



THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité

Géosciences et Ressources Naturelles

**Circulations de fluides et déformation cassante au
front des Rocheuses : étude intégrée du bassin du
Bighorn, Wyoming, USA.**

Présentée par

Mr. Nicolas BEAUDOIN

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

soutenue le 30 Novembre 2012

devant le jury composé de :

M. Mark FISCHER (Pr, Northern Illinois University)	Rapporteur
M. Rudy SWENNEN (Pr, Université Catholique de Louvain)	Rapporteur
M. Antonio BENEDICTO (Chercheur Areva)	Examineur
M. Jean-Paul CALLOT (Pr, Université de Pau)	Examineur
M. Michel SÉBRIER (DR CNRS, Université Paris VI)	Examineur
M. Jacques PIRONON (DR CNRS, Université de Nancy)	Invité
M. Olivier LACOMBE (Pr, Université Paris VI)	Directeur de thèse
M. Nicolas BELLAHSEN (MCF, Université Paris VI)	Co-Directeur de thèse
M. Laurent EMMANUEL (MCF, Université Paris VI)	Co-Directeur de thèse

*The Mountain sat over the Plain
In his Tremendous Chair.
His observation omnifold,
His inquest, everywhere*

*Le Mont était assis sur la plaine
Dans son imposant Fauteuil.
Son observation multiforme,
Son examen, omniprésent –*

Emily Dickinson

Résumé

Les études de migrations de fluides liées à la déformation traitent principalement des fluides ayant précipité dans les zones de failles des bassins où la tectonique est de couverture (style *thin-skinned*). Les relations entre la genèse et l'évolution des réseaux de fractures diffuses, l'évolution de la chimie, de la pression et de la température des fluides au cours des différentes phases du plissement restent une problématique de premier ordre qui n'a été abordée que récemment.

La présente étude se propose donc de documenter les caractéristiques géochimiques et les chemins de migrations des paléo-fluides qui ont circulé dans le réseau de fractures diffuses formations sédimentaires carbonatées au front des Rocheuses américaines lors des déformations orogéniques Sevier et Laramienne (Crétacé-Paléocène). Pour cela, le travail s'est basé sur deux approches complémentaires. Dans un premier temps, la caractérisation des liens entre le réseau de fractures observables à l'échelle du pli et l'évolution géométrique et cinématique de celui-ci a permis de reconstituer une grande partie de l'histoire tectonique locale et régionale. L'évolution en orientation et en grandeur des contraintes appliquées à chaque étape de fracturation a été approchée par des méthodes d'inversion des mesures de plans de failles striées et de macles de la calcite. Pour reconstituer la chimie, la source et le chemin de migration des fluides minéralisateurs (calcite) de chaque famille de fractures dans un second temps, l'isotopie stable de l'oxygène, du carbone et du strontium ont été réalisées dans les veines et les matrices, et combinées aux caractéristiques physiques (température) et chimiques (salinité) du fluide minéralisateur piégé dans les inclusions fluides. Pour s'assurer de la bonne représentativité des fluides migrant lors de l'ouverture des fractures, les veines ont été sélectionnées sur des critères minéralogiques et paragénetiques déterminés en cathodoluminescence et par diffractométrie de rayons X.

Ces méthodes ont été appliquées aux anticlinaux à cœur de socle formés lors de la phase compressive du Laramien dans le bassin du Bighorn, situé au front des Rocheuses américaines (Wyoming, USA). Les principales cibles de ce travail sont les anticlinaux de Sheep Mountain (SMA) et de Rattlesnake Mountain (RMA), localisés respectivement dans les parties Est et Ouest du bassin. Afin d'étendre l'étude à l'échelle du bassin, les anticlinaux de Little Sheep Mountain, de Paintrock, de Elk Basin et les montagnes du Bighorn ont été échantillonnées, ce qui a permis un changement d'échelle réaliste, tout en caractérisant les paléo-fluides dans le maximum de formations stratigraphiques.

Ces structures présentent des réseaux de fractures diffuses qui permettent d'accéder aux déformations liées à la phase tectonique de socle (*thick-skinned*) du Laramien, mais aussi à la phase tectonique *thin-skinned* du Sevier, antérieure au plissement. Durant la phase Sevier, les régimes de contraintes et la fracturation s'avèrent différents entre la partie Ouest (RMA) et la partie Est (SMA) du bassin : à l'Ouest, la proximité de la chaîne plissée Sevier entraîne un développement de familles de fractures supplémentaires et impacte le régime des contraintes (inverse à RMA et décrochant à SMA). Lors de la phase Laramienne, l'intégration des couches

à la chaîne plissée se traduit par des réseaux de fractures identiques de part et d'autre du bassin, et par des régimes et magnitudes des contraintes comparables.

La chimie des fluides est cohérente à l'échelle du bassin du Bighorn. Elle montre une alternance entre un système dominé par les fluides de formations du bassin et un système dominé par des pulses de fluides hydrothermaux qui précipitent en déséquilibre thermique et chimique avec les formations du bassin. Notre scénario de migrations régionales des fluides propose que des fluides météoriques du Crétacé soient descendus dans la chaîne plissée Sevier *via* les chevauchements jusqu'à atteindre le socle intensément fracturé. Le poids de la chaîne et la charge tectonique due à sa migration vers l'Est ont entraîné une expulsion des fluides de type « éponge pressée » (*squeegee*) vers l'Est. Ces fluides, peu salins, chauds et radiogéniques (du fait de la migration dans le socle cristallin) auraient ensuite migré verticalement dans la couverture sédimentaire au niveau de RMA sous la forme d'un pulse *via* les joints liés à la flexure lithosphérique d'avant-pays. La structuration du bassin et son intégration à la chaîne plissée lors du Laramien sont illustrées par une migration latérale dans la couverture vers l'Est de ces fluides de socle, dont la signature fortement radiogénique va progressivement être diluée par les fluides des formations. Lors du plissement, un autre pulse de fluides hydrothermaux en provenance du socle est documenté dans le pli de SMA *via* les joints liés à la courbure d'extrados. L'intégration de ce scénario basé sur la géochimie et sur le calendrier des fractures, de la paléopiezométrie des macles de la calcite et de l'évolution (micro-) structurale des couches a permis de discuter quantitativement l'évolution des pressions de fluides dans les couches sédimentaires aux différentes étapes de la fracturation antérieures et précoces du pli.

Outre les conclusions sur l'évolution régionale du paléo-système de fluides dans le bassin du Bighorn depuis sa mise en place jusqu'à son intégration à la chaîne, notre étude illustre quels sont les différents paramètres physiques qui contrôlent les relations entre plissement, fracturation, et circulations de fluides. L'étude souligne deux phases différentes où la température, la pression et la chimie des fluides sont contrôlés par différents paramètres. En dehors des phases de courbure des couches (flexure et courbure), les conditions P, T, et X dépendent d'une compétition entre la géométrie des microstructures, l'évolution géodynamique régionale, les champs de contraintes appliqués et la matrice des roches traversées. En revanche, lorsqu'une courbure des couches est effective et développe des joints en extension, les conditions P, T et X des fluides semblent contrôlées par l'évolution cinématique et géométrique des structures et des microstructures. Le rôle des fractures préexistantes et des migrations de fluides des phases antérieures au plissement sur l'évolution du système de fluide lors du plissement est une conclusion majeure de ce travail, qui souligne le potentiel de l'étude du réseau de fractures pour mieux comprendre l'évolution du système de fluides lors du plissement dans un pli sur faille de socle et montre clairement que les joints ont un rôle prédominant dans les migrations de fluides à grande échelle.

Abstract

Studies about fluid migrations in sedimentary strata mainly focused on fluids migrating in thin-skinned thrust belts and especially in fault zones, and only a few studies stressed that diffuse fracture network has a strong impact on the fluid system in sedimentary strata, depicting complex and poorly understood interplays between fluid systems and folding in fold-thrust belts and foreland basins. New and challenging questions about the dynamic evolution of pressure, temperature and chemistry of fluids during folding were recently highlighted.

This work documents the geochemistry of paleofluids that migrated in diffuse fracture sets developed in Laramide basement-cored folds in the Bighorn Basin, at the front of the Rocky Mountains (Wyoming, USA). In order to constrain both tectonic evolution of the strata before and during folding and the related geochemical evolution of the fluid system, including chemistry, temperature and fluid pressure at each deformation step. To this purpose, analyses of the kinematic and structural evolutions of folds were performed, and the related fracture pattern was deciphered. The fracture sequence described at the fold scale was combined with inversion of fault-slip data and calcite twin data to constrain the tectonic history of strata before, during and after folding. This was combined to the characterization of paleofluid chemistry based on calcite precipitated in veins at each step of the fracture sequence. Stable isotope analyses of oxygen, carbon, and strontium of cement were carried out in both veins and host-rocks; and physical (temperature) and chemical (salinity) properties of fluids were determined from fluid inclusions. These analyses were applied to single-phase filled calcite veins opened in mode I. These features were checked by observations under classic and cathodoluminescence microscopy and on mineralogy determined by X-ray diffractometry.

This methodology was applied to Sheep Mountain Anticline (SMA) and to Rattlesnake Mountain Anticline (RMA), located on the eastern and western edges of the Bighorn Basin, respectively. To extend the paleofluid systems and the microstructural evolution scenario at the basin scale, four other basement-cored folds were also investigated: the Little Sheep Mountain Anticline, the Paintrock Anticline, the Elk Basin Anticline and the major Laramide arch Bighorn Mountains. The analysis of fracture networks and related paleofluid systems in all these provided key constraints to reliably up-scale structural and geochemical data to the basin-scale.

These basement-cored folds exhibit diffuse fracture networks related to tectonic phases predating, postdating and coeval with the thick-skinned Laramide tectonics. Thus, the study of the tectonic history of the Bighorn basin allowed us to document the impact of the tectonic style transition from the Sevier thin-skinned tectonics to the integration of strata in the thick-skinned Laramide fold-and-thrust belt. During Sevier times, stress trends and fracture patterns were different in these structures with more fracture sets developed in the westernmost part (RMA) than in the eastern part of the basin (SMA), and with a reverse stress regime at RMA while strike-slip in type at SMA. Alternatively, the evolution of stress trends

and magnitudes was quite similar in both structures (RMA and SMA) during Laramide times in spite of different stress regimes. These results suggest that the distance to the orogenic front influenced the fracture patterns but not the foreland stress magnitudes, which were likely controlled by individual fold structures.

Based on stable isotopic signatures of oxygen and strontium and microthermometric data, the evolution of the paleohydrological system since the Sevier tectonic loading of the foreland basin until its later involvement into the Laramide thick-skinned orogeny has been unraveled. Three main fracture sets were found to have enhanced efficiently the hydraulic permeability of the sedimentary cover rocks, allowing pulsatile, fast upward migrations of hydrothermal ($T > 120^\circ$), radiogenic fluids derived from Cretaceous meteoric fluids that interacted at depth with the Precambrian basement rocks before to precipitate in chemical and thermal disequilibrium in the fractures of the overlying sedimentary cover. Between these events, formational fluids dominated the system. The scenario implies that Cretaceous fluids flowed down in the thrust zones of the Sevier range until they reached the fractured basement rocks. The tectonic change of the eastward migration of the Sevier orogenic front led to a squeegee-type migration of hydrothermal, meteoric-derived fluids in basement rocks. These fluids flowed in the cover strata thanks to extensional joint set related to foreland flexure and the subsequent structuration of the Bighorn basin during Laramide time lead to an eastward migration of fluids, which were diluted by formational fluids as supported by a decrease in $^{87/86}\text{Sr}$ values. Then, a second pulse of hydrothermal fluids is documented in SMA during folding.

The integration of the paleofluid system evolution at both fold- and basin-scale with the fracture sequence and with the kinematic fold evolution allow unravel the quantitative evolution of fluid overpressure in the sedimentary cover during each deformation step.

On top of conclusions about regional evolution of paleofluid systems in the Bighorn Basin during Sevier and Laramide contractions, our study illustrates what are the parameters which control the relationships between folding, fracture development, and the evolution of fluids (P, T, X). This study highlights that in basement cored folds, fluids are controlled by different parameters during folding history. Before the strata curvature related either to folding or flexure, P, T, and X of the fluid system may depend on interplay between kinematic and geometric evolution of faults and joints, regional tectonic history, applied stresses and nature of host-rocks. Alternatively, when curvature- or flexure-related joint sets developed, P, T, and X of fluids are mainly controlled by the structural and microstructural evolution, joints and faults allowing fluids to migrate vertically from depth in the system. Moreover, the Bighorn basin example emphasizes that the fracture sets and fluid migrations predating folding may have a strong impact on the P and X of fluids during folding, and thus must be taken into account in studies of paleofluid systems. This study finally highlights the potential of combining studies of subseismic, diffuse fracture network and paleofluid migration at both fold- and basin-scales. It allows to better constrain the interplays between the evolution of fluid systems and folding. It also underlines that joints area major feature for both vertical and lateral hydraulic permeability of rocks, flexure- and curvature-related joints allowing migration of external fluids in the basin independently of the tectonic style.

Table des Matières

RÉSUMÉ	5
ABSTRACT	7
TABLE DES MATIÈRES	9
CHAPITRE 1 - INTRODUCTION ET PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE	13
I. OBJECTIFS DE L'ÉTUDE	14
II. OBJETS ÉTUDIÉS	18
CHAPITRE 2 - ÉTAT DE L'ART : LES RELATIONS ENTRE PLISSEMENT, FRACTURATION, ET CIRCULATIONS DE FLUIDES	23
I. RELATIONS ENTRE PLISSEMENT ET FRACTURATION	23
A. MÉCANISME DU PLISSEMENT	23
B. SOLLICITATION DU PLISSEMENT	23
C. LE PLISSEMENT	24
D. LES FRACTURES DANS LES PLIS	31
E. FORMATIONS DES RÉSEAUX DE FRACTURES EN MODE I OU MIXTE I+II	34
F. MÉCANISMES PARTICULIERS DE DÉFORMATION DANS LE SOCLE	45
G. RELATIONS ENTRE PLISSEMENT ET FRACTURATION : CONCLUSIONS ET QUESTIONS SPÉCIFIQUES DE LA THÈSE	46
II. RELATIONS ENTRE FLUIDES ET FRACTURES, FLUIDES ET DÉFORMATIONS, ET FLUIDES ET PLISSEMENT	47
A. LA FORMATION DES VEINES.	49
B. MÉCANISMES DE PRÉCIPITATION	52
C. LA CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE DES FLUIDES MINÉRALISATEURS	57
D. RELATIONS ENTRE FLUIDES ET DÉFORMATIONS	61
E. LES MIGRATIONS DE FLUIDES À L'ÉCHELLE DE L'AVANT PAYS DE LA CHAÎNE PLISSÉE	72
F. LES FLUIDES DANS LE SOCLE	84
G. RELATIONS ENTRE FLUIDES ET DÉFORMATIONS : CONCLUSIONS ET QUESTIONS SPÉCIFIQUES DE LA THÈSE	86
CHAPITRE 3 - CADRE GÉOLOGIQUE DE L'ÉTUDE : LE BASSIN DU BIGHORN	89
I. GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE DE L'OUEST DES USA	89
A. DU PROTÉROZOÏQUE À LA FIN DU PALÉOZOÏQUE	89
B. LES DÉFORMATIONS DU MÉSOZOÏQUE À L'ÉOCÈNE	91
II. LE BASSIN DU BIGHORN	99

A. ÉVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE DU BASSIN DU BIGHORN	101
B. LA DÉFORMATION DANS LE BASSIN DU BIGHORN	110
III. CADRE GÉOLOGIQUE DE L'ÉTUDE : CONCLUSIONS ET QUESTIONS SPÉCIFIQUES DE LA THÈSE	115
<u>CHAPITRE 4 - RECONSTRUIRE LE SCHÉMA (MICRO-)STRUCTURAL ET LES CIRCULATIONS DE FLUIDES ASSOCIÉES : MÉTHODES</u>	117
<hr/>	
I. MÉTHODES DE L'ANALYSE (MICRO-) STRUCTURALE.	117
A. CONSTRUIRE UNE SÉQUENCE DE (MICRO-) DÉFORMATION.	118
B. DE LA FAMILLE DE FRACTURES À L'ORIENTATION DES CONTRAINTES	124
II. MÉTHODES D'ANALYSE MINÉRALOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES CIMENTS.	134
A. DIFFRACTOMÉTRIE DE RAYONS X	134
B. CATHODOLUMINESCENCE	135
C. ISOTOPES STABLES DU CARBONE ET DE L'OXYGÈNE	139
D. ISOTOPES STABLES DU STRONTIUM	142
E. LES INCLUSIONS FLUIDES	143
F. PARAGÉNÈSE DES VEINES	153
<u>CHAPITRE 5 - IMPACT DE LA FORMATION D'UN PLI À CŒUR DE SOCLE SUR LE SYSTÈME PALÉO-HYDROLOGIQUE: RECONSTRUCTION DES MIGRATIONS DE FLUIDES ET DE L'ÉVOLUTION DE LA PRESSION DE FLUIDES LORS DE LA CROISSANCE DE L'ANTICLINAL DE SHEEP MOUNTAIN (WYOMING, USA)</u>	159
<hr/>	
I. L'ANTICLINAL DE SHEEP MOUNTAIN	161
A. CADRE STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURAL	161
B. CADRE MICROSTRUCTURAL	166
II. RECONSTRUCTION DE LA PALÉO-HYDROLOGIE EN RELATION AVEC LA FRACTURATION DE SHEEP MOUNTAIN ANTICLINE	170
III. MATÉRIEL SUPPLÉMENTAIRE ET CHANGEMENT D'ÉCHELLE	189
A. RÉSULTATS COMPLÉMENTAIRES	189
B. IMPLICATIONS DU SYSTÈME PALÉO-HYDROLOGIQUE	196
IV. ÉVOLUTION MÉCANIQUE ET ÉVOLUTION DES PRESSIONS DE FLUIDES	200
V. UTILISATION DES TENSEURS DES CONTRAINTES POUR ESTIMER LES PRESSIONS DE FLUIDES ET L'ÉROSION LORS DU PLISSEMENT S.L.	209
A. ÉVOLUTION DES PRESSIONS DE FLUIDES PENDANT LA DÉFORMATION PRÉCOCE DU PLISSEMENT: TÉMOIN DE LA PERMÉABILITÉ HYDRAULIQUE DES FRACTURES	209
B. IMPLICATIONS DE L'ESTIMATION DE L'ÉROSION SYN-PLISSEMENT	212
VI CONCLUSION	215
<u>CHAPITRE 6 - ÉVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA DÉFORMATION, DE LA TRANSMISSION DES CONTRAINTES ET DU SYSTÈME PALÉO-HYDROLOGIQUE À L'ÉCHELLE DE L'AVANT-PAYS : LE BASSIN DU BIGHORN</u>	217
<hr/>	
I. CADRE STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURAL	219
A. L'ANTICLINAL DE RATTLESNAKE MOUNTAIN	219

B.	CADRE MICROSTRUCTURAL DE RATTLESNAKE MOUNTAIN ANTICLINE	222
C.	CADRE DES AUTRES PLIS ÉTUDIÉS	225
II.	RECONSTRUCTION DE L'ÉVOLUTION STRUCTURALE ET MICROSTRUCTURALE DE RATTLESNAKE MOUNTAIN ANTICLINE : VERS UNE INTÉGRATION DE LA PROPAGATION DES DÉFORMATIONS ET DE LA TRANSMISSION DES CONTRAINTES À L'ÉCHELLE DU BASSIN D'AVANT-PAYS.	234
III.	ÉVOLUTION DES RELATIONS ENTRE FLUIDES ET DÉFORMATION PENDANT LE PLISSEMENT DE RATTLESNAKE MOUNTAIN ANTICLINE.	263
A.	CINÉMATIQUE DE LA TERMINAISON ARQUÉE DE RMA : LE CAS DE CEDAR MOUNTAIN (CM)	263
B.	ESTIMATION DE L'ÉVOLUTION DES PALÉO-SURPRESSIONS DE FLUIDES LORS DE LA FORMATION DE L'ANTICLINAL DE RATTLESNAKE MOUNTAIN.	266
IV.	DE L'ÉCHELLE DE LA FRACTURE À L'ÉCHELLE DU BASSIN : RECONSTRUCTION DU SYSTÈME PALÉO-HYDROLOGIQUE PENDANT LA FORMATION ET L'ÉVOLUTION DE L'AVANT-PAYS DES ROCHEUSES DANS LE BASSIN DU BIGHORN (WYOMING, USA).	273
V.	COMPARAISON DE L'ÉVOLUTION DES PRESSIONS DE FLUIDES DANS LES STRUCTURES À L'ÉCHELLE DU BASSIN.	321
A.	ÉVOLUTION DES SURPRESSIONS DE FLUIDES DURANT LA CONTRACTION DU SEVIER	322
B.	ÉVOLUTION DES SURPRESSIONS DE FLUIDES DURANT LA PHASE PRÉCOCE DU PLISSEMENT AU LARAMIEN	323
C.	ÉVOLUTION DU $\Delta \Sigma_v$ PENDANT LE SYN-PLI S.S. ET LA PHASE TARDIVE DU PLISSEMENT : ESTIMATION DE L'ÉROSION	326
VI.	MODÈLES PALÉO-HYDROLOGIQUES ALTERNATIFS À L'ÉCHELLE DE L'AVANT-PAYS	327
VII.	CONCLUSION	331
CHAPITRE 7 - DISCUSSION GÉNÉRALE ET CONCLUSIONS		335
I.	RÉSUMÉ DES RÉSULTATS	335
II.	CRITIQUE DE LA MÉTHODE	337
A.	LA SÉQUENCE DE FRACTURATION	337
B.	CALENDRIER DE LA PRÉCIPITATION DANS LES VEINES	339
C.	QUANTIFICATION DES PALÉO-PRESSIONS DE FLUIDES	340
D.	PERSPECTIVES	342
III.	CINÉMATIQUE DU PLISSEMENT SUR FAILLE DE SOCLE DU LARAMIEN	344
A.	MODÈLE PLISSEMENT-FRACTURATION	344
B.	RÔLE DU SOCLE DANS LA DÉFORMATION	346
C.	LA PALÉO-HYDROLOGIE COMME MARQUEUR DE L'ÉVOLUTION DU PLI ET DE LA GÉOMÉTRIE PROFONDE	350
D.	PERSPECTIVES	353
IV.	LES CONTRAINTES DANS LES STRUCTURES PLISSÉES	354
V.	LES INTERACTIONS FLUIDES/DÉFORMATIONS	360
A.	LES FACTEURS DE CONTRÔLE DES INTERACTIONS FLUIDES/ DÉFORMATIONS À L'ÉCHELLE DU PLI	360
B.	LES FACTEURS DE CONTRÔLE DES INTERACTIONS ENTRE FLUIDES ET DÉFORMATIONS DANS LES AVANT-PAYS DES CHÂÎNES PLISSÉES	367
C.	LES MICRO-FRACTURES COMME TÉMOIN DE LA PALÉO-HYDROLOGIE	371
D.	PERSPECTIVES	372

VI. CONCLUSIONS GÉNÉRALES	374
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	377
TABLE DES FIGURES	411
ANNEXES	419
I. RÉSULTATS DES ANALYSES GÉOCHIMIQUES	419
II. ARTICLE SUPPLÉMENTAIRE	426

Chapitre 1 - Introduction et problématique générale

La compréhension des relations entre migrations de fluides et la déformation dans la croûte supérieure est un enjeu sociétal majeur. Ces relations font en effet partie des problématiques principales aussi bien des études de prospection de gisements d'eau, d'hydrocarbures ou de métaux précieux, de faisabilité d'enfouissement de déchets radioactifs, de stockage de CO₂, ou des études du cycle sismique. La caractérisation des propriétés physico-chimiques des roches réservoirs en fonction des types et des volumes de fluides qui y ont migré est un objectif primordial dans les études industrielles, qui s'intéressent donc à l'évolution diagénétique précoce des roches (Towler et al., 1992 ; Bjørlykke, 1994 ; Van Geet et al., 2002 ; Roure et al., 2005 ; 2010 ; Katz et al., 2006). Au delà de cet impact, la compréhension des mécanismes de contrôle et de rétrocontrôle de ces migrations de fluides sur la déformation depuis l'échelle de la fracture jusqu'à celle de la chaîne plissée reste une problématique moins documentée et donc moins contrainte.

Les études des périodes de diagénèse tardive des roches se concentrent sur les relations entre fluides et fractures, essayant de mettre en place des modèles génériques de contrôle des migrations par l'activation des failles (McCaig, 1988 ; Sibson, 1992), de réactivations de failles par augmentation de pressions de fluides (Sibson, 1992 ; Douglas et al., 1995) ou plus simplement de fracturation hydraulique (e.g. Bons et al., 2012). D'après ces études, réalisées dans les bassins d'avant-pays des chaînes plissées, les fractures influencent la circulation des fluides de façon complexe, une faille pouvant, par exemple, être un drain très efficace chenalissant des fluides exotiques alors qu'une autre faille voisine agira comme une barrière pour ces fluides (Ramsey et al., 1999 ; Conti, 2001 ; McCaig et al., 2000 ; Lacroix et al., 2011), ce comportement semblant être contrôlé par la géométrie profonde de la faille. Les comparaisons entre différents exemples naturels soulignent la variabilité des relations entre migrations de fluides et déformations, notamment dans les structures plissées (e.g. Evans et al., 2012). En revanche, ces études montrent la constance des fluides impliqués dans les bassins d'avant-pays (Fig. 1-1, Roure et al., 2005), comprenant des fluides superficiels (eaux météoriques ou marines), des fluides du bassin (locaux ou saumures) et des fluides profonds

(hydrothermaux dérivés de fluides de surfaces ou de réactions métamorphiques), et soulignent que les migrations de fluides dans ces bassins sont particulièrement influencées par l'évolution structurale et microstructurale.

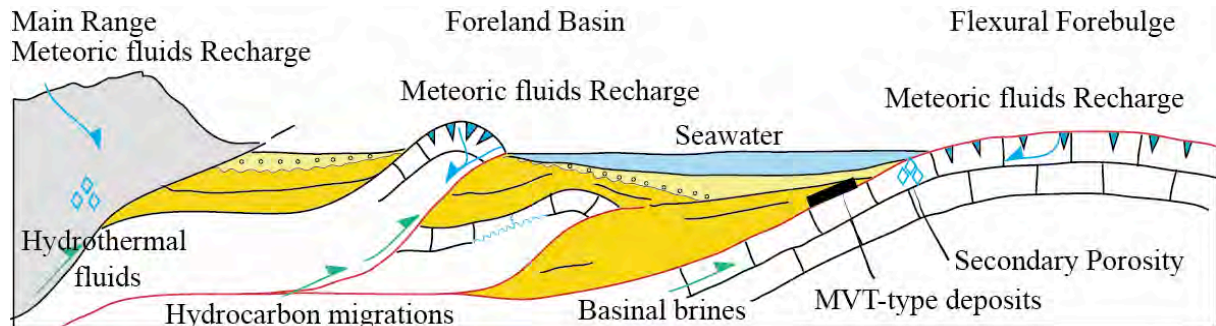


Figure 1-1 : Résumé des natures des fluides et des chemins qu'ils empruntent dans un bassin d'avant-pays flexural. Les losanges représentent les zones de création de porosité secondaire par interactions fluides-roches, et le rectangle noir représente la localisation des dépôts aurifères de type MVT (Mississippi Valley Type) (modifiée d'après Roure et al., 2005).

Figure 1-1: Schematic sketch summarizing the origins and migration pathways of fluids flowing in a flexural foreland basin setting. Blue diamonds represent zones wherein secondary porosity is created by the fluid-rocks interactions and black rectangle represents the Mississippi Valley Type ore deposits (Modified after Roure et al., 2005).

I. Objectifs de l'étude

Cette étude se propose de reconstruire la séquence de déformation et le système paléo-hydrologique associé à l'échelle de plusieurs structures plissées dans un bassin d'avant-pays progressivement intégré à l'orogène. Le but de ce travail est de caractériser l'influence de l'évolution du style structural, de la transmission des contraintes, de la distribution des déformations et de la croissance des plis sur l'origine, le chemin de migration et le degré d'interaction avec les roches des fluides qui précipitent dans les fractures. En retour, cette caractérisation devrait fournir une contrainte sur l'évolution structurale et microstructurale des couches ainsi que sur l'évolution des conditions de pression et de température des fluides qui circulent et précipitent en profondeur lors du développement de la chaîne plissée.

La littérature souligne l'apport essentiel de la caractérisation géochimique des minéralisations dans les plans de fractures pour la reconstitution de la paléo-hydrologie (Dietrich et al., 1983 ; McCaig, 1988 ; Qing et Mountjoy, 1992 ; Bjørlykke, 1993 ; McCaig et al., 1995 ; Oliver et Bons, 2001). En effet, lorsque les minéralisations sont des carbonates, l'isotopie de l'oxygène, du carbone et du strontium permet de reconstituer l'origine et les chemins suivis par les fluides minéralisateurs. Ces outils caractérisent aussi l'apport de la matrice à la charge minérale des fluides qui précipitent, approchant ainsi le degré d'interaction fluides-roches, ce qui permet de proposer des vitesses de migrations et de précipitations rapides lorsque ce degré est faible, montrant un système paléo-hydrologique

ouvert aux fluides extérieurs (e.g. dans Bons et al., 2012 ; Evans et Fischer, 2012; in press). À l'inverse, de fortes interactions fluides-roches témoigneront d'un système chimique fermé, avec des migrations plus lentes permettant l'équilibre entre fluides et matrices. Les cristaux de quartz et de calcite permettent aussi de mener une étude microthermométrique des inclusions fluides et d'accéder aux conditions de température, et, dans certains contextes, de pression qui prévalent durant la précipitation du carbonate de calcium des fluides.

Le couplage de ces méthodes a permis de caractériser les systèmes paléo-hydrologiques de nombreuses structures déformées principalement dans un style structural n'impliquant que la couverture (*thin-skinned*) (Oliver, 1986 ; Qing et Mountjoy, 1992 ; Evans et Battles, 1999 ; Fischer et Jackson, 1999 ; Ramsey et al., 1999 ; Conti, 2001 ; Travé et al., 2007 ; Fischer et al., 2009 ; Dewever et al., 2011 ; Vandeginste et al., 2012 ; Evans et al., 2012). Ces études s'intéressent en priorité aux migrations de fluides dans les zones de failles, considérées comme les drains les plus efficaces. Ce n'est que très récemment que des études se sont intéressées à la perméabilité hydraulique des réseaux de fractures. Ces études montrent que notamment les joints ouverts en mode I (en tension) sont aussi de très bon drains, permettant aux fluides profonds ou superficiels d'entrer dans le système paléo-hydrologique des couches, qui apparaissait fermé avant le développement de ces joints, souvent liés au plissement (Fischer et al., 2009 ; Dewever et al., 2011 ; Evans et al., 2012).

Les conditions de pression, de température et de chimie du fluide définissent le système de fluides qui prend place dans une couche ou dans une structure. Reconstituer ces conditions représente un enjeu majeur pour les problématiques de modélisation des migrations de fluides et de leurs relations avec le plissement (Evans et Fischer, 2012). Le diagramme de la figure 1-2 récapitule les connaissances actuelles sur les relations complexes entre cinématique et mécanique du plissement et le système de fluides à l'échelle du pli. Réalisé à partir d'une synthèse de cas naturels, ce diagramme met en avant que la mobilité des fluides dépend principalement des paramètres physiques de l'encaissant (porosité et perméabilité). Ces paramètres contrôlent partiellement les paramètres du système de fluides (pression, température et chimie), qui sont aussi fortement influencés par la cinématique du plissement. Les relations montrent aussi que les fluides auront un impact important sur la mécanique de déformation des roches, et soulignent l'existence de nombreux rétrocontrôles qui complexifient les relations entre déformation et fluides.

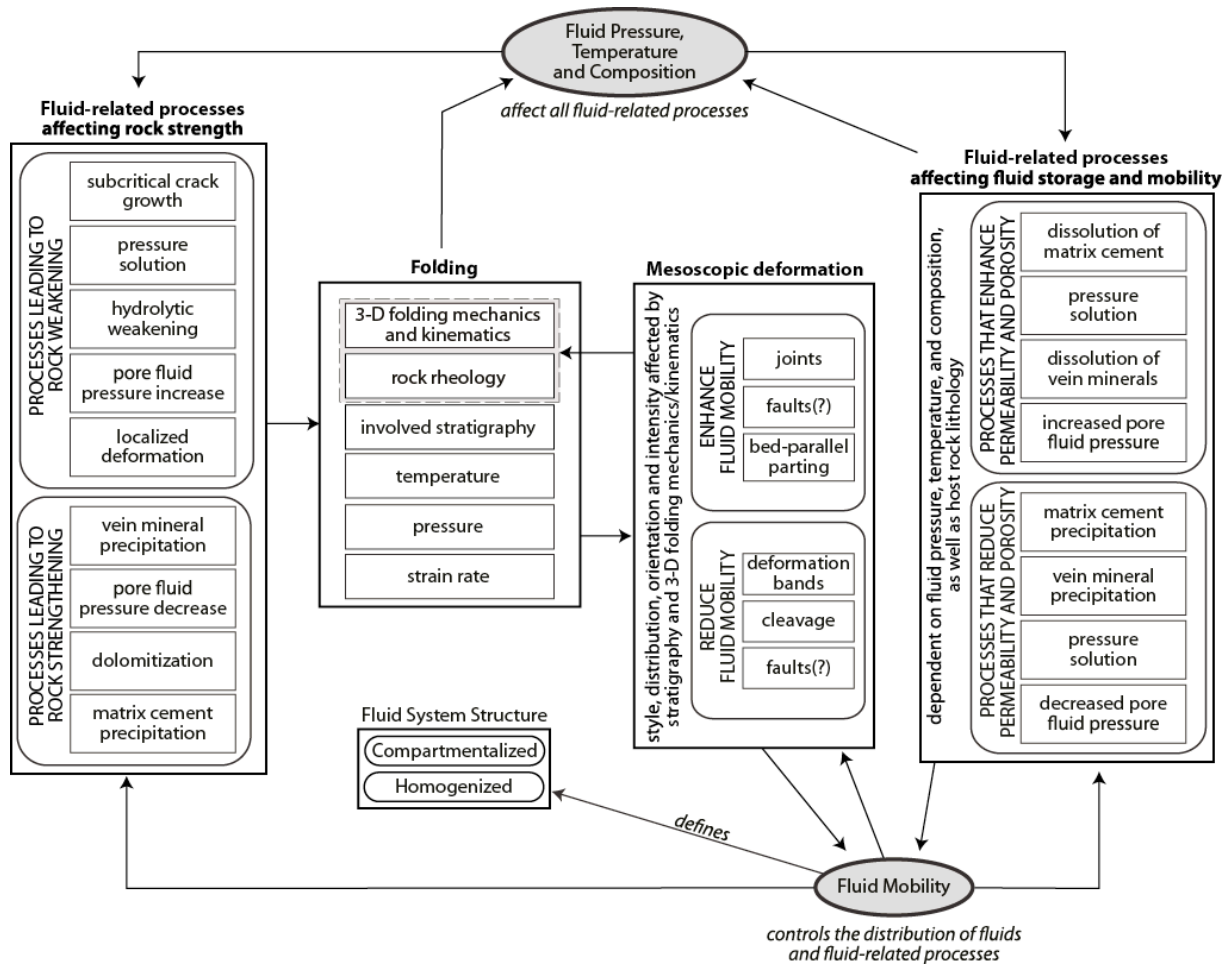


Figure 1-2 : Diagramme récapitulatif des paramètres et processus influençant les relations fluides-roches lors du plissement, proposé par Evans et Fischer (2012).

Figure 1-2 : Schematic representation of parameters and processes involved in fluid-rock interactions during folding, as proposed by Evans and Fischer (2012).

Ainsi, dans les plis, un cycle paléo-hydrologique alternant entre système fermé et stratifié et système ouvert est proposé par certains auteurs (e.g. Evans et Fischer, 2012), et une comparaison des cas naturels montre que l'unique point commun est le système qui, de chimiquement fermé avant la courbure des couches, devient chimiquement ouvert grâce aux joints développés lors de cette courbure. Dans les plis de décollement, on retrouve systématiquement un système de fluides stratifié, limité par des barrières imperméables qui peuvent être fracturées pendant le plissement et permettent alors des migrations verticales entre tous les réservoirs (Fischer et al., 2009) ou seulement entre les réservoirs superposés (Evans et al., 2012). Lorsque le pli est relié à une faille, on peut voir, par exemple dans les Pyrénées, des systèmes dont l'ouverture est reliée au moment d'activation du niveau de décollement sous le pli et qui implique des migrations depuis ce niveau de décollement (Travé et al., 2000). À plus grande échelle, plusieurs études proposent des migrations verticales locales de fluides provenant du socle dilués lors des migrations horizontales régionales dans la couverture sédimentaire, et cela même alors que les déformations tectoniques n'affectent que la couverture sédimentaire (Machel et Cavell, 1999 ; Al-Aasm et al., 2002), alors que d'autres

auteurs interprètent ces mêmes signatures géochimiques comme témoignant de l'altération des fluides locaux lors de l'enfouissement et de l'exhumation des couches (Vandeginste et al., 2012). Les études de migrations de fluides le long de chevauchements qui s'enracinent dans le socle illustrent le comportement complexe des failles, permettant à des fluides en provenance du socle de migrer de façon chenalisée sur le chevauchement de Gavarnie (Pyrénées espagnoles, McCaig et al., 2000) alors que le chevauchement voisin et contemporain du Mont Perdu semble avoir été imperméable à ces mêmes fluides (Lacroix et al., 2011). Cette perméabilité hydraulique localisée des fractures bien connectées dans la zone d'endommagement des failles (Faulkner et al., 2010) contraste avec la perméabilité hydraulique diffuse que montre un réseau de fractures bien connecté en surface d'un pli (Jolly et Cosgrove, 2003). L'évolution des fluides durant la croissance d'un pli est donc un sujet peu étudié et mal compris, du fait des nombreux modèles différents de plissement, dont la dynamique complexe est difficile à approcher. Comprendre en quoi les processus de plissement, de migrations de fluides et de la fracturation affectent les relations entre fluides et roches est donc indispensable pour proposer un modèle de relations fluides-déformations unificateur qui puisse rendre compte de la grande variabilité que présentent le peu de cas naturels étudiés (e.g. dans Bons et al., 2012 ; Evans et Fischer, 2012).

C'est dans ce contexte scientifique que se place la problématique générale de ce travail. La reconstruction des séquences de fracturation et des systèmes paléo-hydrologiques associés dans des plis sur faille de socle constitue une occasion unique de comprendre les relations fluides-déformations dans un bassin d'avant-pays déformé dans un style *thick-skinned*, où le socle est impliqué *via* la réactivation de failles héritées lors de la compression. Plusieurs questions seront abordées :

- Les minéralisations des fractures à méso- et micro-échelles distribuées dans le pli sont-elles plus représentatives du système de fluides qui affecte les couches lors du plissement que les minéralisations dans les zones de chevauchement ?
- Quels paramètres contrôlent la perméabilité hydraulique des joints ?
- Y a-t-il des changements de système hydrologique aux différentes étapes de la croissance d'un pli ?
- Y a-t-il une relation entre l'évolution structurale et les chemins de migrations ou les types de fluides ?
- Quels sont les fluides impliqués dans la couverture lorsque la déformation implique le socle ? Retrouve-t-on des indices montrant une migration dans le socle ? Peut-on en déduire des contraintes sur la géométrie profonde des failles de socle ?
- Y-a t-il un contrôle de la pression de fluides sur la réactivation des grandes failles de socle ?

- Retrouve t-on un modèle cohérent de migration de fluides dans un pli de socle valable à l'échelle du bassin ?
- Quel est le sens préférentiel de migration des fluides aux différentes échelles ?
- À partir de la reconstruction des migrations de fluides à l'échelle du bassin, est-il possible de proposer un modèle intégrant évolution cinématique et mécanique du pli et évolution de la circulation de fluides ?

Pour répondre à ces questions, les outils classiques de l'analyse géochimique des veines carbonatées ont été utilisés. L'isotopie stable de l'oxygène, du carbone et du strontium dans les veines et les matrices carbonatées est confrontée à la caractérisation minéralogique des veines par cathodoluminescence et à l'analyse microthermométrie des inclusions fluides dans le but de reconstituer les origines, chemins et degrés d'interactions avec les roches des fluides qui circulent dans les joints à l'échelle du pli. Une séquence de fracturation est donc réalisée et interprétée en phases de déformation utilisable pour contraindre le calendrier des migrations de fluides. Ce calendrier couvre donc la déformation antérieure et cinématiquement incompatible avec le plissement, la phase de plissement *sensu lato* (*s.l.*) et une phase postérieure et cinématiquement incompatible avec le plissement.

La combinaison de la caractérisation (micro-)structurale et géochimique des veines permet donc de tester l'impact du développement séquentiel des fractures sur la perméabilité des roches carbonatées, de comprendre les mécanismes de déformation qui influencent la paléo-hydrologie et de pouvoir discuter de l'impact des fluides sur l'expression de la déformation à l'échelle du pli et du bassin. D'un point de vue méthodologique, ce travail permet de tester la viabilité d'un changement d'échelle des interprétations paléo-hydrologiques et structurales de l'échelle de la fracture à l'échelle du bassin d'avant-pays, et de discuter des apports et limites des outils classiques de la géochimie dans la reconstruction de systèmes paléo-hydrologiques à grande échelle.

II. Objets étudiés

Afin de répondre aux questions posées, il convient d'étudier des réservoirs fracturés impliquant le socle et localisés dans un même bassin d'avant-pays. Les plis doivent présenter un réseau de fractures déchiffrable et accessible, comprenant des phases de fracturation antérieures et synchrones de la déformation entraînant le plissement. Pour accéder aux paléo-fluides, ces fractures doivent être minéralisées, les fluides et les fractures ayant un lien fort, d'un point de vue mécanique ou chimique. L'alternance entre formations imperméables (argiles/évaaporites) et formations perméables (carbonates/grès) permet en outre de tester l'existence et les interactions des différents réservoirs hydrologiques. La qualité d'affleurement

est donc un critère primordial. Enfin, de manière à pouvoir négliger l'impact de la diagénèse précoce sur les propriétés physico-chimiques des roches étudiées, les phases de fracturation doivent être largement postérieures à la sédimentation et à la compaction des couches.

Le choix des objets étudiés s'est porté sur le **bassin du Bighorn** (BHB, Wyoming, USA), localisé dans l'avant-pays Sevier (Jurassique-Crétacé) et qui est intégré à la chaîne plissée des Rocheuses laramiennes (Crétacé Supérieur-Paléocène). Cadre historique de la géologie américaine (e.g. Darton, 1905 ; Armstrong et al., 1965 ; Thomas et al., 1965 ; Stone et al., 1967 ; Stearns, 1971), la stratigraphie a été étudiée en détails par de nombreux auteurs, et l'évolution diagénétique des principales formations a fait l'objet de plusieurs études (Katz et al., 2006 ; Barbier et al., 2012a, b). Dans ce bassin, l'hydrographie et le climat continental permettent de très bonnes conditions d'affleurement sur des plis à cœur de socle intensément fracturés localisés sur les bordures du bassin. Six structures parmi les plus accessibles et représentatives de la déformation dans le bassin ont été choisies. Sur chacune de ces structures, la fracturation a été étudiée, la séquence a été établie sur la base des relations chronologiques, et des prélèvements de veines et de matrices ont été réalisés. Deux structures ont été intensivement étudiées, et quatre autres ont servi de points de comparaison lors du changement d'échelle. Les deux structures principales sont localisées de part et d'autre du bassin, il s'agit de l'anticlinal de Sheep Mountain (SMA) à l'est et de l'anticlinal de Rattlesnake Mountain (RMA) à l'ouest.

L'anticlinal de Sheep Mountain (Fig. 1-3 a) est un anticlinal asymétrique à cœur de socle qui offre une qualité d'affleurement exceptionnelle, notamment au niveau du canyon creusé par la *Bighorn river*. Cet analogue de réservoir plissé fracturé, proche de zones d'exploitations pétrolières et minières, est l'objet qui offrait le cadre microstructural le mieux contraint avant notre étude (Harris et al., 1960; Johnson et al., 1965; Bellahsen et al., 2006a,b; Amrouch et al., 2010a, b; Savage et al., 2010) et dont la cinématique est aussi bien connue. Les couches sédimentaires permo-carbonifères qui affleurent forment la majeure partie de l'unité compétente dans une série globalement argileuse (Hennier, 1984). Grâce à la compréhension du réseau de fractures, SMA a été la première cible de ce travail de thèse, et a permis de tester le protocole géochimique utilisé pour répondre à certaines problématiques valables à l'échelle du pli. Néanmoins, en raison d'un manque d'imagerie géophysique, la géométrie profonde de SMA est aujourd'hui encore sujette à débat.

L'anticlinal de Rattlesnake Mountain (Fig. 1-3 b) est un anticlinal asymétrique archétype du *draped fold* (Stearns, 1978). Ses dimensions en font le plus grand anticlinal du bassin, et l'érosion due à la *Shoshone River* met à l'affleurement la même série stratigraphique qu'à SMA et qui s'étend même en deçà, jusqu'au socle précambrien. On peut donc accéder au socle cristallin et au chevauchement qui a entraîné ce pli forcé. La structure de ce pli a servi de

base à la description des plis des Rocheuses américaines et à la proposition de modèles cinématiques du plissement sur faille de socle (Stearns, 1978 ; Erslev, 1991). Si les conditions d'affleurement sont moins bonnes qu'à SMA sur l'ensemble du pli, l'accès possible à la colonne stratigraphique complète fait de ce pli un formidable laboratoire d'étude des circulations de fluides verticales et aux alentours du drain supposé majeur qu'a pu être le chevauchement. En revanche, le cadre microstructural, bien qu'étudié (Erslev, 1995 ; Neely et Erslev, 2009), n'avait jamais été aussi clairement compris qu'à SMA.

En plus de ces deux plis, pour étendre la paléo-hydrologie à l'échelle du bassin et pour avoir de meilleures contraintes sur les relations fluides-déformations, l'évolution (micro-) structurale et paléo-hydrologique de quatre autres structures à cœur de socle a été étudiée. Ces études moins intensives se sont concentrées sur un trait de coupe plutôt que sur l'ensemble du pli, et la construction des séquences de fracturation s'est appuyée sur celles reconstruites à RMA et SMA, où beaucoup plus de mesures ont été effectuées.

L'anticlinal de **Little Sheep Mountain** (LSMA) est un anticlinal asymétrique localisé au Nord de SMA (Fig. 1-3 c), cette structure présente les mêmes formations permocarbonifères et la même qualité d'affleurement que SMA, notamment dans le canyon creusé par la *Bighorn River*.

L'anticlinal d'**Elk Basin** (EB) est situé dans la partie nord du bassin, à la frontière avec le Montana (Fig. 1-3 d). C'est un anticlinal arqué, asymétrique lié au chevauchement d'Elk Basin (Stone, 1993) qui met à l'affleurement des couches crétacées à paléocènes. Réservoir pétrolier actuellement exploité, cette structure et les micro-structures associées ont été étudiées dans la littérature (Engelder et al., 1997), et de l'imagerie sismique permet de discuter la géométrie du socle (Stone, 1993).

Localisé dans la partie sud-est du BHB, l'anticlinal de **Paintrock** (PA) est le pli de plus faible longueur d'onde et de plus basse amplitude du bassin (Fig. 1-3 e). Malgré une asymétrie peu marquée, il est interprété comme un anticlinal à cœur de socle sur des arguments d'imagerie sismique et de données de forage (Stone, 1987 ; 2003). La qualité d'affleurement ne permet d'accéder qu'aux couches d'âge Jurassique et Crétacé localisées sur la terminaison périclinale sud de la structure.

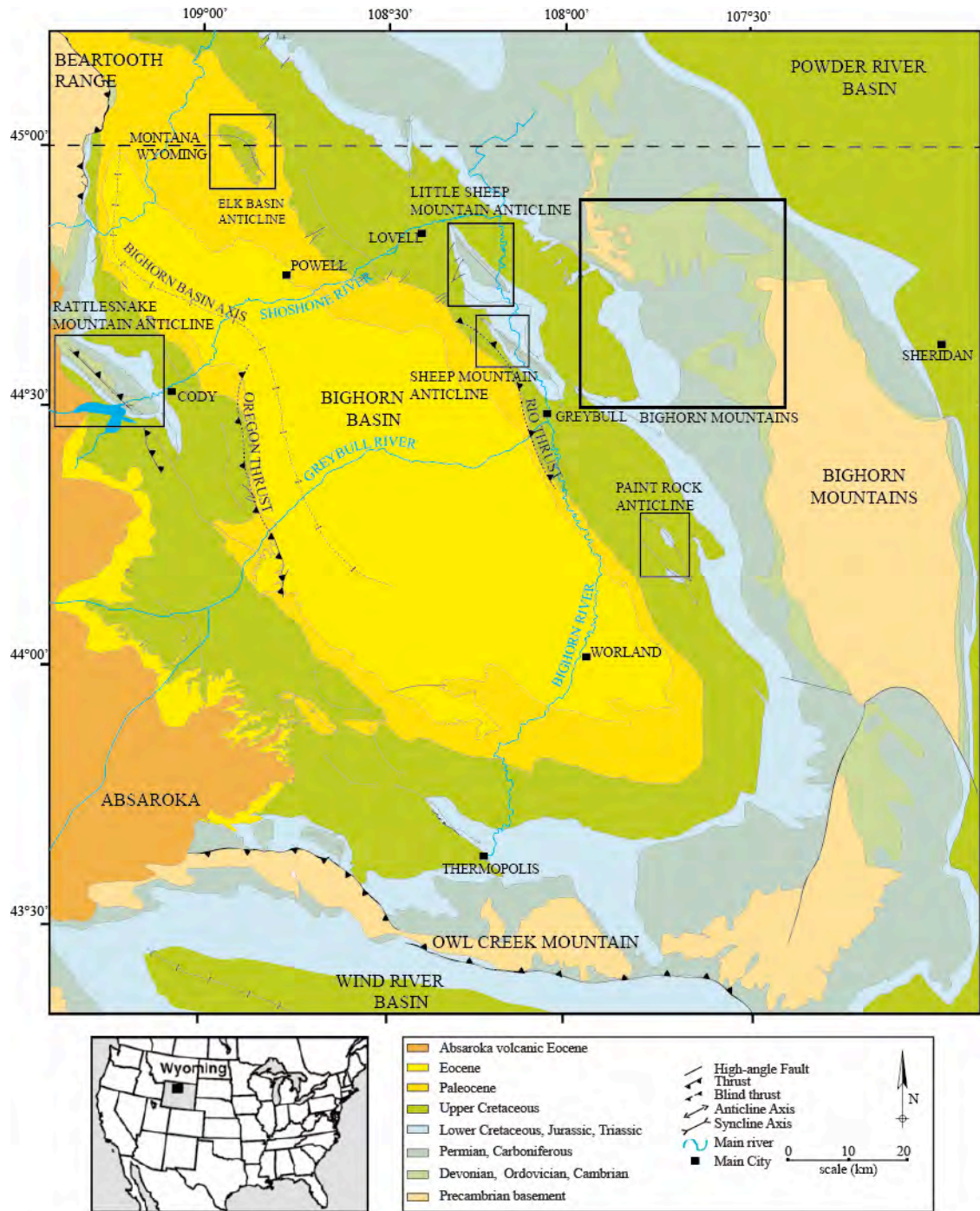


Figure 1-3 : Carte géologique du bassin du Bighorn, Wyoming, Montana, USA. Sont reportés les structures limitant le bassin et les noms des bassins voisins. Les structures étudiées sont localisées par des encadrés. Carte réalisée d'après les travaux de Darton, 1905 ; Andrew et al., 1947 ; Love et Christiansen, 1985.

Figure 1-3 : Geological map of the Bighorn basin, Wyoming-Montana, USA. Border structures are named on the map along with closest basins. Labelled black boxes locate studied structures. Map compiled from Darton, 1905 ; Andrew et al., 1947 ; Love and Christiansen, 1985.

Afin d'avoir une image la plus complète possible de la paléo-hydrologie à l'échelle du bassin, l'arche laramienne qui limite le BHB à l'est a été partiellement étudiée. Les **Bighorn Mountains** (BHM) constituent un haut-de-socle où l'accès à la série stratigraphique du Précambrien au Permien est possible dans la partie Nord-Ouest qui a été étudiée (Fig. 1-3 f).

Étant une structure dont la mise en place a isolé le bassin, BHM est un bon candidat pour observer l'influence qu'a pu avoir la structuration du bassin sur la paléo-hydrologie des plis voisins (SMA, LSMA, PA) ou à l'échelle du bassin.

En plus d'offrir les conditions requises pour traiter les questions thématiques, l'étude du BHB permet de répondre à des problématiques régionales, dont voici les lignes principales :

- Quelles sont les sources des fluides impliqués lors de la déformation ? Quelles structures/formations ont pu servir de chemins de migrations ?
- Y a-t-il un impact de l'évolution de la chaîne plissée Sevier et Laramide sur la déformation et sur les fluides circulant dans le bassin ? Quel est le rôle de la transition de style structural entre thin- et thick-skinned ?
- Peut-on remonter à un calendrier de la formation du bassin à partir des séquences de fracturation et de la paléo-hydrologie ? Les structures se sont-elles formées en séquence ?

Chapitre 2 - État de l'art : Les Relations entre Plissement, Fracturation, et Circulations de fluides

I. Relations entre plissement et fracturation

A. Mécanisme du plissement

Le plissement est un des principaux mécanismes d'accommodation de la déformation, les structures plissées sont étudiées pour leur géométrie et pour la cinématique de la déformation (Ramsay, 1967 ; Suppe, 1985 ; Mitra, 2003) et sont des objets témoins de l'évolution structurale des orogènes (Price et Cosgrove, 1990). Aussi, la compréhension des relations entre plissement des couches et fracturation est particulièrement importante dans la reconstruction des déformations affectant une chaîne plissée et un bassin d'avant-pays (e.g. Van Geet et al., 2002 ; Tavani et al., 2006, 2008 ; Bellahsen, 2006a, b ; Ahmadhadi et al., 2008 ; Lacombe et al., 2011 ; Quinta et Tavani, 2012). Une revue exhaustive des objets et des mécanismes intervenant dans les relations entre plissement et fracturation est alors nécessaire.

B. Sollicitation du plissement

Il existe trois mécanismes qui peuvent initier ou développer le plissement (Fig. 2-1 ; Suppe, 1985): le fléchissement (*bending*, Fig. 2-1 a) qui accompagne une poussée verticale sur les couches, qui peut être dû à la présence d'une faille sous jacente, le flambage (*buckling*, Fig. 2-1 b) qui est facilité par les contrastes lithologiques dans les milieux multicouches, et l'amplification passive de plis préexistants (*passive amplification*, Fig. 2-1 c). Ces mécanismes d'initiation sont le plus souvent contemporains les uns des autres. Dans les avant-pays des

orogènes, les mécanismes du flambage et du fléchissement peuvent être actifs lors de la formation des plis, l'amplification passive étant un mécanisme s'appliquant dans le domaine ductile. De nombreux autres facteurs, sur lesquels nous reviendrons, entrent en jeu pour déterminer la forme finale du pli.

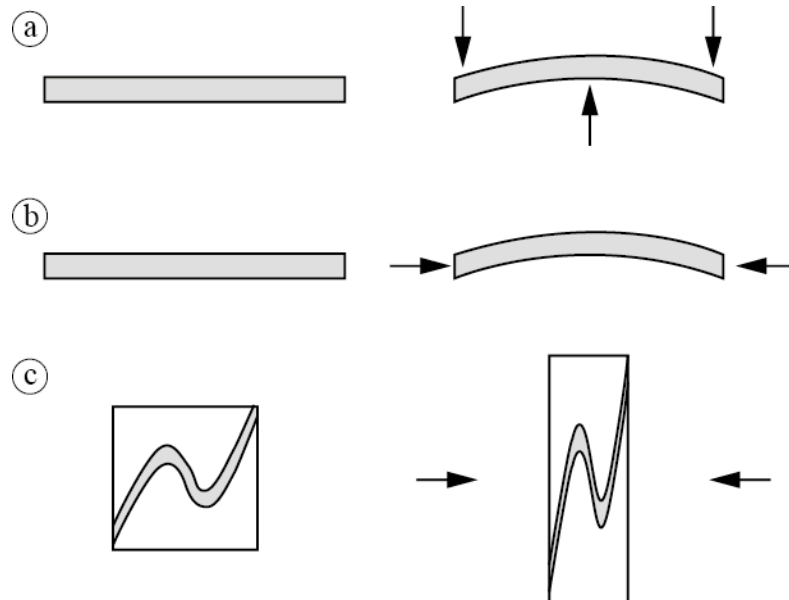


Figure 2-1 : Principaux mécanismes de sollicitation du plissement (modifié d'après Suppe, 1985) : a) le fléchissement ; b) le flambage ; c) l'amplification passive des structures préexistantes

Figure 2-1: Main folding mechanisms (after Suppe, 1985) : a) bending, b) buckling, c) passive amplification.

C. Le plissement

1. Croissance des plis

Plusieurs mécanismes de croissance des plis ont été décrits et sont en compétition (Suppe, 1985 ; Jamison, 1987 ; Chester et Chester, 1990 ; Mitra, 1990 ; Suppe et Medwedeff, 1990 ; Mosar et Suppe, 1992 ; Mercier et al., 1997), ils sont récapitulés sur la figure 2-2 (Mitra, 2002b). Ces mécanismes sont l'allongement des flancs sans charnière fixe, ce qui permet aux couches de conserver leur épaisseur pendant la rotation (Fig. 2-2 b) ; la rotation des flancs avec des charnières fixes, ce qui entraîne un cisaillement interne dans les couches (Fig. 2.2 c). La croissance des plis se fait aussi par allongement progressif de segments de flanc, nécessitant le développement de plusieurs charnières qui migrent en conservant l'épaisseur des couches (Fig. 2-2 d) et la rotation progressive de segments de flanc qui nécessite deux charnières fixes ; dans ce dernier modèle, les couches subissent un amincissement dû à du cisaillement interne (Fig. 2-2 e).

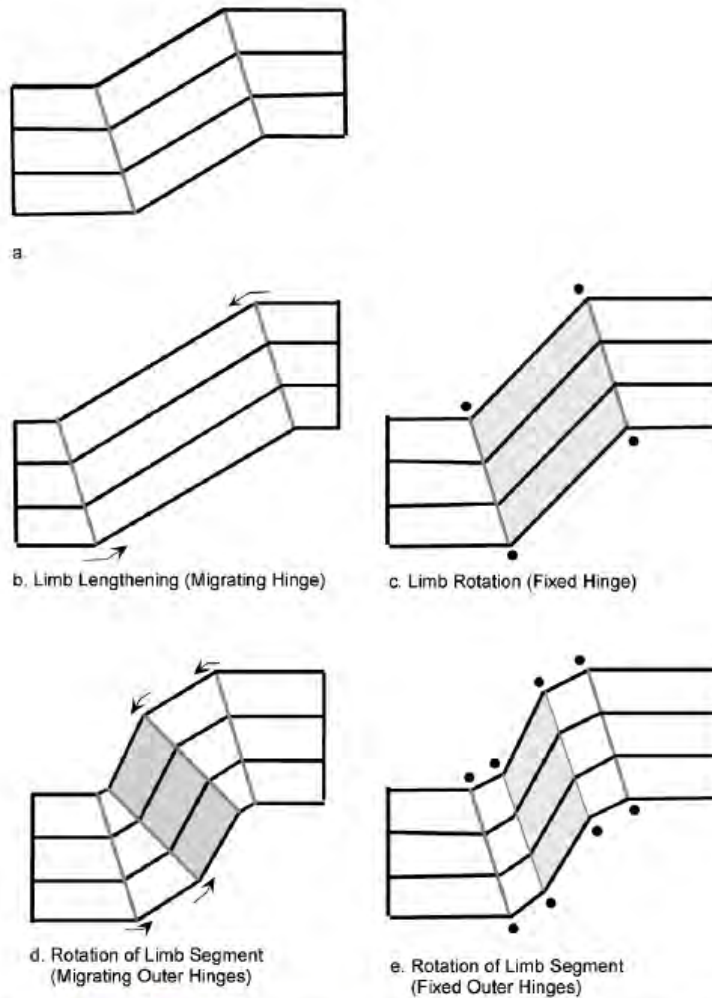


Figure 2-2: Mécanismes de croissance de pli. a) stade initial des couches plissées ; b) modèle d'allongement des flancs avec une charnière fixe et une conservation de l'épaisseur des bancs ; c) modèle de croissance par rotation des flancs, où la charnière est fixe et où les couches sont cisailées; d) modèle de croissance par rotation de segments de flancs, avec une migration des charnières; e) Modèle de croissance par rotation de segments de flancs sans la migration des charnières, mais avec un fort cisaillement d'un segment de flanc. Les parties grisées subissent du cisaillement interne (Mitra, 2002b).

Figure 2-2: Mechanisms of fold growth. a) initial geometry with folded strata ; b) Limb lengthening model with migrating hinges and conservation of initial strata thickness ; c) Limb rotation model with a fixed hinge and strata shearing ; d) Rotation of limb segment model with migration of outer hinges ; e) Rotation of limb segment model with fixe outer hinges and a strong shear in limbs (Mitra, 2002b).

Il faut noter que si les dépôts sédimentaires synchrones du plissement ne sont plus accessibles, il reste très peu d'indices permettant de déterminer si la charnière d'un pli a migré lors de la croissance du pli et quelle peut être l'ampleur de cette migration (Bellahsen et al., 2006b ; Mercier et al., 2007). Retrouver de fractures liées à l'extrados dans les flancs peut être de bons indices, car si en trouver n'implique pas une forte courbure, leur absence implique que les couches n'ont pas été courbées durant le plissement, permettant théoriquement d'envisager un modèle cinématique à charnière fixe. Les cas où une telle distribution localisée uniquement à la charnière étant rares, trouver des indices permettant de contraindre

l'évolution cinématique des plis indépendamment des formations sédimentaires reste un objectif important.

2. Les types de plissement

Pour cette étude, nous avons choisi de distinguer les plis sur le critère structural de la nature de la zone de faiblesse à l'origine du plissement en 2 groupes : les plis sur failles et les plis de décollement. Si une discontinuité est présente ou se crée, le plissement sera passif le long de ce plan et donc dit forcé sur faille (Fig. 2-3 a, b ; e.g. Dahlstrom, 1969 ; Elliott, 1976 ; Suppe et Medwedeff, 1984 ; Tavani et al., 2006), en revanche, lors de la même compression, la présence en profondeur d'une couche ductile peut entraîner un décollement des couches supérieures sans qu'il y ait nécessairement une faille (Fig. 2-3 c ; e.g. Davis et Hyndman, 1989). Les plis étudiés dans le bassin du Bighorn sont tous des plis impliquant du socle et forcés sur faille, aussi, cette synthèse sera principalement consacrée aux plis sur faille de socle.

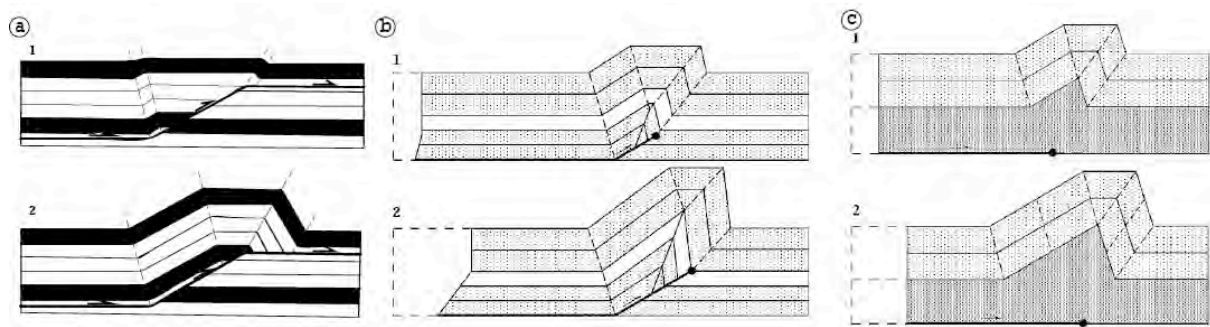


Figure 2-3 : Cinématique et géométrie des 3 types de plis. a) pli cintré sur rampe (fault-bend folding, Suppe, 1983) ; b) pli de propagation de faille de socle (fault-propagation folding, Suppe et Medwedeff, 1990) ; c) pli de décollement (detachment folding, Wallace and Hozma, 2004).

Figure 2-3 : Kinematic and geometry of folds : a) fault-bent fold (Suppe, 1983) ; b) basement fault-propagation fold (Suppe et Medwedeff, 1990) ; c) detachment fold (Wallace and Hozma, 2004).

2.1. Les plis forcés sur faille de socle

Modèles géométriques

Les plis forcés sont définis comme des structures dont la forme finale est contrôlée par une hétérogénéité en profondeur (Stearns, 1968). Ainsi, il existe une classification des plis forcés qui se base sur la géométrie de ces objets et qui relie la morphologie observée aux structures sous-jacentes (Fig. 2-4). Dans un contexte extensif, la présence d'une faille normale entraînera une dépression qui sera drapée par les couches sédimentaires, formant un pli de fléchissement (Fig. 2-4 a) ou un pli en *roll-over* si la faille est listrique (Fig. 2-4 b). Dans un contexte compressif, la propagation d'une faille inverse affecte les couches qui forment un pli drapé (Fig. 2-4 c), alors que la présence d'une rampe entre deux niveaux de faiblesse horizontaux engendrera un pli de cintrage sur rampe (Fig. 2-4 d). Contrairement aux plis drapés qui résultent du mouvement d'un bloc rigide de socle, les plis en *roll-over* ou de

cintrage sur rampe se forment en réponse au changement d'angle entre les plans de glissement.

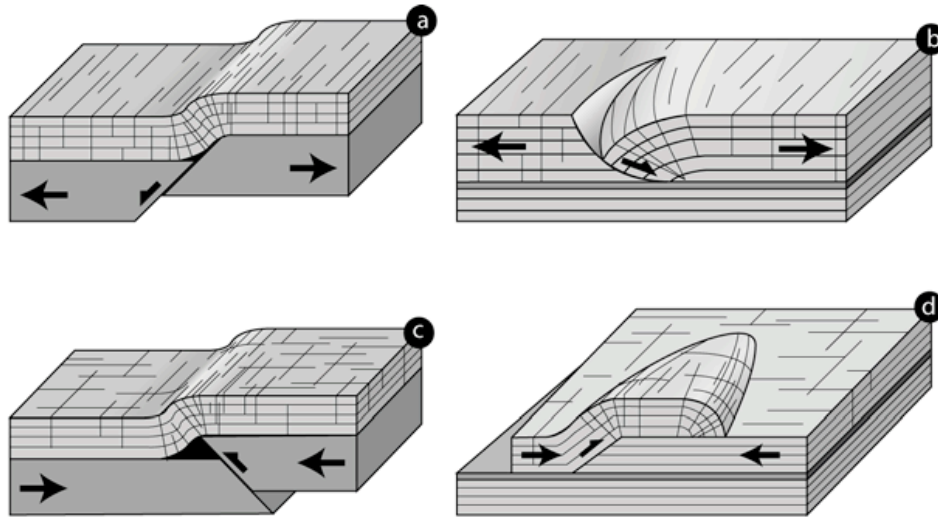


Figure 2-4 : Exemples de plis passifs et réseau de fractures associé : a) pli drapé sur faille normale ; b) pli sur faille listrique (Roll-over) ; c) Pli drapé sur faille inverse ; d) pli de cintrage sur rampe (Bazalgette, 2004).

Figure 2-4 : Examples of passive folds' geometry and kinematic, along with associated fracture networks : a) draped fold on normal fault ; b) Roll-over type fold ; c) draped fold on thrust ; d) Ramp anticline (Bazalgette, 2004).

Modèles cinématiques

Pour compléter cette classification purement géométrique des plis, il existe plusieurs modèles cinématiques expliquant la déformation dans la couverture et la morphologie des couches dans le cas d'un plissement forcé où le socle est impliqué dans un contexte compressif (Fig. 2-5). Les différences entre ces modèles se situent surtout au niveau de la distribution des déformations dans la couverture sédimentaire, la déformation dans le socle sera abordée plus loin (section 4 du présent chapitre). Le modèle *trishear* a été développé par Erslev (1991) pour les plis du bassin du Bighorn (Wyoming, USA), qui est le bassin sur lequel a été réalisé ce travail. Le *trishear* est défini comme une zone de cisaillement triangulaire située au-dessus de l'extrémité de la faille et dans laquelle la déformation est distribuée (Fig. 2-6). Ce mécanisme est utilisé pour expliquer le plissement des couches de la couverture sédimentaire au dessus de la zone de propagation d'une faille de socle (Fig. 2-5 A). Il implique nécessairement une propagation du plissement contemporaine de la propagation du chevauchement, la faille étant le point de départ de cette zone de cisaillement triangulaire. Dans le modèle initial (Fig. 2-5), l'apex du triangle cisailant est considéré comme étant à l'interface socle-sédiment (Erslev, 1991). Des modélisations récentes proposent que ce triangle ait un apex situé à l'extrémité supérieure de la faille même si celle-ci est localisée dans le socle (Bump, 2003). Dans la zone triangulaire, le cisaillement entraîne un étirement des couches profondes et un allongement

des couches les plus superficielles (Fig. 2-6). Au contraire, le modèle de *kink* (Suppe et Medwedeff, 1984 ; Narr et Suppe 1994) respecte une conservation des longueurs et des épaisseurs des couches de la couverture (Fig. 2-5 B). Le modèle de *kink* permet d'expliquer la géométrie des plis forcés sur faille, mais ne permet pas d'expliquer la répartition de la déformation observée. Enfin, Mitra et Mount (1998) proposent deux modèles qui prennent en compte que les couches sédimentaires peuvent être couplées (Fig. 2-5 C) ou découplées (Fig. 2-5 D) du socle. Cela entraîne une zone de déformation triangulaire dans le premier cas et une zone de déformation plus rectangulaire dans le second, avec une conservation de l'épaisseur des couches.

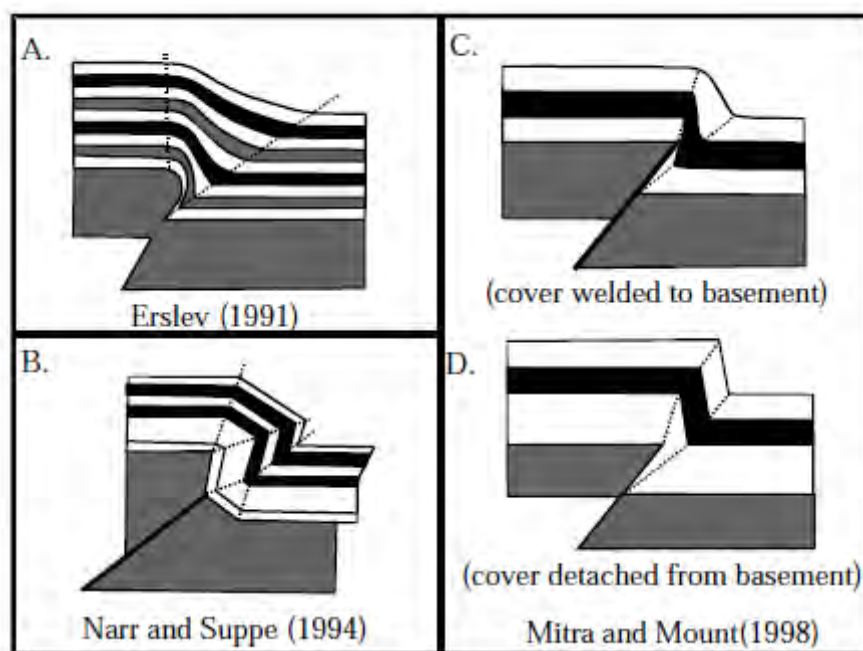


Figure 2-5: Modèles cinématiques de plis forcés à cœur de socle, ces modèles mettent l'accent sur les déformations de la couverture dans le cas où la faille reste dans le socle (Johnson et Johnson, 2002a). A - Modèle trishear (Erslev, 1991), B - Modèle en kink-band, (Narr et Suppe, 1994), C et D - Modèles prenant en compte un comportement solidaire de la couverture (C) ou un comportement indépendant (D) (Mitra et Mount, 1998).

Figure 2-5 : Models of basement-cored, forced folds stressing the distribution of deformation in cover rocks (dotted lines) assuming that basement fault plane stuck in basement rocks (Johnson and Johnson, 2002a). A - Trishear model (Erslev, 1991) ; B - Kink-band model (Narr and Suppe, 1994) ; C-D - Models considering a cover welded to basement (C) or detached from basement (D) during folding.

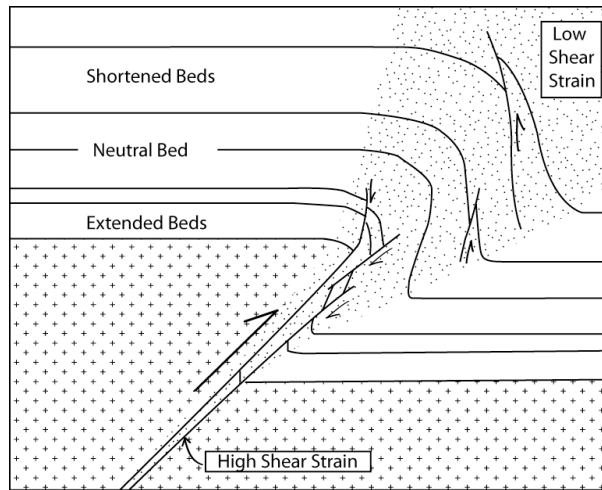


Figure 2-6 : schéma conceptuel de la triangular shear zone par Erslev et Rogers, 1993

Figure 2-6 : Kinematic model of trishear showing repartition of strain in the cover rocks (dot pattern) (Erslev and Rogers, 1993)

Les modèles cinématiques et mécaniques présentés ci-dessus s'intéressent à la déformation dans la couverture, dont la distribution est directement liée à la géométrie de la faille de socle sous-jacente. De ce point de vue, il faut remarquer que les auteurs représentent toujours la déformation dans le socle comme localisée sur une faille, alors qu'il la distribue dans la couverture, ce qui s'explique par un fort contraste de lithologie. Ce constat soulève donc une question sur le possible impact d'une distribution de la déformation dans le socle pour la géométrie et la cinématique des plis à cœur de socle, qui sera discutée dans la partie I.4 du présent chapitre.

Modèles mécaniques

Les modélisations mécaniques de Johnson et Johnson (2002b) montrent que les plis à cœur de socle sont influencés par d'autres paramètres tels que l'anisotropie des couches ou encore la géométrie de la faille de socle. Ces modèles montrent que la zone de déformation ainsi que la géométrie finie du pli seront très différentes selon l'évolution de ces paramètres, avec un épaississement des flancs localisé en différents endroits, modélisant ainsi les plis en *kink* et en *tri-shear*. La transmission de la déformation du socle vers la couverture, permettant la propagation du chevauchement, dépend de la lithologie et des conditions physico-chimiques syn-déformation (McConnell et Wilson, 1993). Les modèles mécaniques prévoient un changement d'épaisseur des unités sus-jacentes pendant le plissement, contrôlé par la viscosité des formations.

2.2. Les plis de décollement

Les plis de décollement sont très largement représentés dans la nature (e.g. Pyrénées, Zagros), et de nombreux modèles cinématiques ont été proposés pour expliquer la formation des plis de décollement, notamment pour rendre compte des problèmes rencontrés pour équilibrer ces plis en longueur et en épaisseur. Le modèle proposé par DeSitter (1964) propose que le pli se développe très tôt par rotation des flancs et atteigne rapidement sa longueur

d'onde maximale, ce qui implique un mécanisme d'initiation proche du flambage. Ce modèle, qui ne précise pas la localisation du niveau de décollement, a été qualifié de cinématiquement inadmissible par Dahlstrom (1990). Ce dernier propose un modèle d'évolution plus simple à équilibrer. Selon ce modèle, les plis de décollement accommodent l'essentiel de la déformation par migration des charnières des anticlinaux et des synclinaux formés. Ce modèle nécessite donc un mouvement constant des flancs reliant ces charnières, Dahlstrom (1990) propose donc un mécanisme de rotation. Néanmoins, les modélisations analogiques ne confirment pas ce modèle car les plis se développent entièrement par migration de la charnière du synclinal (Mitchell et Woodward, 1988). Trois modèles récapitulatifs ont été proposés par Poblet et McClay (1996) et par Poblet et al. (1997) ; le premier considère une rotation des flancs comme mécanisme primaire, le second considère la migration des charnières des synclinaux comme mécanisme primaire, et enfin le troisième modèle combine ces deux mécanismes. Selon Mitra (2003), ce dernier modèle est acceptable, mais il reste à préciser l'importance relative entre les deux mécanismes. L'auteur propose que le pli se développe très rapidement pour atteindre sa longueur d'onde maximale par rotation des flancs.

3. Les phases du plissement

Dans tous les types de plis, trois phases distinctes affectent les couches dans le même champ de contrainte à l'origine du **plissement *sensu lato*** (e.g. Tavani et al., 2006). Ainsi, la **phase précoce du plissement** est caractérisée par un raccourcissement parallèle aux couches (**Layer Parallel Shortening ou LPS** par la suite). Cette phase *LPS* peut accommoder entre 10% et 30% du raccourcissement total enregistré dans les chaînes plissées (Mitra, 1994, Koyi et al., 2003) par glissement banc sur banc, fracturation, déformation interne ou pression-dissolution. Il est communément admis que ces mécanismes puissent prévaloir lorsque le basculement des couches est minime, mais une récente étude souligne le développement de stylolites dont le plan est perpendiculaire aux couches durant le basculement de celles-ci (Tavani et al., 2012). Tavani et al. (2006) proposent donc de distinguer la phase **LPS précoce** qui a lieu lorsque les couches sont tabulaires ou très faiblement inclinées de la phase du **LPS syn-pli**, qui traduit la période où le glissement flexural des couches est efficace malgré que les couches soient basculées. Lorsque le basculement est effectif, on entre dans la phase **syn-plissement *sensu stricto***, où le pli macroscopique se forme et où une fracturation liée à la courbure se développe préférentiellement à la charnière (voir section II). La phase **tardive du plissement *s.l.*** est la phase de serrage tardif du pli (**Late Stage Fold Tightening ou LSFT**).

Dans ce mémoire, cette sémantique sera utilisée, à laquelle s'ajoute les phases **anté-pli** et **post-pli**, qui désignent respectivement les phases tectoniques (*i.e.* avec des champs de contraintes différents) qui précèdent et qui suivent la phase tectonique à l'origine du pli.

D. Les fractures dans les plis

Dans le domaine cassant, le plissement est accompagné de mécanismes à plus petite échelle qui accommodent aussi une grande partie de la déformation : les failles, les fractures et, dans les strates carbonatées, les stylolites tectoniques et les macles de la calcite (Evans et al., 2003 ; Marfil et al., 2005 ; Evans et Elmore, 2006 ; Graham, 2006 ; Lacombe, 2007). Ces mécanismes d'accommodation de la déformation sont distribués tant spatialement que temporellement, avec des différences entre la phase précoce du plissement et le syn-*pli s.s.*, même si peu de travaux permettent de comprendre le changement d'échelle entre structure et micro-structures (sauf Frizon de Lamotte et al., 1997 ; Parès et van der Pluijm, 2002 ; Evans et al., 2003 ; Louis et al., 2006 ; Bellahsen et al., 2006b, Tavani et al., 2006 ; Amrouch et al., 2010b). Car les fractures enregistrent plusieurs étapes du plissement *s.l.*, la compréhension des modèles cinématiques du plissement a permis de proposer différents modèles de distribution des déformations lors du plissement, (Couzens et Dunne, 1994 ; Fischer et Anastasio, 1994 ; Hennings et al., 2000 ; Storti et Salvini, 2001 ; Craddock et Relle, 2003 ; Tavani et al., 2006 ; Bellahsen et al., 2006 a, b).

1. Mécanisme de propagation des fractures

Il existe 3 modes de propagation de la fracturation (Fig. 2-7 a), une fracture qui se propage en **mode I (ou ouverture)** est issue d'une tension pure dans les premiers mètres sous la surface et d'une tension effective en profondeur, les **modes II (cisaillement)** ou **III (déchirure)** sont définis par une propagation parallèle ou perpendiculaire au plan de fracture, respectivement. L'état mécanique traduit sur le diagramme de Mohr est présenté en figure 2-7 b. La caractérisation d'une fracture ouverte en mode I permet de reconstituer partiellement la direction du champ de contrainte responsable de son ouverture. En effet, le plan de propagation des fentes de tension est orthogonal à la contrainte minimale et par extension est parallèle à la contrainte horizontale maximale σ_H dans l'hypothèse d'un champ de contraintes qui respecte le modèle d'Anderson (1951). Dans un diagramme de Mohr, cela se traduit par la tangence du cercle dans le domaine en tension avec une valeur nulle de la contrainte cisailante (τ , Fig. 2-7 b-1). Les fractures en tension peuvent aussi se propager avec une composante cisailante (mode mixte I+II), ce qui se représente sur un diagramme de Mohr par la tangence du cercle avec la courbe de Griffith (Fig. 2-7 b-2). Les modes de propagation II et III sont plutôt reliés aux failles, et l'analyse géométrique du plan de fracture ne suffit plus pour interpréter l'orientation des contraintes. Il existe des modèles alternatifs de propagation des failles, l'un d'eux proposant qu'elles acquièrent leur longueur finale instantanément (Walsh et al., 2002). Quoiqu'il en soit, les modes de propagation des failles se traduisent sur le diagramme de Mohr par la tangence du cercle avec la courbe de Mohr-Coulomb.

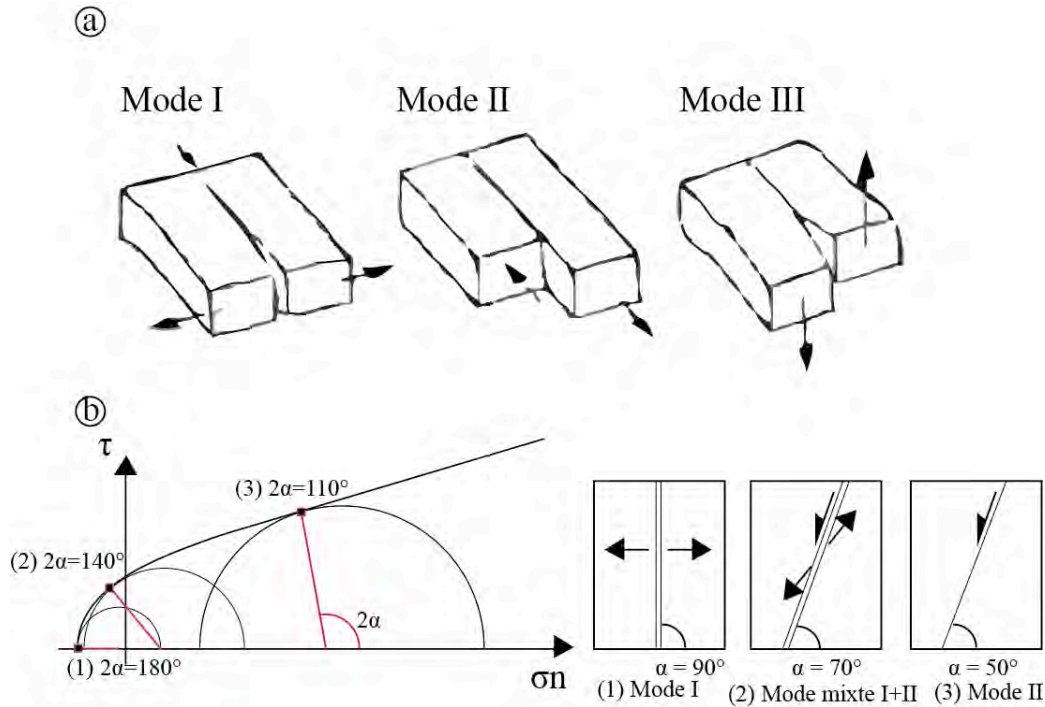


Figure 2-7: Développement de la fracturation . a) Les différents modes de propagation de la fracturation ; le mode I représente l'ouverture, le mode 2 le cisaillement et le mode 3 la torsion. b) Représentation de l'état mécanique sur diagramme de Mohr des différents modes de fractures (modifié d'après Bons et al., 2012).

Figure 2-7: Fracture development. a) End member modes of propagation of fractures : mode I is pure opening, mode II is pure shearing and mode III is tearing. b) Mohr diagram representing mechanic contexts for fracture development (after Bons et al., 2012).

2. Nomenclature

Dans ce mémoire, le terme **fracture** est employé pour désigner toute hétérogénéité planaire dans la roche. On distingue les **joints** des **fractures mixtes**, les premières témoignant d'une ouverture en mode I (en tension) quand les secondes témoignent d'un mode mixte I+II. Lorsque les fluides ont précipité dans les fractures, le terme **veine** est utilisé pour les joints minéralisés et le terme de **fracture mixte minéralisée** désigne les fractures en mode mixte I+II minéralisées. Lorsqu'un mouvement relatif significatif aura été déterminé dans le plan de la fracture, on parlera de **faille**. Afin de relier les fractures à un état de contrainte, on les regroupe en **familles ou sets** (voir chapitre 4, section I).

3. Les failles d'accommodation du plissement

Les failles d'accommodation des plis sont des failles secondaires qui se forment afin d'accommoder les variations d'espace dues aux déformations entraînées par le plissement des couches. Il en existe 4 types principaux (Mitra, 2002a): (i) les chevauchements hors-synclinal (Fig. 2-8 a) ou intra-anticlinal (Fig. 2-8 b), qui sont liés à un rayon de courbure inférieur à

l'épaisseur des couches ; (ii) les chevauchements en biseaux qui se forment à cause d'hétérogénéités rhéologiques des couches (Fig. 2-8 c, d) ; (iii) les chevauchements dans les flancs qui accommodent soit l'espace disponible (Fig. 2-8 e), soit la déformation que le plissement ne peut plus accommoder (Fig. 2-8 f), soit le cisaillement dans le flanc avant des plis asymétriques (Fig. 2-8 g) ; (iv) les rétro-chevauchements qui se développent généralement d'un point courbe de la faille à l'origine du pli (Fig. 2-8 h).

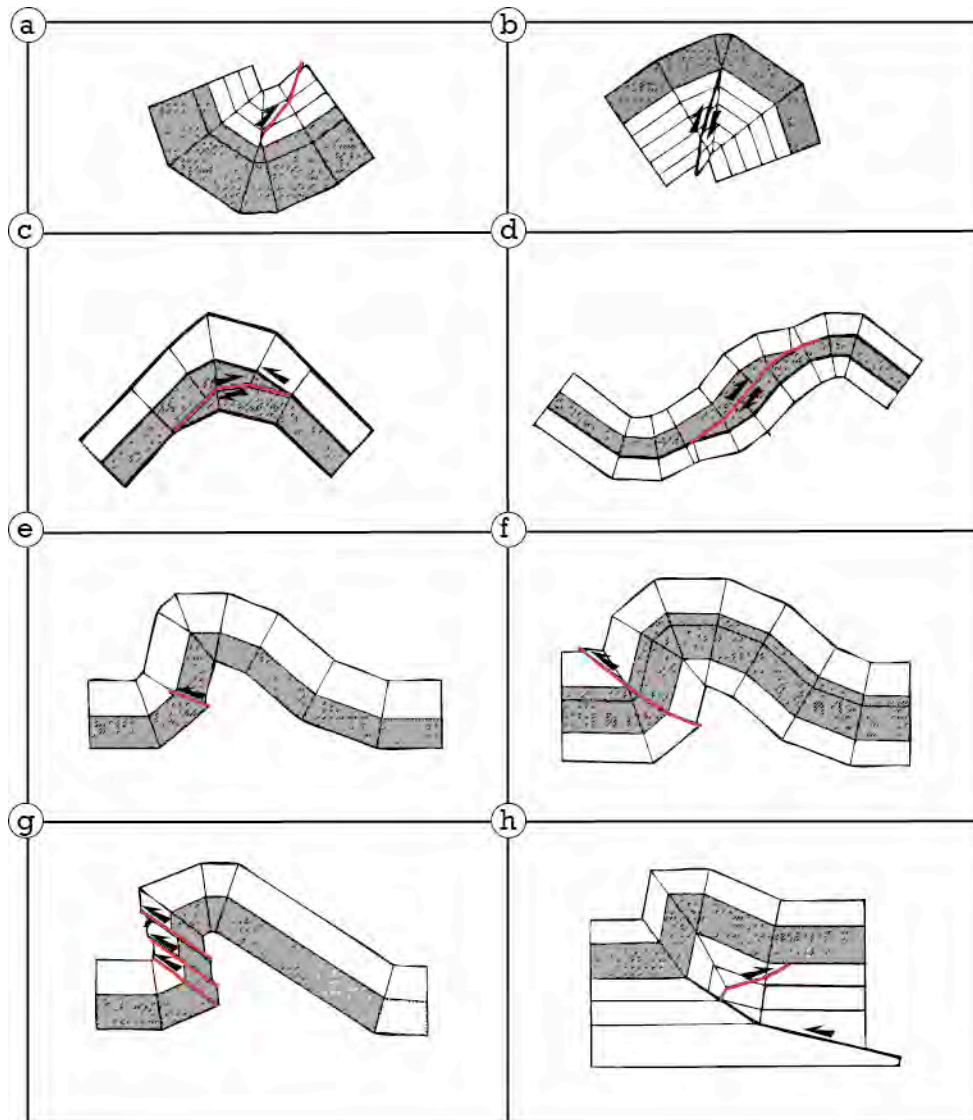


Figure 2-8: Différents types de failles d'accommodation du plissement : a) faille hors-synclinal, b) faille intra-anticlinal, c) biseau à la charnière, d) biseau dans le flanc, e) faille d'accommodation d'espace dans le flanc, f) faille d'accommodation de la compression dans le flanc, g) faille d'accommodation du cisaillement dans le flanc, h) rétro-chevauchement (modifié d'après Mitra, 2002a).

Figure 2-8 : Various fold-accommodation faults : a) out-of-syncline thrust propagating on the gently dipping limb ; b) into-anticline thrust propagating on the gently dipping limb ; c) hinge wedge thrust ; d) limb wedge thrust ; e) forelimb space-accommodation thrust ; f) forelimb-backlimb thrust ; g) forelimb shear thrusts ; h) back thrust (After Mitra, 2002a).

4. Les stylolites

Les stylolites sont des déformations pénétratives témoignant de la dissolution de la roche sous la pression exercée. Ces mécanismes de pression-dissolution ont deux origines: (i) les stylolites de compaction, où la pression provient du poids de la colonne lithologique au-dessus, et (ii) les stylolites tectoniques, où la pression provient d'une contrainte tectonique appliquée à l'objet. Le plan des stylolites de compaction sera statistiquement perpendiculaire à la contrainte verticale et se formera préférentiellement dans les couches tabulaires (e.g. Roure et al., 2005), alors que les pics stylolitiques des stylolites tectoniques seront statistiquement parallèles à la contrainte maximale (horizontale ou non, Tavani et al., 2012). Lorsqu'ils sont d'origine tectonique, ils permettent donc de caractériser un régime compressif ou décrochant et l'orientation de la contrainte compressive maximale (σ_H si on considère un système andersonien, *i.e.* où l'une des contraintes principale est verticale, e.g. Marfil et al., 2005 ; Evans et Elmore, 2006). La distribution des stylolites dans la structure peut être directement reliée à la cinématique du pli (Tavani et al., 2006) : dans le flanc arrière et à la charnière, on retrouve des stylolites perpendiculaires aux couches, alors que dans le flanc avant, on retrouve deux générations de stylolites, l'une perpendiculaire aux couches et l'autre verticale lorsque les couches sont inclinées. Dans cette même étude, les auteurs soulignent l'importance de ce mécanisme dans l'accommodation de la déformation, et suggèrent que l'espacement de ces structures puisse être lié à l'épaisseur des couches, de manière analogue au développement des joints.

E. Formations des réseaux de fractures en mode I ou mixte I+II

1. Le développement d'un réseau de fractures

Lorsque les contraintes extensives appliquées ou effectives sont suffisantes, des joints et des fractures cisailantes vont se développer dans les couches sans impliquer de courbure. L'orientation de ces fractures est essentiellement contrôlée par l'orientation des contraintes appliquées, par la lithologie traversée, et par les structures préexistantes, et on observe parfois le développement d'une anisotropie dû à la profondeur d'enfouissement (André et al., 2006). La persistance verticale et l'espacement entre des fractures d'une même famille seront reliés à la lithologie et l'épaisseur du banc (Fig. 2-9, Narr et Suppe, 1984). Selon Laubach et Ward, (2006), la quantité d'ouverture des veines doit être prise en compte dans le calcul de l'espacement des fractures du réseau.

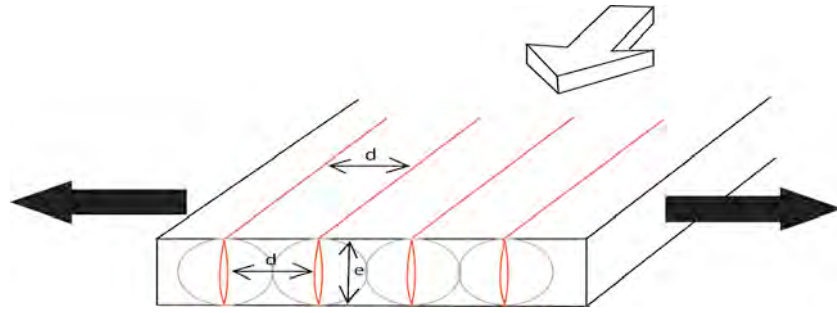


Figure 2-9 : Relation entre épaisseur d'un banc et fracturation en mode I. Chaque fracture va avoir un espacement régulier d qui dépend de l'épaisseur e de la couche tel que $d=0,033e^{-1,44}$ (Narr et Suppe, 1984)

Figure 2-9 : Ideal relationship between strata thickness and development of fractures in mode I, the regular spacing (d) between each fracture is related to strata thickness as $d=0,033e^{-1,44}$ (Narr and Suppe, 1984).

Les mécanismes de propagation d'une fracture restent globalement mal compris à l'heure actuelle. S'il est admis que les hétérogénéités vont perturber la propagation des fractures, qui s'arrêtent sur des fractures ou veines préexistantes ou à une forte interface lithologique, certaines études apportent néanmoins des indices à plus petite échelle quant à ces mécanismes de propagation et quant à la forme des fractures lors de leur propagation. Une observation en microtomographie à rayons X de la propagation des fractures a été effectuée en laboratoire par Renard et al., (2009). Cette étude confirme que les micro-fractures vont se propager selon les hétérogénéités de la roche. Les grains forment une zone de résistance que la fracture va contourner (Fig. 2-10) ou sur lesquels les fractures s'arrêtent parfois. Les pores, en revanche, sont des zones de faiblesse qui constituent un chemin préférentiel pour la fracturation.

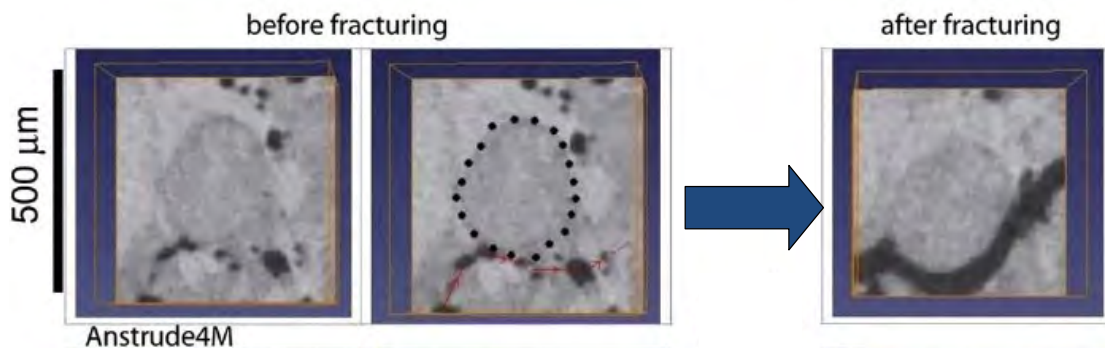


Figure 2-10 : Chemin suivi par la propagation d'une fracture en fonction de la présence d'hétérogénéité (grain) et de la porosité (gris foncé) (modifiée d'après Renard et al., 2009).

Figure 2-10 : Pathway of crack during propagation in a media with heterogeneity (grain) and inherited porosity (in dark grey) (modified after Renard et al., 2009).

La propagation des fractures est donc très dépendante du milieu et des hétérogénéités, et peut parfois être complexe, créant des structures telles que les veines en échelon (Fig. 2-11 a, b, d, e ; Bons et al., 2012). Ces géométries peuvent traduire une variation de la direction de propagation du plan de fracture, ce qui fragmente la fracture en plusieurs petites fractures (Fig. 2-11 c ; Pollard et al., 1982). D'autres modèles proposent un mode I dans un domaine de cisaillement ductile, avec un angle entre la veine et la contrainte horizontale principale

reproduit entre les différentes veines (Olson et Pollard, 1991). Un troisième modèle propose une parallélisation progressive des veines orientées aléatoirement au fur et à mesure de leur propagation (Olson et Pollard, 1991).

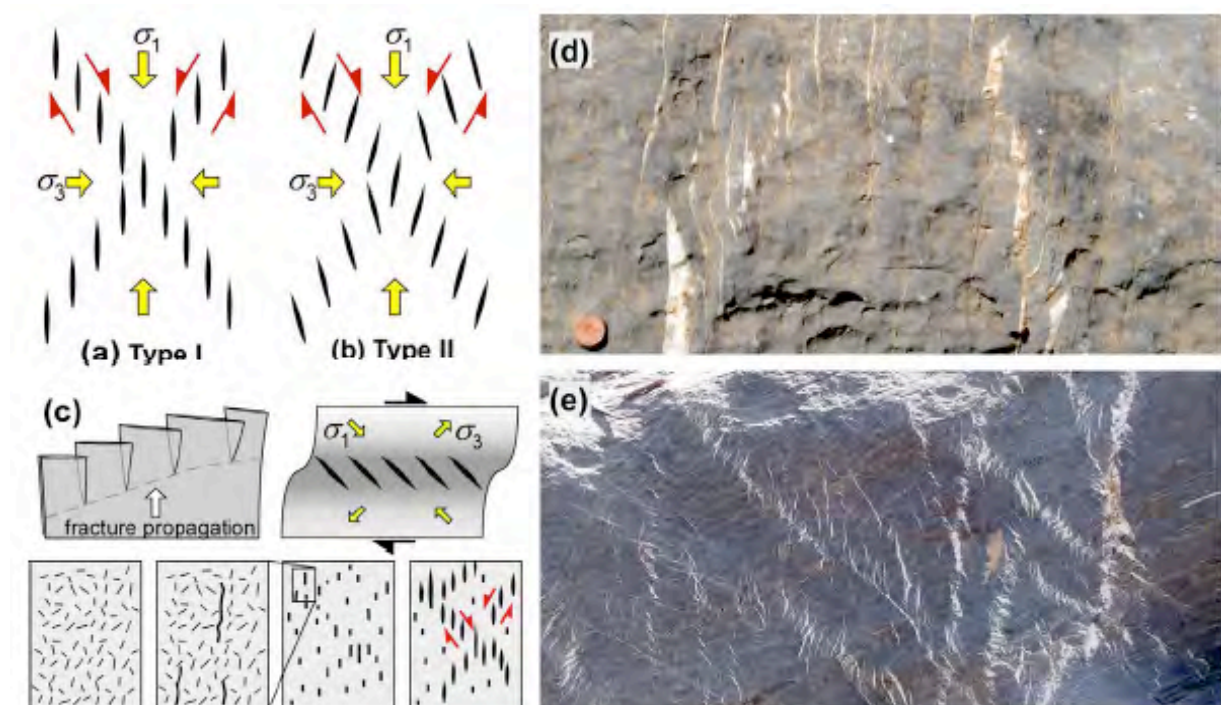


Figure 2-11 : Veines en échelon de type I (a, d) et de type II (b, e), et mécanismes permettant la formation de ces veines (c) : instabilités durant la propagation, le mode I dans une zone en cisaillement, et une parallélisation progressive des veines (cf texte). Bons et al., 2012.

