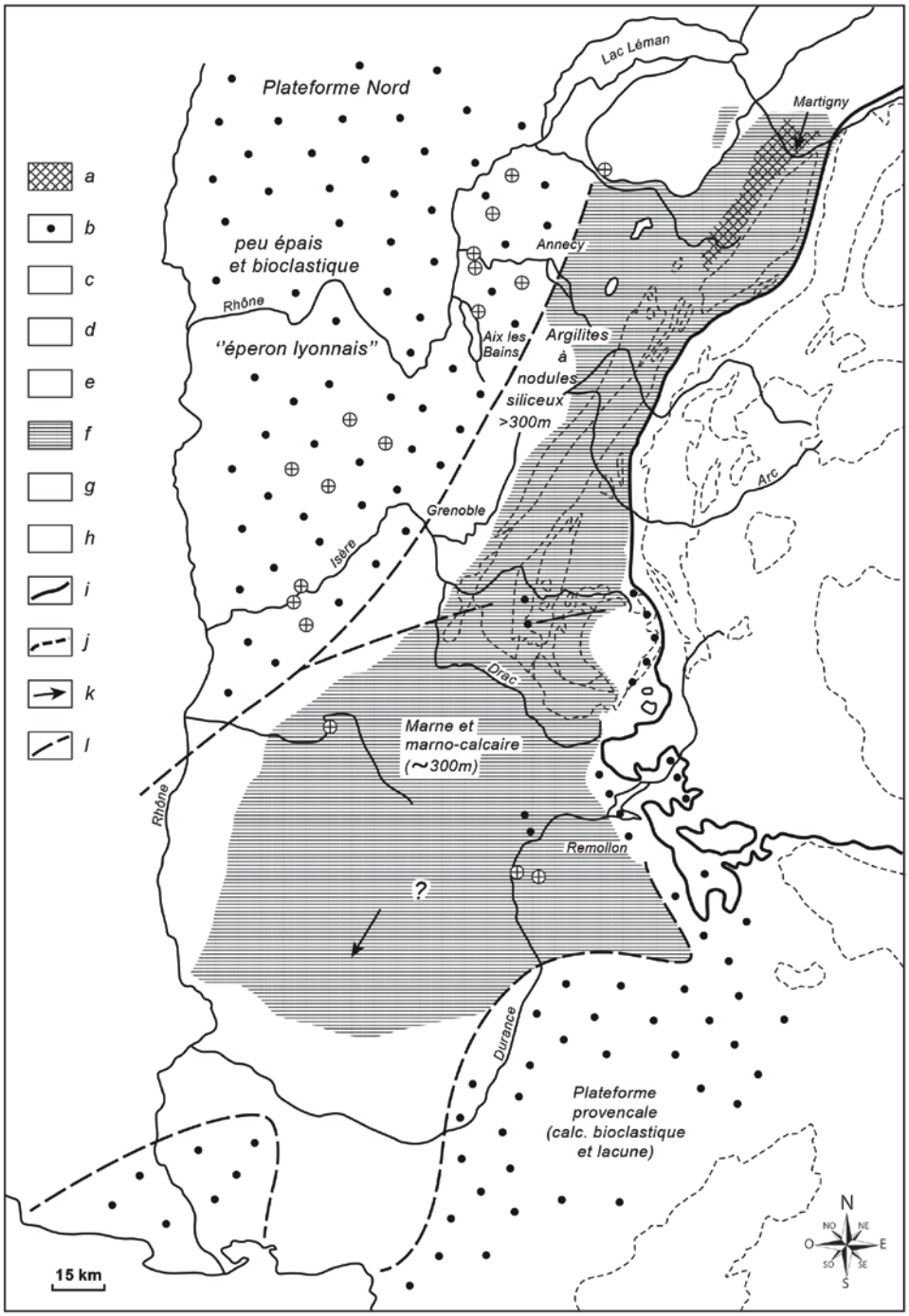
Domérien


a
b
c
d
e
f
g
h
i
j
k
l
Lac Léman
Martigny
Calcaires bioclastiques + marnes
Annecy
Calc. gréseux
Rhône
Aix les Bains
Calc. bioclastiques < 40 m
Arc
Grenoble
Isère
Calcaires et marnes 50-100m
Drac
Rhône
Marnes > 200m
Remollon
Calc. bioclast.
Durance
Calc. bioclastiques
15 km
N
NO
NE
O
E
SO
SE
S