Figure 2-11 : En-échelon veins of type I (a, d) and type II (b, e), along with some mechanisms for the development of those veins (c) : they result of instabilities during fracture propagation, or extensional veins in shear zone, or by linking of initial microscopic flaws (Bons et al., 2012).

Des joints s'ouvrent aussi lors de la courbure des couches, avec des mécanismes différents (Chapple, 1965). La formation de ces fractures, dites d'extrados, est basée sur l'existence, lors du plissement d'une couche, d'une ligne neutre qui partage un domaine en extension (l'extrados) d'un domaine en compression (Fig. 2.12 a, Chapple, 1965). Des modélisations récentes montrent que cette ligne neutre n'est pas fixe durant le plissement (Fig. 2-10 b, Frehner, 2011). Il reste relativement rare de voir des traces de la migration de cette ligne neutre, les fractures traversant généralement la totalité du banc sans s'amortir au milieu de ce dernier. Ce constat implique alors que cette ligne neutre ne soit plus active dès lors que la fracturation a lieu, et qu'elle migre donc très rapidement vers la base de la couche.

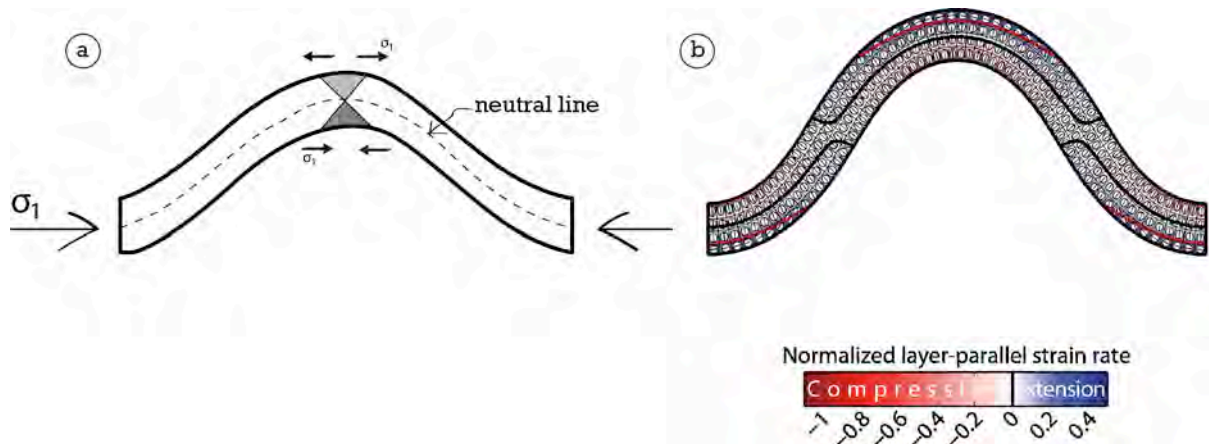


Figure 2-12 : La ligne neutre. a) Schématisation de la ligne neutre d'une couche plissée, séparant l'extrados extensif et de l'intrados compressif (d'après Chapple, 1965). b) Modélisation des déformations obtenue pour 30% de raccourcissement appliqué à une couche pendant son plissement, on observe l'existence de plusieurs lignes neutres, qui séparent des domaines extensifs de domaines très légèrement compressifs (Frehner, 2011).

Figure 2-12 : The neutral line. a) Initial concept of the neutral line in folded strata, a compressive stress regime affects the lower part of the strata while a extensive stress regime affects the upper part of the strata (after Chapple, 1965). b) Instant-time snapshot of model simulating different power-laws affecting single layer during folding with a shortening of 30%, illustrating the coeval existence of different neutral lines in strata (Frehner, 2011).

2. Distribution des déformations dans un pli

Les différents modèles cinématiques du plissement et les avancées quant à la compréhension de la distribution de la fracturation ont permis de proposer des modèles qui combinent l'évolution du pli au développement de failles et de joints. Ainsi, de nombreux auteurs ont décrit l'orientation des réseaux de fractures observables sur des plis sur faille impliquant uniquement de la couverture ou impliquant le socle. La distribution des déformations et des contraintes (e.g. Fig 2-13) varie selon le champ de contrainte appliqué aux limites, avec des fractures parallèles au pli développés dans un champ de contrainte extensif contre des fractures parallèles et perpendiculaires au pli lorsque le pli se développe dans un champ de contrainte compressif (Ameen, 1988). D'un style tectonique à l'autre, les réseaux de fractures développés dans les plis d'un même style tectonique sont similaires (Cooper et al., 2006).

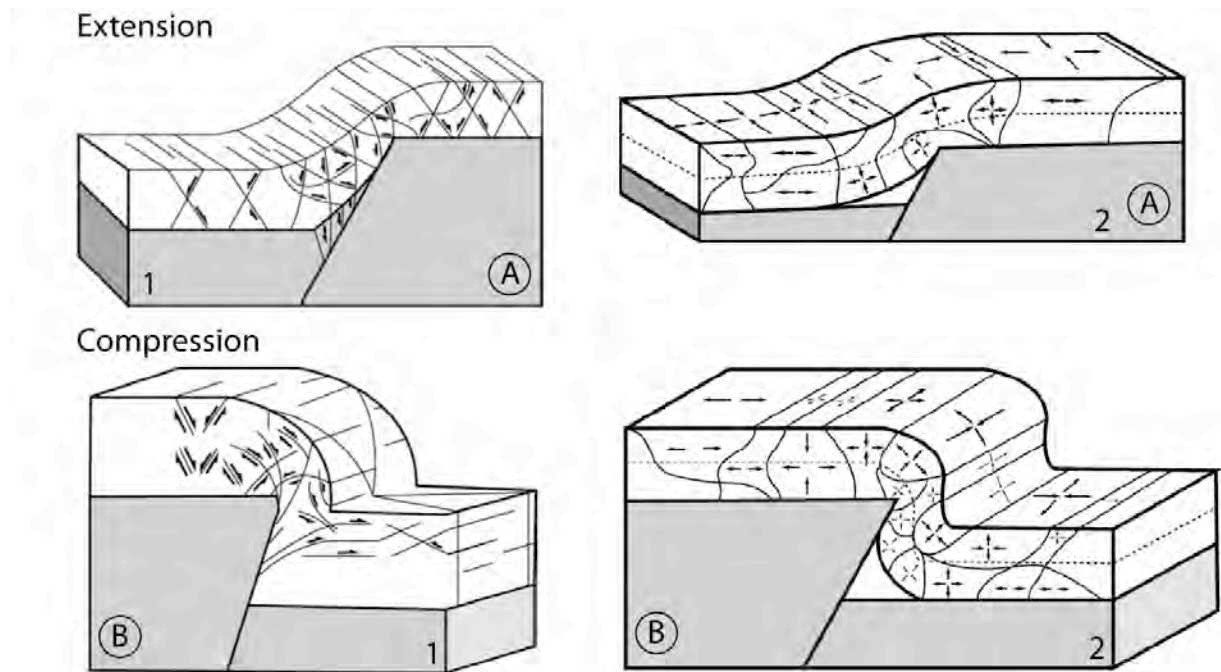


Figure 2-13 : Distribution des contraintes et des déformations liées à la courbure de différents plis sur faille de socle (a) en contexte extensif, (b) en contexte compressif. 1 et 2 correspondent respectivement à la distribution de la déformation et des contraintes (d'après Ameen, 1988).

Figure 2-13 : Distribution of strain (1) and stress (2) during folding in basement-cored folds (a) developed during extension, (b) or compression (after Ameen, 1988).

À partir de la caractérisation de familles de fractures dans les plis *thin-skinned* des *Teton Anticlines* (Montana, USA), Stearns et Friedman (1972) ont proposé un modèle conceptuel reliant le plissement à la fracturation (Fig. 2-14 a). Ce modèle lie les joints et les failles aux phases du plissement sur la base de leurs orientations. Il distingue trois groupes de fractures, dont deux majeurs :

- une famille contenant des joints perpendiculaires à l'axe du pli et des failles décrochantes qui se développent sous un champ de contrainte décrochant (σ_1 perpendiculaire au pli, et σ_3 parallèle au pli et σ_2 vertical) relié à la phase précoce du plissement, le LPS ;
- une famille contenant des joints parallèles à l'axe du pli et de failles décrochantes, interprétée comme la résultante d'une permutation entre σ_1 et σ_3 dont l'origine n'est pas expliquée par le modèle;
- enfin une troisième famille de joints parallèles au pli considérée comme mineure par les auteurs est interprétée comme accommodant l'extension affectant la charnière du pli (Stearns, 1964).

Au niveau des terminaisons périclinales, l'orientation des fractures suit les limites de couches (Fig. 2-14 a). La configuration spatiale du réseau de fractures a été retrouvée dans d'autres plis impliquant la couverture (e.g. dans Cooper et al., 2006). Ce modèle est critiquable puisqu'il ne prend pas en compte la chronologie des objets qu'il essaie d'expliquer, et

l'évolution de la compréhension de la mécanique de fracturation permet de nuancer les interprétations proposées (Engelder et al., 2006 ; Cannon et al., 2006). Les fractures orthogonales peuvent s'être développées sous le même régime de contraintes, les unes étant les « conjuguées » des autres qui se développent à cause de la zone de perturbation de contraintes entraînée par la rupture ou par le basculement des couches. Une autre interprétation consiste à séparer ces deux familles de fractures en deux événements distincts, dont l'un est antérieur à la phase tectonique à l'origine du plissement. Cette dernière interprétation a été proposée à partir d'observations d'autres plis de la même région des Rocheuses, où deux familles de joints orthogonaux ont été observées, parfois ensemble et parfois séparément, témoignant de deux phases tectoniques distinctes (Craddock et Van der Pluijm, 1999 ; Bellahsen et al., 2006a ; Amrouch et al., 2010a). À partir de la cartographie des fractures du *Teapot Dome* (Wyoming, USA), anticlinal à cœur de socle, Cooper et al. (2006) montrent une distribution de la fracturation différente de celle observée à *Teton Anticlines*. Si deux réseaux de fractures orthogonaux sont décrits, les joints parallèles au pli sont liés à la courbure des couches car ils sont plus nombreux à la charnière que dans les flancs, et les joints perpendiculaires au pli sont liés au *LPS* qui affecte les couches. Les principales différences avec le modèle de Stearns et Friedman (1972) sont l'absence de failles conjuguées dont la bissectrice est parallèle à l'axe du pli, et l'orientation des joints dans les terminaisons périclinales, dont l'orientation ne se parallélise pas à la direction des couches (Fig. 2-14 b). Pour Cooper et al. (2006), les différences entre ces deux modèles sont liées au style structural des plis. Néanmoins, le manque de justesse sur l'interprétation de la fracturation de Stearns et Friedman (1972) est un frein à la crédibilité d'une telle comparaison, et la cartographie du réseau de fractures d'une structure plissée ne semble pas suffisante pour reconstruire sa cinématique et son style tectonique, au contraire de ce que proposent Cooper et al. (2006).

La distribution des fractures dans les plis sur faille peut être perturbée à cause de la faille (Homborg et al., 1997). La cartographie du réseau de fracture de l'anticlinal à cœur de socle de *Sheep Mountain* (Wyoming, USA) par Bellahsen et al. (2006a, b) montre l'absence partielle d'un set de fractures relié au *LPS* dans le flanc avant du pli, et il est proposé que cela témoigne de l'existence d'une zone de perturbation des contraintes liée au mouvement sur la faille de socle sous-jacente.

Lors du plissement, la rigidité des couches aura un rôle important dans la déformation, Sanz et al. (2008) ont montré que si les couches plissées avaient une rigidité proche, alors un mécanisme de glissement couche à couche aura lieu dans les flancs du pli et accommodera une partie de la déformation. À l'inverse, un fort contraste rhéologique implique que la déformation s'accommodera de façon cassante dans la couche la moins résistante, ce qui demande moins d'énergie mécanique que de vaincre la friction aux limites de couches.

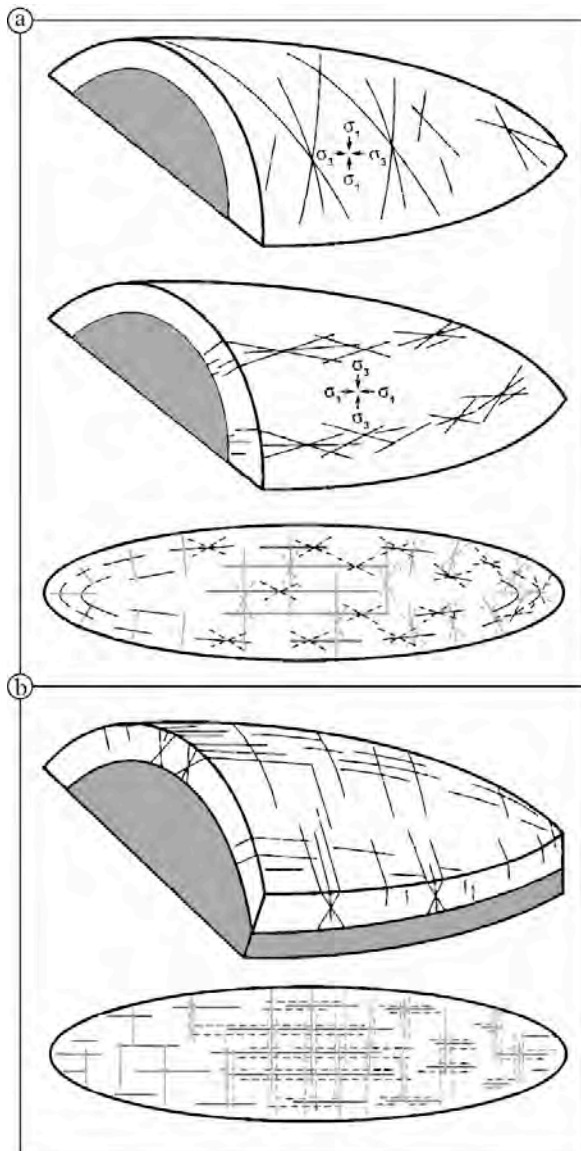


Figure 2-14: Différents modèles conceptuels de distribution des fractures liées au plissement : a) d'après le pli thin-skinned du Teton Range (Stearns et Friedman, 1972), b) d'après le pli thick-skinned du Teapot Dome (Cooper et al., 2006).

Figure 2-14: Conceptual models of fracture distribution in folds during folding : a) after the thin-skinned Teton Range anticline (Stearns and Friedman, 1972), b) after the thick-skinned Teapot Dome anticline (Cooper et al., 2006).

En considérant ce mécanisme mais sans prendre en compte de possibles zones de perturbations par des éléments extérieurs aux couches, d'autres modèles de relations pli-fractures ont été proposés dans la littérature. La reconstitution de la séquence de développement des fractures et des plans de stylolitisation dans l'anticlinal de Añis clo (Pyrénées, Espagne, Tavani et al., 2006) suggère que les fractures perpendiculaires au pli sont précoces et se développent de façon synchrone aux stylolites tectoniques dont les plans de dissolution sont parallèles à l'axe du pli (Fig. 2-15). Ces objets précoces se retrouvent à l'échelle du pli et sont interprétés comme reliés au LPS. La

répartition du développement de plans stylolitiques, de joints et de failles syn-plissement *s.l.* permet aux auteurs de distinguer deux compartiments de déformation (DP sur la Fig. 2-15) qui englobent (1) le flanc arrière et la charnière, où ne se développent que les fractures LPS et des failles senestres locales ; (2) le flanc avant qui se marque par des failles dextres durant le LPS précoce et par des plans de dissolution obliques aux couches témoignant de l'accommodation de la compression durant le basculement des couches ("syn-folding LPS", Tavani et al., 2006).

Dans le modèle classique des relations pli-fractures, les fractures syn-pli *s.s.* sont orientées parallèlement à l'axe du pli et localisées à la charnière, la courbure entraînant localement un champ de contrainte extensif (Stearns, 1968). Des observations récentes ont permis de nouveaux modèles de relations pli-fractures (Fig. 2-16, Bergbauer et Pollard, 2004). En observant l'absence de fractures parallèles à l'axe du pli à la charnière de l'*Emigrant Gap Anticline* (Wyoming, USA), les auteurs proposent que lors du plissement *s.l.*, il y ait formation

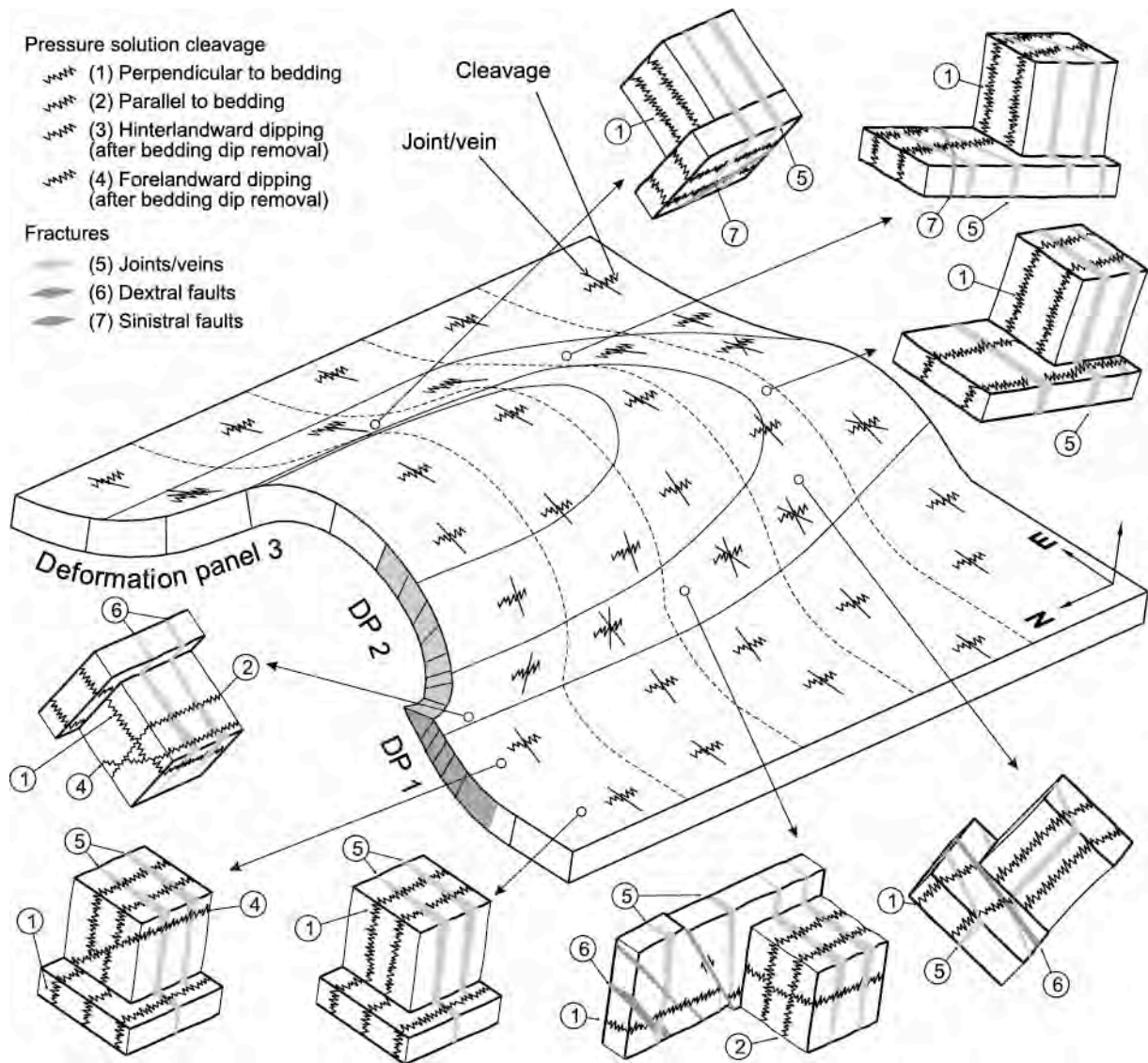


Figure 2-15 : Illustration de la distribution et de la séquence des fractures et plans de dissolution-précipitation dans l'anticlinal d'Añislo, les détails sont discutés dans le texte (Tavani et al., 2006)

Figure 2-15 : Distribution of microstructures and chronological sequence between fractures and pressure-solution cleavage in Añislo Anticline (see text for details, Tavani et al., 2006)

de fractures cisailantes orientées parallèlement aux fractures préexistantes dans les couches à la charnière et dans les flancs (Fig. 2-16) en lieu et place du développement de fractures parallèles à l'axe du pli. Ce mécanisme implique une anisotropie mécanique et une réorientation locale du champ de contraintes causée par les fractures préexistantes. Les fractures d'extrados parallèles à l'axe du pli étant décrites dans de nombreuses études, le cas de l'*Emigrant Gap Anticline* est unique, mais démontre l'importance des fractures préexistantes dans l'expression de la fracturation liée au plissement (Guiton et al., 2003 ; Bellahsen et al., 2006a ; Ahmadhadi et al., 2008 ; Sassi et al., 2012). Ces hétérogénéités peuvent provoquer un relâchement et une réorientation des contraintes, inhibant ou favorisant le développement de familles de fractures. Certains auteurs proposent une réorientation des contraintes principales dans les flancs parallèlement aux limites de couches à cause du basculement de celles-ci. Dans

un premier cas, la contrainte principale maximale qui se parallélise aux limites de couches forme des fractures orthogonales à l'axe du pli et perpendiculaires aux couches, ainsi que des stylolites et des failles (Tavani et al., 2006); et dans un second cas une permutation entre les contraintes principales minimales et maximales durant le basculement, expliquant ainsi le développement synchrone de fractures orthogonales dans les flancs de plis (Reber et al., 2010).

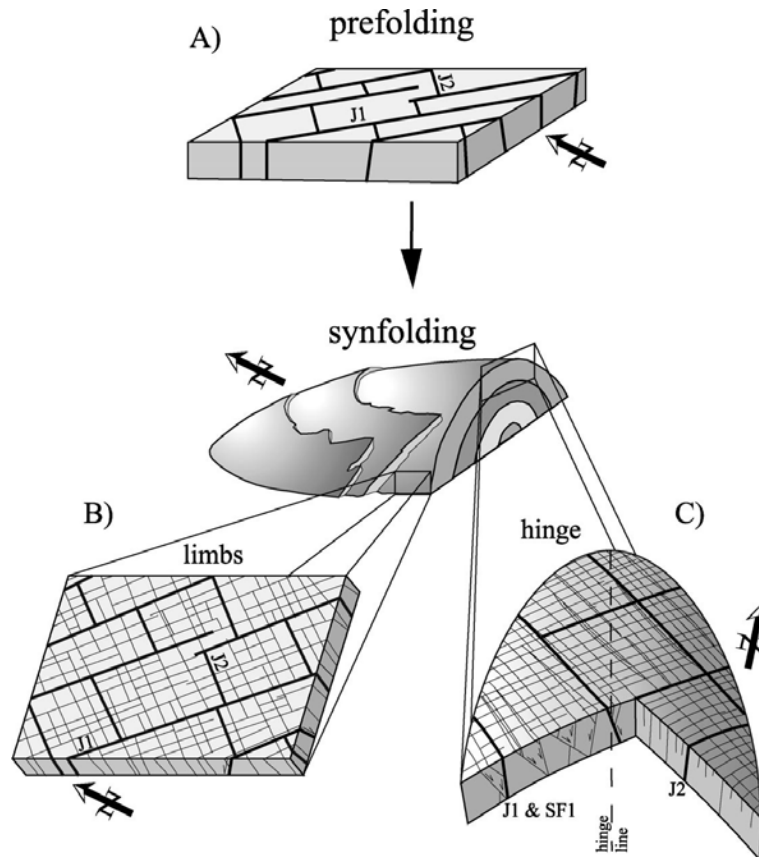


Figure 2-16 : Modèle conceptuel de la fracturation d'extrados développé par Bergbauer et Pollard (2003) à partir de l'étude de la fracturation de l'anticlinal du Emigrant Gap, Wyoming (USA). Le plissement ne crée pas de nouvelles fractures mais densifie les familles préexistantes J1 et J2 (a) et créant des fractures cisailantes dans les flancs (b) et à la charnière (c).

Figure 2-16 : Conceptual fracture-fold model based of the natural case of Emigrant Gap anticline by Bergbauer and Pollard (2003) acknowledging existence of two prefolding joint sets. (A) Prefolding stage: two almost orthogonal joint sets (J1 and J2) form in flat-lying strata prior to folding. (B) Synfolding stage on limbs: joints form parallel to two prefolding joint sets. Minor shear displacements are accommodated by joints. (C) Synfolding stage on fold hinge: fracture style depends on relative orientation of hinge line and prefolding joints. Whereas shear fractures (SF1) and tailcracks form strike-parallel to J1 joints, mostly joints form sub-parallel to J2 set. Hardly any fractures form parallel or perpendicular to fold hinge line.

La modélisation mécanique du rôle de fracture préexistantes sur le développement des fractures syn-pli *s.l.* (Guiton et al., 2003 ; Sassi et al., 2012) montre que la préexistence d'une famille de fractures impacte la distribution et l'orientation des familles de fractures qui se développent postérieurement. En appliquant cette méthode à l'anticlinal de Split (Utah, USA), les auteurs testent la chronologie du développement des fractures et soulignent qu'en complément des approches conventionnelles (incluant la pétrographie, les observations de

terrains...), la modélisation mécanique permet de mieux contraindre l'évolution de la fracturation lors du plissement (Sassi et al, 2012).

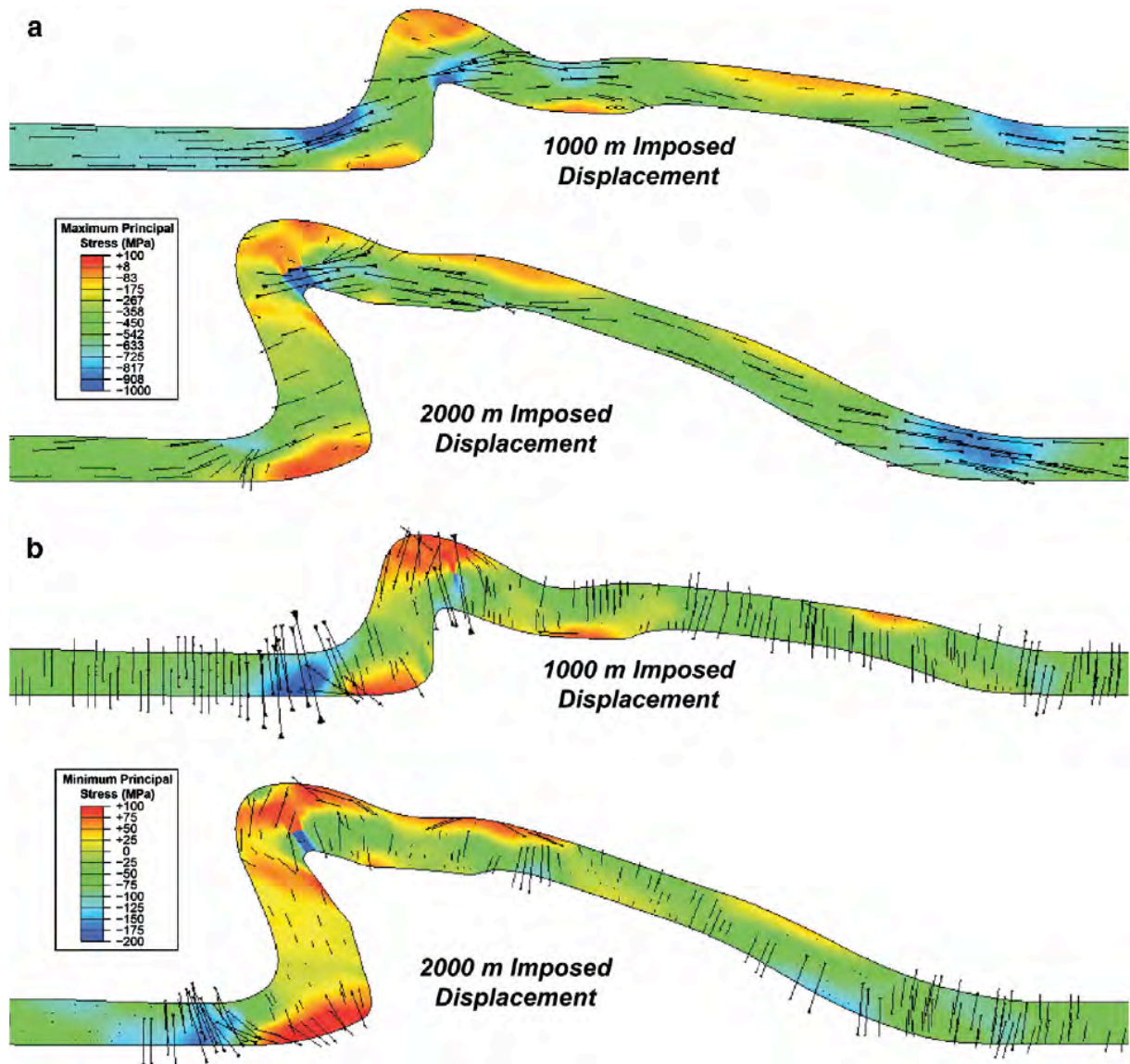


Figure 2-17: Modélisation par éléments finis montrant la distribution, la magnitude et l'orientation a) de la contrainte principale maximum, b) de la contrainte principale minimum dans une couche carbonatée dans un pli en duplex après un rejet de 1000 m et de 2000 m le long de la faille sous-jacente. La contrainte négative est compressive, la contrainte positive est extensive (Smart et al., 2012).

Figure 2-17: Finite element numerical model showing distribution, magnitude and orientation of maximal principal stress (a), minimal principal stress (b) in limestone. This model represents Urganian limestone of the Bargy Anticline for a instant and imposed displacement of 1000m and 2000m along underlying fault. Engineering convention was used for stress (i.e. negative values reflect compression) (Smart et al., 2012).

Des modèles mécaniques récents permettent de discuter de la distribution de la déformation et des contraintes lors de la formation d'un pli à cœur de socle (Sanz et al., 2008 ; Albertz et Sanz, 2012 ; Smart et al., 2012). Ces modèles soulignent une forte anisotropie de distribution de la déformation et des contraintes entre le flanc avant et le reste du pli (Fig. 2.17). Le modèle mécanique présenté par Smart et al. (2012) montre que la déformation est

distribuée quasiment uniquement dans le flanc avant et qu'elle dépend de la quantité de rejet le long de la faille sur laquelle le pli est forcé. Ce rejet définit l'amplitude du pli et donc sa morphologie, qui est acquise très rapidement durant son évolution. Les contraintes sont distribuées dans le pli en fonction (i) de la courbure et (ii) dans le flanc avant, qui est affecté par les 2 charnières qui le limitent. Dans ce modèle, dans le flanc arrière et à la charnière, la roche perd de son volume durant la phase précoce du plissement (pression-dissolution) et son volume augmente rapidement jusqu'à une valeur seuil pendant le plissement *s.s.*. Dans le flanc avant, le volume de roche augmente durant toute la phase syn-*pli s.s.*. Cette différence de répartition de la déformation entraîne une anisotropie de perméabilité à l'échelle du pli. Les hétérogénéités lithologiques dans la couverture ont un rôle important dans la distribution de la déformation (Albertz et Sanz, 2012), qui dépend de (i) la réponse mécanique de la lithologie et (ii) de la géométrie initiale de la faille. Dans un milieu normalement consolidé, la déformation est localisée alors qu'elle est diffuse si le milieu n'est pas consolidé. Des différences de compartimentalisation des contraintes entre plis de détachement et plis à cœur de socle apparaissent : à la charnière des plis à cœur de socle, la tension effective s'imprime sur la compression régionale, entraînant un adoucissement mécanique des couches. À l'inverse, dans les plis de détachement, la charnière se durcit dans un régime compressif. Ces différences sont contrôlées par la géométrie de la faille, listrique pour les plis à cœur de socle et plane pour les plis de détachement.

À une plus grande échelle, plusieurs études ont montré l'impact du bombement flexural sur la fracturation (Turcotte et Schubert, 1982 ; Billi et Salvini, 2003; Lash et Engelder, 2007 ; Quinta et Tavani, 2012). En effet, le poids de l'orogénèse entraîne une flexure et un bombement de la lithosphère dans l'avant-pays qui se marque dans les couches sédimentaires par la formation de fractures d'extension en suivant un mécanisme équivalent à celui de la courbure d'extrados (Quinta et Tavani, 2012).

Ce tour d'horizon des relations fractures-*pli* montre que notre compréhension théorique de ces relations est solide, mais la grande variabilité des cas naturels souligne le manque d'un modèle de relation fracture-*pli* unifié. Quelques points clés de ces relations sont l'évolution de ces relations entre *pli* et fracture dans le temps et dans l'espace, que l'on pourrait mieux contraindre si l'on avait accès à l'évolution et au partitionnement spatio-temporel des contraintes lors de la formation d'un *pli s.l.*. Dans le développement des fractures lors du plissement, le rôle des pressions de fluides n'est que peu invoqué par les auteurs, probablement du fait de la relativement faible compréhension des relations entre fluides et plissement. Enfin, on peut questionner le caractère systématique de l'impact de la présence d'une faille de socle sur la distribution de la fracturation dans la phase précoce du

plissement (le LPS pré-pli) tel qu'il a été observé dans l'anticlinal de Sheep Mountain (Bellahsen et al., 2006 b ; Amrouch et al., 2010a, b).

F. Mécanismes particuliers de déformation dans le socle

Certaines études ont tenté de montrer que l'implication du socle dans le plissement avait une importance non négligeable dans la distribution et l'orientation des fractures qui se développent dans la couverture (e.g. Bellahsen et al., 2006a ; Cooper et al., 2006). Néanmoins, la réponse mécanique du socle à la contrainte en domaine peu profond est assez mal comprise actuellement. Pour rendre les modélisations plus réalistes ou dans la conception de coupes équilibrées, il apparaît nécessaire de connaître et de comprendre le comportement mécanique du socle lorsqu'il subit des contraintes compressives (Erslev et Rogers, 1993; Narr, 1993). Comme souligné précédemment, la plupart des coupes de plis sur faille de socle présentent une déformation dans le socle localisée sur 1 ou 2 plans de chevauchement, certains auteurs observant que la zone où la déformation est distribuée s'arrête dans les 100 mètres adjacents à la zone de faille (Erslev et Rogers, 1993). En plus d'accommoder la déformation par de grands chevauchements, des microstructures de type joints et failles, contrôlées par le champ de contraintes régional et sans contrôle local apparent, vont se développer (Narr, 1993; Schmidt et al., 1993). Il existe quatre comportements mécaniques du socle en réponse à des contraintes compressives : (i) il se plisse, (ii) il se faille, (iii) il subit une rotation ou (iv) il est translaté sans être déformé. Peu d'études permettent de discuter ce pontife, Mitra (1993) a montré en travaillant sur une zone à l'interface socle-sédiment du *Wind River Basin* (Wyoming, USA), que la déformation est distribuée dans cette zone et accommodée tant par des structures de cisaillement que par des structures dilatantes, incluant des fractures minéralisées. Dans ce cas, les déformations se font sous une faible profondeur, et les auteurs relient cette relative distribution au contraste lithologique entre les granites du socle et les argiles de la couverture. Pour expliquer la géométrie du socle, qui implique un biseau de socle dans les plis Laramien, Bump (2003), modifie le modèle de distribution de la déformation du *trishear* et montre que l'apex de la zone triangulaire où la déformation est distribuée peut être situé à l'extrémité de la faille réactivée. Si cette dernière ne s'était pas propagé jusqu'en surface du socle, alors une délocalisation de la déformation peut avoir lieu dans la partie supérieur du socle.

Notre compréhension de la nature et du rôle des paramètres physiques qui peuvent entraîner une délocalisation de la déformation dans la partie superficielle du socle est actuellement très limitée. En regardant à des échelles méso- et microscopique, il apparaît que si une foliation existe dans le socle, elle va influencer sur la distribution de la déformation (Fig. 2-18) et donc son comportement mécanique (Miller et Lageson, 1993; Schmidt et al., 1993). Si on prend l'exemple du *Scarface Thrust* (Montana, USA), la foliation du socle gneissique

contrôle directement la morphologie du plissement du toit du socle et le développement d'une famille de fractures (Schmidt et al., 1993).

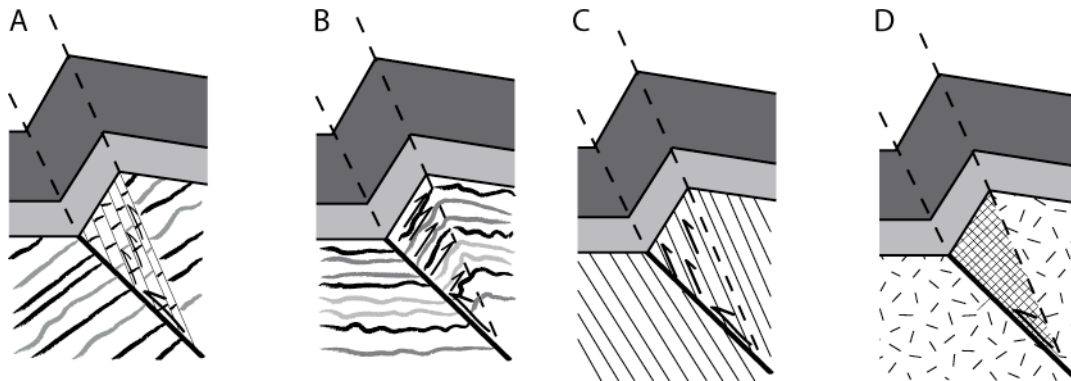


Figure 2-18 : Différents types de distribution de la déformation dans le socle observés en fonction de la foliation présente (A, B et C) ou absente (D). Trois domaines de déformations sont délimités par les pointillés : le domaine du toit de la faille, à droite, le domaine du mur de la faille à gauche et le domaine du "flanc avant" entre les pointillés. Le modèle prévoit que la déformation soit distribuée le long de la faille et dans le domaine du flanc avant, laissant les toits et murs de la faille non déformés. A) Foliation présente mais mal orientée : elle n'impacte pas la distribution de la déformation dans le socle. B) Cas où la foliation a subi une rotation dans le domaine du flanc avant. C) Foliation bien orientée pour être activée lors de la compression et distribuer la déformation dans le socle. D) Absence de foliation, la déformation est apparemment distribuée de façon isotrope dans le socle (Schmidt et al., 1993).

Figure 2-18 : Role of basement fabric in the nature of basement deformation in the forelimb of basement-cored folds. A) Foliation and/or layering are present but were ineffective. B) Foliation and/or layering rotated in the forelimb domain with flexural slip. C) Foliation and/or layering favorably oriented for slip parallel to fold hinge surface. D) Foliation and/or layering absent, deformation is distributed in an isotropic way (Schmidt et al., 1993).

G. Relations entre plissement et fracturation : conclusions et questions spécifiques de la thèse

L'étude des structures affectant les couches plissées est indispensable pour qui veut reconstruire de façon acceptable l'évolution du champ de contraintes effectif lors d'un plissement, notamment quand ce dernier est lié à une faille. La réponse mécanique des couches traversées par la faille détermine le mode de plissement, qui impacte directement le développement du réseau de fractures dans les couches sus-jacentes. La compréhension des mécanismes du plissement dessine quelques questions majeures, à propos de la morphologie et de la cinématique de croissance du pli tout d'abord, où très peu d'indices permettent de reconstituer cette évolution à partir de la géométrie finie d'un pli. Les modèles de relations fractures-pli sont nombreux, et si des tendances se dessinent en comparant les différents cas naturels (e.g. Cooper et al., 2006), d'autres cas naturels présentent des schémas différents de fracturation (Bergbauer et Pollard, 2004, Tavani et al., 2006). Si l'étude exhaustive de la fracturation peut être un outil puissant pour reconstruire l'évolution d'un plissement jusqu'à l'échelle de l'avant-pays (Quinta et Tavani, 2012), la variabilité des modèles met à mal notre compréhension du plissement. De plus, reconstituer des processus cinématiques tels que la

migration de la charnière et son impact sur la distribution des déformations à petite échelle reste un domaine d'investigation, notamment du fait de la rareté des indices permettant de confirmer une telle migration ou de caractériser son ampleur (Mercier, 2007). Les développements récents des modélisations mécaniques (Guiton et al., 2003 ; Albertz et Sanz, 2012 ; Smart et al., 2012 ; Sassy et al., 2012) permettent d'approcher la distribution des contraintes et de la déformation durant le plissement *s.s.*, où les valeurs des contraintes modélisées ne sont pas comparables aux cas naturels (Albertz et Sanz, 2012) et montrent l'impact des fractures préexistantes sur la distribution et l'orientation de la fracturation syn-pli *s.l.*

Certaines de ces problématiques vont être abordée dans ce travail par l'étude et la confrontation des relations pli-fractures de différents cas naturels de plis sur faille de socle du même bassin : le bassin du Bighorn (Wyoming, USA). Les questions spécifiques auxquelles ce travail pourra apporter des éléments de réponses sont les suivantes:

- Quel est le rôle des fractures préexistantes dans le développement de la fracturation liée à la phase Laramienne de la contraction ?
- Peut-on proposer un modèle de relations pli-fractures cohérent avec les modèles proposés dans la littérature ?
- Comment sont distribuées les contraintes dans les plis à cœur de socle et comment évoluent-elle lors des différentes phases du plissement ?
- Quel est le rôle de l'évolution des pressions de fluides dans les couches sur la fracturation durant les phases précoce et synchrone du plissement ?
- La déformation dans la partie supérieure du socle est elle distribuée ou localisée dans la zone de la faille héritée ? La réactivation de cette faille affecte t-elle systématiquement la distribution des fractures durant la phase LPS ?
- La confrontation de l'étude du réseau de fracture à l'échelle du pli entre différents points du bassin nous informe t-elle sur la distribution de la déformation et la transmission des contraintes à l'échelle de l'avant-pays ?

II. Relations entre fluides et fractures, fluides et déformations, et fluides et plissement

Les chaînes plissées et leurs avant-pays sont le lieu de nombreuses migrations de fluides de différentes origines et de différentes natures, qui interagissent fortement avec les roches. La plupart des études consacrées aux migrations de fluides dans ces contextes compressifs s'intéressent surtout à l'impact des migrations sur les propriétés pétro-physiques des roches. En effet, les fluides dans les roches sédimentaires vont pouvoir considérablement

modifier la perméabilité d'une roche réservoir, de façon variable et complexe, en créant de la porosité secondaire par endroit et en détruisant la porosité existante à d'autres endroits dans un même contexte tectonique et sédimentaire (e.g. Roure et al., 2004). La prédiction de ce comportement est un enjeu majeur pour les études industrielles : de la gestion des ressources dans le réservoir pétrolier aux essais de stockage géologique, l'évolution de la perméabilité de la roche est un paramètre impérieux. Il ressort des études portant sur le sujet que les interactions fluides-roches vont principalement dépendre des conditions de pression, de température du milieu ainsi que de la chimie du fluide (la chimie "X" : acidité, degré de saturation, etc...) et des conditions chimiques du milieu (principalement l'acidité et l'état d'oxydo-réduction).

La compréhension de l'évolution des conditions P, T, X (pression, température, chimie) actives aux différents stades de l'évolution de l'avant-pays et de la chaîne plissée est aussi l'un des enjeux majeurs pour la communauté académique, et l'étude des paléo-circulations de fluides est donc un outil en développement (e.g. Evans et Fischer, 2012). Plutôt que de prédire l'impact des migrations de fluides sur la qualité réservoir des roches, il est question dans ce travail de comprendre les migrations de fluides, les sources de fluides mobilisées, les chemins empruntés, et de reconstruire les relations entre ces migrations et l'évolution de la déformation, à l'échelle de la fracture, de la structure plissée ou de la chaîne plissée et de son avant-pays. Aussi, les grandes questions inhérentes à cet aspect de la recherche sur ces relations fluides-déformations cassantes méritent d'être précisées par une analyse exhaustive et détaillée de la littérature. Mon travail utilisant les veines comme un marqueur des circulations de fluides dans un contexte d'avant-pays, il a été choisi de se concentrer les aspects relations fluides-déformation dans les veines plutôt que sur l'impact des migrations sur l'évolution diagénétique des roches réservoirs.

Cette section contient d'abord un aperçu rapide des connaissances sur la formation des veines qui souligne l'apport des études paragénetiques et morphologiques des veines sur la compréhension de la déformation. Ce résumé est suivi d'un état de l'art sur les relations entre fluides et déformations à l'échelle de la fracture, de la faille et de la couverture. Après avoir rappelé les outils géochimiques utilisés dans les études de migration de fluides, nous nous attacherons à comprendre les migrations à grande échelle et la reconstruction des chemins et de l'origine des sources, soulignant les questions structurales qui en découlent. La conclusion de cette partie est l'occasion de préciser la problématique sur ce sujet qui a été abordée dans ce travail de thèse.

A. La formation des veines.

Les veines sont définies comme des structures dilatantes minéralisées par la précipitation d'éléments contenus dans un fluide. La forme, l'orientation et la texture minéralogique de ces objets très communs peuvent fournir des informations quant au paléotenseur de contraintes appliqué (voir section I.2 de ce chapitre). De plus, la chimie du remplissage donne un accès à la chimie du fluide minéralisateur, et parfois à sa nature et aux chemins suivis lors de la migration. Une première classification des veines basée sur la morphologie des minéraux a été proposée par Durney et Ramsay (1973) : elle distingue les veines antitaxiales des veines syntaxiales et des veines étirées (terme remplacé plus tard par ataxiales, Passchier et Trouw, 1996) (Fig. 2-19, Hilgers et Urai, 2002 a).

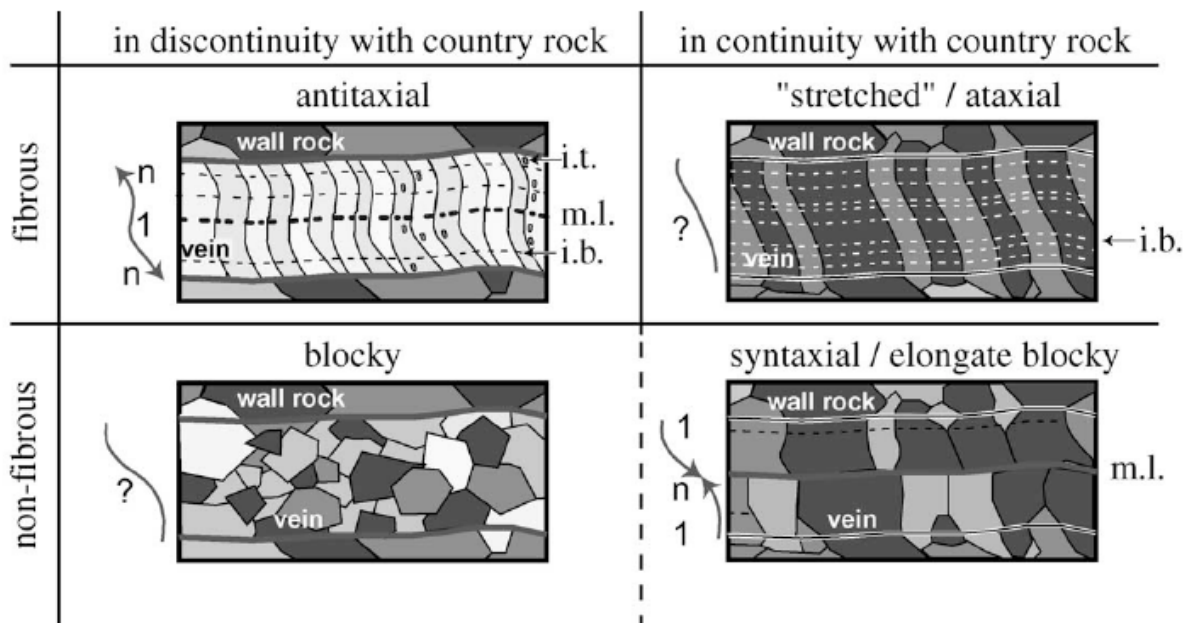


Figure 2-19 : Classification des veines basée sur la morphologie des cristaux, modifiée d'après Durney et Ramsey (1973) par Hilgers et Urai, 2002 a. Deux groupes apparaissent : les veines fibreuses et les veines non fibreuses, séparées selon si les minéraux sont en continuité optique avec l'encaissant ou non. Voir le texte pour la définition des termes. i.b. se rapportent aux bandes d'inclusions fluides parallèles aux bords des veines ataxiales et antitaxiales, i.t. aux lignes d'inclusions perpendiculaires aux bords des veines antitaxiales, m.l. correspond à la ligne médiane observable dans les veines syntaxiales.

Figure 2-19 : Classification of vein textures based on crystallographic morphology after Durney and Ramsey (1973). Fibrous veins witness a precipitation rate superior or equal to opening kinematic. Veins have an antitaxial texture when the material that precipitated during opening had a source different than local host rock and have an ataxial texture if material was provided by local host rock. Antitaxial veins exhibit solid inclusion trails (i.t.) ; inclusions bands (i.b.) and a medium line (m.l.) and ataxial veins only exhibit i.b.. Non-fibrous veins witness a precipitation of elements from fluids in a long-time opened fracture or in a newly-created void due to a precipitation rate inferior to opening kinematic. Veins are blocky when material precipitating is different from and in discontinuity with host-rock and syntaxial in the other case. Syntaxial veins exhibit a medium line. (Hilgers and Urai, 2002a).

1. Les veines fibreuses

Les veines fibreuses témoignent d'une précipitation synchrone avec l'ouverture de la veine : soit la précipitation est entraînée par l'ouverture, soit l'ouverture est accélérée par la précipitation (ces interactions seront abordées ci après). Le terme "fibreux" ne doit être utilisé que pour les veines antitaxiales ou ataxiales pour éviter les malentendus avec les veines syntaxiales, qui peuvent présenter des cristaux allongés, et donc un aspect fibreux, mais qui ne témoignent pas d'une précipitation synchrone à la dilatation (Bons et al., 2000 ; 2012).

Les veines *antitaxiales* regroupent les veines où un matériel différent de l'encaissant a précipité à l'interface veine/éponte, ouvrant ainsi la fracture au fur et à mesure la précipitation du centre vers le bord, la minéralisation la plus récente se retrouvant au centre de la veine (Figs. 2-19, 2-20). Ces veines présentent une morphologie où des franges extérieures montrent de petits cristaux qui sont les premiers précipités durant l'ouverture de la fracture, et une ligne médiane, témoignant des derniers incréments de croissances des cristaux. Des bandes d'inclusions solides ou fluides parallèles à la ligne médiane et aux bords de la veine peuvent être observés, ainsi que des bandes d'inclusions normales à la veine dans les derniers incréments de croissance. L'écart entre ces bandes d'inclusions serait directement proportionnel à la largeur de la fracture (Cox et Etheridge, 1983). Les cristaux poussant en même temps que la veine s'ouvre, ils sont en continuité optique dans la veine, et le sens de croissance (et donc d'ouverture) peut être déduit. Les veines de calcite antitaxiales sont donc syn-tectoniques, avec un taux de précipitation semblable dans tous les grains, quelque soit leur orientation. Ces objets sont de bons témoins des variations de la direction d'ouverture d'une veine. En effet, Hilgers et al. (2001) montrent que sur une veine antitaxiale naturelle on peut reconstituer le mouvement relatif entre ligne médiane et bord de la veine à partir de la continuité cristallographique (Fig. 2-20). Hilgers et Urai (2002b) ont aussi montré que la morphologie de la veine dépendait de la compétition entre vitesse de croissance des minéraux et vitesse d'ouverture de la fracture, ainsi que de la morphologie de la bordure de la veine.

Les veines *ataxiales* sont des fibres cristallines qui vont d'un bord à l'autre de la veine, avec une continuité de l'axe optique, mais sont des croissances épitaxiales à partir du matériel disponible sur les bords, dans la matrice de la roche encaissante. Ces veines contiennent souvent des bandes d'inclusions solides parallèles au bord de la veine. Ces particules sont soit des morceaux de matrice, soit des minéraux néo-formés, soit des inclusions fluides (Ramsay, 1980).

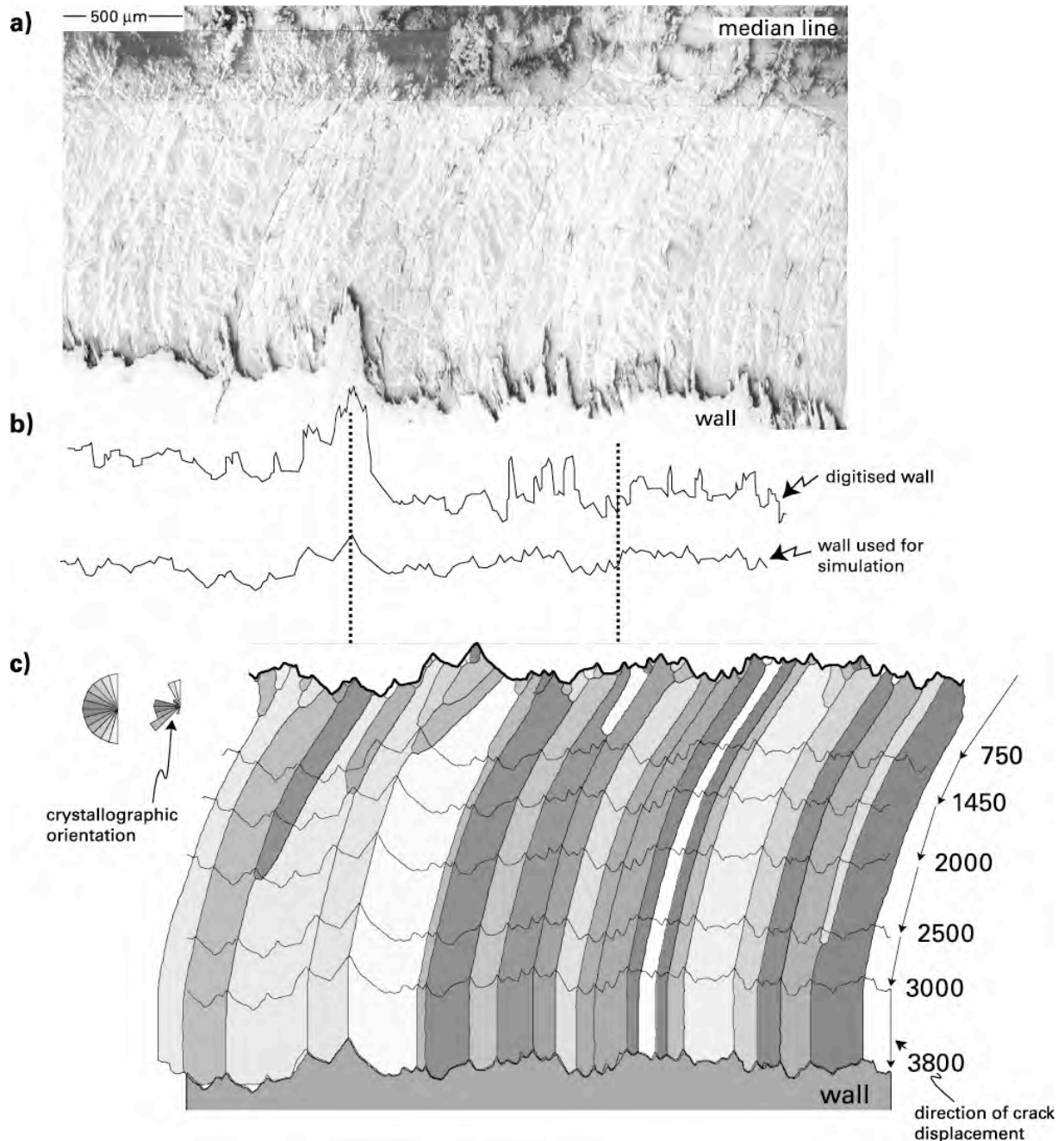


Figure 2-20 : Reconstruction de l'ouverture d'une demi-veine antitaxiale et caractérisation du sens de déplacement à partir de la morphologie de la bordure veine-encaissant et de l'orientation cristallographique. (Hilgers et al., 2001).

Figure 2-20 : Opening of an antitaxial half-vein and characterisation of the direction of crack displacement according to wall-vein morphology and to crystallographic orientation (Hilgers et al., 2001).

Ces veines ont longtemps été considérées comme reliées au mécanisme de “crack-seal” défini par Ramsay (1980), mécanisme qui prévoit que la fracture ouverte soit remplie par la remobilisation du matériel local disponible dans l'encaissant (Fig. 2-21, Ramsay, 1980). Des études récentes montrent que les veines fibreuses ataxiales (avec du matériel local) peuvent se former sans ce mécanisme (Higlers et Ulrai, 2002 b), en réponse à une pression-dissolution localisée sur la future fracture par un gradient de potentiel chimique (Bons et Jessel, 1997)

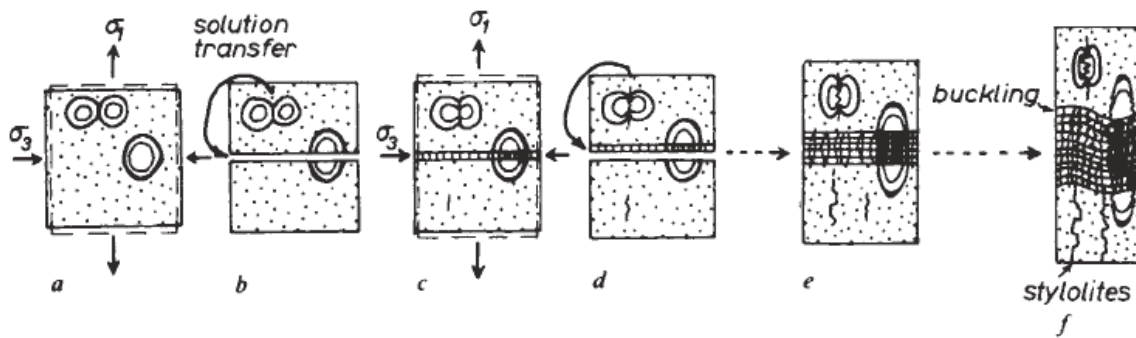


Figure 2-21 : Séquence de mécanisme de "crack-seal". a) ouverture d'une fracture en tension, b) précipitation du matériel de la matrice de la roche encaissante dans la veine par diffusion. c) scellement de la fracture. d) réouverture d'une fracture en tension, répétition du cycle (e) jusqu'au possible raccourcissement qui plisse la veine et qui entraîne la formation de stylolite (f). (Ramsay, 1980).

Figure 2-21 : Crack-seal mechanism. a) opening of joint in mode I, b) solution transfert from host-rock to vein by diffusion, c) sealing of the vein, d) reopening of joint in mode I and repetition of the steps a) to c) multiple times (e). (f) Deformations affecting crack-seal in compressive stress regime (Ramsay, 1980).

2. Les veines non-fibreuses

Les veines non-fibreuses traduisent une précipitation dans un vide, qui existe soit à cause du diachronisme entre l'ouverture de la veine et la migration du fluide minéralisateur, soit à cause d'une cinématique d'ouverture plus rapide que la cinétique de précipitation. Lorsque les cristaux sont en discontinuité optique avec la matrice de la roche encaissante, on parle de veine en *blocky*. Au contraire, si les minéraux dans la veine sont en continuité optique avec les minéraux de l'encaissant, on a affaire à une veine *syntaxiale*, qui traduit une croissance des minéraux vers le centre de la veine, définie par une ligne médiane. L'aspect allongé des minéraux qui poussent dans ces veines ne permet pas de revenir à la cinématique de la dilatation, car ils précipitent postérieurement.

B. Mécanismes de précipitation

La précipitation dans les veines est un phénomène complexe qui résulte de l'interaction d'un grand nombre de paramètres qui vont favoriser ou inhiber la précipitation ou la dissolution. Le degré de saturation du fluide minéralisateur est le paramètre majeur, seul un fluide sursaturé peut précipiter, ce qui implique un apport élémentaire constant pour garder un niveau de sursaturation dans le fluide minéralisateur durant toute la phase de précipitation. Cet apport élémentaire va dépendre :

- de l'efficacité des mécanismes d'apport d'éléments (par advection ou diffusion)
- de la variation de la perméabilité selon les changements de pression de fluides (Wiltschko et al., 1998)

- de la dynamique de croissance cristalline (sursaturation ou taux de précipitation ; des conditions physico-chimiques qui maintiennent la sursaturation comme la chlorinité, la complexation moléculaire, la pression de CO₂, les conditions redox, l'acidité).
- de la formation de la microstructure (compétition entre ouverture de la veine et précipitation, la compétition entre les cristaux qui précipitent, le possible rétrocontrôle de la cristallisation sur l'ouverture)

Au-delà de ces paramètres qui agissent directement sur la concentration élémentaire du fluide, les conditions physico-chimiques vont influencer sur le seuil de saturation élémentaire du fluide :

- la pression et la température. Par exemple dans le cas du quartz, la précipitation sera déclenchée par une chute de pression ou par une baisse de la température.
- le pH.
- le potentiel d'oxydoréduction, pour chaque changement de condition redox, la chimie du fluide va changer, et donc son degré de saturation va changer. Ce mécanisme est efficace pour la précipitation de carbonates.

Les paramètres influençant la précipitation de la calcite sont nombreux (Newton et Manning, 2010). La calcite est un minéral rétrograde, ce qui veut dire qu'il se dissout à froid pour précipiter dans les fluides chauds. Néanmoins, en raison des interactions entre les différents paramètres jouant sur le degré de saturation du fluide, la calcite peut précipiter tant dans des fluides chauds que dans des fluides froids (Bons et al., 2012). L'acidité du fluide va être un des paramètres majeurs, aussi, une diminution de pression diminue l'acidité de la solution, ce qui peut entraîner une précipitation de la calcite.

Enfin, les dilutions entre différents fluides de chimies différentes et les interactions avec les roches lors de la migration influencent ces paramètres et donc entraînent ou inhibent la précipitation (Bons et al., 2012). La compétition entre vitesse d'apport élémentaire et cinétique de la précipitation va donc être important pour la morphologie des minéraux précipitant dans la veine, si la cinétique est trop rapide, la veine se formera par paliers de précipitation (Higlers et Urai, 2002a). Au contraire, la précipitation sera continue si l'apport est suffisant. La littérature propose différents modèles permettant un apport continu d'éléments qui vont précipiter pendant l'ouverture d'une fracture, ces modèles se basent sur le mécanisme d'advection, qui apporte les éléments par un transport de matière, ou sur le mécanisme de diffusion, qui apporte les éléments sans transport de matière. Les modélisations numériques (e.g. Lassaga, 1998) ont permis de résumer la compétition entre l'advection et la diffusion à un paramètre, le critère de Pecklet :

$$Pe = \frac{V_{\text{FLOW}} \times y}{D_m}$$

où V_{flow} représente la vitesse de migration du fluide, y la largeur de la fracture et D_m le coefficient de diffusion moléculaire. Lorsque le critère de Peclet est supérieur à 10, le système est dominé par des processus d'advection. La compétition entre apports et cinétique de précipitation est aussi rapportée à la valeur du critère de Damköhler :

$$Da = \frac{k \times y^2}{D_m}$$

où k est la cinétique réactionnelle. Lorsque la valeur de ce critère est supérieure à 3, la cinétique de la précipitation est dominante.

1. Modèles de précipitation par advection

L'advection nécessite une migration de fluides, qui se fera dans les roches soit par la porosité connectée, où beaucoup d'interactions fluides-roches vont avoir lieu du fait d'une migration lente (Oliver et Bons, 2001), soit par les structures de type failles et fractures dilatantes, qu'elles soient déjà ouvertes au moment de la migration ou que la propagation soit synchrone de l'advection des fluides. Aussi, les principaux modèles permettant la précipitation par advection concernent les joints, les fractures mixtes et les zones de failles.

- Le modèle de pompage sismique (Sibson, 1975) explique une migration des fluides dans une fracture grâce au mouvement le long du plan de fracture, dû à la surpression de fluides ou à la tectonique, qui va créer un gradient de pression entraînant la précipitation de minéraux tels que le quartz, très sensible aux chutes de pression. Ainsi, la pression appliquée par le mouvement d'une faille qui va expulser les fluides, entrainera une précipitation due à la diminution brutale de pression. En conséquence, la diminution de cette pression contraste avec la pression plus haut dans la colonne lithologique, et le gradient engendré permet aux fluides moins profonds de migrer vers la profondeur, via d'autres fractures.
- Le modèle de pompage par succion (Sibson, 1990) propose que lorsque la cinématique d'ouverture de la fracture est supérieure à la vitesse de migration des fluides, une sous-pression se crée dans le vide de la fracture, entraînant la précipitation du quartz.
- Le modèle de pompage depuis la matrice vers la veine (Etheridge et al., 1984) explique la précipitation dans les fractures par l'ouverture de ces fractures dans des zones de surpressions de fluides.
- Le mécanisme faille-valve (Sibson, 1990; 1995) invoque une zone en surpression de fluides due à la présence d'une barrière de perméabilité. Cela entraîne de la

fracturation en tension effective qui va pouvoir se propager dans la barrière, créant une décompression qui va entraîner une migration des fluides en surpression canalisée par la fracture. La brusque baisse de pression subséquente à la propagation de la faille et à la migration entraîne une précipitation de minéraux depuis les fluides, ce qui scelle à nouveau l'horizon imperméable ("*self-sealing*"), recréant une barrière et donc formant un cycle qui s'approche du cycle sismique. Ce modèle, valable aussi à petite échelle (Yardley, 1983), a été testé par une modélisation analogique (Lee et al., 1997 ; Lee et Morse, 1999), qui montre que la précipitation dans la veine peut être obtenue soit par sursaturation soit par une haute vitesse de migration du fluide. À noter que si la précipitation se faisait uniquement par sursaturation, il faudrait des quantités déraisonnables de fluides dans les conditions réelles.

- Enfin, Bons (2001) propose un modèle d'hydro-fractures mobiles, qui sont remplies d'un liquide immobile sous pression hydrostatique, ce qui induit un gradient avec le lithostatique valable dans la roche. Ce modèle prévoit un équilibre de pression entre la roche et les fluides dans l'extrémité supérieure de la fracture, ce qui va créer un différentiel de pression à l'intérieur de la fracture. Lorsque ce différentiel, dépendant de la longueur de la fracture, atteint une valeur seuil (pour une fracture d'une dizaine de mètres de long), la roche encaissante ne supporte plus cette pression et l'extrémité de la fracture se propage. Cette propagation entraîne un écoulement du fluide, qui dépend de ses propres caractéristiques physiques, notamment de sa viscosité, donc de la température et de la pression. La vitesse de propagation de la fracture peut exceptionnellement atteindre le mètre par seconde (Weertman, 1971 ; Dahm, 2000) et se retrouve dans des valeurs moyennes allant 0,01 à 0,1 m/s.

Dans la nature, tous ces mécanismes peuvent être contemporains les uns des autres, et peuvent être compartimentalisés dans le réseau de fractures (Bons et al., 2012). L'observation des textures des minéraux qui précipitent dans les fractures peut permettre de distinguer ces différents modes d'advection. Le modèle de pompage depuis la matrice vers la veine va créer des veines ataxiales, le modèle de pompage par succion implique une précipitation dans le vide, donc syntaxiale ou en blocky, les mécanismes de faille-valve ou de pompage sismique sont des mécanismes qui permettent à des fluides de migrer sur de longue distance, précipitant dans des veines sous forme syntaxiale ou en blocky, et les hydro-fractures mobiles précipitant durant la propagation, ces veines seront antitaxiales ou ataxiales.

L'observation de la croissance d'une veine syntaxiale (blocky allongée) créée en laboratoire par advection (migration orientée des fluides) dans une fissure ouverte montre une anisotropie de la croissance des minéraux entre la partie gauche et la partie droite (Fig. 2-22, Hilgers et Ulai, 2002b) et la précipitation résulte en une veine qui n'est pas totalement scellée. Les auteurs relient l'anisotropie de croissance à l'orientation de la migration des

fluides et ne peuvent expliquer la partie non-minéralisée de cette veine synthétique. Il faut noter que les conditions en laboratoire ne reflètent pas les conditions géologiques en profondeur, puisque la précipitation se fait à l'air libre. Dans ce type de configuration, Oliver et Bons (2001) souligne que le degré d'interaction fluides-roches est dépendant de la vitesse de migration, est qu'il sera souvent très limité.

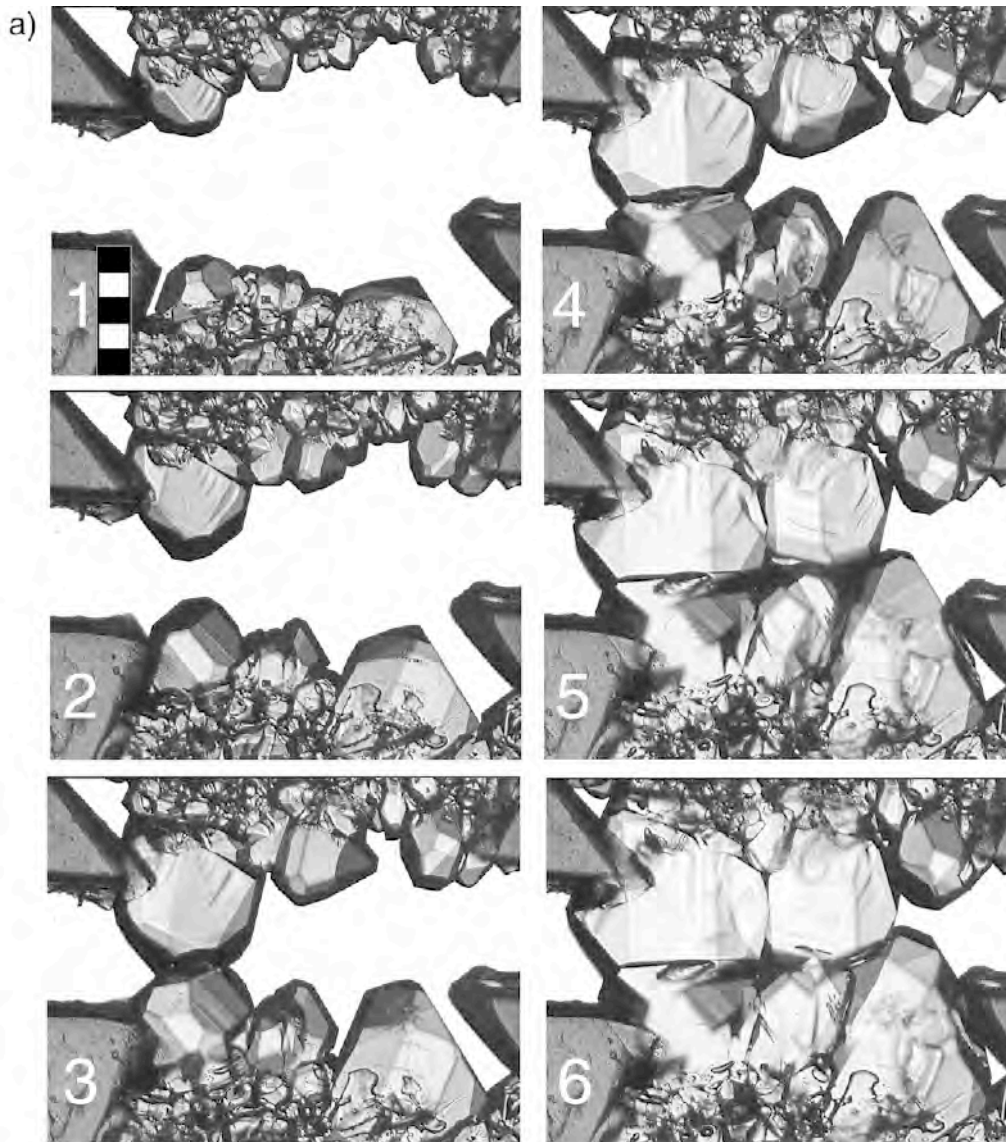


Figure 2-22 : Croissance cristalline dans une veine synthétique sous une migration de gauche à droite. Chaque image est prise avec un intervalle d'une heure, l'échelle est de 0,5 mm. (Hilgers et Urai, 2002b).

Figure 2-22 : Crystal growth in a synthetic vein during precipitation of material from a fluid flowing toward the right. Snapshots were taken every one hour, scale in 1 represent 0,5 mm (Hilgers and Urai, 2002b).

2. Modèles de précipitation par diffusion

Ce phénomène a d'abord été décrit par Durney et Ramsay (1973) pour expliquer la formation de veine à des profondeurs où la pression est trop forte pour les migrations. Ainsi,

les auteurs proposent que le fluide sursaturé précipite sur place. Fisher et Brantley (1992) proposent la diffusion à échelle atomique, avec un gradient de pression entre les fluides dans la matrice et ceux dans la fissure. La force induite par la cristallisation est considérée comme assez efficace pour causer l'ouverture de la fissure (e.g. dans Hilgers et Urai, 2002b). La diffusion se fait surtout par gradient d'activité chimique, qui résulte d'une différence de concentration entre deux milieux. Ce gradient est dépendant de plusieurs paramètres (Bons et al., 2012) : la solubilité des éléments dépend de la pression, des conditions pH et Eh, de l'énergie de surface des minéraux ou de la surface réactionnelle (Putnis et al., 1995).

3. Le calendrier de précipitation dans les veines

Le bilan concernant les mécanismes de précipitation soulève le problème du calendrier de la précipitation du carbonate de calcium dans les veines, notamment dans le cas de la précipitation par advection et les textures syntaxiales et en blocky. En effet, lorsque la précipitation s'est faite dans un vide, on ne peut pas distinguer si la texture blocky est due à une simple différence entre cinétique de précipitation et cinématique d'ouverture de la veine ou à un véritable diachronisme entre ouverture et migration/précipitation. De plus, il existe un effet minéralogique très important qui permet aux fractures de rester ouvertes postérieurement à leurs formations même à 90° de l'orientation du σ_H . La précipitation précoce de minéraux "ponts" dans la veine ou la présence de minéraux peu résistant dans la matrice proche de la veine peut accommoder les déformations et permettre au vide d'exister jusqu'à des profondeurs de 3 km (Laubach et al., 2004). Au delà de cette profondeur, de tels comportements n'ont pas été observés, et la propension des fractures à rester ouvertes et perméables sans qu'elles ne contiennent de fluides reste débattue. Pour avoir une idée de ce calendrier, il convient d'intégrer la chimie des fluides, le calendrier de l'ouverture des fractures et les mécanismes de précipitation les plus cohérents. L'identification de plusieurs générations de ciments dans la même veine peut aussi permettre de discuter la séquence de précipitation (Vandeginste et al., 2012 ; Evans et Fischer, 2012). Pour contourner cette incertitude, Evans et Fischer (2012) recommandent une grande densité de prélèvements et de données géochimiques du ciment des veines.

C. La caractérisation géochimique des fluides minéralisateurs

La formation de veines est donc un phénomène complexe contrôlé par de nombreuses variables qui interagissent, comme la chimie du fluide, les conditions pression-température ou l'acidité du milieu. Si l'observation cristallographique peut informer quant à l'histoire d'ouverture de la fracture, la chimie du fluide peut être approchée en caractérisant la géochimie des minéralisations. Il existe plusieurs outils géochimiques qui sont classiquement

utilisés dans les études visant à comprendre l'origine et les migrations des fluides minéralisateurs de quartz et de calcite. Il sera présenté ici un bref résumé des apports permis par ces principaux outils géochimiques, ceux utilisés dans ce travail (marqués d'un astérisque) seront plus amplement présentés dans la section II du chapitre 4 de ce mémoire.

1. Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone*

L'étude des isotopes stables qui sont les composant majeurs du quartz (oxygène) et de la calcite (oxygène et carbone) est utilisée pour obtenir des informations sur la température de formation de la veine ou sur la salinité du fluide (McCrea, 1950) ou comme traceur de différentes sources de fluides minéralisateurs (Dietrich et al., 1983, Oliver et al., 1993). En calculant la composition isotopique du fluide en fonction d'une température estimée, il est possible de comparer cette valeur aux sources possibles (météoritiques, marines, hydrothermales ou métamorphiques) et donc d'en déterminer la source ainsi que les possibles mélanges entre les sources (e.g. McCaig, 1988 ; Shemesh et al., 1992 ; Oliver et al., 1993 ; Douglas et al., 2003). En couplant isotopie de l'oxygène et du carbone, on peut aussi obtenir des informations sur les degrés d'interactions fluides-roches (Travé et al., 2007) et les rapports volumiques entre roches et fluides (Gray et al., 1991), donc en déduire des vitesses de migration et de précipitation (Oliver et Bons, 2001). La comparaison entre les valeurs isotopiques de l'oxygène dans deux phases minérales différentes et cogénétiques (couple quartz-chlorite en profondeur ou magnetite-quartz en surface) permet de fixer de façon absolue la température du fluide grâce à la thermodépendance du fractionnement de l'oxygène pendant la précipitation des minéraux (Kirschner et al., 1995, Chacko et al., 2001). Les interprétations du $\delta^{13}\text{C}$ des veines permettent de déterminer si les fluides dans les veines proviennent ou non des carbonates de la matrice (Dietrich et al., 1983), les variations étant souvent attribuées au degré d'altération de la matière organique (Suchy et al., 2000).

2. Les inclusions fluides*

2.1. Les inclusions aqueuses*

Les hétérogénéités lors de la croissance des cristaux piège les fluides minéralisateurs et les conservent à l'abri des variations de pression et de températures si le volume de l'inclusion ne change pas au cours du temps (Roedder, 1962). L'étude de ces inclusions, observables dans les cristaux transparents de calcite et de quartz, se fait en changeant la température de l'échantillon, sur une platine chauffante, ce qui permet d'observer des changements de phases au sein du fluide. La disparition de la phase vapeur se fait à une température qui se rapporte à la température de piégeage du fluide (Température d'homogénéisation) et la température de fonte du dernier glaçon est liée à la salinité du fluide (Température de fusion de la glace,

Bodnar, 1993). La microthermométrie des inclusions fluides est bien plus accessible dans le quartz que dans la calcite (Goldstein et Reynolds, 1994), car les inclusions y sont généralement plus volumineuses, avec une bulle de gaz mieux exprimée, et la dureté du quartz met l'utilisateur à l'abri d'une éventuelle déformation de l'inclusion. Dans la calcite, où les conditions d'observation sont compliquées par la biréfringence naturelle et le maillage parfois intense, la fragilité du minéral fait que nombre des inclusions sont déformées, ce changement de volume rendant la température d'homogénéisation impossible à utiliser pour estimer la température de piégeage du fluide. Pour palier les limites d'observation, la spectrométrie RAMAN a été développée pour caractériser la chimie du fluide, notamment sa salinité et la composition d'éventuels gaz dissous (e.g. Burke, 2001 ; Dubessy et al., 2002), mais cette technique est limitée par la taille des inclusions et par la fluorescence naturelle du minéral hôte.

*2.2. Les inclusions fluides à hydrocarbures**

Lorsque la minéralisation s'accompagne d'une migration d'hydrocarbures, ces derniers peuvent être piégés dans les défauts des minéralisations. L'étude des inclusions fluides à hydrocarbures est un bon paléo-thermo-baromètre (Bodnar et Stemer, 1987 ; Pironon et Bourdet, 2008).

Des méthodes tels que la microscopie confocale à balayage laser ou la microspectrométrie à infrarouges permettent d'obtenir des informations sur le volume des inclusions et sur la chimie des hydrocarbures (voir chapitre 4). En ajoutant à ces données l'isochore d'un système d'inclusions aqueuses synchrones du système d'inclusions à hydrocarbures dont on connaît la chimie, on peut précisément reconstruire la pression et la température de précipitation (Pironon et al., 2000). On peut noter que lorsque le système contient des hydrocarbures, les études sur les migrations de fluides approchent parfois les conditions de température du milieu grâce à des méthodes de type réflectance de la vitrinite et caractérisation du T_{max} de la matière organique par Rock-Éval (e.g. Roure et al., 2010).

2.3. La chimie des inclusions fluides

Une méthode directe de caractérisation chimique des fluides consiste à broyer des cristaux et à analyser le fluide qu'ils contiennent (Banks et Yardley, 1992). Une étude de géochimie élémentaire classique peut alors être menée (voir ci-après). Le principal défaut de cette méthode est que plusieurs générations d'inclusions sont souvent présentes dans les cristaux, et que si le fluide piégé est différent, il devient impossible d'affiner la signature chimique obtenue avec cette méthode. L'ablation Laser couplée à la spectrométrie de masse (type LA-ICP-MS) permet d'accéder à la chimie isotopique et élémentaire à l'échelle d'une seule inclusion d'une taille supérieure à 5 microns (Heinrich et al., 2003 ; Pettke, 2008).

3. Les isotopes non-conventionnels *

De par l'absence de rubidium dans les carbonates, il est possible de comparer sans correction le rapport isotopique $87/86$ du strontium entre différentes veines de calcite (McCaig et al., 1995). Grâce à un fractionnement très faible, et indépendant de la température de précipitation, cet outil permet de tracer l'origine des fluides, et les interactions avec les roches lors de la migration (e.g. Rhodes et al., 2002). Il est à noter que l'isotopie du Néodyme, en développement, semble reproduire le même comportement que le strontium, en plus chaotique, en faisant un possible outil de traçage de source et de chemin de migration (Barker et al., 2009). En revanche, l'étude de l'isotopie du strontium ne permet pas de faire des datations absolues. L'absence de rubidium dans la calcite rend la radiochronologie par le couple Rb/Sr impossible dans la calcite seule, et elle reste très peu développée en utilisant des couples de minéraux comme calcite-chlorite (Müller et al., 2000), ce dernier contenant du rubidium en quantité variable, souvent dans les inclusions solides du cristal (Pettke et Diamond, 1995). La radiochronologie sur les veines récentes peut être faite grâce au couple U-Th, mais l'extension temporelle est limitée à 75 000 ans (e.g. Uysal et al., 2011). En revanche, le développement de la radiochronologie par le couple Samarium 147 – Néodyme 143 est prometteur dans la calcite, qui contient ces éléments (Bons et al., 2012). Dans le quartz en revanche, la plus faible concentration en strontium dans les minéraux rend l'isotopie difficile à utiliser (Munz et al., 1995).

4. Géochimie élémentaire

La quantification des éléments mineurs et traces s'effectuent principalement dans la calcite, tant la concentration des éléments autres que le silicium et l'oxygène est faible dans le quartz, où seul la concentration de l'aluminium peut informer sur l'acidité du fluide (Rusk et al., 2008 ; Wagner et al., 2010 ; Bons et al., 2012). En revanche, la calcite contient de nombreux éléments suffisamment concentrés pour être détectés : le magnésium, le fer ou le manganèse permet d'accéder à l'état d'oxydation du fluide (Yardley et al., 1993), qui peut aussi être approché par l'observation en cathodoluminescence (Machel, 2000). La quantification d'éléments traces apporte des informations sur les minéraux qui ont interagit avec le fluide qui a précipité, ce qui fait de certains de ces éléments, notamment les terres rares comme l'europium, de bons marqueurs de la source et du chemin de migrations des fluides (Wagner et al., 2010).

Dans un récent article de synthèse, Bons et al. (2012) cherchent à relier systématiquement la texture des veines à la géochimie des fluides minéralisateurs à partir de

cas naturels. Comme unique relation systématique, il ressort que les veines fibreuses ataxiales montrent souvent des inclusions fluides avec des températures d'homogénéisation froides ($<60^{\circ}\text{C}$), ce qui peut permettre de discriminer l'ouverture en mécanisme de *crack-seal* en domaine cassant et peu profond. Il apparaît néanmoins compliqué de relier de façon systématique la texture des veines à la chimie des fluides, notamment car très peu d'études fournissent les observations et les données pour le faire. Il est alors assez classique de ne s'intéresser qu'à l'un ou l'autre de ces aspects. En effet, l'échelle traitée est bien souvent différente, la chimie permettant de reconstruire des migrations de fluides à grande échelle lorsque la texture de la fracture informera surtout sur les processus physico-chimiques à l'échelle du minéral. Néanmoins il est important de garder à l'esprit que ces deux types d'approches peuvent être complémentaires et donc qu'il faut essayer d'interpréter de façon cohérente la texture des cristaux et la chimie des fluides, car ces deux outils sont primordiaux dans la compréhension des relations entre interactions fluides-roches et déformations.

D. Relations entre fluides et déformations

À l'inverse des études géochimiques des interactions fluides roches dans les veines qui visent à reconstituer la paragenèse des couches d'une structure réservoir durant son évolution diagénétique, notre étude essaie de documenter les relations entre migrations de fluides et déformation structurale et microstructurale. Si les études reconstituant la séquence d'évolution diagénétique d'une structure réservoir donnent de nombreuses indications sur la séquence de déformation (e.g. Fig. 2-23, Van Geet et al., 2002), elles ne s'intéressent que peu aux facteurs de contrôle et de rétro-contrôle de l'évolution dynamique d'un système de fluides dans une structure en formation. Dans un milieu fracturé, les fluides vont avoir un rôle prépondérant (Durney et Ramsay, 1973) puisque leur accumulation va aider à la fracturation (Hubert et Rubbey, 1959 ; Sibson, 2000) qui en retour va potentiellement augmenter la perméabilité du milieu et mobiliser les fluides locaux. De la même façon, les grandes failles semblent souvent servir de drains pour des migrations de fluides exotiques au système, tantôt superficiels, tantôt profonds. Les interactions entre déformation et fluides (migrations, variations de pression de fluides, précipitations) sont complexes et influencent considérablement les propriétés physico-chimiques des roches.

1. À l'échelle de la fracture

1.1. Les joints

Les joints se forment soit dans un champ de contrainte localement extensif, soit en réponse à une forte augmentation de pression de fluides, qui va avoir pour effet de faire de la contrainte principale minimale compressive une contrainte en tension effective (Hubert et Rubbey, 1959). Dans les conditions pression-température permettant une accommodation

cassante des contraintes appliquées, le développement de fractures est l'un des premiers mécanismes de déformation. Considérant un milieu fracturé, il apparaît que deux facteurs vont être prépondérants dans le contrôle des migrations de fluides : la géométrie du réseau de fractures et la contrainte appliquée.

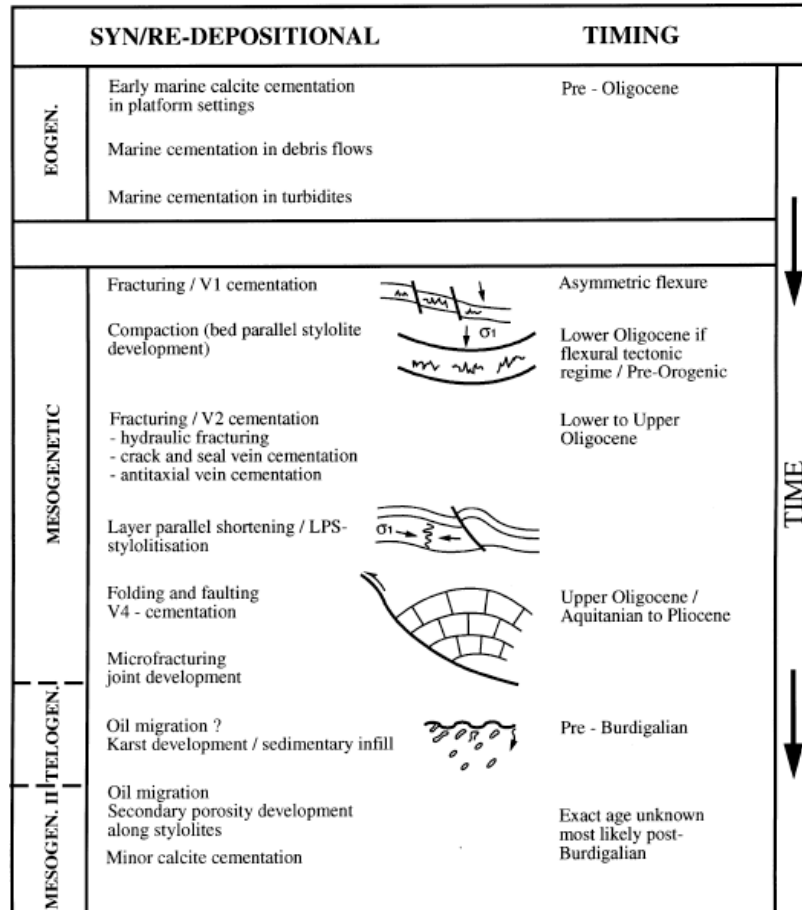


Figure 2-23 : Exemple de séquence paragenétique visant à comprendre l'impact de la diagénèse sur la qualité réservoir des couches. La reconstitution confronte l'étude géochimique des ciments de veines avec une séquence de fracturation dans les Albanides (Van Geet et al., 2002).

Figure 2-23 : Example of diagenesis impacted reservoir quality in strata of the Albanides, based on the reconstruction of paragenetic sequence of vein cements. This kind of sequence is based on geochemistry of vein cements, on paragenetic observations, and on a fracture sequence (Van Geet et al., 2002).

1.2. Rôle de la géométrie du réseau de fractures

La perméabilité du milieu va être contrôlée en premier lieu par le degré de connexion des fractures (Jolly et Cosgrove, 2003 ; Sanderson et Zhang, 2004) qui est lié à l'orientation des fractures, à leur taille et à leur ouverture, comme le montre les modèles de perméabilité locale dans les roches (Fig. 2-24, Jolly et Cosgrove, 2003). Il apparaît alors que les joints sont plus drainants que les fractures mixtes, et que la persistance des joints est un aspect essentiel pour les migrations de fluides exotiques (Laubach et al., 2009 ; Barbier et al., 2012a).

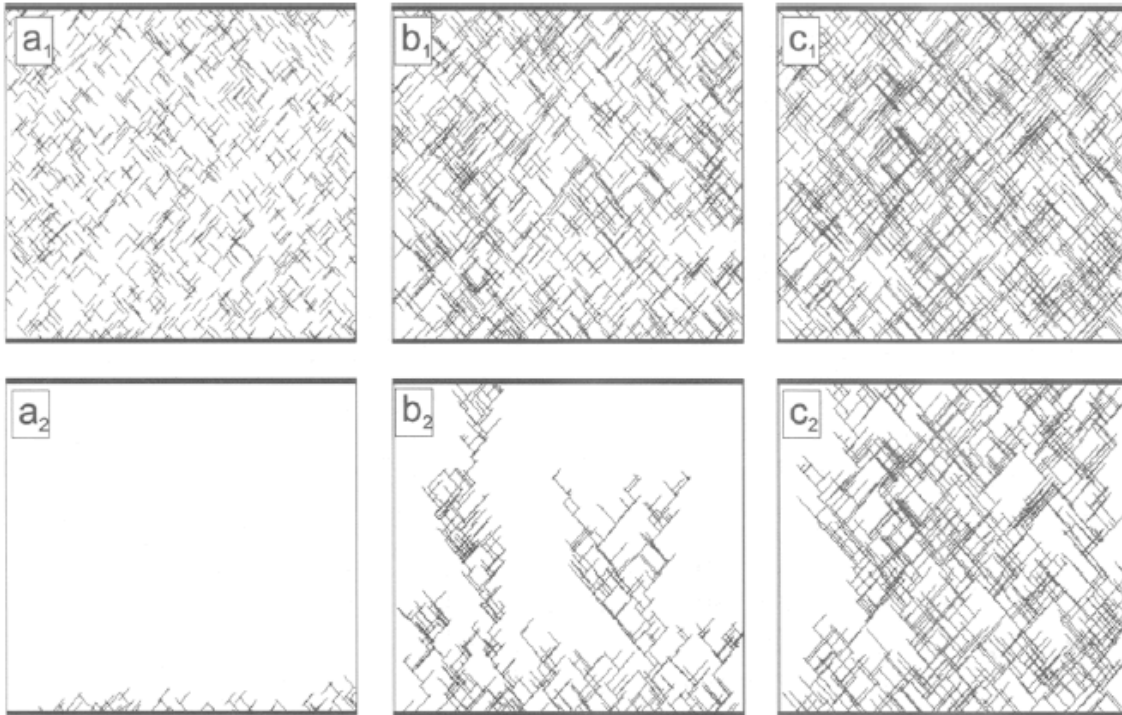


Figure 2-24 : Simulation de développement d'un réseau de fractures (a1, b1, c1) et perméabilité locale correspondante (a2 : nulle, b2 :chenallisée, c2 : distribuée). Plus les fractures sont longues, plus le réseau est connecté et plus la roche est perméable (Jolly et Cosgrove, 2003).

Figure 2-24 : Fracture networks made up of two orthogonal fracture sets (a1, b1 and c1). The orientation and density of the fracture sets in the three models are identical and they differ only in the length of the fractures which increases from models a to c. (a2, b2 and c2) The shortest fracture connections between the lower and upper boundaries, and where there is no connection between the upper and lower boundary only those fractures connected to the lower boundary. The models show the styles of connectivity varies from none (a) through channelized (b) to pervasive (c) (Jolly and Cosgrove, 2003).

Dans les paramètres géométriques du réseau de fractures, la quantité d'intersections semble importante dans la perméabilisation des couches. En effet, c'est au niveau de ces intersections que le "vide" est le plus grand, ce qui crée le gradient de pression nécessaire à une migration verticale de fluides (Sanderson et Zhang, 2004). De plus, pour un même événement de migration, la connectivité du réseau de fractures va contrôler le type de flux, canalisé quand le réseau est peu connecté ou distribué dans le réseau s'il est suffisamment connecté.

1.3. Rôle des contraintes appliquées

Dans les réseaux de fractures, les paramètres contrôlant la migration de fluides sont des paramètres physiques indépendants de la température plutôt que des paramètres chimiques (Oliver, 1986 ; Sibson, 1990 ; Holyland et al., 1993). Parmi ces paramètres physiques, la contrainte appliquée au système semble prépondérante (Connolly et Cosgrove, 1999 ; Sanderson et Zhang, 1999 ; 2004), lorsque le différentiel des contraintes est faible, et que la pression de fluides l'est aussi, le système fracture-fluide sera stable, et la migration sera

initiée à partir d'une magnitude critique des contraintes R_c (Sanderson et Zhang, 1999 ; 2004) :

$$R_c = \frac{P_f - \left(\frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3} \right)}{\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}}$$

où P_f est la pression de fluides et σ_i la magnitude de la contrainte principale i . Lorsque le rapport R_c atteint -1 ou -2, les fractures s'ouvrent et la migration s'accélère. De fait, les phases de courbure des couches, même à l'échelle de la flexure lithosphérique, est un mécanisme augmentant le développement des fractures connectées, augmentant la perméabilité hydraulique des couches (Billi, 2005 ; Quinta et Tavani, 2012 ; ce travail)

2. Les zones de failles

Les zones de failles sont composées d'un cœur de faille (*fault core*) et d'une zone fracturée à cause des mouvements parallèles et obliques au cœur de la faille, dite zone d'endommagement (*damage zone*). Les migrations dans les zones d'endommagement des failles sont les plus étudiées (e.g. dans Faulkner et al., 2010). Certaines parties de cette zone fracturée peuvent être de très bons drains lorsque la géométrie des fractures permet une connexion importante (Connolly et Cosgrove, 1999). La zone de faille est donc divisée en plusieurs entités dont les perméabilités varient de nulle à efficace (Figs. 2-25 et 2-26 ; Nelson, 1985 ; Agosta, 2008 ; Benédicte et al., 2008).

Dans une zone de faille, le cœur de la faille implique souvent des lithologies de gouges argileuses imperméables, rendant cette zone fermée aux fluides extérieurs (Nelson, 1985 ; Hirono et al., 2003 ; Agosta, 2008 ; Bussolotto et al., 2007 ; Benédicte et al., 2008, Faulkner et al., 2010). Lorsque le cœur de la faille est composé de cataclasites d'une lithologie gréseuse, la compaction le long du cœur de la faille sous une contrainte compressive de 25 MPa entraîne une diminution de la perméabilité de 2 à 3 ordres de grandeur (Zhang et Tullis, 1998). À l'inverse, la zone d'endommagement est plutôt perméable en fonction des lithologies fracturées et de la géométrie de fractures, les couloirs bien connectés étant très perméables (Fig. 2-26). Cette distinction de perméabilité entre le cœur et la zone d'endommagement se retrouve aussi lorsque les zones de failles contiennent plusieurs cœurs (Fig. 2-23, Faulkner et al., 2010). Dans tous ces cas, les migrations les plus efficaces sont parallèles à cœur de la faille, des études sur des failles actives montrent qu'une vaste majorité (jusqu'à 95%) des fluides migrant dans la zone de faille migrent le long de seulement quelques fractures très drainantes (références dans Faulkner et al., 2010). Les zones de failles sont donc des milieux où la

perméabilité varie dans l'espace, mais aussi dans le temps, avec une cyclicité de perméabilité directement reliée au cycle sismique (Sibson et al., 1990).

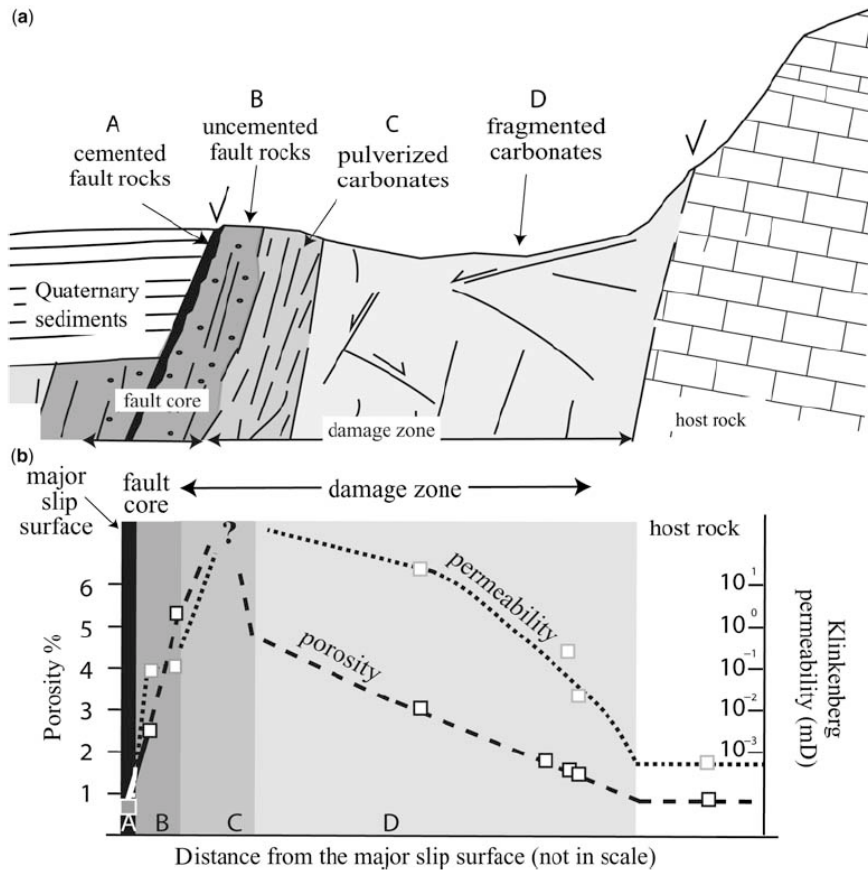


Figure 2-25 : Diagramme des différentes parties d'une zone de faille normale bordant un bassin d'avant-pays (a) et évolution de la porosité et perméabilité correspondantes (b) (Agosta, 2008).

Figure 2-25 : Schematic cross-section of a normal fault zone in a foreland (a) and associated porosity-permeability variations (b) (Agosta, 2008).

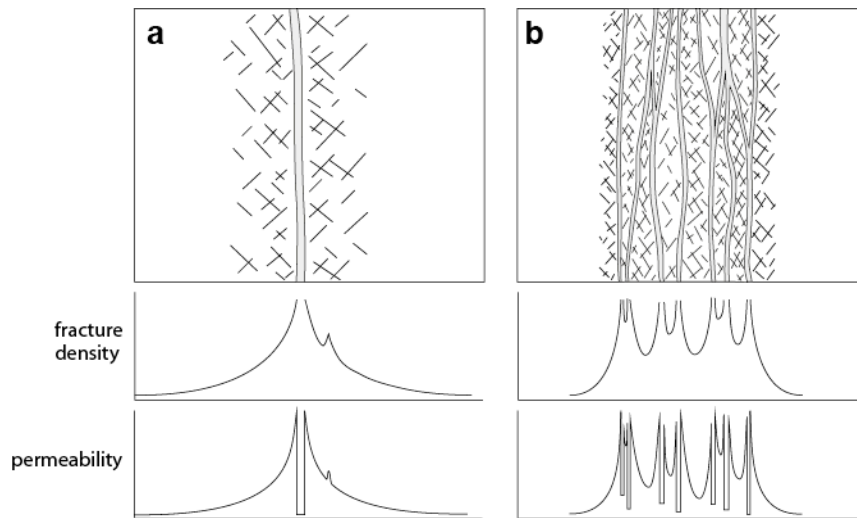


Figure 2-26 : Propriétés physiques (densité de fractures et perméabilité) dans les zones de failles (zone d'endommagement et cœur de la faille) avec un seul cœur (a) ou avec plusieurs cœurs (b) (Faulkner et al., 2010).

Figure 2-26 : Physical properties (density fracture and permeability) of fault zones regarding either the damaged zone and the fault core, considering single fault core (a) and multiple fault core (b) settings (Faulkner et al., 2010).

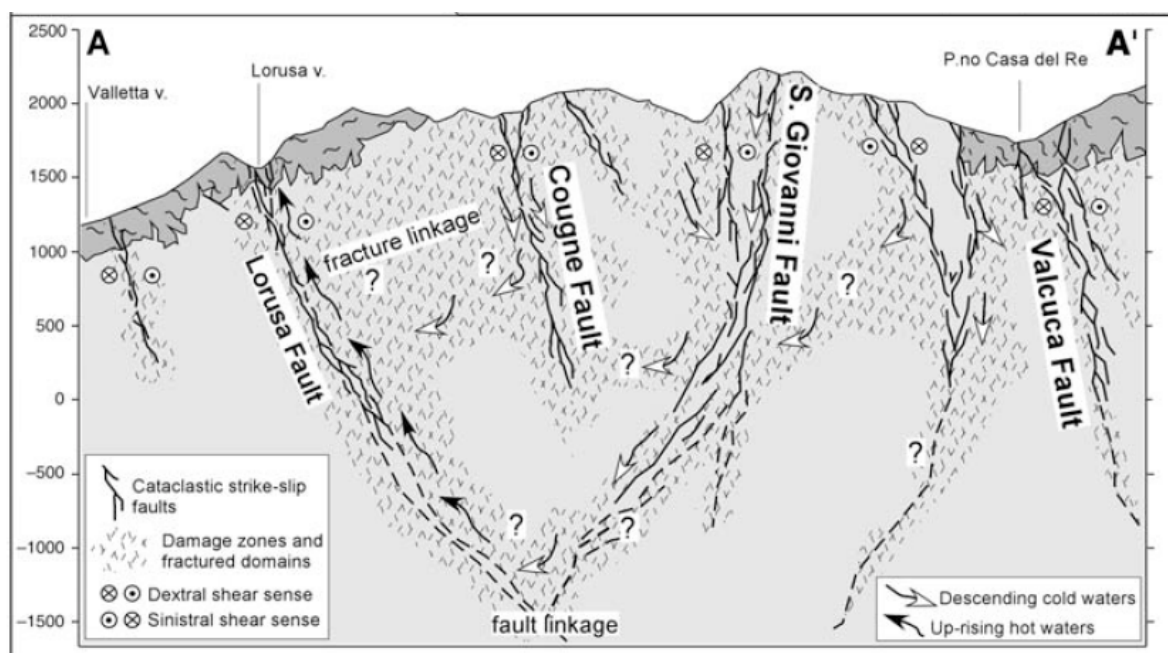


Figure 2-27 : Système de migration de fluides dans les zones d'endommagement de différentes failles connectées en profondeur dans les Alpes italiennes. Les roches en gris clairs sont des granites et les roches en gris foncés sont des gneiss (Baietto et al., 2008).

Figure 2-27 : Fluid flow in damaged zones of fault system in granitic (light grey) and gneissic (dark grey) rocks of Alps (Italy) (Baietto et al., 2008).

Le développement des zones d'endommagement permet la migration de fluides exotiques dans le système, tant *per descensum* que *per ascensum* (Fig. 2-27 ; Agosta, 2008 ; Baietto et al., 2008). L'exemple présenté en figure 2-27 illustre aussi l'importance de la connectivité des failles dans les circulations de fluides. À partir de la caractérisation géochimique de fluides hydrothermaux, Baietto et al. (2008) proposent un modèle de migration convective pour expliquer que les fluides résurgents à Lorusa soient des fluides hydrothermaux dérivés de fluides de surface. Ainsi, la connexion entre les failles en profondeur crée une perméabilité continue via les zones d'endommagement individuelles. La perméabilité nécessaire pour que ce modèle soit viable est cohérente avec les modèles de perméabilité reconstruits dans les failles normales des bassins d'avant-pays des Alpes par Agosta (2008, Fig. 2-25).

Selon Bussolotto et al. (2007), le développement de la zone d'endommagement dans les carbonates est partiellement contrôlé par les interactions fluides-roches et selon la profondeur de développement des failles, le système sera ouvert aux fluides extérieurs ou non. Sous 2500 mètres de profondeur, la zone de faille sera un système fermé (Benedicto et al., 2008) alors qu'au dessus de 2500 mètres de profondeur, la zone d'endommagement fera que la zone de faille sera globalement perméable, les fluides y circuleront et pourront soit dissoudre l'encaissant, soit précipiter rapidement, ce qui aura un impact important sur la perméabilité de la zone de faille.

La cyclicité entre périodes de perméabilité des failles et périodes où ces dernières sont des barrières pour les fluides est reliée notamment au cycle sismique (Sibson, 1994 ; Ge and Garven, 1994). La rupture le long du plan de faille est reliée à la charge tectonique d'une part et à la pression de fluide d'autre part (Fig. 2-28).

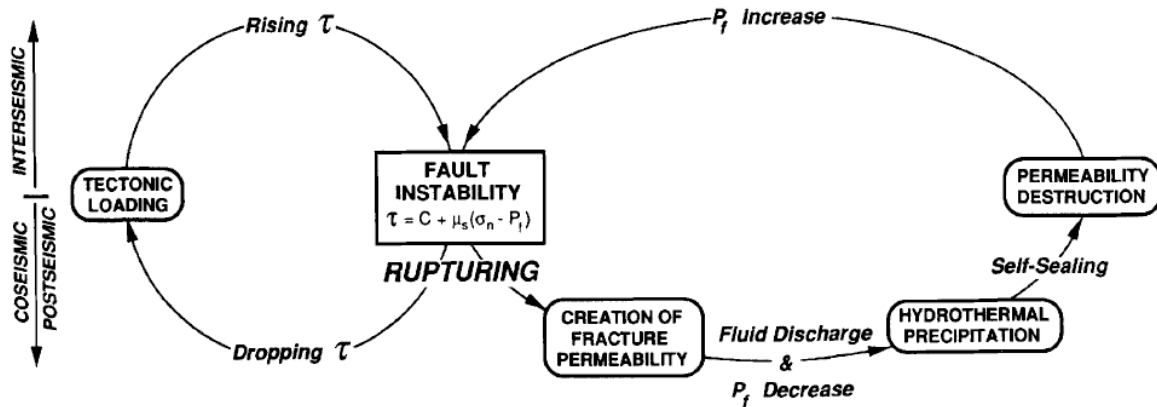


Figure 2-28 : Diagramme présentant les paramètres contrôlant la rupture et la réactivation d'un plan de faille dans le modèle fault-valve (Sibson, 1994).

Figure 2-28 : Schematic representation the the fault-valve model illustrating interplays of factors that control the reactivation of a fault plane (Sibson, 1994).

Ce modèle d'interaction est utilisé pour expliquer les observations lors d'études de prospection d'hydrocarbures rapportant que des phases de bréchification et de néorupture prenaient place de temps en temps dans les zones en surpression de fluides, entraînant de fait une diminution de la pression de fluides (Hunt, 1990). Pour expliquer la sismicité observée en profondeur, un modèle de circulation de fluides dans les zones de cisaillement ductile a été mis au point (Fig. 2-29 ; McCaig, 1988 ; Henderson et McCaig, 1996). Ce modèle explique qu'avant le séisme, la déformation se fait sous forme de fluage ductile, ce qui en fait un système fermé où la porosité diminue et où la pression de fluides augmente. Lorsque la surpression de fluides est suffisante pour réactiver le glissement le long du plan de faille, la phase sismique se produit. Le mouvement le long de la faille expulse les fluides présents vers le haut via la zone d'endommagement et les fractures associées, cette migration s'accompagnant d'une brusque chute de pression qui va entraîner la précipitation du quartz dans les veines. Dans le même temps, un gradient de pression se crée entre la profondeur (où la pression diminue) et la surface, ce qui agit comme une pompe pour faire migrer les fluides superficiels vers la profondeur le long d'autres zones de faille, créant ainsi un cycle de pompage corrélé au cycle sismique (Fig. 2-30).

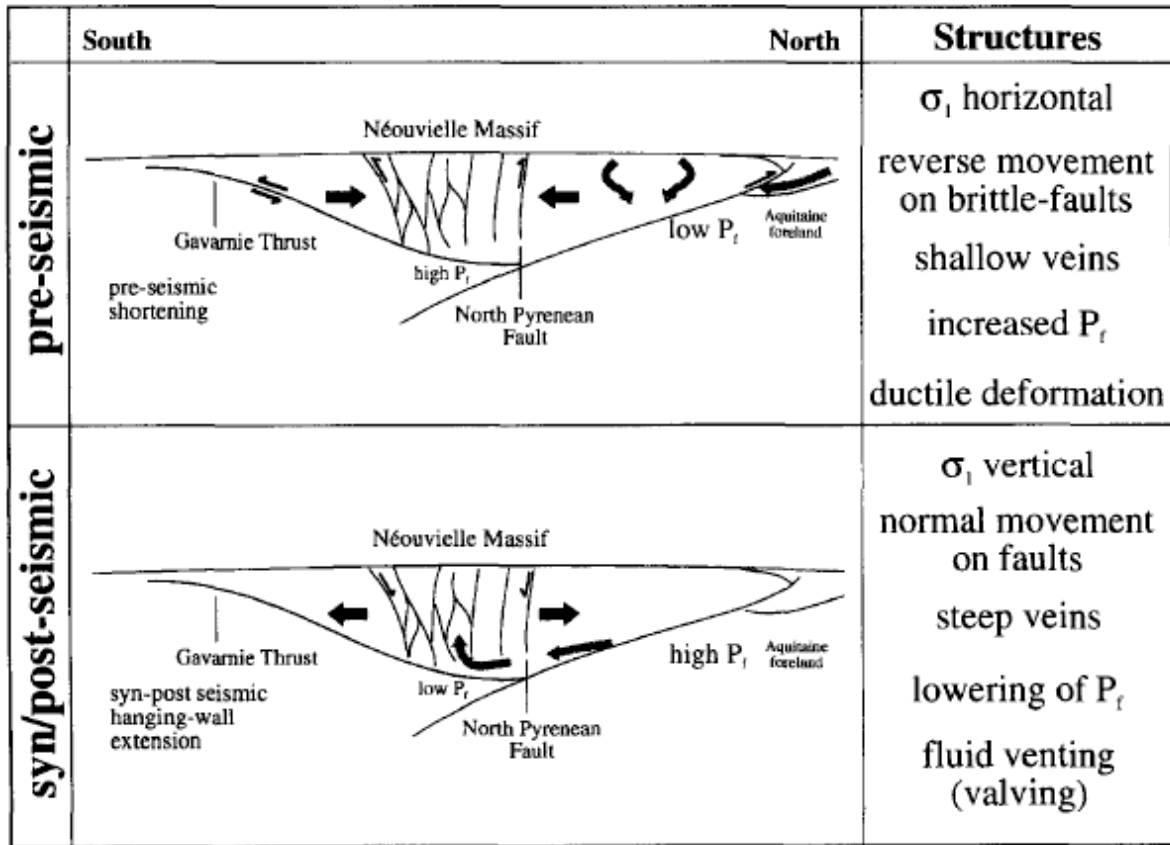


Figure 2-29 : Modèle de pompage des fluides vers la profondeur durant le cycle sismique reconstitué dans le massif de la Néouvielle, Zone Axiale des Pyrénées (Henderson et McCaig, 1996).

Figure 2-29 : Seismic pumping model illustrating capability of faults to drain fluids downward and to expel them upward during the seismic cycle, after observations in the Néouvielle Range (Pyrenees) (Henderson and McCaig, 1996).

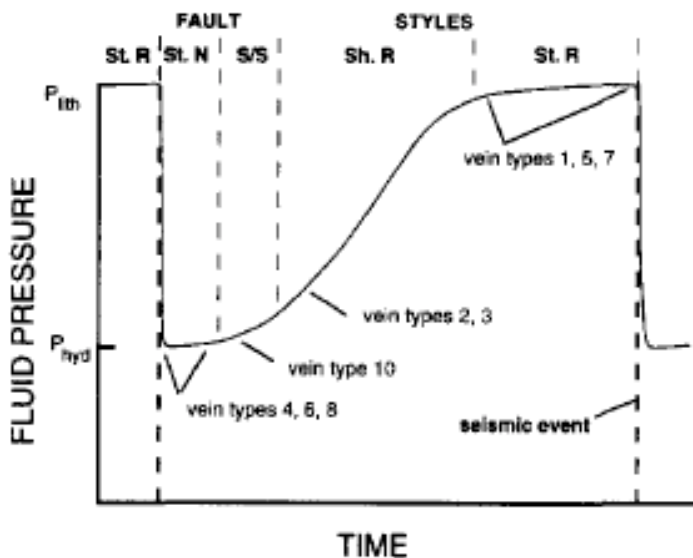


Figure 2-30 : Reconstitution de la pression de fluides durant les évènements décrits en figure 2-29 et précipitations associées dans les veines. Les annotations se rapporte au style de failles : St. R = faille inverse raide ; St. N = faille normale raide ; S/S = faille décrochante ; Sh. R = faille inverse. (Henderson et McCaig, 1996).

Figure 2-30 : Fluid pressure evolution in a damaged zone of a fault through seismic cycle. St. R. = Step Reverse fault, St. N = Step Normale fault, S/S = Strike-Slip fault, Sh. R. = Reverse fault (Henderson and McCaig, 1996)

3. À l'échelle des couches

Ce paragraphe traite spécifiquement des interactions fluides-déformations dans les couches avant et pendant la phase précoce du plissement, le *LPS*. C'est lors de cette phase de déformation précoce du pli que se développe une partie non-négligeable des fractures qui forment le réseau final de fractures observable dans une structure plissée (Ferket et al., 2003 ; Roure et al., 2005 ; Bellahsen et al., 2006 a,b ; Evans, 2010). Lors de cette étape, les circulations de fluides vont avoir un rôle important dans la cimentation de la porosité des couches, amplifiant ainsi les zones de surpressions, où peuvent se développer des fractures hydrauliques (e.g. Roure et al., 2005).

En comparant différents avant-pays, Roure et al. (2005) développent un modèle d'évolution de la déformation depuis le dépôt des couches jusqu'à cette phase *LPS* dans un réservoir poreux entouré de couches peu perméables (Fig. 2-31). À partir de la phase de compaction, les auteurs observent le développement de fractures interprétées comme des fractures hydrauliques dues à l'augmentation de la pression de pore. Lorsque les fractures s'ouvrent, la pression de pore va diminuer car les fluides vont être mobilisés pour remplir les fractures. Après ce rééquilibrage de pression, les auteurs considèrent que la pression-dissolution entraînée par la compaction des couches (étape *BPS* – *Bedding Parallel Styrolithic planes*) va remettre le réservoir en surpression jusqu'à atteindre une pression équivalente à la pression du lithostatique de façon synchrone au début de la contraction horizontale (Bjørlykke, 2006). Une intense fracturation hydraulique marque alors les couches notamment par le développement de veines parallèles aux couches, soit avant (Van Geet et al., 2002), soit pendant le début du *LPS* (Roure et al., 2005). La suite de l'histoire, qui comprend la mise en place de la compression horizontale et qui est à proprement parler la phase *LPS*, voit une stylolitisation tectonique dont les plans sont perpendiculaires à la direction du σ_1 et un développement synchrone des fractures orientées parallèlement à la compression. Ce modèle montre clairement que l'évolution de la porosité va contrôler la fracturation et donc la mobilisation des fluides dès la compaction des couches. De plus, les événements de pression-dissolution vont mettre en solution certains éléments qui pourront ensuite précipiter dans les fractures (e.g. la silice). La dolomitisation des couches et la destruction de porosité associée sont reliées à ces étapes de remobilisation des fluides à plus forte température et dans des environnements où la pression varie de façon anisotrope en fonction de la magnitude des contraintes appliquées. Il est aussi des cas où le système reste fermé tout au long de l'histoire, et où les changements de conditions P,T dus à la surrection vont permettre de créer une porosité vacuolaire qui va perméabiliser les couches tardivement (e.g. Roure et al., 2005 ; 2010).

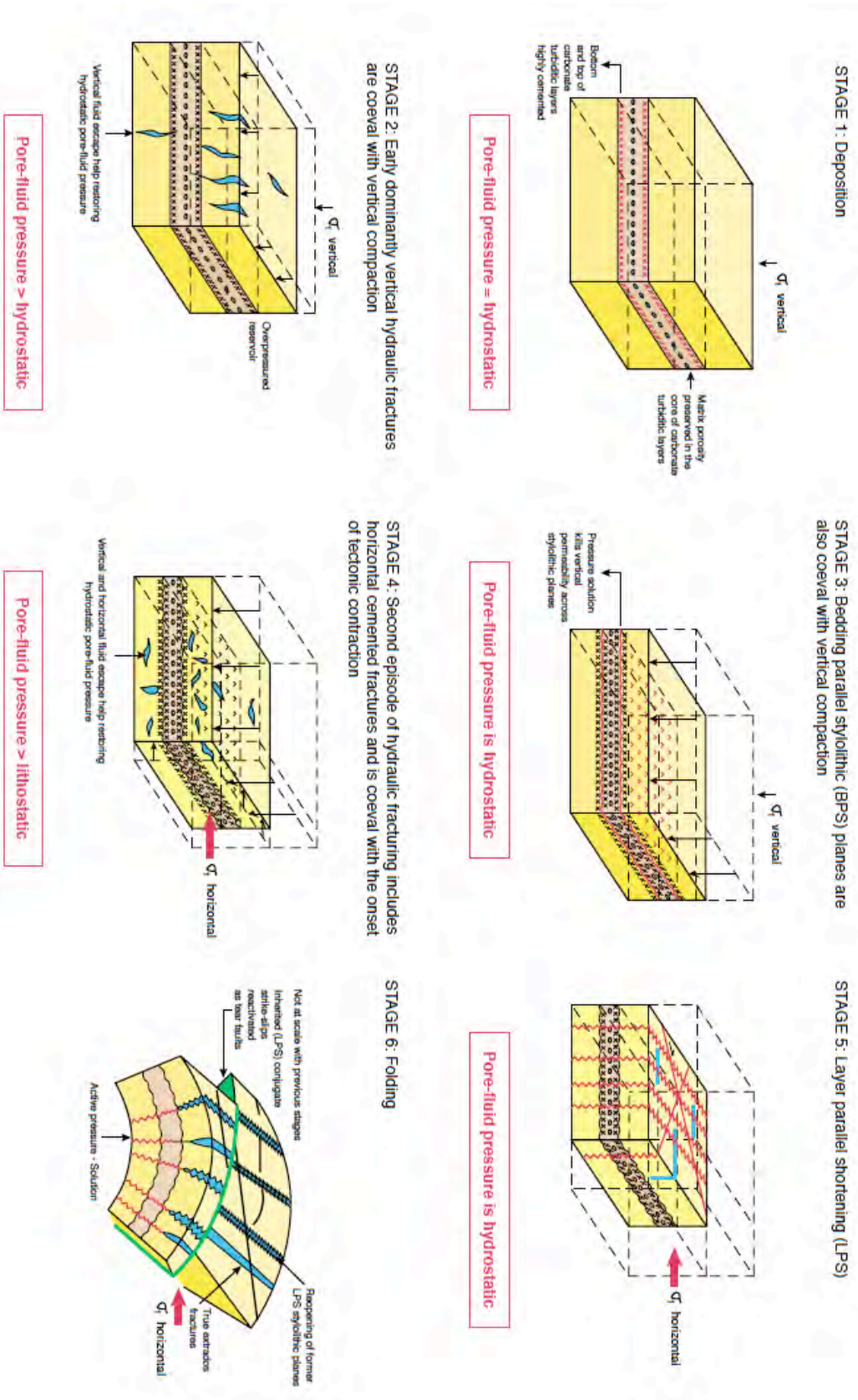


Figure 2-31 : Modèle d'évolution de la déformation dans un réservoir poreux encadré par des roches imperméables depuis le dépôt de la couche jusqu'au plissement (Roure et al., 2005).
 Figure 2-31 : Sequence of deformation in a porous reservoir overlying and underlying nonpermeable rocks since the deposition until folding (Roure et al., 2005).

Dans le développement de failles et de joints avant le plissement, l'expression de la déformation va être majoritairement contrôlée par la contrainte appliquée et par les variations de la pression des fluides contenus dans la porosité. Les paramètres de chimie du fluide et de température vont aussi avoir un impact non négligeable sur la cimentation ou la dissolution de la roche, entraînant une variation de la porosité qui va déclencher des déformations cassantes dans un sens ou les retarder dans l'autre, l'espace créé accommodant la surpression de fluides.

4. Dans un pli

Dans un récent article de synthèse, Evans et Fischer (2012) proposent de déterminer les facteurs de contrôle de la pression, de la température et de la chimie des fluides lors du plissement en se basant sur plusieurs cas naturels qui sont présentés dans les paragraphes suivants. Les relations complexes entre la cinématique du plissement, la mécanique des couches stratigraphiques, les propriétés physiques des roches, le développement de la fracturation et le système de fluides sont résumées sur les figures 1-2 et 2-32.

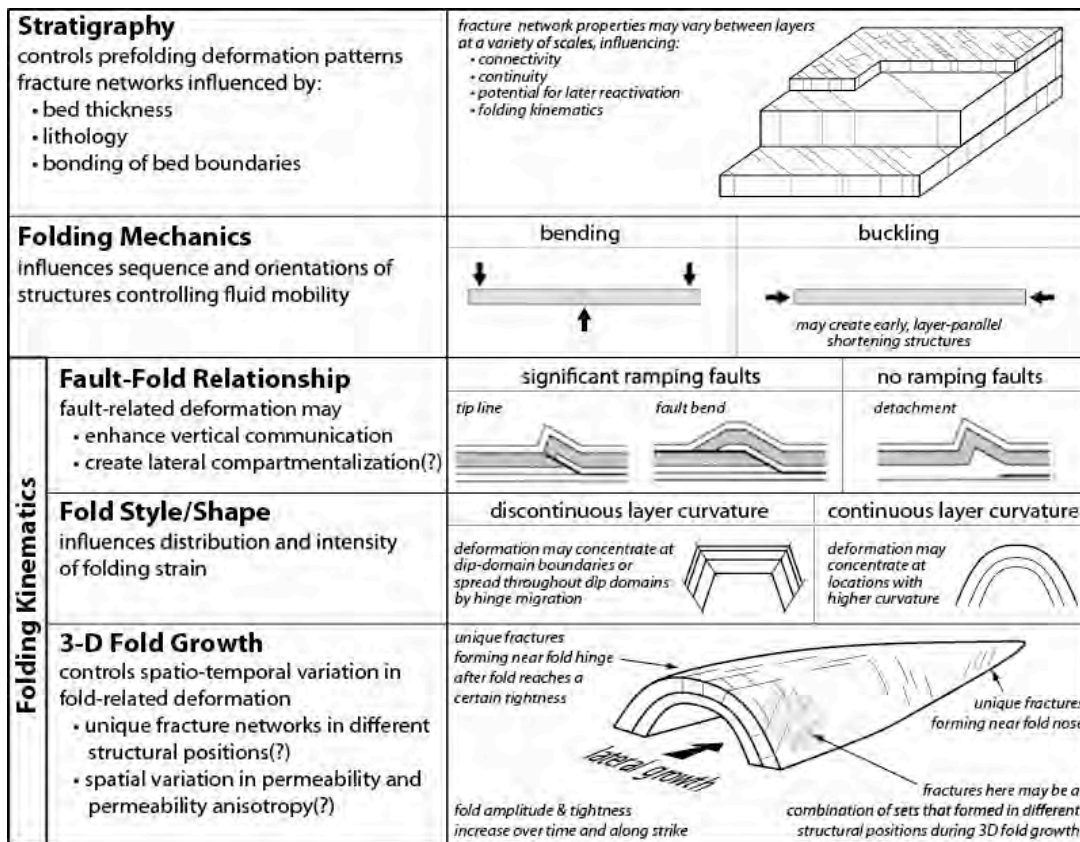


Figure 2-32 : Schéma récapitulatif des facteurs qui influencent les circulations de fluides dans les couches lors du plissement (Evans et Fischer, 2012)

Figure 2-32 : Diagram summarizing the main parameters and processes that can affect micro-/meso structural development at fold-scale and so fluid migrations (Evans and Fischer, 2012)

Après avoir souligné la rareté des études permettant de discuter de ces relations, les auteurs montrent que la réponse mécanique de la lithologie va contrôler la distribution et la connectivité des fractures, ainsi que leur persistance verticale, trois paramètres très importants pour les potentialités de migration des fluides. Le développement de ces fractures est aussi contrôlé par le type de pli et par la présence ou l'absence de faille sous les couches. Les plis sur failles ont une forte perméabilité verticale qui permet de mobiliser des fluides profonds, tout en séparant potentiellement le système hydrologique entre le toit et le mur de la faille. Les auteurs montrent aussi que le type de courbure va avoir un impact important sur la déformation et donc sur les fractures, de même que la cinématique de croissance du pli. Evans et Fischer (2012) soulignent donc l'importance capitale de tous les paramètres qui contrôlent le développement des fractures dans les couches plissées, ces fractures étant montrées comme les principales connexions entre les réservoirs, qu'ils considèrent souvent non connectés avant le plissement, mais qui se mélangent au fur et à mesure du développement de fractures verticalement persistantes et perméables.

À partir des modèles proposés par différents auteurs et grâce aux développements analytiques, nombre d'études ont essayé de reconstruire les migrations de fluides à une plus grande échelle, partant de la structure plissée ou faillée pour en déduire des implications régionales. La partie qui suit propose une revue des principales conclusions tirées des études de migrations de fluides dans les cas naturels exposés dans la littérature.

E. Les migrations de fluides à l'échelle de l'avant pays de la chaîne plissée

1. Généralités

Les avant-pays sont le lieu de migrations de fluides de différentes origines et qui ont suivi différents chemins de migration. Caractériser ces fluides *via* l'étude des minéralisations associées permet de reconstruire les chemins de migration à l'échelle du bassin et parfois de la chaîne plissée. Il existe plusieurs types de fluides qui migrent par différents moyens dans la chaîne plissée, qui sont caractérisés par des signatures isotopiques de l'oxygène particulières (Fig. 2-33 ; Rygel et al., 2009). Ainsi, on distingue généralement 6 sources de fluides : ils peuvent être superficiels, avec une origine météorique (Burkhard et Kerrich, 1988 ; Cathelineau et al., 1999 ; Vandegiste et al., 2012) ou marine ; ils peuvent avoir une origine plus profonde, et être hydrothermaux (Oliver, 1986 ; Qing et Montjouy, 1992 ; Al-Aasm et al., 2002) ou métamorphiques (McCaig, 1988 ; Oliver et al., 1993 ; Nesbitt et Muelenbachs, 1995 ;

Cartwright et Buick, 1999 ; Boiron et al., 2002 ; Fourcade et al., 2002) ; et enfin ils peuvent provenir du bassin, étant soit mobilisés localement, soit migrant dans le bassin, devenant des saumures (Dietrich et al., 1983 ; Fischer et al., 2009 ; Wiltschko et al., 2009 ; Dewever et al., 2011 ; Evans, 2012). Dans la plupart des cas, les études montrent des mélanges entre le pôle profond et le pôle superficiel (Machel et Cavell, 1999 ; Evans, 2010 ; Evans et al., 2012 ; Bons et al., 2012), avec des alternances plus ou moins marquées entre des périodes où le système est ouvert aux fluides extérieurs et où le système est fermé (Machel et Cavell, 1999 ; Travé et al., 2007 ; Fischer et al., 2009 ; Dewever et al., 2011 ; Evans et al., 2012).

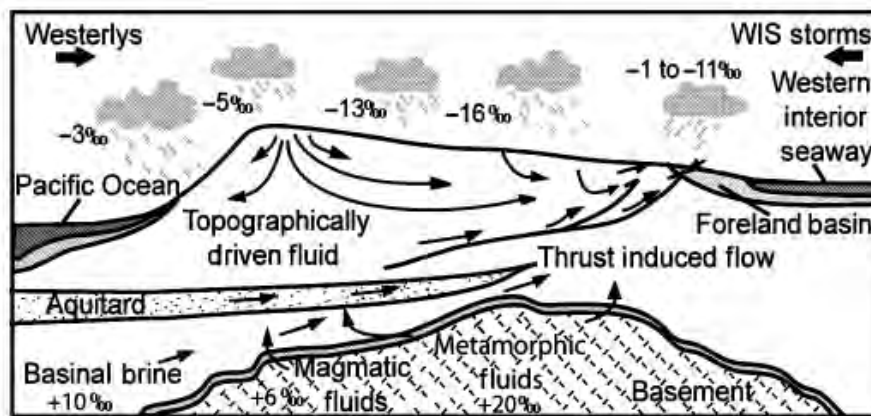


Figure 2-33 : Résumé des natures des fluides (et des valeurs isotopiques de l'oxygène correspondantes en Standard Mean Ocean Water, SMOW) et des chemins qu'ils empruntent dans une chaîne plissée (Rygel et al., 2009).

Figure 2-33 : Diagram summarizing the origins and pathways of fluids in fold-and-thrust belt, along with oxygen isotopic signatures (related to Standard Mean Ocean Water, SMOW) (Rygel et al., 2009).

2. Modèles de migrations à grande échelle

À grande échelle (*i.e.* la chaîne plissée et son avant-pays), il existe un mécanisme de migration d'échelle crustale globalement accepté qui permet d'expliquer les observations sur le sens de migration des fluides vers l'intérieur du craton : la migration en "squeegee" ("éponge pressée", Fig. 2-34 ; Oliver, 1986). Pour expliquer aussi bien les migrations d'hydrocarbures (Roedder, 1984), la position des dépôts aurifères de type *MVT* (*Mississippi Valley Type deposits*), que les grandes plages de carbonates subissant une dolomitisation hydrothermale (Qing et Montjouy, 1992), Oliver (1986) propose que la charge tectonique et le poids de l'orogène expulse les fluides des formations sédimentaires de la marge vers l'intérieur du craton. Ce modèle implique donc une charge orogénique importante ainsi que des plans de forte perméabilité hydraulique des roches sédimentaires que l'on trouve dans l'avant-pays, qui peuvent être les interfaces entre les formations, les failles ou les couches carbonatées très poreuses (par exemple karstifiées).

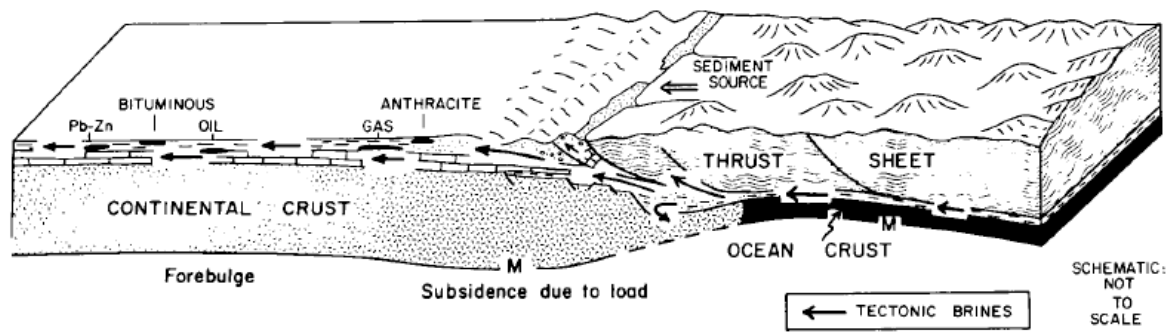


Figure 2-34 : Le Squeegee. Schéma d'échelle crustale faisant intervenir le poids et la charge tectonique de la chaîne orogénique comme moteur de la migration de fluides expulsés latéralement vers l'intérieur du craton (Oliver, 1986).
 Figure 2-34 : Schematic representation of tectonically-controlled lateral migration of fluids due to fold-and-thrust belt migration. This processus is called a squeegee type flow (Oliver, 1986).

Des modélisations hydrogéologiques ont été effectuées (Ge et Garven, 1989 ; 1992 ; 1994) à partir de la théorie poro-élastique et montrent que la seule compression tectonique peut créer des gradients de pression dans l'avant-pays, induisant ainsi une migration de fluides. Ces migrations peuvent atteindre une vitesse de 10^{-4} à 10^{-3} m/an pour une charge de 1 à 10 km d'épaisseur. D'après les modèles, la surpression semble se dissiper entre 1000 et 10 000 ans et de nombreux paramètres entrent en jeu et influencent ces valeurs : la magnitude de la charge, la compressibilité des roches, les zones de perméabilité, l'anisotropie du flux. Dans un environnement particulier, la vitesse de migration des fluides expulsés lors du *squeegee* peut donc être supérieure car ce modèle ne prend pas en compte la porosité créée par les fractures dans l'avant-pays. Le *squeegee* est un processus de déshydratation partielle des couches profondes, ce qui va avoir un impact important sur la qualité réservoir des roches, tant celles dont est expulsé le fluide que celles dans lesquelles il va migrer (Roure et al., 2010).

Un autre modèle de migration de fluides contrôlée par la tectonique est proposé par Machel et Cavell (1999) dans le bassin d'avant-pays des rocheuses canadiennes. Ce type de migration, appelé *hot-flash* par les auteurs, implique des pulses verticaux de fluides profonds dans le bassin au moment de la fracturation de l'interface socle-couverture (Fig. 2-35). Ce modèle de migration de fluides hydrothermaux contrôlée par la réactivation de faille ou la fracturation ne peut pas expliquer les migrations d'hydrocarbures, de dépôts de MVT, ou la dolomitisation hydrothermale observée dans la région qui impliquent de forts volumes de fluides (e.g. Qing et Mountjoy, 1992). Les migrations en *hot-flash* sont des événements courts, avec des volumes faibles, mais qui possèdent une signature chimique particulière qui permet de les caractériser après dilution dans les fluides d'un *squeegee* classique ou dans les fluides de formations. Ces événements de migrations étant différents, ce modèle n'est pas incompatible avec un *squeegee* classique du à la chaîne, Machel et Cavell (1999) font appel à une combinaison de ces modèles pour expliquer la chimie des fluides impliquant les fluides de socle et les phénomènes concomitant de migrations et d'hydrothermalismes (Fig. 2-35).

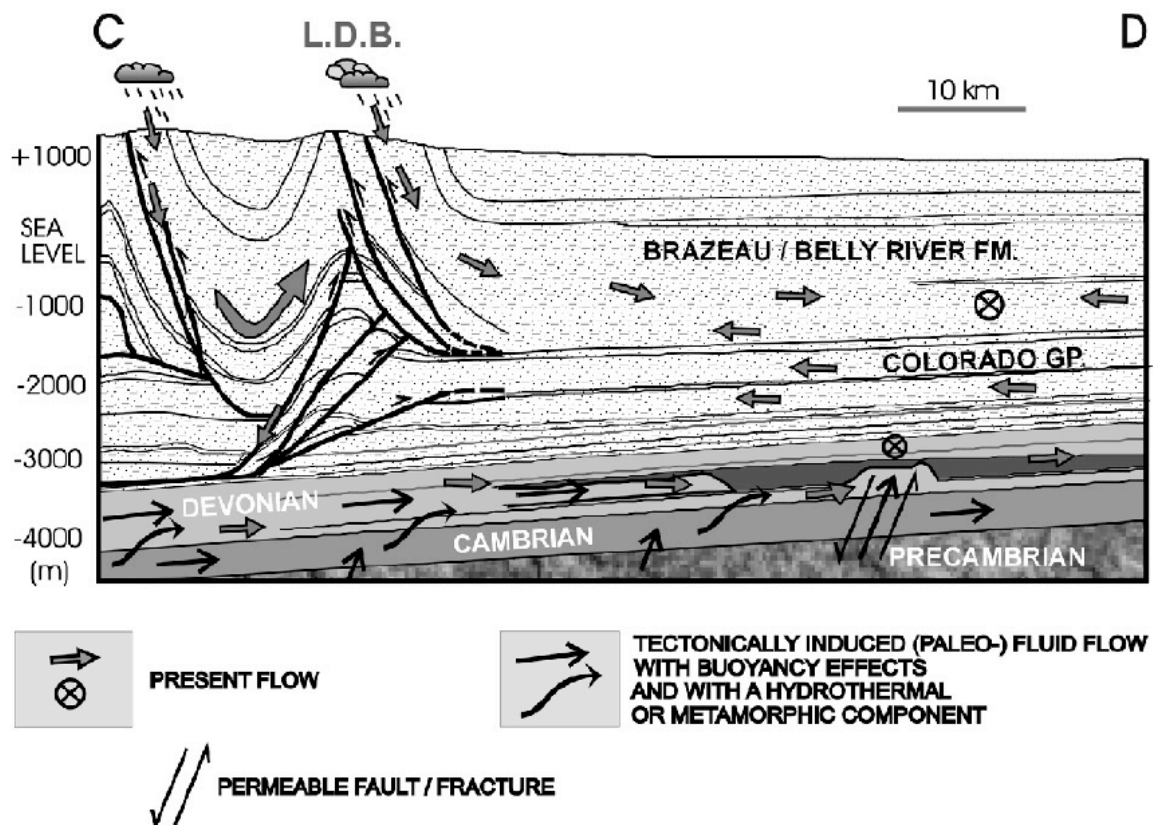


Figure 2-35 : Modèle paléo-hydrologique dans l'avant pays des Rocheuses canadiennes. Coupe allant des chaînes principales des Rocheuses Canadiennes à l'avant pays non déformé (exagération verticale x6). Les migrations de fluides reconstituées sont dessinées sous forme de flèches noires. La migration de fluides hydrothermaux depuis le socle Précambrien le long de fracture/faille est un événement décrit comme pulsatile (Machel et Cavell, 1999)

Figure 2-35 : Cross-section from the Main Ranges of canadian Rockies to undeformed foreland (vertical exaggeration about x6). Tectonically-induced fluid flow ("hot-flashes") from Precambrian basement rocks is reported as black arrows while present fluid migrations are reported as grey arrows (Machel and Cavell, 1999).

3. Exemples régionaux

La caractérisation des migrations de fluides est complexe et les interprétations de la chimie peuvent être ambiguës, si bien que d'un point à l'autre d'un pli, aucun comportement type selon le contexte tectonique ne semble se dégager (Evans et al., 2012 ; Evans et Fischer, 2012). Aussi, j'ai choisi de résumer ici les principales études régionales couplant circulations de fluides et déformations qui ont été menées dans un contexte similaire à ce travail de thèse : le bassin d'avant-pays et la chaîne plissée.

3.1. Le bassin Sud-Pyrénéen

Le système de paléo-circulations de fluides a été reconstitué dans la chaîne plissée et les bassins d'avant-pays de Jaca, d'Ainsa et de l'Ebre (Pyrénées espagnoles) (McCaig et al., 1995, 2000; Henderson et McCaig, 1996 ; Travé et al., 1998 ; 2000 ; 2007 ; Caja et al., 2006 ; Lacroix

et al., 2011). Les études portent sur les ciments dans les failles et dans les microstructures des plis de décollement (Travé et al., 2000 ; 2007) ou sur des grands niveaux de décollement dans la couverture sédimentaire (Lacroix et al., 2011) ou enracinés dans le socle (McCaig et al., 1995 ; McCaig et al., 2000). Il faut noter que la déformation étant syn-sédimentaire, les sédiments peu compactés présentent un système de fluide local composé principalement des fluides de surface. Grâce à la chimie isotopique et élémentaire, les auteurs ont montré deux comportements différents entre les plis de détachement et failles superficielles et les chevauchements enracinés dans le socle. Les objets superficiels sont en système chimique dominé par les fluides de surface avant et après la déformation, et s'ouvrent temporairement aux fluides profonds durant les phases tectoniques d'activation du niveau de décollement sous-jacent (Fig. 2-36, Travé et al., 2000) ou durant le plissement (Travé et al., 2007). Selon la géométrie et le degré d'activation des failles étudiées, l'origine du fluide syn-tectonique varie, pouvant provenir de l'intérieur de la chaîne lorsque le niveau de décollement s'enracine dans la chaîne et qu'il est réactivé entièrement (Travé, 2007).

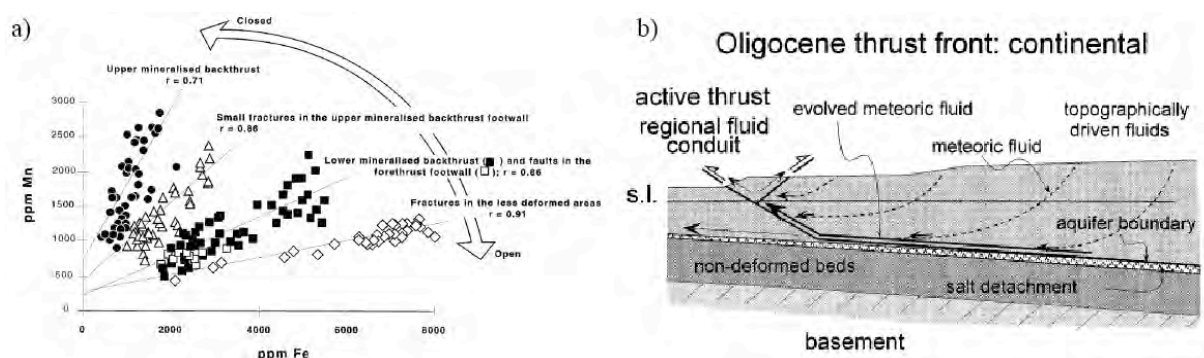


Figure 2-36 : Caractérisation géochimique des fluides de l'anticlinal d'El Guix, Pyrénées espagnoles. a) Concentration en Mn vs Fe mesurée dans les ciments de la zone de faille de l'anticlinal d'El Guix montrant les signatures élémentaires des fluides de surface et des fluides profonds. b) Modèle de circulations de fluides correspondant (Modifié d'après Travé et al., 2000).

Figure 2-36: a) Mn Vs Fe elementary concentration in cements that precipitated in the fault zone from El Guix Anticline (Southern Pyrenees). b) Inferred fluid-flow scenario (Travé et al., 2000).

Par l'étude du chevauchement de Gavarnie enraciné dans le socle, McCaig et al. (1995 ; 2000) proposent un système de migration de fluides (Fig. 2-37) où les fluides profonds en surpression permettent la rupture et migrent pendant le chevauchement (Henderson et McCaig, 1996), en se canalisant dans les zones de cisaillement et dans la zone de faille. Un comportement différent est souligné pour le chevauchement de Mont Perdu (Lacroix et al., 2011). En effet, la mobilisation des fluides crustaux qui pourraient migrer lors de l'activation des chevauchements qui s'enracinent dans le socle n'a pas été caractérisée dans la zone de faille (Lacroix et al., 2011), qui consiste plutôt en un système fermé aux fluides externes pendant le mouvement. La différence de comportement entre les différentes failles malgré leur proximité est difficile à interpréter.

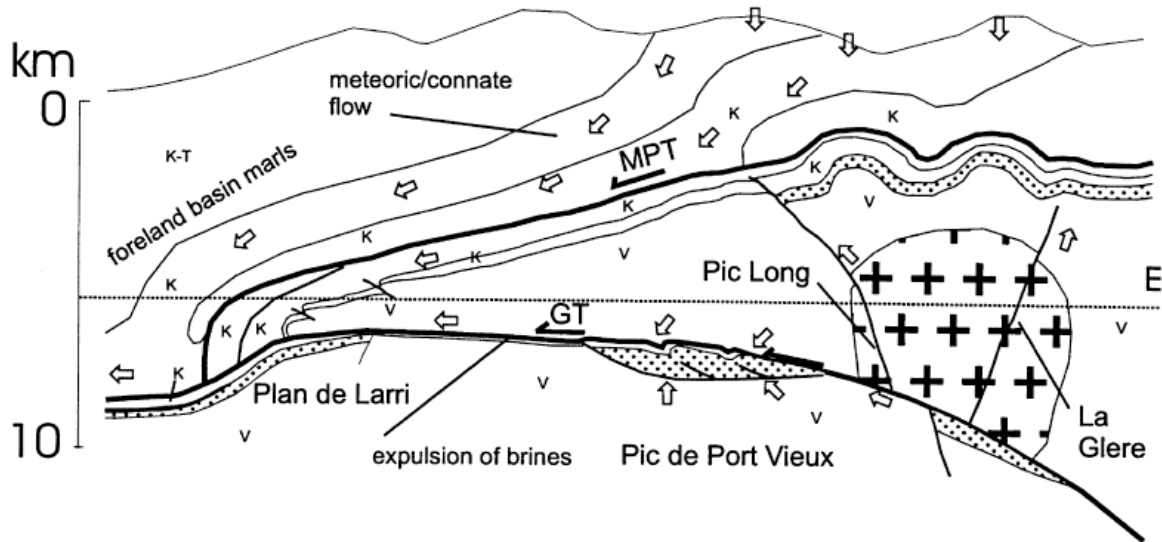


Figure 2-37 : Proposition de reconstruction de migrations de fluides au niveau des chevauchements de Gavarnie (GT) et de Mont-Perdu (MPT). E représente le niveau d'érosion actuel, V- Socle varisque, K-Crétacé, T- Tertiaire. Le figuré de points représente les évaporites et lits rouges du Trias. (McCaig et al., 2000).

Figure 2-37 : Fluid migrations scenario in Gavarnie (GT) and Montperdito (MPT) thrusts. Dotted line labelled E represents current topography. V- Variscan basement, K - Cretaceous, T - Tertiary rocks (McCaig et al., 2000).

La migration de fluides peut avoir été entièrement canalisée sur ce chevauchement de Gavarnie, limitant le volume de fluides profonds migrant le long d'autres plans de chevauchements comme celui du Mont-Perdu (Lacroix et al., 2011). Si cette interprétation peut expliquer cette différence paléo-hydrologique, elle montre à quel point la géométrie des failles en profondeur est un paramètre primordial dans la migration des fluides à grande échelle. De même manière, lorsque la déformation implique le socle (chevauchement d'Atiart-Arro), on retrouve dans la zone de chevauchement des indices montrant des migrations de fluides profonds provenant du socle (Travé et al., 2007).

À l'échelle de la chaîne et de l'avant-pays, Travé et al. (2007) soulignent que les migrations de fluides sont compartimentées dans les différents objets et domaines, avec une hydrologie contrôlée principalement par l'évolution de la structure plissée et la formation de méso- et microstructures. Si les calendriers d'ouvertures aux fluides profonds sont les mêmes dans les structures étudiées, la nature des fluides impliqués dépendra grandement de l'environnement, variant de marin à météorique selon l'avant-pays ouvert sur le large ou le bassin intra-montagneux. Dans tous les cas et pour la plupart des auteurs, il est intéressant de noter que le système hydrologique est stratifié, avec très peu de migrations verticales de fluides entre les différentes couches ou entre les zones de failles et l'encaissant.

3.2. Les Appalaches

La déformation affectant l'Est du craton Nord-Américain entre l'Ordovicien et le Permien se traduit par la mise en place de la chaîne plissée des Appalaches et son avant-pays

de tectonique *thin-skinned*. La littérature présente plusieurs études sur la paléohydrologie de la chaîne plissée et de l'avant-pays (Deloule et Turcotte, 1989 ; Ramsey et al., 1999 ; Evans et Battles, 1999 ; Kirkwood, 2000 ; Evans et Hobbs, 2003 ; Evans, 2010 ; Evans et al., 2012). L'étude du Valley Ridge Province, qui fait aujourd'hui partie de la chaîne plissée, cherche à reconstruire l'évolution des conditions P, T, et X durant le plissement en se basant principalement sur la microthermométrie des inclusions fluides couplées à l'isotopie stable de l'oxygène et du carbone dans les veines de calcite/quartz (Evans et Battles, 1999 ; Evans et Hobbs, 2003 ; Evans, 2010 ; Evans et al., 2012). Les résultats des analyses d'inclusions fluides utilisées pour reconstituer la paléo-thermo-barométrie illustrent la compétition entre l'érosion syn-plissement et la sédimentation dans le bassin d'avant-pays. Le système paléohydrologique reconstitué est verticalement stratifié, avec différents aquifères qui présentent différentes salinités et valeurs isotopiques, séparés par des couches imperméables. Les études montrent qu'à l'échelle des couches, le développement des fractures d'extrados va perméabiliser les couches imperméables, permettant aux fluides de réservoirs ainsi connectés de se mélanger (Evans, 2010 ; Evans et al., 2012). Des événements de migrations de fluides en déséquilibre thermique et isotopique sont aussi enregistrés dans les veines représentant les différents aquifères (Evans et Battles, 1999 ; Evans et Hobbs, 2003). Ces fluides exotiques sont interprétés comme des fluides qui ont migré en profondeur dans la chaîne plissée et qui ont été expulsés vers l'avant-pays en migrant dans les fractures (Deloule et Turcotte, 1989) ou en étant canalisés par les niveaux de décollement (Fig. 2-38 ; Bethke et Marshak, 1990 ; Evans et Battles, 1999).

La nature de ces fluides (métamorphiques, dérivés de fluides de surface) n'est pas identifiée, mais ils auraient migré latéralement sur 60 kilomètres, atteignant la surface grâce aux plans de failles et ne circulant donc pas plus loin dans l'avant-pays non déformé (Evans et Hobbs, 2003). Par ce scénario, les auteurs illustrent que lors d'une migration de type *squeegie*, impliquant une migration horizontale limitée aux niveaux perméables (e.g. Oliver, 1986 ; Evans et Battles, 1999), la géométrie des failles actives imprime un chemin préférentiel aux fluides expulsés vers l'intérieur du craton. En revanche, toutes les failles actives ne servent pas de drains efficaces pour les saumures de bassin, qui vont migrer en étant canalisées sur une faille plutôt que sur une autre toute proche en raison de son orientation, ou de son degré de réactivation (Ramsey et al., 1999). Cette observation dans l'intérieur de l'avant-pays montre que le comportement hydrologique des failles est équivoque et illustre un peu plus le fait que les grands chevauchements sont des zones de drains qui séparent les systèmes hydrologiques de part et d'autre du plan de faille.

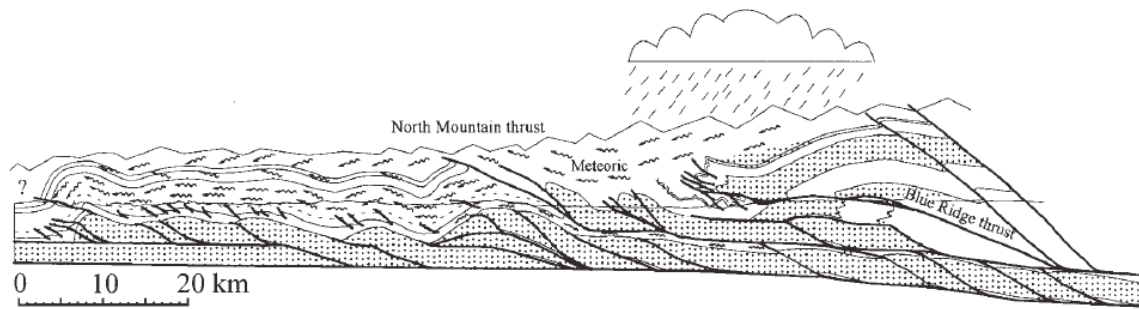


Figure 2-38 : Modèle paléo-hydrologique des circulations de fluides syn-tectoniques à l'échelle de la chaîne plissée dans les Appalaches. Les couches grisées sont les carbonates cambrio-ordovicien. Les flèches représentent le mouvement des fluides. (Evans et Battles, 1999).

Figure 2-38 : Scenario of syntectonic fluid migrations in the Appalachian fold-thrust belt. Grey stratas are Cambrian-Ordovician limestones. Fluid migrations are represented as arrows (Evans and Battles, 1999).

3.3. Le Nuncio Fold Complex

La paléo-hydrologie d'un ensemble de plis de décollement à cœur d'évaporites a été étudié dans la Sierra Madre Oriental, chaîne plissée laramienne au Nord-Est du Mexique (Fischer et Jackson, 1999 ; Lefticariu et al., 2005 ; Fischer et al., 2009). Les résultats des études isotopiques et de microthermométrie des inclusions fluides sur les veines de calcite montrent un système paléo-hydrologique stratifié comprenant plusieurs aquifères limités aux différentes formations (Fig. 2-34 a; Fischer et al., 2009). Ce système est actif jusqu'au plissement, qui est caractérisé par une alternance entre stratification et ouverture du système paléo-hydrologique aux fluides extérieurs plus chauds que l'encaissant et aux fluides météoriques (Lefticariu et al., 2005 ; Fischer et al., 2009) (Fig. 2-39). Les auteurs interprètent ces périodes de changement de paléo-hydrologie comme liées aux différentes phases de fracturation syn-pli s.l., qui vont localement connecter les différents réservoirs et parfois perméabiliser verticalement l'ensemble de la colonne, du niveau de décollement jusqu'en surface. Ainsi, lors du plissement, trois types de fluides sont impliqués et précipitent dans ces plis de détachements : le mélange à l'équilibre thermique entre les fluides météoriques et les saumures (Fig. 2-39 b1), les fluides météoriques qui migrent depuis la surface et qui précipitent rapidement (Fig. 2-39 b2) et les saumures qui migrent et précipitent rapidement depuis le niveau de décollement (limitant les mélanges ; Fig. 2-39 b3).

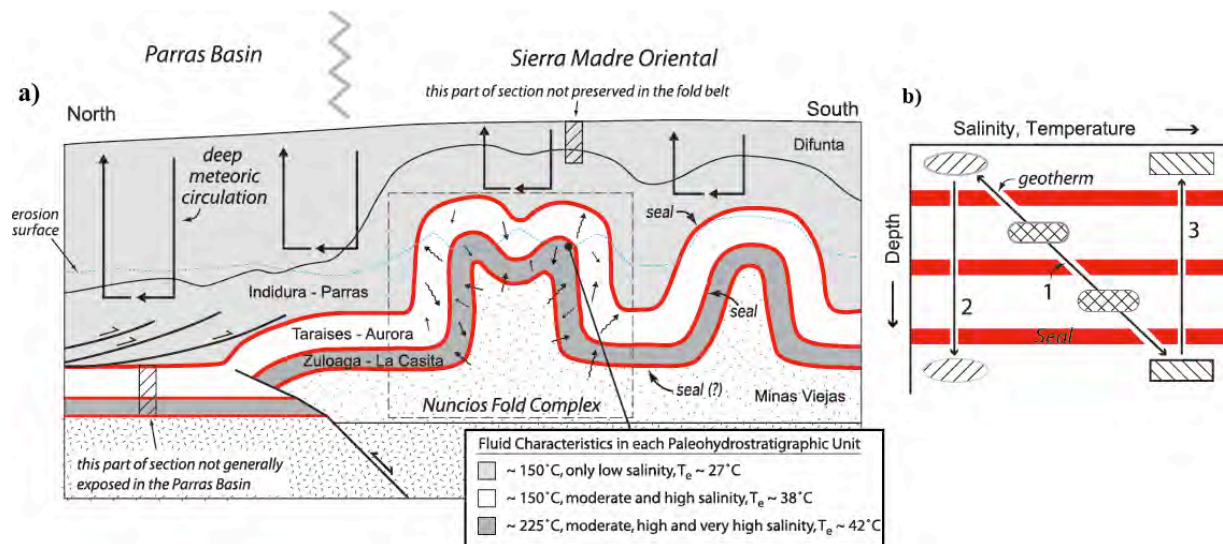


Figure 2-39 : Modèle de paléo-hydrologique des plis de détachement du complexe Nuncios Fold : a) Les couches imperméables qui séparent les 3 unités paléo-hydro-stratigraphiques sont représentées en rouge. Les échanges verticaux entre les différentes unités aux moments de la perméabilisation due aux fractures reliées au pli sont symbolisés par les flèches. b) Différents styles de communications entre les réservoirs selon la perméabilisation due aux fractures. Les deux réservoirs extrêmes sont les fluides météoriques de surface et les saumures mobilisées des évaporites. Les échanges peuvent être de réservoir en réservoir à l'équilibre thermique (1), une migration descendante de fluide météorique au travers de plusieurs barrières peut avoir lieu (2) ou une migration ascendante de saumures au travers de plusieurs barrières (3) (Modifié d'après Fischer et al., 2009).

Figure 2-39 : Fluid flow scenario in detachment folds of Nuncios Fold Complex (Mexico). a) Non permeable stratas (in red) delimit three different paleohydrological systems active before folding. b) Fluid communications that might occurred in response to fracturing in a vertically stratified hydrologic system. Schematic graph shows pathways by which fluids of differing salinity and temperature in one reservoir can migrate into a different reservoir. Path 1 represents a mixing trend between shallow and deep fluids and will result in fluids whose salinity and temperature are intermediate between that of the communicating reservoirs. Slower advection and slower fracture sealing favor this path. Path 2 represents downward migrating meteoric water that does not mix with local fluids and will result in anomalously cool or low salinity fluids in deeper parts of the section. Path 3 represents upward migrating brine that does not mix with local fluids and will result in anomalously hot or high salinity fluids in the shallower parts of the section.

3.4. Les Rocheuses canadiennes

La chaîne plissée et l'avant-pays *thin-skinned* des Rocheuses canadiennes (*Western Canada Sedimentary Basin*) présentent d'importants volumes de carbonates qui ont subi une dolomitisation hydrothermale au cours d'événements de migration de fluides qui ont par ailleurs laissé de nombreux dépôts aurifères dans l'Ouest du Canada (Ge et Garven, 1989 ; Qing et Mountjoy, 1992 ; Nesbitt et Muelbachens, 1995 ; Machel et Cavell, 1999 ; Al-Aasm et al., 2002 ; Roure et al., 2005 ; Vandeginste et al., 2012). L'origine et le chemin suivi par ces fluides affectant les carbonates dévoniens ont fait l'objet de plusieurs études, qui font de la chaîne plissée des Rocheuses canadiennes une des chaînes dont la paléo-hydrologie a été le plus étudiée. À partir des outils isotopiques et microthermométriques, les différents auteurs caractérisent la migration de fluides (mélange entre saumures de bassin et fluides météoriques d'après Nesbitt et Muelenbachs, 1994) expulsés par la charge tectonique depuis la chaîne des Rocheuses vers l'intérieur du craton. Cette migration se fait à de grandes vitesses car canalisée dans les différentes couches (Fig. 2-40 ; Ge et Garven, 1989 ; Qing et Mountjoy, 1992 ; Machel

et Cavell, 1999). Le volume de fluides expulsés par ce biais ne pouvant être responsable de toute la dolomitisation hydrothermale, d'autres auteurs proposent en plus qu'aient eu lieu des événements de migrations verticales de fluides canalisées par des fractures ou des failles depuis le socle (Fig. 2-35 ; Machel et Cavell, 1999 ; Al-Aasm et al., 2002). La détermination de l'origine de ces fluides est liée à la forte valeur des isotopes du strontium mesurée dans certaines veines. Vandeginste et al. (2012) interprètent pourtant ces valeurs comme liées à une contamination par des argiles ou des arkoses de la série stratigraphique et excluent la possibilité de mobilisation de fluides de socle en gros volume. Cette interprétation alternative à la mobilisation de fluides de socle dans le système illustre le débat d'idées sur les migrations de fluides de socle dans les bassins d'avant-pays. L'étude montre de plus que de nombreuses veines ont connu plusieurs moments de cimentation, ce qui rend les résultats délicats à interpréter. Prenant en compte ces éléments, Vandeginste et al. (2012) proposent un modèle alternatif (Fig. 2-41) à la circulation de fluides à grande échelle durant l'orogénèse laramienne. Durant cette période, ils caractérisent un système hydrologique fermé qui s'ouvre à la migration de fluides de surface postérieurement à l'orogénèse laramienne, impliquant les fractures ouverte en mode I sous un régime extensif comme drains.

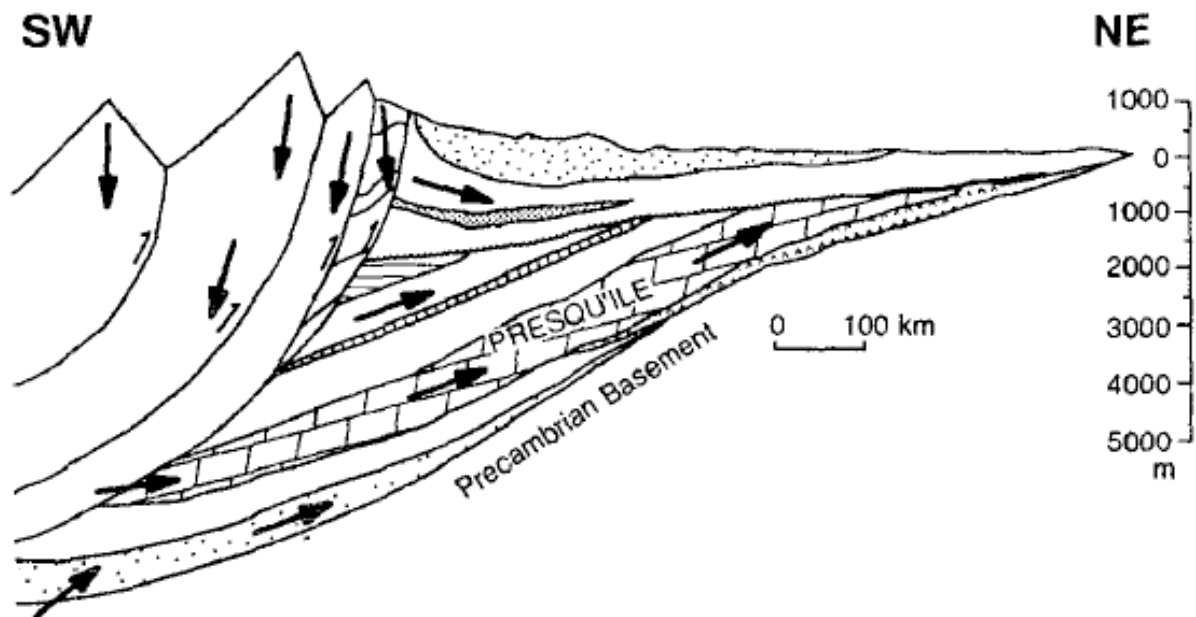


Figure 2-40 : Modèle de migration de fluide dans la chaîne plissée et l'avant pays des Rocheuses Canadiennes au Laramien. Les flèches montrent les migrations de fluides. (Qing et Mountjoy, 1992).

Figure 2-40 : Fluid migration scenario in the canadian Rockies foreland during Laramide. Arrows represent fluid migrations (Qing and Mountjoy, 1992).

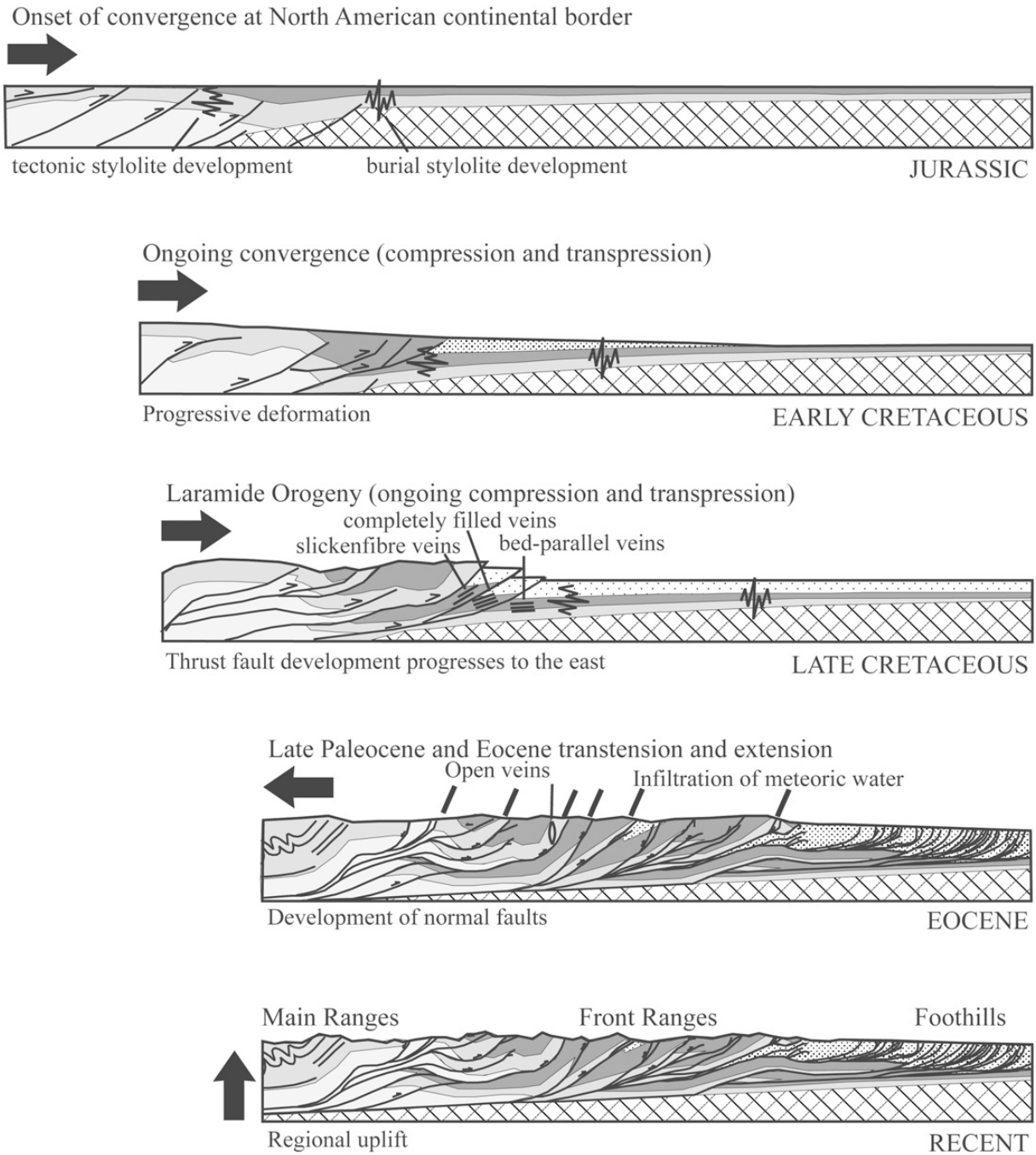


Figure 2-41 : Modèle de migrations de fluides depuis le Jurassique dans la chaîne plissée des Rocheuses Canadiennes. La géochimie des veines étudiées est interprétée comme montrant un système fermé dominé par la diffusion jusqu'à l'ouverture de joints postérieurement au Laramien. L'advection de fluides météoriques devient dominante dans le système. (Vandeginste et al., 2012).

Figure 2-41 : Fluid migration scenario in the fold-and-thrust belt and undeformed foreland of the canadian Rockies since Jurassic. Geochemistry of studied veins is interpreted as illustrating a chemically closed system dominated by diffusion processes until joints development posterior to Laramide contraction. Subsequent advection processes which included essentially meteoric fluids and became dominant in the system (Vandeginste et al., 2012).

4. Comprendre les migrations régionales

Malgré un style tectonique commun (*thin-skinned*) les différents exemples d'études régionales de la paléo-hydrologie dans les chaînes plissées et les avant-pays montrent une variété importante de sources de fluides et de relations entre fluides et déformations, les conditions P, T, X variant parfois d'un point à l'autre du même pli (Evans et al., 2012). Il ressort néanmoins des comportements partagés par les différents exemples : à l'échelle du pli, une alternance entre un système chimique fermé et ouvert aux migrations verticales de fluides extérieurs (profonds ou superficiels) lors des phases de déformation est illustrée dans toutes les études. Ces phases d'ouvertures sont caractérisées par des fluides qui précipitent en déséquilibre thermique et isotopique avec l'encaissant, avec une salinité différente du milieu. Ces informations permettent aussi de mettre en avant une stratification de la paléo-hydrologie dans les Appalaches et dans la Sierra Madre Orientale. À cette échelle, la fracturation a un rôle important dans le contrôle de la paléo-hydrologie ; en particulier, certains auteurs ont montré que le développement de fractures selon une direction préférentielle créer une anisotropie qui est plus importante pour perméabiliser les couches que la longueur ou l'espacement des fractures (Billi et al., 2005 ; Agosta et al., 2010). La persistance verticale des fractures syntectoniques est aussi un facteur important de la perméabilisation des couches et des mélanges entre les réservoirs (Laubach et al., 2009 ; Zahm et Hennigs, 2009 ; Barbier et al., 2012a). Une hiérarchisation des structures contrôlant la paléo-hydrologie peut être proposée. Le système est clos et stratifié avant les déformations, puis les fractures liées au LPS permettent des échanges locaux entre les réservoirs quand les joints de courbure permettent des échanges entre la surface et le réservoir profond. Enfin, les failles entraînent l'apport de fluides profonds, dérivés de fluides métamorphiques (issus de réactions de déshydratation) ou hydrothermaux (issus de fluides météoriques ou formationnels réchauffés) (Deweever et al., 2011). Dans un tel cas, l'extension et la géométrie de la faille contrôlent entièrement l'origine des fluides.

Dans toutes les études, le rôle des lithologies dans la chimie des fluides reste mineur (e.g. Travé et al., 2007). On remarque de plus que dans la couverture, la chronologie des fractures reste souvent assez limitée, les auteurs distinguant uniquement l'anté-pli du post-pli, alors que les phases de déformations LPS peuvent se traduire par une séquence complexe de fracturation (Roure et al., 2005 ; Bellahsen et al., 2006a ; Tavani et al., 2006 ; Amrouch et al., 2010a, b). L'importance que prennent les joints et les fractures mixtes dans la paléo-hydrologie est non-négligeable, et ces objets ne sont considérés correctement dans les modélisations numériques de circulations de fluides que depuis peu de temps (Wellman et al., 2009). D'après tous ces cas naturels, le cas des migrations de fluides superficiels ou du bassin dans le socle reste un important sujet de débat où le peu d'observations de l'échelle du pli à l'échelle de l'avant-pays justifie un retard de la compréhension de la communauté à ce sujet.

À l'échelle régionale, les circulations de fluides invoquées sont horizontales, et les chevauchements semblent être considérés comme les principaux drains de fluides ; leur géométrie, ainsi que le jeu et la quantité de déplacement, contrôlent la migration et la source (Ramsey, 1999 ; Conti, 2001). Dans les Apennins, Conti (2001) montre que dans la même zone, les failles transpressives et transtensives s'ouvraient aux fluides extérieurs alors que la faille inverse restait hermétique. Ce genre d'observation n'est pas unique (Wiltschko et al., 2009), mais est peu compatible avec les différents modèles où les fluides impliqués sont canalisés le long des plans de failles et migrent pendant le mouvement inverse, l'initiant parfois quand la pression de fluides est trop forte. Ceci illustre bien la complexité des relations fluides-déformations dans les failles, qui restent les principaux objets d'études des migrations de fluides (e.g. Boussolotto, 2011). Néanmoins, toutes ces études montrent bien que les inversions de failles et les créations de joints permettent à des fluides exotiques de migrer respectivement dans le bassin et dans la structure, et que le poids de l'orogénèse permet des *squegee* en base de couverture sur de longues distances. Ces derniers épisodes de migrations sont à l'origine de grands changements dans la pétro-physique des roches tels que la destruction de la porosité ou la dolomitisation hydrothermale (e.g. Roure et al., 2005).

F. Les fluides dans le socle

Les études paléohydrologiques invoquent régulièrement des mélanges entre fluides locaux, superficiels et profonds. De fait, l'activation de failles inverses permettrait de drainer des fluides depuis le socle (e. g. Machel et Cavell, 1999 ; McCaig et al., 2000). L'origine de ces fluides est rarement discutée, l'origine "métamorphique" étant le plus souvent utilisée dans ce contexte. En étudiant l'avant-pays des Rocheuses canadiennes, Nesbitt et Muehlenbachs (1995) ont redéfini la notion de fluide métamorphique, montrant sur des caractérisations isotopiques de l'hydrogène que ces fluides mobilisés dans la croûte peuvent soit être issus des réactions de déshydratation des minéraux (étant des fluides métamorphiques *sensu stricto*) ou bien qu'ils peuvent dériver de fluides météoriques infiltrés en profondeur et équilibrés avec l'encaissant dans le domaine métamorphique (Fig. 2-42 ; Nesbitt et Muehlenbachs, 1995). Dans ce cas, la valeur du $\delta^{18}\text{O}$ du fluide n'est plus reliée à la valeur du fluide météorique, car elle est effacée et remplacée pendant les interactions en profondeur. Aussi, il est très difficile de distinguer avec certitude les fluides métamorphiques des fluides hydrothermaux dérivés de fluides de surface autrement que sur la base de l'isotopie de l'hydrogène. Il faut donc être prudent pour interpréter que les fluides profonds dérivent de fluides météoriques sur la base de l'isotope de l'oxygène, comme proposé dans la chaîne plissée Sevier (Bebout et al., 2001) ou dans les nappes helvétiques des Alpes (Burkhard et Kerrich, 1988).

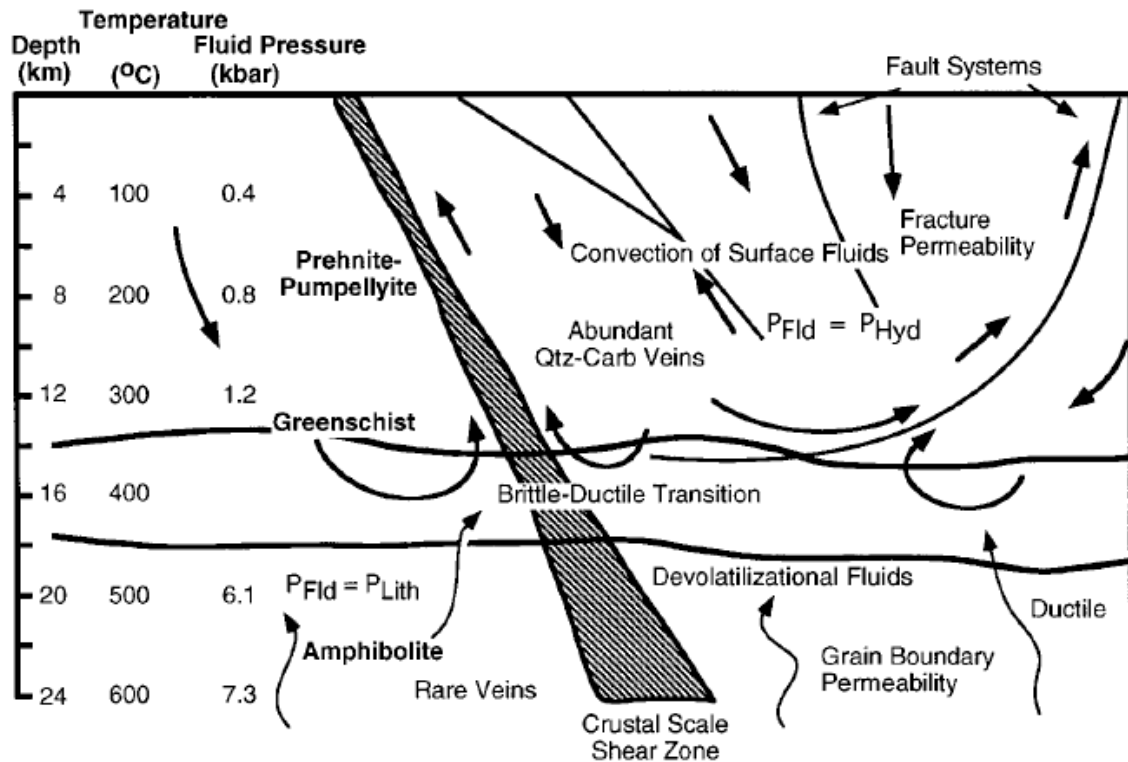


Figure 2-42 : Modèle paléo-hydrologique montrant la migration des fluides superficiels en profondeur. La transition cassant-ductile est un paramètre primordial dans la migration de ces fluides, qui descendent et remontent via la perméabilité créée par les fractures (Nesbitt et Muelenbachs, 1995).

Figure 2-42 : Model of fluid migrations illustrating that superficial fluid can migrate in depth via hydraulic permeability created by fractures. Ductile-brittle transition is highlighted as the lower limit of such a downward fluid flow (Nesbitt and Muelenbachs, 1995).

Néanmoins, comme montré sur la figure 2-42, il est possible pour des fluides de surface ou de bassin de migrer jusqu'à des profondeurs de 15 km (Nesbitt et Muelenbachs, 1995 ; Matthäi et al., 2004 ; Oliver et al., 2006 ; Person et al., 2007 ; Harcouët-Menou et al., 2009). De telles migrations impliquent une perméabilité de fracture importante, et des gradients d'altitude ou de pression permettant cette circulation descendante. De fait, il paraît impossible de faire descendre des fluides de surface en-deçà de la transition cassant-ductile (entre 300 et 450°C dans le granite), car la roche n'aura plus la possibilité de fracturer pour créer de la porosité ou des gradients de pression (Bons et al., 2012). Prenant ce comportement en compte, des modélisations numériques montrent qu'un système convectif peut se mettre en place le long de grandes failles ou fractures dans les 15 premiers km du socle, ce qui expliquerait la cyclicité de certains dépôts *MVT* (Harcouët-Menou et al., 2009).

Des interactions entre fluides de surface et socle granitique ont été décrites dans le massif granitique de la Vienne (France) par différents auteurs (Sacchi and Michelot, 1996; Coulibaly, 1998; Cathelineau et al., 1999 ; Fourcade et al., 2002). Ce massif de granite fracturé recouvert d'une série carbonatée présente des veines de calcite qui précipitent à partir de fluides superficiels jusqu'à 300 mètres en dessous de l'interface socle-couverture. Suggérant que les fractures ont agi comme des drains pour les migrations verticales, les observations

montrent aussi que les fluides ont pu migrer dans les interstices des minéraux depuis ces fractures liées à des mouvements extensifs (Boiron et al., 2002), entraînant le dépôt de minéraux de type barite ou fluorite ou contenant du zinc et du plomb. La caractérisation de dépôts à forte teneur en chlore dans ce socle implique une perméabilité du socle importante, permettant des migrations rapides (Boiron et al., 2002). Dans ce cas d'étude, les infiltrations de fluides dans le socle sont interprétées comme reliées à des mouvements extensifs crétacés.

Le socle granitique est en effet un milieu potentiellement perméable du fait des nombreuses phases tectoniques qu'il a subies, avec une fracturation qui peut commencer dès le refroidissement de la roche, par contraction thermique. La perméabilité d'une telle roche dans des conditions d'enfouissement géologiquement réaliste n'est pas encore bien comprise (de Dreuzy et al., 2001a, b) mais est acceptée comme étant efficace pour les migrations de fluides (Neretnieks, 1993; Géraud et al., 2003). Notamment, l'étude de la perméabilité du chevauchement de *Wind River* (Wyoming, USA, Goddard et Evans, 1995) exhumant des roches depuis 12 km de profondeur, suggère que les failles de socle sont des drains efficaces en domaine cassant.

Les circulations de fluides de surface dans le socle sont donc un fait et un domaine émergent de la compréhension des interactions fluides-roches-déformation. Actuellement, une des grandes questions peut être d'essayer de relier de telles migrations à des contextes tectoniques en contraignant le calendrier des déformations, ce qui est très délicat compte tenu de l'histoire complexe de ces roches, de leur anisotropie et des faibles volumes affleurants de socle de bonne qualité. Aussi, il serait intéressant d'essayer de contraindre la géométrie profonde des structures impliquant le socle par la compréhension de la chimie des fluides qui ont précipité dans la couverture, souvent plus accessible que le socle lui-même.

G. Relations entre fluides et déformations : conclusions et questions spécifiques de la thèse

Au travers de cet état de l'art, nous avons pu aborder les grandes problématiques attenantes à l'étude des migrations de fluides dans les chaînes plissées et les avant-pays. Il en ressort que les mécanismes de précipitation des veines semblent de mieux en mieux compris, mais que l'origine et le chemin de migration des fluides est une question vaste et récurrente.

L'origine des fluides semble contrôlée par l'environnement et l'histoire géologique, ce qui rejoint l'idée d'"héritage du système de fluides" proposé par Evans et Fischer (2012). Le chemin de migration est contrôlé au premier ordre par la structure (chevauchements, failles, joints). Le rôle des failles dans les migrations de fluides a été abordé par de nombreux auteurs, et il ressort que ces failles sont des drains essentiels dans les migrations de fluides à grande échelle, perméabilisant la couverture et mobilisant les fluides dont l'origine est fonction de

leur géométrie, de leur jeu et de leur extension. Le rôle exact de chacun de ces paramètres reste peu contraint, et dans un même contexte tectonique et sédimentaire, deux failles voisines peuvent montrer un comportement hydraulique différent. De plus, la compréhension de la géométrie profonde des failles reste parcellaire, et l'imagerie sismique continentale n'est pas systématique disponible.

Il ressort de cette synthèse que le rôle spécifique des joints et des fractures mixtes a été moins étudié, mais les études récentes montrent que ces fractures, et particulièrement les joints ouverts en mode I, peuvent avoir une perméabilité hydraulique significative à l'échelle du pli et de l'avant pays (Fischer et al., 2009 ; Evans et al., 2012 ; Vandeginste et al., 2012). Cette perméabilité semble préférentiellement verticale, ce qui contraste avec les modèles de migrations à grandes échelles (e.g. l'avant-pays) qui sont préférentiellement horizontales et stratifiées.

Les relations entre plissement et circulation de fluides restent assez peu abordées dans la littérature (voir la synthèse proposée par Evans et Fischer, 2012), et comprendre l'évolution pression, température et chimie du système de fluides durant le plissement est un enjeu majeur des prochaines années. Ce système dynamique est difficile à contraindre, notamment car la compréhension du rôle des interactions fluides roche est limitée du fait du peu de modèle hydrochimiques et de l'absence de confrontation entre ces modèles et les cas naturels (Evans et Fischer, 2012). Ces auteurs préconisent donc une meilleure observation des relations diagénétiques et des phases de cimentation dans les veines, ainsi qu'un travail de chronologie absolue permettant de fixer le calendrier de développement des fractures et de précipitation du carbonate de calcium.

Les exemples régionaux d'études de migrations de fluides dans une structure plissée ou un avant-pays montre qu'il n'y a que très peu d'études sur les migrations de fluides dans une chaîne plissée de style *thick-skinned* (sauf McCaig et al., 2000 ; Barbier et al., 2012 b). Sachant que des fluides de socle sont invoqués dans les reconstitutions de la paléo-hydrologie d'avant-pays de style *thin-skinned* comme les Rocheuses canadiennes (e.g. Machel et Cavell, 1999), il est légitime de s'interroger sur l'impact de l'implication de chevauchements de socle dans l'avant-pays sur les sources et les volumes de fluides mis en jeu. Le rôle des failles de socle dans les migrations de fluides est peu documenté, et aucun comportement systématique ne ressort de ces exemples. Il est donc intéressant d'étudier les migrations de fluides dans des plis faille de socle pour mieux imager et peut-être comprendre comment le style tectonique influence le système de fluides à l'échelle d'un réservoir, ce qui apparaît crucial dans les phénomènes de migrations d'hydrocarbures ou de stockage de CO₂.

Parmi ces quelques problématiques de premier ordre, ce travail de thèse se propose de documenter le rôle de la fracturation diffuse dans la migration de fluides à l'échelle de structures plissées et de discuter le rôle des systèmes de joints formés avant, pendant ou après

le plissement sur la perméabilité hydraulique, en se basant sur des études préalables et fines de la séquence de fracturation. Les questions spécifiques qui sont abordées grâce à ce travail sont les suivantes :

- L'étude des minéralisations de la fracturation distribuée à l'échelle du pli est-elle un bon moyen d'accès à l'évolution des circulations de fluides durant les phases antérieure, synchrone et postérieure au pli? Le changement d'échelle depuis la minéralisation jusqu'au bassin d'avant-pays est-il possible ?
- Quel type de perméabilité hydraulique est entraîné par le développement de joints dans les couches dans un pli sur faille de socle ? Cette perméabilité est-elle efficace ou non, verticale ou horizontale, chenalisée ou diffuse ? Quels sont les paramètres qui la contrôlent ?
- Peut-on déterminer et hiérarchiser les paramètres qui contrôlent les conditions pression, température, chimie des fluides lors du plissement ? Quelle est l'influence de l'héritage du système de fluides anté-pli sur le système de fluide syn-pli *s.l.* à l'échelle de la structure ? Y'a-t-il une différence entre les phases précoce et synchrone du plissement ?
- La caractérisation des fluides minéralisateurs de la couverture peut-elle aider à contraindre la géométrie du socle ou la cinématique de la croissance du pli?
- La présence d'une faille de socle à l'origine du pli implique-t-elle nécessairement une migration de fluides de socle dans la couverture ? Le cas échéant, quel est l'impact de ces migrations sur les mécanismes de distribution de la déformation dans le socle ?
- Y'a-t-il un impact notable du changement de style tectonique sur les migrations de fluides ?

Chapitre 3 - Cadre géologique de l'étude : Le bassin du Bighorn

I. Géodynamique régionale de l'Ouest des USA

A. Du Protérozoïque à la fin du Paléozoïque

Le craton stable Nord Américain a subi plusieurs phases d'extension au cours de son histoire Protérozoïque, parmi lesquelles au minimum deux phases de *rifting* qui ont engendré de nombreuses failles normales d'orientation N040° entre 1,3 et 1 Ga et N120° entre 900 et 700 Ma (Figure 3-1, Blackstone, 1990 ; Marshak et al., 2000). Au Protérozoïque moyen, ces événements ont été accompagnés d'une phase de magmatisme. Au Paléozoïque, l'Est du craton est marqué par le rift Laurentia (Hoffman, 1988), avec l'actuel Wyoming sur son flanc Ouest.

Les structures extensives héritées du Protérozoïque ont été réactivées durant l'orogénèse Antler (Collision à l'Ouest entre le craton et l'arc volcanique Antler au Dévonien-Mississippien), créant ainsi un bassin dans lequel se sont accumulés les sédiments Mississipiens. Enfin ces structures ont été à nouveau réactivées pendant l'orogénèse Ouachita-Marathon (Collision au Sud entre le craton et le continent Gondwana au Pennsylvanien-Permien), ce qui a entraîné la formation de hauts topographiques de socle et de bassins (Kluth and Coney, 1981). Ces structures, appelées *Ancestral Rockies*, s'étendent du Colorado jusqu'au Michigan (Fig. 3-2), et se concentrent dans le centre du craton Nord-Américain.

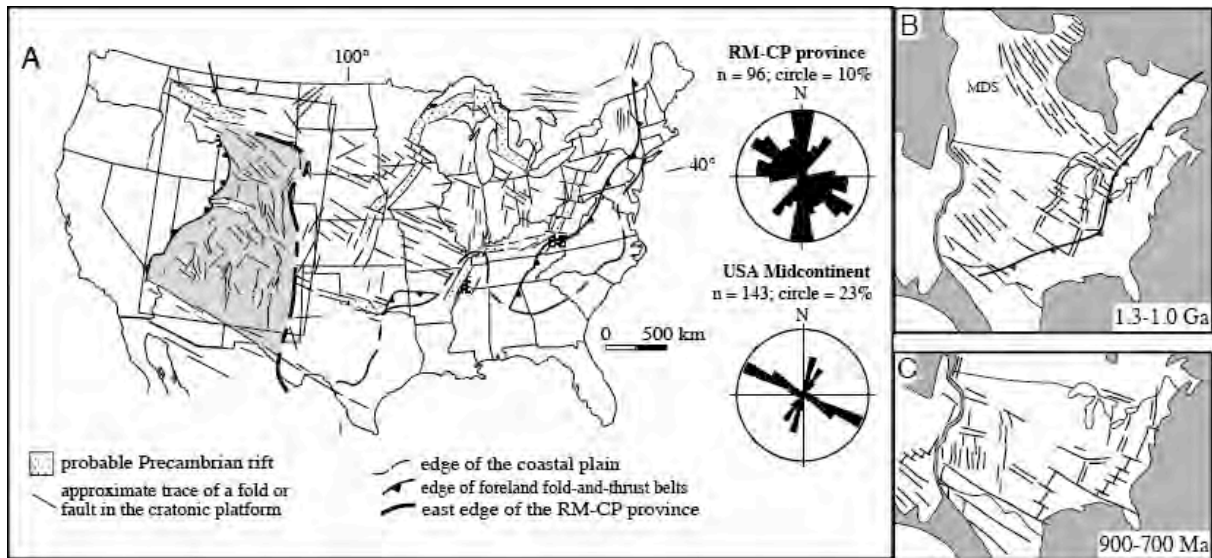


Figure 3-1 : a) carte des accidents protérozoïques affectant le craton Nord-Américain. Les diagrammes représentent les orientations dominantes de ces accidents dans la zone des Montagnes Rocheuses (zone grisée). B) Répartition des accidents attribués au rifting entre 1,3 et 1 Ga. c) Répartition des accidents attribués au rifting entre 900 et 700 Ma. (modifié d'après Marshak et al., 2000).

Figure 3-1 : a) Map showing distribution of Proterozoic faults in the north american craton. Diagrams reveal the dominating strike of faults in the Rocky Mountains (grey zone). B) Distribution of Proterozoic faults developed during the 1.3-1 Gy time interval. C) Distribution of Proterozoic faults developed during the 900-700 My time interval (After Marshak et al., 2000).

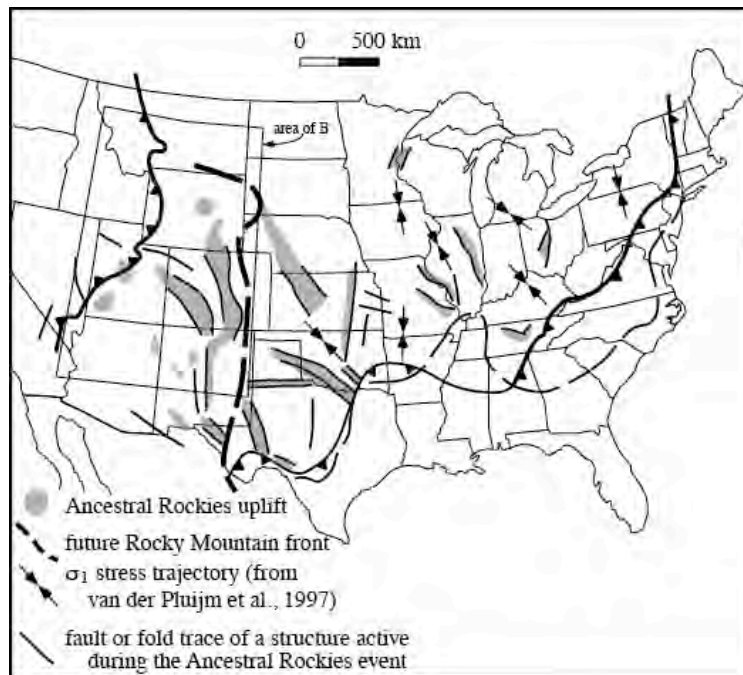


Figure 3-2 : Carte de la répartition des hauts de socle associés aux Ancestral Rockies formées durant l'orogénèse Ouachita-Marathon (modifié d'après Marshak et al., 2000).

Figure 3-2 : Map that shows the distribution of Ancestral Rockies arches, developed during Ouachita-Marathon orogen (After Marshak et al., 2000).

B. Les déformations du Mésozoïque à l'Éocène

A la suite de cette phase de collision permienne, la région occidentale du craton Nord Américain a subi un continuum de déformation depuis le Jurassique jusqu'à l'Éocène, contrôlé à grande échelle par la subduction de la plaque Farallon sous le craton Nord-Américain. En fonction de différence de polarité orogénique et du style tectonique, on peut distinguer différents fronts tectoniques témoignant d'une phase *thin-skinned* du Jurassique au Crétacé (le Sevier) et d'une phase plus tardive et localement *thick-skinned* du Campanien à l'Éocène (le Laramien) (Armstrong et Oriel, 1965 ; Allmendinger, 1982).

1. La phase Sevier

La phase Sevier s'est déroulée depuis le début du Jurassique, formant une cordillère importante pendant le Jurassique supérieur (155 Ma d'après DeCelles, 2004) et atteignant la région de l'actuel Wyoming durant le Crétacé supérieur (d'après Liu et al., 2005). Cette collision a engendré des reliefs depuis le Canada jusqu'au Mexique, avec des points culminants situés dans l'Utah d'altitude comparable à l'altitude atteinte par l'actuelle cordillère des Andes (Bird, 1998). Cette phase orogénique est caractérisée par un important raccourcissement de la couverture sédimentaire sous une contrainte compressive majoritairement orientée N110° (Craddock et Van der Pluijm, 1999) et une déformation de style *thin-skinned* (Fig. 3-3) au front de la chaîne plissée (DeCelles and Coogan, 2006). Néanmoins, de nombreux auteurs s'accordent à dire que des écaillés de socles sont impliquées dans l'Ouest de la chaîne plissée Sevier (Fig. 3-3 b, Allmendinger et Jordan, 1981 ; DeCelles, 1994 ; Mitra, 1997 ; DeCelles et Coogan, 2006), chaîne qui a accommodé plus de 350 km de raccourcissement dans l'Utah (DeCelles, 2004), pour un raccourcissement d'environ 80 km au front, dans le Wyoming (Liu et al., 2005).

Cette chaîne plissée entraîne la formation d'un large bassin flexural d'avant-pays dès le Jurassique supérieur : le *Western Interior Basin* (Fig. 3-4, Price, 1973 ; DeCelles, 2004), dont l'axe de la flexure est localisé à l'Est de l'Utah. Durant la propagation du front de la chaîne plissée, la flexure va migrer vers l'Est, atteignant la frontière Sud-Est du Wyoming au Crétacé inférieur. La flexure n'est pas reconstituée durant l'Albien, époque qui correspond à la mise en place de la *Western Interior Seaway*, une mer intracratonique qui reliait l'océan Arctique au Nord du craton avec le golfe du Mexique au Sud dès l'Albien Moyen (McGookey, 1972). A la fin de l'orogénèse Sevier, au Turonien, la flexure s'est localisée dans l'Ouest du Wyoming, séparant le bassin d'avant-pays de la *W.I.S.* où se dépose une vaste plate-forme carbonatée (Fig. 3-5, DeCelles, 2004).