Toarcien inférieur et moyen



Toarcien supérieur - Aalénien



ANNEXE 2 – Résultats analytiques sur les roches-mères Subalpines

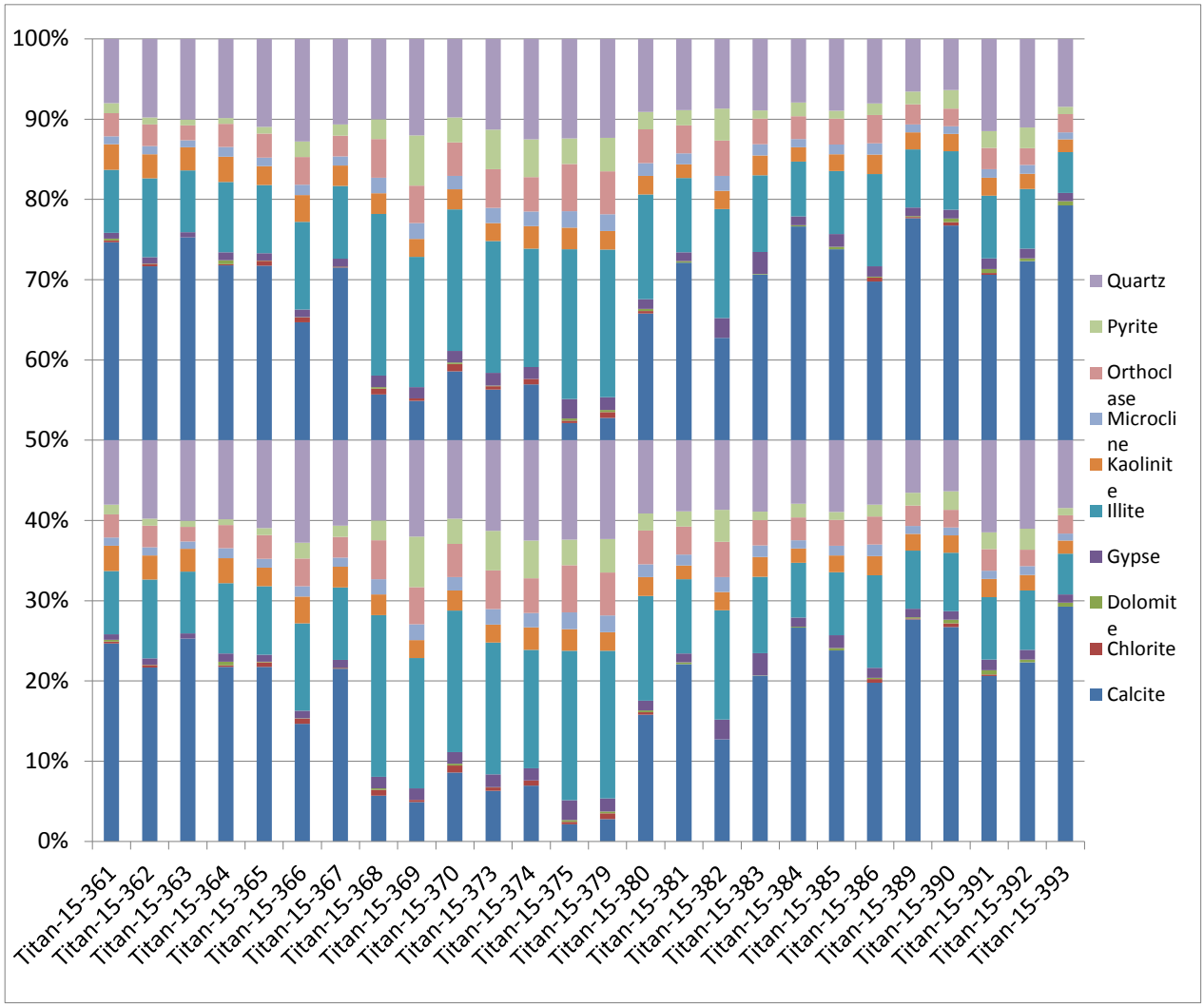
UNITE	N°	N°IFP	LIEU		GPS	GPS	STRATIGRAPHIE	LITHOLOGIE		S1	S2	Tmax	TpkS2	TOC	HI	OI
Jura	1	170734	Pré de Chazey Bons				Limite Toarcien/Dogger	Alternance marnes/Calcaire à oolithe	Marno/calcaire	0,01	0,28	442	482	0,13	215	369
Massif Subalpin	2	170735	Route de Flumet		45,79808	6,4944	Toarcien-Aalénien (basal)	Schiste marneux	Schiste noir	0,00	0,15	606	646	0,98	15	27
Massif Subalpin	3	170736	Route de la Giettaz	1	45,822043	6,513734	Toarcien-Aalénien (basal)	Schiste marneux	Schiste noir	0,00	0,24	607	647	0,68	35	29
Massif Subalpin	4	170737	Route de la Giettaz	2	45,822043	6,513734	Toarcien-Aalénien	Schiste marneux	Schiste noir	0,01	0,21	607	647	0,84	25	8
Massif Subalpin	6	170739	La Table/Bourget en Huile	1	45,477462	6,188838	Lias Inférieur	Schiste Calcaire	Schiste calcaire-marneux	0,01	0,17	608	648	0,89	19	15
Massif Subalpin	7	170740	La Table/Bourget en Huile	2	45,477107	6,186087	Domérien	Schiste marneux	Schiste marneux	0,01	0,14	608	648	0,34	41	56
Massif Subalpin	8	170741	La Table/Bourget en Huile	3	45,476953	6,186595	Lias Inférieur-Domérien	Schiste marneux	Schiste marneux	0,01	0,17	607	647	0,74	23	38
Massif Subalpin	9	170742	Allevard	1	45,390395	6,080488	Lias Inférieur	Schiste Calcaire	Schiste calcaire-marneux	0,01	0,13	571	611	0,15	87	100
Massif Subalpin	10	170743	Allevard	2	45,39573	6,080178	Lias Supérieur	Schiste marneux	Schiste marneux	0,04	0,22	606	646	0,65	34	32
Massif Subalpin	11	170744	Allevard	1	45,38951	6,080044	Lias Inférieur	Schiste Calcaire	Argilite	0,01	0,13	571	611	0,27	48	56
Massif Subalpin	13	170746	Uriage les Bains	1	45,141425	5,827971	Toarcien	Schiste marneux	Schiste calcaire-marneux	0,01	0,1	607	647	0,44	23	70