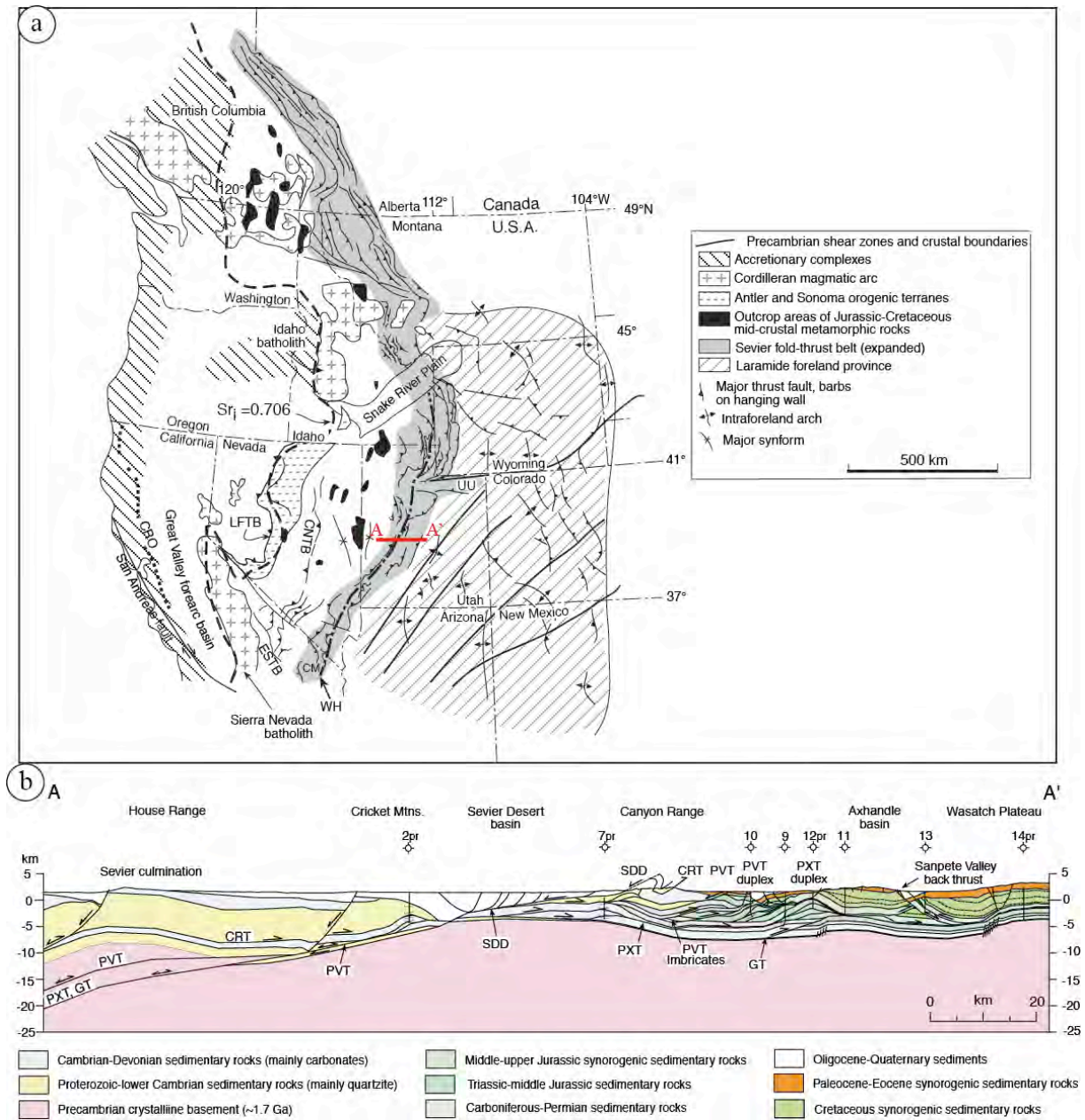


Figure 3-3: a) Carte de l'Ouest du craton Nord Américain où sont reportées les provinces orogéniques de la compression Sevier-Laramienne. Le trait de coupe A-A' correspond à la figure b). La correspondance des abréviations est la suivante : LFTB—Luning-Fencemaker thrust belt; CNTB—Central Nevada thrust belt; ESTB—East Sierran thrust belt; UU—Uinta Mountains uplift; WH—Wasatch hinge line; CM—Clark Mountains; CRO—Coast Range Ophiolite (modifié d'après DeCelles et Coogan, 2006). b) Coupe équilibrée de la chaîne plissée Sevier dans le centre de l'Utah compilant des données de sismique profonde et de forages reportés sur la coupe (sous forme Xpr). La correspondance des abréviations est la suivante : CRT—Canyon Range thrust; PVT—Pavant thrust; PXT—Paxton thrust; GT—Gunnison thrust; SDD—Sevier Desert detachment (DeCelles et Coogan, 2006).

Figure 3-3 :a) Distribution of Sevier-Laramide related tectonic and orogenic provinces in map-view. A-A' localizes the cross-section presented by figure 3-3 b). b) Balanced cross-section of the Sevier belt in central Utah using seismic lines and borehole data. See above for significance of abbreviations (DeCelles and Coogan, 2006).

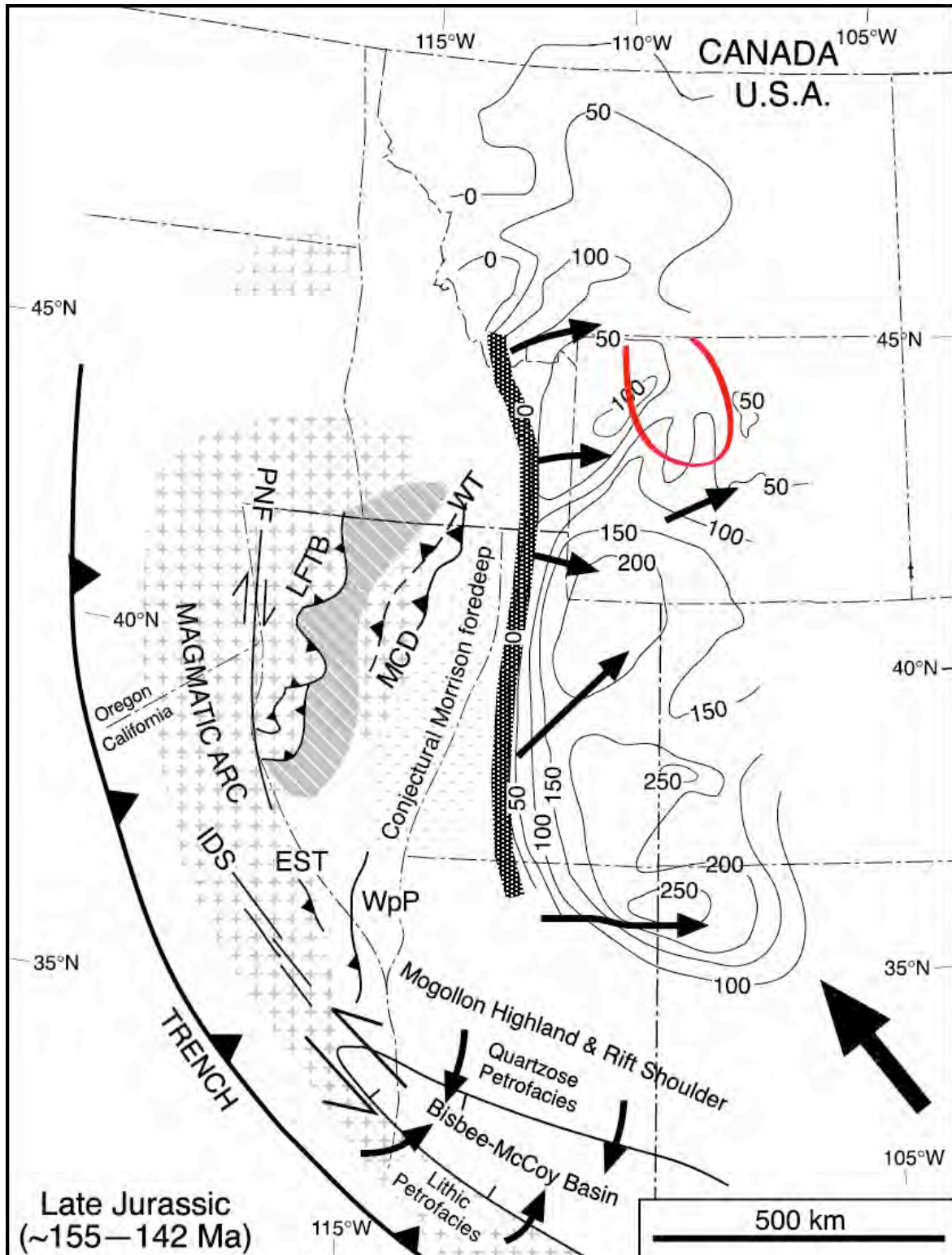


Figure 3-4 : Reconstruction palispastique des isopaques de la formation Morrison (Jurassique Supérieur, en mètres) et localisation des structures durant cette période. La bande grisée épaisse représente la localisation de la flexure séparant l'orogénèse Sevier du grand bassin intérieur : le Western Interior Basin. Les informations géographiques sont actuelles et ne reflètent pas la position paléogéographique de la région. L'emplacement Laramien du bassin du Bighorn est reporté par une marque rouge (modifié d'après DeCelles, 2004).

Figure 3-4: Palispastic isopach map of the Morrison Formation (thickness in meter) and reconstructed locations of major active tectonic elements of the Cordilleran thrust belt during Late Jurassic time. The thick grey band localizes the Sevier flexural forebulge delimiting Sevier fold-thrust belt from the Western Interior Basin. Geographic information are related to current position of North America. (DeCelles, 2004).

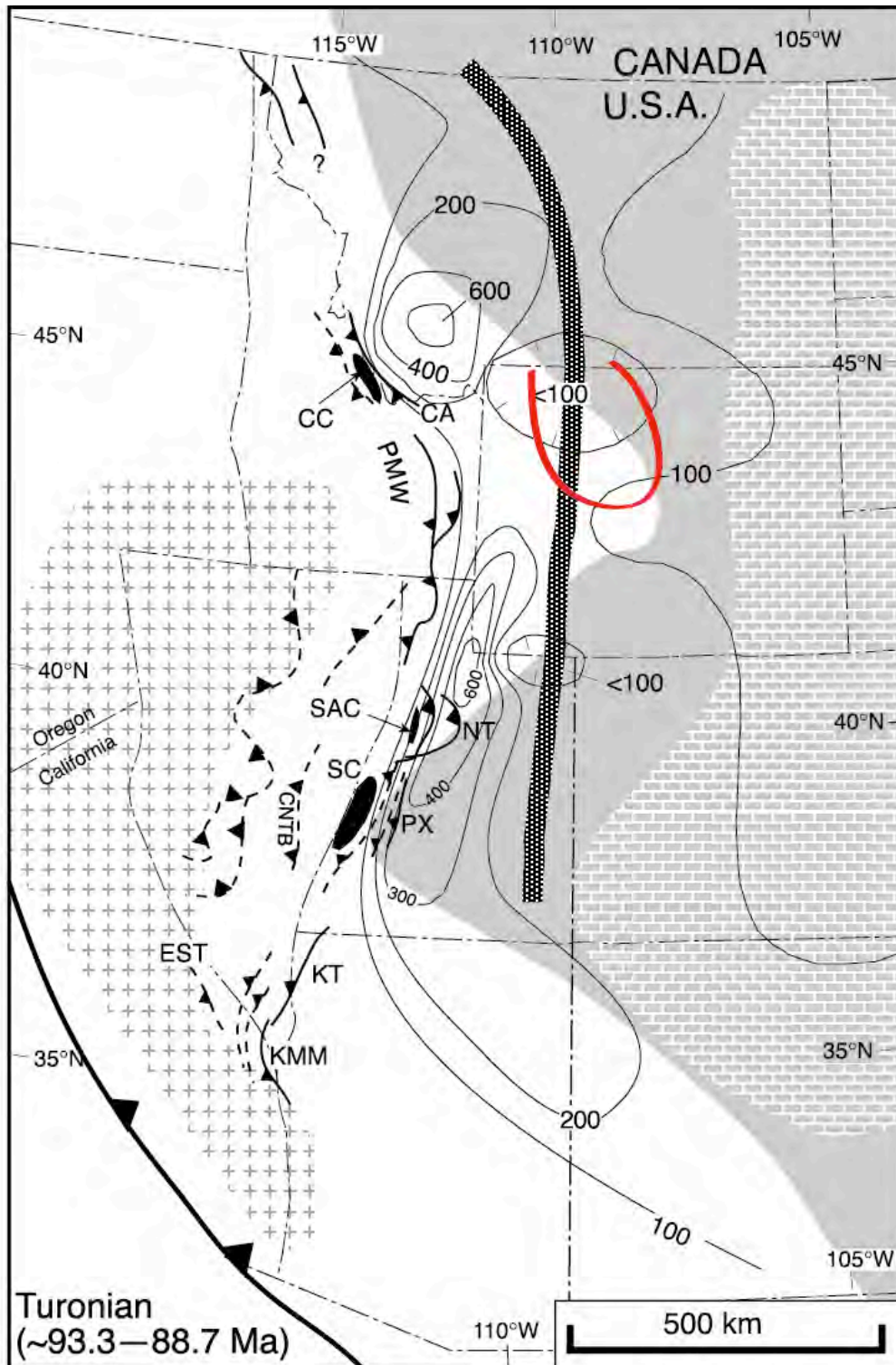


Figure 3-5: Reconstruction palispastique des isopaques des formations du Turonien (en mètres) et localisation des structures durant cette période. La bande grisée épaisse représente la localisation de la flexure due à la charge des Rocheuses. La zone grisée représente la région inondée par la Western Interior Seaway et le figuré de briques représente l'extension de la plate-forme carbonatée correspondante. Les informations géographiques sont actuelles et ne reflètent pas la position paléogéographique de la région. L'emplacement Laramien du bassin du Bighorn est reporté par une marque rouge (modifié d'après DeCelles, 2004).

Figure 3-5 : Palispastic isopach map of the Turonian formations (thickness in meter) and reconstructed locations of major active tectonic elements of the Cordilleran thrust belt at this time. The thick grey band localizes the Sevier flexural forebulge. Light grey zone is the location of the Western Interior Seaway. Geographic information are related to current position of North America. (DeCelles, 2004).

2. De la phase Sevier à la phase Laramienne

Le continuum de déformation qui affecte l'Ouest du craton Nord-Américain depuis le début du Jurassique varie de façon diachrone sur l'ensemble du front au Campanien (vers 80 Ma). La compression Sevier, orientée préférentiellement WNW-ESE et se propageant par décollement de la couverture, cède sa place à une phase compressive orientée préférentiellement NE-SW et qui est accommodée par des déformations localisées dans le socle Précambrien : l'orogénèse Laramienne (Fig. 3-6, Craddock et Van der Pluijm, 1999).

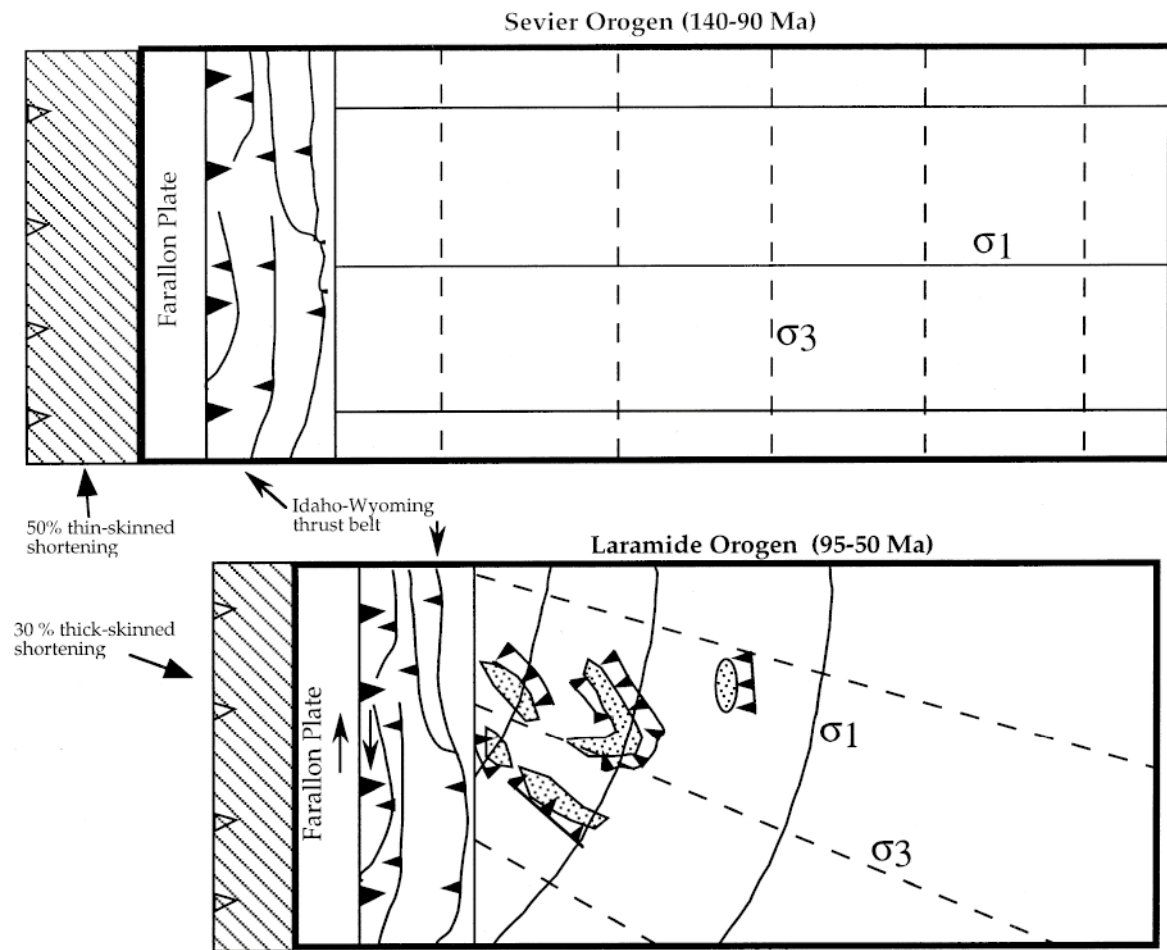


Figure 3-6 : Résumé de l'orientation des contraintes principales horizontales liée aux compressions Sevier (thin-skinned, en haut) et Laramienne (thick-skinned, en bas). Ce diagramme résulte d'étude de macles de la calcite (Craddock et Van der Pluijm, 1999).

Figure 3-6: Schematic representation in map-view of the orientation of principal horizontal stress measured in Sevier and Laramide foreland. Sequence inferred from calcite twin measurement is Sevier thin-skinned contraction (upper map) then Laramide thick-skinned contraction (lower map) (Craddock and Van der Pluijm, 1999).

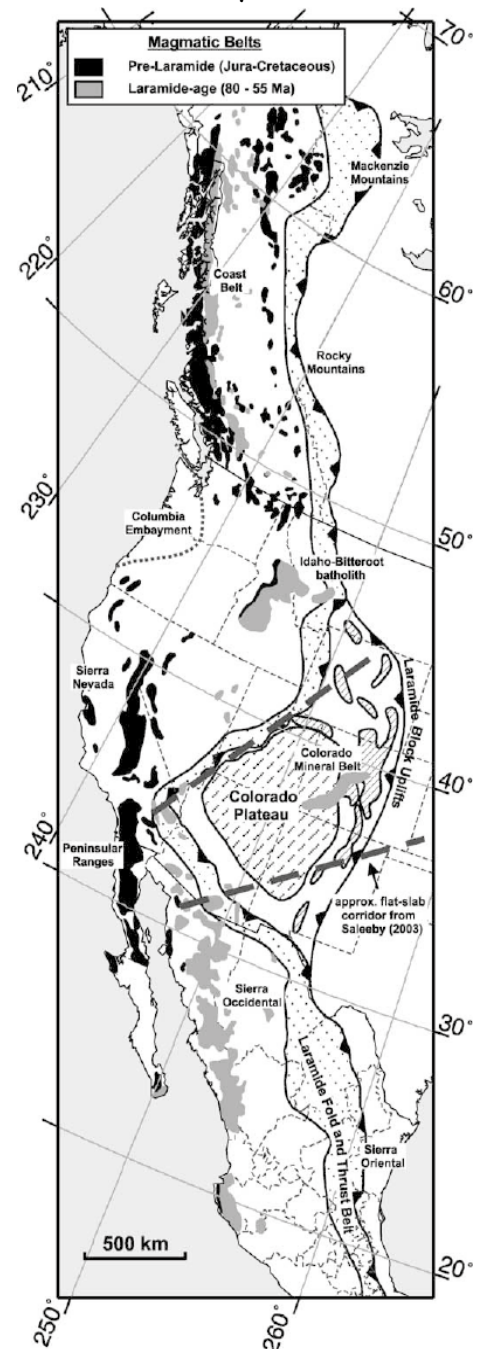
Sur la longueur de la cordillère, cette phase de tectonique de socle Laramienne ne semble avoir affecté qu'une région réduite du craton, du Montana au Nord jusqu'au Nouveau Mexique au Sud (English et al., 2003, Fig. 3-7).

Bien que toujours une cordillère *sensu stricto*, la phase Laramienne peut être interprétée comme une collision (e.g. Dickinson et Snyder, 1978 ; Monger et Nokleberg, 1996). Le raccourcissement crustal serait lié à un aplatissement du panneau plongeant de la plaque Farallon (à l'Ouest) sous le craton ("flat-slab"), entraînant un couplage mécanique des lithosphères localisé dans l'avant-pays des Rocheuses Américaines, et donc une transmission des contraintes en profondeur dans l'avant-pays, localisant la déformation dans le socle (Coney et Reynolds, 1977 ; Dickinson et Snyder, 1978 ; Bird, 1988 ; English et al., 2003). Cet aplatissement serait dû à un retrait du panneau plongeant, mais la restriction géographique de cette phase Laramienne a été interprétée par une déchirure du panneau plongeant, et donc par un couloir dans lequel le panneau plongeant serait couplé au craton (Saleeby, 2003).

De façon synchrone, une chaîne d'avant-arc magmatique s'est développée à l'Est de la chaîne plissée, dans l'Idaho ou dans le Colorado (e.g. Miller et al., 1992 ; English et al., 2003). Si le phénomène est admis, le moteur permettant l'aplatissement du panneau plongeant reste débattu ; English et al., (2003), montrent par modélisations numériques, que la zone d'aplatissement peut s'expliquer par une zone en régime thermique froid due à la subduction rapide de lithosphère océanique vieille. Basé sur des modèles appuyés sur de l'imagerie par tomographie sismique, Liu et al. (2008) proposent que les paramètres physiques particuliers de l'asthénosphère (faible viscosité et basse température) aient contrôlé la remontée du panneau plongeant et la zone de l'aplatissement. Lowry et Pérez-Gussinyé (2011) proposent qu'une zone du craton rhéologiquement plus faible, car principalement composée de quartz, ait localisée la déformation liée au retrait du panneau plongeant de la plaque Farallon. Les relations entre aplatissement du panneau plongeant et distribution de la déformation dans le socle restent peu contraintes (Erslev et Koenig, 2009).

Figure 3-7 : Carte de l'Ouest du craton Nord-Américain qui replace les zones de magmatisme pré-Laramienne et Laramienne ainsi que l'extension de la zone de déformation Laramienne accommodée par le socle et par la couverture. (English et al., 2003).

Figure 3-7: Map of magmatic provinces in the western part of North American craton. Dotted lines delimit the zone affected by the Laramide thick-skinned tectonics. (English et al., 2003).



3. La phase laramienne

La phase laramienne est donc une phase orogénique multi-forme, dans la stricte continuité tectonique de la phase Sevier au Nord et au Sud de la cordillère, et caractérisée par une zone centre-Nord Américaine où les contraintes deviennent NE-SW et réactivent les hétérogénéités pré-existantes dans le socle, changeant la nature du style tectonique (type *thick-skinned*). L'inversion de failles de socle et d'hétérogénéités a conduit à l'exhumation du socle dès le Campanien dans l'Utah et le Wyoming (DeCelles, 2004), créant des reliefs (*Laramide arches*, ou *uplifts*) qui vont morceler le bassin d'avant-pays Sevier en différents bassins, les rendant par là-même endoréiques au fur et à mesure de l'exhumation du socle. Trois grandes orientations de structures (N - S, E - W et NW - SE) illustrent une variation de l'orientation de la contrainte compressive au cours de la phase laramienne. Plusieurs modèles proposent des variations d'une compression E-W à une compression N-S au cours du temps (Chapin et Cather, 1981 ; Gries, 1983), alors que pour d'autres, la réactivation dans différentes orientations résulte d'un seul régime de contrainte, orienté ENE - WSW (Sales, 1968) à NE - SW (Brown, 1988), avec des variations locales reliées à la présence des failles, qui viennent perturber l'orientation des contraintes (Varga, 1993). De nombreuses structures à cœur de socle viennent donc caractériser la phase laramienne de la contraction, accommodant la majorité du raccourcissement (Fig. 3-8, 44 km d'après Brown, 1993) le long de pro-chevauchements et de rétro-chevauchements.

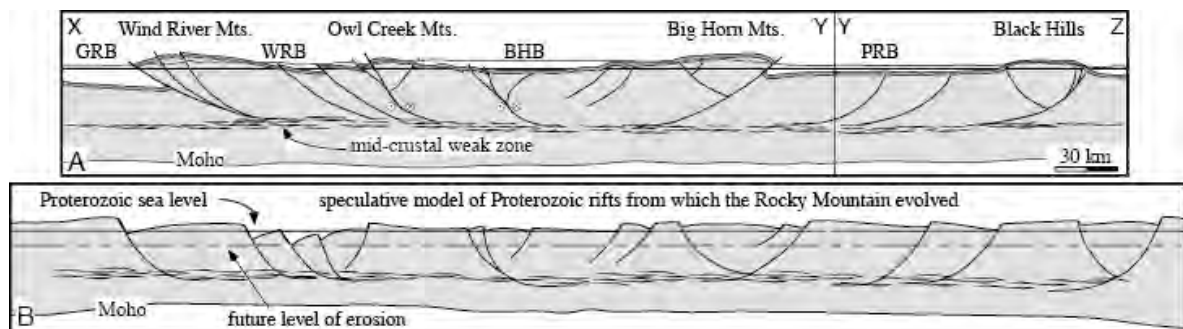


Figure 3-8 : A) Coupe crustale schématique recoupant le Bassin du Bighorn (BHB) du Sud-Ouest au Nord-Est et le bassin de Powder River (PRB) d'Ouest en Est. B) Reconstruction du relief au Protérozoïque (Marshak et al., 2000).
 Figure 3-8: A) Schematic crustal cross-section that crosses through the BigHorn Basin (BHB) from SW to NE and through the Powder River Basin (PRB) from W to E. B) Construction of topographic line during Proterozoic time (Marshak et al., 2000).

Si la géométrie de ces structures plissées a été intensivement étudiée (Stearns, 1978 ; Brown, 1988 ; Blackstone, 1990 ; Erslev et Rogers, 1993 ; Mitra, 1993 ; Narr, 1993 ; Schmidt et al., 1993), le paramètre de contrôle de cette géométrie et de la cinématique de formation des plis reste débattu (Erslev, 1995). Un premier modèle suggère que la répartition de la fracturation héritée du Protérozoïque (ou des zones de faiblesses rhéologiques) contrôle la

morphologie et la cinématique de formation des arches laramiennes (Blackstone, 1990 ; Marshak et al., 2000). Un second modèle, compatible avec le premier, tente de lier la déformation crustale à la géométrie de la transition cassant-ductile et aux mouvements du panneau plongeant de la plaque Farallon (Erslev, 2005 ; Erslev et Koenig, 2009).

4. Les déformations postérieures

L'Ouest du craton Nord-Américain a par la suite subi une grande phase extensive de l'Éocène au Miocène (*Basin and Range*, Zoback et al., 1981), qui a commencé au Nord-Ouest du craton par la mise en place de *core complexes* alors que l'orogénèse laramienne était encore en cours au Colorado et au Nouveau Mexique (Fig. 3-9, Bird, 2002).

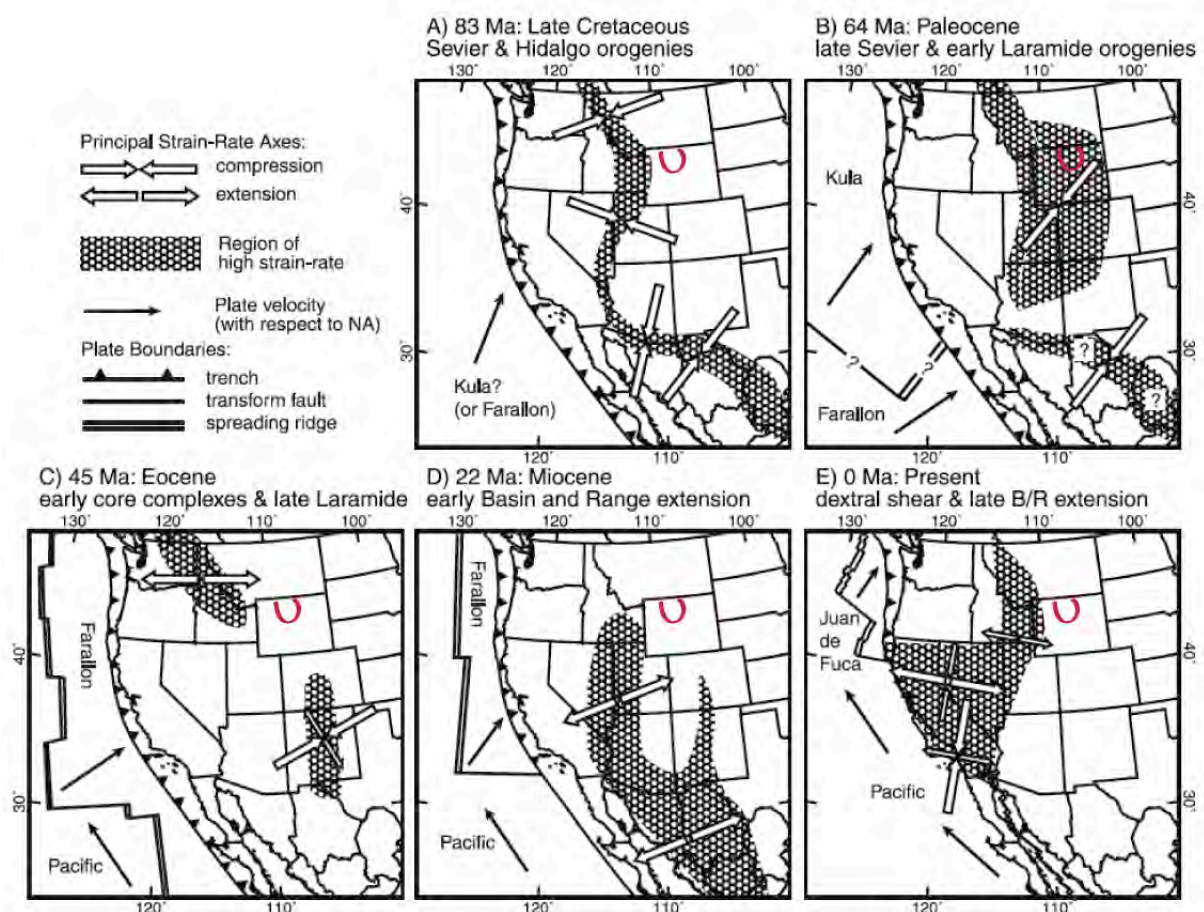


Figure 3-9: Evolution de l'Ouest du craton Nord-Américain depuis la fin de l'orogénèse Sevier jusqu'à l'actuel dans le repère géographique actuel. Les relations entre l'orogénèse et les subductions des plaques Kula et Farallon sont illustrées. La marque rouge localise le bassin du Bighorn (modifié d'après Bird, 2002).

Figure 3-9: Tectonic evolution of the western part of the north american craton from the end of Sevier orogeny. Red mark refers to the location of the Bighorn basin (Bird, 2002).

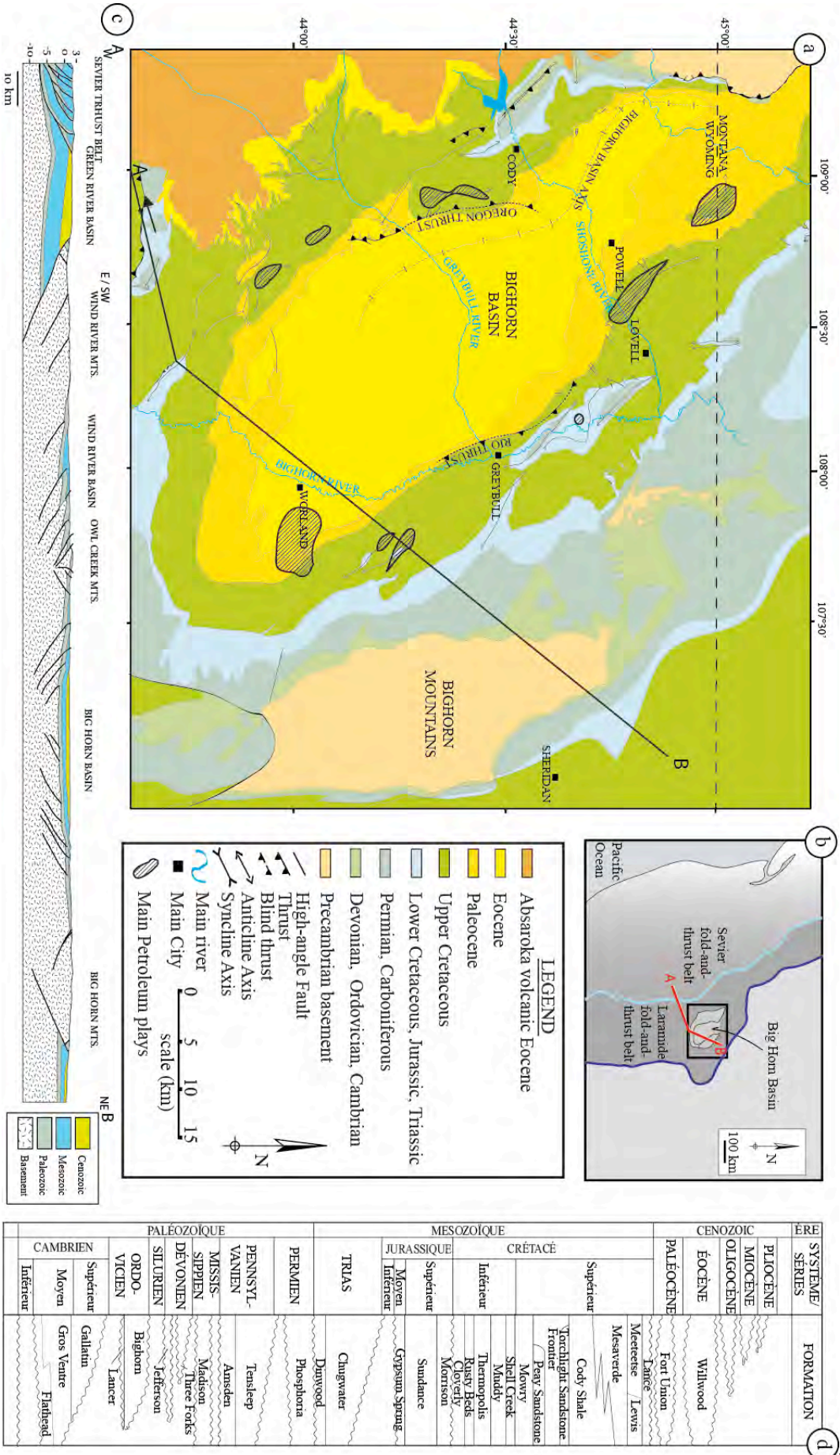
L'extension Est – Ouest qui caractérise cette déformation a marqué l'ensemble du craton à l'arrière de la cordillère Sevier-Laramide au Miocène. Des études isotopiques ont permis de reconstituer la paléo-topographie dans des bassins intra-montagneux de l'Idaho et du Montana (Kent-Corson et al., 2006), et l'évolution climatique liée à la surrection supporte une migration vers le sud de la topographie dynamique. Cette évolution spatio-temporelle est cohérente avec les modèles de retrait du panneau plongeant ou de la délamination du manteau lithosphérique avancés pour expliquer l'extension et le volcanisme observés (Humphreys, 1995 ; Sonder et Jones, 1999).

Depuis, le *Basin and Range* se développe dans la cordillère (Constenius, 1996) pendant que l'Ouest du craton subit un décrochement dextre au niveau de la faille de San Andreas, dû à la subduction de la plaque Juan de Fuca. En parallèle, le point chaud à l'origine du volcan *Yellowstone* s'est activé au Miocène (Burdigalien).

II. Le Bassin du Bighorn

Objet de la présente étude, le bassin du Bighorn fait partie de la chaîne plissée laramienne, il s'agit d'un bassin intra-montagneux qui a fait partie de l'avant-pays flexural Sevier avant d'être intégré à la chaîne par l'exhumation des arches laramiennes. L'objet est de forme ovale orientée NW – SE, d'une largeur approximative de 145 km pour une longueur de 200 km (Fig. 3-10). En périphérie du bassin se trouvent de nombreux anticlinaux orientés parallèlement à ses bordures. Ces bordures sont les *Owl Creek Mountains* au Sud, le dépôt de l'*Absaroka* et les *Beartooth Ranges* à l'Ouest. Au Nord, le bassin est limité par une zone plissée et faillée appelée le linéament *Ny-Bowler*. À l'Est enfin, le bassin est limité par les *Bighorn Mountains* (Fig. 1-2). Objet historique de la géologie, ce bassin est aussi riche en gisements de gaz et d'hydrocarbures (Fig. 3-10 a), ce qui en fait une région extensivement étudiée.

Cette partie propose de se placer à l'échelle du bassin et de présenter une synthèse de la stratigraphie des formations Paléozoïques, qui sont les principales formations étudiées dans ce travail, une synthèse de l'évolution tectonique et sédimentaire du bassin à partir du Mésozoïque avant de présenter une synthèse sur la déformation laramienne rencontrée dans le bassin.



A. Évolution tectono-sédimentaire du bassin du Bighorn

1. Cambrien (Fig. 3-11 a)

La formation gréseuse *Flathead* est datée du Cambrien Moyen (540 Ma, Chaudhuri et Brookins, 1969), et se compose de deux membres : le membre inférieur est arkosique et vraisemblablement dérivé du socle Précambrien sous-jacent (Thomas, 1965), le membre supérieur est un grès majoritairement composé de quartz qui s'est déposé au début de la transgression de la mer Cambrienne sur le craton Nord-Américain (Beebee et Cox, 1998). Par dessus la formation *Flathead*, les formations du Cambrien Moyen et du Cambrien Supérieur *Gros Ventre* et *Gallatin* se sont déposées en conformité. La formation *Gros Ventre* est une formation argileuse entrecoupée de bancs de carbonates qui témoigne d'un dépôt à des profondeurs supérieures lors de la transgression marine Cambrienne. La formation *Gallatin*, est un banc calcaire qui témoigne du début de la régression marine et d'un dépôt à des profondeurs moindres (Thomas, 1965).

A l'échelle du bassin, l'épaisseur du dépôt de ces formations varie en fonction de la géométrie du socle entre 400 m et 500 m selon Thomas (1965). Les affleurements de la formation *Flathead* dans l'anticlinal de Rattlesnake Mountain, qui est une des zones d'étude de ce travail à l'Ouest du bassin, montrent une épaisseur maximale de 40 m et ne se sont pas déposés localement à l'Est (Fanshawe, 1971 ; Durdella, 2001). Les argiles de la formation *Gros Ventre* sont épaisses de 300 m et la formation *Gallatin* mesure 100 m d'épaisseur.

De par sa porosité connectée, la formation *Flathead* est un bon réservoir et un bon drain (Bell, 1970) où des hydrocarbures ont été retrouvés à l'affleurement ou lors de forages (Thomas, 1965). Les formations cambriennes sus-jacentes sont au contraire des formations imperméables, et des productions d'hydrocarbures et de gaz ont été documentées dans la formation *Gros Ventre* (Fox et Dolton, 1996).

Figure 3-10 (ci-contre) : a) Carte géologique simplifiée du bassin du Bighorn (compilée de Darton, 1905 ; Andrews et al., 1947 ; Pierce, 1966 ; Pierce et Nelson, 1968) où sont reportées les grandes structures du bassin et les champs pétroliers en activité (d'après Stilwell, 2010). b) Schématisation de l'Ouest du craton Nord-Américain où sont reportées les limites des provinces Sevier et Laramide et la localisation de la carte en a) et de la coupe en c). c) Coupe le long du trait de coupe A-B (reporté en a) et en b) ; modifié d'après Love et Christiansen, 1985 ; Stone, 1987). d) Colonne stratigraphique du bassin de l'Ouest à l'Est (Fox et Dolton, 1995).

Figure 3-10 (see opposite): a) Simplified geologic map of the Bighorn basin (compilation after Darton, 1905; Andrews et al., 1947; Pierce, 1966; Pierce and Nelson, 1968) where oilfields are reported (after Stilwell, 2010). b) Schematic map of the western part of the north american craton where limits of Sevier and Laramide fold-thrust belts are reported, along with location of map a) and cross-section c). c) Cross-section along A-B line (after Love and Christiansen, 1985; Stone, 1987). d) Stratigraphic column for the western part of the Bighorn basin (Fox and Dolton, 1995).



Figure 3-11 : Cartes de l'extension des dépôts du Cambrien (a), de l'Ordovicien (b), du Silurien (c), du Dévonien (d), du Mississippien (e), du Pennsylvanien (f) et du Permien (g) (Boyd, 1993). L'extension des dépôts est en couleur et la localisation des arches laramiennes est reportée en gris clair. La lithologie des dépôts paléozoïques est montrée sur la colonne stratigraphique (h, d'après Fanshawe, 1971) La correspondance des figurés est la suivante : pailleté – Socle Précambrien, Points – Grés, Tirets – Argiles, Rectangles – Carbonates, Parallélogrammes – Dolomies, Surface sinueuse – Surface érosive.

Figure 3-11: Palinspastic map of regional extension of deposition of Cambrian rocks (a), Ordovician rocks (b), Silurian rocks (c), Devonian rocks (d), Mississippian rocks (e), Pennsylvanian (f) and Permian (g) rocks (Boyd, 1993). The current location of the Laramide arches is reported as light grey structures, while colored portion of each map corresponds to deposition of rocks. (h) Paleozoic-related stratigraphic column of the Bighorn basin (after Fanshawe, 1971).

2. Ordovicien (Fig. 3-11 b)

La zone du futur bassin du Bighorn était émergente lors de l'Ordovicien Inférieur, et la formation *Bighorn* qui représente l'ensemble des dépôts ordoviciens ne s'est déposée que tardivement dans cette période. Le dépôt de ces dolomies massives témoigne d'un environnement marin qui pourrait être relié à la subsidence de la région, intégrée à l'époque dans un plus grand bassin (le bassin *Williston* lié à l'orogénèse Acadienne, Thomas, 1965). L'épaisseur du dépôt de cette formation varie du Sud au Nord du bassin entre 70 m et 200 m (Thomas, 1965), traduisant un basculement vers le Nord des couches. La formation produit localement des hydrocarbures qui sont exploités au Nord du bassin, sur l'anticlinal de Elk Basin.

3. Silurien (Fig. 3-11 c)

Aucune roche Silurienne n'est retrouvée dans le bassin, ce qui indique un arrêt de la subsidence du bassin *Williston*, et une émergence entraînant la mise en place de reliefs aériens dont fait partie la région du futur BHB.

4. Dévonien (Fig. 3-11 d)

La subsidence due au bassin *Williston* a repris au Dévonien et a entraîné une transgression marine depuis le Nord-Ouest du bassin (Thomas, 1965). Le dépôt correspondant forme la formation *Three Forks*, qui se compose d'inter-lits de carbonates et d'argiles vertes qui se sont déposés en discordance sur les dolomies de la formation *Bighorn*, suggérant un mouvement tectonique durant l'Ordovicien ou le Silurien (Thomas, 1965). L'épaisseur du dépôt atteint 100 m au Nord-Ouest du bassin et se réduit jusqu'à être nul dans la partie Sud-Est du bassin, suggérant un basculement des couches vers le Nord (Thomas, 1965). Enfin, très peu d'huile est produite et exploitée dans cette formation, au Nord du bassin, sur l'anticlinal de Elk Basin (Fox et Dolton, 1996).

5. Carbonifère Inférieur – Mississippien (Fig. 3-11 e)

C'est durant le Mississippien que s'est déposée une des formations les plus étudiées des U.S.A : la formation Madison. Cette formation carbonatée se retrouve dans une grande partie du craton Nord-Américain, formant une vaste plate-forme carbonatée dans l'avant-pays de

l'orogénèse *Antler* (Blakey, 2005). A l'échelle du bassin, la formation Madison s'est déposée en discordance sur la formation *Three Forks* sur une épaisseur de 300 m au Nord et de 150 m au Sud (Thomas, 1965). La lithologie consiste en une alternance de carbonates plus ou moins dolomités montrant une karstification au sommet, témoignant d'un paléo-environnement aérien (Sando, 1988 ; Vice et Utgaard, 1996) ; celui-ci est du à la surrection régionale entraînée par la collision entre le craton et le continent Gondwana durant l'orogénèse Ouachita-Marathon.

La dolomitisation de cette formation semble majoritairement précoce, dépendant des interactions avec les cycles transgressifs marins, au nombre de 14 dans la région durant le Mississippien (Vice et Utgaard, 1996). Après le dépôt et la consolidation de cette formation, les principaux événements diagénétiques correspondent à de la fracturation liée à la contraction laramienne qui va avoir un impact important sur la porosité et la perméabilité de ces carbonates (Barbier et al., 2012a). Le potentiel pétrolier de cette formation est important et exploité dans de nombreux anticlinaux du bassin, notamment grâce à la fracturation qui permet aux hydrocarbures de migrer dans les pièges anticlinaux (Fox et Dolton, 1996). Les structures plissées laramiennes mettent d'ailleurs à l'affleurement cette formation dans les anticlinaux de Little Sheep Mountain et de Sheep Mountain, à l'Est du bassin, et dans l'anticlinal de Rattlesnake Mountain, à l'Ouest.

6. Carbonifère supérieur – Pennsylvanien (Fig. 3-11 f)

Les formations *Amsden* et *Tensleep* se sont déposées durant la subsidence régionale au Pennsylvanien en discordance érosive sur la formation *Madison*. La formation *Amsden* est une formation gréseuse et argileuse de 50 à 100 m d'épaisseur, sur laquelle se sont déposés en concordance les grès quartziques de la formation *Tensleep* sur une épaisseur de 50 à 100 m. La formation *Tensleep* est un bon réservoir structural, et est une des premières cibles en terme d'exploitation pétrolière (Fox et Dolton, 1996).

7. Permien (Fig. 3-11 g)

Durant le Permien, la formation *Tensleep* a été mise à l'air libre et érodée, puis une série de 7 cycles de régression et de transgression marine venant de l'Est ont déposé la formation *Phosphoria* (localement appelée *Goose Egg*, Rioux, 1958). Des variations de faciès lithologiques se retrouvent à l'échelle du bassin et témoignent des fluctuations du niveau marin pendant le dépôt de la formation, avec une variation Ouest-Est entre des carbonates, des récifs et des bancs marneux rouges (Thomas, 1965), montrant une variation paléo-environnementale entre le marin ouvert et le lagunaire (Coalson et Inden, 1989). Les

variations du niveau marin se retrouvent aussi par la présence de récifs coralliens de différentes ampleurs, montrant un paléo-environnement de type récifal équatorial (Coalson et Inden, 1989). À l'Est, la partie supérieure de la formation *Phosphoria* montre des argiles avec des inter-lits de gypse (Hennier, 1984), qui témoignent de l'assèchement de la lagune lors des régressions. Cette formation est une formation riche en phosphates, témoignant d'une grande productivité organique (Piper et Kolodny, 1987) probablement associée à un mécanisme d'*upwelling* (Kazakov, 1937). Quoiqu'il en soit, le résultat de cette production est que la formation *Phosphoria* est le meilleur réservoir-producteur d'hydrocarbures et de gaz paléozoïques dans le bassin du Bighorn, produisant la majeure partie des huiles paléozoïques (Coalson et Inden, 1989 ; Fox et Dolton, 1996), certaines stockées dans les paléo-récifs (le champ pétrolier *Cottonwood field*), ou piégées par des variations stratigraphiques, pendant que d'autres ont migré vers des pièges structuraux (Thomas, 1965).

8. Trias (Fig. 3-10 d)

Les dépôts triasiques sont concordant avec les dépôts permien, et consistent en 150 m à 400 m d'alternance entre argiles rouges et grès rouges avec de nombreux événements évaporitiques (Thomas, 1965). Ces lithologies témoignent d'un paléo-environnement continental subaérien, avec des moments de connexion avec l'océan situé à l'Est et d'autre où la lagune se ferme, entraînant le dépôt d'évaporites. Durant le Trias, la région du futur bassin semble avoir été soulevée et basculée vers le Nord, comme en témoignent les variations d'épaisseurs de ces formations, appelées *Dinwood* et *Chugwater*. Il faut noter que la formation *Dinwood* est communément considérée comme partie intégrante de la formation *Chugwater* (Hennier, 1984).

9. Jurassique (Fig. 3-10 d)

Aucune sédimentation liasique n'est enregistrée dans le bassin du Bighorn, suggérant que les terrains triasiques étaient émergés jusqu'au Dogger, durant lequel la formation *Gypsum Spring* s'est déposée sur le toit érodé de la formation *Chugwater* (Fig. 3-18, Thomas, 1965). Cette formation comprend des évaporites et des argiles rouges, pour une épaisseur de 30 à 60 m et est recouverte par la formation *Sundance*, composée d'une alternance entre grès, argiles et carbonates, montrant un environnement marin (Thomas, 1965). Durant cette période aurait eu lieu les premières migrations d'huiles depuis les dépôts phosphatés de la formation *Phosphoria* (Sheldon, 1967). Au Malm, la subduction de la plaque Farallon sous le craton a mis en place l'orogénèse Sevier, et comme évoqué précédemment, la réponse du craton à la collision a consisté en la formation d'un grand bassin flexural : le *Western Interior*

Basin. Le futur bassin du Bighorn a été intégré à ce grand bassin à la fin du Jurassique (DeCelles, 2004), et le dépôt de cette époque correspond aux argiles de la formation *Cloverly* et aux grès de la formation *Morisson*. Dans le bassin, ces dépôts s'affinent vers le Sud-Est (de 150 à 80 m d'après Thomas, 1965), témoignant de l'apport de ces sédiments par l'érosion du bombement flexural à l'Ouest du bassin, et donc de la flexure du craton (DeCelles, 2004).

10. Crétacé (Fig. 3-10 d)

Les premiers dépôts postérieurs à la formation *Morisson* consistent en des dépôts fluviatiles d'âge Barémien/Aptien (DeCelles, 2004), suivis des dépôts marins argileux des formations *Thermopolis* et *Mowry* (Fig. 3-12), témoignant d'une transgression de la *W.I.S.*, qui connecte l'océan Arctique au Golfe du Mexique dès la moitié de l'Aptien (DeCelles, 2004). La subsidence du bassin intérieur est mise en jeu pour faciliter la connexion et donc la grande transgression depuis le Nord vers le Sud.

L'érosion des reliefs à l'Ouest du bassin a continué durant le début du Crétacé supérieur, marqué par la sédimentation des marnes, bentonites et grès de la formation *Frontier*, épais de 200 à 300 m dans le bassin (Fig. 3-12). Sur des arguments de dépôcentres, certains auteurs définissent le début de la structuration du bassin du Bighorn *sensu stricto* pendant le dépôt de cette formation (Thomas, 1965), mais il a été exclu par la suite que les arches isolèrent le bassin à l'Albien. Jusqu'à la fin du Campanien, le bassin est sous l'influence directe de la *W.I.S.*, ce qui a entraîné le dépôt de 700 m d'argiles de la formation *Cody Shales* (Thomas, 1965 ; DeCelles, 2004), suivi de 800 m d'alternance entre grès marins et argiles comprenant les formations *Mesaverde* et *Bearpaw*. La formation *Meeteelse* est un équivalent latéral occidental de cette dernière, si ce n'est qu'elle est épi-continentale, ce qui fait que les dépôts contiennent grès, craie et charbons. Cet ensemble Crétacé, depuis la formation *Frontier*, constitue l'autre principal producteur-réservoir où sont exploités les hydrocarbures et gaz crétacés du bassin (Meissner et al., 1984 ; Fox et Dolton, 1996). A la suite de ces dépôts marins, une période d'émersion a eu lieu, suivie du dépôt de 300 m d'argiles de la formation *Lance*. Il faut noter que les hydrocarbures paléozoïques arrêtent de produire à la fin du Crétacé supérieur (Fox et Dolton, 1996).

C'est lors du Campanien qu'ont été retrouvées les premières traces de migration du volcanisme lié à la subduction, suggérant un changement dans l'angle du panneau plongeant (Dickinson et Snyder, 1978) et donc le passage à la phase Laramienne de l'orogénèse. Le changement de style structural qui accompagne cette variation dans la subduction a réactivé les failles héritées dans le socle, morcelant le *Western Interior Basin* en de nombreux bassins indépendants.

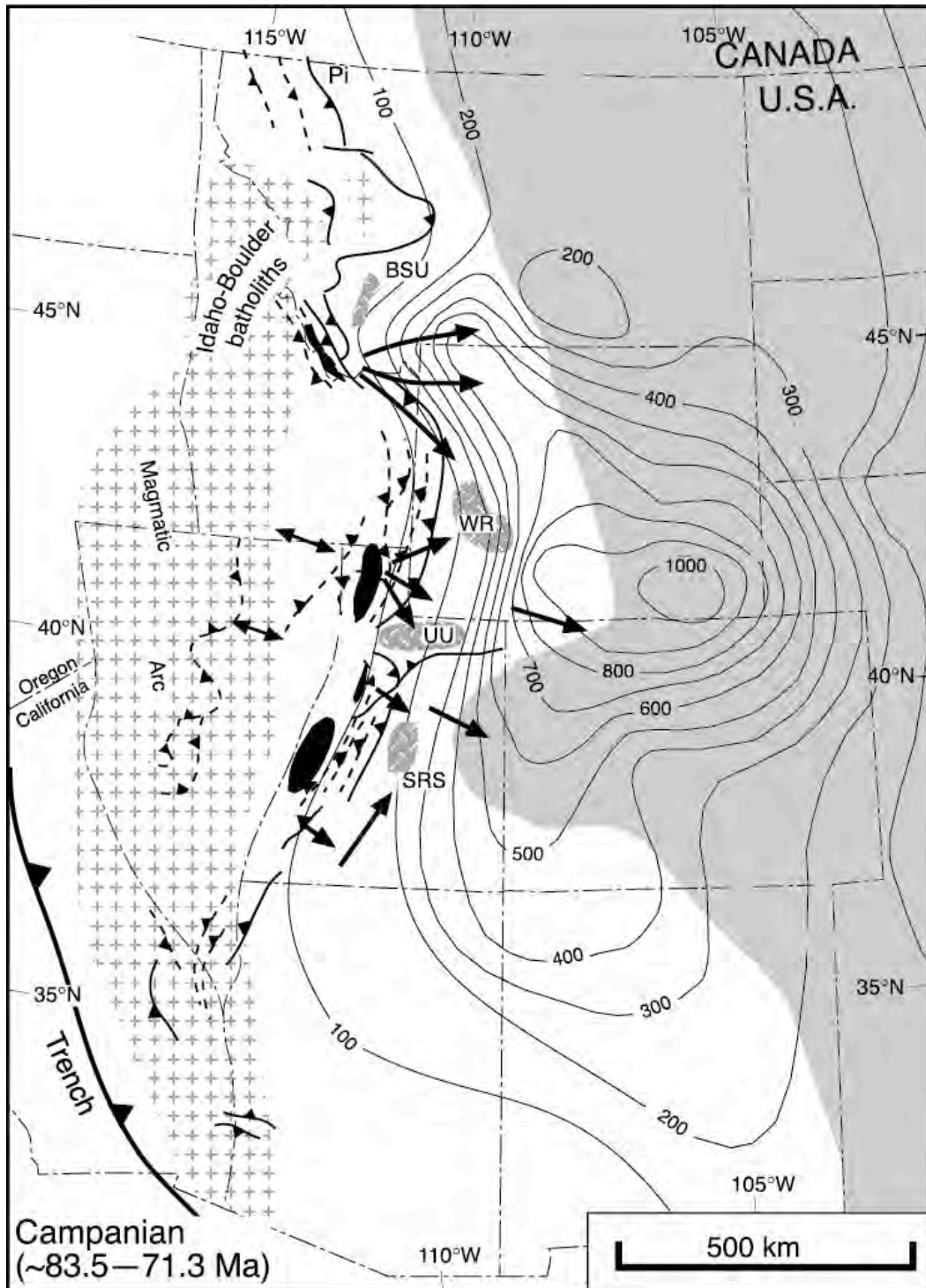


Figure 3-12 : Reconstruction palispastique des isopaques des formations du Campanien (en mètres) et localisation des structures durant cette période. La zone grisée représente la région inondée par la Western Interior Seaway. Les zones noires représentent les points culminants de la chaîne plissée Sevier, la zone au figuré de croix représente l'arc magmatique. Les structures grises sont les arches Laramiennes (BSU – Blacktail-Snowcrest Uplift, WR – Wind River Range, UU – Uinta Mountains, SRS – San Rafael Swell). Les flèches noires représentent le trajet des sédiments. Les informations géographiques sont actuelles et ne reflètent pas la position paléogéographique de la région (modifié d'après DeCelles, 2004).

Figure 3-12: Palispastic isopach map of Campanian formations (thickness in meter) and reconstructed locations of major active tectonic elements of the Cordilleran thrust belt during this time. Light grey zone is the location of the Western Interior Seaway. Geographic informations are related to current position of North America. (DeCelles, 2004).

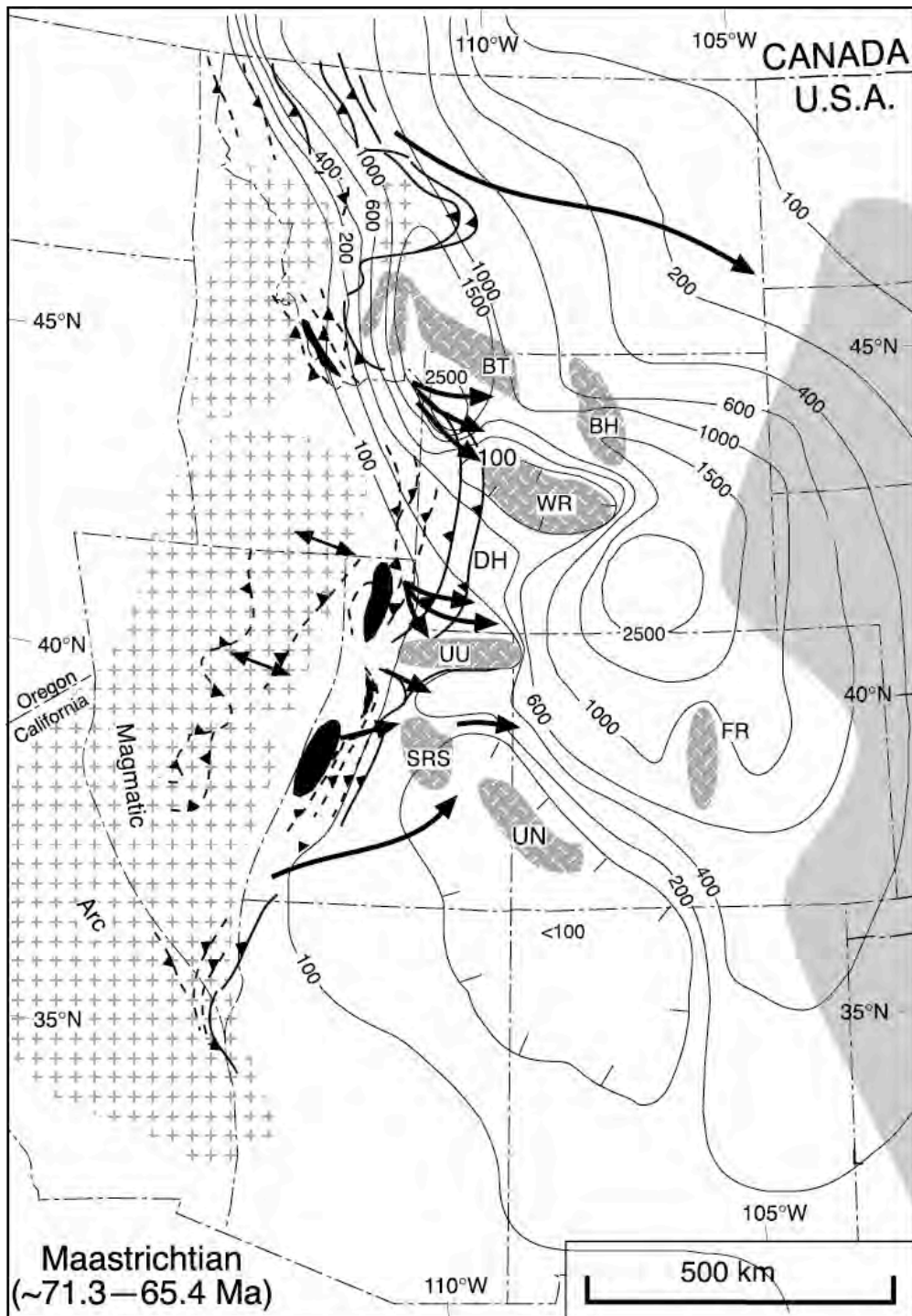


Figure 3-13 : Reconstruction palispastique des isopaques des formations du Maastrichtien (en mètres) et localisation des structures durant cette période. La zone grisée représente la région inondée par la Western Interior Seaway. Les zones noires représentent les points culminants de la chaîne plissée Sevier, la zone au figuré de croix représente l'arc magmatique. Les structures grises sont les arches Laramiennes (BT – Beartooth Range, BH- Bighorn Mountain, WR – Wind River Range, UU – Uinta Mountains, FR – Front Range, SRS – San Rafael Swell, UN - Uncomprahgre Uplift). Les flèches noires représentent le trajet des sédiments. Les informations géographiques sont actuelles et ne reflètent pas la position paléogéographique de la région (modifié d'après DeCelles, 2004).

Figure 3-13: Palispastic isopach map of Maastrichtian formations (thickness in meter) and reconstructed locations of major active tectonic elements of the Cordilleran thrust belt during this time. Light grey zone is the location of the Western Interior Seaway. Black areas represent highest parts of Sevier fold-and-thrust belt, black arrows represent the pathways of sediments produced by erosion and cross pattern refers to the location of the magmatic arc. Geographic informations are related to current position of North America. (DeCelles, 2004).

La sédimentation très importante qui a eu lieu au Crétacé supérieur masque ce développement du bassin, mais sur des arguments thermo-chronologiques, les arches laramiennes, qui vont surélever et isoler le bassin, ont commencé à se développer dès la fin du Campanien (Fig. 3-12, DeCelles, 2004). En effet, au Sud du bassin le *Wind River Range* est exhumé à cette époque (Dorr et al., 1977), et les limites propres du *Bighorn Basin* semblent être exhumées au Maastrichtien (Fig. 3-13, les Bighorn Mountains, Giegengack et al., 1998 ; Crowley et al., 2002). D'après les isopaques reconstitués par DeCelles (2004), la subsidence observée n'est plus compatible avec la flexure liée à la charge de l'orogène. Elle peut être expliquée par la dynamique de la subduction, compatible notamment avec des modèles soulignant le contrôle prépondérant de la diminution de l'angle du panneau plongeant sur la subsidence de la lithosphère (Mitrovica et al., 1989).

11. Paléocène-Éocène

Le morcellement du *Western Interior Basin* s'est amplifié au Paléocène et le bassin du Bighorn est devenu isolé par les arches laramiennes, sources des sédiments qui remplissent le bassin. Durant cette période, les grands chevauchements de socle à l'Est et à l'Ouest du bassin sont réactivés et sont propagés dans l'ensemble de la couverture (le *Rio Thrust* et le *Oregon thrust*, respectivement, Fig. 3-14), entraînant des rejets kilométriques de l'ensemble socle-couverture le long de ces plans de failles qui structurent le bassin (e.g. Stone, 1993). De nombreux anticlinaux à cœur de socle se sont formés par propagation des failles de socles sur les bordures du bassin, mais nous y reviendrons dans le paragraphe suivant. Ces structures ont constitué des pièges structuraux pour les hydrocarbures paléozoïques et crétacés, ces derniers commençant leur migration au début du Paléocène dans les parties enfouies du bassin, et plus tard dans les parties bordières, moins enfouies (Hagen et Surdam, 1984 ; Burtner et Warner, 1984).

Un système hydrographique se met en place depuis les hauts de socle (Davis et al., 2008) et draine les sédiments qui se déposent dans le bassin sous forme des conglomérats et des grès de la formation *Fort Union* (Fig. 3-12). Cette formation souligne très clairement la structure du bassin grâce à son dépo-centre, localisé du Nord-Ouest au Sud-Est du bassin, à l'Est du chevauchement *Oregon thrust* (Fig. 3-14). L'épaisseur varie donc vers les bordures du bassin de 2500 m à 700 m (Thomas, 1965).

Le réchauffement climatique global à la limite Paléocène-Éocène a eu des conséquences locales au niveau du bassin (Koch et al., 1995), où les températures ont pu augmenter d'environ 10°C, rendant le climat comparable à l'Amazonie actuelle. A cette période a eu lieu un enneigement des arches (Norris et al., 1996), ce qui fait qu'une partie des fluides qui drainaient les sédiments de l'époque étaient vraisemblablement des neiges fondues (Rhodes et al., 2002).

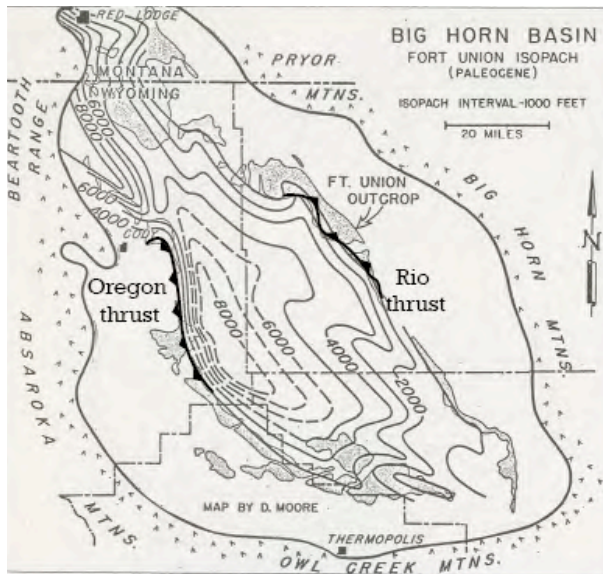


Figure 3-14: Cartes des isopaches de la formation Fort Union dans le bassin du Bighorn (en pieds, Modifié d'après Thomas, 1965).
 Figure 3-14: Map of isopachs of the Paleocene Fort Union formation (thickness in feet, after Thomas, 1965).

La surrection des arches a continué jusqu'à l'Éocène inférieur, et leur érosion a conduit au dépôt des grès de la formation *Willwood* (Thomas, 1965). Ces dépôts sont discordant avec la formation *Fort Union* sur les bords du bassin, témoignant du serrage du bassin lors de la compression laramienne. Dans le même temps s'est mis en place le plateau de l'Absaroka, qui forme la bordure Ouest du bassin. Le plateau est un empilement de coulées volcaniques (andésitiques, basaltiques et dacitiques), mises en place depuis le Lutétien, recouvrant la série sédimentaire jusqu'à 35 km à l'Est du bassin, et se retrouvant aujourd'hui sous forme de buttes témoins (*Squaw Buttes*). L'érosion de ces roches volcaniques (nommées formation *Wapiti*, Pierce et Nelson, 1968) aurait nourri le bassin durant la fin du Néogène, mais l'érosion constante n'a pas laissé de trace de sédimentation postérieure à l'Éocène et au dépôt des 100 m de la formation *Tatman* composée de conglomérats.

B. La déformation dans le bassin du Bighorn

Le bassin du Bighorn a subi de nombreuses phases de compression durant le Protérozoïque et le Mésozoïque. Depuis le début de l'orogénèse laramienne, l'inversion des zones de faiblesses du socle a structuré le bassin sous sa forme actuelle, et de nombreux plis se sont développés sur les bordures du bassin. Cette déformation fait l'objet de la synthèse suivante, qui revient sur l'expression de la déformation d'âge Laramien dans le bassin du Bighorn.

De nombreux plis à cœur de socle composent la région des *Laramide uplifts*, certains se situant dans le bassin du Bighorn. Le socle affleure au cœur de certains de ces plis (Schmidt et

al., 1993), rendant la structure accessible, et les prospections pétrolières qui ont eu lieu depuis les années 1960 ont permis d'obtenir de nombreuses données de puits et d'imagerie sismique, principalement dans la partie centrale du bassin (e.g. Stilwell et al., 2010). Un long profil sismique a été tiré dans les années 1990, le *Wyoming transect*, qui traverse la partie sud du bassin du Bighorn, (trait de coupe Fig. 3-10 b; Stone, 1983). Grâce à ces données géophysiques de sub-surface, le plissement à cœur de socle typique de la contraction Laramienne a été largement contraint et discuté (Stone, 1993, 2003; Erslev et Rogers, 1993).

Historiquement, les géologues américains ont interprété les plis de socle du bassin sur le modèle de plis concentriques (Fig. 3-15, McCabe, 1948) ou sur le modèle de chevauchement-faïlle (*Thrust-Fold*, Blackstone 1940). Le modèle classique des plis à cœur de socle de la région a été défini par Stearns (1978) pour rendre compte de la géométrie du socle observée à Rattlesnake Mountain Anticline ; ce modèle, dit de *drape-fold*, consiste en un poinçon de socle dû à l'inversion d'une faille de socle à fort pendage, que la couverture sédimentaire vient draper (Fig. 3-15). Ce modèle induit une grande variation d'épaisseur dans les formations argileuses cambriennes, qui doivent combler l'espace créé par le rejet vertical (Stone, 1993).

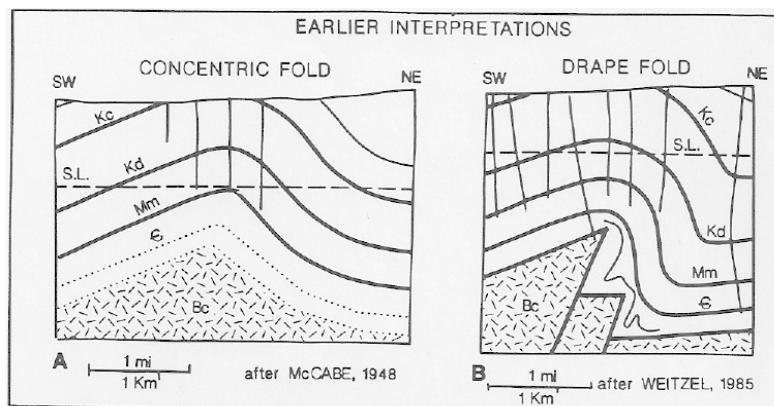


Figure 3-15 : Premières interprétations structurales de l'anticlinal de Elk Basin, Wyoming/Montana, compilées par Stone, 1993.

Figure 3-15: First structural interpretations of Elk Basin Anticline, Wyoming/Montana, compiled by Stone, 1993.

Afin de limiter ce changement de volume, Blackstone (1940) introduit le concept de biseau de socle, qui permet d'équilibrer les coupes sans trop augmenter le volume d'argiles dans l'espace entre la faille et le mur. Cette hypothèse se retrouvera imagée dans certaines structures de l'avant-pays Laramien (Stone, 1993), qui montrent aussi différentes configurations géométrique de l'interface socle-sédiment, témoin des déformations dans le socle. Sur l'exemple de la sismique de Elk Basin Anticline (Stone, 1993), l'interface socle-couverture apparaît soit plissée au toit de la faille au Nord (Fig. 3-16 b), soit la déformation est localisée le long de différents plans de failles, l'interface socle-couverture reste plane et le plissement est lié à la rotation de chaque écaïlle de socle (Fig 3-16 c), entraînée par le mouvement différentiel le long de chaque plan de faille inversé.

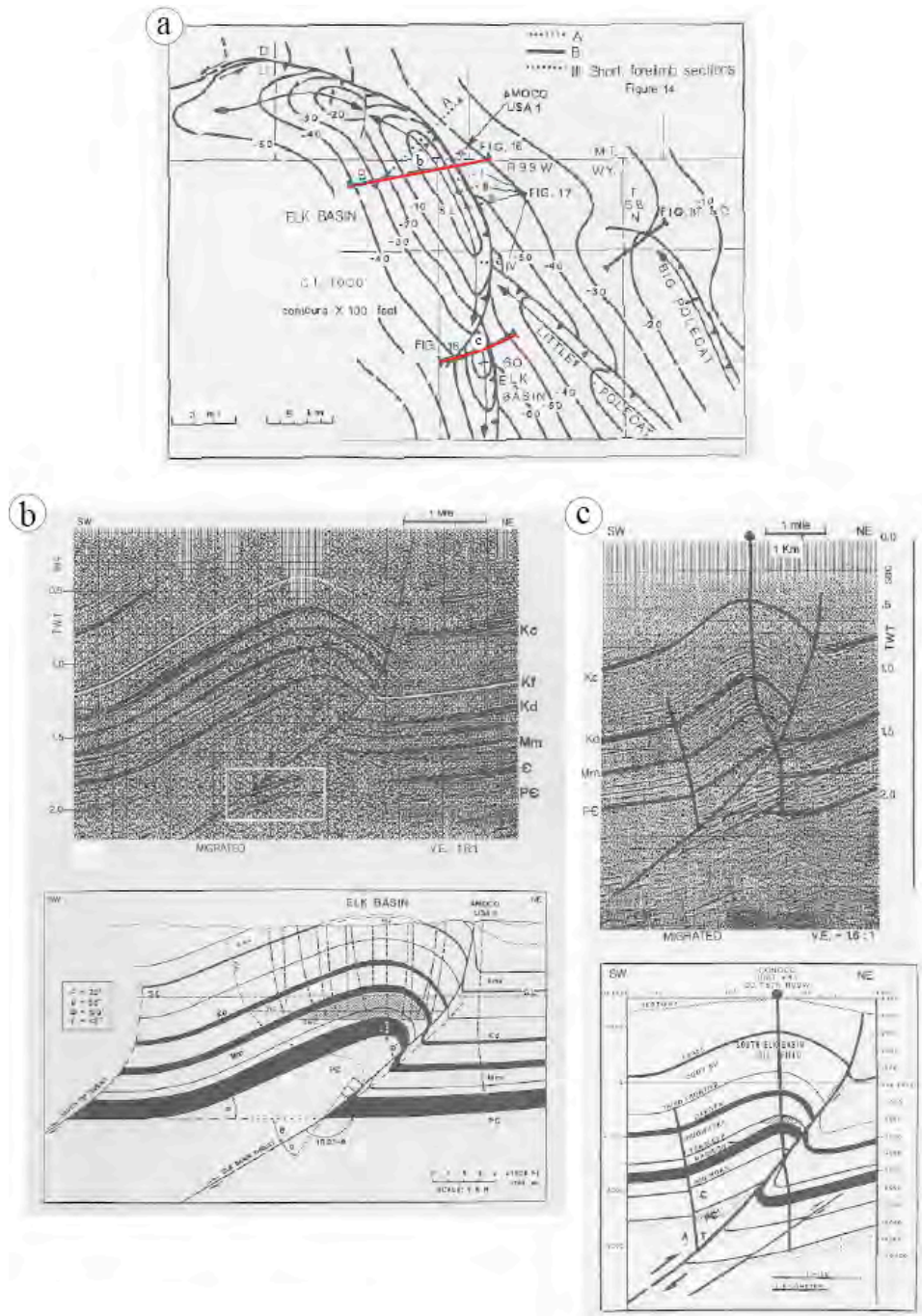


Figure 3-16 : a) carte des isopaches de la formation Phosphoria (Permien) et schéma structural de l'anticlinal de Elk Basin (Wyoming/Montana). Les traits rouges correspondent aux coupes basées sur des profils sismiques présentées en b) et en c). b) Coupe basée sur l'imagerie sismique de la partie Nord de Elk Basin, notez la forme plissée de l'interface socle-sédiment. c) Coupe basée sur le profil sismique de la partie Sud de Elk Basin, l'interface socle-sédiment n'est pas plissée. PE – socle Précambrien, Mm – Formation Madison, Kd – Formation Cloverly, Kmv – Formation Mesaverde. (modifié d'après Stone, 1993).

Figure 3-16: a) Isopach map of Permian Phosphoria Formation and structural map of the Elk Basin Anticline (Wyoming/Montana). Red lines locate cross-sections based on seismic lines (b and c). b) Cross section based on a seismic line from the north part of the Elk Basin Anticline, illustrating a folded basement/cover interface. c) Cross section based on a seismic line from the south part of the Elk Basin Anticline, illustrating the straight basement/cover interface. See above for the significance of abbreviations (after Stone, 1993).

Cette dernière configuration est observée dans l'anticlinal de Rattlesnake, où l'interface socle-couverture n'est pas plissée (Erslev, 1995). Ces exemples illustrent les différences de comportement mécanique du socle dans la même région, qui peuvent être dues à des hétérogénéités lithologiques (entre gneiss et granite par exemple), de telle sorte que des différences morphologiques au niveau des plis s'observent dans tout l'avant-pays laramien (Fig. 3-17, McConnell et Wilson, 1993).

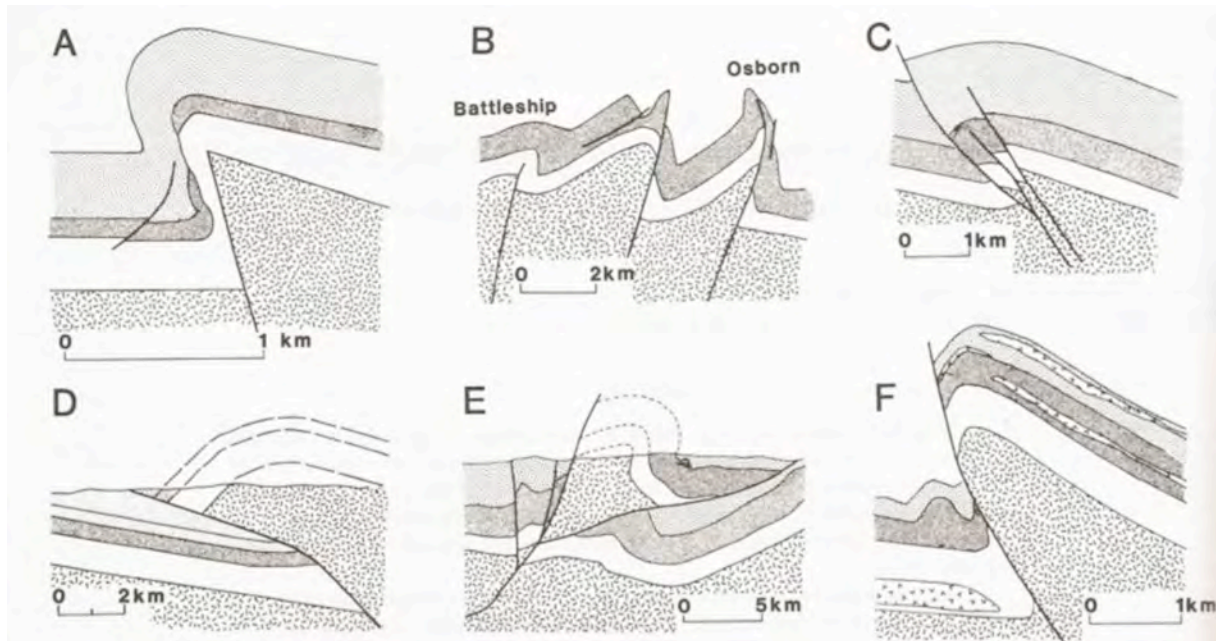


Figure 3-17: Exemples de structures impliquant le socle dans les bassins d'avant-pays laramiens. A : Dry Fork Ridge Anticline, Wyoming-Montana, Hennings et Spang (1987). B: Northwestern Wind River mountains, Wyoming, Mitra et al., (1988). C: Gebo anticline, Wyoming, Blackstone (1986). D: Washakie thrust system, Wyoming, Evans (1987). E: Armstead anticline, Montana, Coryell et Spang (1988). F: Pole Canyon anticline, Montana (after Schmidt et Garihan, 1983). Toutes références dans McConnell et Wilson, 1993.

Figure 3-17: Examples of basement-involved structures in the Laramide foreland. . A : Dry Fork Ridge Anticline, Wyoming-Montana, Hennings et Spang (1987). B: Northwestern Wind River mountains, Wyoming, Mitra et al., (1988). C: Gebo anticline, Wyoming, Blackstone (1986). D: Washakie thrust system, Wyoming, Evans (1987). E: Armstead anticline, Montana, Coryell et Spang (1988). F: Pole Canyon anticline, Montana (after Schmidt et Garihan, 1983). All compiled by McConnell et Wilson, 1993.

Les arches laramiennes apparaissent non-cylindriques et anastomosées dans la province *thick-skinned*, une caractéristique que certains auteurs interprètent comme un témoin d'une géométrie complexe, où les failles seraient connectées en profondeur (Figure 3-18 a, Erslev, 1995). Comme expliqué précédemment, les tentatives pour expliquer ces morphologies font appel à la géométrie du Moho. Grâce à des études gravimétriques, Malahoff et Moberly (1968) ont suggéré que les arches étaient systématiquement associées à une anomalie de Bouguer positive, témoignant de la présence d'un matériel dense en profondeur, d'où l'hypothèse que les chevauchements recoupaient le Moho (Figure 3-18 b). L'imagerie sismique obtenue postérieurement (Lynn et al., 1983) a montré que le chevauchement de *Wind River* (sous le *Wind River Range*) ne recoupait pas le Moho, mais accumulait un rejet dans la croûte de 22

km sur une pente de 45°, observation rapidement confirmée par des études gravimétriques ultérieures (Hurich et Smithson, 1982).

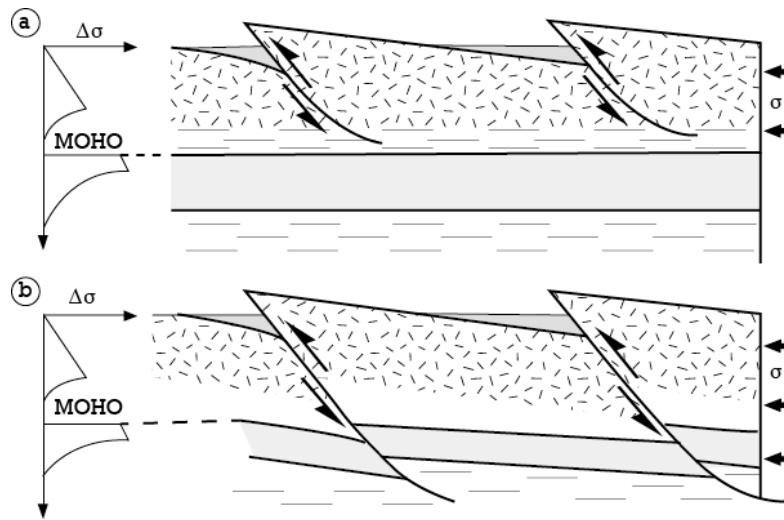


Figure 3-18 : Modèles conceptuels de géométrie d'échelle lithosphérique des failles inverses à l'origine des arches laramiennes. a) Les failles se connectent au Moho. b) Les failles recouper le Moho. (Erslev, 1995).

Figure 3-18: Conceptual models for the Lithospheric-scale geometry of thrust under Laramide arches. a) Thrusts sole at the Moho, b) thrusts crosscut the Moho (Erslev, 1995).

Plusieurs modèles ont alors été proposés, (Fig. 3-19), soit faisant intervenir un cisaillement dans le manteau hydraté (Humphreys et al., 2003), soit un détachement crustal (Erslev, 1986), soit un flambage de la lithosphère (Tikoff et Maxson, 2001).

La structure profonde des chevauchements à l'origine des arches reste aujourd'hui débattue, et ces questions sur l'accommodation de la déformation laramienne dans la croûte inférieure font l'objet d'un projet scientifique en cours mêlant restauration tectonique et imagerie sismique (*the Earthscope Bighorn Project*, Siddoway et al., 2011).

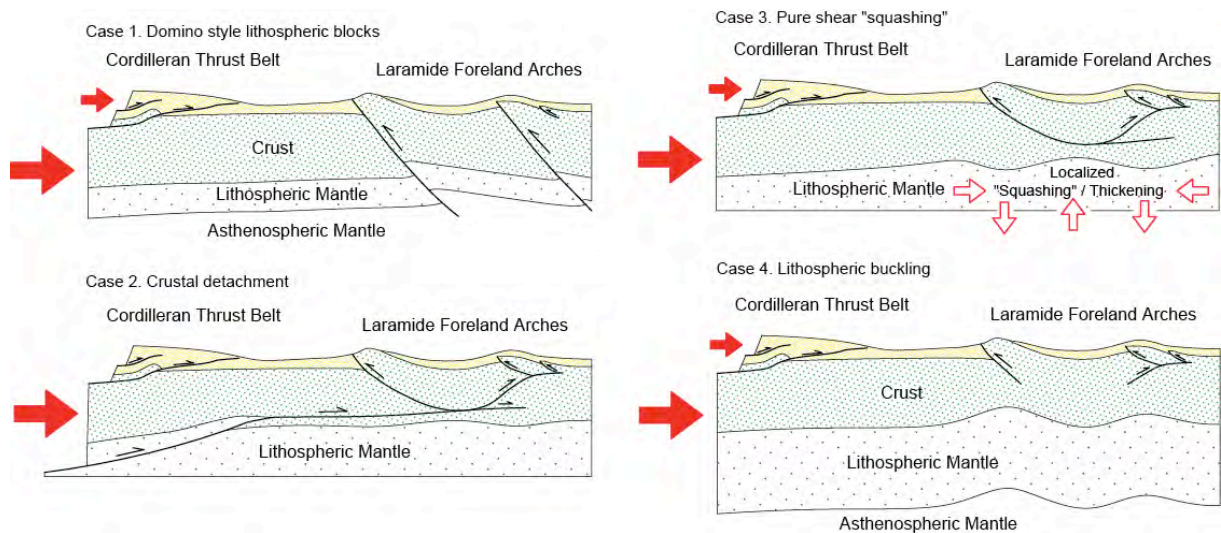


Figure 3-19 : Modèles conceptuels de configuration structurale de la lithosphère dans la chaîne plissée Laramienne. De gauche à droite: modèle en domino, les failles recoupent le Moho (Malahoff et Moberly, 1968). Modèle de boudinage du manteau lithosphérique, avec un épaissement localisé et un cisaillement dû à l'hydratation du manteau lithosphérique (Humphreys et al., 2003). Modèle de détachement d'échelle lithosphérique (Erslev, 1986). Modèle de flambage de la lithosphère (Tikoff et Maxson, 2001). (d'après Erslev, 1995).

Figure 3-19: Conceptual models of lithospheric structure that account Laramide arches geometry and gravimetric anomalies. Case 1: Domino style lithospheric blocks, where thrusts crosscut the Moho (Malahoff et Moberly, 1968). Case 2: Crustal detachment model, where thrusts sole at the Moho (Erslev, 1986). Case 3: Pure shear squashing, involving boudinage due to hydration of lithospheric mantle (Humphreys et al., 2003). Case 4: Lithospheric buckling model (Tikoff et Maxson, 2001) (Compiled by Erslev, 1995).

III. Cadre géologique de l'étude : conclusions et questions spécifiques de la thèse

Le bassin du Bighorn témoigne d'une histoire complexe, les couches marquant les déformations de la contraction *thin-skinned* Sevier et de la contraction *thick-skinned* du Laramien. La phase Sevier est principalement enregistrée à méso-échelle par le développement de fractures et de failles (e.g. Craddock et Van der Pluijm, 1999) quand les couches étaient dans l'avant-pays au front de la chaîne plissée. Lors de la phase laramienne, la réactivation de failles héritées a structuré le bassin dans sa morphologie actuelle, entraînant le développement de plis à cœur de socle et intégrant de fait le bassin dans la chaîne plissée. La connaissance pointue de l'évolution sédimentaire du bassin présentée dans la littérature permet de commencer l'étude des migrations de fluides dans les fractures observées sur les plis dans un cadre tectono-stratigraphique contraint, ce qui assure une plus grande facilité d'interprétation des différents événements de fracturation ou de migrations de fluides. Néanmoins, les mécanismes de déformations, notamment dans le socle, reste discuté à l'heure actuelle, et la littérature fait peu mention d'évènements de migrations de fluides à grande échelle, comme c'est le cas dans les avant-pays des Rocheuses canadiennes ou mexicaines.

Dans ce contexte régional, plusieurs questions spécifiques à ce travail de thèse peuvent être abordées :

- La reconstruction de l'évolution microstructurale et paléo-hydrologique à l'échelle du bassin peut-elle apporter des contraintes pour comprendre les mécanismes de la distribution de la déformation et de la transmission des contraintes lors de la transition d'un style structural *thin-skinned* à *thick-skinned* ?
- La détermination des sources de fluides, du calendrier et des chemins des migrations à échelle du bassin donne t-elle des indices sur l'évolution structurale du bassin ?
- Y'a t-il un lien clair entre les migrations de fluides impliqués dans la fracturation des structures plissées et les migrations d'hydrocarbures exploitées dans ces même structures ?
- Comme vu précédemment, l'origine des fluides profonds est fortement liée à l'extension des failles, aussi notre travail permet-il de discuter les mécanismes de déformation et les différentes géométries des failles dans le socle proposés dans les études en cours du *Earthscope Bighorn Project* ?

Chapitre 4 - Reconstruire le schéma (micro-)structural et les circulations de fluides associées : Méthodes

Ce chapitre est consacré à une présentation détaillée de l'ensemble des méthodes appliquées lors de ce travail. Ces méthodes, tant structurales que géochimiques, forment un protocole complet qui a été utilisé pour chaque cas d'étude qui sera présenté et interprété dans les chapitres suivants. Ce chapitre se concentrera tout d'abord sur les outils de l'analyse structurale et microstructurale avant de présenter chaque outil de l'analyse minéralogique et chimique portant sur les ciments des veines et des matrices des roches encaissantes. Une présentation plus rapide des principes généraux des méthodes géochimiques est disponible dans la section II du chapitre 2.

I. Méthodes de l'analyse (micro-) structurale.

L'étude de la population de fractures à l'échelle du pli donne accès à différentes informations sur l'évolution des contraintes appliquées aux couches, localement ou régionalement. Afin d'accéder à ces informations, la méthodologie appliquée consiste en la définition statistique de familles de fractures systématiques, puis en l'organisation de ces fractures en séquence. Lorsque des failles striées sont présentes dans la séquence, une inversion des données de glissement permet de reconstruire le tenseur réduit des contraintes. Avec ces informations, la séquence de fracturation peut être utilisée pour comprendre les événements tectoniques ayant affecté les roches. La partie suivante propose une synthèse de la méthodologie utilisée pour l'étude des fractures.

A. Construire une séquence de (micro-) déformation.

1. Acquisition des données

L'étude de la population de fractures commence par des mesures de l'orientation (direction, pendage, strie si présente) des fractures sur le terrain. Lors de ce travail, nous avons pris le parti de ne nous intéresser qu'à l'orientation des fractures et au mode de déformation (ouverture, cisaillement ou torsion), délaissant les aspects géométriques tel que l'espacement, la longueur du plan de fracture ou l'abondance d'une orientation par rapport à une autre. En effet, ces informations restent mineures pour reconstruire des événements de déformation, dépendant principalement de l'état de préfracturation de la roche avant la phase de fracturation, ou des zones d'hétérogénéités lithologiques qui impactent le développement des fractures (Laubach et al., 2009 ; Zahm et Hennings, 2009 ; Barbier et al., 2012 a). De fait, nous considérons que de telles informations sont biaisées si une roche a subi des phases de fracturations antérieures et que la qualité de mesure dépend directement de la qualité d'affleurement et de la densité de fracture.

Pour chaque objet d'étude, les données ont été mesurées dans le maximum de positions structurales et dans le maximum de formations accessibles. Ainsi, pour avoir un nombre convenable de fractures sur chaque site, les données brutes d'orientation et de pendage (plus une direction de mouvement quand il s'agit de faille) sont regroupés *a posteriori* par sites qui partagent la même position structurale, la même orientation des couches, qui sont dans la même formation et qui sont très proches géographiquement. Les chronologies repérées sur le terrain se fondent sur les indices de fractures contiguës ou recoupées, la fracture plus récente s'arrêtant sur l'hétérogénéité mécanique que forme la fracture préexistante, ou la recoupant et la réouvrant. Ces chronologies relatives sont vérifiées sous microscopie optique par l'observation de lames minces orientées dans l'espace.

Lorsque les fractures sont minéralisées et montrent un mouvement relatif marqué par des tectoglyphes, des mesures de l'orientation du tectoglyphe (dans le cas d'une strie) et une détermination du sens du mouvement est réalisée.

2. Déterminer le mode de déformation

Sur chaque site, des prélèvements ont été effectués et des lames minces ont été réalisés pour déterminer le mode de déformation des fractures, lorsqu'une analyse macroscopique n'était pas concluante. Cette méthode, dont les principes sont décrits dans le chapitre 2 partie II.2 de ce mémoire, consiste à vérifier la morphologie des minéralisations dans les veines et la morphologie de l'interface entre veine et matrice. Lorsque les minéraux sont fibreux, le sens

de l'ouverture peut être reconstitué (Hilgers et Urai, 2002a) et il est possible de distinguer un joint ouvert en mode I d'une fracture mixte, qui combine de l'ouverture et du cisaillement. En l'absence de minéraux fibreux, le décalage d'objets contenus dans la matrice peut être un argument permettant de distinguer ces modes de propagation des fractures. Dans la majorité des cas, les veines sont non-fibreuses (blocky), et les matrices ne montrent pas d'éléments figurés pour distinguer les modes de propagation. Dans ces cas, on observe les bordures de la matrice, où un cisaillement aurait entraîné un écrasement des grains visible au microscope. En l'absence d'une indication de cisaillement, et lorsque les plans de fractures peuvent s'expliquer en accord avec une contrainte verticale, on considèrera que les fractures sont des joints ouverts en mode I. De fait, lorsqu'une famille de fracture est construite à l'échelle d'un site seulement et si le plan moyen de cette famille n'est pas compatible avec un champ de contrainte andersonien (considérant une contrainte verticale) dans aucune position des couches entre leur état tabulaire et leur inclinaison finale, nous considérons une fracture mixte, ce qui empêche une interprétation simple en termes de direction d'extension contrairement aux fractures ouvertes en mode I.

3. Le traitement des données : définition d'une famille de fractures

Une famille de fractures systématiques (ou set) est un ensemble de fractures partageant la même orientation par rapport aux couches, ayant subi le même mode de déformation et partageant la même chronologie relative par rapport aux autres familles de fractures. Pour définir ces familles, nous avons utilisé le logiciel FIT, développé à l'IFP Energies Nouvelles. Ce logiciel permet de regrouper statistiquement les individus en familles sur la base de leur orientation (Fig. 4-1). Cette méthode a été appliquée uniquement aux joints, veines et diaclases. La définition d'un plan moyen accompagne le regroupement et permet une première définition géométrique de la famille de fracture. L'algorithme projette chaque fracture pour un site sous forme d'un plan et de sa normale (pôle) sur l'hémisphère inférieur du diagramme de Schmidt (Fig. 4-1 a). Le logiciel utilise d'abord une méthode d'estimation par noyau pour le calcul de la densité des fractures en chaque point du diagramme (Fig. 4-1 b, Wollmer, 1995). À chaque maximum de densité calculé correspond un plan moyen (Fig. 4-1 c) déterminé d'après la méthode décrite par Kittler (1976). Par défaut, chaque fracture est attribuée à une famille, en fût-elle la seule représentante. Le logiciel utilise la méthode prenant en compte une bivariance de la distribution des fractures dans une même famille (Marcotte et Henry, 2002) pour séparer les familles de fractures (Fig. 4-1 c). Les individus peu représentés qui sont par défaut attribués à une famille de fracture peuvent être retirés du calcul des plans moyens par un filtre intégré au logiciel, ce qui permet de définir les orientations qui regroupent un maximum de fractures mesurées et qui conservent une variance faible (Fig. 4-1 d, e).

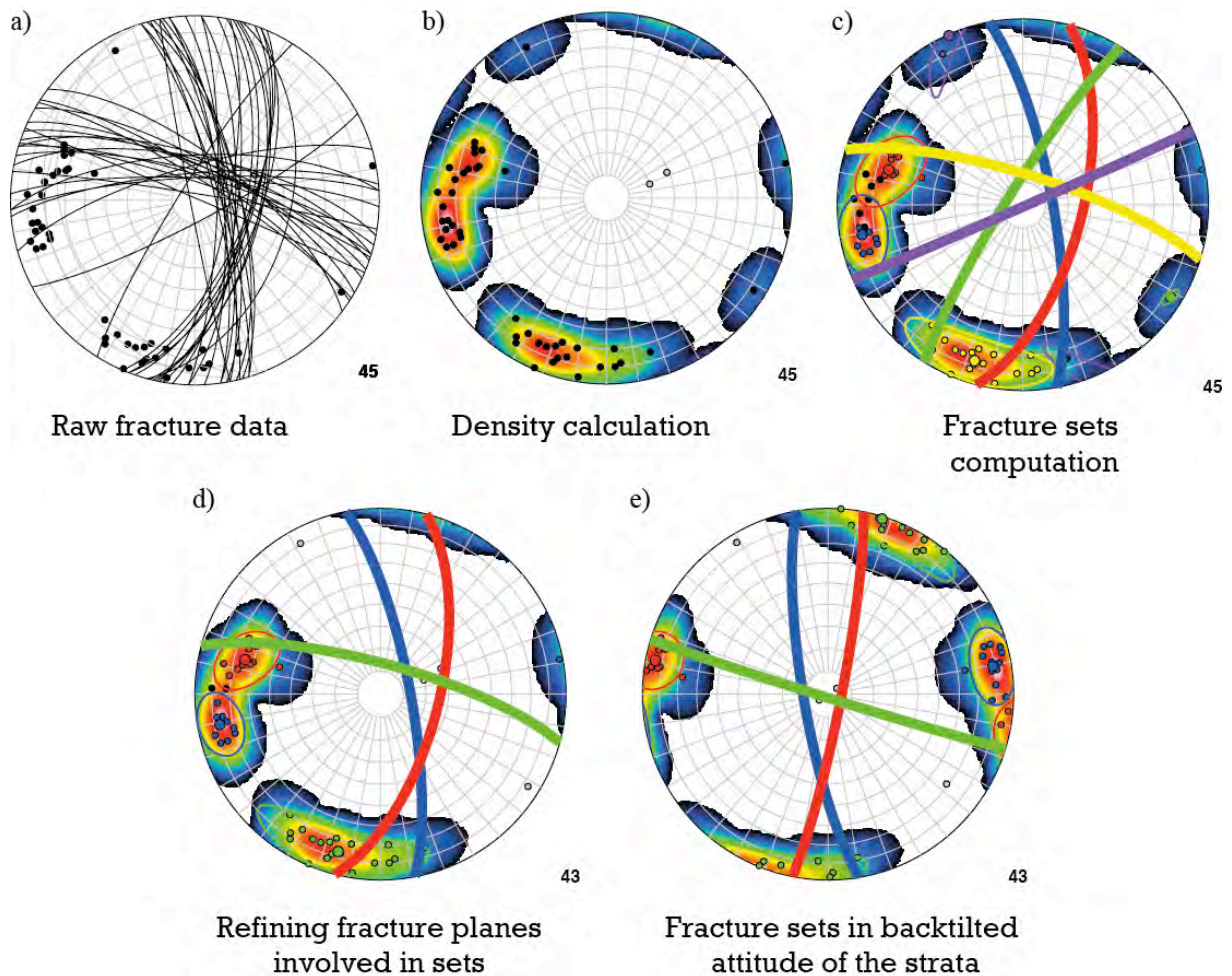


Figure 4-1: Exemple de traitement des données de fracturation par le logiciel FIT. a) les données brutes sont reportées sous forme de pôles et de plans sur l'hémisphère inférieur du canevas de Schmidt, en gris clair : la stratigraphie. b) Le logiciel calcule la densité de Kernel. c) En fonction de chaque maximum de densité, une famille de fracture est attribuée. d) L'utilisateur peut choisir de filtrer les données de fractures intégrées aux calculs, ici, 2 plans sont écartés. e) Une correction de l'inclinaison par rapport à l'orientation des couches peut être effectuée. Le chiffre en bas à droite des digrammes indique le nombre de plans de fracture pris en compte pour la détermination des familles de fractures.

Figure 4-1: Example of fracture data processing using FIT software. a) Raw data are reported as poles and planes on a Schmidt stereodiagram (lower hemisphere) along with the strike and dip of the strata (in light grey). b) FIT software computes density of Kernel for the whole fracture population. c) Each density maximum defines a fracture set. d) The user can choose to refine the mean plane computation by taking apart from the calculation some fracture planes. e) Data processing is ended, a representation in the unfolded attitude can be done. Values in the right bottom corner of stereodiagrams refer to the number of fracture planes used for the computation of fracture sets.

Le choix de l'utilisateur est donc présent dans le traitement statistique des fractures, du moins en ce qui concerne la distinction entre famille de fractures représentatives de la déformation ou non. Afin de palier ce biais, nous avons choisi de calculer un maximum de familles de fractures, en augmentant le seuil de variance du logiciel, puis de trier manuellement les données. Ce tri se base sur plusieurs critères : le mode de déformation, l'orientation des fractures, la chronologie relative. En effet, le but de cet exercice est de revenir à l'orientation des contraintes appliquées aux roches. Ainsi, le premier tri manuel sert à réduire la part du nombre de diaclases dans le calcul des plans moyens, ou de ne pas

considérer ces plans moyens lorsqu'ils impliquent un mode mixte de propagation de la fracturation. Les relations chronologiques visibles sur le terrain servent ponctuellement à vérifier si un individu est bien rattaché à la bonne famille. Grâce à ce tri, nous obtenons des familles de fractures indépendamment pour chaque site, et ne sont considérées par la suite que les familles de fractures qui se retrouvent sur de nombreux sites à l'échelle du pli.

4. La chronologie relative des microstructures

Une fois que les familles de fractures représentatives de la déformation à l'échelle du pli sont déterminées statistiquement, elles doivent être ordonnées en séquence. Dans un premier temps, cette chronologie est uniquement basée sur les relations de chronologie relative observées sur site et dans les lames minces (Fig. 4-2, 4-3). Si on considère deux familles de fractures A et B, trois cas de figures se distinguent : (i) les individus de A sont postérieurs aux individus de B dans une vaste majorité des cas (>90%), (ii) les individus de A sont postérieurs aux individus de B dans la plupart des cas (>70%), (iii) les individus de A sont postérieurs aux individus de B dans certains cas (~50%). En effet, ces chronologies dépendent directement de la quantité de relations observées et de la certitude de l'observateur, ces deux critères étant fortement biaisés par l'abondance, l'accessibilité, l'état d'affleurement et l'expérience de l'observateur.

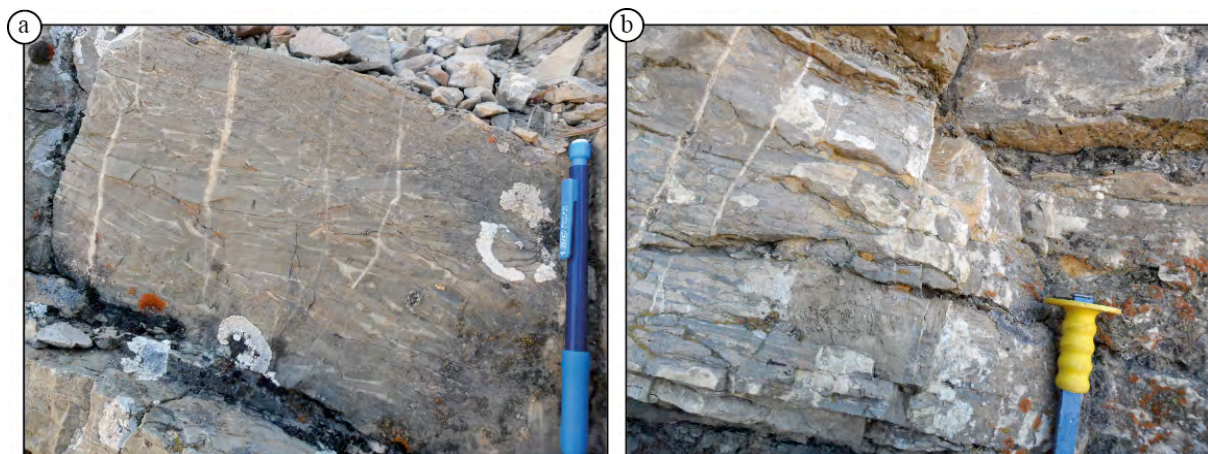


Figure 4-2 : Photographies des fractures dans la formation Gros Ventre de RMA. a) Veines perpendiculaires aux couches montrant une déformation en mode I grâce au décalage des éléments figurés. b) chronologie entre des veines perpendiculaires aux couches et un plan de faille montrant des écaillés de calcite striées. Les veines étant postérieures à la faille, on peut en déduire que la faille est antérieure au basculement des couches.

Figure 4-2: Field photographs of fractures in the Gros Ventre Fm. that crops out at RMA. a) Veins striking perpendicular to strata and witnessing mode I opening thanks to the apparent offset of figured elements of the host-rock. b) Chronological relationships between the veins and a fault plane with tectoglyphs. Veins crosscutting the tectoglyphs are posteriors to the fault development. Assuming that veins developed before strata tilted, this observation suggests that fault developed before strata tilting.

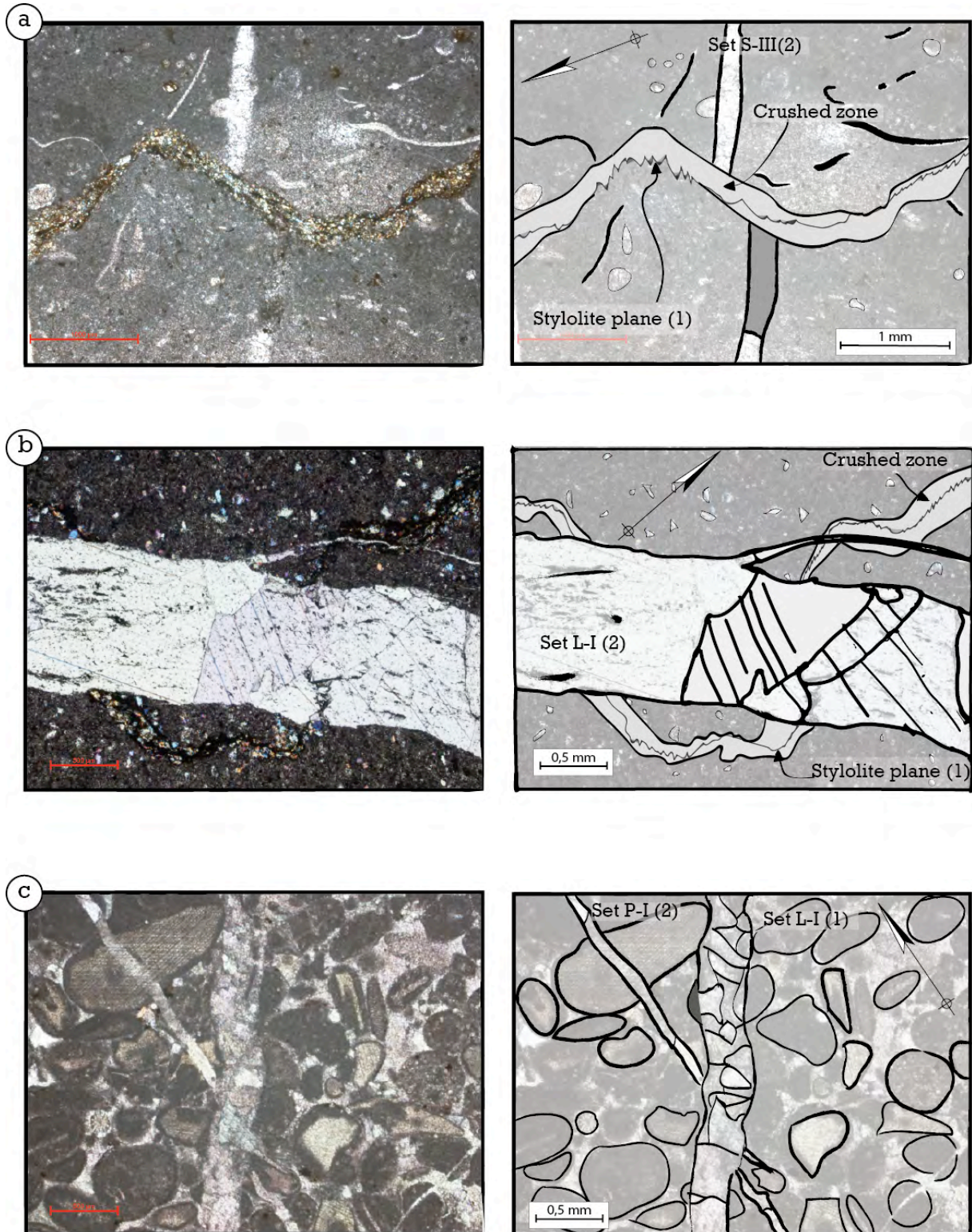


Figure 4-3: Microphotographies de chronologies observées en lames minces dans les différents plis et dans différentes formations. a) échantillon R159 (Rattlesnake Mountain, formation Gros Ventre), b) échantillon R36 (Rattlesnake Mountain, formation Bighorn), c) échantillon BH11 (Bighorn Mountains, formation Phosphoria), d) échantillon R157 (Rattlesnake Mountain, formation Gros Ventre), e) échantillon 21M (Sheep Mountain, formation Madison).
 Figure 4-3 : Photomicrographs of thin-sections that display microstructural chronological relationships in various anticlines and in various formations. a) sample R159 (Rattlesnake Mountain, Gros Ventre Fm.), b) sample R36 (Rattlesnake Mountain, Bighorn Fm.), c) sample BH11 (Bighorn Mountains, Phosphoria Fm.), d) sample R157 (Rattlesnake Mountain, Gros Ventre Fm.), e) sample 21M (Sheep Mountain, Madison Fm.) along with corresponding view under cathodoluminescence. North is given on each picture with an arrow.

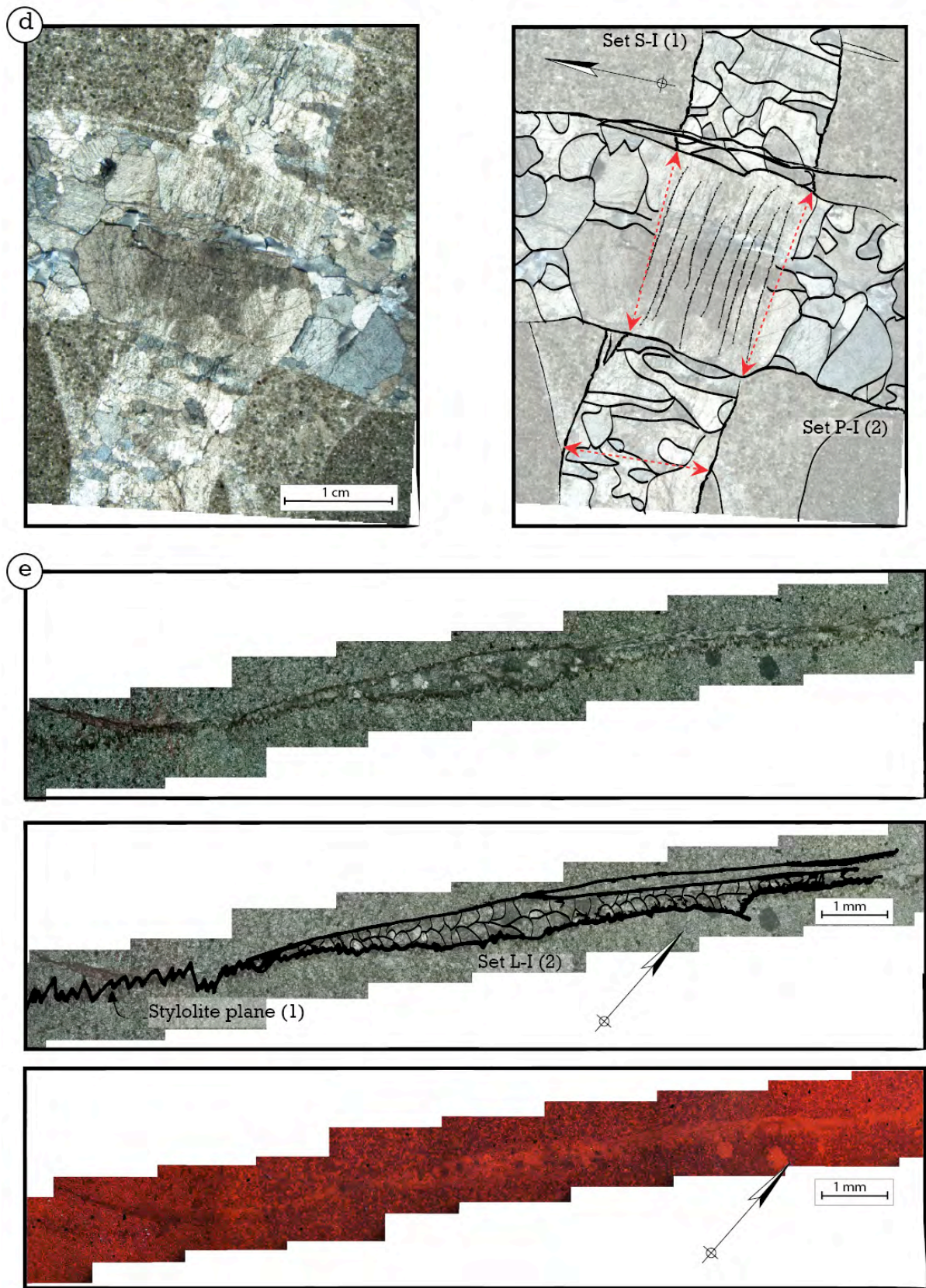


Figure 4-3 (suite)
Figure 4-3 (end)

Pour palier ce biais, les observations sont compilées manuellement et une relation chronologique entre une famille A et B est fixée lorsque l'abondance d'observations cohérentes rend cette chronologie univoque. Lorsque de nombreuses familles de fractures sont définies, les chronologies indirectes peuvent être prises en compte avec précaution (B est antérieur à A, C est postérieur à A, donc B est antérieur à C).

L'orientation des joints par rapport aux couches peut apporter une indication de chronologie relative (Fig. 4-2). Lorsqu'on observe un joint qui n'est ni perpendiculaire ni parallèle à l'axe du pli, mais qui est perpendiculaire à la couche et vertical lorsque cette dernière est débasculée, alors on peut considérer ce joint comme relié à la phase précoce du plissement (Hancock, 1985 ; Price et Cosgrove, 1990). Néanmoins, nombre d'études et de modélisations montrent que les fractures perpendiculaires aux couches peuvent se former dans des couches plissées, sous un état de contrainte dévié et perturbé par les interfaces lithologiques ou par les fractures pré-existantes (Tavani et al., 2006 ; Reber et al., 2010). De fait, il faut toujours coupler cet indice de chronologie relative avec d'autres indices moins discutables de relations entre les fractures (e.g. Bellahsen et al., 2006a).

De nombreux choix et quelques imprécisions émaillent donc la mise en place d'une séquence de fracturation basée sur les joints et les veines. Il faut garder à l'esprit que la quantité de données permet de définir des familles de fractures de façon robuste, et les chronologies doivent être prises avec beaucoup de précautions. Le recoupement entre chaque site, ainsi qu'un échantillonnage dans toutes les positions structurales est essentiel pour pouvoir se reposer sur une séquence de fracturation à l'échelle du pli. Confronter une telle séquence avec des données indépendantes obtenues par des méthodes d'inversion de données de failles ou de macles de la calcite apparaît donc comme une étape complémentaire nécessaire quand elle est réalisable.

B. De la famille de fractures à l'orientation des contraintes

1. Les joints

Les joints sont définis comme s'étant propagés en mode I, avec un plan de fracture perpendiculaire au σ_3 effectif (Hancock, 1985, Fig 4-4 a). Ces fractures peuvent donc se former soit dans un régime purement extensif, auquel cas on peut aussi observer des failles normales, soit dans un régime décrochant et éventuellement en association avec des décrochements. Dans ces deux cas, l'orientation du plan autorise un accès à l'orientation des contraintes horizontales (Fig. 4-4 b, Engelder, 1987), si on considère un tenseur tel que défini par Anderson (1951), *i.e.* une contrainte verticale, 2 horizontales.

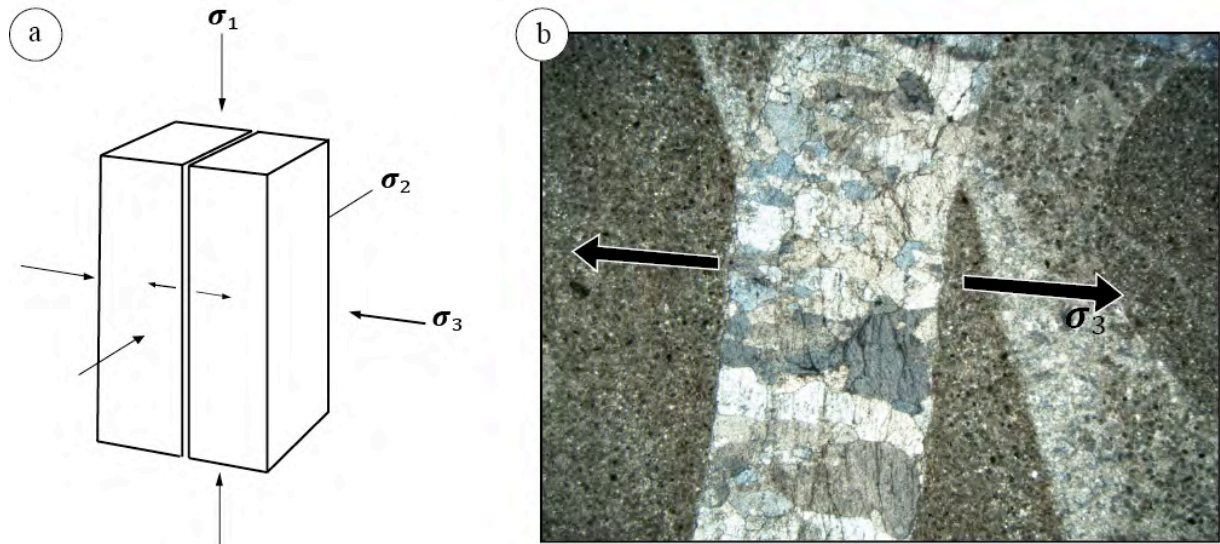


Figure 0-4: a) Relations géométriques entre fracture extensive en tension (joint) et champs de contrainte appliqué (modifié d'après Hancock, 1985). b) Exemple de veine ouverte en mode I, montrant des indices au niveau du décalage du claste ou au niveau de la croissance des minéraux.

Figure 4-4: a) Geometrical relationships between a joint and a stress tensor that respect Anderson's hypothesis (after Hancock, 1985). b) Illustration of vein opened in mode I by the offset of elements of the matrix and by the antiaxial growth of some crystals.

Lors de notre étude, les familles de fractures utilisées dans la séquence de déformation comprennent uniquement des objets ouverts en mode I ou des failles, ce qui nous permet d'estimer au moins l'orientation de la contrainte principale horizontale minimale. Pour ce faire, on a considéré le plan moyen d'une famille de joints (ouvert en mode I) qui a été calculé de façon statistique, ce qui fournit une orientation moyenne de σ_3 . À l'évidence, cette orientation doit expliquer l'ouverture de tous les joints de la famille, en gardant à l'esprit la possibilité de perturbations et de réorientation du tenseur à méso- et micro-échelle dans les zones montrant des hétérogénéités mécaniques, comme aux interfaces entre différentes lithologies ou à l'approche de fractures préexistantes.

2. Les failles striées

La mesure de plusieurs plans de failles striés et la détermination des mouvements relatifs correspondants sur le terrain permettent de caractériser le tenseur des contraintes à 4 paramètres (l'orientation des contraintes principales et le rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes ϕ) en répondant à un problème inverse développé par Angelier (1984 ; 1989 ; 1990). Une fois les données de mesures encodées, le programme tente de regrouper les failles qui sont mécaniquement compatibles en utilisant la méthode des dièdres droits (cf Angelier, 1984). Cette première étape forme des ensembles de failles, et pour chaque faille, le programme va chercher à diminuer l'écart entre la strie observée et la contrainte cisailante calculée (l'angle α et/ou le vecteur v sur la Fig. 4-5). A partir de ces valeurs calculées sur

chaque faille, le programme va appliquer la méthode des moindres carrés pour calculer un tenseur réduit des contraintes (incluant l'orientation de chaque contrainte principale et la valeur du rapport ϕ ; ϕ étant défini tel que le rapport entre $(\sigma_2 - \sigma_3)$ et $(\sigma_1 - \sigma_3)$) qui explique le maximum de failles mécaniquement compatibles dans la même population, les calculs matriciels, non repris ici, sont décrits dans l'article d'Angelier (1984).

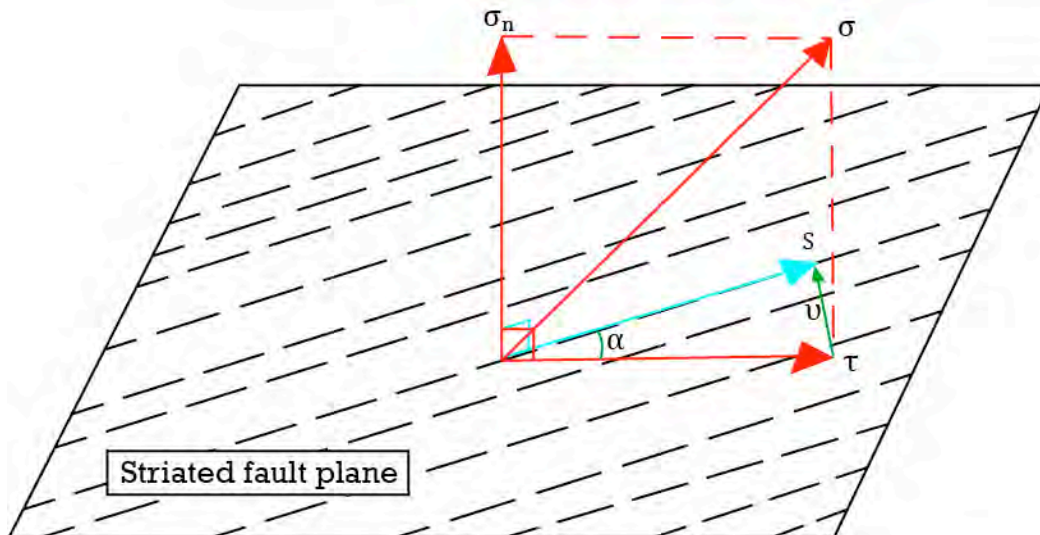


Figure 4-5 : Schéma illustrant les données mesurées sur la faille (en bleu) et les données du tenseur calculé par la méthode Angelier, ainsi que l'angle concerné par le processus de minimisation de l'écart décrit dans le texte. s : orientation de la strie observée, σ_N : contrainte normale, σ : contrainte résultante appliquée, τ : contrainte cisailante, v : vecteur entre la contrainte cisailante calculée et la strie, α : angle entre ces deux vecteurs. Modifié d'après Angelier, 1990.

Figure 4-5: Illustration of fault-slip data (s , blue arrow) measured on a striated fault plane and related computed stress tensor following method defined by Angelier. α angle and v vector are used to minimize the difference between the observed slip and the computed shear stress τ (after Angelier, 1990).

La qualité du tenseur calculé va donc dépendre de la valeur de cet angle α (plus il est faible, meilleur est le tenseur pour rendre compte du mouvement sur la faille) et de la cohérence mécanique entre les failles. En fonction des écarts, l'utilisateur est libre de créer lui-même des classes, afin d'intégrer sur des critères qualitatifs (la chronologie, par exemple) des failles mécaniquement moins compatibles pour calculer un tenseur qui expliquera le plus de failles possible. Au contraire, libre à l'utilisateur de séparer la population en différentes phases, pour avoir des tenseurs mieux contraints. Il est prévu dans le programme un système de pondération, basé sur la quantité et sur la confiance en la mesure, ainsi, le calculateur s'aménage une marge de manœuvre dans la formation des classes et dans le calcul du tenseur. Il faut noter que si toutes les failles ont la même géométrie, le programme sera dans l'incapacité de calculer le rapport de forme ϕ . De plus, les tenseurs calculés par le programme ne respectent pas les conditions d'Anderson, montrant parfois des axes obliques. Cela permet de calculer un tenseur dans la position actuelle des couches et de choisir, à la vue de l'orientation des axes, s'il est plus cohérent de l'interpréter comme anté-basculément, syn-

basculement, ou dans la position observée, dans ces cas, c'est ici aussi la responsabilité de l'utilisateur d'interpréter ou non ces tenseurs.

3. Les macles de la calcite

Lors de ce travail, il m'a été donné de collaborer avec R. Leprêtre, qui a consacré une partie de son stage de recherche de Master 2 aux mesures paléopiezométriques et à la reconstruction des tenseurs des contraintes appliquées à l'anticlinal de Rattlesnake Mountain par une étude des macles de la calcite réalisée au laboratoire IStEP dans les veines et dans les matrices des échantillons. N'étant intervenu que lors de l'interprétation des données, je n'ai moi-même effectué ni les mesures ni le traitement, qui sont exploitées dans le chapitre 6 du mémoire. Néanmoins, dans un souci de cohérence du mémoire, il m'est apparu important de décrire brièvement l'apport théorique de cette méthode, ainsi que le principe des mesures effectuées et du traitement des données.

Grâce aux minéralisations de calcite qui remplissent les fractures étudiées et grâce aux cristaux de calcite se trouvant dans certaines matrices, il est possible d'accéder au tenseur des contraintes à 5 paramètres (incluant le facteur k , la partie déviatorique du tenseur) par une méthode d'analyse microstructurale qui a été appliquée dans cette étude : l'étude des macles de la calcite par la méthode d'Etchecopar (1984). En effet, lorsqu'une contrainte est appliquée à basse pression et basse température, le premier mécanisme pour accommoder la déformation dans les cristaux de calcite est le maclage (Turner, 1953) ; cette déformation est géométriquement analogue au glissement observé sur un plan de faille (Fig. 4-6).

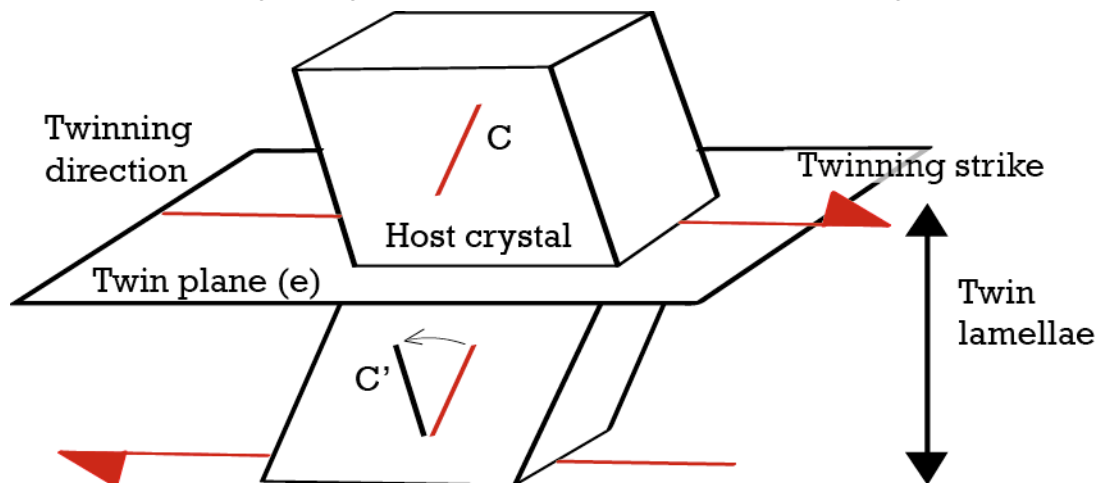


Figure 4-6 : Schéma d'une déformation le long d'un plan de macle.

Figure 4-6: Schematic representation of deformation along a twin plane in a calcite crystal.

Chaque cristal peut macler le long de trois plans de macle potentiels (plans e), qui sont disposés de façon symétrique par rapport à l'axe optique. Le maclage de la calcite est

indépendant de la température, de la pression de confinement et ne dépend que très peu du taux de déformation, il dépend principalement de (i) la taille du cristal, qui plus grand montrera un pourcentage de maclage plus important (Schmid et Paterson, 1977) et de (ii) la magnitude du seuil de maclage (τ_a) qui est choisi a priori à 10 ± 4 MPa pour les grains dont la taille moyenne se situent entre 300 et 400 μ m (Lacombe, 2007). Lorsque la contrainte cisailante résolue (CCR), qui est la projection de la contrainte cisailante sur le plan de macle, est inférieure au seuil de maclage, le plan reste non-maclé. Ces objets sont donc de bons paléopiezomètres (Spiers, 1979). La méthode de reconstruction du tenseur des contraintes se base sur l'hypothèse que les macles observées dans une même phase se sont formées dans un champ de contrainte homogène et que l'échantillon n'a pas subi de rotation autour d'un axe vertical. Les plans maclés seront donc dépendants de l'orientation des cristaux par rapport au champ de contrainte, et le maclage est initié à des stades précoces de la déformation en fonction de l'intensité de la contrainte déviatorique appliquée (Lacombe, 1992). Aussi, l'utilisateur vérifie la faible déformation, inférieure à quelques %, grâce à la densité et à l'allure des macles, et vérifie aussi que les cristaux ont une orientation aléatoire.

Pour revenir au tenseur des contraintes, la méthode consiste en la résolution d'un problème inverse qui vise à choisir parmi un grand nombre de tenseurs tirés aléatoirement celui dont l'orientation et la magnitude du différentiel ($\sigma_1 - \sigma_3$) a provoqué le maclage des plans observés dans un agrégat de cristaux tout en préservant les plans non-maclés.

L'observateur va donc utiliser une platine universelle pour mesurer l'orientation des plans dans plusieurs dizaines de cristaux par lame mince, en observant trois lames minces orthogonales par échantillon. Le caractère maclé ou non maclé des plans de macles doit être vérifié optiquement par l'utilisateur. Une fois que chaque cristal a son axe optique et ses plans maclés et non-maclés définis dans chaque lame, les données sont restituées dans le repère géographique. Le calcul du tenseur se fait par un autre algorithme, proposé par Etchecopar (1984), qui définit, par essai-erreur, le tenseur qui peut expliquer le plus grand pourcentage de plans maclés et de plans non-maclés. Ce pourcentage peut être optimisé par l'utilisateur en modélisant la stabilité de la solution pour chaque pourcentage de plans maclés (exemple en Fig. 4-7), et en choisissant la gamme de pourcentage offrant le meilleur compromis entre stabilité de la solution et pourcentages de macle et non macle intégrés dans le calcul du tenseur.

La méthode d'Etchecopar fournit un tenseur solution réduit à 4 paramètres et non-déviatorique tel que $(\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{solution}} = 1$, ainsi que la magnitude de la contrainte cisailante résolue minimale (τ_a) utilisé dans le calcul du tenseur solution. Grâce à ces paramètres, il est possible de calculer la valeur réelle du différentiel des contraintes :

$$(\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{réel}} = \frac{\tau_a}{\tau_a} \times (\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{solution}} = \frac{\tau_a}{\tau_a}$$

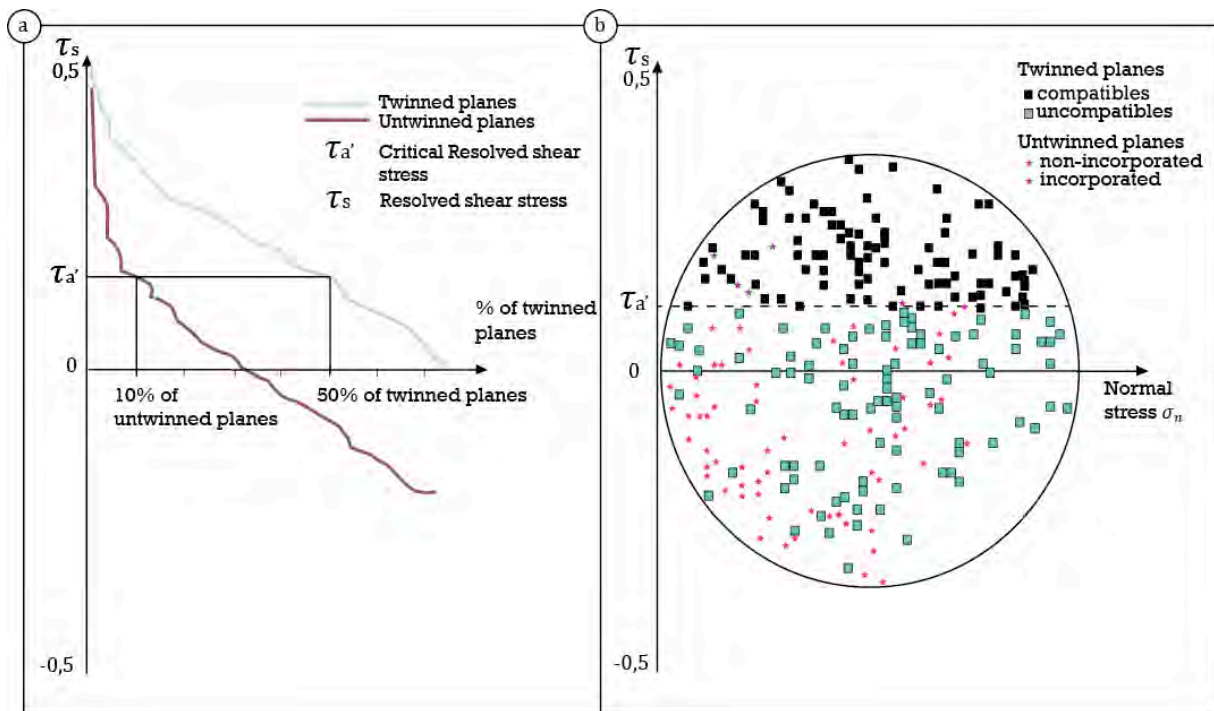


Figure 4-7: Exemple de sorties après le calcul d'un tenseur ; a) évolution de la contrainte cisailante résolue en fonction du pourcentage de plans maclés et non-maclés intégrés dans le calcul de la solution. Le seuil de maclage choisi explique 50% des plans maclés en intégrant 10% des plans non maclés. b) Pseudo-diagramme de Mohr montrant la valeur seuil optimale pour expliquer un maximum de plans maclés en intégrant un minimum de plans non maclés correspondant à l'exemple a).

Figure 4-7: Example of outputs of a computation of stress tensor based on inversion of calcite twin data. a) Resolved Shear Stress evolution vs % of twinned and untwinned planes integrated in solution stress tensor. The critical resolved shear stress magnitude which was chosen in this case explains 50% of all twinned planes, integrating 10% of all untwinned planes. b) Representation of optimal critical resolved shear stress magnitude on a Mohr pseudo-diagram, it explains a maximum of twinned planes and preserve a maximum untwinned planes.

Les plans maclés qui ne sont pas expliqués par le tenseur calculé peuvent être réutilisés dans le calcul d'un second tenseur, ainsi que la totalité des plans non maclés. La méthode d'inversion des macles de la calcite permet ainsi de reconstituer une histoire tectonique polyphasée (Lacombe, 2001).

De fait, la mise en place d'une séquence d'événements de maclage à l'échelle de l'agrégat cristallin peut se faire sur des indices de basculement des tenseurs, et aussi lorsque dans une même veine, on reconstitue deux (ou plus) tenseurs dont l'un est strictement compatible avec l'ouverture de la veine. Dans ce cas, ce tenseur à l'origine de la veine est le plus ancien (e.g. Lacombe, 2010). Il est très intéressant de confronter ces séquences à l'échelle de la lame à la séquence de fracturation définie statistiquement à l'échelle de la structure. Ainsi, il est possible de supporter ou d'infirmer les chronologies établies à macro-échelle, car la chronologie entre deux tenseurs, quand l'un ouvre la veine, est le plus certains des critères chronologiques. On cherche donc la plus grande cohérence entre les séquences reconstituées par les différentes méthodes, et il en est de même entre l'orientation des contraintes des

tenseurs calculés par la méthode des macles ou par la méthode de l'inversion des données de failles striées. L'étude des macles de la calcite, en plus d'apporter des données paléopiezométriques, permet donc de grandement améliorer la séquence de fracturation à macro-échelle et peut potentiellement fournir un tenseur orienté correspondant à chaque étape de la fracturation. En combinant ces approches, on apporte des arguments solides pour décrire l'histoire tectonique d'une région (e.g. Lacombe et al., 1990, 1993, 2007).

4. Vers le tenseur complet des contraintes : reconstruction de la magnitude absolue des contraintes sur le diagramme de Mohr.

En combinant les données d'inversions des failles striées à la paléopiezométrie des macles de la calcite et aux paramètres mécaniques des roches, Lacombe et Laurent (1992) ont proposé une méthode permettant d'obtenir le tenseur complet des contraintes, ajoutant la magnitude absolue des contraintes.

Le diagramme de Mohr est une représentation graphique du tenseur des contraintes selon la valeur de la contrainte cisailante τ en fonction de la contrainte normale σ_n (Fig. 4-8 a). Théoriquement, on reporte sur ce diagramme les magnitudes des trois contraintes principales (σ_1 , σ_2 , et σ_3), ce qui permet de définir trois cercles dont les diamètres sont définis par les différentiels des contraintes. Chacun des cercles représente l'ensemble des plans parallèles à la contrainte principale qui ne fait pas parti du cercle (Fig. 4-8 a). Par exemple, le cercle dont le diamètre est défini par le différentiel des contraintes ($\sigma_1 - \sigma_3$) représente l'ensemble des plans qui sont parallèles à (et donc contiennent) σ_2 . Grâce aux données paléopiezométriques, la valeur de ce différentiel ($\sigma_1 - \sigma_3$) est connue, ce qui permet de tracer l'un des cercles composant le diagramme de Mohr. Pour tracer les 2 autres cercles, il est nécessaire de passer par le paramètre de forme de l'ellipsoïde des contraintes (ϕ), qui va définir la valeur relative de σ_2 par rapport à σ_1 et σ_3 (Fig. 4-8 a).

Pour appliquer la méthode, en outre de disposer de données paléopiezométriques, il est nécessaire de pouvoir construire les courbes de rupture intrinsèques sur la même roche. Ces courbes sont obtenues par essais mécaniques (Paterson, 1978). Sur le diagramme de Mohr sont reportés ces courbes: à une valeur donnée de la contrainte normale, l'enveloppe de Mohr-Griffith-Coulomb (Brace, 1960 ; Phillips, 1972 ; Sibson, 1998) représente la magnitude de la contrainte cisailante nécessaire à atteindre pour initier la néo-rupture. Formellement, la courbe de Mohr-Coulomb est valable dans le domaine compressif et le critère de Griffith est valable dans le domaine de la tension. Pour une valeur donnée de la contrainte normale, le critère de Byerlee représente la magnitude de la contrainte cisailante nécessaire pour activer le glissement le long d'un plan préexistant.

La représentation sur un diagramme de Mohr rend compte de la géométrie des fractures néoformées/réactivées par rapport à l'orientation des contraintes principales (Figs. 2-7 b, 4-8 b). Pour illustrer ces relations, considérons le cercle qui représente l'ensemble des plans contenant σ_2 (donc défini par σ_1 et σ_3). Lorsqu'il y a tangence entre ce cercle et l'enveloppe de Mohr-Griffith-Coulomb, la mesure directe de l'angle entre le centre du cercle et le point de tangence équivaut à deux fois la valeur de l'angle α , défini comme l'angle entre le plan de fracture et la contrainte principale maximale σ_1 . De même, lors de la réactivation d'un plan préexistant contenant σ_2 , le cercle de Mohr intersectera la courbe de Byerlee avec un angle 2α cohérent avec l'orientation du plan réactivé (ex : 140° si la fracture réactivé est à 70° de l'orientation de σ_1 , Fig. 4-8 b). Si le plan réactivé est oblique aux contraintes principales (il ne contient donc aucune des contraintes principale), alors l'ensemble des plans potentiellement réactivée sera représenté par un cercle tracé à partir des cercles contenant les contraintes principales selon les angles entre le plan réactivé et les contraintes principales (Fig. 4-8 c)

C'est sur ce principe que se base la méthode proposé par Lacombe et Laurent (1992), reprise postérieurement (Lacombe, 2001 ; 2007) et appliquée dans ce travail de thèse. À chaque étape de la fracturation, la néoformation ou la réactivation de fractures va être représentée sur un diagramme de Mohr, en respectant ces paramètres :

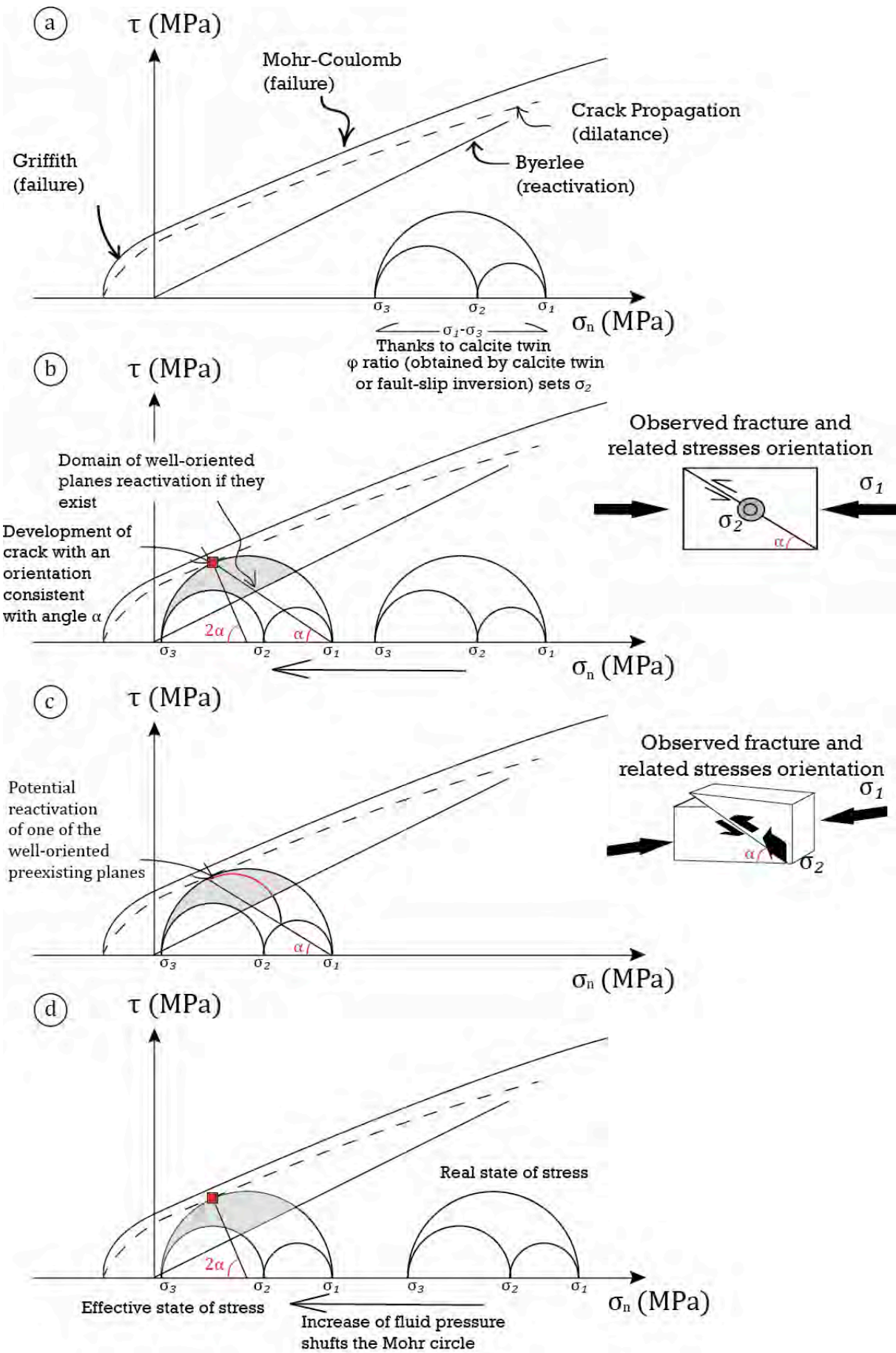
- (i) la magnitude du différentiel des contraintes ($\sigma_1 - \sigma_3$) reconstruite par paléopiézométrie des macles de la calcite pour le même épisode
- (ii) le régime des contraintes déduit de l'étude des failles, des joints ou des macles
- (iii) la valeur de l'ellipsoïde des contraintes calculée par l'inversion des failles ou des macles de la calcite
- (iv) l'angle entre les contraintes définissant le cercle et le plan néoformé doit être cohérent avec l'angle 2α mesuré entre les courbes mécaniques intrinsèques de la roche et le centre du cercle tangent

Il est donc possible de caler la position du cercle de Mohr dans le diagramme (Fig. 4-8 b, c) et ainsi de revenir aux magnitudes absolues de chacune des contraintes principales, reconstruisant complètement le tenseur des contraintes à 6 paramètres. Cela permet de discuter l'évolution de deux paramètres : la magnitude des contraintes d'un côté et la pression de fluide de l'autre. En effet, la seule augmentation de la magnitude du σ_1 permet d'augmenter le diamètre du cercle de Mohr, mais expliquer la néoformation de joints implique qu'un cercle de Mohr d'un petit diamètre tangente l'enveloppe de Mohr-Griffith-Coulomb lorsque $\tau=0$ (Fig. 2-7 b). Dans un contexte compressif, cela ne peut s'expliquer que par une augmentation de la pression de fluides, seul paramètre diminuant de façon isotrope les magnitudes des contraintes principales, pouvant donc créer des conditions de tension locale effective à partir de contraintes en compression réelle (Figs. 2-7 b, 4-8 d).

Lors de ce travail, cette méthode a été appliquée aux anticlinaux SMA et RMA. Pour ce faire les tests mécaniques ont été réalisés dans le cadre de la thèse de Amrouch (2010) pour définir les courbes intrinsèques des formations Madison et Phosphoria à SMA. Cette méthode a été décrite en détail par Amrouch (2010), mais il faut noter qu'au lieu de considérer la courbe de néo-rupture de Mohr-Coulomb, nous avons considéré la courbe de fissuration pour la construction des diagrammes de Mohr. Au contraire de la courbe de Mohr-Griffith-Coulomb qui traduit la néo-rupture d'un matériel homogène, la courbe de fissuration traduit l'enveloppe des contraintes cisailante en fonction des contraintes normales pour laquelle il va y avoir initiation de micro-fractures (dilatance, Fig. 4-8 a) reflétant probablement mieux le niveau de contrainte requis pour initier la néorupture dans un matériau naturel hétérogène et préfracturé (voir chapitre 5 section IV). Cette courbe de fissuration a été déterminée lors des mêmes tests mécaniques (Amrouch, 2010), et on considère qu'elle représente mieux le comportement des couches déformée au Laramien, car il a été montré qu'elles ont subi au moins une phase de fracturation systématique antérieure au Laramien (Bellahsen et al., 2006a ; Amrouch et al., 2010a ; ce travail), ce qui en fait donc un matériau préfracturé et hétérogène.

Figure 4-8 (ci-contre) : Le diagramme de Mohr. a) définition du diagramme de Mohr : les courbes mécaniques intrinsèques des roches et construction d'un tenseur des contraintes obtenu grâce à la méthode des macles de la calcite. b) Illustration de la méthode proposée par Lacombe et Laurent (1992) pour l'exemple d'une faille inverse. c) Illustration de la configuration du diagramme de Mohr lors de la réactivation d'un plan oblique aux contraintes principales. d) Définition graphique des contraintes réelles et effective et expression de l'augmentation de pressions de fluides dans le diagramme de Mohr.

Figure 4-8 (see opposite): The Mohr diagram. a) Mechanical properties of rocks and Mohr circle constructed using calcite twin paleopiezometry. b) Illustration of method to determine the complete stress tensor with 6 parameters as proposed by Lacombe and Laurent (1992). c) Illustration of the Mohr diagram setting requested to represent the reactivation of a plane that strikes oblique to principal stresses. d) Graphic definition of real stress versus effective stress and illustration of the effect of increase in fluid pressure.



II. Méthodes d'analyse minéralogique et géochimique des ciments.

A. Diffractométrie de Rayons X

1. Principe

La diffractométrie est une méthode physique qui s'appuie sur la caractérisation des distances inter-réticulaires des minéraux (*i.e.* la distance caractéristique entre deux plans cristallographiques). Cette méthode se propose d'identifier une phase cristalline en fonction de la façon dont elle diffracte les rayons X. Le spectre de diffraction constitue l'empreinte caractéristique de la structure cristalline analysée. Pour ce faire, on place une série d'échantillons dans une chambre circulaire de Bragg. Les RX émis par le tube à RX sont réfléchis par un miroir selon un angle particulier vers l'échantillon et l'angle de diffraction est mesuré selon un intervalle d'angles défini par l'utilisateur. Les mesures sont effectuées avec un appareil constitué d'un tube émetteur de rayons X. Celui-ci émet un rayonnement vers l'échantillon qui diffracte une partie de ce rayonnement vers un système de détection.

Les rayons X ont la propriété de traverser un matériau et d'être diffractés par les atomes. La technique permet de déterminer les distances interatomiques et l'arrangement des atomes dans les réseaux cristallins. Comme les rayons X sont diffractés dans les différentes directions de l'espace par les éléments du réseau cristallin, l'irradiation de la matière par rayons X permet de connaître sa nature cristallographique. L'angle 2θ de diffraction dépend de l'énergie du rayonnement incident et de la distribution spatiale des atomes (structure cristalline) avec des relations formulées dans la loi de Bragg :

$$2d\sin\theta = n\lambda$$

où d représente la distance inter-réticulaire ;

θ le demi-angle de déviation des rayons

n l'ordre de diffraction du cristal (nombre entier)

λ la longueur d'onde des rayons X.

2. Méthodologie

Les caractérisations minéralogiques par étude de diffractométrie de Rayon X ont été effectuées au laboratoire de l'Institut des Sciences de la Terre de Paris (ISTeP) sur un appareil SIEMENS D501 X-ray. La manipulation nécessite de réaliser une poudre homogène de

l'échantillon qui sera déposée sur une lame de verre creuse puis d'en aplanir la surface. La quantité de poudre nécessaire pour cette préparation est de l'ordre de 250 mg, ce qui peut s'avérer difficile à échantillonner dans le cadre de l'étude de micro-veines. Dans ce cas précis, on peut utiliser une moindre quantité de matériel que l'on broie dans une faible quantité d'eau déminéralisée pour le déposer sur une lame de verre. Cette manipulation va limiter l'interprétation du diffractogramme à une estimation qualitative de la composition minéralogique de l'échantillon. Les préparations sont ensuite placées dans un porte-échantillon pour y être analysées par un diffractomètre à rayons X.

3. Résultats

Les résultats de ces analyses se présentent sous la forme de diffractogrammes. L'utilisation d'abaques réunissant les pics majeurs correspondant aux distances inter-réticulaires caractéristiques de chaque minéral permet d'identifier les minéralogies présentes. Ces abaques sont inclus dans le logiciel Macdiff (libre de droit) qui permet de vérifier avec exactitude la correspondance entre les pics obtenus et les pics attendus pour chaque minéralogie. La superposition entre pics théoriques et pics mesurés peut être imparfaite, c'est-à-dire décalée très légèrement, à cause d'une préparation hétérogène.

B. Cathodoluminescence

1. Principe

La cathodoluminescence est un outil d'étude physico-chimique fondé sur la réponse d'un élément luminogène à une excitation par bombardement électronique sous vide. Ces luminogènes sont les défauts, impuretés, terres rares et éléments de transition contenus dans la roche. La longueur d'onde de la luminescence observée est caractéristique du minéral (réseau cristallin) et cette dernière peut être considérée comme proportionnelle à la concentration en élément activateur (Fig. 4-9).

Dans le cas des carbonates, la luminescence est donnée par l'ion manganèse Mn^{2+} . Selon le réseau cristallin, la couleur que le Mn donnera sera différente : la calcite, bleue sans Mn, deviendra orange à rouge orangé, la dolomite sera rouge et l'aragonite sera verte. On peut donc utiliser la CL en première approximation d'un point de vue qualitatif et principalement pour faire des cartes de teneur en manganèse des éléments carbonatés dans les roches.

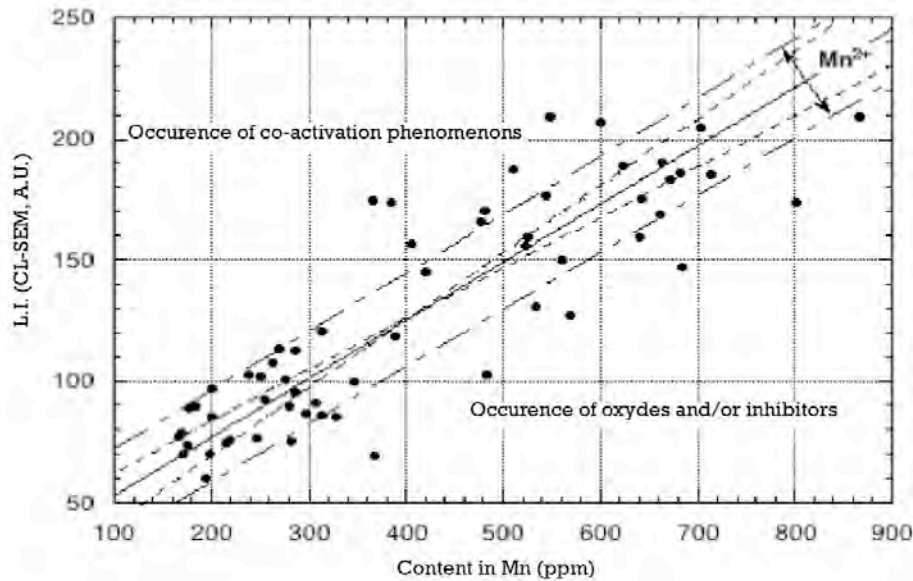


Figure 4-9 : Diagramme corrélant la teneur en Mn, élément activateur, à l'intensité de luminescence (L.I., mesuré en cathodoluminescence en microscopie électronique à balayage, CL-SEM, donnée en unités arbitraires) des carbonates de Châteauneuf-d'Oze (de Raféllis, 2000)

Figure 4-9: Luminescence Intensity (L.I., measured on cathodoluminescence in SEM, given in arbitrary units) versus Mn content in observed mineral, calibrated on limestone from Châteauneuf-d'Oze (de Raféllis, 2000)

Dans la calcite, la concentration minimale en Mn pour voir la luminescence est de 10ppm mais il ne semble pas y avoir de teneur maximale (de Raféllis, 2000 ; Lartaud, 2007). D'autres éléments influent sur la luminescence naturelle de la calcite, ils ont été regroupés en trois catégories (Machel, 2000) :

- Les éléments activateurs : ces éléments activateurs ou co-activateurs vont permettre la luminescence de la calcite. En plus du Mn, on note que certains éléments appartenant à la famille des terres rares peuvent activer la luminescence de la calcite. Le samarium entraîne une luminescence orange, le terbium, une luminescence verte et le dysprosium de couleur crème.
- Les éléments sensibilisateurs : Le seuil minimal de concentration en éléments activateur pour voir la luminescence de la calcite peut être abaissé par la présence de plomb ou de cérium.
- Les éléments inhibiteurs : La concentration en éléments inhibiteurs dans la calcite va avoir pour conséquence de diminuer l'intensité de la luminescence, augmentant ainsi le seuil d'activation de la luminescence. Généralement, on considère le fer comme principal élément inhibiteur de la luminescence de la calcite. Le cobalt et le nickel ont aussi un rôle inhibiteur.

Les objets étudiés lors de ce travail de thèse sont principalement d'origine sédimentaire, aussi, il est possible de négliger l'action des terres rares, du plomb, du cobalt et du nickel, qui seront rarement présents de façon à influencer sur la qualité d'observation en

cathodoluminescence. Dans les environnements sédimentaires diagénetiques dans lequel se situent nos objets, les auteurs considèrent classiquement l'activation de la luminescence par le manganèse et son inhibition par l'ion fer(II) Fe^{2+} . Néanmoins, le rôle inhibiteur du Fe^{2+} est remis en cause par certains auteurs, qui ont démontré sur des calcites synthétiques et sur des marbres naturels que l'intensité de la luminescence ne semblait pas être affectée par la présence d'ions ferreux ou ferrique (Cazenave et al., 2003). Ils montrent en outre que la valence du Fer n'influerait que de manière limitée dans les environnements sédimentaires (Habermann et al., 1998). Le ratio Mn-Fe reste classiquement utilisé pour définir des limites à la cathodoluminescence de la calcite, l'inhibition de la luminescence de la calcite nécessitant une concentration en ion Fe^{2+} excédant 10000 ppm (d'après Machel et al., 1991) (Fig. 4-10).

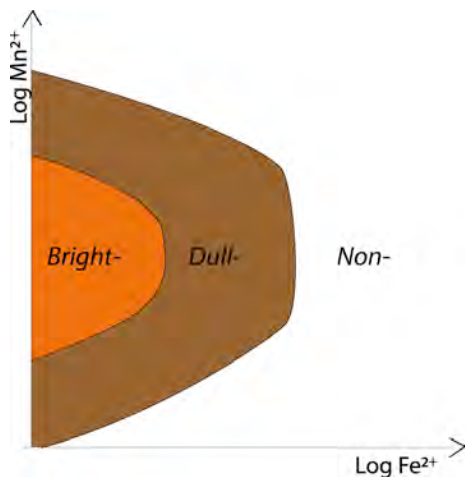


Figure 0-10 : Schéma récapitulatif de la luminescence de la calcite observée en fonction de la quantité d'ion Mn(II) et d'ion Fe(II) dans les cristaux

Figure 4-10: Schematic representation of observed luminescence in calcite according to ionic content in Mn(II) and Fe(II) of crystals

2. Méthodologie

Les observations en cathodoluminescence peuvent se faire à la fois sur un échantillon de petite taille ou sur une lame mince. Ces observations ont été réalisées à l'ISTeP sur une plate-forme Cathodyne Opea à cathode froide. Pour réaliser ces observations, la lame mince est placée dans une chambre fixée sur un microscope optique. Une fois la chambre hermétiquement close, un vide primaire va être créé par une pompe à vide jusqu'à ce qu'il atteigne une valeur de 60 milliThor. Lorsque le vide est stabilisé, le manipulateur contrôle la valeur de la tension électrique du canon à électron qui bombarde la lame, ce qui rétro-contrôle la valeur du courant électrique envoyé. Dans le vide, une trop forte augmentation de la tension électrique va entraîner une brusque diminution du courant électrique. Aussi, la stabilisation du couple tension-courant est un paramètre important pour les observations de longue durée. L'activation de la luminescence de la calcite par le manganèse est visible dès que la tension atteint une valeur de 10 kV et que le courant est à une valeur de 100 μA . Les conditions optimales d'observation de luminescence de la calcite à une valeur de vide de 60 mTh ont été empiriquement définies dans une gamme définie par une tension de 12 à 18 kV pour un courant allant de 200 à 400 μA . Il est difficile de reproduire les mêmes conditions de

tension et de courant sur différents échantillons dans un vide secondaire, mais en travaillant au maximum dans ces gammes de tension et de courant, il est possible de reproduire des conditions d'observations semblables lors de l'étude de différents échantillons ou lames, mais les comparaisons doivent s'intéresser plus à la texture qu'à la couleur de la luminescence.

3. Interprétation de la luminescence

L'interprétation d'images obtenues par cathodoluminescence ne doit pas se baser sur les couleurs observées, la reproduction des conditions d'observations étant difficile à réaliser. Aussi, il est plus juste d'utiliser la CL afin de caractériser le type de luminescence et les différences entre veine et matrice et de baser l'interprétation sur cette classification de texture (Chapoulie et al., 2005). Cette classification permet de déterminer la séquence diagénétique dont témoignent les ciments et a pour but de reconstituer l'environnement de dépôt et son évolution, en distinguant les phases diagénétiques en domaine marin, météorique ou vadose selon la texture montrée en CL (*e.g.* dans Chapoulie et al., 2005).

Si on considère le couple Mn(II) / Fe(II) comme le principal acteur de la luminescence de la calcite, on peut expliquer sa luminescence par 2 paramètres : la chimie de la solution et les conditions d'oxydo-réduction lors de la précipitation. En effet, en milieu réducteur, le Mn (II) sera oxydé en Mn (IV) tandis que le Fe (II) s'intégrera massivement dans le cristal de calcite.

Dans le cadre de l'étude des veines de calcite, on peut donc simplifier cette classification pour souligner trois catégories de luminescence :

- Une texture homogène, dont la luminescence est brillante ou non, témoigne de la précipitation de la calcite à partir d'un fluide chimiquement homogène, sous des conditions d'oxydo-réduction constantes.
- Une texture hétérogène, sans organisation marquée de la luminescence, témoigne de la précipitation de la calcite à partir d'un fluide de chimie variable et potentiellement dans des conditions d'oxydo-réduction variables.
- Une texture zonée témoigne de la précipitation d'un même fluide dans des conditions d'oxydo-réduction variables et à des vitesses de circulation et/ou à des températures également variables.

En s'appuyant sur ces différentes textures, il est possible de raisonner en termes de conditions de précipitation d'un fluide, qu'il s'agisse de conditions chimiques (conditions d'oxydo-réduction, degré d'ouverture du système) ou de conditions physiques (vitesse de croissance et donc de précipitation, température du système).

C. Isotopes stables du Carbone et de l'Oxygène

1. Principe

Basé sur l'existence d'isotopes de différents poids atomiques pour un même élément constitutif d'une molécule ou d'un cristal, les rapports isotopiques de l'oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) et du carbone ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) sont communément utilisés dans les reconstitutions paléoenvironnementales (McCrea, 1950; Sharma et Clayton, 1965; Emrich et al., 1970). Ces rapports se définissent de la manière suivante, par rapport à deux standards relatifs aux études isotopiques sur l'eau et sur les carbonates qui sont respectivement la valeur moyenne de l'eau de mer actuel (SMOW – Standard Mean Ocean Water) et la valeur du carbonate d'un rostre de Bélemnite (VPDB – Vienna Pee Dee Belemnite). Ces rapports isotopiques sont calculés selon les formules suivantes :

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{ech}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{std}}} \right) \times 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{ech}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{std}}} \right) \times 1000$$

où $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ ech représente le rapport isotopique de l'oxygène de l'échantillon et $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ std représente le rapport isotopique de l'oxygène du standard utilisé. Ces rapports considèrent l'isotope le moins abondant, ^{18}O et ^{13}C (présents à 0.204% et 1.11%) sur l'isotope le plus abondant, ^{16}O et ^{12}C (respectivement présents à 99.75% et 98.89% dans les molécules d'oxygène et de carbone).

2. Facteurs de variation

2.1. Fractionnement dû à la précipitation – rôle de la température

Durant la précipitation d'un carbonate à partir d'un liquide (solution parente), un fractionnement isotopique aura lieu et aura tendance à faire varier le rapport isotopique des deux solutions (solide et liquide). Ce mécanisme de fractionnement se traduit par l'incorporation préférentielle d'un isotope par rapport à l'autre dans le réseau cristallin durant la précipitation. Un facteur de précipitation α est alors défini pour quantifier l'écart isotopique

entre la solution parente et le cristal. Lors de cette étude, nous avons choisi de calculer le facteur de fractionnement relative à l'oxygène en suivant l'équation établie par Zheng, (1999), tel que :

$$1000 \ln \alpha = D \frac{(10^6)}{T^2} + E \frac{(10^3)}{T} + F$$

où D, E et F sont des constantes réactionnelles. Cette équation a été déterminée à partir de la précipitation de calcite synthétique dans des conditions de système chimique fermé et pour des températures allant de 0°C à 1200°C. Comme le montre ce calcul du coefficient α , le fractionnement isotopique de l'oxygène est fortement thermo-dépendant, ce qui permet d'utiliser la valeur isotopique de l'oxygène comme un paléo-thermomètre efficace (Craig, 1965). En ce qui concerne les isotopes du carbone, la thermo-dépendance n'a pas été clairement établie. Néanmoins, Bottinga (1969) a montré qu'un fractionnement isotopique thermo-dépendant pouvait affecter la calcite lors d'échanges avec du méthane (CH₄) ou du dioxyde de carbone (CO₂).

2.2 Composition isotopique de la solution parente

Il existe de fortes relations entre la composition isotopique d'un carbonate et sa solution parente. Les facteurs ne seront pas les mêmes si on s'intéresse à l'oxygène ou au carbone.

$\delta^{18}\text{O}$ et la salinité

Le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau à partir de laquelle précipite le carbonate va avoir un rôle majeur sur la signature isotopique du carbonate. Lorsque la solution parente est de l'eau de mer, de nombreux travaux ont souligné la relation entre signature isotopique de l'oxygène et salinité de l'eau (Epstein et Mayeda, 1953 ; Craig, 1965 ; Fairbanks et al., 1997). Cette relation s'explique par un fractionnement isotopique lors du passage entre les phases solide-liquide-gaz. Par conséquent, la salinité de l'eau de mer témoignera du rapport évaporation/précipitation qui aura un impact sur la composition isotopique de l'eau de mer, le $\delta^{18}\text{O}_w$ ($\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer) augmentant lorsque l'évaporation est forte et diminuant lorsque les précipitations sont fortes. En ce qui concerne les eaux non-marines qui peuvent avoir précipité dans le réseau de fractures, la signature isotopique de l'oxygène dépendra de la composition initiale du fluide et de la température à laquelle il précipite, mais pas d'une éventuelle dissolution de sel lors de sa migration. Cette dissolution n'agira pas de façon efficace sur le rapport isotopique de l'oxygène.

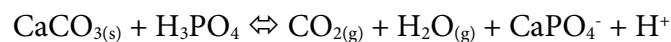
$\delta^{13}\text{C}$ et la matière organique

Le rapport isotopique du carbone va lui aussi dépendre de la composition isotopique de la solution parente, et le principal facteur de variation isotopique de l'eau est la quantité de matière organique présente et son degré d'altération. Plus la solution parente a vu vivre

d'organismes, plus la respiration de ces derniers a augmenté le rapport isotopique du carbone par un processus de fractionnement. Ensuite, l'altération de cette matière organique, qui a piégé les isotopes légers du carbone, va diminuer le rapport isotopique du fluide et donc de la roche qui précipite à partir de lui. Ainsi, la dégradation par des bactéries méthanogènes peut entraîner une dégradation du rapport isotopique du carbone vers des valeurs de -60‰ PDB (Hudson, 1977). De façon intermédiaire, la formation de CO₂ peut aussi entraîner un fractionnement comparable, diminuant le rapport à des valeurs moyennes de -20‰ PDB (Hudson, 1977). Les échanges entre le fluide et des solutions de matière organique très dégradée, de type hydrocarbures, peuvent avoir un impact très important sur la signature isotopique des carbonates (e.g., Hathaway et Degens, 1969; Donovan et al., 1974; Boles et al., 2004).

3. Méthodologie

La mesure des rapports isotopiques de l'oxygène (¹⁸O/¹⁶O) et du carbone (¹³C/¹²C) a été effectuée à l'ISTeP en suivant le protocole commençant par l'extraction du CO₂ des carbonates par une attaque à l'acide orthophosphorique anhydre (H₃PO₄) à 50°C, selon la réaction suivante :



Le CO₂ extrait est ensuite introduit dans le spectromètre de masse VG MM903 pour analyser sa composition isotopique. Les particules gazeuses sont tout d'abord ionisées, puis accélérées grâce à un faisceau ionique et déviées par un champ magnétique en fonction de leur masse atomique, pour venir percuter des collecteurs de masses atomiques référencés (44, 45 et 46). Ces rapports isotopiques s'établissent de la manière suivante :

- pour le δ¹³C, le rapport de masse mesuré est 45/44
- pour le δ¹⁸O, le rapport de masse mesuré est 46/44

Pour les très petites quantités de matériel (inférieures à 1 mg) prélevées à l'aide d'une micro-foreuse contrôlée par ordinateur (le Micromill), d'une micro-foreuse manuelle ou d'un scalpel, les analyses isotopiques des phases matricielles et issues des fractures ont été réalisées à l'aide d'un spectromètre de masse GV de type Isoprime à une température d'attaque à l'acide orthophosphorique de 90°C. Les valeurs isotopiques sont reportées en ‰ VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) et la précision de chacune de ces valeurs est alors de +/- 0,05 ‰ pour le carbone et +/- 0,1 ‰ pour l'oxygène, les barres d'erreurs correspondantes ne seront pas représentées car elles sont plus petites que les points reportés sur le graphique. A cause de la température d'attaque de 90°C, les analyses isotopiques effectuées sur des échantillons

majoritairement constitués par de la dolomite doivent être corrigées afin de pouvoir être comparées aux valeurs des échantillons de calcite. Cette correction dépend aussi de la température à laquelle sera effectuée l'attaque acide de la dolomite précédant l'analyse isotopique. Dans le cas d'une attaque à 50°C, il faut ajouter une correction de -1,4‰ aux valeurs obtenues et dans le cas d'une attaque à 90°C, il faudra ajouter -1,13‰ (Rosenbaum et Sheppard, 1986). Etant donné que cette correction a pour but de pouvoir comparer les analyses isotopiques sur des minéralogies différentes (dolomite et calcite), on n'appliquera alors aucune correction aux échantillons à minéralogie purement calcitique.

Pour la présentation des résultats, les valeurs isotopiques sont reportées en ‰ VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite) et la précision de chacune de ces valeurs est de +/- 0,1 ‰.

Le transfert des valeurs isotopiques depuis les valeurs PDB vers les valeurs SMOW se fait selon l'équation de transfert suivante (Coplen et al., 1983):

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰ SMOW}) = 1.03091 \delta^{18}\text{O} (\text{‰ PDB}) + 30.91$$

D. Isotopes stables du Strontium

1. Principes

L'isotope stable du strontium mesure les rapports entre les isotopes stables 87 et 86 du strontium, son principal intérêt est que le strontium ne fractionne pas durant la plupart des événements géologiques. Cela en fait un parfait traceur de la source des fluides que l'on étudie (voir Faure et Powell, 1972). Ainsi, sachant que dans une région, la valeur isotopique du strontium des fluides océaniques est homogène en raison d'un mélange constant et efficace, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ permettra de reconstituer l'évolution des événements géologiques qui peuvent faire varier la teneur en strontium des fluides, principalement liée à l'apport de matériel détritique continental. Les valeurs mesurées dans les matrices carbonatées permettront donc de mettre en avant différents événements extérieurs qui ont pu influencer l'évolution du bassin. Cette conservation du rapport isotopique permettra aussi de reconstituer les valeurs isotopiques des différentes sources possibles de fluides dans un bassin (météoriques grâce aux carbonates lacustres, de formations grâce aux carbonates marins, etc...). Dans le cadre plus particulier de l'étude paléo-hydrologique d'une structure plissée, connaître les valeurs isotopiques du strontium permettra de définir la source des fluides, de mettre en avant et de quantifier de possibles mélanges entre différentes sources de fluides et de tracer de potentielles interactions entre le fluide et les sources riches en strontium durant sa migration (comme, par exemple un socle granitique riche en feldspaths potassiques).

2. Méthodologie

Lors de ce travail, les mesures des isotopes du Strontium ont été effectuées au laboratoire de *Geocronologia y Geochimica* de l'*Universidad Complutense de Madrid*, sur la

portion calcitique des veines et sur la roche totale du sol, selon le protocole suivant. Les échantillons ont été prélevés sous forme de poudre homogène pour une quantité de 100 mg, stockée dans des fioles de teflon® pour y être dissoute en réaction à l'ajout de 3ml d'acide chlorhydrique concentré à 2.5 mol. Cette attaque sélective a duré 2 heures à température ambiante et n'a dissous que la calcite. Pour le granite, les échantillons pesés ont été dissous dans une solution de 2 ml d'acide nitrique et 5ml d'acide fluorhydrique pendant deux jours à 120°C. Le résidu a été dissout dans 5 ml d'acide chlorhydrique à 6 mol à 120°C pendant 12 heures. Pour les deux lithologies, les échantillons ont ensuite été centrifugés à une vitesse de 4000 tours/minute pendant 10 minutes. La séparation du strontium par rapport aux autres éléments a été effectuée par chromatographie à échange de cation sur une résine Dowex 50W-X12. Le résidu a été collecté dans des fioles et évaporé à 80°C. Une fois sec, l'échantillon de strontium est dissout par 1 µl d'acide phosphorique concentré à 1 mol et passe dans un spectromètre de masse à ionisation thermique équipé d'un multi-collecteur à 5 compteurs Faradays. Les résultats sont corrigés des interférences avec l'isotope 87 du rubidium, puis ils sont normalisés en fonction d'un référentiel stable ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.1194$), afin de corriger le fractionnement dans l'échantillon au cours du temps de l'analyse. Le standard isotopique utilisé pour contrôler la dérive analytique est le standard SRM 987 ; il a été analysé en même temps que chaque échantillon, qui ont tous été mesurés 8 fois, avec une reproductibilité de 0.01‰.

E. Les inclusions fluides

1. Principe théorique d'utilisation des inclusions fluides

Lors de la croissance d'un cristal, certains défauts cristallins peuvent être remplis par un fluide avant d'être clos, piégeant ainsi le fluide à l'origine de la précipitation du minéral (Roedder, 1984). Ces inclusions fluides contiennent alors de précieuses informations sur la chimie du fluide et enregistrent les conditions de pression et de température lors de la précipitation du cristal-hôte. Lors de l'exhumation du cristal, la diminution de pression et de température entraîne la formation d'une bulle de vapeur dans le fluide homogène piégé dans l'inclusion (Figs. 4-11, 4-12; Bourdet, 2008)

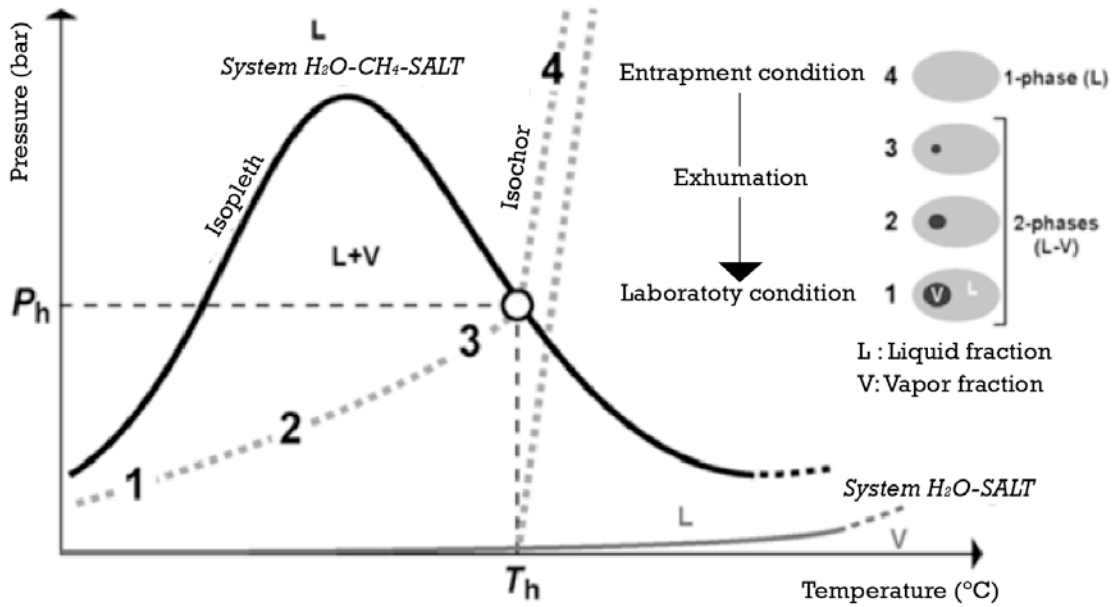


Figure 4-11 : Evolution de l'apparence d'une inclusion fluide aqueuse selon les conditions P-T lors de l'exhumation de l'échantillon. Les isochores et isoplèthes des systèmes CH₄-H₂O-Sel et H₂O-Sel sont représentés. P_h et T_h sont relatifs aux pressions et température d'homogénéisation (Modifié d'après Bourdet, 2008)

Figure 4-11: Isochors and isopleths for aqueous fluid inclusion in CH₄-H₂O-Salt and H₂O-Salt systems along with evolution of vapor bubble in a fluid inclusion and related evolution of fluids from entrapment P, T conditions to laboratory P, T conditions. P_h and T_h are related to pressure and temperature homogeneity of fluid inclusion (after Bourdet, 2008)

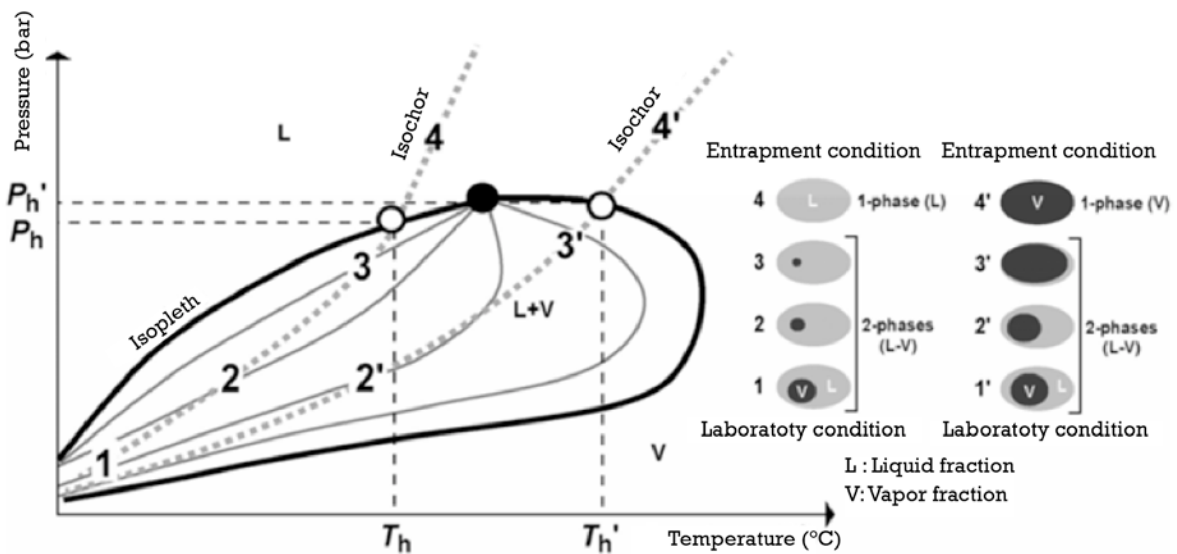


Figure 4-12 : Evolution de l'apparence d'une inclusion fluide à hydrocarbures selon les conditions P-T lors de l'exhumation de l'échantillon. L'isoplèthe est relative au système comprenant les hydrocarbures et les isochores représentent le chemin P, T suivi par une inclusion monophasique liquide (1-4) ou gazeuse (1-4'). P_h et T_h, ainsi que P_h' et T_h', sont relatifs aux pressions et températures d'homogénéisation (Modifié d'après Bourdet, 2008)

Figure 4-12: Isochors and isopleths for hydrocarbon fluid inclusions and P, T evolution during exhumation for a monophasic fluid inclusion with liquid only (1-4) or with vapor only (1-4'). Along is reported the morphologic evolution of such fluid inclusions and related phase evolution from entrapment P, T conditions to laboratory P, T conditions. P_h and T_h, as well as P_h' and T_h', are related to pressure and temperature homogeneity of fluid inclusion (after Bourdet, 2008)

L'étude de ces inclusions fluides est donc un outil qui se base sur l'hypothèse de conservation du volume de l'inclusion fluide depuis sa formation ainsi que sur la fermeture hermétique et irréversible du système. Ainsi, le fluide piégé est capable de restituer la pression et la température relative à la précipitation du cristal-hôte.

2. Classification des inclusions fluides

La première étape de cette étude consiste à déterminer la génétique des inclusions observées. Pour ce faire, une étude microscopique va permettre de classer les inclusions selon qu'elles ont une origine primaire (cogénétiques de la précipitation du minéral), secondaire (piégées dans une micro-fracture tardive par rapport à la minéralisation) ou pseudo-secondaire (piégées dans une micro-fracture synchrone de la croissance du minéral) (Fig. 4-13, Roedder, 1984).

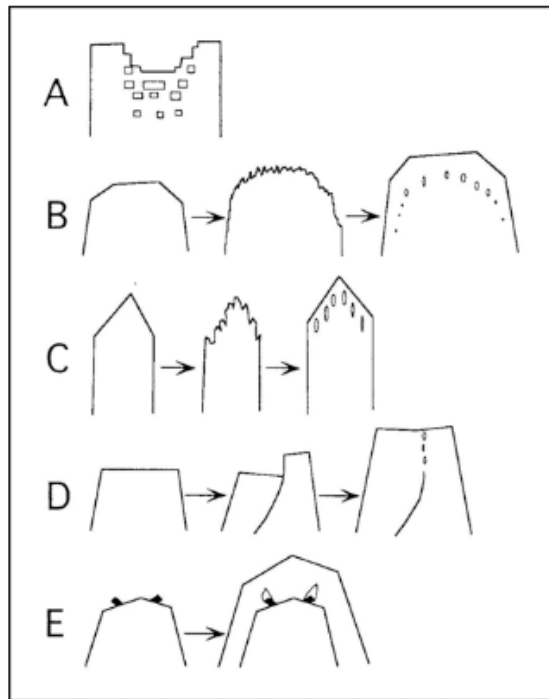


Figure 4-13 : Schéma de caractérisations des différents assemblages d'inclusions fluides, avec les mécanismes de croissance reliés, d'après Roedder (1984) : A) Cavités formées au milieu d'un cristal. B) Irrégularités formées par une croissance rapide du cristal. C) Irrégularités formées par l'érosion/dissolution de la surface du cristal. D) Formations d'inclusions pseudo secondaire le long d'une micro-fracture synchrone de la croissance du cristal. E) Cavités formées autour de matériaux étranger qui empêche la croissance du cristal.

Figure 4-13: Different clusters of fluid inclusions related to distinct crystal growth mechanisms (after Roedder, 1984): A) Holes in the crystal. B) Holes due to fast crystal growth. C) Holes due to erosion or solution of crystal surface. D) Pseudo-secondary FI along a micro-fracture plane affecting crystal during the growth. E) Holes due to heterogeneities at the surface of the crystal during growth.

Les caractéristiques physiques observables dans les inclusions, telles que la forme, la taille apparente de la bulle de vapeur et donc le rapport volumique entre inclusion et vapeur, sont des indications primordiales pour estimer la qualité de l'inclusion étudiée (Goldstein et

Reynolds, 1994 ; Bodnar, 2003). En effet, dans les matériaux fragiles tels que les carbonates, vérifier l'hypothèse de conservation de volume est primordiale afin d'obtenir des informations exploitables. On peut donc observer, par la forme de l'inclusion, si une décrépitation a eu lieu (*i.e.* l'inclusion se vide à cause du changement soudain de pression qui la brise). De même, si la taille de la bulle d'une inclusion est anormalement grande par rapport aux autres inclusions cogénétiques, elle ne doit pas être prise en compte lors de l'étude, car cela témoigne d'une variation du volume de l'inclusion ou de sa réouverture. Ce travail préliminaire consistera aussi à déterminer des assemblages d'inclusions fluides (FIA) possédant les mêmes caractéristiques génétiques, et des ratios volumiques entre phase fluide et gazeuse constants (Fig. 4-14). Ce sont ces assemblages qui seront prioritairement choisis pour mener les analyses microthermométriques et géochimiques.

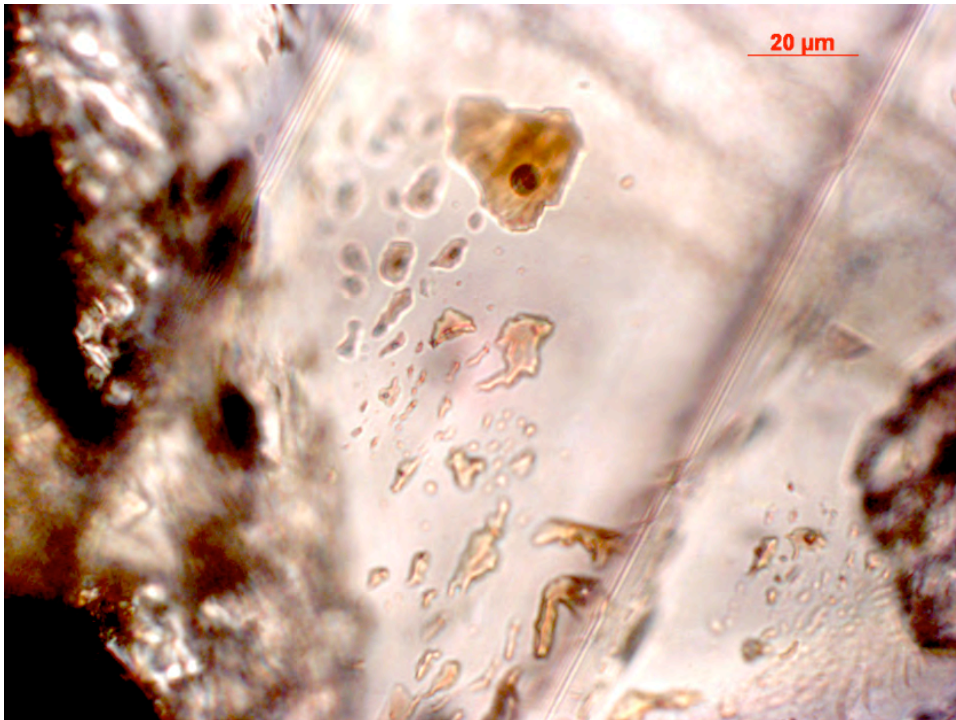


Figure 4-14: Assemblage primaire d'inclusions fluides biphasique à hydrocarbures dans l'échantillon 13P, Sheep Mountain Anticline. Notez le rapport constant entre les volumes apparents de phase vapeur et de phase liquide.
 Figure 4-14: Cluster of primary oil-bearing fluid inclusions in sample 13P (SMA). Note the constant apparent vapor/liquid volume ratio.

3. Méthodes d'études des inclusions fluides aqueuses

3.1. Méthodologie

L'étude microthermométrique des inclusions fluides consiste à faire varier la température de l'échantillon afin d'estimer à quelles températures vont avoir lieu les changements de phase. Cette manipulation consiste à faire chauffer l'échantillon grâce à une platine microthermométrique couplée à un microscope optique jusqu'à atteindre

l'homogénéisation des phases présentes dans l'inclusion, c'est-à-dire quand la bulle disparaît. Cette température d'homogénéisation (T_h) est relative à la température du fluide piégé dans l'inclusion (Roedder, 1984). L'échantillon est ensuite refroidi grâce à un flux gazeux maintenu à une température de -173°C dans l'azote liquide jusqu'à ce que l'inclusion soit monophasique et congelée. On augmente encore à nouveau la température jusqu'à pouvoir observer la fonte du dernier cristal de glace. Cette température de fusion de la glace (T_m : temperature of melting) est dépendante de la salinité du fluide (Bodnar, 1993). Cette méthode permet donc de déterminer la salinité du fluide en % pondéral équivalent NaCl grâce à l'équation empirique déterminée par Bodnar (1993) sur des inclusions synthétiques :

$$\text{Salinité } S (\% \text{NaCl}) = 0.00 + 1.78T_m - 4.42 \times 10^{-2} T_m^2 + 5.57 \times 10^{-4} T_m^3$$

où T_m est la température de fusion de la dernière glace mesurée lors de l'analyse microthermométrique.

Pour ce travail, les lames épaisses (100 μm) polies sur les deux faces ont été réalisées en partie à l'ISTeP et en partie par LithoBourgogne. Ces lames ont été décollées dans des bains d'acétone et les mesures de température d'homogénéisation dans la calcite ont été effectuées sur une platine microthermométrique Linkam Pr 600 à l'ISTeP.

3.2. Les diagrammes de phases : reconstruire les conditions P-T

Afin de pouvoir interpréter les résultats d'une analyse microthermométrique, il faut comprendre les principes théoriques permettant de reconstituer les gammes de pression et de température dont témoignent les différents changements de phases observés. Une inclusion fluide est considérée comme un système fermé, caractérisé par 4 paramètres : la température T , la pression P , le volume V et la composition chimique χ . Les changements de phases pourront donc se produire à différentes températures en fonction de la pression, du volume de l'inclusion ou de la composition chimique du fluide. Aussi, les résultats d'une étude microthermométrique peuvent être lus sur un diagramme de phase constitué d'une isoplèthe et d'un isochore (Fig. 4-11). L'isoplèthe est une courbe représentant la relation entre P et T pour une composition chimique χ du fluide constante. Elle va donc séparer la gamme P-T d'existence d'une phase liquide des gammes P-T relatives aux phases vapeur et liquide+vapeur. L'isochore est une droite d'iso-densité, pour les systèmes purement aqueux, l'isochore se calcule selon les équations d'état proposées par Zhang et Frantz (1987) ou par Bodnar et Vitik (1994). Ces équations se basent sur la salinité du fluide et sur la température d'homogénéisation mesurée. La chimie du système aqueux est prise en compte via différentes constantes relatives au système $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ (Fig. 4-15).

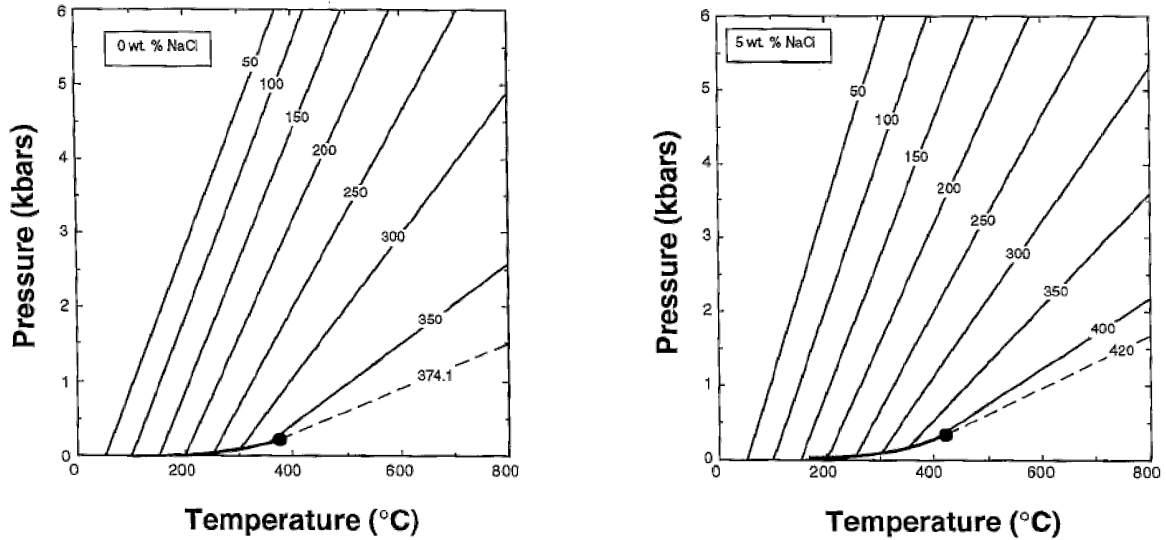


Figure 4-15 : Relations pression température des isochores et isopleth des systèmes aqueux en fonction de la salinité d'après l'équation d'état de Bodnar et Vityk (1994).

Figure 4-15: Pressure versus temperature diagrams where isochors and isopleth for aqueous system are reported according to salinity of fluids after state equation of Bodnar and Vityk (1994).

La détermination des couples Tm-Th pour un ensemble d'inclusions cogénétiques permet donc de reconstituer le diagramme de phase correspondant au fluide piégé et la gamme de pressions et de températures définie par l'isochore permettra de contraindre les conditions pression-température du fluide (Fig. 4-14). En revanche, si la température est relativement bien contrainte, en raison de la très forte pente de l'isochore, la pression pourra varier très fortement et il faudra la contraindre par une méthode indépendante. L'étude microthermométrique des inclusions fluides aqueuses ne permet que de contraindre une température minimale de piégeage du fluide et nécessite donc l'application de corrections de pression empiriquement calculées par Potter II (1977). Il faut donc nécessairement faire des hypothèses quant à la pression exercée au moment de la formation de l'inclusion.

3.3. Microthermométrie couplée à la microspectrométrie RAMAN

La méthode d'étude des inclusions fluides (IF) en spectrométrie RAMAN est une analyse spectrale basée sur la diffusion moléculaire dans les longueurs d'ondes visibles. Un faisceau laser excite les molécules présentes dans les phases gazeuses, liquides ou solides des inclusions sur un point d'un μm de diamètre seulement. En réponse à cette excitation, un spectre lumineux est émis par les molécules dans les longueurs d'ondes visibles, puis capté et transformé. On peut ensuite analyser le spectre afin de caractériser les différents constituants de l'inclusion à l'aide du logiciel Labspec©. La méthode microspectrométrique Raman permet principalement d'accéder à la chlorinité (concentration molaire en NaCl) des fluides piégés dans les IF. Ainsi, on peut déterminer la salinité du fluide sans risquer de déformer le cristal. Le RAMAN permet aussi de déterminer la présence de gaz dissous (CH_4 , CO_2), de caractériser les alcanes dans les inclusions carbonées et de déterminer la nature des solides présents dans

les inclusions fluides tri-phasées. Le couplage avec une platine microthermométrique permet d'accéder à ces concentrations en gaz dissous lors de l'homogénéisation de la phase vapeur, afin d'obtenir de meilleures indications sur la nature du fluide. Cette méthode, basée sur la luminescence des fluides, reste limitée par la luminescence de l'objet étudié. Ainsi, l'étude d'IF en spectrométrie RAMAN dans la calcite, qui est un matériau naturellement luminescent, nécessite de traiter le spectre obtenu en y soustrayant le signal émis par la calcite. L'étude d'IF contenant des hydrocarbures, plus ou moins fortement luminescents, est donc très difficile. Cette étude a été réalisée au laboratoire G2R de l'université de Nancy sur un spectromètre Labram Jobin Yvon couplé à un laser argon ionisé à 514.5 nm. Un traitement de ligne de base et une soustraction du spectre du minéral hôte sont effectués via le logiciel Labspec (©DILOR).

4. Méthodes d'études pour les inclusions fluides à hydrocarbures

4.1. Identification des inclusions fluides à hydrocarbures : la microfluorescence UV

Afin de différencier les inclusions fluides à hydrocarbures des inclusions fluides aqueuses, on utilise la propriété de fluorescence naturelle des hydrocarbures soumis à un éclairage dans le champ des ultra-violets. En effet, en fonction de la concentration en composés aromatiques, du type de matière organique et de son degré de maturité, les hydrocarbures sont caractérisés par une fluorescence particulière, qui permet de les différencier sans ambiguïté des fluides aqueux et de distinguer un hydrocarbure lourd d'un hydrocarbure léger. Les mesures microthermométriques sur les inclusions fluides à hydrocarbures ont été effectuées au laboratoire G2R de l'université de Nancy sur une platine microthermométrique Linkam MD600 montée sur un microscope optique Olympus BX50 équipé d'une source d'épi-fluorescence filtrée à une longueur d'onde de 365 ± 5 nm et d'un filtre d'émission LP400 nm.

4.2. Microthermométrie couplée à la microspectrométrie à infrarouge à transformée de Fourier (IR-FT)

La méthode d'étude des IF en microspectrométrie à infra-rouge (IR) est aussi une analyse spectrale, basée sur la diffusion moléculaire dans les longueurs d'ondes de l'infrarouge. Lors de l'étude, le faisceau laser va être limité en passant au travers d'un diaphragme d'un diamètre minimum de 0,30 μm . Aussi, cette méthode ne permet que l'étude d'objets de taille supérieure à 10 μm , ce qui limite grandement le nombre d'échantillons disponibles pour cette étude. Dans toute la fenêtre de mesure, l'ensemble de l'échantillon est excité par le laser. Il est alors nécessaire de soustraire au spectre résultant les signaux dus à l'air et aux cristaux. On peut alors caractériser et quantifier les différentes chaînes aliphatiques carbonées ainsi que l'eau et le CO_2 . Le rapport entre CH_2/CH_3 permet de calculer la longueur des chaînes

aliphatiques (Pironon et al., 1998). Cette approche permet donc d'étudier en détail les huiles contenues dans certaines inclusions fluides. Ces informations permettent de déterminer le degré de maturité de l'huile et apportent donc des indications primordiales pour la reconstitution des migrations de ces fluides hydrocarbonés. Ces analyses ont été réalisées au département infrarouge du LEM-ENSG (Nancy) sur un spectromètre de type Bruker Equinox-55. Les spectres obtenus sont soustraits des contaminations atmosphériques dues au CO₂ et à la vapeur d'eau. Un traitement de ligne de base et une soustraction du spectre du minéral hôte sont également effectués via le logiciel OPUS (©Bruker).

4.3. Microscopie Confocale à Balayage Laser (MCBL)

L'analyse des inclusions fluides par MCBL permet de reconstituer le volume de l'inclusion fluide et d'approcher le volume de la bulle de gaz qu'elle contient (Pironon et al., 1998). Cette méthode se base sur la mesure de plusieurs plans confocaux dans l'épaisseur de l'échantillon par un balayage effectué par plusieurs faisceaux laser, donnant une image tous les 0,5 mm suivant l'axe Z. L'ensemble des images résultantes est alors converti en niveau de gris, puis binarisé à l'aide du logiciel microJ afin de déterminer de façon précise le volume total de l'inclusion (Fig. 4-16).

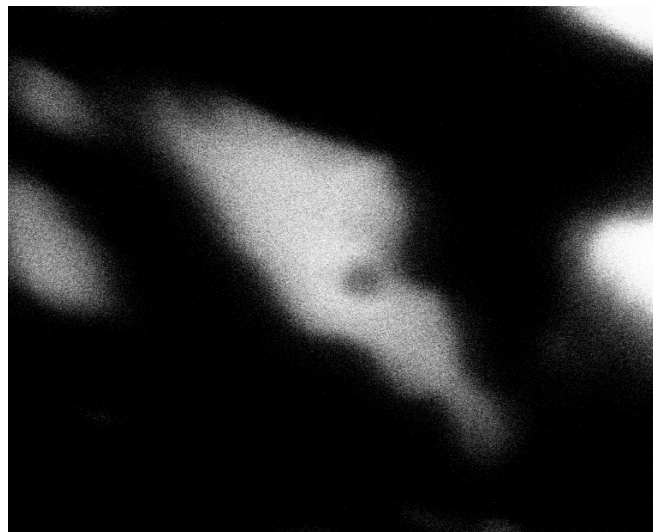


Figure 4-16 : Image MCBL d'une inclusion fluide de l'échantillon 13 P (SMA) après binarisation par traitement informatique, l'inclusion est en blanc et la bulle en noir.