Massif Subalpin	14	170747	Montchaboud	1	45,091715	5,766643	Domérien	Schiste marneux	Schiste marneux	0,01	0,13	555	595	0,68	19	49
Massif Subalpin	15	170748	Montchaboud	2	45,091842	5,767339	Domérien	Schiste marneux	Schiste marneux	0,00	0,12	556	596	0,73	16	40
Massif Subalpin	16	170749	Montchaboud	3	45,092381	5,769957	Domérien	Schiste marneux	Schiste marneux	0,01	0,15	607	647	0,75	20	56
Massif Subalpin	17	170750	Route de Laffrey		45,0769	5,763567	Sinémurien-Carixien	Schiste Calcaire	Schiste calcaire-marneux	0,02	0,14	606	646	0,82	17	40
Massif Subalpin	18	170751	Lac de Laffrey		45,022198	5,778744	Trias	Calcaire	Calcaire	0,01	0,14	607	647	0,13	108	108
Massif Subalpin	21	170754	Route du Majeuil		44,97704	5,732846	Toarcien-Aalénien	Schiste marneux	Argilite	0,01	0,17	607	647	0,7	24	24
Massif Subalpin	23	170756	Monteynard		44,991002	5,698937	Toarcien	Schiste marneux	Schiste marneux	0,01	0,14	559	599	0,69	20	49
Massif Subalpin	24	170757	St Georges des Commiers		45,038094	5,705423	Toarcien-Aalénien	Schiste marneux	Schiste marneux	0,01	0,13	543	583	0,86	15	7
Massif Subalpin	25	170758	Fontaine Ardente		44,988656	5,623741	Oxfordien	Schiste marneux	Schiste marneux	0,01	0,19	581	621	0,65	29	11
Valence	26	170759	Valence		44,917158	4,85224	Toarcien	Marnes	Marnes	0,01	0,14	606	646	0,15	93	113
Ales	27	170760	Route de Molieze	1	44,269017	4,136969	Sinemurien	Argilite	Argilite	0,01	0,1	450	490	0,12	83	150
Ales	28	170761	Route de Molieze	2	44,269017	4,136969	Sinemurien	Marnes	Marnes	0,06	0,3	447	487	0,58	52	22
Ales	29	170762	Route de Molieze	3	44,268132	4,137506	Sinemurien	Marnes	Marnes	0,33	0,89	453	493	1,06	84	18
Ales	30	170763	Route de Molieze	4	44,268132	4,137506	Sinemurien	Argilite	Argilite	0,09	0,22	450	490	0,44	50	30
Ales	31	170764	Route de Molieze	5	44,268955	4,137742	Carixien ?	Grès Calcaire	Grès Calcaire	0,02	0,14	409	449	0,07	200	1229