Figure 4-16: Microphotograph with confocal laser scanning microscopy (CLSM) of fluid inclusion in sample 13P (SMA) after imaging processing. Fluid inclusion is the white part and black dot in the vapor bubble.

La luminescence du fluide est requise pour l'émission d'un signal lumineux lors de la mesure des plans confocaux. Aussi, cette méthode MCBL ne pourra être appliquée que sur les IF contenant des hydrocarbures. Après l'acquisition, les images sont converties en 256 niveaux de gris puis compilées selon l'axe Z, on procède alors manuellement à la mesure des rayons de la bulle de gaz, puis on calcule son volume en considérant une bulle sphérique. La finalité de

ces mesures est de calculer le rapport volumétrique entre la phase liquide et la phase gazeuse d'une inclusion à température ambiante. Cette information, en plus de nous permettre de vérifier le caractère cogénétique des IF d'un même assemblage, permet de modéliser précisément les caractéristiques hydrodynamiques et compositionnelles des hydrocarbures (Pironon et al., 1998). Il s'agit d'une information importante pour qui tente de reconstituer les conditions P-T de piégeage des hydrocarbures. Ces mesures ont été réalisées au laboratoire G2R de l'université de Nancy.

4.4. Modélisation géochimique à l'aide du logiciel PIT (Petroleum Inclusion Thermodynamics)

Grâce aux informations recueillies lors des précédentes études, il est possible de modéliser les caractéristiques chimiques des hydrocarbures et d'en approcher les conditions PT de piégeage. Pour ce faire, le logiciel PIT (Thiéry et al., 2000) se base sur la quantité d'alcane lourds ($C \geq 10$) et d'alcane légers ($C \leq 10$) contenue dans l'IF, respectivement les paramètres α et β (Fig. 4-17 A, Thiéry et al., 2000). Le modèle thermodynamique est calculé à partir des données des températures d'homogénéisation (mesurées en microthermométrie) et des ratios volumétriques de la fraction liquide par rapport à la fraction gazeuse (reconstitués en MCBL). Une précision supplémentaire peut être apportée si on ajoute les teneurs du fluide en CO_2 (déterminées par IF-FT). Au final, le modèle donne des informations sur la composition de l'huile et construit les isochores et isoplèthes du système associé (Fig. 4-17 b, Thiéry et al., 2000).

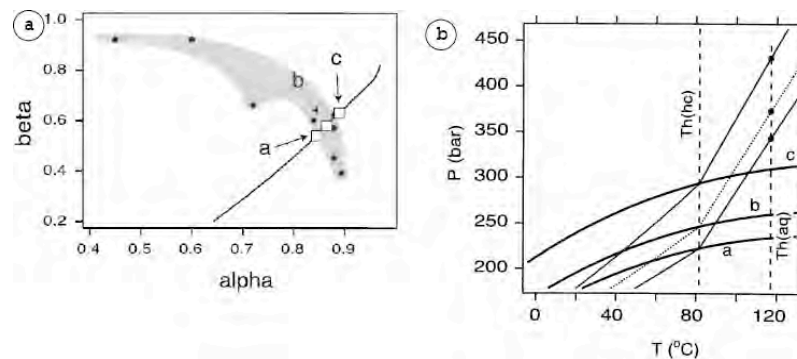


Figure 4-17 : a) Exemple de modélisation PIT à partir des paramètres α et β , la ligne noire représente l'ensemble des solutions pour les paramètres de l'huile piégée, les points noirs forment l'enveloppe paramétrique de l'ensemble des huiles connues. Trois ensembles de paramètres α - β (a, b et c) peuvent être modélisés pour connaître les propriétés des huiles piégées. b) Modélisation des possibles isoplèthes et isochores du système hydrocarbure, les points noirs représentent les possibles conditions thermo-barométrique du fluide lors de son piégeage (Thiéry et al., 2000).

Figure 4-17: a) Example of PIT modelisation from measured parameters α and β (light alkane and heavy alkane proportions, respectively). Black line represents all the solution for α and β parameters and black dots define the parametric envelope of compositions of existing oils. Here, Three possible sets of (a -b) values in the main correlation field, called (a), (b), and (c), respectively, can be tested for this inclusion. b) Output of PIT modelisation: three isopleth/isochor couples for studied hydrocarbon system, black dots represent possible conditions P, T for fluid entrapment (Thiéry et al., 2000).

Détermination des conditions PT au piégeage

Ces méthodes appliquées à la caractérisation de l'huile permettent de contraindre avec précision les conditions PT de piégeage du système de fluide étudié. Cela reste l'approche la plus complète et la plus précise pour ce type de reconstitution. En couplant les isochores des fluides aqueux avec les isochores des fluides carbonés, l'intersection nous permet de situer précisément la température de piégeage, qui restait un minimum lors d'une étude microthermométrique d'inclusion fluides aqueuses (Pironon, 2004). Il existe donc trois cas distincts d'interactions entre les fluides aqueux et les fluides hydrocarbonés :

- Les systèmes aqueux et hydrocarbonés sont saturés en gaz. Les conditions de piégeage correspondent alors aux pieds de leurs isochores et donc aux conditions PT d'homogénéisation communes aux deux systèmes (Fig. 4-18 A).
- Seul le système aqueux est saturé en gaz. Les conditions de piégeage correspondent aux conditions P-T d'homogénéisation du système aqueux (Fig. 4-18 B).
- Les deux systèmes sont sous-saturés en gaz. Les conditions de piégeage se situent à l'intersection des deux isochores (Fig. 4-18 C).

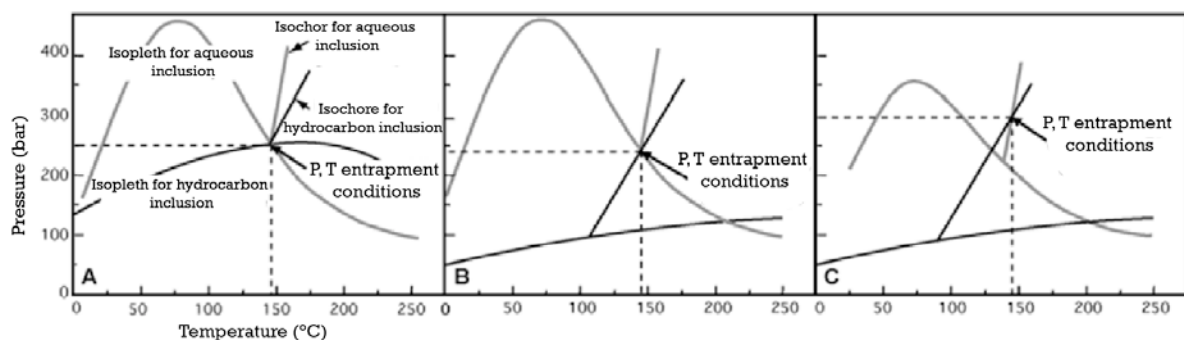


Figure 4-18 : Trois cas possibles d'association d'inclusions fluides aqueuses et à hydrocarbures et détermination des conditions thermobarométriques du piégeage en fonction du degré de saturation en gaz. A) Inclusions aqueuses et à hydrocarbures saturées en gaz. B) Inclusions à hydrocarbures sous saturées en gaz et inclusion aqueuse saturée en gaz. C) Inclusions aqueuses et à hydrocarbures sous saturées en gaz (Modifiée d'après Pironon, 2004).

Figure 4-18: Three distinct cases of aqueous and oil bearing inclusions and determination of P, T entrapment conditions regarding the gas content. A) Aqueous and oil-bearing FI saturated in gas. B) oil-bearing FI under-saturated in gas and aqueous FI saturated in gas. C) Aqueous and oil-bearing FI under-saturated in gas (After Pironon, 2004)

4.5. Les limites des mesures dans la calcite

Il est important de noter que l'étude de ces inclusions fluides dans la calcite est complexifiée par différents phénomènes inhérents à la cristallographie et à la chimie du minéral (Goldstein et Reynolds, 1994):

- La fragilité de la calcite peut facilement remettre en cause les principes d'intégrité physique et de conservation volumique nécessaire à l'interprétation des résultats de Th et de Tm.

- A cause de cette fragilité, chaque changement de phase va potentiellement entraîner une variation de volume de l'inclusion, entraînant soit sa fuite (lors de l'homogénéisation) soit sa fracturation (lors de la congélation). Cette deuxième phase est plus problématique, car la variation de pression lors de la congélation est très fréquemment liée à la décrépitation de l'inclusion, qui va arriver entre -30°C et -40°C , températures moyennes de congélation des fluides. Ainsi, la mesure des températures de fusion de la glace T_m ne doit pas être effectuée dans la mesure du possible sur les inclusions fluides situées dans la calcite.
- La calcite est un minéral dont la luminescence va répondre très fortement aux méthodes spectrométriques comme le RAMAN ou le IR-FT. Il faudra donc corriger le signal total du signal du minéral hôte afin de contraindre réellement le signal de l'inclusion étudié. Dans le cas du RAMAN, la luminescence de la calcite peut être assez forte pour masquer le signal de l'inclusion, empêchant ainsi son étude par cette méthode.
- Enfin, la forte biréfringence de la calcite perturbe les mesures optiques lors de l'étude microthermométrique et lors du traitement d'images obtenues par MCBL

Loin d'être un cristal-hôte parfait dans le cadre d'une étude d'inclusions fluides, travailler dans la calcite nécessite d'apporter un soin particulier depuis la sélection des assemblages jusqu'à l'acquisition des différents résultats proposés par les différentes méthodes. Aussi, il reste préférable de croiser les différentes analyses afin de mieux contraindre le fluide et les conditions de piégeage. Il est aussi intéressant d'y associer des mesures réalisées dans des matériaux plus appropriés, comme le quartz, tout en vérifiant que ces phases minérales sont synchrones.

F. Paragénèse des veines

Le travail mené durant cette thèse nécessite de prendre en compte la séquence paragénétique des veines afin de pouvoir contraindre au mieux les différents ciments rencontrés dans les veines. Aussi, des lames minces ont été réalisées et observées par cathodoluminescence mais aussi en microscopie classique. Une des principales difficultés rencontrée lors de cette observation se situe dans le synchronisme de la précipitation par rapport à l'ouverture de la fracture (Vandeginste et al., 2011 ; Bons et al., 2012). En effet, en dehors des veines fibreuses, ataxiales ou antitaxiales, il est difficile de déterminer si le ciment a précipité lors de l'ouverture, ou s'il lui est très postérieur (*i.e.* la précipitation du ciment caractérisant une famille de fracture est-il synchrone d'une famille postérieure ?). Pour limiter les cas ambigus, nous avons choisi de ne conserver pour la caractérisation géochimique des ciments que les veines antitaxiales ou blocky témoignant d'une unique phase de remplissage (Fig. 4-19), cette phase est bien souvent calcitique, même dans les formations gréseuses où la

fracture de silice dans la veine consiste en des grains provenant de la matrice (Fig. 4-19 a, b, c). L'idée derrière ce travail étant de relier l'état des contraintes valable lors de l'ouverture des fractures aux fluides, nous nous sommes concentrés sur les fractures facilement interprétables en terme d'orientation du tenseur des contraintes : les joints ouverts en mode I. De fait, les veines sélectionnées sur ces critères paragénétiques doivent en plus répondre au critère microstructural de l'ouverture en mode I. Ceci a été vérifié par le décalage d'éléments figurés de la matrice le cas échéant (Fig. 4-19 e, f), et par l'absence de critères positifs de cisaillement, tels que l'écrasement des cristaux (Fig. 4-19). Ainsi, les veines présentant des morphologies témoignant d'une forte compaction (Fig. 4-20 a) ou d'une déformation postérieure (Fig. 4-20 d) à l'ouverture de la veine ont été écartées. Les veines dont la paragenèse montre différents ciments successifs, soit à cause de plusieurs ouvertures de la fracture (Fig. 4-20 c), soit par dissolution postérieure ont aussi été écartées pour la caractérisation géochimique du ciment. Enfin, les veines dont le ciment semble synchrone de l'ouverture mais dont la morphologie ne permettait pas le prélèvement sans contamination par la matrice ont du être écartée (Fig. 4-20 b).

À ces critères de sélection morphologiques et paragénétiques, il faut ajouter les observations par cathodolumescence et la diffractométrie de rayons X (Fig. 4-21). Comme expliqué plus haut, ces techniques permettent de vérifier que les veines ont cimenté en une phase (Fig. 4-21 a), ou du moins sans interruption ni dissolution postérieure (Fig. 4-21 b), et permettent aussi d'exclure les veines dont les remplissages sont mixtes malgré une morphologie acceptable de prime abord (Fig. 4-21 c). Ainsi, nous augmentons les chances que la géochimie des ciments soit représentative du fluide au moment de l'ouverture de la famille de fracture.

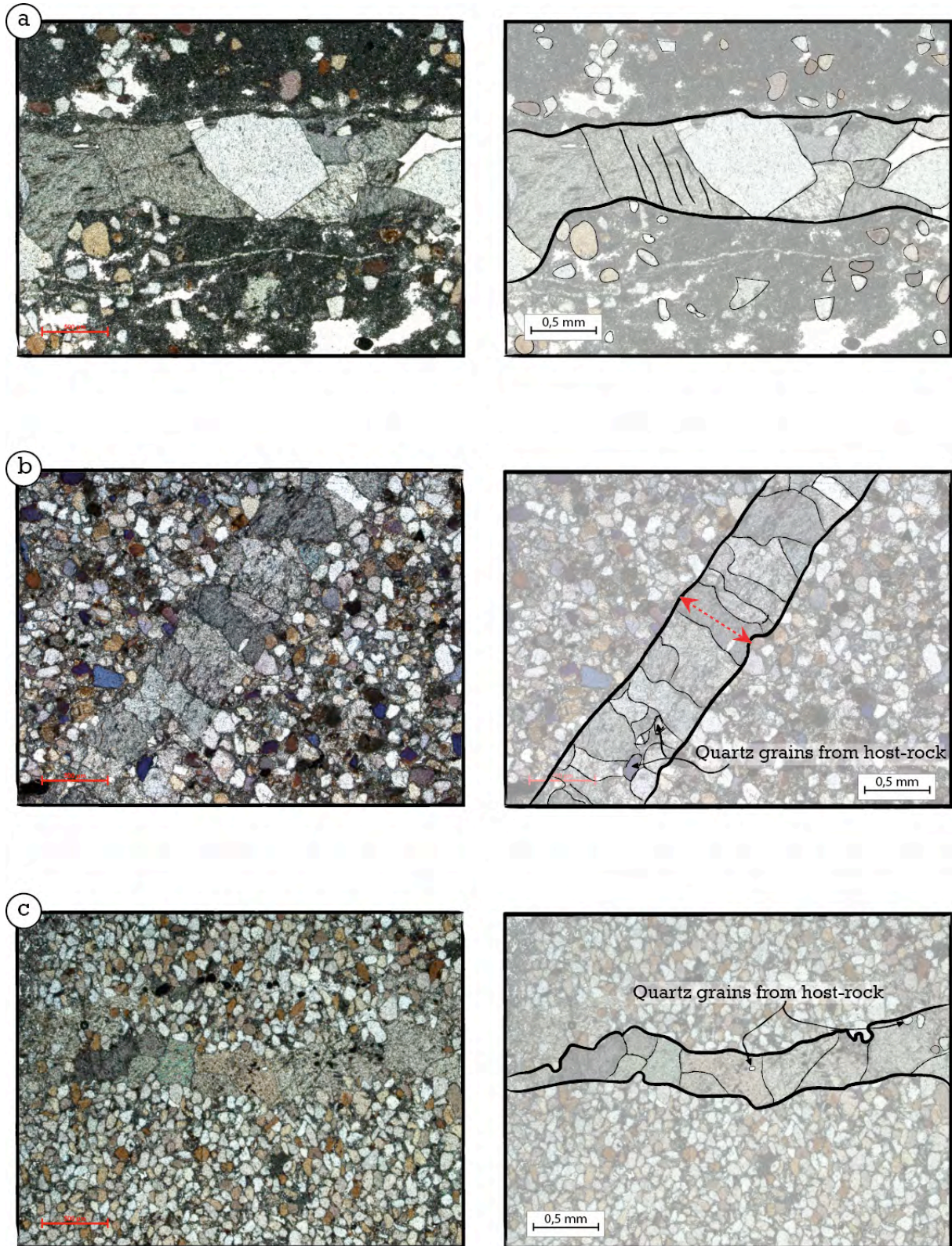


Figure 4-19 (et ci-après) : Microphotographies de lames minces et paragénèses observables dans différents plis du bassin et différentes formations et lithologies. Les échantillons présentés ici sont des exemples de ceux sélectionnés pour la caractérisation géochimique des ciments. a) Échantillon R113 (Rattlesnake, formation Tensleep), b) échantillon D05 (Paintrock, formation Sundance), c) échantillon 01T (Sheep Mountain, formation Tensleep), d) échantillon BM 18 (Bighorn Mountains, formation Madison), e) échantillon R151 (Rattlesnake, formation Bighorn), f) échantillon R157 (Rattlesnake, formation Gros Ventre).

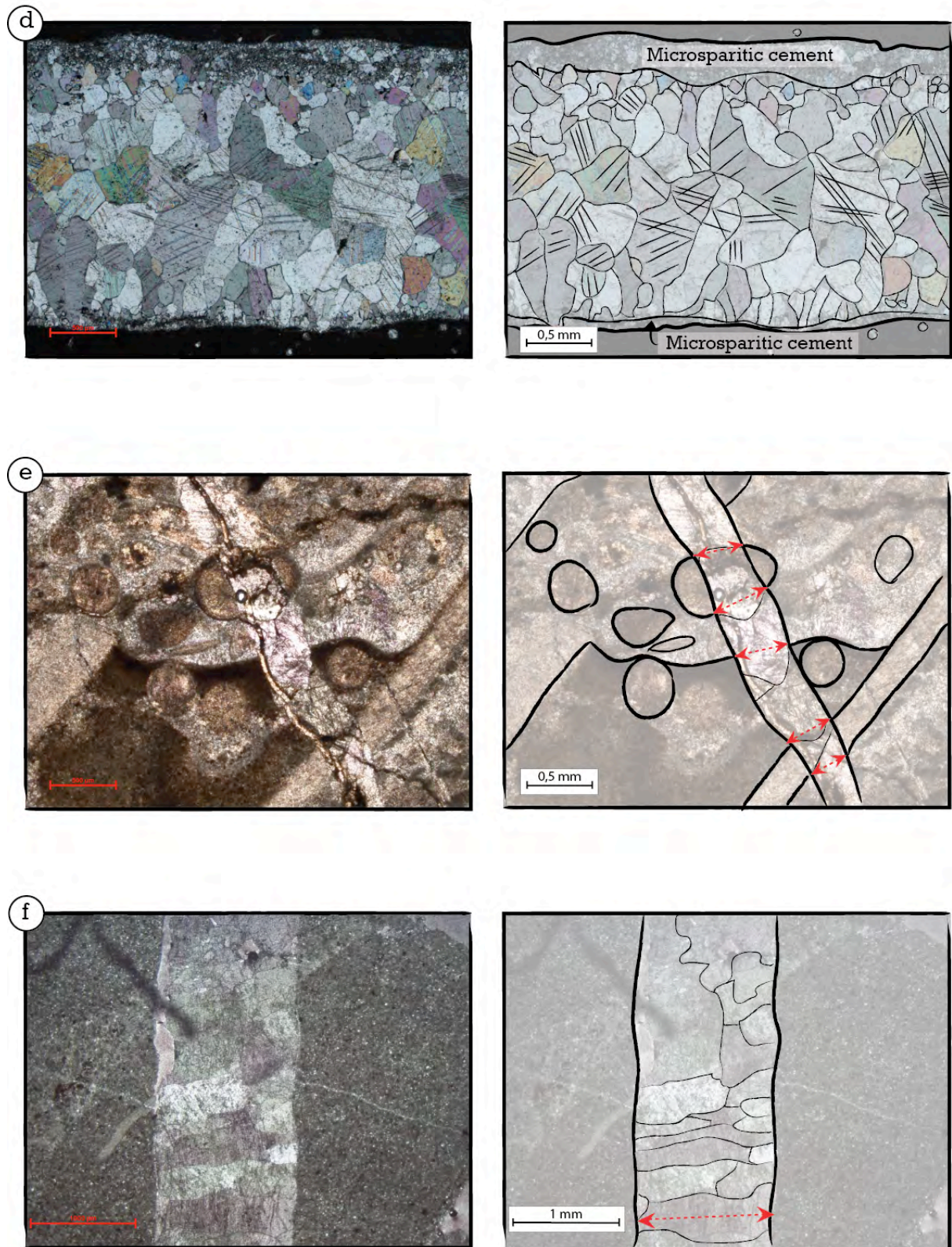


Figure 4-19 (end): Photomicrographs of thin-sections and paragenesis of cements in various anticlines of the Bighorn Basin and in various lithologies and formations. Samples presented here illustrate samples chosen for the geochemical analyse of cements considered as reliable to represent the chemistry of fluids during fracture set development. a) Sample R113 (Rattlesnake, Tensleep Fm.), b) sample D05 (Paintrock, Sundance Fm.), c) sample 01T (Sheep Mountain, Tensleep Fm.), d) sample BM 18 (Bighorn Mountains, Madison Fm.), e) sample R151 (Rattlesnake, Bighorn Fm.), f) sample R157 (Rattlesnake, Gros Ventre Fm.).

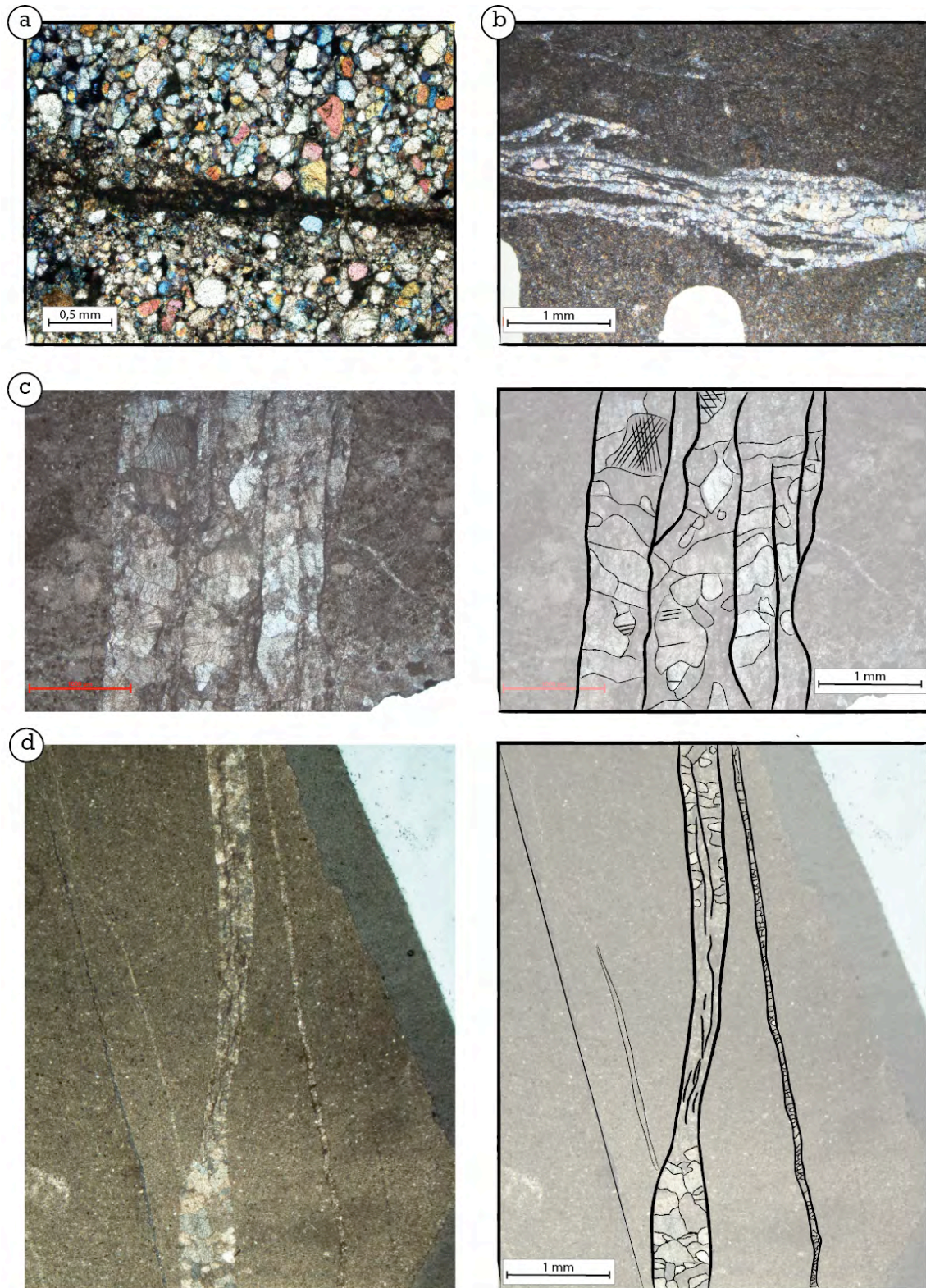


Figure 4-20 : Microphotographies des lames minces et paragéneses observables dans les veines ne répondant pas aux critères de sélections (exemples de l'anticlinal de Rattlesnake Mountain). a) Veine écrasée dans l'échantillon R145, b) Veine laminée ne permettant pas le prélèvement dans l'échantillon R17, c) Veine ouverte de multiples fois dans l'échantillon R154, d) Veine déformée postérieurement à la cimentation dans l'échantillon R162.

Figure 4-20 : Photomicrographs of thin-sections and paragenesis of cements in veins which do not fulfill the criteria required to be analyzed (instances from RMA). a) Compacted vein in sample R145, b) Laminated vein in sample R17, c) Multi-opened vein in sample R 154, d) Vein deformed after cementation in sample R162.

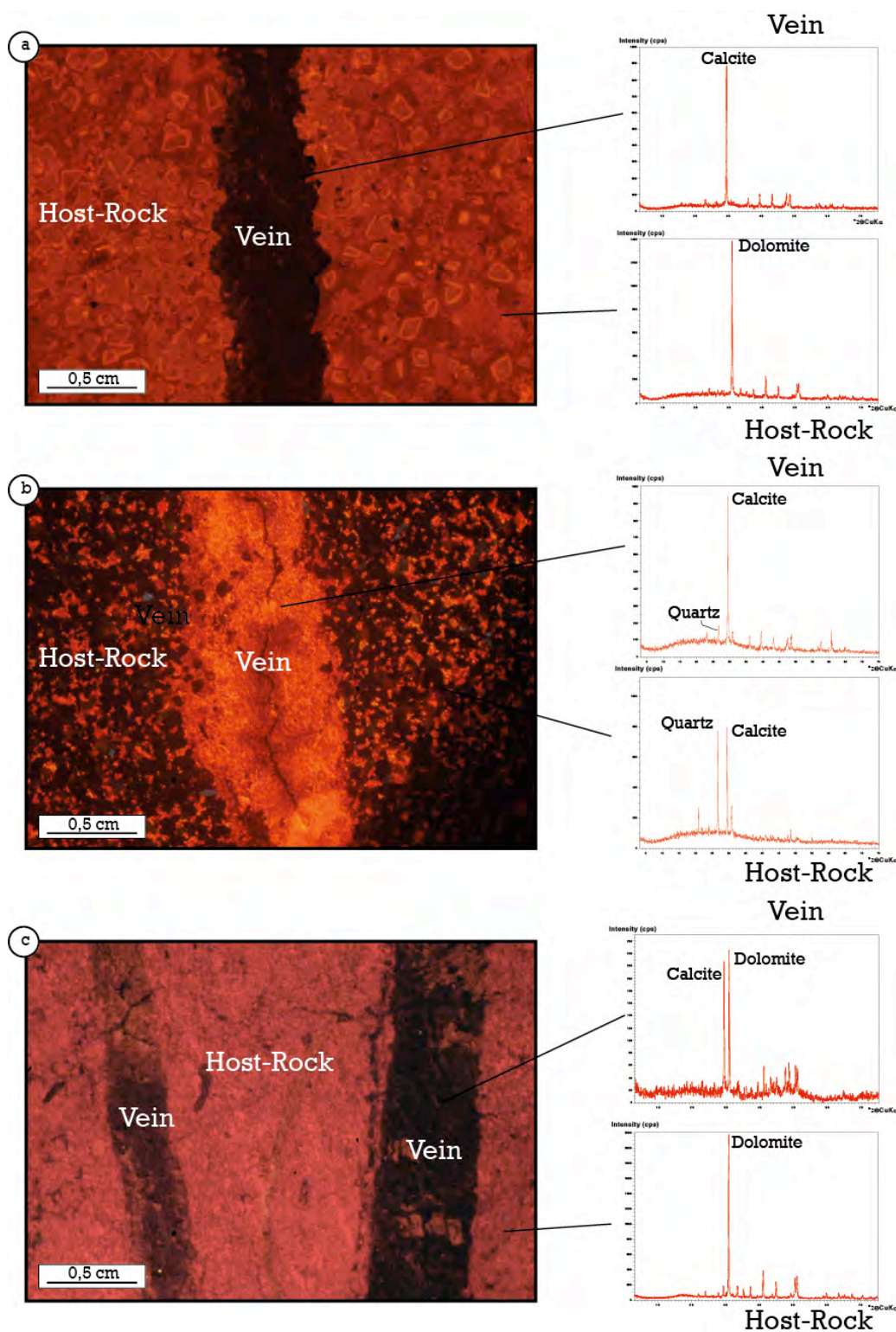


Figure 4-21 : Microphotographies en cathodoluminescences et spectres correspondants obtenus par diffractométrie de rayons X et illustrant différents types de veines acceptées (a, b) ou rejetée (c) pour les analyses géochimiques isotopiques. a) veine de l'échantillon BM14 (Bighorn Mountains, formation Madison) ; b) veine de l'échantillon 31T (SMA, formation tensleep) ; c) Veine de l'échantillon 38-9 (SMA, formation Madison).

Figure 4-21 : Photomicrographs under cathodoluminescence and corresponding spectographs obtained by X-ray diffractometry illustrating type of veins accepted (a, b) or rejected (c) for isotopic analyses. a) sample BM14 (BHM, Madison Fm.) showing a single phase calcite vein in dolomitic host-rock. b) sample 31T (SMA, Tensleep Fm.) showing a single phase calcite veins with growth rims in quartz plus calcite host-rock. c) sample 38-9 (SMA, Madison Fm) showing veins with both calcite and dolomite in a dolomitic host-rock.

**Chapitre 5 - Impact de la
formation d'un pli à cœur de
socle sur le système paléo-
hydrologique:
Reconstruction des
migrations de fluides et de
l'évolution de la pression de
fluides lors de la croissance
de l'anticlinal de Sheep
Mountain (Wyoming, USA)**

Dans ce chapitre, nous proposons de reconstituer l'évolution paléo-hydrologique et mécanique enregistrée dans les microstructures d'un anticlinal à cœur de socle : l'anticlinal de Sheep Mountain (SMA, Wyoming, USA). Ce pli asymétrique, dont la structure profonde reste mal contrainte faute d'imagerie, a vu sa population de fractures étudiée de façon exhaustive par différents auteurs (Bellahsen et al., 2006a, b ; Amrouch et al., 2010a, b). Le cadre microstructural bien contraint de ce pli en fait un objet idéal pour tester un protocole géochimique visant dans un premier temps à reconstruire les circulations de fluides et dans un second temps à discuter mécaniquement les relations entre déformations cassantes et circulation de fluide, *via* une quantification de l'évolution de la pression de fluides.

Les problématiques spécifiques abordées dans ce chapitre concernent tout d'abord la capacité des joints à perméabiliser la série stratigraphique de façon à autoriser les circulations de fluides à l'échelle d'une structure plissée. Les questions concernent la dimension de ces circulations de fluides (verticalement ou horizontalement), l'origine des fluides, les conditions physiques sous lesquelles ils ont précipité dans les joints, ou encore l'ampleur des interactions fluides/roches selon l'épisode de fracturation considéré. En retour de la caractérisation de ce système paléo-hydrologique, le contrôle des migrations de fluides sur l'évolution (micro-) structurale du pli pourra être discuté, de même que les relations entre la répartition des contraintes à l'échelle du pli et l'évolution des pressions de fluides dans les couches carbonatées.

À la suite d'une présentation du cadre géologique de l'anticlinal de Sheep Mountain, ces problématiques seront abordées sous la forme de deux articles publiés, accompagnés d'une introduction et d'une discussion incluant des résultats additionnels à ceux publiés :

- **“Fracture-controlled paleohydrogeology in a basement-cored, fault-related fold : Sheep Mountain Anticline, Wyoming, United States”**, publié en Juin 2011 dans la revue *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G³)*, présente une reconstitution du système paléohydrologique ainsi que son évolution au cours du développement de la de la fracturation dans l'anticlinal de Sheep Mountain. Ce travail permet donc de tester la méthodologie mais surtout apporte les premiers indices pour caractériser les relations complexes entre circulations de fluides et évolution (micro) structurale.
- **“Paleostress magnitudes in folded sedimentary rocks”**, publié en Septembre 2011 dans la revue *Geophysical Research Letters* présente une méthode qui combine l'analyse des macles de la calcite, les données de la mécanique des roches (données obtenues dans le cadre de la thèse de K. Amrouch) et l'évolution microstructurale de SMA pour quantifier la magnitude des contraintes principales subies par la roche lors de chaque épisode de fracturation. Les résultats permettent de quantifier les paléo-pressions de

fluides à l'échelle du pli d'une façon originale et inédite, en les mettant en relation avec l'évolution spatio-temporelle des magnitudes des contraintes.

I. L'anticlinal de Sheep Mountain

A. Cadre stratigraphique et structural

L'anticlinal de Sheep Mountain (Sheep Mountain Anticline, SMA) est un anticlinal asymétrique situé dans la partie Nord-Est du bassin du Bighorn (Fig. 5-1 a). La charnière du pli est orientée N135°, et des arguments sédimentaires de terrain permettent de relier la formation de SMA à l'orogénèse laramienne (Hennier, 1984). Les dimensions de l'objet sont de 28 km le long de son axe et de 5 km transversalement (Fig. 5-1 b, c) pour un relief structural culminant à 1450 m. Le flanc avant de l'anticlinal présente un pendage moyen de 70° vers le Nord-Est, montrant une forte asymétrie avec un flanc arrière dont le pendage est plus douce, avoisinant les 30° vers le Sud-Ouest. Dans la partie Nord du pli, une structure parasite s'enracine dans le flanc arrière (Fig. 5-1 b). Cette structure est un anticlinal symétrique d'axe N-S, avec des flancs dont le pendage moyen est de 50°. La chronologie du développement de cette structure reste débattue. SMA offre une qualité d'affleurement exceptionnelle, notamment grâce au canyon creusé par la Bighorn River, qui met à l'affleurement 300 mètres de formations carbonatées paléozoïques (Fig. 5-2).

Il s'agit dans l'ordre stratigraphique (Figs. 5-2, 5-3) de (1) la formation mississippienne (Carbonifère supérieur) *Madison* composée de carbonates massifs, épaisse de 230m et dont 100 m affleurent dans le canyon ; (2) la formation pennsylvanienne argilo-gréseuse *Amsden*, épaisse de 30 à 50 m ; (3) la formation pennsylvanienne (Carbonifère terminal) *Tensleep*, composée de grès sur une épaisseur de 30 à 50 m et (4) la formation permienne carbonatée *Phosphoria*, d'une épaisseur de 90 m entrecoupée par des bancs décimétriques de gypse. La formation *Phosphoria* est recouverte par la formation argileuse triasique *Chugwater* épaisse de 170 m.

Au-dessus de cette formation se trouve une série argileuse de 2000 m d'épaisseur d'âge Jurassique et Crétacé. Au-dessous de la formation *Madison* et à l'inverse de l'ordre stratigraphique, se retrouvent la formation argileuse *Three Forks* (Devonien), la formation dolomitique *Bighorn* (Ordovicien) et des formations cambriennes *Gallatin* et *Gros Ventre*, toutes deux argileuses (selon Hennier, 1984) ; l'ensemble infra-*Madison* fait environ 600 m d'épaisseur (Fig. 5-3).

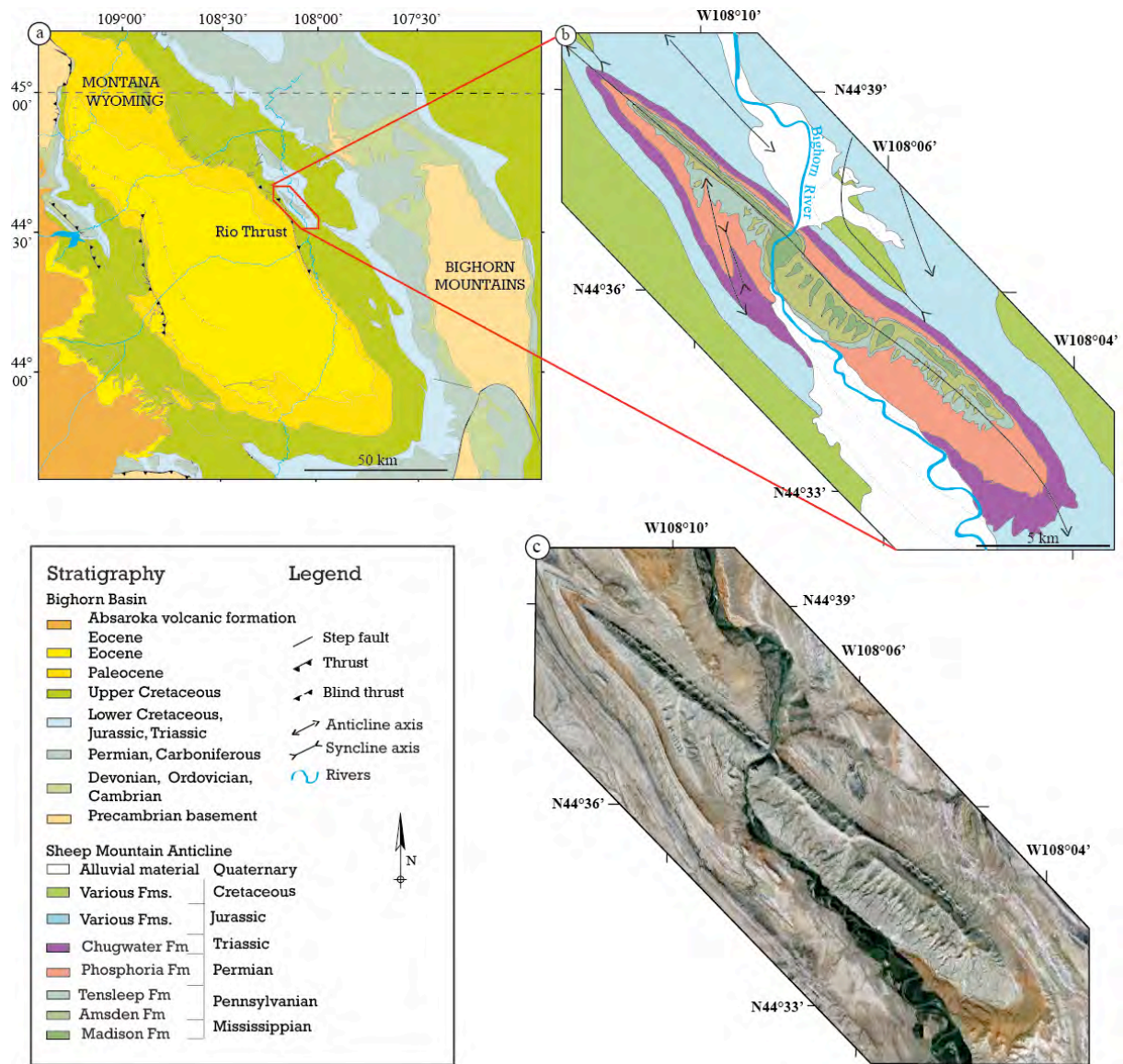


Figure 5-1 : a) Carte géologique du bassin du Bighorn (Wyoming, USA), modifiée d'après Darton, 1905 ; Andrew et al., 1947. L'encadré rouge montre la position de SMA dans ce bassin. b) Carte géologique de l'anticlinal de Sheep Mountain, modifiée d'après Rioux, 1994. Y sont reportés les axes des structures plissées. Les pointillés correspondent à l'extrapolation des limites entre les formations (Fms). c) Image satellite de l'anticlinal de Sheep Mountain. La couche rougeâtre correspond à la formation Chugwater, composée d'argiles triasiques.

Figure 5-1: a) Simplified geological map of the Bighorn Basin (Wyoming, USA), compiled after Darton, 1905; Andrew et al., 1947. Red frame locate SMA in the basin. b) Geological map of the SMA, after Rioux, 1994. Note the existence of a parasite structure in the backlimb of the northern part of SMA, called the thumb. c) corresponding satellite picture of the SMA. Red rocks are shales of the Triassic Chugwater Fm.

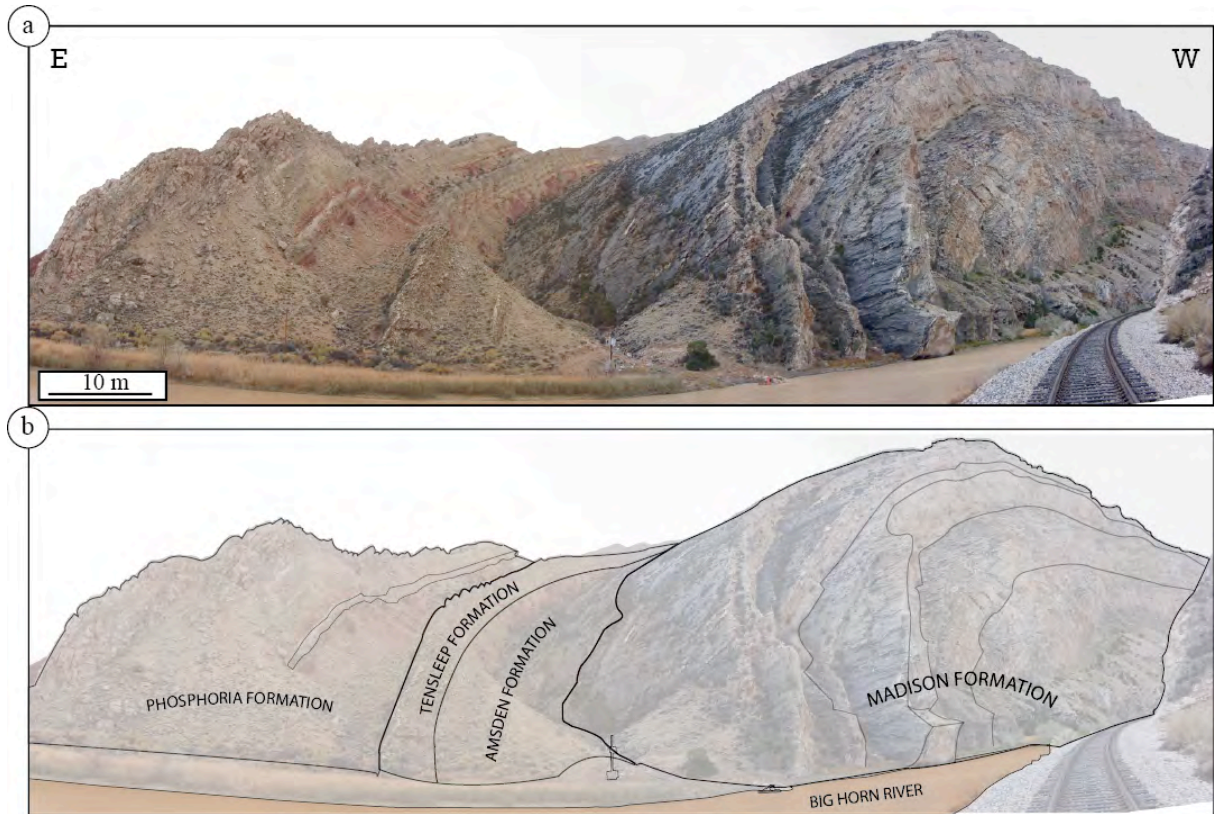


Figure 5-2 : a) Panorama de la partie Sud-Est de l'anticlinal de Sheep Mountain, réalisé depuis le Nord du canyon. Le flanc avant pend vers nous. b) Schéma interprétatif montrant les formations affleurantes à SMA. L'échelle est valable pour le second plan de la photographie.

Figure 5-2: a) Panoramic view of the Sheep Mountain Anticline from North of the canyon. Forelimb dips toward us. b) Interpretatif view highlighting the part of the stratigraphic column that crops out.

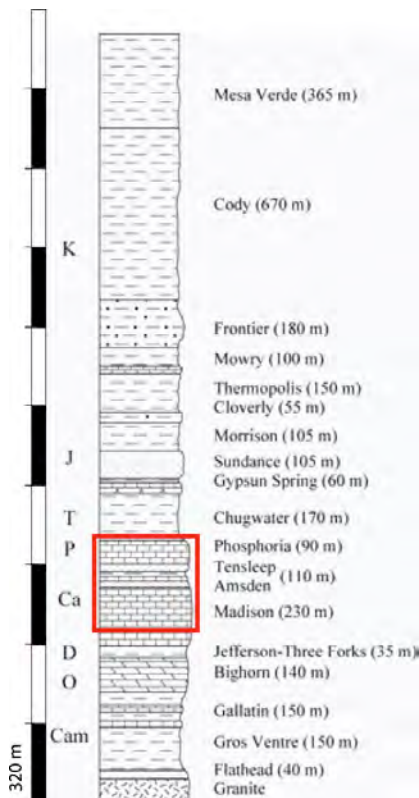


Figure 5-3: Colonne stratigraphique complète des couches affectées par l'orogénèse laramienne dans le bassin du Bighorn, en encadré, les formations affleurant sur le terrain au niveau de SMA (modifié d'après Hennier, 1984). Ces formations constituent un noyau de carbonates dans le reste de la série, principalement argileuse.

Figure 5-3: Stratigraphic column in the eastern part of the Bighorn Basin. Red frame is related to the brittle limestone formations that crop out at SMA (after Hennier, 1984).

Plusieurs études sédimentaires se sont intéressées à la paragenèse et à l'évolution diagénétique de la formation Madison (Elrick, 1990; Sonnenfeld, 1996a, b; Smith et al., 2004; Westphal et al., 2004 ; Katz et al., 2006 ; Barbier, 2012), dont le dépôt s'est effectué dans une grande partie de l'Ouest des Etats-Unis et qui est la principale formation-réservoir où sont exploités les hydrocarbures (Thomas, 1965). Ces études mettent en avant différents degrés de dolomitisation subis par les carbonates, une grande partie de cette dolomitisation survenant durant la diagénèse précoce. En effet, la quasi-totalité des processus diagénétiques (hors fracturation) aurait cessé après la karstification du toit de cette formation, pendant son enfouissement (Barbier, 2012). Le même type d'étude a été mené sur la formation Phosphoria (Piper and Kolodny, 1987), soulignant le caractère très précoce de la dolomitisation des carbonates. Les veines précipitées au Crétacé et au Paléocène affectées par de tels processus diagénétiques peuvent donc être négligés lors de la caractérisation du système de paléofluides.

Aucun consensus n'a été atteint sur la structure profonde de SMA. S'il est admis que cet anticlinal est dû au jeu d'une faille de socle, de nombreuses interprétations existent dans la littérature quant à la morphologie et l'extension de cette faille de socle (Fig. 5-4). Certains de ces modèles (Stanton et Erslev, 2004 ; Stone, 2004) impliquent une faille à vergence NE dont la réactivation est antérieure (Stanton et Erslev, 2004) ou synchrone (Stone, 2004) au jeu de la Rio Thrust, à vergence SW. En l'absence de contraintes géophysiques et pour néanmoins proposer une structure profonde réaliste, les auteurs ont utilisé un style structural analogue à d'autres plis de socle de la région où le socle affleure tout en respectant l'équilibre des coupes. La diversité de ces coupes vient du fait que les mécanismes d'accommodation de la déformation par le socle sont assez mal compris. Malgré de nombreuses études menées dans la région des Rocheuses (Brown, 1988; Erslev et Rogers, 1993; McConnell et Wilson, 1993; Miller et Lageson, 1993; Mitra, 1993; Narr, 1993; Schmidt et al., 1993; Stone, 1993 ; 2004), aucun comportement typique ne s'est dégagé de l'étude des différents exemples régionaux.

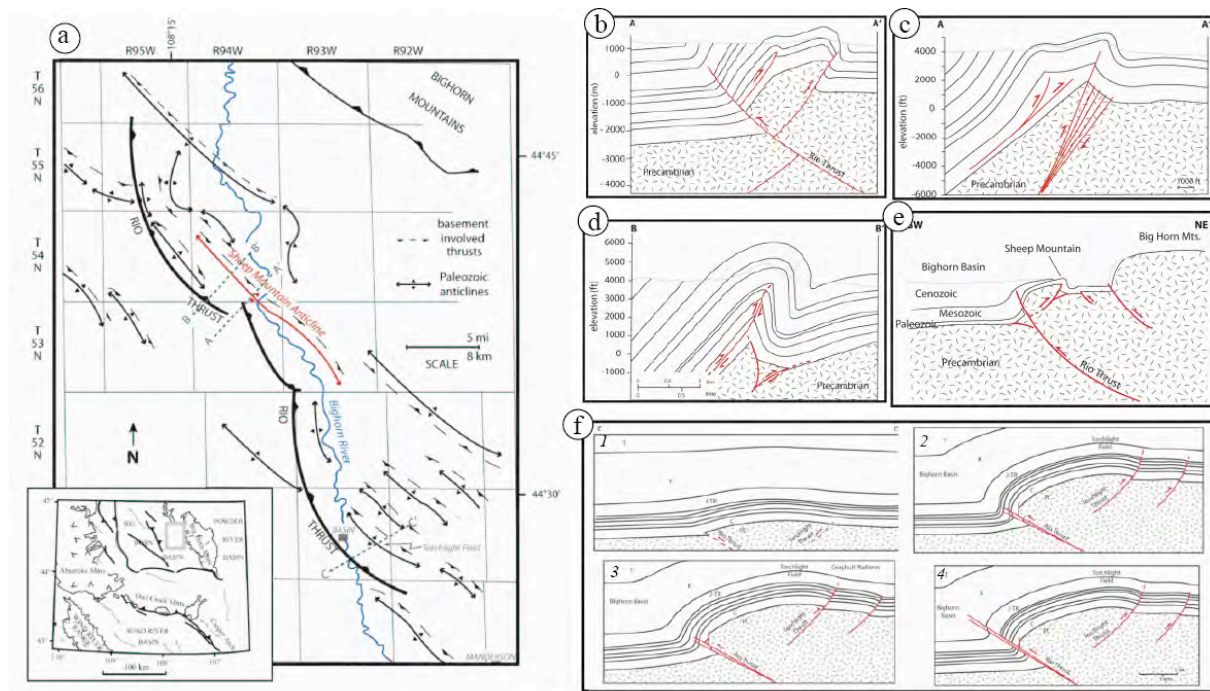


Figure 5-4 : Différentes interprétations de la structure profonde de l'anticlinal de Sheep Mountain. a) Carte structurale où les traits de coupes sont reportés (modifiée d'après Stone, 2004). Les différentes interprétations respectent les conditions de l'équilibre des coupes. b) Stanton et Erslev (2004) proposent une séquence de déformation commençant par SMA, dont la faille listrique est recoupée postérieurement par le Rio Thrust, et la structure parasite provenant d'un rétro-chevauchement venant du Rio Thrust. Le socle apparaît plissé et la faille de socle à l'origine de SMA s'arrête dans la formation Madison sans argument. c) Hennier et Spang (1983) invoquent plusieurs inversions de failles normales sans les connecter au Rio thrust avec une rotation importante du socle. d-e) Foster et al. (1996) proposent deux modèles : le premier (d) où le socle est faillé et a subi des rotations très fortes et le second (e), à plus grande échelle, qui se rapproche beaucoup du modèle suivant. f) Stone (2004) propose un modèle où les failles du Rio Thrust et la faille sous SMA sont déconnectées. Le socle est plissé à plus grande longueur d'onde que dans le modèle de Stanton & Erslev (2004).

Figure 5-4: Published interpretation of the deep structure of SMA: a) Structural map wherein cross-section lines are reported (after Stone, 2004). Each cross-section is balanced in length. b) Sequence of deformation in the basement wherein Rio thrust is proposed to have developed later than the basement thrust under SMA (Stanton and Erslev, 2004). In this model, the thumb had develop on a backthrust soled on the Rio thrust. Basement-cover interface is folded and the main thrust under SMA propagated until the base of the Madison Fm.. c) Inversion of a normal fault-splay and high angle rotation of the basement-cover interface (Hennier and Spang, 1983). d-e) Two different interpretations of Foster et al. (1996): d) involving a high-angle rotation of the basement or e) a folding of the basement-cover interface. f) Folded basement-cover interface during synchronous propagation of the Rio thrust and the thrust under SMA (Stone, 2004).

Sur les coupes proposées, la déformation subie par le socle peut être accommodée soit par plissement du socle (Stanton et Erslev, 2004 ; Stone, 2004 ; Bellahsen et al., 2006b), soit par la rotation et la fracturation d'écailles de socle de type *short-cut*, i.e. la propagation de la déformation *via* un faisceau de failles à plus faible pendage (Hennier et Spang, 1983 ; Forster et al, 1996) ou soit par un mélange des deux (Foster et al., 1996; Amrouch et al., 2010a). La géométrie de la faille et ses relations temporelles avec le Rio thrust sont très différentes selon les modèles. D'après Amrouch et al. (2010a), le socle a subi un raccourcissement de 7% accommodé par les inversions de failles et la couverture a accommodé par plissement et déformation interne 5% de raccourcissement (Fig. 5-5).

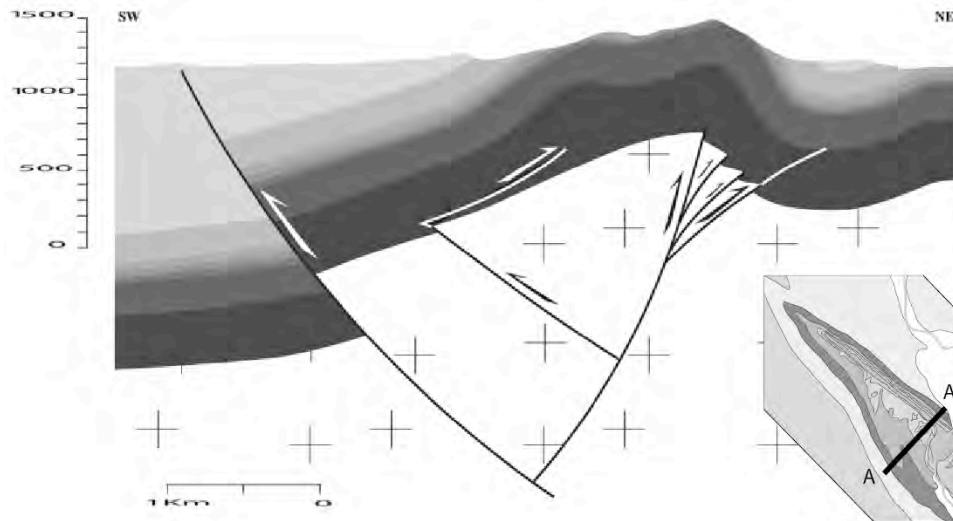


Figure 5-5 : Proposition de coupe équilibrée de l'anticlinal de Sheep Mountain et de la structure parasite (Amrouch et al., 2010a), le long du trait de coupe reporté sur la carte dans l'encadré. La coupe implique un faisceau de failles inverses sous le flanc avant, et la formation de l'anticlinal de plus petite longueur d'onde est expliquée par un niveau de décollement dans les argiles du Cambrien qui se branche sur un rétro-chevauchement de vergence parallèle au Rio Thrust.

Figure 5-5: Balanced cross-section of SMA along the line A-A' reported in the insert. The cross-section involves a reverse fault-splay in the basement beneath the forelimb, and the thumb development is related to a detachment level in the Cambrian Gros Ventre formation linked to a back-thrust parallel to the Rio Thrust (Amrouch et al., 2010a).

Il manque donc des contraintes sur la morphologie de la faille pour pouvoir faire une coupe profonde plus réaliste. Dans le modèle de Stanton et Erslev (2004), la partie supérieure de la faille vient s'amortir dans la Madison ; il n'existe cependant aucune donnée permettant de confirmer cette hypothèse. Dans la coupe d'Amrouch et al. (2010a), la propagation, plus distribuée, est moindre, mais aucun argument n'est avancé non plus. La géométrie du Rio Thrust et le pendage profond des couches sont aussi des éléments de débat. Nous verrons par la suite que l'étude des circulations de fluides peut permettre d'apporter des informations supplémentaires pour comprendre la structure profonde de SMA, notamment en contraignant l'emplacement de la faille de socle qui peut jouer un rôle majeur de drain dans les circulations de fluides.

B. Cadre microstructural

Si la structure profonde de SMA est toujours débattue, le cadre microstructural est en grande partie compris grâce aux travaux de différents auteurs (Harris et al., 1960; Johnson et al., 1965; Bellahsen et al., 2006a, b; Amrouch et al., 2010a, b; Savage et al., 2010) (Fig. 5-6). La plus ancienne famille de fractures est interprétée comme précédant l'orogénèse laramienne (Fig. 5-6 a Set I). Elle se compose de joints orientés N110° à N135° et perpendiculaires aux couches, et est considérée comme reliée à l'orogénèse Sevier, donc la phase antérieure au pli

(Amrouch et al., 2010a). Les joints de cette famille sont ponctuellement réactivés avec une composante décrochante sénestre, avec le développement de queues de cheval dont l'orientation est cohérente avec la compression laramienne N045° (Fig. 5-6 b Laramien). Sur les joints et les queues de cheval du set I butent les fractures du set II, joints dont le plan moyen est orienté N045° (Fig. 5-6 c). Ces joints ont été interprétés comme s'étant principalement développés dans la phase précoce du plissement, avant le basculement des couches, lorsque les déformations sont accommodées par un raccourcissement parallèle aux couches (phase dite *Layer Parallel Shortening*, ou LPS). Le développement de failles inverses néo-formées orientées parallèlement à l'axe du pli dans la phase précoce du plissement est rapporté (Fig. 5-6 d) mais la chronologie relative de cette phase par rapport au développement des familles de joints n'est pas contrainte. Une troisième famille de fractures a été décrite (Fig. 5-6 e, set III), comprenant des joints dont l'orientation parallèle à l'axe du pli et la distribution principalement localisée à la charnière suggèrent un développement relié à la courbure des couches lors du plissement. Postérieurement au basculement des couches, l'étape de serrage tardif du pli (*Late Stage Fold Tightening*, ou LSFT) est caractérisé par le développement de failles décrochantes dans le flanc arrière du pli (Fig. 5-6 e) et par la réactivation en failles inverses des fractures du set I dans le flanc avant du pli (Fig. 5-6 e). Une famille systématique de joints verticaux dans le flanc arrière du pli, orientés N110° a également été décrite (Fig. 5-6 e, set IV) ; elle est interprétée comme liés à la relaxation des contraintes lors de l'exhumation du pli qui entraîne une brève extension locale, dont l'orientation a pu être perturbée par les fractures préexistantes.

La construction de cette séquence de fracturation a apporté des informations sur la cinématique et l'évolution structurale de SMA. Parmi elles, la distribution spatiale des joints du set II, qui sont rarement observés dans le flanc avant du pli (Bellahsen et al., 2006a), suggère une zone de perturbation des contraintes dans cette zone. Cette hypothèse a été développée et modélisée par Bellahsen et al. (2006b), qui propose que la zone de perturbation des contraintes qui se développe à l'extrémité de la faille de socle lors de sa réactivation ait atteint la position du flanc avant du pli, inhibant le développement des fractures reliées à la phase LPS de l'orogénèse laramienne. Valide sur le plan mécanique (Fig. 5-7), cette hypothèse implique que la faille de socle se soit située à l'aplomb des strates impliquées à l'extérieur du flanc avant, lors du plissement. Grâce à cette contrainte spatiale, un modèle cinématique de l'évolution du pli a été proposé (Fig. 5-8) : une initiation du plissement avec une charnière fixe et une amplification de la structure par rotation des flancs. Ce modèle propose une déformation interne du socle dans le toit de la faille dès le début de la compression Laramide, avant la (ré)activation *sensu stricto* de la faille de socle.

Cette perturbation, supposée due à la faille de socle, a été documentée par des études paléopiezométriques (macles de la calcite) qui révèlent que les magnitudes de la contrainte différentielle relative à l'ouverture de ce set II sont différentes dans chaque position structurale

du pli (Amrouch et al., 2010a). Par ailleurs, une étude de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique montre que la fabrique magnétique est différentes entre les flancs, étant bien définie dans le flanc arrière et dans la charnière, mais très mal définie dans le flanc avant du pli (Amrouch et al., 2010b), ce qui semble conforter à l'échelle du grain la perturbation des contraintes qui a affecté ce flanc de SMA.

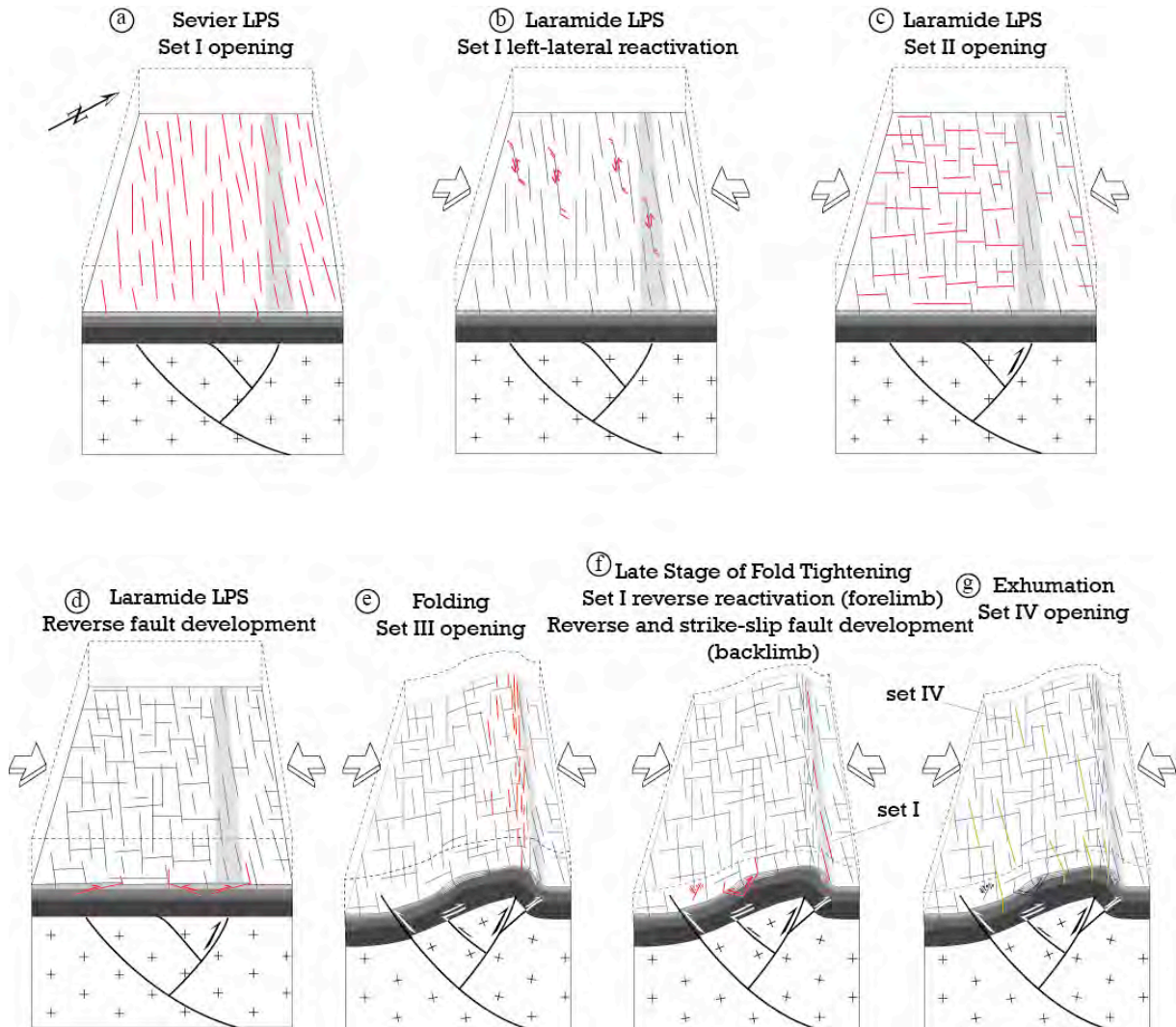


Figure 5-6 : a-f) Résumé de la séquence de fracturation de l'anticlinal de Sheep Mountain (d'après Bellahsen et al., 2006a ; Amrouch et al., 2010a). La morphologie du pli est reportée pour chaque nouvel événement de fracturation reporté en rouge en surface des formations carbonatées. L'épaisseur supposée de la couverture sus-jacente à la formation Phosphoria est reportée en pointillés (d'après Hennier, 1984). La zone du futur flanc avant, où la formation du set II est inhibée, est reportée en grisée. Évolution structurale du pli utilisée d'après Amrouch et al. (2010a), voir figure 5-5.

Figure 5-6: a-f) Fracture sequence reconstructed at SMA (after Bellahsen et al., 2006a; Amrouch et al., 2010a). Geometric evolution of fold is reported for each step, along with every new fracture set (in red). Chronological relationships (abutment and crosscut) are also reported. The thickness of overburden above Phosphoria Fm. is reported as dotted line. In diagram a to d, the portion of the fold highlighted in grey refers to the location of future forelimb after Bellahsen et al., 2006b.

En résumé, si aucune image géophysique ne permet de contraindre précisément la position d'une faille de socle sous SMA, son existence est très fortement suggérée pour expliquer l'asymétrie entre les flancs avant et arrière de SMA. Cette asymétrie semble s'exprimer dès la contraction laramienne et se retrouve au niveau de la magnitude des contraintes, des fabriques magnétiques à l'échelle des grains, et dans la distribution des fractures qui se développent pendant la phase LPS.

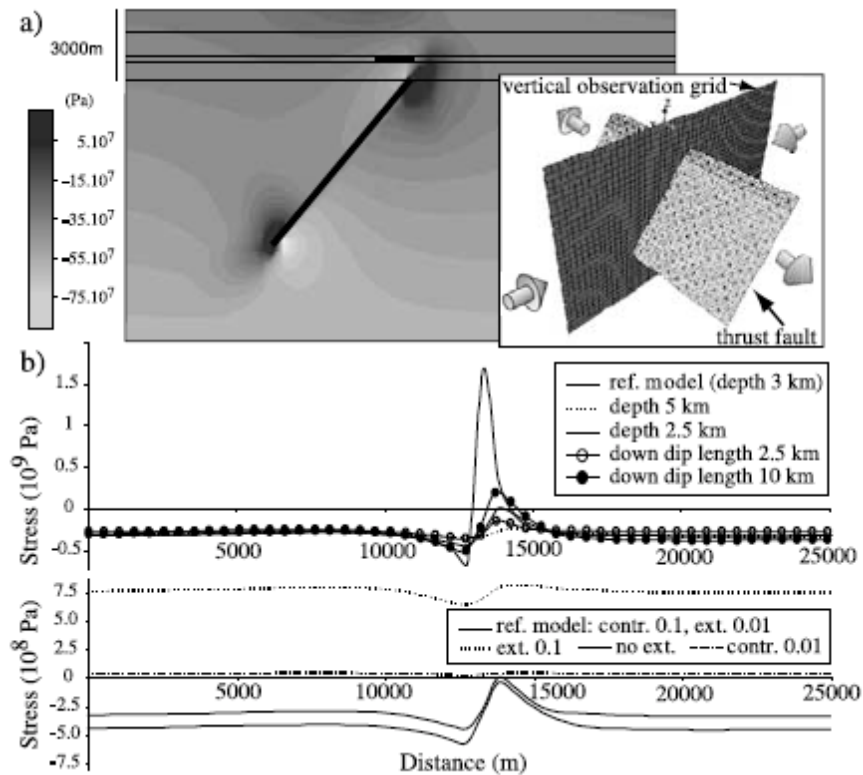


Figure 5-7: Modélisation élastique des contraintes principales lors de l'accumulation du raccourcissement le long du plan de faille (Bellahsen et al., 2006b). a) configuration géométrique du modèle et contraintes appliquées. b) Résultat de la modélisation : Profil perpendiculaire à la faille, traçant les magnitudes de la contrainte horizontale minimale qui permet le développement de joints en tension. Ce comportement est calculé pour différentes profondeurs et en considérant de l'extension ou de la compression parallèlement à la faille.

Figure 5-7: Elastic model simulating principal stresses along fault-plane during shortening and before slip. a) Model geometry and applied stress. b) Result of models along a line normal to fault-plane. The least compressive stress magnitude is reported according to different burial depths and considering extension or compression parallel to the fault plane. (Bellahsen et al., 2006b)

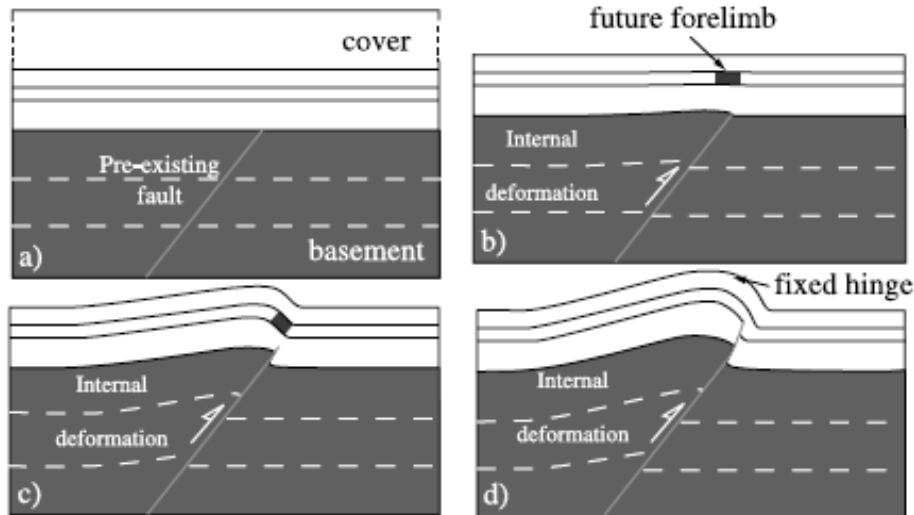


Figure 5-8 : Modèle conceptuel d'évolution cinématique des plis à cœur de socle basé sur l'exemple de SMA, (Bellahsen et al., 2006b). La déformation le long du plan de faille entraîne une perturbation de contrainte qui affecte les couches supérieures à l'aplomb de l'extrémité de la faille, soit le futur flanc avant (b), le modèle propose donc une croissance à charnière fixe.

Figure 5-8: Conceptual model for basement fault-cored anticlines (Bellahsen et al., 2006b). (a) Pre-Laramide configuration. The thrust fault is inherited. (b) Onset of Laramide faulting. The basement starts deforming, as does the cover. Both are affected by the stress field perturbation resulting from the superposition of the slip related stresses and the shortening related stresses. (c) Fold initiation and (d) fold amplification with a fixed hinge and rotating limbs. The basement hangingwall block is internally deformed. The fault is represented as propagating through the cover.

II. Reconstruction de la paléo-hydrologie en relation avec la fracturation de Sheep Mountain Anticline

Ce cadre microstructural très précis et complexe a donc été utilisé comme objet de l'étude suivante, présentée sous sa forme publiée dans la revue *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Cette étude vise à caractériser le système paléohydrologique du pli relié à trois étapes de fracturation : les familles de joints des sets I, II et III. Ces joints, qui sont les mieux représentés à l'échelle du pli, permettent d'avoir accès aux différentes étapes de formation du pli, incluant la contraction sevier parallèle aux couches encore horizontales (LPS1), la contraction laramienne parallèle aux couches (LPS2) dans les couches encore horizontales ou faiblement inclinées et la déformation syn-plissement s.s.. Les études structurales et micro-structurales présentées ci-dessus soulignent une asymétrie de la déformation et des contraintes à différentes échelles. Sachant ceci, une étude géochimique complète des veines de calcite et de la roche encaissante a été menée sur toutes les formations affleurantes et dans toutes les positions structurales de la portion du pli située au nord du canyon (Fig. 5-9, de la même façon qu'ont été réalisées les études de Bellahsen et al. (2006a, b) et d'Amrouch et al. (2010a, b) pour apporter des éléments de réponses aux questions suivantes :

- Quels sont les types de fluides impliqués dans le système paléo-hydrologique de SMA ? Y'a t-il un impact de la présence d'une faille de socle ?
- Comprendre le système de fluides permet il de discuter de la séquence de fracturation établie par Bellahsen et al. (2006 a) ?
- Ce système hydrologique (pression, température, chimie) évolue t-il pendant la déformation des couches ?
- La géochimie des fluides précipitant dans les couches carbonatées de la couverture apporte elle une contrainte sur la géométrie profonde (*i.e.* le socle) qui reste débattue aujourd'hui ?

Ainsi, les 125 échantillons analysés ont été récoltés lors de deux campagnes de terrain (pour une durée d'un mois et demi) et ont permis de vérifier si cette asymétrie pouvait aussi s'exprimer dans la chimie du système paléo-hydrologique. La minéralogie et l'état diagénétique des veines et de la matrice ont été caractérisés par diffractométrie de Rayons X et par observations en cathodoluminescence. La chimie des fluides et les interactions fluides/roches ont été approchées par une étude des isotopes stables de l'oxygène, du carbone et du strontium, dont les résultats sont présentés dans le tableau A-1, reporté en annexe. Enfin, une étude microthermométrie des inclusions fluides des veines de calcite a permis d'approcher la température de piégeage des fluides lors de leur précipitation.

Les fluides caractérisés résultent d'un mélange à différents degrés de fluides de formations plus ou moins localement contaminés par les hydrocarbures avec des fluides chauds (hydrothermaux) dérivant de fluides météoriques paléocènes. L'homogénéité des signatures isotopiques montre que ces fluides hydrothermaux semblent largement dominer le mélange de fluides qui précipitent dans le set III durant le plissement, suggérant une circulation verticale rapide depuis le bas de la colonne sédimentaire, voire depuis le socle sous-jacent. La caractérisation de ce pulse dans le set III est une contrainte temporelle qui s'ajoute à la distribution spatiale de la précipitation de ces fluides hydrothermaux pour discuter les systèmes de drains verticaux à l'échelle du pli. En effet, une projection en carte des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ montre que le pulse de fluides hydrothermaux est focalisé dans une zone parallèle à la charnière du pli, située au Sud-Ouest de cette dernière (Fig. 5 de l'article).

L'interprétation de ces données géochimiques à la lumière de ce cadre microstructural bien contraint permet de discuter l'impact des phases d'ouverture de joints distribués sur la perméabilité hydraulique des couches sédimentaires à l'échelle du pli. L'interprétation impliquant des fluides extérieurs au bassin qui ont circulé en profondeur permet aussi de discuter les chemins possibles de migration à plus grande échelle. La caractérisation d'un drain vertical efficace pour les fluides hydrothermaux montre l'impact de la faille de socle sur la paléo-hydrologie et permet de vérifier les différentes hypothèses sur la localisation de la faille de socle.

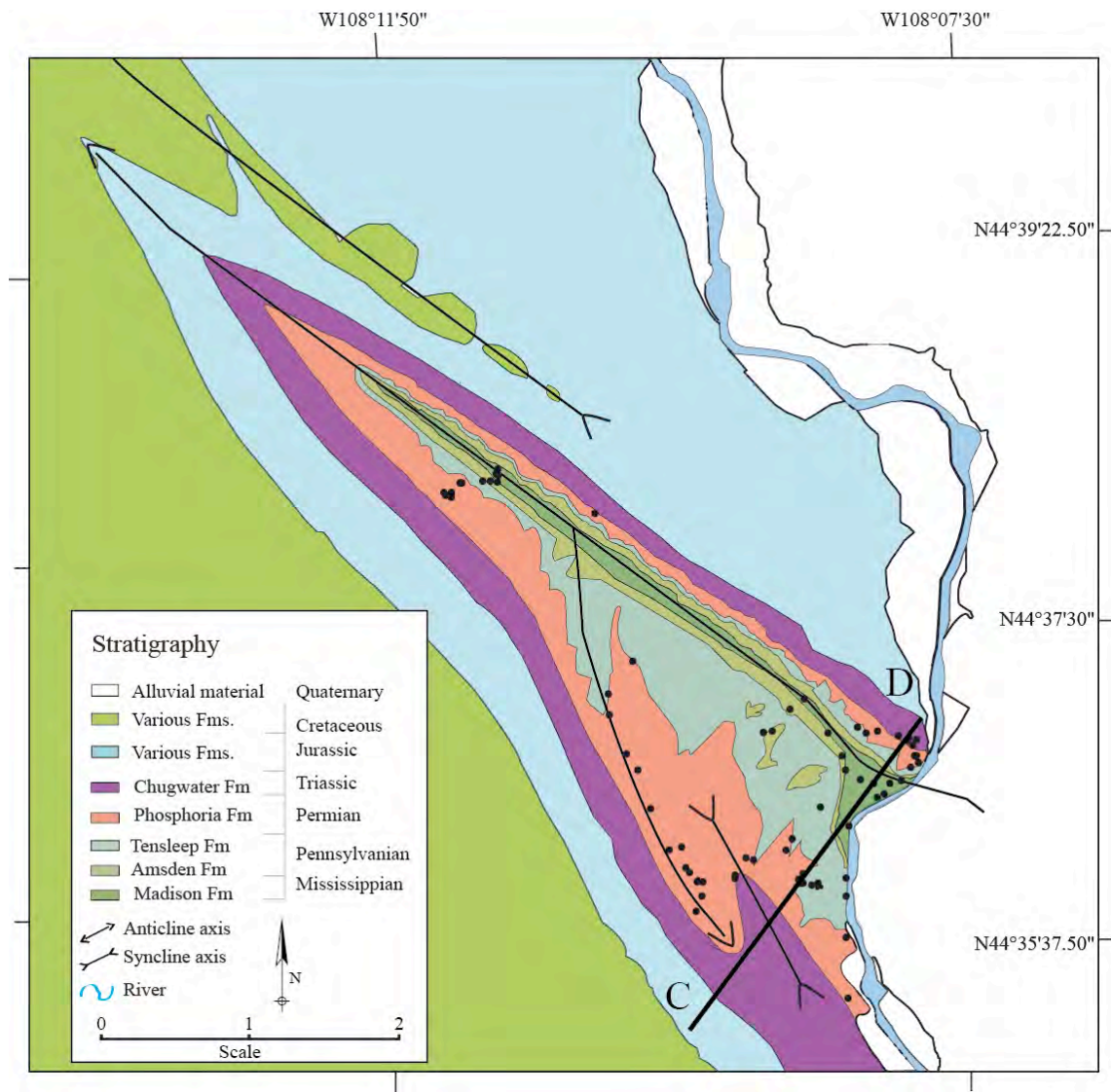


Figure 5-9: Carte géologique simplifiée de la partie Nord-Ouest de l'Anticlinal de SMA, les sites d'échantillonnage sont reportés sous la forme de cercles noirs. La majorité des échantillons se répartissent le long de deux traits de coupes, dont le trait de coupe marqué C-D.

Figure 5-9: Simplified geological map of the northwestern part of SMA, sample sites are reported as black dots.



Fracture-controlled paleohydrogeology in a basement-cored, fault-related fold: Sheep Mountain Anticline, Wyoming, United States

Nicolas Beaudoin, Nicolas Bellahsen, Olivier Lacombe, and Laurent Emmanuel

ISTEP, UMR 7193, UPMC Université de Paris 6, CNRS, F-75005 Paris, France

(nicolas.beaudoin@upmc.fr)

[1] New geochemical and microstructural data constrain the origins and pathways of paleofluids during the growth of Sheep Mountain Anticline, Wyoming, United States. Oxygen, carbon, and strontium isotope studies were performed on prefolding and fold-related calcite veins and their sedimentary host rocks and combined to fluid inclusion microthermometry results. We show that most of the cements precipitated from Paleogene meteoric fluid. Stable isotopes and fluid inclusion homogenization temperatures further indicate that most veins were mineralized from upward moving fluids after these fluids were heated at depth ($T > 110^{\circ}\text{C}$). This implies that fluids migrated along the basement thrust underlying the fold and/or at the base of the cover. Above the fault tip, the fluids circulated rapidly in the diffuse synfolding (and early folding) fracture network. The zone of preferential migration of the warm fluids is currently located in the backlimb of the fold, which supports some of the previously published structural interpretation of the subsurface. This study also highlights the potential of combined fracture analysis and geochemical analyses of paleofluid flows in fractures to constrain both the deformation history and the fluid flow during basement-involved shortening in Laramide-style forelands.

Components: 8000 words, 9 figures, 1 table.

Keywords: Laramide foreland; calcite veins; folding; fracture pattern; paleofluids; stable isotopes.

Index Terms: 8005 Structural Geology: Folds and folding; 8010 Structural Geology: Fractures and faults; 8045 Structural Geology: Role of fluids.

Received 3 January 2011; **Revised** 18 April 2011; **Accepted** 18 April 2011; **Published** 24 June 2011.

Beaudoin, N., N. Bellahsen, O. Lacombe, and L. Emmanuel (2011), Fracture-controlled paleohydrogeology in a basement-cored, fault-related fold: Sheep Mountain Anticline, Wyoming, United States, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q06011, doi:10.1029/2010GC003494.

1. Introduction

[2] Fluid flow is a first-order feature of deformations in foreland basins. The fluids can have either basinal, meteoric or hydrothermal origin [Marquer and Burkhard, 1992; Travé et al., 2000; Van Geet et al., 2002; Roure et al., 2005; Katz et al., 2006; Travé et al., 2007]. Their migration pathways and interactions with host rocks can be determined by

paleohydrological studies of (diagenetic) cements and mineralized veins [Dietrich et al., 1983; Conti et al., 2001; Lefticariu et al., 2005; Katz et al., 2006; Fischer et al., 2009]. Specific interactions between fluid flows and faults (i.e., behaving as conduits or barriers) have been the focus of most of the studies [Dietrich et al., 1983; Foreman and Dunne, 1991; Templeton et al., 1995]. They show that periods of successive closed (enhanced fluid-rock interactions) and open (reduced fluid-rock

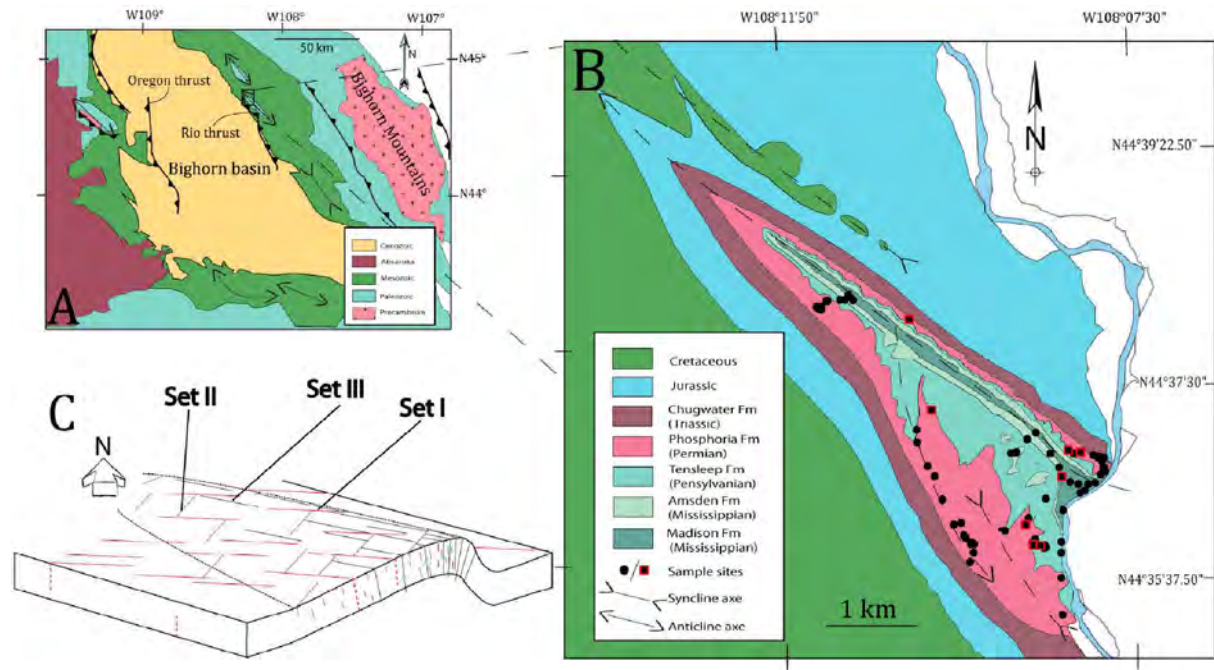


Figure 1. (a) Simplified geological and structural map of the Bighorn Basin. (b) Simplified geological map of the NW part of Sheep Mountain Anticline. Dots and squares correspond to sampling locations. (c) First-order fracture pattern in SMA after *Bellahsen et al.* [2006a].

interactions) fluid systems may be recognized during the evolution of various fault zones and have helped to constrain the timing of activation of superimposed décollement levels [*Travé et al.*, 2000] or the initiation of detachment faulting [*Templeton et al.*, 1995].

[3] However, only a few studies have dealt with fluid flows in diffuse fracture patterns in folds [*Travé et al.*, 2000; *Fischer et al.*, 2009], although the large-scale movement of fluids through rocks of relatively low matrix permeability may occur. This low permeability can be overcome by the formation and connection of (early and synfolding) fractures facilitating irregular and punctuated fluid migration events [e.g., *Lefticariu et al.*, 2005; *Fischer et al.*, 2009]. This behavior makes map-scale folds one of the most complicated hydrogeological settings, where many unanswered questions remain. Most paleohydrological studies focused on thin-skinned fold-and-thrust belts and usually describe meteoric fluids flowing within the cover through conduits like faults [*Ramsey and Onasch*, 1999; *Douglas et al.*, 2003; *Evans and Hobbs*, 2003; *Bussolotto et al.*, 2007]. Very few works aimed at studying fluid flow during basement-involved tectonics. In such settings, key questions are as follows. At which scale does fluid flow occur in such system? Do the fluids flow within the basement or in the cover only? What

are the consequences of preferential fluid pathways on the geochemistry of these fluids and host rocks? What is the timing of such circulations, especially in the framework of the initiation and development of the main faults and fracture sets? Are the diffuse fracture sets efficient conduits? What is the role of fluid flows in the microstructural (and macrostructural) evolution?

[4] In this contribution, a study of the oxygen, carbon and strontium isotope composition of calcite veins and their host sedimentary rocks enables us to constrain the paleohydrological system evolution of the Sheep Mountain Anticline (SMA), a Laramide, basement-cored anticline in Wyoming, United States (Figure 1a) [*Hennier*, 1984; *Forster et al.*, 1996; *Stanton and Erslev*, 2004; *Stone*, 2004; *Erslev*, 2005]. Even if the geometry of the underlying thrust is still debated [*Hennier and Spang*, 1983; *Forster et al.*, 1996, *Stanton and Erslev*, 2004; *Stone*, 2004, *Fiore Allwardt et al.*, 2007, *Amrouch et al.*, 2010a], the structure and timing of the fracture network in this fold is well constrained [*Harris et al.*, 1960; *Johnson et al.*, 1965; *Bellahsen et al.*, 2006a, 2006b; *Amrouch et al.*, 2010a; *Savage et al.*, 2010], and allows us to accurately place our geochemical study into a reliable spatiotemporal context related to the evolution of the fold. Our primary goal is to constrain the paleofluid system at



the fold scale, and to relate the evolution of this system to the evolution of the fold. To this purpose, we performed observations under cathodoluminescence microscopy and geochemical isotopic studies (C, O, Sr) on well-recognized prefolding and synfolding calcite veins in order to reconstruct syntectonic fluid flow. An additional microthermometric fluid inclusion study was carried out in order to complement an earlier diagenetic study of the Madison Formation [Katz *et al.*, 2006] by extending it to all formations that crop out at SMA.

2. Geological and Microstructural Settings

[5] Sheep Mountain Anticline (SMA) is a Laramide fold located along the northeastern edge of the Bighorn Basin, Wyoming, United States (Figure 1a). SMA is a 28 km long asymmetrical fold striking NW-SE, with a wavelength of 4 km and amplitude of 1000 m. The backlimb dips 30° toward the Southwest and the forelimb 70° toward the Northeast. The sedimentary cover comprises the Mississippian limestones/dolostones of the Madison Formation, the Mississippian shales and sandstones of the Amsden Formation, the Pennsylvanian sandstones of the Tensleep Formations, and the Permian limestones of the Phosphoria Formation. These strata form a competent core in the 3000 m thick sedimentary cover, principally made of shales (above and below the above mentioned formations) [Hennier, 1984]. SMA is classically interpreted as a basement-cored fold related to a southwest dipping back thrust soled on the SW verging Rio thrust [Stanton and Erslev, 2004]. On the southwest, in the backlimb, a rabbit ear structure striking 170°E, oblique to the fold trend, is connected to the main fold (Figure 1b).

[6] Bellahsen *et al.* [2006a] investigated the fracture pattern at SMA and defined three main fracture sets related to distinct stages of fold history (Figure 1c). Set I comprises bed-perpendicular joints and veins striking 110°–130°E after unfolding (tentatively related to a Sevier phase by Amrouch *et al.* [2010a]) opened in mode I (i.e., pure tension). These fractures often present tail cracks at their end, consistent with their later left-lateral reactivation during the Laramide event (NE-SW shortening). Set II is composed of 045°E bed-perpendicular joints and veins with mode I opening mainly observed in the hinge and the backlimb, related to Laramide Layer-Parallel Shortening (LPS). These fractures affect all formations. According to Bellahsen *et al.* [2006b], their spatial pattern suggests a stress perturbation above the basement fault tip causing a stress shadow

that inhibited development of set II joints in sedimentary layers of the future forelimb. Set III comprises 135°E, curvature-related mode I joints and veins, parallel to the fold axis and mainly present at and near the fold hinge. The asymmetry of SMA, highlighted at the macroscopic scale by the spatial distribution of set II fractures, is also clearly marked in the strain pattern at the microscopic scale [Amrouch *et al.*, 2010b].

3. Analytical Methods

3.1. Sampling

[7] We collected 125 samples in various structural positions (backlimb, hinge, forelimb), lithologies (sandstones and limestones), formations (Madison, Amsden, Tensleep, Phosphoria), and fracture sets (sets I, II, III). Sampling was concentrated along two cross sections and along the rabbit ear structure (Figure 1b). Each studied oriented sample consists of one or more veins with a width between 0.3 and 1.5 cm, and an attached piece of host rock.

3.2. X-Ray Diffraction and Cathodoluminescence Microscopy

[8] Representative host rocks and cements were analyzed by X-ray powder diffraction on a SIEMENS D501 X-ray diffractometer. In order to investigate the diagenetic state of both veins and host rocks, preliminary petrographic observations were done on polished thin sections of 30 μm thickness under an optical microscope. The diagenetic state, the microstructural characteristics and the crosscutting relationships of both host rocks and veins were determined under cathodoluminescence microscopy using a cathodoluminescence Cathodyne Opea device with a cold cathode system. Operating conditions were in the range of 200–400 μA and 13–18 kV gun current and at a constant 60 milliTorr vacuum.

3.3. Oxygen and Carbon Stable Isotope Analysis

[9] The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analyses were performed using an automated preparation device coupled to an Isoprime gas ratio mass spectrometer in order to constrain the geochemical signature of calcite cements of veins, the origin of fluids from which those cements precipitate and so the paleofluid system evolution through space and time. Veins were hand drilled or micromilled to avoid mixture with host rocks. Samples were placed in glass vials and reacted with dehydrated phosphoric acid under

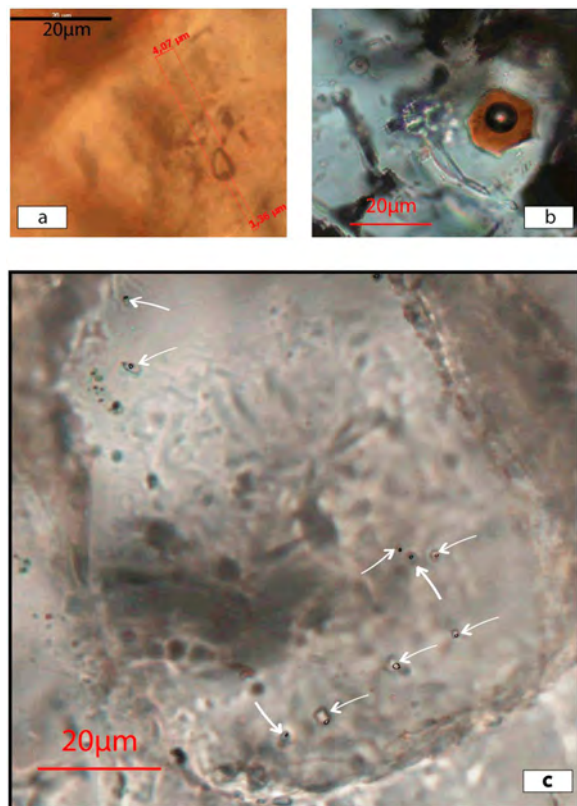


Figure 2. Photomicrographs showing examples of the kind of inclusions we studied in samples. (a) A two-phase aqueous inclusion hosted in the Phosphoria Formation, sample 09P. (b) An assemblage of two-phase oil-bearing inclusion hosted in the Phosphoria Formation, sample 13P; note that the bubble is big and the high vapor-liquid ratio suggest that the internal volume was not conserved during the crystal history. These kinds of fluid inclusions were not taken into account for our interpretations. (c) An assemblage of primary two-phase aqueous inclusion hosted in the Tensleep Formation, sample 47T; note that the vapor-liquid ratio seems to be low and constant in this assemblage. All photos were taken at 25°C.

vacuum at 90°C, necessitating a correction for dolomite samples according to *Rosenbaum and Sheppard* [1986]. Values are reported in permil (‰) relative to the Vienna Peedee belemnite (VPDB/PDB) for carbon and for oxygen with an accuracy of 0.05‰ and 0.1‰, respectively (Table S1 with detailed results is provided in the auxiliary material).¹

3.4. Strontium Isotope Analysis

[10] We used $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopes on nine representative samples to define the origin and migration

pathways of paleofluids (reported as open squares in Figure 1a). The analyses were performed at the Geochronology and Isotopic Geochemistry Laboratory in the “Universidad Complutense de Madrid.” The analyzed cements were chosen according to the hosting fracture set and to their $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic signature. Previously weighted samples of calcite in Teflon® vials were dissolved in 3 ml of pure 2.5M hydrochloric acid, over a period of 2 h at room temperature. After this time, samples were centrifuged at 4000 r.p.m. for 10 min. Sr was separated from other elements using cation exchange chromatography with Dowex 50W-X12 resin. Sr samples were collected in clean vials and evaporated at 80°C. Dry Sr samples were loaded along with 1 μl of phosphoric acid (1M) over a single tantalum filament and were introduced into the Micromass VG Sector-54 Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS) and analyzed using a dynamic multi-collection method (five Faraday detectors) with 150 scans. Strontium results were corrected for ^{87}Rb interferences. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios were normalized using as reference the radiogenic stable ratio ($^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.1194). This normalization corrects the mass fractionation in the sample through the load and the total analysis time. SRM 987 was chosen as isotopic standard of Sr to analyze at the same time with samples. Each sample was analyzed eight times with an analytical error of the laboratory in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.01% (average values are reported in Table S1).

3.5. Microthermometric Study of Fluid Inclusions

[11] To complement and to check a previous fluid inclusion study performed at SMA on the Madison Formation [*Katz et al.*, 2006], 100 μm doubly polished thick sections were prepared and analyzed on a Linkam Pr 600 microthermometric stage. For this study, sampling was focused on the Tensleep sandstones and Phosphoria limestones wherein 17 nondeformed two-phase primary fluid inclusions were identified. Inclusions seemingly have low vapor-liquid ratios (Figure 2a), which are constant in the same assemblage (Figure 2c). The diagenetic state of the crystals hosting the inclusions was checked using classical microscopy (on the studied thick sections) and by cathodoluminescence microscopy (on a mirror thin section). Samples were heated at a rate of 15°C per minute until the vapor bubble decreased in size; heat rate was slowed at less than 1°C per minute in order to determine the homogenization temperature of the fluid inclusion. All measurements are reproducible with an accuracy

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2010GC003494.



Table 1. Results of Microthermometric Fluid Inclusion Study^a

Sample	Set	Formation	Location	Number of Inclusions Measured	Homogenization Temperature (°C)	Ice Melting Temperature (°C)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB)	Note
18	3	Tensleep	Backlimb	4	113 to 124	UM	-20.82	
V1-2	2	Phosphoria	Forelimb	3	107 to 135	-10.4 to -1.2	-22.81	
47	2	Tensleep	Hinge	2	115 to 116	UM	-22.935	
13	2	Phosphoria	Backlimb	2	71.5 to 72.2	UM	-17.89	
13	2	Phosphoria	Backlimb	5	98.6 to 202	UM	-17.89	Oil-bearing fluid inclusion
45		Phosphoria	Backlimb	6	105.3 to 110.5	-1.5 to -1		
SM 1.95 m ^b	ND	Madison	ND	39	120 to 140	>0	-22.7	

^aAll temperatures are given $\pm 0.5^\circ\text{C}$. ND, not determined; UM, unable to measure.

^bThese values are related to cemented veins in the Madison Formation at SMA [Katz *et al.*, 2006].

of $\pm 0.5^\circ\text{C}$. Then, two-phase inclusions were frozen until the vapor bubble disappeared and only ice remained, and they were reheated in order to determine the ice melting temperature, relative to the fluid salinity. Despite analytical care, some decrepitation of the fluid inclusions happened after the first heating phase, preventing the determination of the ice melting temperature of some samples. Our data are presented in Table 1 together with those of Katz *et al.* [2006].

4. Results

4.1. Mineralogy and Petrography

[12] In most samples the mineralized veins are filled with pure calcite while the host rocks comprise dolomite or sandstone. Under cathodoluminescence, host rocks display a red dolomite-related luminescence, whereas veins display an orange calcite-related luminescence. Three kinds of luminescence texture are displayed by the veins, each of which we interpret as representing unique precipitation conditions: (1) an orange calcite-related luminescence in the whole vein with a homogeneous texture, which is evidence that precipitation occurred in constant oxidation reduction conditions and at near constant rates, probably fast (Figure 3a), (2) a luminescence highlighting the mineral growth with concentric zonations from bright to dull orange and without irregularities on grain boundaries, which indicates that the cement precipitated during a single event of fluid flow either under different oxidation reduction conditions, or at different precipitation rates (Figure 3b), (3) two phases of calcite filling in the same vein (Figure 3c). In this last setting, there is a phase with concentric zonations of luminescence from bright to dull orange starting from the edge of the vein and a second filling phase which have dull orange calcite-related homogeneous luminescence

at the center of the vein. In between, irregular grain margins (labeled d in Figure 3c) suggest there was a period of chemical dissolution of the first cement, supporting the interpretation that the cements have precipitated during two different migration events [Cazenave *et al.*, 2003; Chapoulié *et al.*, 2005] with calcite precipitating slower in the first event and faster in the second one. Although the first two described luminescence textures are observed in all fracture sets, the third texture is only observed in some of set II veins.

4.2. Oxygen and Carbon Stable Isotopes

[13] A total of 145 isotopic analyses were performed on samples from 80 veins and 65 pieces of host rock. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of cements are plotted according to the fracture set together with their host rock $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values (Figure 4a). Veins and host rocks exhibit a wide range of isotopic signature for both oxygen and carbon ($-23\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -1\text{‰}$; $-25\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < +4\text{‰}$). Host rocks show a narrower range of $\delta^{18}\text{O}$ (-9‰ to 4‰) and of $\delta^{13}\text{C}$ (-9‰ to 6‰) values. Calcite veins display a variable range of isotopic values depending on the fracture sets. Sevier-related reactivated veins from set I have the widest variation in oxygen values (blue circles: $-22.5\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -2\text{‰}$; $-17\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -2\text{‰}$). Laramide LPS-related veins (set II) have the widest variation in carbon values (red triangles: $-23\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -12\text{‰}$; $-25\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -0.5\text{‰}$). Synfolding set III veins are characterized by a narrower range of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures (green squares: $-23\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -19\text{‰}$, $-13\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -5\text{‰}$). The isotopic data from uncorrelated fracture sets show a range of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values similar to the range of isotopic values related to set I (black stars: $-22\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -2\text{‰}$; $-24.5\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -1\text{‰}$).

[14] The comparison of the isotopic signatures of veins and host rocks in the different formations

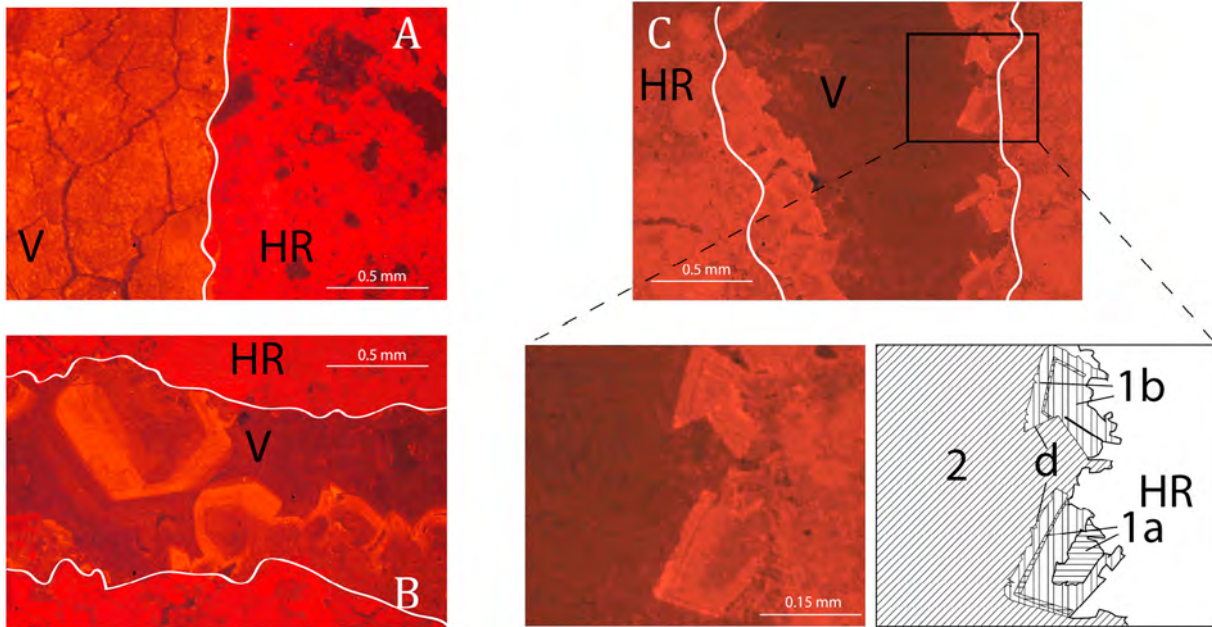


Figure 3. Cathodoluminescence observation of veins exhibiting three kinds of luminescence. White lines separate veins cement (V) from host rock cement (HR). (a) Homogeneous filling of vein by cement with calcite-related bright orange luminescence. (b) Filling of vein by cement exhibiting calcite-related bright to dull orange luminescence with concentric zonation. (c) Two phases of calcite related filling in a single vein with evidence for chemical dissolution. The different growth phases are represented on the interpretative sketch: HR, host rock; 1a, first growth phase in an environment favorable to Mn incorporation; 1b, first growth phase in an environment unfavorable to Mn incorporation; d, boundary of first growth phase solution; 2, second growth phase in an environment likely unfavorable to Mn incorporation.

(Figure 4b), irrespective of fracture orientation and timing, shows that the slopes of the trend lines illustrating the interactions between the fluids and the host rocks are different in limestone units (Madison and Phosphoria formations) and in sandstone units (Tensleep Formation). This explains that two mixing lines appear on the $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ plot. Moreover, in the sandstone unit, there is a gap of equilibration between veins and host rocks around $\delta^{18}\text{O} = -15\text{‰}$, suggesting that equilibration is more efficient in limestones than in sandstones.

[15] Curves of $\delta^{18}\text{O}$ isovalues were drawn on a detailed map of the fold (Figure 5). The values used to define the isopleths are the less depleted $\delta^{18}\text{O}$ ratios of the Laramide related sets, respectively -19‰ for the set III and -12‰ for the set II. Isopleths were hand drawn considering all veins regardless of sets and formations. The 40 isotopic data of sets I, II and III veins were used for that construction, and only five veins did not fit. As a result, a zone of much depleted $\delta^{18}\text{O}$ ratios ($\delta^{18}\text{O} \leq -19\text{‰}$) is highlighted within the three fracture sets. Strikingly, this zone has a trend parallel to the fold hinge, but is shifted southwestward away from

it regardless of lithology, especially in the northwestern part of the fold, suggesting that the corresponding fluid flow is fold related.

4.3. Strontium Isotopes

[16] The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios were measured in nine vein samples in order to determine whether fluids which precipitate in Laramide-related fractures previously interacted with Rb-rich source rocks, such as granites and gneisses, during their migration. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are reported in Table S1 and have been plotted against $\delta^{18}\text{O}$ with regard to the fracture sets (Figure 5). Since Sr isotopes are not considered to have significant mass fractionation during most geological processes, including precipitation [e.g., Faure and Powell, 1972], the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of a vein provides a direct information about the migration pathways of the fluid. In order to consider the equilibration processes during the fluid migration, strontium isotope compositions of Mississippian seawater ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70750\text{--}0.70850$), and of Paleozoic and Jurassic sedimentary cover ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70700\text{--}0.70900$) were also reported in Figure 6. We also consider the values of Laramide arches

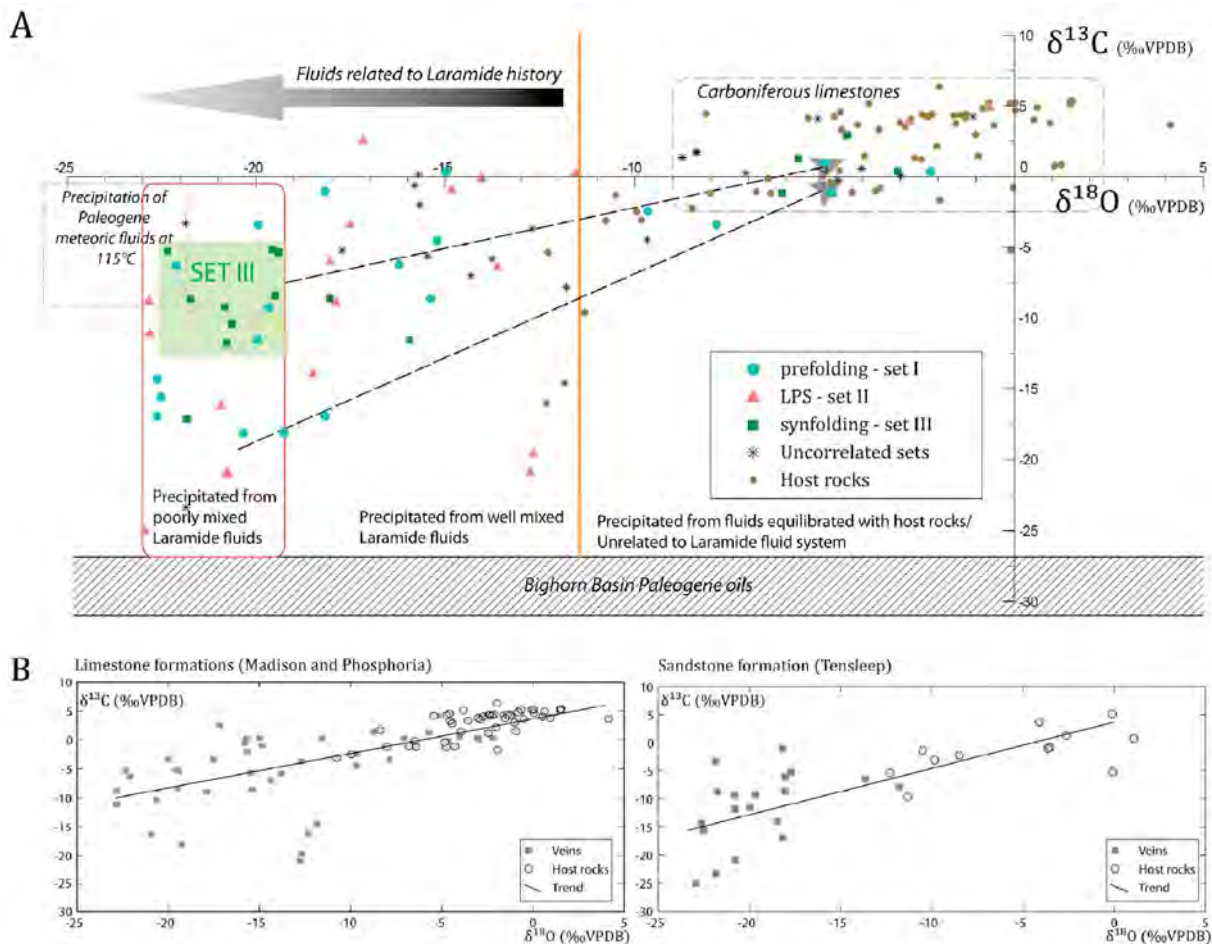


Figure 4. (a) The $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values of vein and host rock samples from SMA. Paleogene meteoric fluid isotopic values are shown as a dashed square and were taken from *Koch et al.* [1995] but were modified for isotopic fractionation of oxygen, which was calculated by using the precipitation equation for calcite \leftrightarrow H_2O [Zheng, 1999] and for isotopic fractionation of carbon, which was calculated by using the precipitation equation for calcite \leftrightarrow CO_2 [Bottinga, 1969]. These equations consider a closed system with temperature between 0°C and 1200°C for oxygen and between 0°C and 600°C for carbon. The Carboniferous limestone isotopic range was reported by *Katz et al.* [2006], and the Bighorn Basin hydrocarbon isotopic range was reported by *Chung et al.* [1981]. (b) The $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values of carbonate and sandstone formations in veins and host rocks. The trends are reported as black lines. All values are in per mil relative to Vienna Peedee belemnite (VPDB).

Precambrian basement rocks ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.73110\text{--}0.93992$), which were not reported in Figure 6. Strontium isotope composition of Paleogene meteoric water ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71205$) was also added, according to an estimate from Eocene limestones of Lake Gosiute, located in the near Green River Basin [Rhodes et al., 2002]. Unradiogenic vein cements appear to be related to basinal fluids, as indicated by the $\delta^{18}\text{O}$ values of these samples; they likely indicate a mix between basinal fluids and heated meteoric fluids. Thus, these Sr isotope analyses suggest that fluids involved in the system are a mix between basinal fluids and meteoric fluids. A mixing line was

generated in order to quantify the mix between the two main external sources of fluids. It appears that the proportion of meteoric fluid can reach 50% in the mix with more local basinal fluids.

4.4. Microthermometric Study of Fluid Inclusions

[17] In order to complement the study of fluid inclusions carried out in the Madison Formation by *Katz et al.* [2006], we performed a microthermometric fluid inclusion study in five additional samples from the Phosphoria and Tensleep

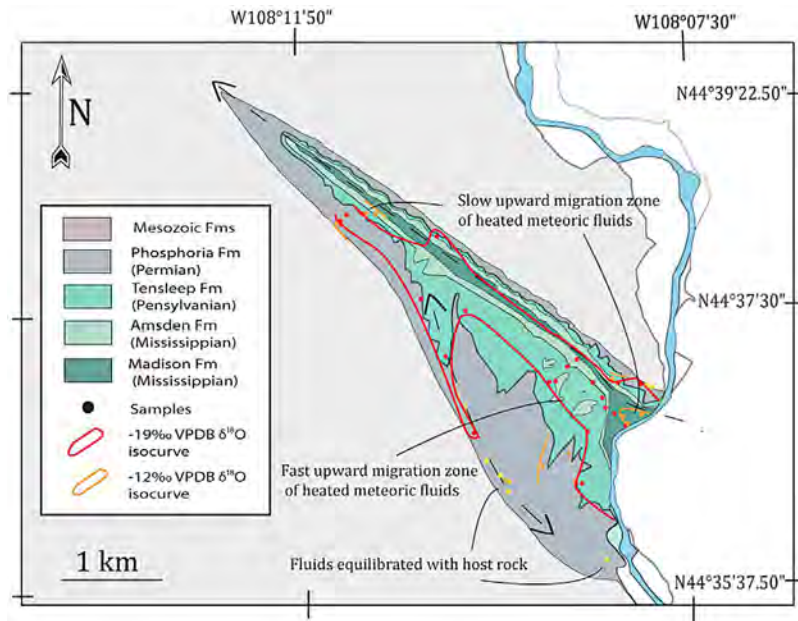


Figure 5. Plots of $\delta^{18}\text{O}$ isovalues in map view. The -19‰ PDB and -12‰ PDB isovalues range are related to the less depleted $\delta^{18}\text{O}$ ratios of the main fast upward fluid migration (i.e., set III) and of the Laramide fluid flow (i.e., set II), respectively. All isotopic values are in permil relative to VPDB.

formations (Table 1). The results show mainly hot fluids flowing in SMA (homogenization temperature $T > 110^\circ\text{C}$) consistent with the previous estimates ($120^\circ\text{C} < T < 140^\circ\text{C}$) [Katz *et al.*, 2006]. These homogenization temperatures were used as estimates of the minimum filling (entrapment) temperature of fluids [Hanor, 1980]. Thus, the $\delta^{18}\text{O}$ values of these fluids were calculated according to the

isotopic fractionation coefficients established by Kim and O'Neil [1997]. Homogenization temperature, calculated $\delta^{18}\text{O}$ values of the fluids and measured $\delta^{18}\text{O}$ values of cements (represented as oblique lines) are represented altogether on the same plot (Figure 7). All samples plotted are lined up on a range of $\delta^{18}\text{O}$ of fluid values between -7‰ standard mean ocean water (SMOW) and 4‰ SMOW and

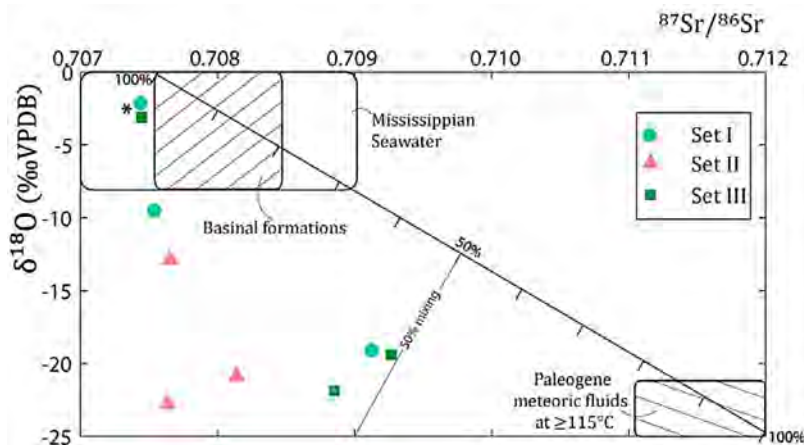


Figure 6. Strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) and oxygen isotope (‰ PDB) crossplot of vein calcite according to the fracture set. Strontium isotope values for Mississippian seawater are from Bruckschen *et al.* [1999], whereas Paleozoic and Jurassic basinal and Paleogene meteoric values are from Rhodes *et al.* [2002]. A mixing line between Paleogene heated meteoric fluids and basinal fluids have been reported in order to quantify the degree of mixing of fluids that precipitated. Samples denoted with an asterisk are related to Laramide noncorrelated veins totally equilibrated with host rock.

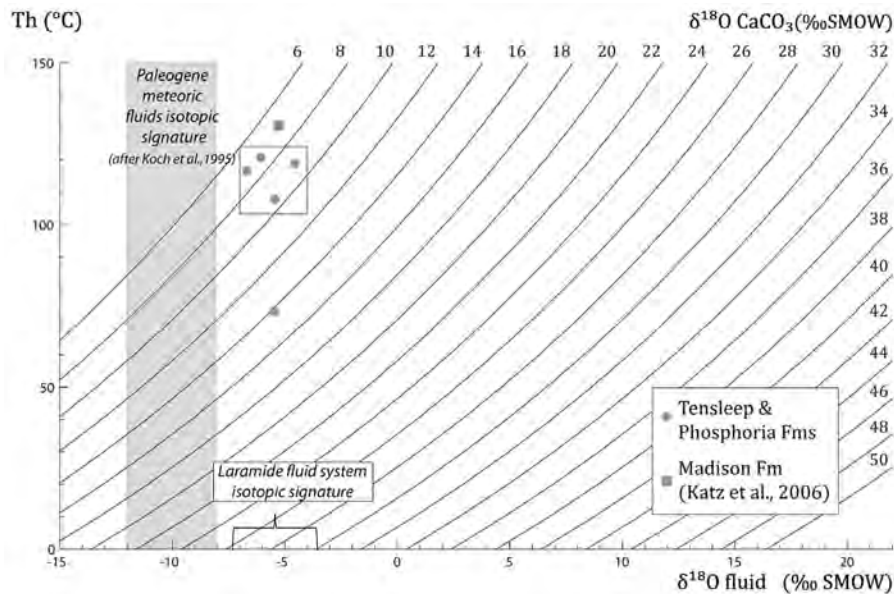


Figure 7. The $\delta^{18}\text{O}$ isotopic values of vein calcite (standard mean ocean water (SMOW), oblique lines) against $\delta^{18}\text{O}$ isotopic values (SMOW) of fluid, calculated as a function of crystallization temperature, approximated by homogenization temperatures measured by fluid inclusion microthermometry [see also *Bussolotto et al.*, 2007]. The calculations were made after the *Kim and O'Neil* [1997] precipitation fractionation equation.

two different temperatures are highlighted: most of the samples reveal fluids around 115°C and one reveals fluids at 70°C.

[18] Five oil-bearing fluid inclusions were also found in the Phosphoria Formation. However, because their appearance and their vapor-liquid ratios suggest that they were likely deformed (Figure 2b) [*Bodnar*, 2003; *Goldstein and Reynolds*, 1994], they could not be studied in term of microthermometry. Nevertheless, their occurrence is important in the determination of fluid flow in the system, because hydrocarbon migration in the eastern part of the Bighorn Basin is related to the Laramide orogeny, and it involves the Madison Formation as the source rock [*Stone*, 1967; *Chung et al.*, 1981; *Bjorøy et al.*, 1996]. Thus, oil-bearing fluid inclusions in the Phosphoria Formation veins support an upward fluid flow in the veins, an important constraint on the final fluid migration scenario.

5. Discussion

[19] We collected structural and geochemical data that constrain the fracture-controlled paleofluid system at Sheep Mountain Anticline. In sections 5.1–5.3, we describe this system by defining the degree of fluid-rock interaction, the characteristics and sources of the fluids and the fluid migration pathways.

Finally, we briefly discuss the structural implications of these data.

5.1. Fluid-Rock Interactions in Fracture Sets

[20] Figures 4 and 8 show that different degrees of fluid-rock interaction occurred in vein/fracture sets. We believe this reflects different rates of fluid migration at different times in the different vein sets. The isotopic signature of all our host rocks is similar to that reported by *Katz et al.* [2006] for the Madison Limestone (Figure 4a). The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic signatures of the fracture sets show a wide range for set I and II and a narrower one for set III (Figure 4a). Note that some isotopic values of both set I, set II and set III veins exhibit a total equilibration with respect to their host rocks (Figures 4a and 8) which is also supported by cathodoluminescence microscopy. As they witness a chemically closed system, they will not be considered as being representative of any fluid flow and will not be taken into account in the following discussion. In contrast, the narrow isotopic range of set III veins (Figure 4a, green squares), with $\delta^{18}\text{O}$ values significantly different from host rocks, suggests that fluids precipitating in these veins migrated at rates that were fast enough to maintain their high temperature and avoid efficient isotopic equilibration with host rocks. The

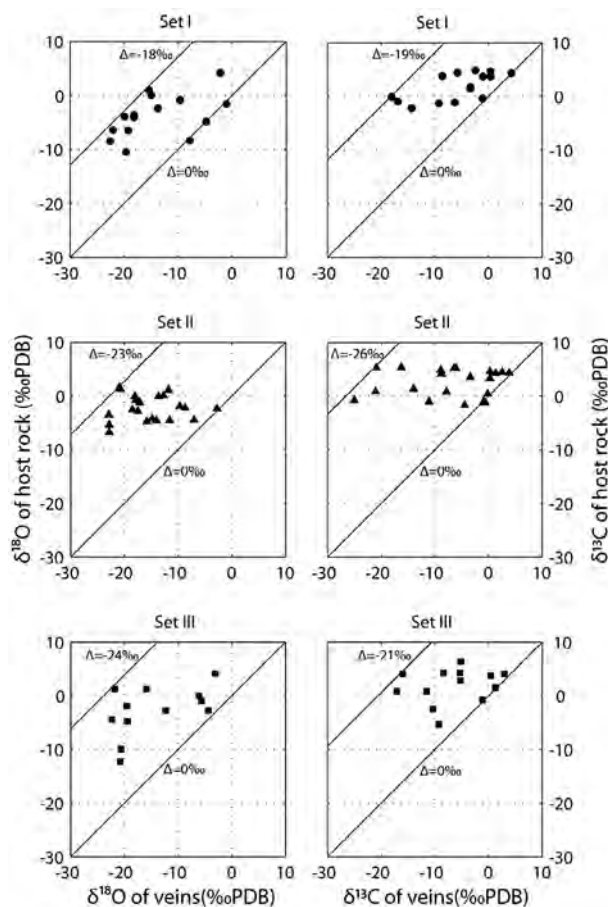


Figure 8. The $\delta^{18}\text{O}$ vein calcite versus $\delta^{18}\text{O}$ limestone host rock and $\delta^{13}\text{C}$ vein calcite versus $\delta^{13}\text{C}$ limestone host rock for each fracture set. Solid circles indicate set I veins, solid triangles indicate set II veins, and solid squares indicate set III veins. Solid lines and Δ values reported are the isotope shift (‰ PDB) related to the degree of isotopic equilibration between vein cements and host rock.

isotopic range of LPS-related set II veins (Figure 4a, red triangles and Figure 8) suggests that fluids had variable degrees of interaction with host rocks. Thus, set II fractures were probably poorly efficient conduits. Set I veins have the widest range of isotopic values (Figure 4a, blue circles and Figure 8): this suggests either a nonpermeable fracture pattern and/or a complex fluid system, which could be related to both pre-Laramide or post-Laramide evolution of the fold. Finally, the isotopic signatures of uncorrelated fractures, similar to the isotopic signatures of set I veins (Figure 4a, black stars), could also reflect a similar long and complex fluid flow history. Only set III fractures appear to have been efficient conduits for fluid flow within SMA, allowing fast migration of fluids through the cover. We hypothesize that this was related (1) to an

increase of fracture density at the onset of folding, (2) to an increase of fracture connectivity (due to abutting fractures with different orientation), and (3) to the field-documented large vertical persistence of these fractures, in contrast to the mainly strata-bound set II fractures (J. P. Callot, personal communication, 2009). These fast migrating, warm, unequilibrated fluids, present in nearly all set III veins, in most of set II veins and in some set I veins, therefore represent the “Laramide paleofluid system” that was present at Sheep Mountain Anticline. As suggested by Fischer *et al.* [2009] in another fold, the fluid system recorded by most of the veins is mainly related to the development of the Laramide-related fracture pattern.

5.2. Origin and Characteristics of Paleofluids Involved in the System

[21] The entire Laramide fluid system shared the same meteoric source, mixed to various degrees with basinal fluids (Figures 6 and 7). Hence, the isotope values of Paleogene meteoric water can be supposed as the fluid isotope reference, because the Laramide contractional event is mainly Paleogene in age. Koch *et al.* [1995] showed that Paleogene meteoric fluids have an isotopic signature about $-12\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -8\text{‰}$ relative to SMOW and $-5\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < +3\text{‰}$ relative to PDB (Figure 4a, dashed square). We consider the isotopic signature of the Paleogene meteoric fluids as if they had precipitated at a temperature of 115°C as indicated by microthermometric study of fluid inclusion [Katz *et al.*, 2006; this study]. Thus, the isotopic range of cements precipitated from the Paleogene meteoric water is about $-25.9\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -21.9\text{‰}$ and $-8.2\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -0.2\text{‰}$ relative to PDB, values that are slightly more negative in oxygen and more positive in carbon than the range of calcite values determined for set III veins. Moreover, as shown in Figure 7, a similar shift separates the isotopic values of Paleogene meteoric fluid and the isotopic values of the fluid that is inferred to have been the source for calcite veins precipitated between 70 and 130°C . Two processes can together explain the isotopic shift observed between the Paleogene meteoric fluids and the fluids precipitated in Laramide fractures: (1) a minimal isotopic equilibration between fluids and host rocks (Figure 4b) and (2) the mix of meteoric fluids with basinal fluids (Figure 6). The wide range in $\delta^{13}\text{C}$ values of all vein cements is likely related to a local contamination with hydrocarbons [e.g., Hathaway and Degens, 1969; Donovan *et al.*, 1974; Boles *et al.*, 2004], and thus supports a mix with basinal fluids.

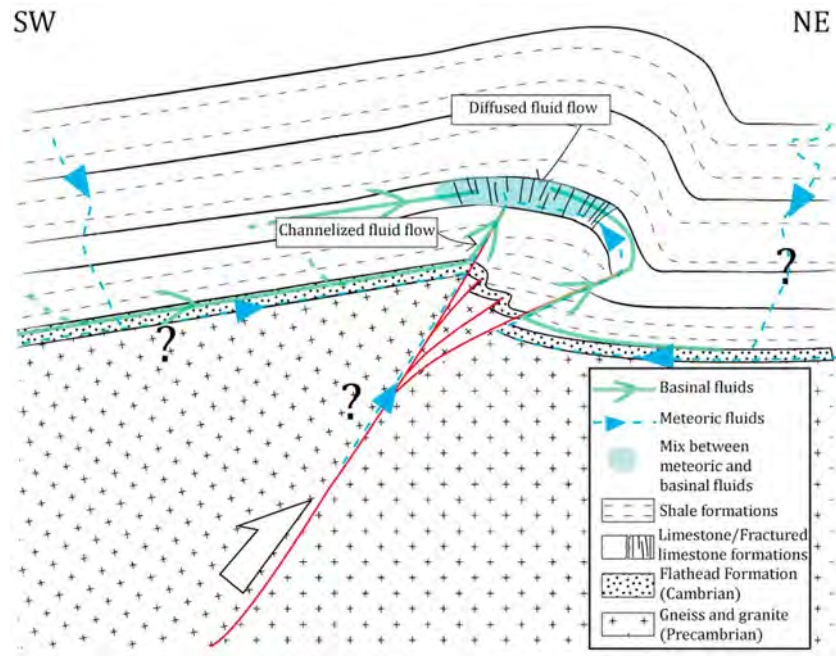


Figure 9. Conceptual model of fluid system at Sheep Mountain Anticline, composed by a mix between basinal fluids and Paleogene meteoric fluids migrating in the Flathead sandstones and interacting with basement. Fluid migration is channelized along the thrust in the sedimentary cover through shale formations until fluids reach the fractured limestone formations and then diffused through the whole fracture pattern at fold scale thanks to synfolding set III fractures that enhanced overall fracture connectivity. The subsurface geometry was drawn according to *Amrouch et al.* [2010a].

[22] The fields and trends in Figure 4a define three important fluid behaviors that we believe accurately describe the paleohydrologic system at Sheep Mountain Anticline. Veins with $\delta^{18}\text{O} > -11.5\text{‰}$ were precipitated from fluids that were well equilibrated with the host rocks and/or are unrelated to the Laramide fluid system. All other veins relate to the Laramide fluid system, and can be divided into two groups, depending on their degree of mixing and host rock interaction. We interpret that veins with isotopic signature close to Paleogene meteoric water ($\delta^{18}\text{O} < -19\text{‰}$) precipitated from rapidly migrating fluids that did not equilibrate with the host rocks and did not significantly mix with other formations or basinal waters. As this primarily concerns set III fractures, it suggests that these fractures were an efficient conduit for fluid flow. In the contrary, we interpret veins with a $\delta^{18}\text{O}$ values between -19‰ and -11.5‰ as reflecting slower fluid migration and consequently, varying degrees of fluid-rock interaction and mixing with basinal or formation waters. Most of set II veins are into this group, suggesting that this set was a poorly efficient conduit. Some veins from each set fall into these two fluid behaviors, suggesting that some early formed fractures were reopened and were hydraulically conductive at

different times during fold growth, implying that in response to strata bending, some set I fractures were reopened [*Fiore Allwardt et al.*, 2007], while some set II veins were either reopened or newly formed during strata curvature [*Bergbauer and Pollard*, 2004]. Further evidence for chemical solution of some set II veins comes from our observations of multiple generations of filling and dissolution (Figure 3c).

[23] A possible scenario of fluid flow during Laramide contractional event can therefore be proposed. Paleogene meteoric fluids migrated downward and were heated up to reach at least 115°C . During LPS, heated meteoric fluids migrated upward in a poorly connected fracture pattern composed mainly by set I and set II fractures, where they were mixed with basinal fluids and cooled down. Cements precipitating from this fluid mix were partially equilibrated with host rocks. Later, synfolding strata bending enhanced connectivity of the different fracture sets by creating set III fractures and by reopening set I and II veins, allowing heated meteoric fluid to migrate upward rapidly with limited chemical and thermal interactions with country rocks (Figure 9).



5.3. Paleofluid Migration Pathways

[24] As suggested by isotope signatures of oxygen and carbon coupled with microthermometric data, the main fluid involved in the paleofluid system is a meteoric fluid heated to at least 115°C. Considering a geothermal basinal gradient of 30°C/km and a 3000 m thick sedimentary cover at SMA [Hennier, 1984], a meteoric fluid with a temperature of 10–15°C at the surface would reach this 115°C minimum temperature when flowing at a depth greater than the basement-cover interface, where the temperature was most probably only about 100°C. Given that the homogenization temperature of fluid inclusions is an estimate of the minimal temperature reached by the fluids at the time of precipitation, meteoric fluids necessarily migrated to a minimum depth of 1 km within the basement, where a Laramide geothermal gradient is about 20°C to 29°C/km [Brigaud *et al.*, 1990]. Radiogenic ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios suggest a more or less efficient mix of Paleogene meteoric fluids with basinal fluids (Figure 6). However, the most radiogenic samples could reflect little interactions with basement rocks, suggesting a short migration of fluids in the basement, as also suggested by Katz *et al.* [2006], before they mix with basinal fluids. Therefore, at the basin scale, there are two possible migration pathways for the meteoric fluid: (1) this fluid flowed from the west, through the 6 km thick sedimentary cover of the Bighorn Basin [Stone, 1993], in the Cambrian Flathead Formation, described as continuous sandstones with high permeability and a good potential reservoir [Bell, 1970], or (2) fluid migrated from the east, where the Bighorn Mountains elevation since the upper Cretaceous [Crowley *et al.*, 2002] provided the driving force required for downward fluid migration along basement faults. In such case, the flow must have occurred in the basement, as nowhere was the basement-cover interface deeper than 3 km.

5.4. Structural Implications

[25] To date, the geometry of the thrust underlying SMA is still debated. The Laramide fluid system defined here implies a fast upward migration of Paleogene meteoric fluids from the base of the sedimentary cover toward the studied formations, i.e., through 1000 m thick formations of nonpermeable shales [Hennier, 1984]. Thus, geochemical data support the interpretation that an efficient conduit, which could be the underlying thrust, was active during fold growth. This also is consistent with the published cross sections which make SMA

a structure similar to the structure of Rattlesnake Mountain Anticline, a fold located on the western edge of the basin [e.g., Stearns, 1971; Erslev, 2005; Neely and Erslev, 2009]. Our geochemical data (Figure 5) demonstrate a structural control on the fluid migration in this basement-cored fold. This contrasts with décollement folds, wherein there is no structural control on the fluid migration at the fold scale [Fischer *et al.*, 2009], likely because there is no efficient conduit beneath the folded strata. Thus, in fault-related basement-cored folds, fluids most likely flow along the thrusts and, above their tips, flow through the diffuse fracture network of the sedimentary cover which is connected thanks to the curvature-related fractures.

[26] Geochemical data show that there is no difference in the paleofluid system in the rabbit ear structure and SMA (Figure 4). This rabbit ear structure was classically interpreted as a late structure related to a décollement in the shales of the Cambrian Gros Ventre formation [Hennier and Spang, 1983] and possibly connected to the Rio thrust [Stanton and Erslev, 2004]. As this rabbit ear structure strikes parallel to most of the Bighorn Basin Laramide folds, Amrouch *et al.* [2010a] proposed that this décollement level is connected to a preexisting basement fault. Because the isotopic pattern (Figure 4) shows that the fluid system involved in the hinge of the rabbit ear is consistent with that of SMA, one can safely propose that the growth of this secondary structure was probably synchronous with SMA growth.

6. Conclusions

[27] The combination of C, O and Sr isotopic data with microstructural observations and fluid inclusion microthermometry constrains the nature of the fluid system associated with development of the Laramide thrust-related, basement-cored Sheep Mountain Anticline. This fluid system is made of Paleogene meteoric fluid heated up at depth to a minimal temperature of 115°C and mixed in the cover with basinal fluids. During a first stage, heated meteoric fluids flowed slowly through reactivated prefolding fractures and in some newly formed layer parallel shortening-related fractures. During fold growth, while strata curvature created synfolding fractures with high vertical and lateral connectivity, heated fluids flowed and precipitated faster, without strong mixing with basinal fluids and equilibration with their host rocks.



[28] The geochemical signatures of calcite veins witness a fast upward migration of fluids through impermeable shales, requiring the existence of a fault in the sedimentary cover. Our study suggests that, in thick-skinned forelands, fluids flow along basement thrusts, and, above their tip, in secondary faults and diffuse fractures. It also illustrates the feasibility and the interest of a coupled geochemical and microstructural study of paleofluids from cements of diffuse fractures.

Acknowledgments

[29] The authors acknowledge the help of M. de Raféris for cathodoluminescence analyses and of J. Thibieroz for providing the microthermometric stage and for his advice for the fluid inclusion study. We also thank N. Labourdette from the Biomn eralisation et Environnements Sédimentaires team of ISTEP for her involvement in the isotopic analyses. We thank the *G-Cubed* Editor Louis Derry and the reviewers Mark P. Fischer and Brian Stewart for their revisions and helpful comments, which have greatly improved the earlier version of the manuscript.

References

- Amrouch, K., O. Lacombe, N. Bellahsen, J. M. Daniel, and J. P. Callot (2010a), Stress and strain patterns, kinematics and deformation mechanisms in a basement-cored anticline: Sheep Mountain Anticline, Wyoming, *Tectonics*, *29*, TC1005, doi:10.1029/2009TC002525.
- Amrouch, K., P. Robion, J. P. Callot, O. Lacombe, J. M. Daniel, N. Bellahsen, and J. L. Faure (2010b), Constraints on deformation mechanisms during folding provided by rock physical properties: A case study at Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA), *Geophys. J. Int.*, *182*, 1105–1123, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04673.x.
- Bell, L. H. (1970), Depositional history of the Cambrian Flathead Sandstone, Park County, Wyoming, *Wyo. Geol. Assoc. Guideb.*, *22*, 115–131.
- Bellahsen, N., P. Fiore, and D. D. Pollard (2006a), The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming, *J. Struct. Geol.*, *28*(5), 850–867, doi:10.1016/j.jsg.2006.01.013.
- Bellahsen, N., P. Fiore, and D. D. Pollard (2006b), From spatial variation of fracture patterns to fold kinematics: A geometrical approach, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L02301, doi:10.1029/2005GL024189.
- Bergbauer, S., and D. Pollard (2004), A new conceptual fold-fracture model including pre-folding joints, based on the Emigrant Gap anticline, Wyoming, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *116*(3), 294–307, doi:10.1130/B25225.1.
- Bjorøy, M., J. Williams, D. Dolcater, M. Kemp, and J. Winters (1996), Maturity assessment and characterization of Big Horn Basin Palaeozoic oils, *Mar. Pet. Geol.*, *13*(1), 3–23, doi:10.1016/0264-8172(95)00018-6.
- Bodnar, R. J. (2003), Introduction to fluid inclusions, in *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*, edited by I. Samson, A. Anderson, and D. Marshall, *Short Course Ser. Mineral. Assoc. Can.*, *32*, 1–8.
- Boles, J. R., P. Eichhubl, G. Garven, and J. Chen (2004), Evolution of a hydrocarbon migration pathway along basin-bounding faults: Evidence from fault cement, *AAPG Bull.*, *88*(7), 947–970, doi:10.1306/02090403040.
- Bottinga, Y. (1969), Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *33*, 49–64, doi:10.1016/0016-7037(69)90092-1.
- Brigaud, F., D. S. Chapman, and S. Le Douaran (1990), Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs, *AAPG Bull.*, *74*(9), 1459–1477.
- Bruckschen, P., S. Oesmann, and J. Veizer (1999), Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: Proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics, *Chem. Geol.*, *161*, 127–163, doi:10.1016/S0009-2541(99)00084-4.
- Bussolotto, M., A. Benedicto, C. Invernizzi, L. Micarelli, V. Plagnes, and G. Deina (2007), Deformation features within an active normal fault zone in carbonate rocks: The Gubbio fault (Central Apennines, Italy), *J. Struct. Geol.*, *29*, 2017–2037, doi:10.1016/j.jsg.2007.07.014.
- Cazenave, S., R. Chapoulie, and G. Villeneuve (2003), Cathodoluminescence of synthetic and natural calcite: The effects of manganese and iron on orange emission, *Mineral. Petrol.*, *78*(3–4), 243–253, doi:10.1007/s00710-002-0227-y.
- Chapoulie, R., S. Cazenave, and A. Cerepi (2005), Apport de la cathodoluminescence   haute résolution à l'étude de la diagenèse météorique dans les formations sédimentaires carbonatées, *C. R. Geosci.*, *337*(3), 337–346, doi:10.1016/j.crte.2004.10.008.
- Chung, H., S. Brand, and P. Grizzle (1981), Carbon isotope geochemistry of Paleozoic oils from Big Horn Basin, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *45*, 1803–1815, doi:10.1016/0016-7037(81)90011-9.
- Conti, A., L. Turpin, R. Polino, M. Mattei, and G. M. Zuppi (2001), The relationship between evolution of fluid chemistry and the style of brittle deformation: Examples from the Northern Apennines (Italy), *Tectonophysics*, *330*, 103–117, doi:10.1016/S0040-1951(00)00224-9.
- Crowley, P. D., P. W. Reiners, J. M. Reuter, and G. D. Kaye (2002), Laramide exhumation of the Bighorn Mountains, Wyoming: An apatite (U-Th)/He thermochronology study, *Geology*, *30*(1), 27–30, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0027:LEOTBM>2.0.CO;2.
- Dietrich, D., J. A. McKenzie, and H. Song (1983), Origine of calcite in syntectonic veins as determined from carbon-isotopes ratios, *Geology*, *11*, 547–551, doi:10.1130/0091-7613(1983)11<547:OOCISV>2.0.CO;2.
- Donovan, T. J., I. Friedman, and J. D. Gleason (1974), Recognition of petroleum-bearing traps by unusual isotopic compositions of carbonate-cemented surface rocks, *Geology*, *2*, 351–354, doi:10.1130/0091-7613(1974)2<351:ROPTBU>2.0.CO;2.
- Douglas, T., C. Chamberlain, M. Poage, M. Abruzzese, S. Shultz, J. Henneberry, and P. Layer (2003), Fluid flow and the Heart Mountain fault: A stable isotopic, fluid inclusion and geochronologic study, *Geofluids*, *3*, 13–32, doi:10.1046/j.1468-8123.2003.00049.x.
- Erslev, E. A. (2005), 2D Laramide geometries and kinematics of the Rocky Mountains, *The Rocky Mountain Region: An Evolving Lithosphere Tectonics, Geochemistry, and*



- Geophysics, Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 154, edited by K. E. Karlstrom and G. R. Keller, pp. 7–20, AGU, Washington, D. C.
- Evans, M. A., and G. C. Hobbs (2003), Fate of ‘warm’ migrating fluids in the central Appalachians during the Late Paleozoic Alleghanian orogeny, *J. Geochem. Explor.*, 78–79, 327–331, doi:10.1016/S0375-6742(03)00088-8.
- Faure, G., and J. L. Powell (1972), *Strontium Isotope Geology*, 166 pp., Springer, New York.
- Fiore Allwardt, P., N. Bellahsen, and D. D. Pollard (2007), Curvature and fracturing based on global positioning system data collected at Sheep Mountain Anticline, Wyoming, *Geosphere*, 3(6), 408–421, doi:10.1130/GES00088.1.
- Fischer, M. P., I. Camilo Higuera-Diaz, M. A. Evans, E. C. Perry, and L. Lefticariu (2009), Fracture-controlled paleohydrology in a map-scale detachment fold: Insights from the analysis of fluid inclusions in calcite and quartz veins, *J. Struct. Geol.*, 31, 1490–1510.
- Foreman, J. L., and W. M. Dunne (1991), Condition of vein formation in the southern Appalachian foreland: Constraints from vein geometries and fluid inclusions, *J. Struct. Geol.*, 13(10), 1173–1183, doi:10.1016/0191-8141(91)90076-U.
- Forster, A., A. P. Irmen, and C. Vondra (1996), Structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Bighorn Basin, Wyoming, *Wyo. Geol. Assoc. Guideb.*, 47, 239–251.
- Goldstein, R. H., and T. J. Reynolds (1994), *Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals, SEPM Short Course*, 31, 199 pp.
- Hanor, J. S. (1980), Dissolved methane in sedimentary brines: Potential effect on the PVT properties of fluid inclusions, *Econ. Geol.*, 75, 603–609, doi:10.2113/gsecongeo.75.4.603.
- Harris, J. F., G. L. Taylor, and J. L. Walper (1960), Relation of deformational fractures in sedimentary rocks to regional and local structures, *AAPG Bull.*, 44, 1853–1873.
- Hathaway, J. C., and E. G. Degens (1969), Methane-derived marine carbonates of Pleistocene age, *Science*, 165(3894), 690–692, doi:10.1126/science.165.3894.690.
- Hennier, J. H. (1984), Structural analysis of the Sheep Mountain Anticline, Bighorn Basin, Wyoming, M.S. thesis, 118 pp., Tex. A&M Univ., College Station.
- Hennier, J., and J. H. Spang (1983), Mechanisms for deformation of sedimentary strata at Sheep Mountain anticline, Bighorn basin, Wyoming, *Wyo. Geol. Assoc. Guideb.*, 34, 96–111.
- Johnson, G. D., L. J. Garside, and A. J. Warner (1965), A study of the structure and associated features of Sheep Mountain Anticline, Big Horn County, Wyoming, *J. Iowa Acad. Sci.*, 72, 332–342.
- Katz, D. A., G. P. Eberli, P. K. Swart, and L. B. Smith Jr. (2006), Tectonic-hydrothermal brecciation associated with calcite precipitation and permeability destruction in Mississippian carbonate reservoirs, Montana and Wyoming, *AAPG Bull.*, 90, 1803–1841, doi:10.1306/03200605072.
- Kim, S.-T., and J. R. O’Neil (1997), Equilibrium and non-equilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61(16), 3461–3475, doi:10.1016/S0016-7037(97)00169-5.
- Koch, P. L., J. C. Zachos, and D. L. Dettman (1995), Stable isotope and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn Basin (Wyoming, USA), *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 115, 61–89, doi:10.1016/0031-0182(94)00107-J.
- Lefticariu, L., E. C. Perry, M. P. Fischer, and J. L. Banner (2005), Evolution of fluid compartmentalization in a detachment fold complex, *Geology*, 33(1), 69–72, doi:10.1130/G20592.1.
- Marquer, D., and M. Burkhard (1992), Fluid circulation, progressive deformation and mass-transfer processes in the upper crust: The example of basement-cover relationships in the External Crystalline Massifs, Switzerland, *J. Struct. Geol.*, 14(8–9), 1047–1057, doi:10.1016/0191-8141(92)90035-U.
- Neely, T., and E. Erslev (2009), The interplay of fold mechanisms and basement weaknesses at the transition between Laramide basement-involved arches, north-central Wyoming, USA, *J. Struct. Geol.*, 31, 1012–1027, doi:10.1016/j.jsg.2009.03.008.
- Ramsey, D. W., and C. M. Onasch (1999), Fluid migration in a cratonic setting: The fluid histories of two fault zones in the eastern midcontinent, *Tectonophysics*, 305, 307–323, doi:10.1016/S0040-1951(99)00021-9.
- Rhodes, M. K., A. R. Carroll, J. T. Pietras, B. L. Beard, and C. M. Johnson (2002), Strontium isotope record of paleohydrology and continental weathering, Eocene Green River Formation, Wyoming, *Geology*, 30(2), 167–170, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0167:SIROPA>2.0.CO;2.
- Rosenbaum, J., and S. M. F. Sheppard (1986), An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50(6), 1147–1150, doi:10.1016/0016-7037(86)90396-0.
- Roure, F., R. Swennen, F. Schneider, J. L. Faure, H. Ferkand, N. Guilhaumou, K. Osadandz, P. Robion, and V. Vandeginste (2005), Incidence and importance of tectonics and natural fluid migration on reservoir evolution in foreland fold-and-thrust belts, *Oil Gas Sci. Technol.*, 60(1), 67–106, doi:10.2516/ogst:2005006.
- Savage, H. M., J. R. Shackleton, M. L. Cooke, and J. J. Riedel (2010), Insights into fold growth using fold-related joint patterns and mechanical stratigraphy, *J. Struct. Geol.*, 32, 1466–1475, doi:10.1016/j.jsg.2010.09.004.
- Stanton, H. I., and E. A. Erslev (2004), Sheep Mountain Anticline: Backlimb tightening and sequential deformation in the Bighorn Basin, Wyoming, *Wyo. Geol. Assoc. Guideb.*, 53, 75–87.
- Stearns, D. W. (1971), Mechanisms of drape folding in the Wyoming Province, *Wyo. Geol. Assoc. Guideb.*, 23, 125–144.
- Stone, D. S. (1967), Theory of Paleozoic oil and gas accumulation in Bighorn Basin, Wyoming, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 51, 2056–2114.
- Stone, D. S. (1993), Basement-involved thrust-generated folds as seismically imaged in the subsurface of the central Rocky Mountain foreland, in *Laramide Basement Deformation in the Rocky Mountain Foreland of the Western United States*, edited by C. J. Schmidt, R. B. Chase, and E. A. Erslev, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 280, 271–318.
- Stone, D. S. (2004), Rio thrusting, multi-stage migration and formation of vertically segregated Paleozoic oil pools at Torchlight Field on the Greybull Platform (Eastern Bighorn basin): Implication for exploration, *Mt. Geol.*, 41, 119–138.
- Templeton, A. S., J. Sweeney Jr., H. Manske, J. F. Tilghman, S. C. Calhoun, A. Voilich, and C. P. Chamberlain (1995), Fluids and the Heart Mountain fault revisited, *Geology*, 23(10), 929–932, doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0929:FATHMF>2.3.CO;2.
- Travé, A., F. Calvet, M. Sans, J. Vergés, and M. Thirlwall (2000), Fluid history related to the Alpine compression at the margin of south-Pyrenean Foreland basin: The El Guix anticline, *Tectonophysics*, 321, 73–102, doi:10.1016/S0040-1951(00)00090-1.



- Travé, A., P. Labaume, and J. Vergés (2007), Fluid Systems in foreland fold-and-thrust belts: An overview from the Southern Pyrenees, in *Thrust Belts and Foreland Basins*, edited by O. Lacombe, J. Lavé, F. Roure, and J. Vergés, pp. 93–115, Springer, Berlin, doi:10.1007/978-3-540-69426-7_5.
- Van Geet, M., R. Swennen, C. Durmishi, F. Roure, and P. Muchez (2002), Paragenesis of Cretaceous to Eocene carbonate reservoirs in the Ionian fold and thrust belt (Albania): Relation between tectonism and fluid flow, *Sedimentology*, 49, 697–718, doi:10.1046/j.1365-3091.2002.00476.x.
- Zheng, Y. F. (1999), Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulphate minerals, *Geochem. J.*, 33, 109–126.

III. Matériel supplémentaire et changement d'échelle

A. Résultats complémentaires

1. Caractérisation élémentaire des différents ciments précipités dans la même veine

La présence de veines dont les minéralisations témoignent de deux phases de précipitations de carbonate de calcium (cf. Fig. 3 de l'article) éprouve les limites du protocole analytique utilisé. En effet, les analyses isotopiques nécessitent une quantité de matériel qui ne peut être obtenue sur des ciments dont la surface est très faible, ce qui est le cas de la partie la plus externe de la veine 09P présentée dans l'article. Dans ce cas, le prélèvement pour l'analyse ne concerne que la minéralisation majoritaire. Si ces paragenèses sont rarement décrites à SMA, des analyses élémentaires ont été effectuées sur ces minéralisations dans le but de vérifier la viabilité de l'étude de ces veines dont la paragenèse montre plusieurs phases de migration de fluides.

Des profils élémentaires préliminaires ont été effectués à l'ISTeP à l'aide de la sonde EDS en microscopie électronique à balayage. Les éléments majeurs et quelques éléments traces (Si, Al, Mg, Na, Fe, Mn, K, Sr, Ba, Ca) ont été semi-quantifiés dans les veines de plusieurs échantillons et dans les matrices carbonatées proches de celles-ci. Cette technique analytique avait été menée dans le but de déterminer des marqueurs élémentaires témoignant des circulations de fluides dans le socle. Aucun résultat n'est apparu en ce sens, néanmoins, les profils élémentaires témoignent sans ambiguïté du fait que les fluides ne sont pas issus d'une dissolution de la matrice carbonatée (figure 5-10).

Comme le montre la figure 5-10, la composition élémentaire de la phase interne de la veine (ici en Mg, le comportement est identique pour tous les autres éléments analysés) est drastiquement différente de la composition élémentaire de la matrice, et le profil suggère qu'aucun processus d'équilibration élémentaire n'a eu lieu entre cette seconde phase de remplissage de la veine et la matrice pendant sa croissance. L'exemple présenté ici est l'échantillon 09P, qui fait partie de ces veines du set II dont la luminescence témoigne de deux événements successifs de précipitation à partir de deux fluides différents, comme décrit dans la section 4.1 de Beaudoin et al., 2011.

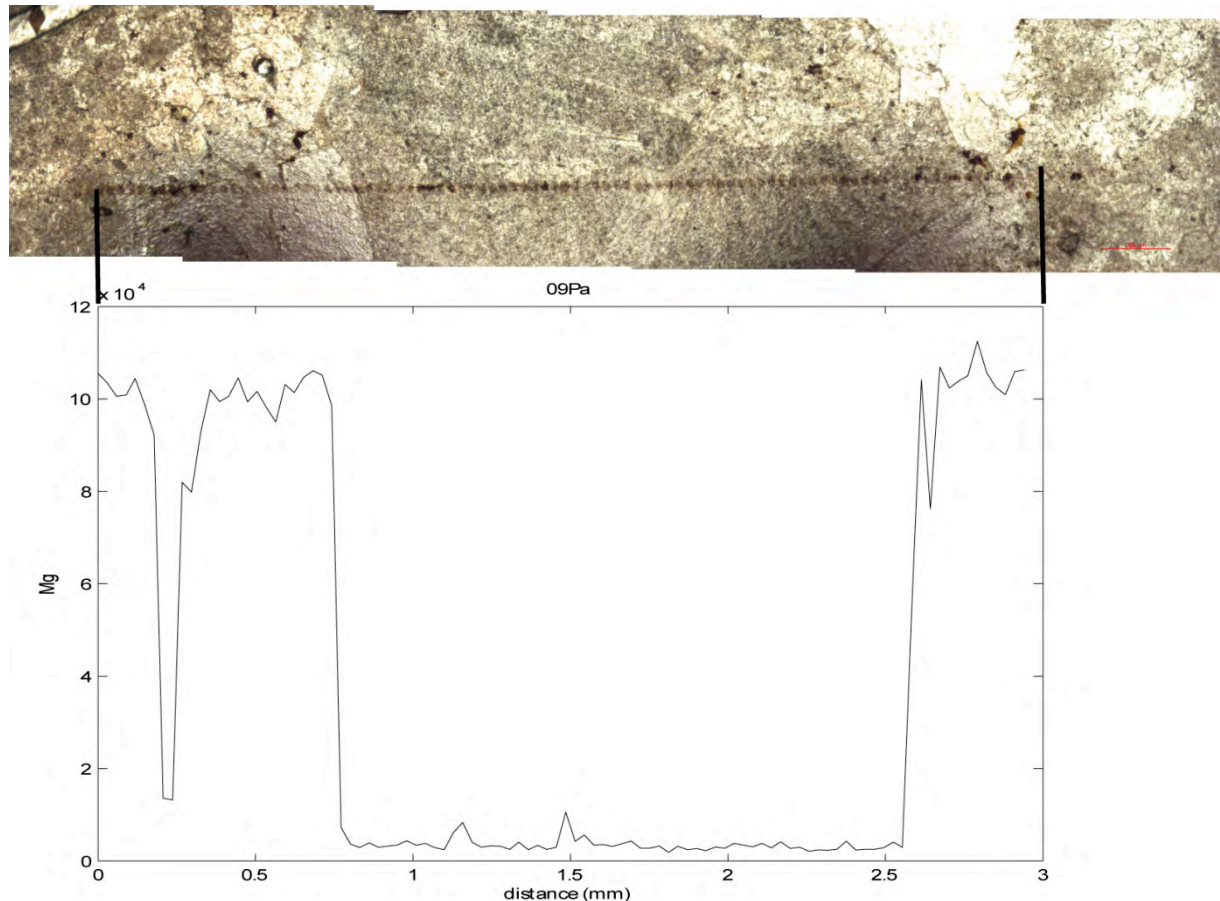


Figure 5-10 : Profil élémentaire du Magnésium réalisé à la microsonde EDS sur l'échantillon du set II 09P (Phosphoria, flanc arrière). L'évolution du magnésium dans la veine et dans la matrice est analogue à tous les autres éléments analysés (Si, Al, Na, Fe, Mn, K, Sr, Ba, Ca). Les quantités élémentaires sont données en unités arbitraires.

Figure 5-10: Mg content variation across vein and host-rock. The transect was performed with EDS microprobe on set II of the sample 09P (Backlimb of SMA). Other measured elements (Si, Al, Na, Fe, Mn, K, Sr, Ba, Ca) exhibit a similar evolution through the vein. Content is given in arbitrary units because of calibration issues.

Afin de démontrer l'existence de ces deux événements de circulation et précipitation, une étude élémentaire plus fine a été réalisée grâce à une sonde NanoSIMS à l'université de Brest. Cette méthode de quantification élémentaire effectuée par ablation laser permet de mesurer la quantité d'un élément qui a été sublimé par le laser. Malheureusement, l'équipement utilisé pour réaliser ces mesures n'a pu apporter qu'une approche qualitative, faute de calibration. Ces analyses ont néanmoins été conduites sur différents échantillons présentant cette luminescence, et les résultats (exemple de l'échantillon 09P, figure 5-11) montrent que ces variations de luminescence témoignent bien de deux plages cristallines de chimie différente, chaque élément, trace ou majeur, étant en quantité différente dans la matrice et dans les zones de la veine où la luminescence est zonée et où elle est donc hétérogène.

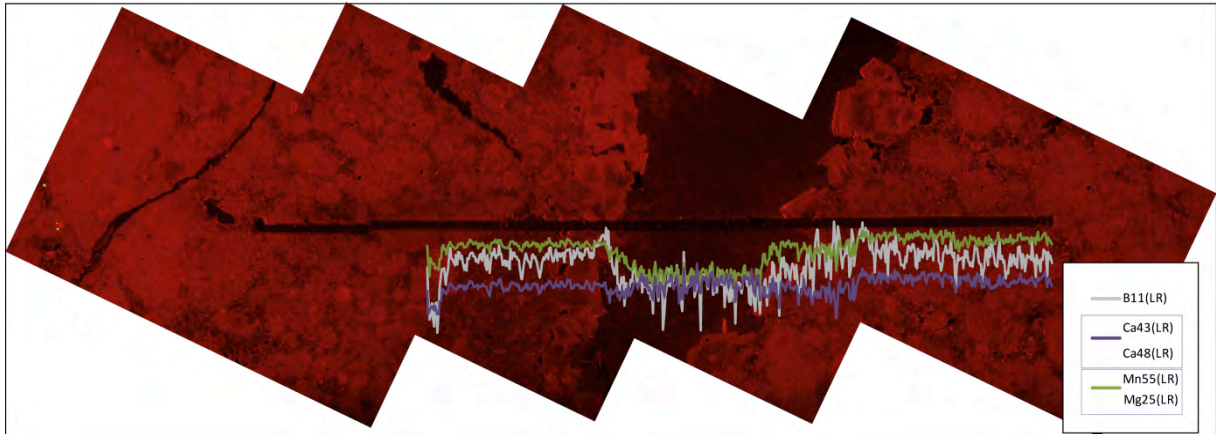


Figure 5-11 : Profil élémentaire réalisé à la microsonde NanoSIMS à ablation laser sur l'échantillon 09P dans le but de caractériser les différentes phases de remplissage révélées sous cathodoluminescence. Les variations élémentaires n'ont pas de valeur quantitative.

Figure 5-11: Evolution of elementary content of vein and host-rock along a transect performed with NanoSIMS microprobe. Evolution is reported on Photomicrographs of sample 09P under cathodoluminescence performed to unravel different fluids in vein fillings. Variations in elementary content is qualitative only.

La phase de cristallisation définie par une luminescence zonée montre des valeurs élémentaires très comparables à celles mesurées dans la matrice, ce qui peut suggérer une interaction importante entre le fluide à l'origine de cette phase et l'encaissant. Lorsque ce type de luminescence est rencontré et si une séquence paragenétique peut être déterminée, il apparaît plus sage de ne considérer qu'une seule phase pour une analyse isotopique. Il faut alors prélever le matériel en évitant toute contamination tant par une autre phase que par la matrice. Si cela est impossible, si la phase majoritaire n'est pas la minéralisation première ou si ces phases ne peuvent pas être différenciées en lumière naturelle lors des prélèvements, alors ces analyses ne peuvent pas être considérées comme représentatives du système de fluides au moment de la déformation, et par conséquent ne doivent pas être utilisées. Ces observations apportent néanmoins des indications quant à l'origine chimique (dissolution) ou physique (réouverture) qui créer la perméabilité locale nécessaire à la précipitation d'un remplissage secondaire.

2. Reconstitution des conditions pression-température par l'étude des inclusions fluides à hydrocarbures.

Une population de 5 inclusions fluides à hydrocarbures, visiblement déformées, a été décrite dans l'article. Postérieurement, nous avons trouvé dans ce même échantillon de la formation Phosphoria de nombreuses inclusions fluides à hydrocarbures (Echantillon 13P, set II). Cette veine relativement froide ($T_h=70^\circ\text{C}$) est représentative du système hydrologique valable à SMA au Laramien : compte tenu de la famille de fractures à laquelle elle appartient,

elle doit s'être formée lors du chargement des contraintes de la phase précoce du plissement (LPS) ou syn-*pli s.l.*

Cette veine a donc été étudiée au laboratoire de Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Energétique (G2R) de l'Université Henri Poincaré (Nancy), spécialisé dans l'étude des fluides fossiles. Une étude microthermométrique complète de cet échantillon combinée avec des approches spectrométriques de caractérisation des fluides (Infrarouges à transformée de Fourier, RAMAN, microscopie confocale à balayage laser) ont été menées en collaboration avec J. Pironon. Une modélisation géochimique des isoplèthes et isochores relatifs aux hydrocarbures a été ensuite réalisée grâce au logiciel PIT. Cette méthode fournit une modélisation de la pression à laquelle les fluides ont été piégés, et donc les conditions pression-température lors de la phase LPS de la compression laramienne.

2.1. Etude microthermométrique des inclusions à hydrocarbures

Les mesures microthermométriques des inclusions à hydrocarbures ont été effectuées sur une platine Linkam MD600, fixée sur un microscope optique relié à une source de lumière UV. La luminescence des hydrocarbures facilite donc le repérage des IF et l'étude des températures d'homogénéisation, il s'agit aussi du seul moyen de discriminer les inclusions fluides aqueuses des inclusions fluides à hydrocarbures (Fig. 5-12).

Le résultat de cette étude est présenté sous forme d'histogramme qui distingue les générations d'inclusions à hydrocarbures et les inclusions aqueuses (Fig. 5-13). Les températures d'homogénéisation de cette veine suivent une loi bimodale qui témoigne de deux générations de circulation de fluides hydrocarbonés. L'une de ces générations de fluides hydrocarbonés, dont la température d'homogénéisation médiane est de 65°C, est synchrone des quelques inclusions fluides aqueuses où les T_h mesurées sont de 75°C à 90°C. La seconde génération de fluides hydrocarbonés (car principalement enregistrée dans des plans d'inclusions fluides secondaires) est constituée d'inclusions monophasiques dont la bulle a dû être nucléée à des températures inférieures à 0°C, ce qui suggère des circulations de fluides météoriques ou superficiels (Goldstein et Reynolds, 1994).

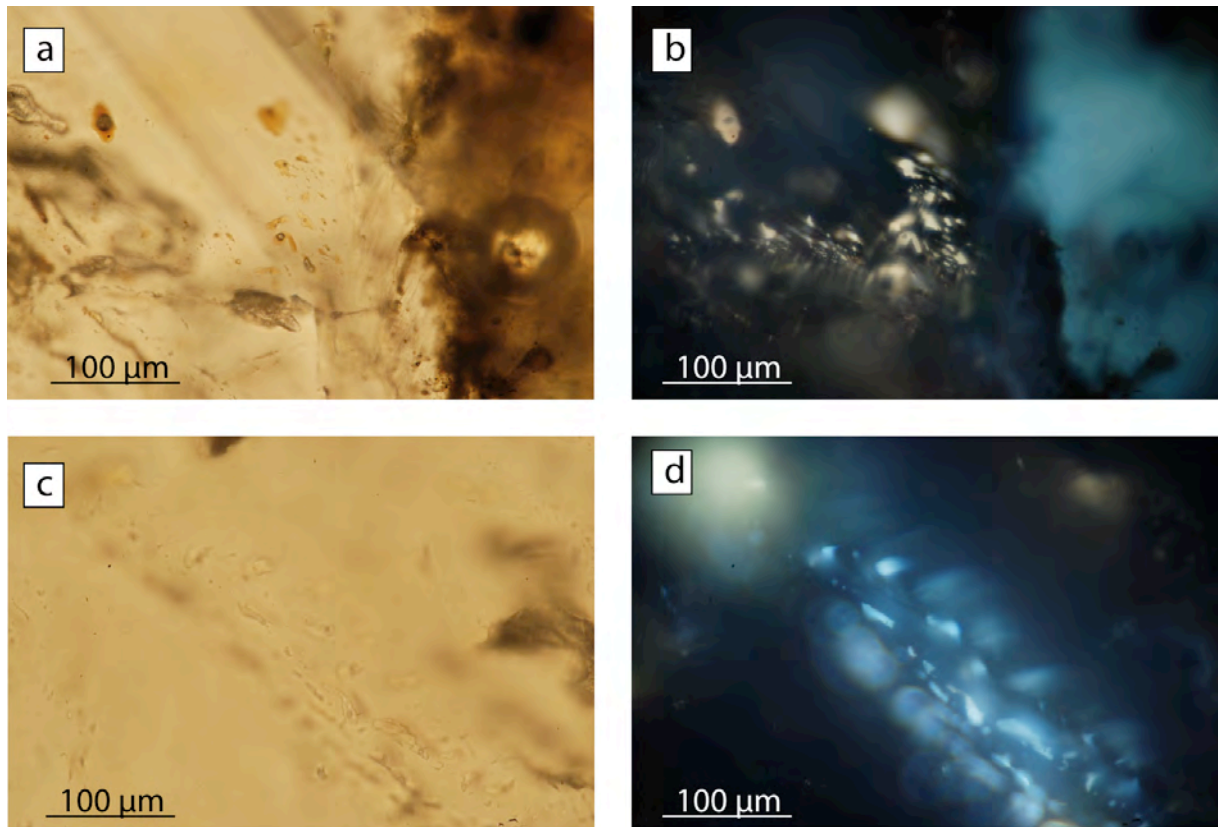


Figure 5-12 : Microphotographies d'assemblage d'inclusions fluides biphasiques primaires (a) et secondaires (c) dans l'échantillon 13P. L'observation sous lumière UV (b) et (d) révèle la présence d'hydrocarbures dans ces inclusions.

Figure 5-12: Photomicrographs of a cluster of bisphasic primary (a) and secondary (c) fluid inclusions in sample 13P. Microscopic observation under UV light reveals hydrocarbons in these FI (b and d).

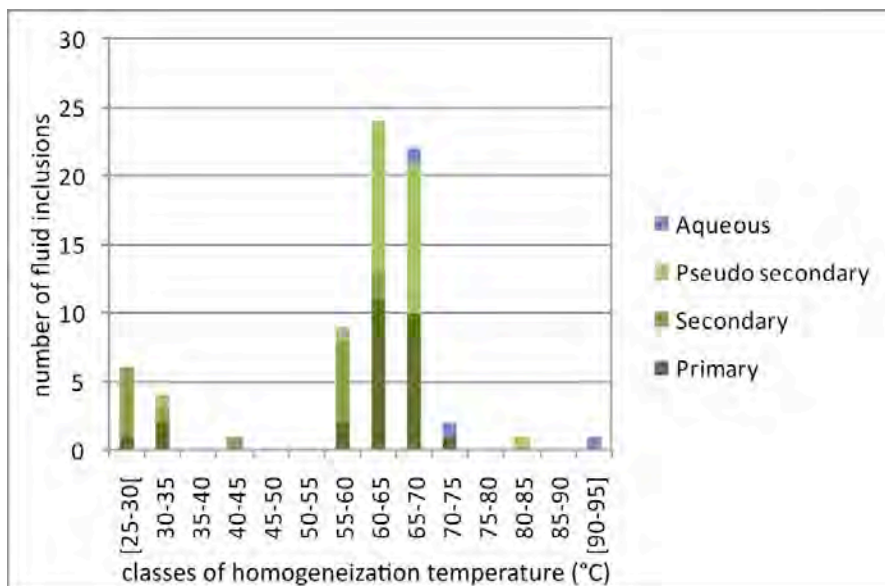


Figure 5-13 : Histogramme de répartition des populations d'inclusions fluides en fonction de la valeur de la température d'homogénéisation mesurée en microthermométrie. Les inclusions à hydrocarbures ont été ségréguées en différentes nuances de vert selon le calendrier de leur genèse, les inclusions aqueuses ont été reportées en bleu.

Figure 5-13: Histogram of homogenization temperatures measured in fluid inclusions in sample 13P. Oil-bearing FI were reported according to development timing (various green) and aqueous FI are reported in blue.

2.2. Caractérisation des hydrocarbures

La chimie des hydrocarbures des inclusions fluides biphasiques a été caractérisée par infrarouge à transformée de Fourier (IR FT) qui nécessite des inclusions de taille supérieure à 10 micromètres. Douze inclusions ont été analysées, les résultats sont présentés sous forme de spectres qui permettent de déterminer la quantité de méthane, la quantité et la longueur des chaînes aliphatiques présentes ainsi que la présence d'eau et de CO₂ (figure 5-14). Le résultat présenté ici concerne une seule inclusion qui est représentatif de la totalité des inclusions biphasiques analysées. Il montre que les hydrocarbures sont composés de pétrole assez lourd (C11, C12), témoignant d'une dégradation peu poussée des hydrocarbures. Ceci peut être interprété comme dû à la proximité de la roche mère, qui est supposée être la formation Madison sous-jacente. De fait, ces hydrocarbures contiennent peu de méthane (10%), pas de CO₂ et les inclusions sont généralement dépourvues d'eau (résultats présentés en annexe, dans le tableau A-2 et dans la figure A-1).

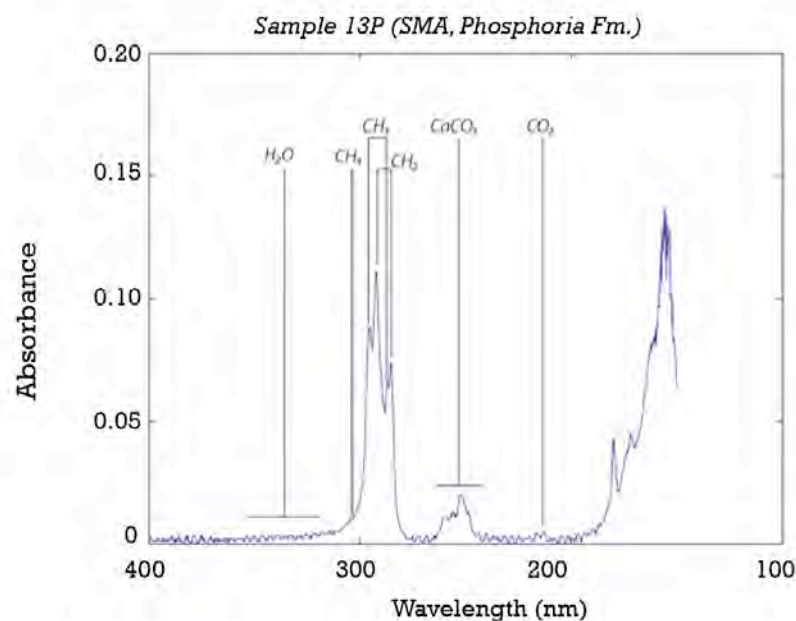


Figure 5-14 : Spectrogramme obtenue en spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier sur une inclusion fluide à hydrocarbures de l'échantillon 13P, puis corrigé du signal de l'air et du minéral hôte. Les pics caractéristiques ont été ajoutés, on note l'absence d'H₂O ainsi que les très faibles quantités de CH₄ et de CO₂.

Figure 5-14: Spectrogram resulting from measurement with Infrared spectrometer - Fourier transformed in a single oil-bearing fluid inclusion in sample 13P, corrected from specters of air and host-rock.

L'autre partie de la caractérisation de ces hydrocarbures réside dans la mesure du ratio liquide-vapeur des inclusions fluides biphasiques. L'acquisition d'images en microscopie confocale à balayage laser (MCBL) permet, après traitement informatique, d'obtenir le volume de l'inclusion fluide. Les diamètres de la bulle de gaz sont mesurés sur l'image optique lors de l'acquisition et son volume est calculé en faisant l'approximation d'une bulle sphérique. Le rapport entre volume de la bulle et volume du fluide est calculé selon l'équation suivante :

$$R = \frac{V_{\text{bulle}}}{V_{\text{incl}} - V_{\text{bulle}}}$$

Les rapports calculés sur les inclusions biphasiques sont constants entre 0,5% et 1,2% (résultats dans le tableau A-2 en annexe), ce qui indique que toutes ces inclusions biphasiques, primaires ou secondaires, ont été remplies par une même source de fluides hydrocarbonés.

2.3. Détermination des conditions P-T du piégeage des fluides

Les conditions P-T du piégeage des fluides au moment de la précipitation de la veine sont accessibles grâce à la détermination des isochores des inclusions aqueuses et des inclusions à hydrocarbures. Les deux isochores vont se croiser aux conditions exactes de piégeage du fluide (figure 5-15). L'isoplethe et l'isochore des hydrocarbures vont être modélisées grâce au logiciel PIT, qui calcule les paramètres alpha et bêta, respectivement la fraction d'alcane lourds (>C10) et d'alcane légers (<C10), à partir des températures d'homogénéisation, du rapport volumique fluide-gaz (pris à 2%) et éventuellement de la teneur en CO₂.

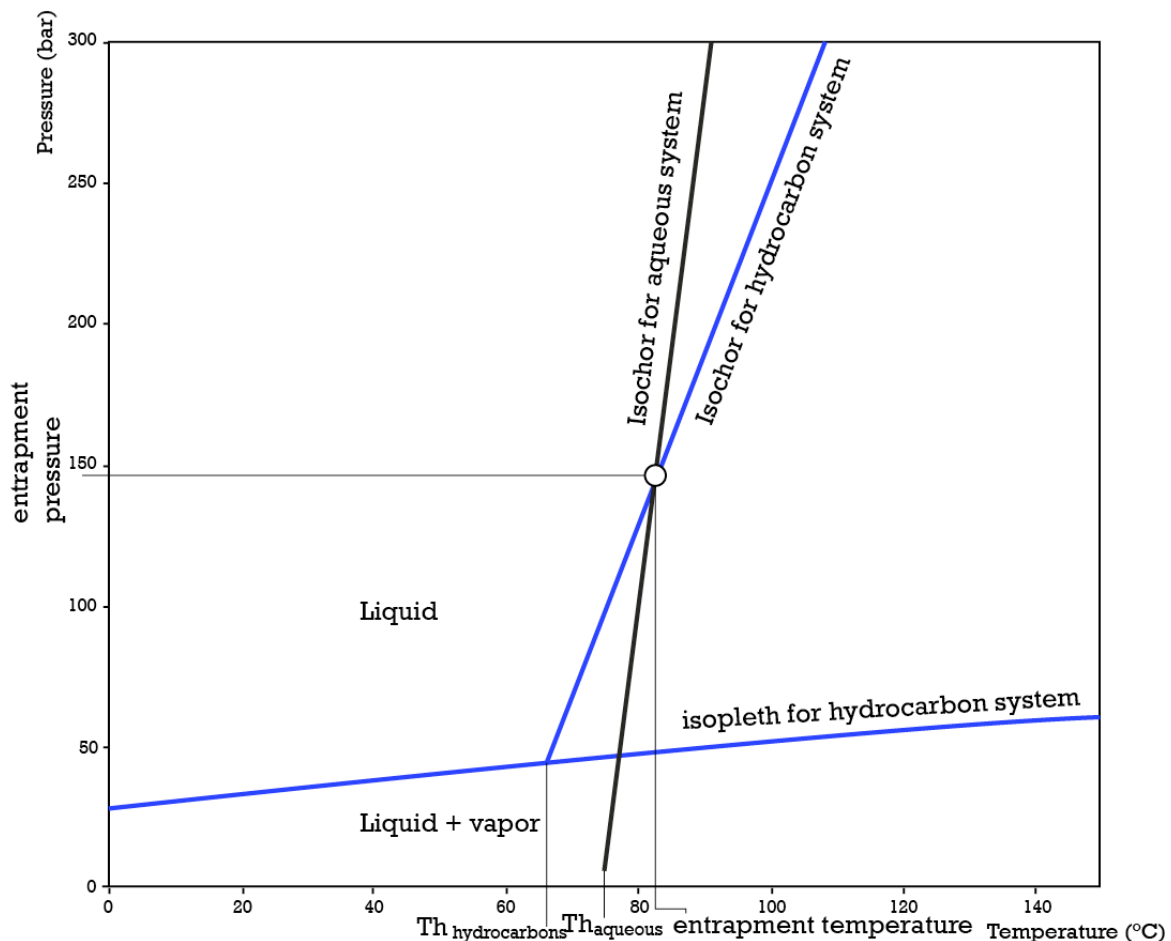


Figure 5-15 : Caractérisation des conditions P-T du piégeage des hydrocarbures à partir de l'intersection entre l'isochore des inclusions fluides à hydrocarbures et l'isochore des inclusions fluides aqueuses.

Figure 5-15: Determination of P, T entrapment conditions for oil-bearing and synchronous aqueous fluid inclusions.

L'isochore de l'eau est déterminée par l'équation d'état de Zhang et Frantz, (1987) pour une température d'homogénéisation de 75°C. À de si faibles températures, la salinité n'influera pas sur la pente de l'isochore de l'eau, en l'absence de contrôle précis, nous avons considéré une molalité en NaCl de 1 mol. La figure montre que les fluides hydrocarbonés, reliés à la phase LPS, ont été piégés à 84°C sous une pression de 148 bars (Fig. 5-15). Ces estimations dépendent des mesures microthermométriques des inclusions fluides aqueuses piégées durant la même phase que les inclusions à hydrocarbures, et ces inclusions aqueuses sont en très faible quantité.

2.4. Implications géothermobarométriques

L'estimation des conditions P-T de piégeage du fluide doit être discutée. Tout d'abord, en considérant un gradient barométrique de 100 bar par km, la profondeur de précipitation (1,5 km) est 0,9 km en deçà des profondeurs estimées à partir de la littérature (2,4 km). Sous l'hypothèse d'un fluide qui a précipité à l'équilibre thermique, le gradient géothermique estimé est donc de 60°C / km, ce qui est bien supérieur aux estimations faites à partir des puits de forages du bassin (20 à 29°C/km, Brigaud et al., 1990). L'hypothèse de fluide à l'équilibre thermique est donc erronée, cette température à si faible profondeur confirme donc une circulation de fluides chauds, qui ont précipité sans atteindre l'équilibre thermique avec l'encaissant. Ici, la profondeur de précipitation estimée marque un écart de 1 km avec la profondeur de référence (2,4 km). Néanmoins, la signature géochimique et l'orientation de cette fracture sont typiques d'un fluide antérieur au plissement. Comme discuté dans l'article, une réouverture tardive de cette fracture du set II pourrait expliquer cette différence de pression d'enfouissement. Une autre hypothèse consiste à considérer que le ciment est représentatif de l'ouverture de la veine, auquel cas cette modélisation implique que les fractures perpendiculaires au pli et perpendiculaires aux couches peuvent se développer après ou pendant le plissement et l'exhumation syn-pli.

B. Implications du système paléohydrologique

La combinaison de toutes ces méthodes d'analyse géochimique, appliquées aux veines et aux matrices, permet donc de caractériser le système paléohydrologique durant la formation de SMA. Ce système se compose d'un mélange entre fluides de formation et fluides hydrothermaux dérivés de fluides météoriques réchauffés en profondeur, qui ont migré jusqu'à SMA soit latéralement depuis les positions plus profondes du bassin, soit verticalement depuis le socle fracturé. Aussi, deux chemins de migrations différents peuvent être proposés sans possibilité de discrimination possible à ce stade de l'étude: le passage par le bassin du Bighorn, et le passage par les montagnes du Bighorn (Fig. 5-16).

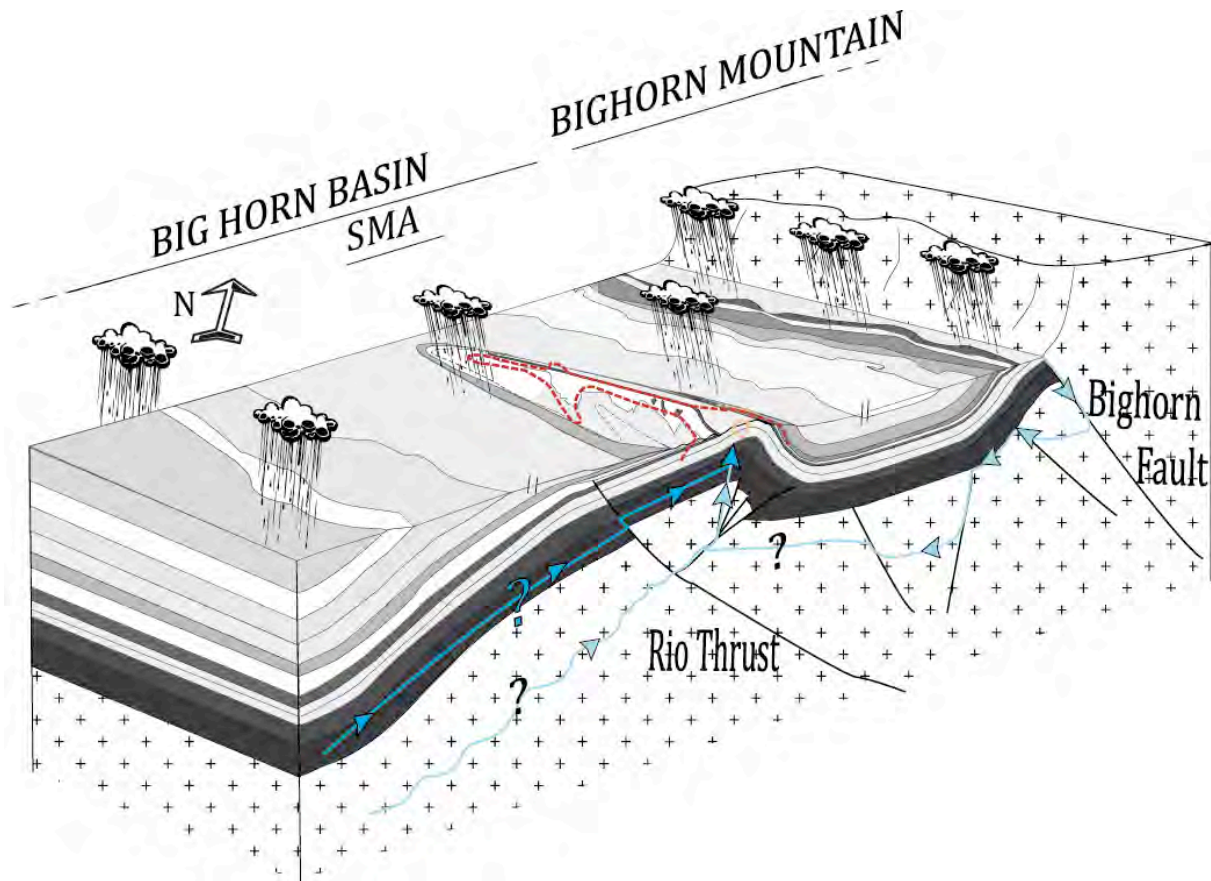


Figure 5-16 : Schéma récapitulatif des différents chemins de circulation possibles à l'échelle du bassin du Bighorn qui considère la profondeur minimale requise pour réchauffer les fluides météoriques à une température de 110°C.
 Figure 5-16: Schematic representation of different hypothesis for the basin scale migration of the basement-derived hydrothermal fluids that flow in limestones strata at minimal entrapment temperature over 110°C.

De ces deux chemins potentiels, celui qui implique les montagnes du Bighorn comme zone de recharge peut être préféré car le calendrier d'inversion de ce chevauchement est connu (Crowley et al., 2002), la migration *per descensum* de fluides météoriques d'âge Paléogène est cohérente avec l'exhumation du socle commençant à la fin du Crétacé. En revanche, la migration de ces fluides depuis l'Ouest est une hypothèse possible, mais comme les calendriers d'activation des grands chevauchements du bassin du Bighorn n'est pas connu, il semble plus délicat d'expliquer une telle migration *per descensum* au travers de la couverture sans grand drain vertical. Néanmoins, le fait de ne pas pouvoir discriminer ces chemins de migration illustre la limite du changement d'échelle, le système paléohydrologique n'étant défini qu'à l'échelle du pli, il est impossible *a priori* de l'étendre aisément à l'échelle du bassin d'avant-pays. Si on veut pouvoir contraindre le système paléohydrologique à l'échelle du bassin et en déduire des implications sur la déformation à grande échelle, il apparaît donc nécessaire d'appliquer ce genre d'étude à d'autres plis situés dans d'autres positions géographiques dans le bassin.

A l'échelle du pli, lors du plissement, le système de fluides se caractérise par de très faibles interactions avec l'environnement, incluant de très faibles mélanges avec les fluides de

formation. De plus, ces circulations rapides de fluides météoriques réchauffés n'affectent qu'une zone restreinte du pli, les fluides les plus chauds (avec la signature isotopique de l'oxygène la plus négative et les températures d'homogénéisations les plus élevées) étant localisés dans le flanc arrière du pli. Ceci est un argument en faveur d'une migration verticale le long d'un drain efficace pendant la formation des sets II et III, c'est à dire pendant la formation du pli. Le chevauchement étant actif à cette période, il est légitime de le considérer comme le drain efficace dans la couverture, notamment dans les 600 m d'argiles entre le toit du socle et la base de la formation Madison. Il est donc possible, à partir de ces données géochimiques de surface, de positionner la partie supérieure du chevauchement à l'aplomb de cette zone d'arrivée rapide de fluides chauds. En prenant en compte que la lithologie des formations séparant le socle de la formation Madison sont essentiellement argileuses, donc imperméable, on peut considérer que la faille de socle se soit propagé verticalement jusqu'à atteindre la base de la formation Bighorn, première formation carbonatée de la série. Ces interprétations nous permettent de proposer une nouvelle coupe équilibrée de la structure profonde de l'anticlinal de Sheep Mountain (Fig. 5-17).

Cette coupe équilibrée propose une interface socle-couverture rigide au contraire du modèle proposé par Bellahsen et al. (2006b). En revanche, à l'instar de ces auteurs, on propose une distribution de la déformation dans le socle néanmoins confinée dans une zone de failles en faisceau dont les limites extérieures sont dessinées sur la coupe. La position et l'extension de la faille sont dessinées en accord avec les indications déduites de la distribution des valeurs isotopiques de l'oxygène des veines. Néanmoins, ce modèle semble contradictoire avec le modèle de Bellahsen et al. (2006b), modèle qui localise la perturbation de la faille héritée durant la phase précoce du plissement dans le socle sous la zone du futur flanc avant. La géométrie proposée dans notre coupe implique une zone de failles qui s'étend depuis le Nord du flanc arrière jusqu'au flanc avant, mais elle est basée sur une zone de circulation de fluide valable durant le syn-*pli s.s.* Pour rendre les observations compatibles, il faut alors que la zone de perturbation de faille observée par Bellahsen et al. (2006b) soit liée à la faille la plus orientale du faisceau de faille et que toutes les failles se propagent dans la couverture de façon synchrone. Cette question sera abordée plus loin dans ce mémoire.

Cette étude paléo-hydrologique en relation avec la formation de SMA montre un fort contrôle structural sur les types de fluides impliqués dans le système, en accord avec l'asymétrie des déformations et des contraintes entre les flancs. En effet, même si les fluides circulent dans toutes les positions structurales, le pulse de fluides chauds se retrouve principalement localisé dans le flanc arrière et sur la charnière du pli. Cette observation suggère une relation entre contrainte, déformation et circulation de fluides à l'échelle du pli.

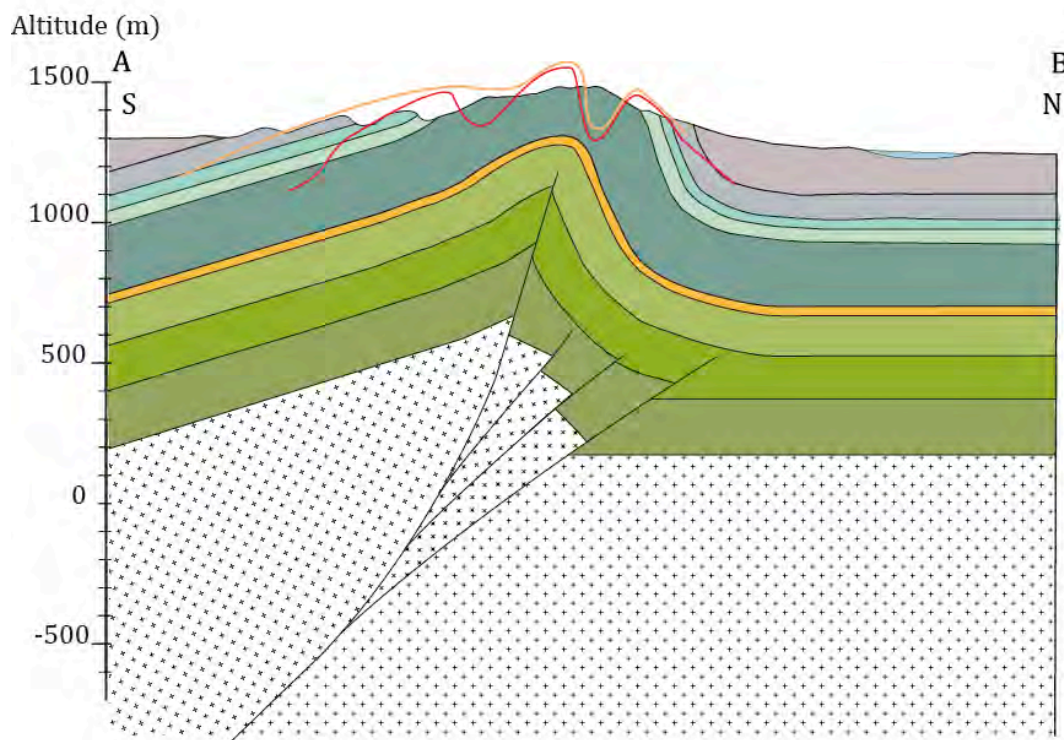
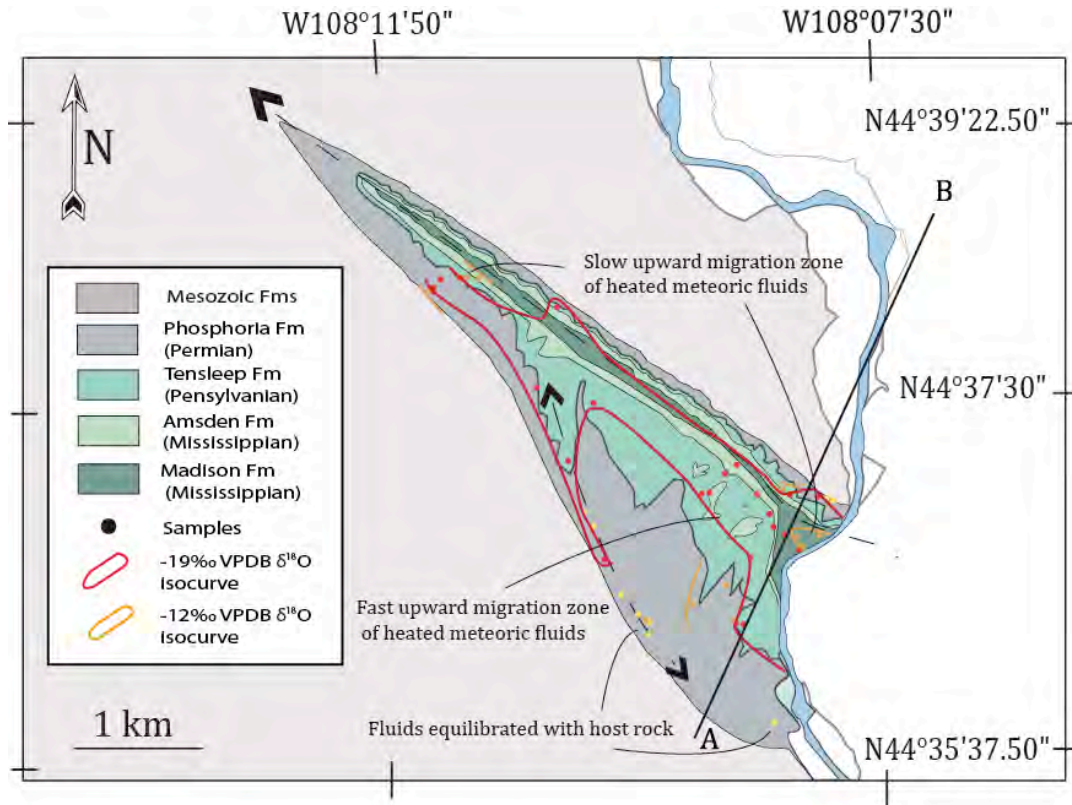


Figure 5-17 : Nouvelle coupe interprétative de la structure profonde de l'anticlinal de Sheep Mountain, qui prend en compte les contraintes apportées par la géochimie du système paléohydrologique pour placer le chevauchement de socle.

Figure 5-17: New balanced cross-section of SMA based on new constraints obtained by the paleofluid system reconstruction, namely the localized zone of vertical migration of hydrothermal basement-derived fluids that we interpret as the location of the basement thrust

IV. Evolution mécanique et évolution des pressions de fluides

La détermination du système paléo-hydrologique relatif à la formation de SMA a mis en avant des périodes de faibles interactions fluides-roches dans la couverture (courbure des couches syn-*pli s.s.*) et des périodes de fortes interactions fluides-roches (LPS). Ces degrés d'interactions peuvent être interprétés en termes de degrés d'ouverture du système, et donc de perméabilité hydraulique du réseau de fractures, faible pendant le LPS, fort pendant le plissement. Il est donc possible de relier les migrations de fluides, entraînant des variations de la pression de fluides dans les couches, et la formation des familles de fractures et de failles. De plus, l'étude de la population d'inclusions fluides à hydrocarbures révèle un écart d'un kilomètre entre l'enfouissement théorique des couches en anté-*pli* et l'enfouissement reconstitué dans une veine N045, qui peut donc s'être développé pendant toute la phase *s.l.* du plissement, mais qui est rattachée à une famille interprétée comme anté-*pli* (Bellahsen et al., 2006a). Néanmoins, la modélisation étant mal contrainte, il est nécessaire de réaliser une autre approche permettant de contraindre pression de fluide et enfouissement des couches. C'est dans cette optique d'intégration qu'a été menée une étude quantitative de l'évolution des orientations et des grandeurs des contraintes principales dans les couches fracturées des formations Madison et Phosphoria a été entreprise. Après une description rapide de la méthode et des hypothèses posée, cette étude est présentée sous sa forme publiée dans le journal *Geophysical Research Letters*.

Objectifs de l'étude

L'anticlinal de Sheep Mountain possède une séquence de fracturation bien contrainte et dont les origines sont relativement bien comprises (Bellahsen et al., 2006a, b ; Fiore et al., 2006 ; Amrouch et al., 2010a, b). La littérature fournit l'orientation du plan moyen de chaque famille de fractures (Bellahsen et al., 2006a), et offre en outre un accès aux mesures de la magnitude du différentiel des contraintes valables pour différents événements de fracturation (Amrouch et al., 2010a). À ces données publiées s'ajoutent les paramètres mécaniques intrinsèques d'échantillons des formations Madison et Phosphoria, obtenus par des tests mécaniques effectués durant la thèse de Amrouch (2010). Ainsi, la présente étude a été l'occasion de regrouper ces données afin de reconstituer la magnitude absolue des contraintes principales pour chaque étape de la déformation syn-plissement *s.l.* par la méthode de la construction des diagrammes de Mohr proposée par Lacombe et Laurent (1992) et exposée dans le chapitre IV, partie 1.3 de ce manuscrit.

Connaître l'évolution de la magnitude absolue des contraintes principales au cours des différentes étapes du plissement *s.l.* sert plusieurs objectifs. Tout d'abord, cette méthode donne accès à la totalité du tenseur des contraintes. La quantification de la magnitude des contraintes est aussi un apport important pour la modélisation numérique des déformations ou de l'évolution des roches réservoirs, permettant d'améliorer notre compréhension des champs de contraintes actuels. Dans le cadre de ce travail de thèse, l'utilisation novatrice de cette méthode a été de l'utiliser comme un proxy capable de quantifier l'évolution des pressions de fluides dans les formations carbonatées en fonction de l'évolution de la déformation affectant SMA. En effet, une des idées présentées dans l'article suivant est de fixer la valeur de la contrainte principale verticale théorique (σ_{vref}) à une profondeur donnée en considérant une valeur de pression équivalente à la pression lithostatique corrigée de la pression hydrastatique, soit :

$$\sigma_{vref} = (\rho_{roche} - \rho_{eau}) \times g \times z \quad (1)$$

où ρ_{roche} et ρ_{eau} équivalent respectivement à la masse volumique moyenne de la roche et de l'eau (en $g.m^{-3}$); g correspond à l'accélération de la gravité ($9,81 m.s^{-2}$) et z à la profondeur d'enfouissement considérée (en m), σ_{vref} est exprimé en (M)Pa.

À chaque étape, on mesure $\Delta\sigma_v$ à partir de la comparaison entre cette valeur de référence et la magnitude effective de la contrainte verticale déduite de la construction du diagramme de Mohr (σ_{veff}), soit :

$$\Delta\sigma_v = \sigma_{vref} - \sigma_{veff} \quad (2)$$

Lors de l'étape précoce du plissement, on considère que la déformation affecte des couches horizontales à très légèrement inclinées ($<5^\circ$), ce qui n'entraîne pas de relief et donc d'érosion significative. Durant ce laps de temps, que l'on peut considérer compris entre le Maastrichtien et le Thanetien (correspondant à un maximum de 15 Ma, DeCelles, 2004), la sédimentation se fait au centre du bassin et non sur les bords où se situent les plis étudiés, et notamment SMA. L'absence de dépôts équivalents au Paléocène peut donc être liée à la géométrie du bassin, et nous autorise donc à postuler un équilibre entre dépôt et érosion, ce qui implique que la profondeur d'enfouissement des couches étudiées ne varie pas durant la phase précoce du plissement. En revanche, cette hypothèse devient caduque dès la formation de relief par le pli, donc dès la phase syn-pli *s.s.*, car une érosion significative peut avoir eu lieu, et il ne serait pas prudent de ne pas la prendre en compte.

Durant la phase précoce du plissement, l'évolution de la valeur du σ_{veff} ne dépendra donc que de variation de la pression de fluide, et $\Delta\sigma_v$ étant calculé par rapport à la valeur de la pression équivalente à la pression lithostatique corrigée de la pression hydrastatique, on peut considérer que lorsque $\Delta\sigma_v > 0$, les fluides dans les couches sont en surpression, et donc que la magnitude de $\Delta\sigma_v$ correspond à la valeur de cette surpression (en MPa). Si $\Delta\sigma_v < 0$, alors la

pression qui prévaut dans les couches est inférieure à la pression lithostatique corrigée de la pression hydrastatique.