Ales	32	170765	Route de Montagnac		44,282584	4,154612	Sinémurien-Carixien	Calcaire à quartz et silex	Calcaire à quartz et silex	0,02	0,34	440	480	0,36	94	97
Ales	33	170766	Chemin de la Courpatière		44,295356	4,157342	Domérien	Marnes	Marnes	0,02	0,4	444	484	0,35	114	49
Ales	34	170767	Chemin de la Courpatière	1	44,297304	4,154785	Toarcien	Marnes	Schistes cartons ?	0,03	0,49	442	482	0,56	88	38
Ales	35	170768	Chemin de la Courpatière	2	44,297304	4,154785	Toarcien	Marnes	Schistes cartons ?	0,03	0,53	442	482	0,59	90	24
Ales	36	170769	Chemin de la Courpatière	3	44,297304	4,154785	Toarcien	Marnes	Schistes cartons ?	0,03	0,57	444	484	0,51	112	18
Ardeche	37	170770	Mines		44,748328	4,668224	Bathonien Supérieur	Alternance marno-calcaire	Marnes	0,03	0,55	444	484	0,53	104	23
Ile Cremieu	38	170771	Chamagnieu		45,66912	5,195978	Toarcien	Alternance marno-calcaire	Marnes et calcaires	0,02	0,14	448	488	0,13	108	215
Pic Saint Loup	39	170772	Pic Saint Loup							0,03	0,3	466	506	0,58	52	38
Pic Saint Loup	40	170773	Pic Saint Loup							0,05	0,31	456	496	0,61	51	20
Paladru 1	41		Paladru 1				Toarcien				24,63	433		4,24	580	7
	42		Paladru 2				Toarcien				23,75	433		4,58	518	11
	43		Paladru 3				Toarcien				11,25	433		2,39	470	15
	44		Paladru 4				Toarcien				22,33	433		3,96	563	11
	45		Paladru 5				Toarcien				15,15	433		3,29	460	13
	46		Paladru 6				Toarcien				13,34	433		2,88	463	12
	47		Paladru 7				Toarcien				0,16	433		0,59	27	6
Brezins	48										20,89	442		4,0	517,08	7
	49										16,75	438		3,4	488,34	14
	50										19,64	444		3,1	635,60	8
	51										24,63	438		4,7	525,16	14
	52										16,74	437		3,4	495,27	25
	53										16,59	437		3,7	450,82	23
	54										37,52	442		7,1	532,20	3
	55										20,23	437		4,5	446,58	20
	56										13,54	442		2,9	462,12	5
	57										25,48	438		5,3	479,85	17
	58										3,78	435		2,0	188,06	26
Faramens	59										21,6	427		3,9	554	25
	60										28,75	426		5,1	566	28

ANNEXE 3 – Résulats analytiques sur les *Posidonia Schist*

Géochimie organique

Analysis	OI	HI	MINC(%)	oxiMINC(%)	pyroMINC(%	TOC(%)	RC(%)	PC(%)	TpkS2(°C)	Tmax(°C)	S4CO(mg/g	S4CO2(mg/	S3'CO(mg/g	S3CO(mg/g	S3'(mg/g)	S3(mg/g)	S2(mg/g)	S1(mg/g)
mgj vr1 re1	63	304	6,22	6,05	0,17	1,03	0,73	0,3	465	422	2,9	22,19	0,4	0,17	6	0,65	3,13	0,05
mgj vr1 re1	44	332	4,33	4,16	0,17	1,58	1,1	0,48	465	422	4,68	32,93	0,4	0,23	6,1	0,69	5,25	0,07
mgj vr1 re1	19	586	3,59	3,38	0,21	2,77	1,37	1,4	463	420	5,61	41,59	0,4	0,34	7,5	0,53	16,22	0,19
mgj vr1 re9	14	581	1,91	1,64	0,27	2,76	1,38	1,38	462	419	5,75	41,56	0,4	0,29	9,5	0,39	16,04	0,24
mgj vr1 re2	39	420	7,67	7,45	0,22	0,82	0,51	0,31	466	423	2,02	15,49	0,3	0,1	7,9	0,32	3,44	0,04
mgj vr1 re1	29	384	2,33	2,07	0,26	1,35	0,88	0,47	460	417	4	26,13	0,4	0,13	9,1	0,39	5,18	0,14
mgj vr1 re1	21	541	0,69	0,56	0,13	3,66	1,95	1,71	465	422	7,89	58,98	0,6	0,45	4,4	0,77	19,8	0,2
mgj vr1 re2	61	359	6,74	6,59	0,15	0,98	0,65	0,33	469	426	2,54	19,95	0,3	0,17	5,2	0,6	3,52	0,05
mgj re3.RO	73	301	6,6	6,45	0,15	1,04	0,74	0,3	474	431	2,51	23,02	0,4	0,21	5,2	0,76	3,13	0,05
mgj vr1 re1	17	551	0,96	0,78	0,19	2,79	1,46	1,33	465	422	6,14	44,05	0,4	0,36	6,5	0,47	15,38	0,15
mgj vr1 re6	16	441	1,61	1,31	0,31	1,92	1,19	0,73	465	422	4,94	35,86	0,3	0,2	11	0,3	8,46	0,11
mgj vr1 re5	13	428	1,68	1,49	0,19	1,04	0,65	0,39	469	426	3,15	18,62	0,2	0,09	6,9	0,14	4,45	0,09
mgj vr1 re7	19	411	2,47	2,24	0,23	0,97	0,62	0,35	467	424	2,97	17,92	0,3	0,09	8,2	0,18	3,99	0,06
mgj re4.RO	71	291	6	5,85	0,14	1,02	0,74	0,28	475	432	2,77	22,84	0,4	0,19	5	0,72	2,97	0,02
mgj re2.RO	74	308	5,8	5,66	0,14	1,14	0,81	0,33	473	430	2,53	25,63	0,4	0,22	4,9	0,84	3,51	0,03
mgj re1.RO	52	288	6,69	6,54	0,16	0,97	0,71	0,26	469	426	2,97	21,33	0,3	0,14	5,5	0,5	2,79	0,03
mgj re9.RO	49	332	5,74	5,58	0,16	1,3	0,9	0,4	469	426	3,83	26,96	0,4	0,22	5,5	0,64	4,32	0,03
mgj re8.RO	38	375	3,72	3,55	0,17	2,16	1,44	0,72	469	426	6,19	43,04	0,5	0,34	5,7	0,82	8,09	0,04
mgj 1 re7.R	57	326	5,76	5,6	0,16	1,28	0,89	0,39	469	426	3,88	26,57	0,4	0,25	5,4	0,73	4,17	0,03

Minéralogie



Pétrophysique

Nom de l'echantillon	Volume de cuve (cm3)	Poids sec (g)	Volume Solide (cm3)	Déviation VS (cm3)	VT (cm3)	Déviation VT (cm3)	Volume Poreux (cm3)	densité solide (g/cm3)	Denstité echantillon (g/cm3)	Porosité
MGJ2	100,0	35,975	13,84	0,002	14,13	0,012	0,30	2,6	2,55	2,1%
MGJ2	100,0	53,931	21,83	0,100	22,63	0,100	0,80	2,5	2,4	3,5%
MGJ1	100,0	41,503	16,00	0,100	16,21	0,013	0,21	2,6	2,6	1,3%
MGJ4	100,0	43,468	16,64	0,000	16,98	0,036	0,34	2,6	2,6	2,0%
MGJ2	100,0	54,500	21,40	0,00	21,74	0,12	0,343	2,5	2,5	1,6%
MGJ2	100,0	50,275	19,58	0,00	19,87	0,02	0,290	2,6	2,5	1,5%
MGJVR	100,0	49,247	18,82	0,00	19,07	0,003	0,246	2,6	2,6	1,3%
MGJVR	100,0	41,105	15,67	0,01	16,37	0,01	0,698	2,6	2,5	4,3%
MGJ2	100,0	25,063	9,49	0,02	9,71	0,01	0,221	2,6	2,6	2,3%
MGJVR	100,0	22,538	8,58	0,02	8,88	0,01	0,299	2,6	2,5	3,4%
MGJVR	100,0	118,506	44,68	0,00	48,08	0,03	3,398	2,7	2,5	7,1%
MGJ2	100,0	152,273	57,57	0,10	60,20	0,02	2,633	2,6	2,5	4,4%
MGJ2	100,0	81,581	31,66	0,00	32,08	0,03	0,417	2,6	2,5	1,3%
MGJVR	100,0	41,759	16,63	0,00	16,99	0,05	0,359	2,5	2,5	2,1%
MGJVR	100,0	55,771	21,02	0,01	23,33		2,312	2,7	2,4	9,9%