Après la phase syn-pli *s.s.*, si $\Delta\sigma_v > 0$, alors il y a une compétition entre la pression induite par les fluides restant dans la couche et la variation de l'enfouissement des couches. En effet, si on considère une érosion significative en réponse à la formation de relief lié au pli, la valeur de z utilisée dans le calcul de σ_{vref} ne sera plus la bonne, et il sera impossible de considérer la valeur de $\Delta\sigma_v$ comme représentative de l'évolution des surpressions de fluides dans la couche. Lors de l'étude de la paléo-hydrologie de SMA (parties II et III du présent chapitre), il a été proposé une migration rapide de fluides lors du plissement *s.s.*, témoignant de la forte perméabilisation verticale induite par l'ouverture des joints liés à la courbure. De cette étude indépendante, il est possible de considérer que cet événement a permis le relâchement de la surpression de fluides dans les couches, le gradient de pression entre le haut de la colonne et les couches pouvant être le moteur de cette rapide migration verticale. De fait, lors de la phase tardive du pli (LSFT), la valeur de $\Delta\sigma_v$ (si positive) est utilisée pour estimer la quantité d'érosion syn-pli *s.s.* (\dot{E} en m) grâce à l'équation (3) :

$$\dot{E} = \frac{\Delta\sigma_v}{(\rho_{roche} - \rho_{eau}) \times g} \quad (3)$$

De plus, avec cette hypothèse, il est possible d'estimer la quantité maximale de surpression de fluide relâchée durant le syn-pli, égale à la différence entre la valeur de $\Delta\sigma_v$ maximale à la fin de la phase précoce du plissement et la valeur de $\Delta\sigma_v$ minimale valable durant la phase tardive du plissement.

Depuis la reconstitution des magnitudes des contraintes valable à chaque étape du plissement d'après la méthode de Lacombe et Laurent (1992), nous proposons une méthode inédite. Sous certaines hypothèses réclamant des contextes géologiques bien contraints par des études préliminaires et indépendantes, la méthode présentée dans l'article suivant apparaît comme un puissant outil pour reconstituer l'évolution des pressions de fluides dans les couches pendant le plissement *s.l.*, notamment durant la phase précoce du plissement, permettant aussi d'approcher la quantité d'érosion après le plissement.

Paleostress magnitudes in folded sedimentary rocks

Khalid Amrouch,^{1,2,3} Nicolas Beaudoin,^{1,3} Olivier Lacombe,^{1,3} Nicolas Bellahsen,^{1,3} and Jean-Marc Daniel²

Received 24 June 2011; revised 23 July 2011; accepted 25 July 2011; published 1 September 2011.

[1] Using Sheep Mountain Anticline (Wyoming, USA) as a case study, we propose a new approach to quantify effective paleo-principal stress magnitudes in the uppermost crust. The proposed mechanical scenario relies on a well-documented kinematic and chronological sequence of development of faults, fractures and microstructures in the folded strata. Paleostress orientations and regimes as well as differential stress magnitudes based on calcite twinning paleopiezometry are combined with rock mechanics data in a Mohr construction to derive principal stress magnitudes related to the successive steps of layer-parallel shortening and to late stage fold tightening. Such quantification also provides original insights into the evolution of the fluid (over)pressure and amount of syn-folding erosion. **Citation:** Amrouch, K., N. Beaudoin, O. Lacombe, N. Bellahsen, and J.-M. Daniel (2011), Paleostress magnitudes in folded sedimentary rocks, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L17301, doi:10.1029/2011GL048649.

1. Introduction

[2] Quantitative estimates of stresses and strength are central to many problems of crustal mechanics. To date however, our knowledge of the stress levels sustained by tectonically deformed rocks remains poor. Present-day stresses measured *in situ* reflect local, instantaneous crustal stresses and it is difficult to unambiguously relate their magnitudes to ongoing tectonic deformation. Thus, paleostresses reconstructed from the study of tectonic structures may have a greater potential to reflect ancient crustal stresses at the particular time of tectonic deformation.

[3] Faults and fractures are common features of brittlely deformed rocks. Inversion of fault slip data for stress combined with rock mechanics and/or fluid inclusion data have been used to constrain principal stress magnitudes [e.g., Angelier, 1989; André *et al.*, 2002]. An alternative approach to quantify stresses is paleopiezometry that relies upon a calibrated relationship between the state of stress and the development of a conspicuous element in the rock. Common paleopiezometers are dislocation density in calcite [e.g., Pfiffner, 1982], dynamic recrystallisation of calcite and quartz [e.g., Twiss, 1977; Kohlstedt and Weathers, 1980] and mechanical twinning in calcite [e.g., Jamison and Spang, 1976; Rowe and Rutter, 1990; Lacombe and Laurent, 1996]. Calcite twinning paleopiezometry provides estimates of maximum differential stresses [e.g., Lacombe,

2007], but principal stress magnitudes remain generally out of reach.

[4] Taking the Laramide-aged Sheep Mountain Anticline (Wyoming, USA) as a case study, we constrain effective principal stress magnitudes in space (across the fold) and time (during the Laramide contraction) using an original combination of published calcite twin data, fault and fracture data and new rock mechanics data. This approach not only provides estimates of stress levels sustained by naturally deforming rocks in the uppermost crust, but also allows evaluation of variations of fluid (over)pressure and/or of syn-folding erosion.

2. Tectonic Setting

[5] The Sheep Mountain Anticline is a NW-SE trending basement-cored fold formed above a SW-dipping high angle basement thrust [Hennier, 1984; Stanton and Erslev, 2004] during the Laramide orogeny (Figures 1a and 1b). The studied sedimentary layers are Permo-carboniferous limestones (Madison and Phosphoria Fms) that were buried down to 2000m below shaly Mesozoic formations before having been fractured and exhumed by folding during the late Cretaceous to Eocene shortening. In the field, the tectonic history of these rocks is witnessed by fractures, stylolites and striated microfaults [e.g., Bellahsen *et al.*, 2006a, 2006b; Fiore Allwardt *et al.*, 2007; Amrouch *et al.*, 2010a]. The sequence of deformation, including a complex layer-parallel shortening (LPS hereinafter) history, is well-constrained (Figures 1a, 1d, and 2a). The oldest fracture set (I) strikes 110° to 130° (Figure 2a); it is associated with NE-SW stylolites (Figure 1d) and is interpreted as a pre-Laramide regional set. Set I fractures were left-laterally reactivated during the Laramide stress build-up (LPS 1, Figure 2a). Laramide NW-SE stylolites cut across the pre-Laramide stylolites, the latter being also reopened by set II fractures (Figure 1d) striking ~045° that abut on the tail cracks associated with the shear reactivation of set I fractures. Finally, conjugate sets of newly formed reverse faults developed, striking parallel to the fold axis, during the last stage of Laramide LPS (LPS 3, Figure 2a), just before anticline growth. Set III joints striking 130° parallel to the fold axis are found mainly along the hinge and formed in response to strata bending during folding. A late stage fold tightening (LSFT hereinafter) is marked by strike-slip faults, and by the reactivation of tilted set I fractures as small reverse faults in the forelimb (Figure 2a). Paleostress orientations and differential stress magnitudes related to Laramide LPS and LSFT were determined using the Calcite Stress Inversion technique [Amrouch *et al.*, 2010a]. In contrast to techniques that determine only a 'bulk' differential stress [e.g., Jamison and Spang, 1976], which has poor or no meaning in the case of polyphase tectonic evolution [e.g., Lacombe, 2010], the

¹UPMC Sorbonne Universités, UMR 7193, ISTEP, Paris, France.

²Geology Geochemistry Geophysics Direction, IFP Energies Nouvelles, Rueil-Malmaison, France.

³CNRS, UMR 7193, ISTEP, Paris, France.

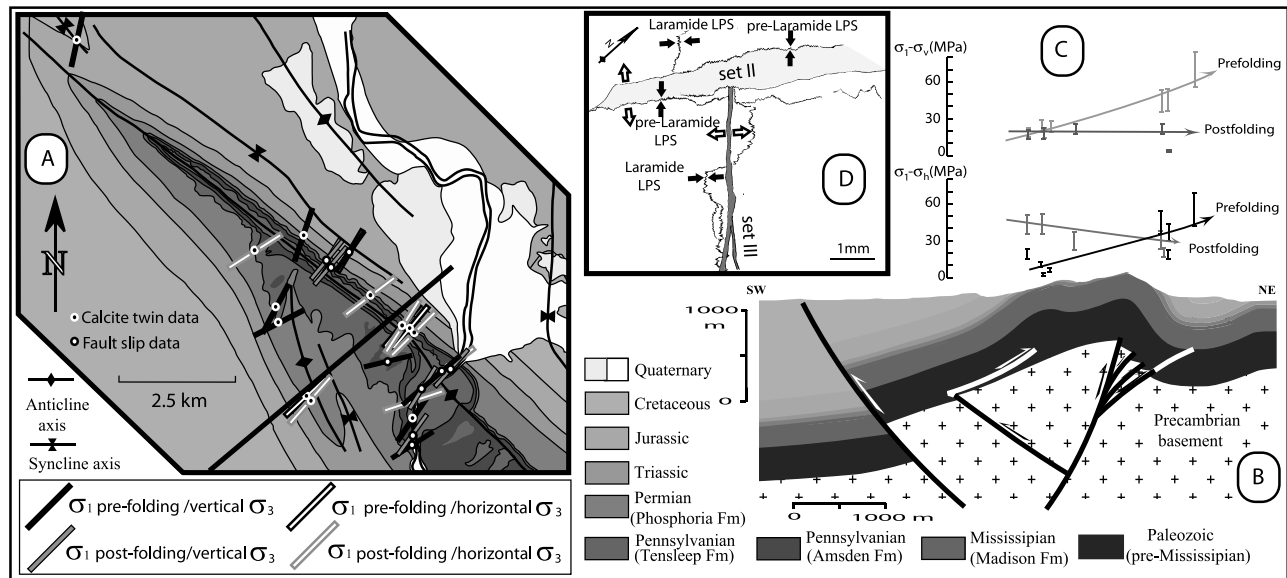


Figure 1. (a) Simplified geological map of the NW part of the Sheep Mountain Anticline with paleo- σ_1 directions reconstructed from fault slip and calcite twin data. (b) Geological cross-section (location in Figure 1a). (c) Evolution of Laramide pre-folding and post-folding differential stresses ($\sigma_1 - \sigma_v$) and ($\sigma_1 - \sigma_h$) across the fold (sites projected perpendicularly on the cross section). Data after Amrouch *et al.* [2010a]. (d) Example of microstructural observations in thin section that constrain the sequence of microstructure development (see text).

CSIT computes simultaneously principal stress orientations and related differential stress magnitudes from sets of mechanically consistent twin data within polyphase samples. This innovative approach allows deciphering the pressure history at Sheep Mountain Anticline. The distinct timing of successive twinning events was delineated first by the observation that some stress tensors have compression axes parallel to bedding dip, and thus correspond to pre-folding stress tensors, while some others have compression axes that are horizontal irrespective of bedding dip thus revealing post-folding stress tensors. We found no clear evidence for tensors with compression axes inclined consistently less than, but in the same direction as bedding dip which would have reflected either synfolding twinning [e.g., Lacombe, 2001] or rotation of pre-folding twins at the grain scale due to flexural slip [Harris and Van der Pluijm, 1998]. The chronology of twinning events is further constrained with respect to fracture development by the comparison of stress tensors recorded in rock matrix and in the successive vein sets.

[6] The first Laramide twinning event, recorded in the matrix and in the cements of set II veins, predated immediately (or occurred at the very onset of) folding and corresponds to a LPS-related contractional stress regime (vertical σ_3 axis, Figures 1a and 2a). The second twinning event occurred during LSFT under a strike-slip stress regime (vertical σ_2 axis, Figures 1a and 2a). Both events correspond to a Laramide compression roughly perpendicular to the fold axis (Figure 1a).

[7] Differential stresses ($\sigma_1 - \sigma_v$) and ($\sigma_1 - \sigma_h$) (σ_v : vertical stress, σ_h : minimum horizontal principal stress) are reported in Figure 1c for these two Laramide twinning events. For LPS3, these values are larger in the forelimb (60 and 50 MPa, resp.) than in the backlimb (20 and 10 MPa, resp.). This increase has been tentatively related to stress perturbations in the sedimentary cover at the tip of the

underlying basement fault starting to move during Laramide stress build-up [Amrouch *et al.*, 2010a].

3. How to Quantify Effective Principal Stress Magnitudes?

[8] Paleostress orientations and regimes determined from fractures, calcite twins and faults (Figure 1a) as well as differential stress magnitudes based on calcite twinning paleopiezometry (Figure 1c) were combined with rock mechanics data within a Mohr construction to estimate effective principal stress magnitudes. The method consists of finding the values of σ_1 , σ_2 and σ_3 required for consistency between newly formed faulting/fracturing, frictional sliding along preexisting planes (i.e., Byerlee's law), and differential stresses estimated from calcite twinning [Lacombe and Laurent, 1992].

[9] To this aim, we run rock mechanics tests to determine the intrinsic failure envelopes of the Phosphoria and Madison formations. Samples were submitted to tension and to compression under confining pressures of 1, 10 and 15/20 MPa, and the deviatoric stresses required for crack development (dilatancy) then macroscopic rock failure were evaluated at each step (auxiliary material, Table S1).¹ We used these data to draw the Mohr circles corresponding to crack development and rock failure and we built the intrinsic envelopes that are tangent to the Mohr circles and define the rock mechanical properties (Figure 2b). We however used in our scenario a mean crack development curve (CDC) for both formations which is a likely better proxy of the brittle strength of the pre-fractured *in situ* limestones than the failure curve determined

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2011GL048649.

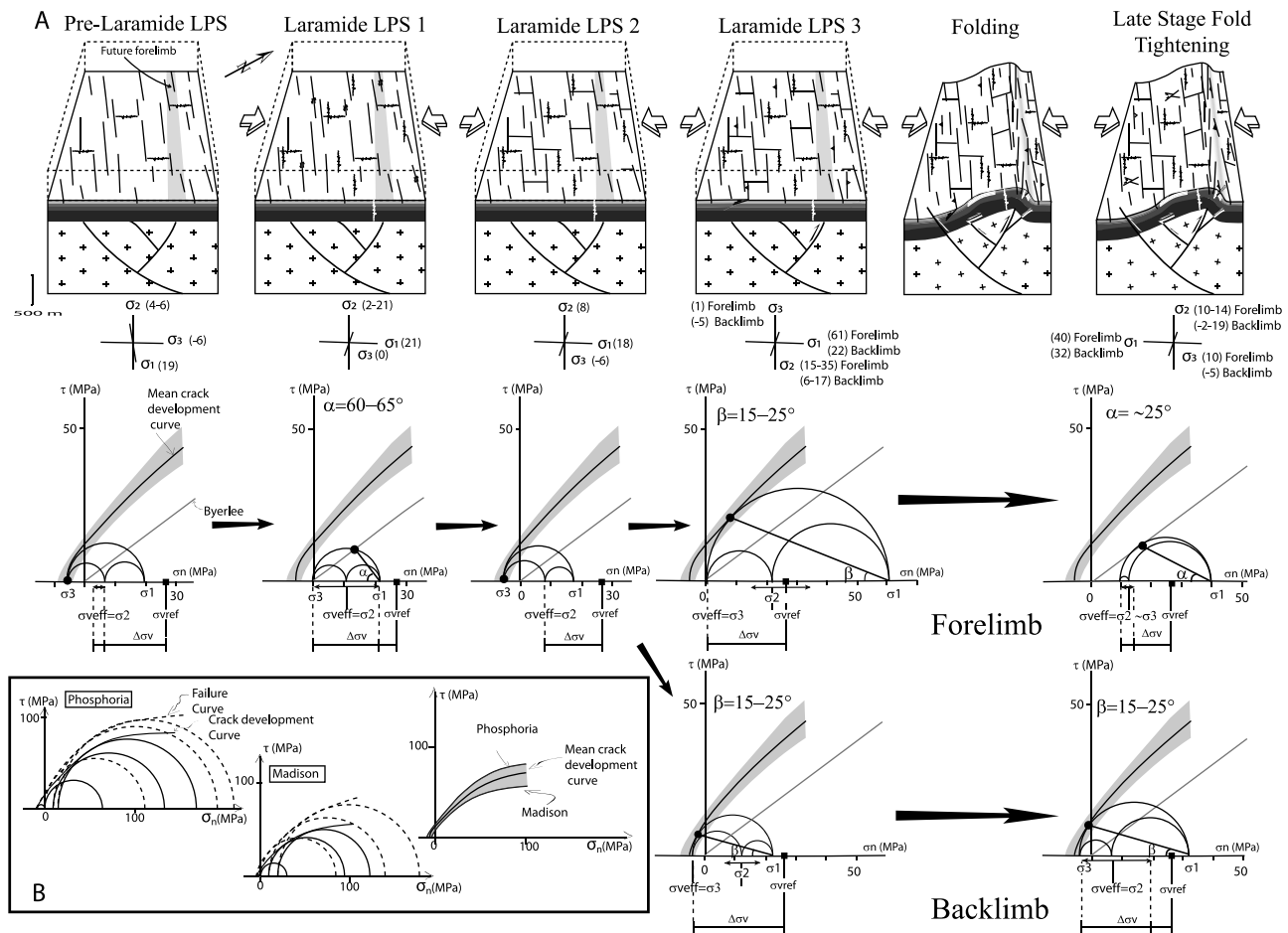


Figure 2. (a) Kinematic and mechanical scenario of development of Sheep Mountain Anticline. For each stage are shown: the microstructures formed, the stress regime and the effective principal stress values (between parentheses) in MPa, and the corresponding Mohr construction. Note that the stress evolution is different in the fold limbs since LPS 3 stage. $\Delta\sigma_v$, σ_{vref} and σ_{veff} are defined in text. For details, see auxiliary material (Tables S1 and S2). (b) Building of crack development curve (continuous circles and line) and failure curve (dashed circles and line) from rock mechanics tests.

from intact present-day rock samples [e.g., Lacombe, 2001] (see section 5.2).

4. The Scenario

[10] We define the reference value of the effective vertical principal stress σ_{vref} by considering a pre-folding 2000 m burial of the studied formations and an hydrostatic fluid pressure: $\sigma_{vref} = (\rho - \rho_e)gz$, where ρ and ρ_e are the average densities of the sedimentary overburden and of water (2400 and 1000 kg/m³, respectively), g is the acceleration of gravity (9.81 ms⁻²) and z is the depth. We also define $\Delta\sigma_v$ as the difference between σ_{vref} (~ 27 MPa) and the value of the effective vertical stress σ_{veff} obtained using the Mohr construction. The values of the parameters used and the stress values determined are reported in Table S2 (auxiliary material).

4.1. Pre-Laramide LPS Stage

[11] Effective principal stress magnitudes are constrained by the mode I opening of newly formed set I veins which are vertical and contain σ_2 axis after unfolding, so the (σ_1 , σ_3) Mohr circle is tangent to the CDC at a point corresponding to the value of σ_3 (Figure 2a). The maximum differential

stress ($\sigma_1 - \sigma_3$) value is about 25 MPa in both fold limbs (Table S2). Effective principal stress values are $\sigma_1 \sim 19$ MPa and $\sigma_3 \sim -6$ MPa. The nearly 0.5 value of the stress ellipsoid shape Φ ratio ($(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$) (Table S2) leads to $\sigma_2 = \sigma_{veff} \sim 4-6$ MPa.

4.2. Laramide LPS 1

[12] This stage corresponds to the left-lateral shear reactivation of preexisting set I veins (Figure 2a). Because of the absence of newly-formed fractures, the CDC is not reached and the (σ_1 , σ_3) Mohr circle and the friction curve ($\tau = 0.85 \sigma_n$) are secant at the point representing set I fractures that lie at an angle α of $60^\circ-65^\circ$ to the σ_1 axis (Figure 2a). Effective principal stress values are $\sigma_1 \sim 21$ MPa and $\sigma_3 \sim 0$ MPa. Because of the uncertainty on the Φ ratio, $\sigma_{veff} = \sigma_2$ is poorly constrained, between 2 and 21 MPa (Table S2).

4.3. Laramide LPS 2

[13] The state of stress causes the mode I opening of newly formed set II veins (which are vertical and contain σ_2 axis when unfolded), mainly in the future backlimb and hinge, so the Mohr circle is tangent to the CDC at a point corresponding to the value of σ_3 (Figure 2a). Effective principal stress values are $\sigma_1 = 18$ MPa and $\sigma_3 = -6$ MPa.

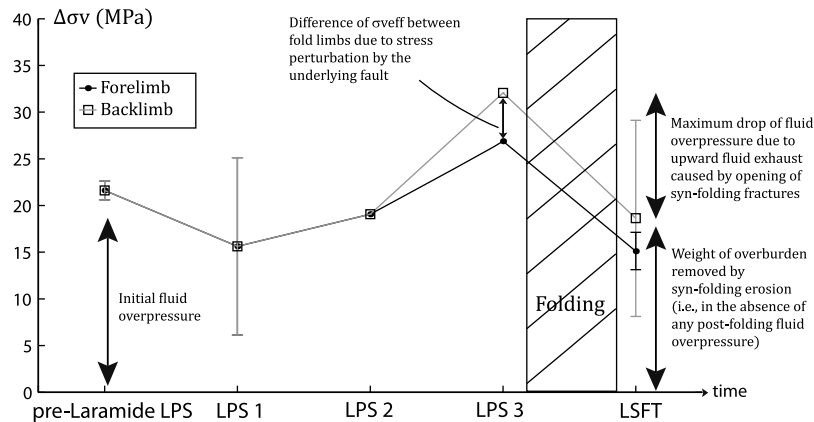


Figure 3. Evolution of the difference $\Delta\sigma_v$ between the reference vertical principal stress σ_{vref} (see text) and the value of σ_{veff} obtained using the Mohr construction at each step, and inferred evolution of the fluid (over)pressure and possible syn-folding erosion. Reported error bars reflect uncertainties on the Φ ratio computed from inversion of calcite twin data.

$\sigma_{veff} = \sigma_2$ is constrained by a single value of the Φ ratio equal to 0.6 (Table S2), which leads to a value of 8 MPa.

4.4. Laramide LPS 3

[14] This stage is associated with the peak differential stress ($\sigma_1 - \sigma_3$) recorded by calcite twinning just before (or at the very onset of) folding. Occurrence at that stage in the forelimb and the backlimb of small-scale newly formed conjugate reverse faults containing σ_2 axis and at an angle β of 15–25° to the σ_1 axis (when unfolded) requires that the (σ_1, σ_3) Mohr circle is tangent to the CDC (Figure 2a). Because strike-slip regimes prevailed earlier (Figure 2a), a permutation between σ_2 and σ_3 axes is needed to account for the evolution toward a contractional regime. Differential stresses reach the mean values of 60 MPa in the forelimb and of 27 MPa in the backlimb (Figure 1c and Table S2). Effective principal stress values are $\sigma_1 = 61$ MPa and $\sigma_3 = \sigma_{veff} = 1$ MPa in the forelimb, and $\sigma_1 = 22$ MPa and $\sigma_3 = \sigma_{veff} = -5$ MPa in the backlimb. The σ_2 value is poorly constrained, between 6 and 17 MPa in the backlimb and between 15 and 35 MPa in the forelimb (Table S2).

4.5. Folding Stage

[15] This stage corresponds to the mode I opening of newly formed set III veins at the fold hinge (Figure 2a). This phase unfortunately lacks significant quantitative constraints on the related extensional state of stress.

4.6. Laramide Late Fold Tightening

[16] In the forelimb, this stage is probably associated with values of σ_2 and σ_3 close to each other (so that σ_2 and σ_3 axes could easily switch between being vertical and horizontal), which would explain how the strike-slip regime recorded by calcite twins caused the compressional reactivation of set I veins as small reverse faults (Figure 2a). For the sake of simplicity, we consider that set I veins were reactivated when making an angle α with σ_1 axis of $\sim 25^\circ$ (i.e., when tilted in their current attitude), but reactivation may have occurred earlier during folding. Effective principal stress values are $\sigma_1 = 40$ MPa, $\sigma_2 = 12$ MPa and $\sigma_3 = 10$ MPa. In the backlimb, the stress level caused formation of new strike-slip faults (Figure 2a). Effective principal stresses

values are $\sigma_1 = 32$ MPa and $\sigma_3 = -5$ MPa; $\sigma_v = \sigma_2$ remains poorly constrained, between -2 and 19 MPa.

5. Discussion

5.1. Assumption of a Vertical Principal Stress Versus Possible Principal Stress Rotations

[17] At all stages of our scenario, one principal stress is considered to be (nearly) vertical throughout the material, independently of the current position within the fold. This assumption is obviously not valid if principal stress directions rotated (e.g., possibly during strata bending). However, our approach does not constrain the attitude of principal stress axes at that stage. Instead, we interpret all the microstructures from the fold limbs as related to either LPS or LSFT. For LSFT, stress tensor computation unambiguously yields a vertical stress axis (σ_2). For LPS2, most set II fractures are clearly pre- (or early-) folding because strata curvature-related set III veins abut on them [Bellahsen *et al.*, 2006a]. It could be argued that reverse microfaults of LPS3, also interpreted to have formed within nearly horizontal strata, could have developed within significantly tilted layers, hence possibly under a non vertical principal stress, if flexural slip occurred at very low friction so that the principal stresses rotated but remained either parallel or perpendicular to bedding. However, several lines of evidence make the occurrence of significant stress rotations at that stage unlikely. First, reverse faults are observed not only in fold limbs where layer-parallel slip is documented by field observations (e.g., in the forelimb [Sanz *et al.*, 2008]), but also at the hinge [Amrouch *et al.*, 2010a] where strata are still nearly horizontal and where outer rim extension prevailed (set III). For a fixed-hinge fold kinematics [Bellahsen *et al.*, 2006b], this is consistent with faulting when the layers were still horizontal or at very low dip. Second, layer-parallel slip at low shear stresses (hence possible large principal stress rotations) is not supported by AMS data showing instead a syn-folding magnetic foliation strongly oblique to the bedding plane in the backlimb [Amrouch *et al.*, 2010b]. As a result, whether the LPS3 microstructures formed in perfectly horizontal layers (strictly pre-folding) or at the very onset of folding within

low dipping strata (early-folding), the assumption of a governing (nearly) vertical principal stress is likely valid.

5.2. Uncertainties on the Effective Principal Stress Values

[18] Estimated effective principal stress values fall in the range of 18 to 61 MPa for σ_1 and -6 to 10 MPa for σ_3 , in the limestone strata deformed in the depth range of 1000–2000 m (Figure 3 and Table S2). These values are affected by two main sources of uncertainties. The first one is directly related to the uncertainties on differential stresses estimated by calcite twin analysis ($\pm 20\%$; Figure 1c). The second is induced by the use of the mean CDC to constrain the position of the Mohr circles along the normal stress axis. At the upper crust scale, it is commonly assumed that the strength is limited by the reactivation of well-oriented major discontinuities, i.e. Byerlee's law. In contrast, at a local scale within the sedimentary cover where all possible orientations of discontinuities are not available for reactivation, the observation of newly formed fractures and faults reveals the local state of stress at failure. In this case, the CDC is a likely better proxy of the bulk *in situ* brittle strength of the limestones at depth than the failure curve determined from intact present-day rock samples. Note that compared to the general use of Byerlee's curve, the stress derived from the CDC should therefore be considered to provide a minimum value for the least principal stress.

[19] Concerning $\Delta\sigma_v$, the estimate of the burial depth and the hypothesis of one principal stress being vertical are additional causes of uncertainties. Burial depth uncertainties will poorly affect $\Delta\sigma_v$ (a shallower depth of deformation of 300 m will reduce the $\Delta\sigma_v$ of approximately 4 MPa). If one principal stress was not coaxial with gravity (as discussed for LPS3 stage in section 5.1), this will result in an increase of σ_{veff} toward σ_1 and therefore a decrease of $\Delta\sigma_v$. In this case, σ_{veff} can be computed as the normal stress acting on a horizontal plane. With an average 20° dip of the backlimb, an unlikely stress rotation during folding will lead only to a decrease of $\Delta\sigma_v$ of 4 MPa.

[20] As a result, the values obtained should be considered as orders of magnitudes rather than accurate values. Nevertheless, these estimates are amongst the very few available for uppermost crustal paleo-stresses at the particular time of tectonic deformation (e.g., Taiwan [Lacombe, 2001]). They are interestingly of the same order than the modern principal stress values determined in strike-slip or compressional stress regimes, e.g., at the SAFOD pilot hole [Hickman and Zoback, 2004].

5.3. Evolution of Pore Fluid Pressure and Syn-folding Erosion

[21] Because there is no evidence for erosion or increase of burial before folding, $\Delta\sigma_v$ primarily provides an estimate of the fluid overpressure (Figure 3). During the pre-Laramide stage, $\Delta\sigma_v$ was about 19 MPa (i.e., a fluid pressure of about 38 MPa): this positive value agrees with observations that the fluid pressure is often greater than hydrostatic in orogenic settings [e.g., Roure et al., 2010]. The increase of $\Delta\sigma_v$ (~ 13 MPa) during Laramide LPS reflects an increase of the fluid overpressure, the fluid pressure reaching the lithostatic value (~ 50 MPa) and causing opening of bed-parallel horizontal hydraulic veins. This rise of fluid pressure may be related to the activation of pressure-solution (LPS2) that

reduces porosity and consequently increases pore pressure in limestone strata (Figures 1d and 2a) overlain by Mesozoic shales, which behave as an impermeable barrier for fluids. The difference between the fold limbs is likely related to the perturbation of σ_{veff} at the upper tip of the underlying basement fault [Bellahsen et al., 2006b]. The strong decrease of $\Delta\sigma_v$ during folding (~ 15 MPa, Figure 3) could be interpreted as a drop of the fluid pressure related to the development of the bending-related set III veins at the fold hinge. These fractures enhanced vertical permeability of the entire stratigraphic sequence [Barbier et al., 2011], including the impermeable Mesozoic shales, causing an upward fluid exhaust (as suggested by geochemical and fluid inclusion analyses [Beaudoin et al., 2011]) and a subsequent major drop of the fluid pressure.

[22] If the entire fluid overpressure was released at that stage, it is possible to derive the maximum value of syn-folding erosion (Figure 3). This value is poorly constrained in the backlimb (580–2000 m) but is estimated more accurately in the forelimb (950 m–1250 m). Since a large difference in syn-folding erosion between fold limbs is unlikely, ~ 1000 m of syn-folding erosion is a reasonable estimate. The removal of the remaining burial therefore occurred after the end of the main Laramide event.

6. Conclusions

[23] This study provides an original attempt at combining microstructural data with rock mechanics data to constrain the stress levels sustained by sedimentary rocks deformed by folding in the uppermost crust. Beyond regional implications, it offers a promising way to access effective paleo-principal stress magnitudes, changes in fluid (over)pressure and even estimates of denudation, to be used as inputs in realistic numerical models of thrust belts and foreland basins.

[24] **Acknowledgments.** The efficiency of Elisabeth Bemer (Reservoir Engineering Division of IFPEN) who acquired the rock mechanic data used in this paper is gratefully acknowledged. The authors also thank J. P. Callot and P. Robion for stimulating discussions, as well as Michele Cooke and François Cornet for helpful comments.

[25] The Editor thanks Michele Cooke and François Cornet for their assistance in evaluating this paper.

References

- Amrouch, K., O. Lacombe, N. Bellahsen, J. M. Daniel, and J. P. Callot (2010a), Stress/strain patterns, kinematics and deformation mechanisms in a basement-cored anticline: Sheep Mountain Anticline (Wyoming, USA), *Tectonics*, 29, TC1005, doi:10.1029/2009TC002525.
- Amrouch, K., P. Robion, J.-P. Callot, O. Lacombe, J.-M. Daniel, N. Bellahsen, and J.-L. Faure (2010b), Constraints on deformation mechanisms during folding based on rock physical properties: Example of Sheep Mountain Anticline (Wyoming, USA), *Geophys. J. Int.*, 182, 1105–1123, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04673.x.
- André, A. S., J. Sausse, and M. Lespinasse (2002), A new method for the quantification of paleostress magnitudes: Sequential sealing of the Soutz-sous-Forêt vein system (Rhine graben, France), *Tectonophysics*, 336, 215–231.
- Angelier, J. (1989), From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data, *J. Struct. Geol.*, 11(1–2), 37–50, doi:10.1016/0191-8141(89)90034-5.
- Barbier, M., J. P. Callot, J. M. Daniel, and Y. Hamon (2011), The sedimento-diagenetic control on the multiscale fracturing of a carbonate reservoir, the Madison Formation (Sheep Mountain, Wyoming, USA), *Geophys. Res. Abstr.*, 13, EGU2011.
- Beaudoin, N., N. Bellahsen, O. Lacombe, and L. Emmanuel (2011), Fracture-controlled paleohydrogeology in a basement-cored, fault-related fold:

- Sheep Mountain Anticline (Wyoming, USA), *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *12*, Q06011, doi:10.1029/2010GC003494.
- Bellahsen, N., P. Fiore, and D. D. Pollard (2006a), The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming, *J. Struct. Geol.*, *28*(5), 850–867, doi:10.1016/j.jsg.2006.01.013.
- Bellahsen, N., P. Fiore, and D. D. Pollard (2006b), From spatial variation of fracture patterns to fold kinematics: A geomechanical approach, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L02301, doi:10.1029/2005GL024189.
- Fiore Allwardt, P., N. Bellahsen, and D. D. Pollard (2007), Curvature and fracturing based on global positioning system data collected at Sheep Mountain Anticline, Wyoming, *Geosphere*, *3*, 408–421, doi:10.1130/GES00088.1.
- Harris, J. H., and B. A. Van der Pluijm (1998), Relative timing of calcite twinning strain and fold-thrust belt development: Hudson Valley fold-thrust belt, New York, USA, *J. Struct. Geol.*, *20*(1), 21–31, doi:10.1016/S0191-8141(97)00093-X.
- Hennier, J. H. (1984), Structural analysis of the Sheep Mountain anticline, Bighorn basin, Wyoming, MS thesis, 118 pp., Tex. A&M Univ., College Station.
- Hickman, S., and M. D. Zoback (2004), Stress orientations and magnitudes in the SAFOD pilot hole, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L15S12, doi:10.1029/2004GL020043.
- Jamison, W. R., and J. H. Spang (1976), Use of calcite twin lamellae to infer differential stresses, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *87*, 868–872, doi:10.1130/0016-7606(1976)87<868:UOCTLT>2.0.CO;2.
- Kohlstedt, D. L., and M. S. Weathers (1980), Deformation-induced microstructures, paleopiezometers and differential stress in deeply eroded fault zones, *J. Geophys. Res.*, *85*, 6269–6285, doi:10.1029/JB085iB11p06269.
- Lacombe, O. (2001), Paleostress magnitudes associated with development of mountain belts: Insights from tectonic analyses of calcite twins in the Taiwan Foothills, *Tectonics*, *20*(6), 834–849, doi:10.1029/2001TC900019.
- Lacombe, O. (2007), Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: Mechanical implications, *J. Struct. Geol.*(1), *29*, 86–99, doi:10.1016/j.jsg.2006.08.009.
- Lacombe, O. (2010), Calcite twins, a tool for tectonic studies in thrust belts and stable orogenic forelands, *Oil Gas Sci. Technol.*, *65*(6), 809–838, doi:10.2516/ogst/2009088.
- Lacombe, O., and P. Laurent (1992), Determination of principal stress magnitudes using calcite twins and rock mechanics data, *Tectonophysics*, *202*, 83–93, doi:10.1016/0040-1951(92)90456-G.
- Lacombe, O., and P. Laurent (1996), Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples: Preliminary results, *Tectonophysics*, *255*, 189–202, doi:10.1016/0040-1951(95)00136-0.
- Pfiffner, O. A. (1982), Deformation mechanisms and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps, *J. Struct. Geol.*, *4*(4), 429–442, doi:10.1016/0191-8141(82)90034-7.
- Roure, F., et al. (2010), The use of paleo-thermo-barometers and coupled thermal, fluid flow and pore-fluid pressure modelling for hydrocarbon and reservoir prediction in fold-thrust belts, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *348*, 87–114.
- Rowe, K. J., and E. H. Rutter (1990), Paleostress estimation using calcite twinning: Experimental calibration and application to nature, *J. Struct. Geol.*, *12*(1), 1–17, doi:10.1016/0191-8141(90)90044-Y.
- Sanz, P. F., D. D. Pollard, P. F. Allwardt, and R. I. Borja (2008), Mechanical models of fracture reactivation and slip on bedding surfaces during folding of the asymmetric anticline at Sheep Mountain, Wyoming, *J. Struct. Geol.*, *30*(9), 1177–1191, doi:10.1016/j.jsg.2008.06.002.
- Stanton, H. I., and E. A. Erslev (2004), *Sheep Mountain Anticline: Backlimb tightening and sequential deformation in the Bighorn Basin, Wyoming*, *53rd Guidebook*, pp. 75–87, Wyo. Geol. Assoc., Casper.
- Twiss, R. J. (1977), Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer, *Pure Appl. Geophys.*, *115*, 227–244, doi:10.1007/BF01637105.

K. Amrouch, N. Beaudoin, N. Bellahsen, and O. Lacombe, UPMC Sorbonne Universités, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France.

J.-M. Daniel, Geology Geochemistry Geophysics Direction, IFP Energies Nouvelles, F-92852 Rueil-Malmaison, France.

V. Utilisation des tenseurs des contraintes pour estimer les pressions de fluides et l'érosion lors du plissement *s.l.*

Cette partie ne traitera ni des hypothèses posées quant à l'évolution des contraintes avant, pendant et après le plissement, indispensables pour construire la courbe présentée dans la figure 3 de l'article, ni sur la démarche qui permet d'interpréter les différences de contrainte verticale théorique et effective en surpression de fluides avant le plissement et en érosion après le plissement. Ces hypothèses sont en effet largement discutées dans l'article. En revanche, il est possible d'aller plus loin sur les relations entre l'évolution de cette contrainte, la déformation et les (sur)pressions de fluides.

A. Évolution des pressions de fluides pendant la déformation précoce du plissement: témoin de la perméabilité hydraulique des fractures

L'interprétation de la courbe d'évolution des $\Delta\sigma_v$ en évolution des surpressions de fluides par rapport à la pression lithostatique corrigée de la pression hydrastatique prédit l'existence d'une surpression de fluide dans les couches carbonatées dès la formation du set I, qui se maintient au niveau des 20 MPa jusque pendant le LPS, où le développement des failles inverses supposées tardi-LPS témoigne d'une surpression de fluides allant de 25 MPa dans le flanc avant jusqu'à 30 MPa dans le flanc arrière. Enfin, la formation de failles décrochantes probablement synchrone de la réactivation en failles inverses des fractures du set I permet de quantifier une chute de surpression des fluides jusqu'à un niveau de 15 à 18 MPa, amoindrissant l'écart entre les deux flancs du pli lors de cette phase tardive de serrage. La valeur initiale de la surpression des fluides dans le système supposé fermé à cette époque peut être interprété comme lié aux fluides de formation, dans lesquels viennent se diluer les fluides hydrothermaux dans le modèle hydrologique à l'échelle du pli.

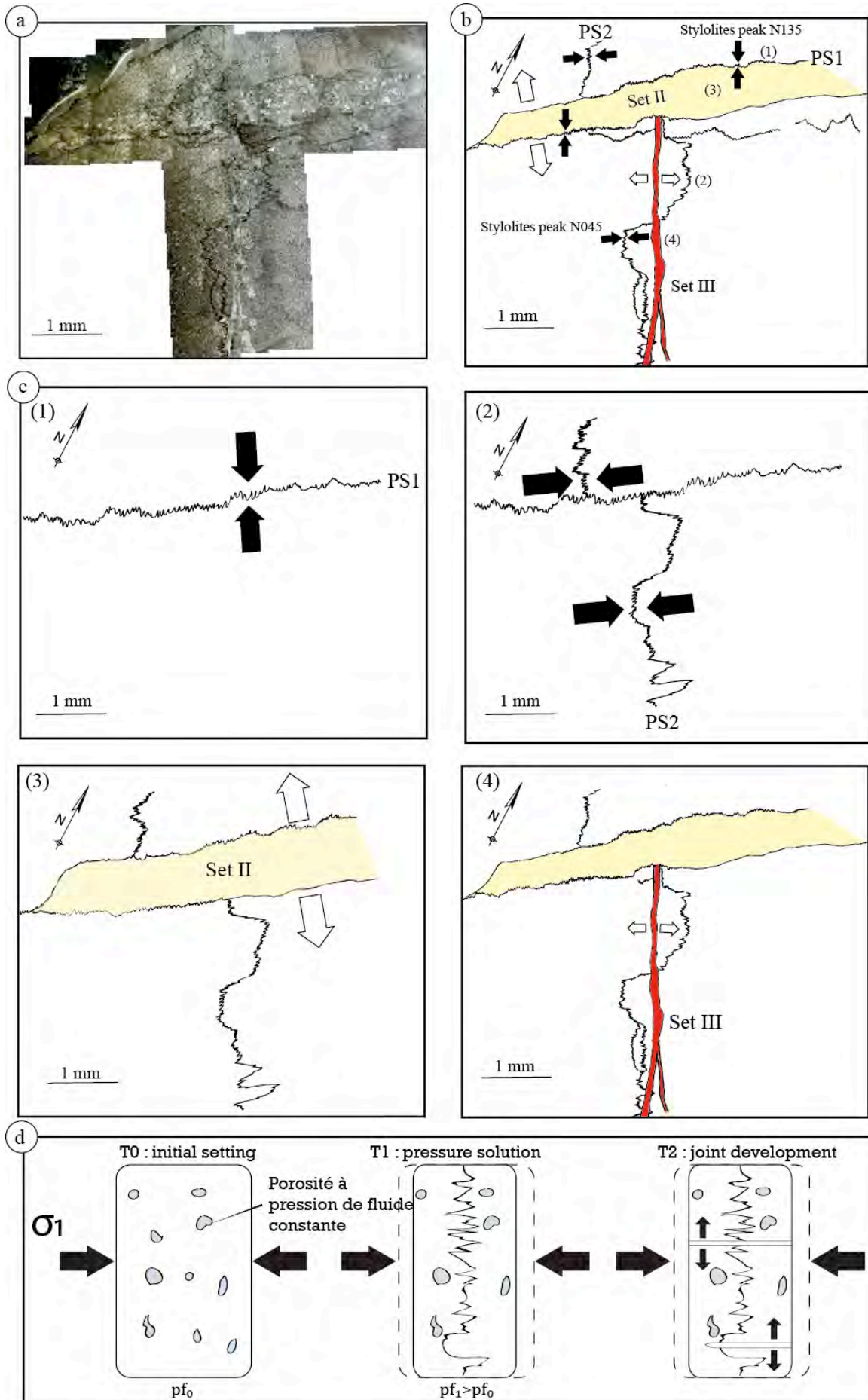
Durant la phase précoce du plissement au Laramien, on peut négliger à l'échelle de SMA une sédimentation ou une érosion qui aura pu faire significativement varier la profondeur d'enfouissement des formations carbo-permiennes étudiée (Thomas, 1965 ; DeCelles, 2004) . Dans ce cas, on peut expliquer les variations de la magnitude de la contrainte verticale effective par rapport à la contrainte verticale de référence comme des variations de pressions de fluides dans les couches. Ces variations résultent donc d'une compétition entre (1) une arrivée latérale ou verticale de fluides ou une diminution du volume de la porosité, et (2)

l'augmentation de la perméabilité (et la connexion aux couches adjacentes) due au développement des joints ou des failles. Dans les carbonates, les mécanismes de pression-dissolution tels que la stylolitisation, permettent de réduire très efficacement la porosité d'une roche, et donc le volume disponible, augmentant de fait la pression de fluides. À SMA, les observations montrent une chronologie entre des périodes de pression-dissolution tectonique et des périodes d'ouverture de joints en tension (Figure 1 de l'article, reprise ci-après en Fig. 5-18).

Cette observation montre que la pression-dissolution d'origine tectonique précède la fracturation en tension dans le même régime des contraintes (ici lié à la compression laramienne). On note que lors de la réactivation du set I (LPS 1), une légère baisse dans la valeur moyenne de la surpression de fluides peut être interprétée comme une période de perméabilisation des couches, mobilisant des fluides des formations qui migrent hors du système soit verticalement, soit latéralement. À partir de cet événement, la surpression de fluides augmente, ce qui peut donc être relié à des phases de destruction de la porosité par pression-dissolution plus efficace que la perméabilisation des couches par le développement du set II et par la formation de failles inverses. Cette faible perméabilisation des couches peut s'expliquer par la faible persistance verticale des joints du set II, qui reste limitée à l'épaisseur du banc (Barbier, 2012). Au contraire, la diminution de surpression qu'engendre la réactivation du set I montre que cet événement crée plus de perméabilité qu'il n'y a de pression-dissolution. Compte tenu du fait que le cisaillement du set I entraîne théoriquement une moindre perméabilisation des couches que le développement de joints verticaux qui peuvent de plus connecter le réseau (*i.e.* le set II), il est légitime de supposer qu'aucune pression-dissolution tectonique efficace n'a affecté les couches à cette période. Sachant de plus que les surpressions de fluides atteignent la pression lithostatique à la fin de l'étape LPS 3 laramienne (discuté dans la section 5.3 de l'article), ce qui peut expliquer les fractures parallèles aux couches observées, on peut donc proposer une séquence reliant l'évolution des pressions de fluides à la fracturation pendant l'augmentation des contraintes lors de la phase précoce du plissement (Fig. 5-19) différente de celle proposé par Roure et al. (2005) (Fig. 2-27).

Figure 5-18 (ci-contre) : a) Observation en microscopie optique de la lame 21M, parallèle au pendage stratigraphique des couches. b) Schéma interprétatif des relations chronologiques entre les différentes étapes de fracturation en tension et de pression-dissolution. c) Proposition de l'évolution des déformations dont l'état final est observé sur la lame. d) Proposition d'un modèle expliquant la séquence de fracturation observée en vue de dessus, voir texte pour les détails.

Figure 5-18 (see opposite): a) Photomicrograph of sample 21M in thin-section parallel to strata inclination. b) Interpretatif sketch presenting the micro-deformation sequence observed. c) Sketches showing deformation sequence evolution through time, based on the observed chronological relationships. d) Conceptual model (in map-view) proposed to explain observed micro-deformation sequence, involving porosity destruction during pressure solution as an engine to fluid overpressure development in strata, leading to joint development.



Cette séquence propose que les veines parallèles aux couches se développent à la fin de la phase de LPS et constituent la phase LPS 4. Cette proposition se base sur l'évolution de la valeur de la surpression de fluide, qui se rapproche à une valeur équivalente au lithostatique juste avant le syn-*pli s.s.*. En considérant les marges d'erreurs, tant sur les mesures paléopiezométriques (20% de la magnitude du différentiel des contraintes), sur la construction graphique (10% d'erreur sur la valeur de σ_v) et sur le calcul des pressions lithostatiques sec et hydraté, erreur liée à l'estimation de l'enfouissement, il est possible qu'au moment de la néorupture, la surpression de fluides soit telle qu'une pression équivalente au lithostatique soit atteinte, ce qui implique que la séquence entre les failles inverses et les joints parallèles aux couches n'est pas absolue, les deux pouvant se développer de façon synchrone. Néanmoins, l'exemple de SMA tend à montrer que les fractures parallèles aux couches, dont la chronologie relative reste très difficile à contraindre, se développeraient plutôt tardivement durant la phase LPS, et non précocement durant la phase LPS (Ferket et al., 2003 ; Roure et al., 2005).

B. Implications de l'estimation de l'érosion syn-plissement

Postérieurement au raccourcissement parallèle aux couches, on observe une chute de la valeur du $\Delta\sigma_v$ (~-12 MPa) lors de l'étape syn-plissement, qui n'a pas été représentée dans la séquence au moment de l'article, faute de données publiées, mais qui sera présenté dans le chapitre 6 du présent mémoire. Comme démontré dans la reconstitution de la paléo-hydrologie à SMA, le développement des fractures syn-*pli* a grandement augmenté la perméabilité des couches carbonatées, ce qui se traduit par un pulse de fluides hydrothermaux chenalés par la faille de socle, puis migrant rapidement dans le réseau de fractures connecté et augmentant la perméabilité des couches. La faible valeur de surpression de fluides dans ces couches (la plus faible de l'histoire du *pli*) suggère que ces fractures d'extrados ont augmenté la perméabilité de l'ensemble de la couverture sus-jacente aux formations étudiées. Cette cohérence entre ces deux études permet donc d'affiner l'impact de la phase de fracturation syn-*pli* sur le modèle paléohydrologique (Fig. 5-20).

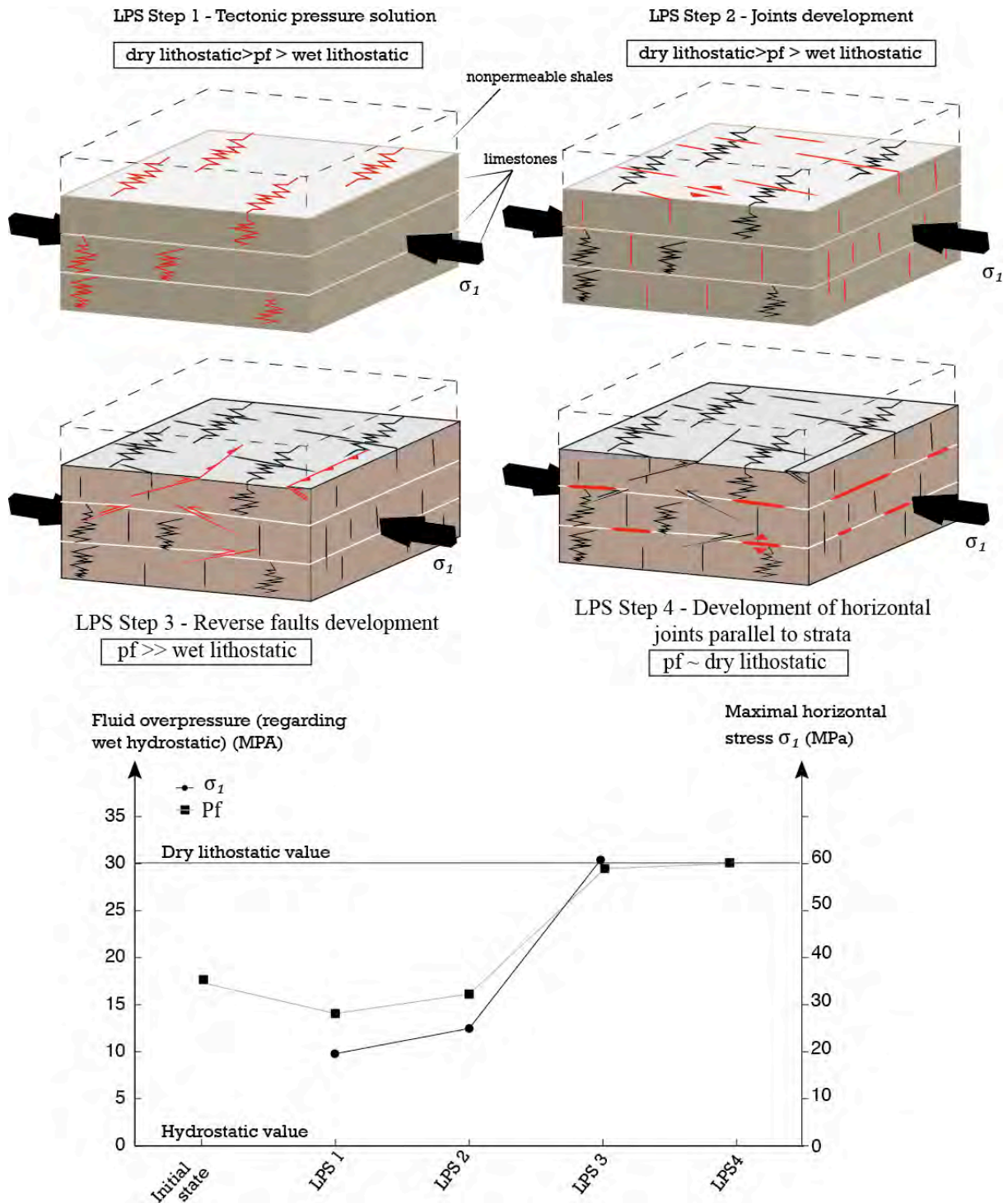


Figure 5-19: Séquence de déformation durant la phase LPS précoce du plissement d'après l'étude de SMA, considérant des bancs calcaires qui localisent la déformation, recouvert par un ensemble argileux imperméable. Pour chaque étape, la magnitude de la contrainte principale horizontale et la valeur des surpressions de fluides calculées à SMA sont reportés dans le graphique (en MPa, sans les barres d'erreurs). La chronologie relative entre phases LPS 3 et LPS 4 est discutée dans le texte.

Figure 5-19: Summary of the deformation sequence during the pre-folding LPS in limestone underlaid and overlaid by nonpermeable shales at SMA. For each step, measured magnitude of maximum horizontal stress and estimated fluid overpressure value are reported on diagram at the bottom of the figure. Chronological relationships between LPS 3 and 4 is based on a stress build-up hypothesis only.

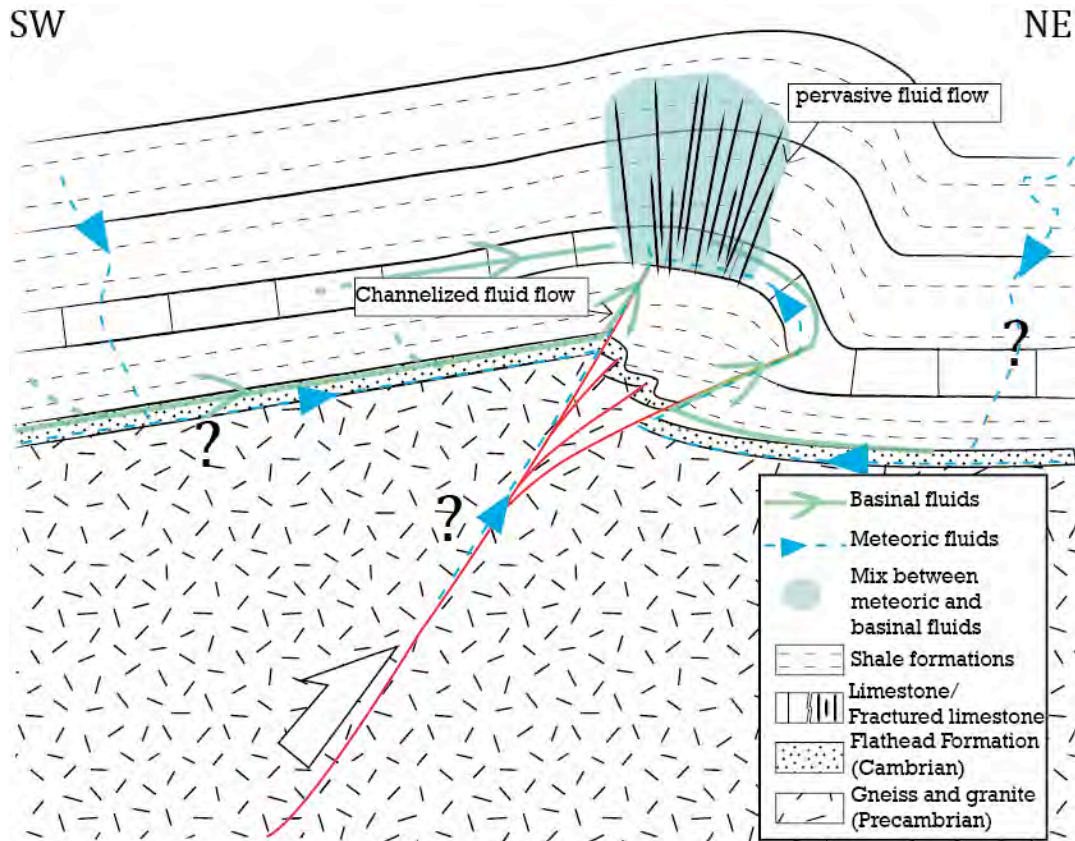


Figure 5-20 : Modèle paléohydrologique de SMA durant l'étape syn-plissement. Ce modèle prend en compte la diminution de pression de fluide syn-pli interprétée comme due à l'échappement des fluides depuis les couches carbonatées jusque dans les couches argileuses supérieures. Ce modèle implique une perméabilisation verticale à l'échelle de la couverture grâce à la persistance verticale du set syn-pli.

Figure 5-20: Paleohydrological scenario for SMA during synfolding. This sketch depicts suggested pathways of and interaction between hydrothermal fluids (in blue) and formational fluids (in green). This model takes into account the decrease of fluid overpressure during synfolding and the low-range of oxygen isotope signatures registered in set III vein cements by invoking a strong vertical persistence of set III fractures in the overlying shales.

Il existe deux possibilités pour expliquer le différentiel positif $\Delta\sigma_v$ prédit après le plissement : (i) il reste des fluides qui créent cette surpression, ce qui est assez incohérent avec la chute de pression entraînée par une hausse de la perméabilité, ou bien (ii) le poids de la colonne sédimentaire sus-jacente n'est plus le même qu'avant la formation du relief, ce qui fausse la valeur de la contrainte verticale de référence (σ_{vref}) utilisée pour le calcul de $\Delta\sigma_v$. Dans l'étude, nous avons choisi de considérer la deuxième hypothèse, ce qui permet de prédire une exhumation des couches entre la fin du LPS et le LSFT (~syn-pli s.s.) de 1000 m. En considérant qu'elle reflète la formation du pli, cette valeur peut être considérée comme quantifiant l'érosion syn-pli, puisqu'on ne considère aucun dépôt durant le plissement. Il est possible de calculer le taux d'exhumation/érosion induit par cette méthode d'estimation de l'érosion. Aucun indice sédimentaire local ne permet de déterminer le temps séparant le LPS laramien et le LSFT. En revanche, les reconstructions palinspastiques proposées par DeCelles (2004) fournissent un calendrier de la déformation dans l'avant-pays des Rocheuses. Selon ces reconstructions, la déformation laramienne affecterait le bassin durant le Maastrichtien, avant

de se propager à l'Est. Si on extrapole ce calendrier aux grandes arches au Danien, on peut prédire une érosion maximale de 1000 mètres durant une période maximale de 10 Ma, ce qui correspond à un taux de 0,1 km/Ma, du même ordre de grandeur que les taux d'exhumation reconstitués par thermochronologie dans les arches de la région (0,2 km/Ma selon Crowley et al., 2002), ou lors de l'orogénèse pyrénéenne (de 0,08 à 0,17 km/Ma selon Fitzgerald et al., 1999). Ces valeurs sont des valeurs classiques de glissement le long de failles normales (Peacock et Sanderson, 1991 ; Kim et Sanderson, 2005), mais sont faibles si on considère un jeu inverse (1 km/Ma d'après Lamarche et al., 2005). Il faut garder à l'esprit que nous avons affaire à d'anciennes failles normales à fort pendage (Marshak et al., 2000), il est donc cohérent de calculer des taux de glissement faibles. De plus cette valeur d'exhumation est cohérente avec la pression d'enfouissement modélisée pour l'échantillon du set II contenant des inclusions fluides à hydrocarbures (140 bars) : en effet, la différence entre cette pression modélisée et la pression attendue en anté-pli est de 900 m. Cette cohérence tend à supporter (1) la validité des hypothèses et de la méthode pour la quantification des surpressions liées à la contrainte verticale et (2) remet en cause la considération que les fractures perpendiculaires à l'axe du pli et aux couches se développent systématiquement lors du raccourcissement parallèle aux couches, en suggérant la possibilité d'un développement durant le serrage tardif du pli.

Cette étude présente donc une méthode qui, appliquée au cadre microstructural particulièrement bien contraint de SMA permet de reconstituer l'évolution des surpressions de fluides durant la phase anté-pli, et permet d'estimer la quantité d'érosion lors du plissement. Ce travail reste unique car il est le fruit de plusieurs années d'acquisition de données de différents types (structurales, mécaniques, piézométriques, géométriques, cinématiques, géochimiques). La cohérence de l'intégration de ces données illustre le potentiel d'une telle méthode, qui, à l'heure actuelle, n'a pas été généralisée. Sur l'objet exceptionnel qu'est SMA, cette cohérence illustre une relation complexe de cause à effet entre microdéformation et pression de fluides qui est directement reliée aux magnitudes des contraintes appliquées et aux variations de perméabilité dues aux phases de déformations cassantes.

VI. Conclusion

Grâce à la qualité d'affleurement exceptionnelle offerte à Sheep Mountain Anticline et en se basant sur un cadre microstructural complet et bien contraint, ce chapitre permet d'apporter des éléments de réponse à la problématique des relations entre plissement, fracturation et circulation de fluides à l'échelle d'un anticlinal à cœur de socle. L'étude géochimique des veines reliées à trois étapes distinctes de la déformation des couches plissées

(anté-pli antérieur au Laramien, phase précoce du plissement et phase syn-pli *s.s.*) a permis de mettre en évidence un système de fluides composé d'un mélange entre fluides de formation et fluides exotiques hydrothermaux, ces derniers migrant principalement lors du développement des joints syn-pli et de la propagation de la faille de socle. Si l'inversion/propagation de la faille de socle semble jouer un rôle majeur dans la migration, verticale et chenalisée, de fluides hydrothermaux qui semblent dériver de fluides météoriques, les joints d'extrados distribués forment de très bons drains verticaux, qui permettent aux fluides de circuler et de précipiter rapidement dans les couches carbonatées de la couverture mais aussi dans les strates argileuses supérieures. Cette perméabilisation d'une grande partie de la couverture est suggérée par une chute de surpression des fluides dans les niveaux carbonatés, surpressions quantifiées par l'utilisation inédite de l'évolution des tenseurs complets des contraintes lors du plissement *s.l.*. Cette méthode permet de construire une courbe qui montre une augmentation constante des surpressions des fluides lors du raccourcissement parallèle aux couches, malgré l'ouverture des autres familles de fractures ou malgré la formation de failles. Cette tendance illustre l'importance du processus de pression-dissolution pour accommoder la déformation durant la phase de raccourcissement parallèle aux couches, et l'étude intégrée de cette phase à SMA permet de proposer une séquence générique de la microdéformation dans les couches carbonatées (sub)tabulaires soumises à une contrainte principale horizontale compressive dont la magnitude croît.

En revanche, à l'échelle du pli, les données ne permettent pas d'éclairer certaines zones d'ombre relatives aux chemins suivis par les fluides à l'échelle du bassin, pour lequel aucune donnée concrète ne permet de savoir si les fluides hydrothermaux et radiogéniques ont circulé dans le socle depuis une arche, dans le bassin ou s'ils représentent un mélange entre ces réservoirs et/ou chemins. Le calendrier d'ouverture des fractures durant la phase précoce du pli semble aussi pouvoir être remis en cause dans certains cas, ce qui illustre qu'il est essentiel d'avoir des chronologies relatives claires entre les différentes familles de fractures étudiées. De même, à cette échelle, on ne peut expliquer la présence de fluides hydrothermaux dans les fractures antérieures à la réactivation/propagation de la faille de socle que par des processus locaux de réouverture, ou de dissolution des ciments préexistants. Malgré le fait que ces processus soient observés, il est légitime de se demander si les mêmes fluides hydrothermaux ne peuvent pas avoir circulé dans ces couches, au moment de l'ouverture de ces joints, ce qui nécessiterait des chemins de migration que l'étude limitée à l'échelle du pli ne peut décrire.

Si le protocole appliqué permet bien de décrire un système de fluide à échelle du pli à partir de fractures, il paraît impossible de faire un changement d'échelle du pli au bassin, tant au niveau microstructural que paléo-hydrologique. À ce stade de l'étude, il apparaît donc nécessaire d'étudier les populations de fractures et les migrations de fluides associées dans d'autres structures du bassin.

Chapitre 6 - Évolution spatio-temporelle de la déformation, de la transmission des contraintes et du système paléo- hydrologique à l'échelle de l'avant-pays : le Bassin du Bighorn

L'étude des formations carbonatées de l'anticlinal de Sheep Mountain a permis de mettre en avant la forte capacité drainante verticale des fractures d'extrados et de la faille de socle. Ces déformations perméabilisent la couverture et permettent à des fluides hydrothermaux externes au bassin de migrer rapidement dans les couches fracturées et dans les argiles imperméables sus-jacentes, entraînant une forte diminution des surpressions de fluides. Néanmoins, il apparaît difficile de préciser les chemins de migrations des fluides à l'échelle du bassin d'avant-pays seulement grâce aux informations obtenues à l'échelle du pli. La caractérisation d'une migration ascendante de fluides hydrothermaux, vraisemblablement de fluides météoriques réchauffés en contact avec le socle, soulève des questions quant au

chemin, au sens et au moteur de cette migration. Enfin, si l'évolution des conditions pression-température-chimie des fluides nous a permis de proposer des modèles reliant fluides et contraintes/déformations, il apparaît essentiel de tester leur validité à l'échelle d'autres anticlinaux à cœur de socle.

Pour répondre à ce double objectif, nous avons choisi de nous intéresser à l'évolution structurale, microstructurale et paléo-hydrologique de l'anticlinal de Rattlesnake Mountain (RMA), qui est localisé sur la bordure ouest du bassin, et où le socle Précambrien affleure (Fig. 6-1). Grâce à une étude étendue de cet anticlinal, et en appuyant la comparaison avec la bordure Est du bassin (SMA) par un échantillonnage discret d'autres anticlinaux à cœur de socle du bassin, le but de ce chapitre est de présenter une reconstruction de l'évolution de la population de fracture ainsi que le système paléo-hydrologique à l'échelle du bassin d'avant-pays.

La problématique spécifique traitée concernera tout d'abord la caractérisation du rôle de la faille de socle dans les migrations de fluides externes. L'accès à la totalité de la colonne stratigraphique sous-jacente à la formation Madison permettra de vérifier si la paléo-hydrologie reconstruite à SMA est limitée par les formations ou si elle est cohérente dans la couverture sédimentaire. Méthodologiquement, ce travail est l'occasion d'éprouver la possibilité de reconstruction d'un scénario de migration de fluides d'échelle régionale à partir de données locales, et de discuter les implications tectoniques sur l'évolution de la chaîne plissée et de son avant-pays au regard du calendrier et de la localisation des chemins descendants et ascendants. Un intérêt particulier sera porté à l'impact de la transition entre tectonique de couverture (durant le Sevier) et tectonique de socle (durant le Laramien), tant sur la transmission des contraintes, que l'évolution des déformations ou sur les conditions pression-température-chimie des fluides qui circulent dans les plis.

À la suite d'une présentation du cadre géologique de Rattlesnake Mountain Anticline et des plis échantillonnés secondairement, un article publié et un article en révision seront présentés, une fois encore accompagnés d'une introduction et d'une discussion s'appuyant sur le matériel publié ou additionnel le cas échéant :

- **“Structural and microstructural evolution of the Rattlesnake Mountain Anticline (Wyoming, USA): New insights into the Sevier and Laramide orogenic stress build-up in the Bighorn Basin”** publié dans le volume spécial intitulé *“Into the deformation history of folded rocks”* de la revue *Tectonophysics*, présente une étude structurale, microstructurale et paléopiézométrique de l'anticlinal de Rattlesnake Mountain, et propose un modèle cinématique de la formation du pli discutant le modèle *trishear*. Cet article introduit aussi une intégration à l'échelle du bassin par

comparaison avec l'anticlinal de Sheep Mountain. Cette approche mène à une réflexion sur la propagation des déformations et sur la transmission des contraintes lors d'un changement de style tectonique.

- “**Crustal-scale squeegee fluid flow during the tectonic evolution of the Bighorn Basin (Wyoming, USA)**“, soumis en Juin 2012 à la revue *Basin Research*, et actuellement en révision modérée, présente une reconstruction du système paléo-hydrologique à l'échelle du bassin du Bighorn, basée sur une comparaison entre les systèmes paléo-hydrologiques reconstruits à l'échelle de SMA, de RMA et de quatre autres anticlinaux à cœur de socle, dont les Bighorn Mountains. Cette étude présente aussi les populations de fractures de ces quatre structures et les intègre à l'échelle du bassin. L'origine des fluides impliqués à l'échelle du bassin est caractérisée plus précisément grâce aux informations spatio-temporelles accessibles qui ne pouvaient être obtenue en restant focalisé à l'échelle d'un seul pli.

I. Cadre stratigraphique et structural

A. L'anticlinal de Rattlesnake Mountain

L'anticlinal de Rattlesnake Mountain (RMA) est la plus grande structure à cœur de socle localisée sur la bordure ouest du bassin (Fig. 6-1). Long de 27 km et large de 12 km, cet anticlinal présente un axe orienté NW-SE ($N125^\circ$) ainsi que deux flancs asymétriques, le flanc avant possède une pente moyenne de 50° vers le SW alors que le flanc arrière du pli pend vers le NE avec une pente de 15° . RMA culmine à 2600 m, ce qui fait de cette structure une barrière orographique de 1000 m de haut. RMA est limité au Nord par l'anticlinal de Pat O'hara Mountain, d'axe E-W, et sa terminaison sud correspond à un anticlinal non cylindrique d'axe E-W appelé **Cedar Mountain (CM)**. Étant l'anticlinal le plus étudié du bassin, RMA est une structure historique pour la géologie américaine (Brown, 1988, 1993; Erslev, 1986, 1995; Narr et Suppe, 1994; Neely et Erslev, 2009; Stearns, 1978), et a permis la définition des plis drapés (“*draped folds*“, Stearns, 1971) ainsi que le modèle cinématique d'évolution structurale *trishear* (Erslev, 1991). RMA s'est formé grâce à l'inversion d'une hétérogénéité de socle sub-verticale (Erslev et Koenig, 2009) qui entraîne un chevauchement du socle granito-gneissique précambrien sur les formations cambriennes et ordoviciennes. Le canyon creusé par la *Shoshone River* garantit un accès au socle dans le flanc arrière et à l'ensemble des formations paléozoïques dans le flanc avant de la partie sud du pli (Fig. 6-1). La couverture sédimentaire étudiée est semblable à celle partiellement observée à SMA et comprend donc les grès cambriens des formations *Flathead* et *Gallatin*, séparés par les

alternances argilo-marneuses de la formation *Gros Ventre*. Au dessus de ces formations cambriennes reposent les dolomites ordoviциennes dans la formation *Bighorn*, les grès dévoniens de la formation *Three Forks*, les carbonates mississippiens de la formation *Madison*, les grès et argiles des formations mississippiennes et pennsylvaniennes *Amsden* et *Tensleep*, recouvertes des carbonates permien de la formation *Phosphoria* et des argiles et gypses triasiques de la formation *Chugwater*.

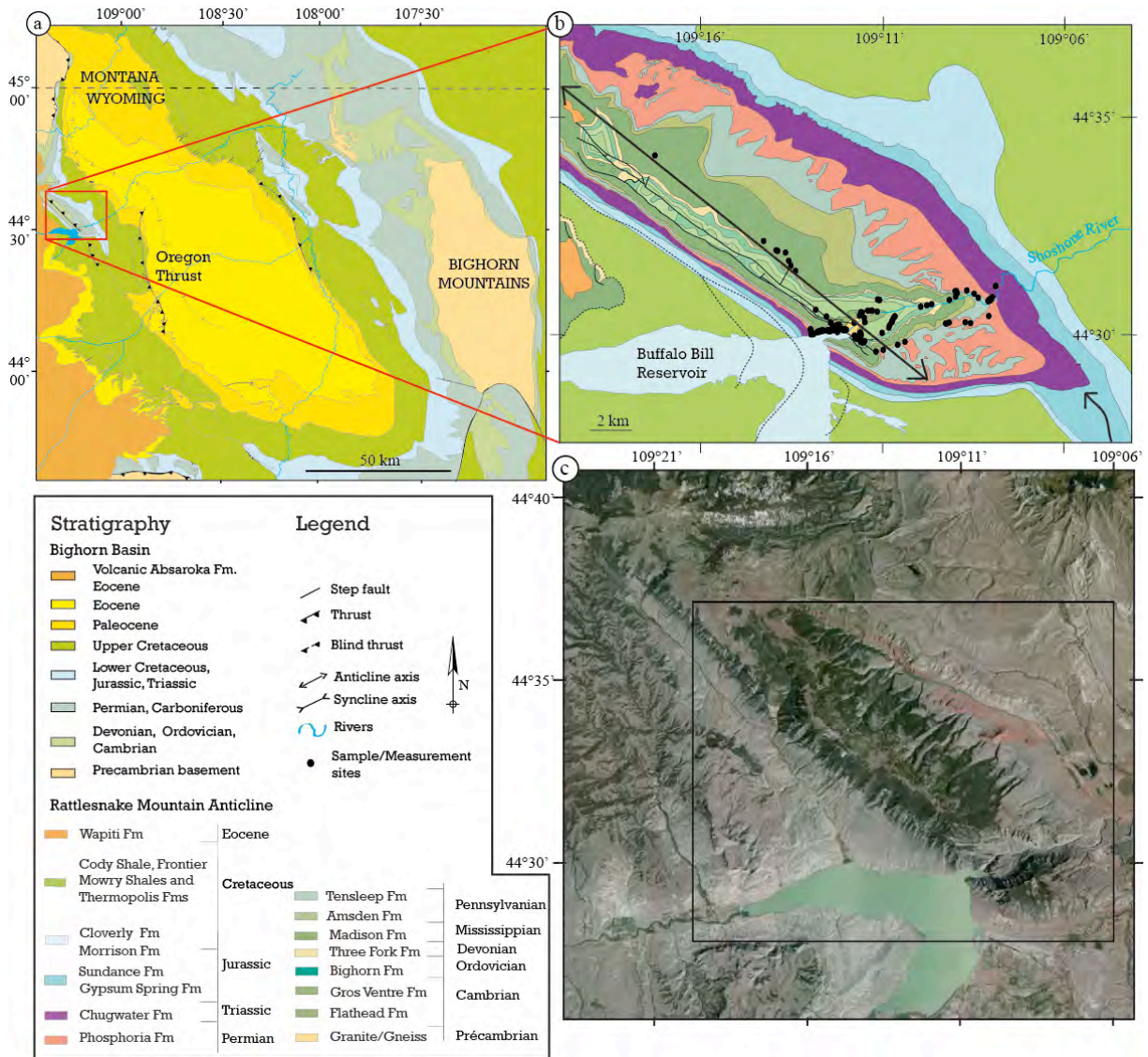


Figure 6-1: a) Carte géologique du bassin du Bighorn (Wyoming, USA), modifiée d'après Darton, 1905 ; Andrew et al., 1947. L'encadré rouge montre la position de RMA dans ce bassin. b) Carte géologique de l'anticlinal de Rattlesnake Mountain, modifiée d'après Pierce (1966) et Pierce et Nelson (1968). Y sont reportés les axes des structures plissées et les sites d'échantillonnage. Les pointillés correspondent à des décrochements aveugles. c) Image satellite de l'anticlinal de Rattlesnake Mountain. La couche rougeâtre correspond à la formation Chugwater, composée d'argiles triasiques.

Figure 6-1: a) Geological map of the Bighorn basin (Wyoming, Montana, USA) compiled after Darton, 1905; Andrew et al., 1947. Red frame localize Rattlesnake Mountain Anticline in the basin. b) Geological map of RMA, after Pierce (1966) and Pierce and Nelson (1968). Sampling and measurement sites have been reported on the map as black dots. Dotted lines symbolize blind strike-slip faults. c) Corresponding satellite picture of RMA, red rocks are shales of the triassic Chugwater Fm.

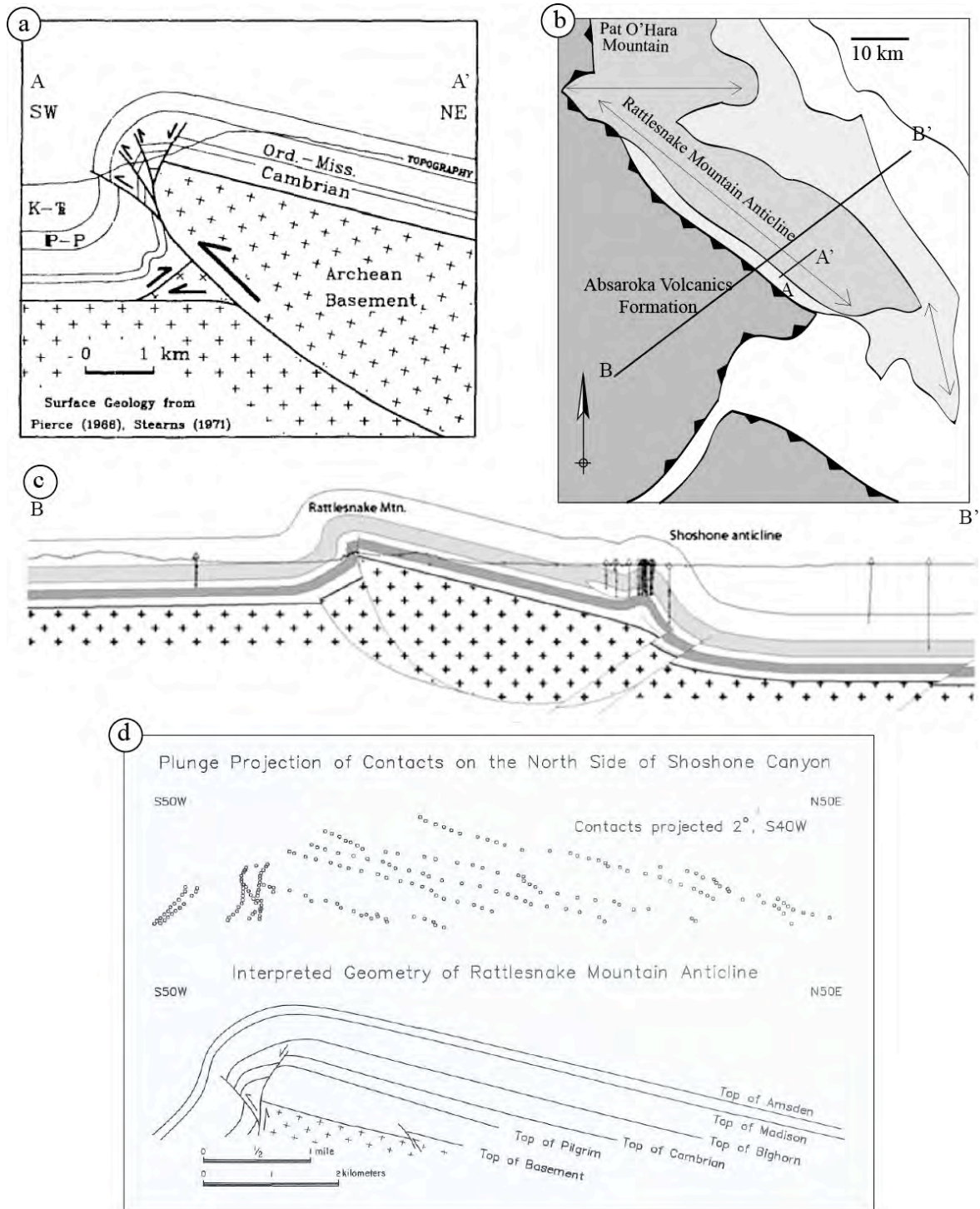


Figure 6-2: a) coupe de détail de l'anticlinal de Rattlesnake Mountain (Erslev, 1986). b) Carte géologique simplifiée de la zone de Rattlesnake Mountain Anticline sur laquelle sont reportées les traits des coupes présentées dans la figure. c) Coupe proposant une solution pour l'équilibrage en profondeur de l'anticlinal de RMA. La géométrie profonde est partiellement contrainte par des données de forage dont la localisation est reportée sur la coupe (Neely et Erslev, 2009). d) Projection des contacts stratigraphiques entre les différentes formations et géométrie interprétative de la structure à l'affleurement au Nord du Shoshone Canyon (Erslev, 1995).

Figure 6-2: a) Cross-section of Rattlesnake Mountain Anticline (Erslev, 1986). b) Simplified geological map of RMA on which cross-section is located along line A-B. c) Cross-section accounting for balance issues at depth and in part based on borehole imaging (as reported on the cross section) (Neely and Erslev, 2009). d) Projection of stratigraphic interfaces between different formations and interpreted geometry of RMA in the north of the Shoshone canyon (Erslev, 1995).

La formation de RMA est interprétée comme la conséquence d'un raccourcissement d'échelle crustale (Erslev, 1995), où la déformation a été accommodée dans le socle de façon rigide, par rotation de blocs de socle (Fig. 6-2). Les coupes proposées dans la littérature sont contraintes par des données sismiques et par des forages dans la partie Sud du pli, de plus, la morphologie de l'interface socle-couverture a été cartographiée en détail par GPS (Fig. 6-2 d, Erslev, 1995).

Ces coupes négligent la déformation pénétrative dans le socle et localisent la déformation sur des failles formant un biseau de socle sous la faille de socle visible en surface comme moyen d'équilibrer la coupe. Si le mécanisme est accepté, des problèmes d'équilibrage en longueur et en surface restent présents (Fig. 6-2 c, Neely et Erslev, 2009) et plusieurs moteurs permettant le raccourcissement crustal sont testés à l'heure actuelle (cf Chapitre 6).

B. Cadre Microstructural de Rattlesnake Mountain Anticline

Si la structure de RMA est globalement acceptée, aucune séquence de fracturation n'a été déterminée pour contraindre l'évolution de cette structure malgré de nombreuses mesures de terrain sur les failles et sur les réseaux de fractures (Erslev et Rogers, 1993 ; Erslev, 1995 ; Neely et Erslev, 2009). Aucune sorte d'influence de la faille de socle sur le développement des joints n'est mise en avant, suggérant que la fracturation se serait développée indépendamment de la propagation du chevauchement, qui n'influe pas sur la densité de fractures, identique proche ou loin du plan de faille (Erslev et Rogers, 1993). Les données pléthoriques de mesures de failles publiées par Neely et Erslev (2009) montrent une orientation moyenne de la contrainte compressive maximale σ_1 de N040° durant la phase précoce du plissement alors que l'orientation moyenne régionale de σ_1 est de N065° (Fig. 6-3). Cette rotation de la contrainte principale horizontale est expliquée par les auteurs comme étant due à la proximité de la zone de faille, ce qui est cohérent avec l'interprétation des résultats de l'inversion des macles de la calcite par Varga (1993). Néanmoins, ces études traitent les données sans processus d'inversion, et sans considérer plus d'étapes que l'anté- et le post-*pli*. Comme à SMA, de nombreux événements de fracturation peuvent avoir lieu durant la phase de raccourcissement parallèle aux couches, ou postérieurement au plissement. Nous pensons donc important d'essayer de contraindre le plus finement possible le calendrier des (micro-) déformations, ce qui permettra d'éprouver et d'affiner le modèle cinématique et géométrique du plissement à RMA.

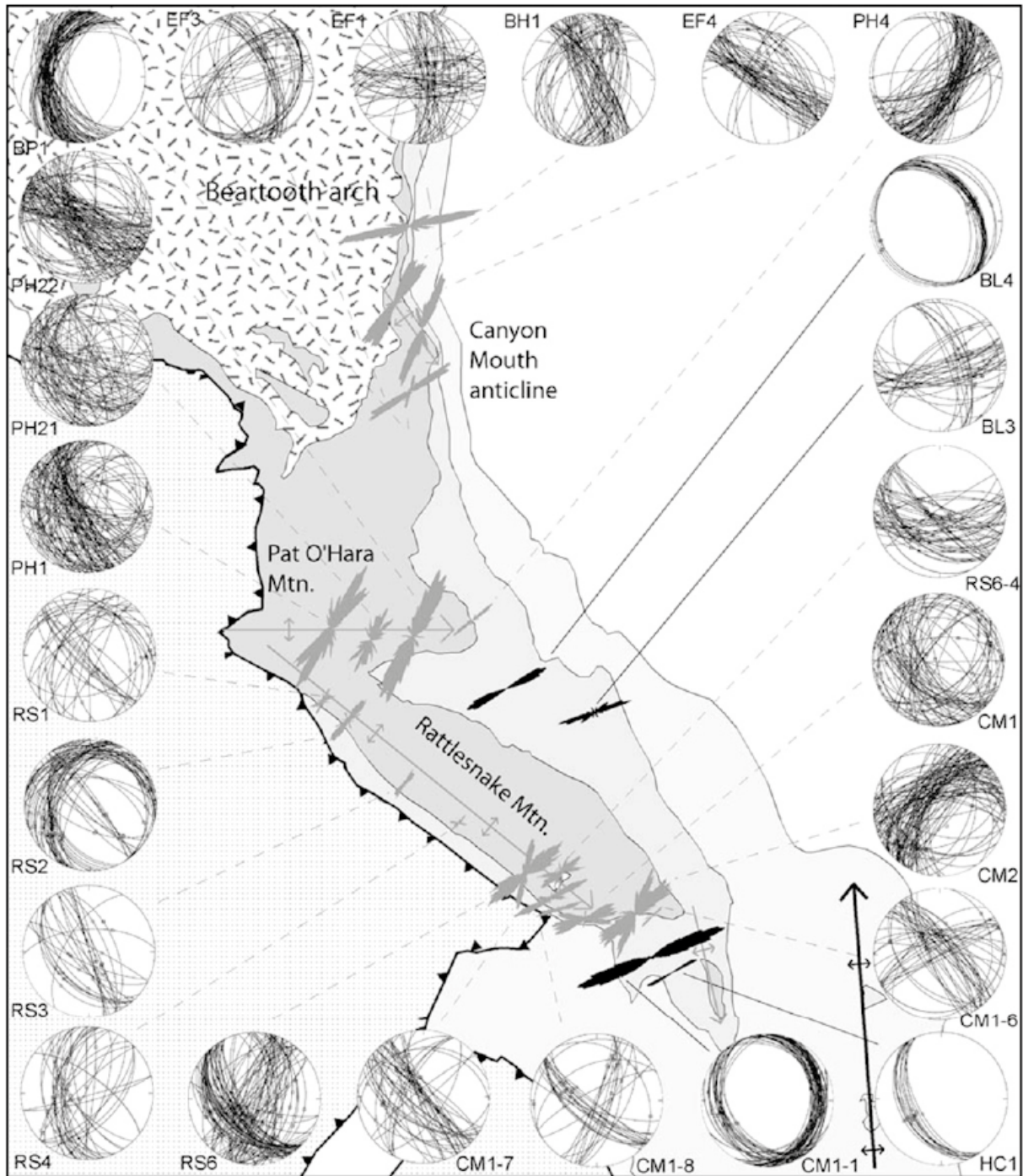


Figure 6-3 : Carte montrant les plans de failles et les stries associées sur des stéréodiagrammes d'après les données collectées par Neely et Erslev (2009). Les roses représentent l'orientation moyenne de la contrainte principale horizontale maximale par site, les diagrammes gris sont reconstruits dans les flancs des plis, alors que les diagrammes noirs sont reconstruits dans les couches non affectées par la déformation due au pli, la légende stratigraphique est la suivante : les couches en gris foncé représentent les unités paléozoïques et triasiques, en gris clair les unités jurassiques et du Crétacé inférieur, les blanches correspondent aux unités du Crétacé supérieur et du Tertiaire. La totalité de la largeur de la carte fait 60 km. (Neely et Erslev, 2009).

Figure 6-3: Map showing fault plane orientations, slickenside lineations (stereonets), and average ideal s_1 orientations (rose plots) of the 24 minor fault stations. Black rose diagrams represent stations located away from steeply-dipping fold limbs and grey rose diagrams represent stations located within steeply-dipping fold limbs. Geology of units is as follow: dark grey rocks represent Paleozoic and Triassic units, light grey rocks represent Jurassic and Lower Cretaceous units, white ones represent Superior Cretaceous and Tertiary units. Scale of the map is as follows : the width of the map represents 60 km.

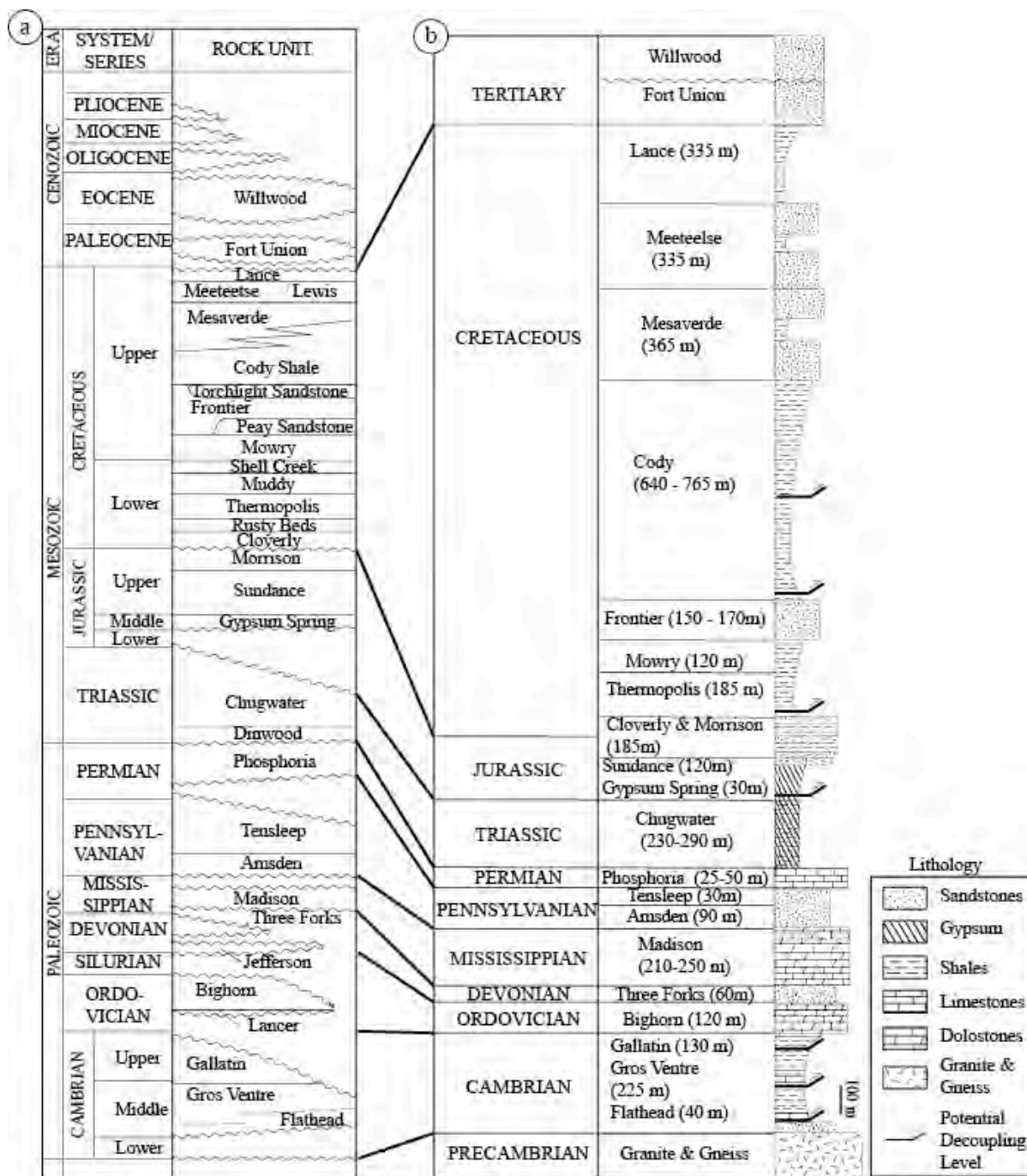


Figure 6-4 : a) Colonne stratigraphique à l'échelle du bassin prenant en compte les variations latérales de faciès de l'Ouest à l'Est (modifiée d'après Thomas, 1965). b) Colonne lithologique du bassin (modifiée d'après Durdella, 2001).

Figure 6-4: a) Stratigraphic column of the Bighorn basin with lateral variations of deposit thickness from West to East (after Thomas, 1965). b) Stratigraphic column with lithology (after Durdella, 2001).

C. Cadre des autres plis étudiés

Afin d'obtenir une image intégrée et représentative à l'échelle du bassin, nous avons choisi d'appuyer la comparaison entre les anticlinaux Sheep Mountain et Rattlesnake Mountain sur une caractérisation des populations de fractures et des systèmes paléo-hydrologiques dans d'autres plis affleurant dans le bassin. Ces plis ont été choisis pour leurs conditions d'affleurement et d'accessibilité. Quatre structures ont donc été étudiées, par l'identification des populations de fractures et des prélèvements de remplissages de veines correspondant à des familles de fractures définies *a priori* à l'échelle du bassin. Afin d'avoir des données représentatives à l'échelle du pli, nous avons réalisé les mesures et les échantillonnages le long d'une coupe, ce qui permet d'accéder à toutes les formations affleurant dans toutes les positions structurales. Il en résulte une collection de données localisées dans la partie est du bassin, dont la colonne stratigraphique est connue (Fig. 6-4), provenant des anticlinaux de Little Sheep Mountain, de Paintrock Anticline, des montagnes du Bighorn et de l'anticlinal d'Elk Basin au Nord.

1. Little Sheep Mountain Anticline

L'anticlinal de Little Sheep Mountain (LSMA) est un anticlinal asymétrique à cœur de socle, localisé au Nord de SMA (Fig. 6-5 a) et partageant la même géométrie (Fig. 6-6 a, c). Les dimensions de cette structure sont de 14 km de long pour 10 km de large, une altitude maximale de 1400 m, avec un flanc avant qui pend vers le NE selon une pente de 70° et un flanc arrière qui pend vers le SW en suivant une pente douce de 30°, l'axe du pli étant orienté NW-SE (N135°). La *Bighorn River* creuse cet anticlinal au Sud de sa structure, mettant à l'affleurement les mêmes formations qu'à SMA sur une épaisseur équivalente de 300 m (Fig. 6-6), à savoir les carbonates mississippiens de la formation *Madison*, sur lesquels reposent les argiles et grès pennsylvaniens des formations *Amsden* et *Tensleep*, puis les carbonates permieniens de la formation *Phosphoria*, recouverte des argiles rouges et des gypses triasiques de la formation *Chugwater*. Comme pour SMA, la structure profonde de LSMA reste inconnue formellement, mais elle est interprétée comme un pro-chevauchement de socle branché sur le *Rio Thrust* (de façon analogue à l'anticlinal *Torchlight*, Fig. 6-5 b).

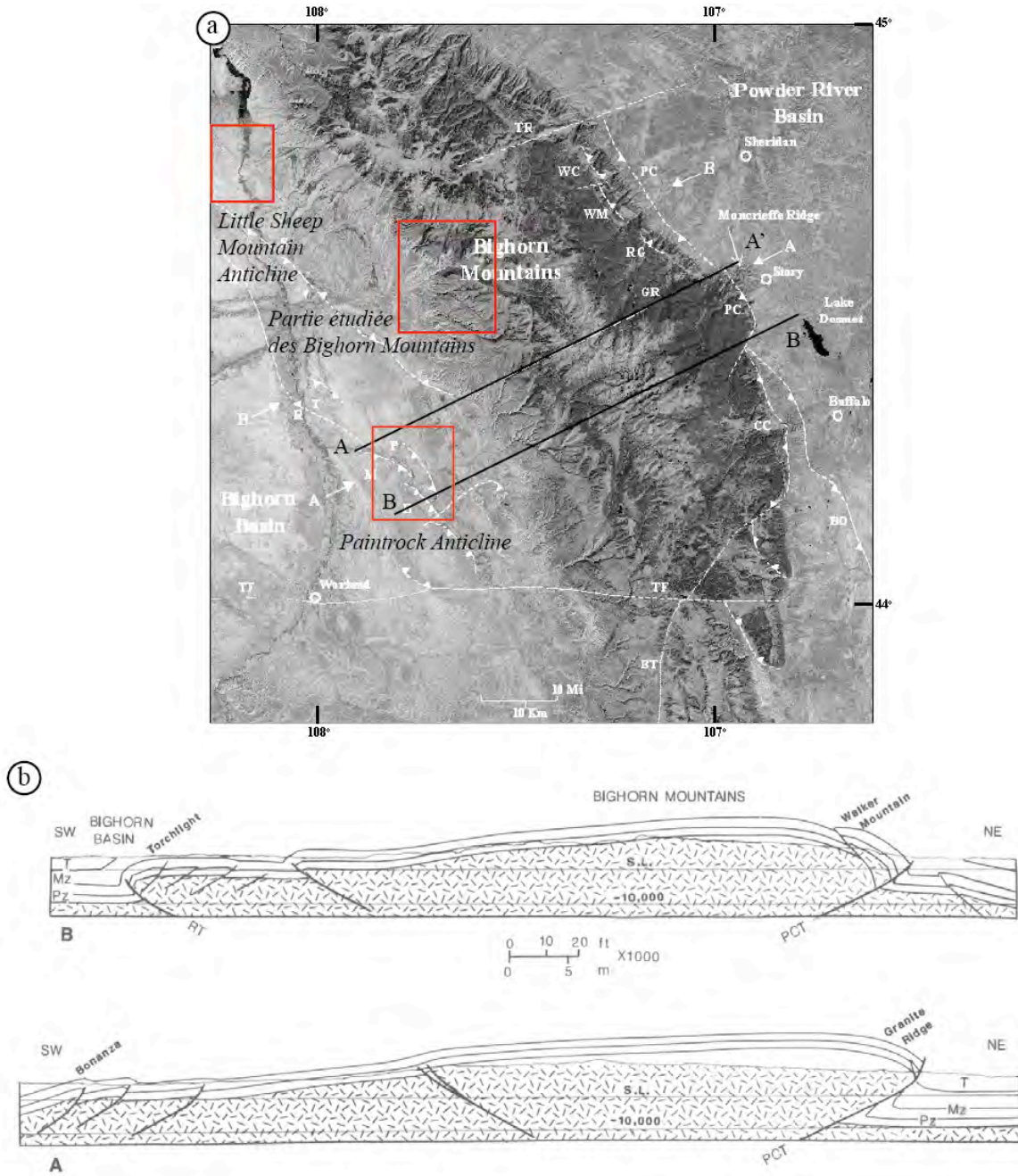


Figure 6-5 : a) Image satellitaire des montagnes du Bighorn séparant le bassin du Bighorn (à l'Ouest) du bassin de Powder River (à l'Est), les encadrés rouges représentent les zones d'études de l'anticlinal de Little Sheep Mountain, de l'anticlinal de Paintrock et la zone étudiée dans le flanc avant des montagnes du Bighorn. La carte est modifiée d'après Stone (2003). Les chevauchements et les décrochements sont reportés en blanc : TR – Tongue River ; WC – Wolf Creek ; WM – Walker Mountain ; RG – Red Grade ; PC – Piney Creek thrust ; GR – Granite Ridge fault ; CC – Clear Creek thrust ; BD – Buffalo Deep fault ; TF – Tensleep Fault ; BT – Big Trail fault. b) Coupe Sud-Ouest/Nord-Est selon les traits de coupes reportés sur l'image satellitaire a) (Stone, 2003), RT – Rio Thrust ; PCT – Piney Creek Thrust ; Pz – Paléozoïque ; Mz – Mésozoïque ; T – Tertiaire.

Figure 6-5: a) Satellite picture of the Bighorn Mountains, red frames localize Little Sheep Mountain Anticline, Paintrock Anticline and studied portion of the Bighorn Mountains. Structures are reported along in white. See above for the significance of abbreviations (Stone, 2003). b) SW-NE cross-section along lines A-A' and B-B' (respectively) reported on a) (Stone, 2003).

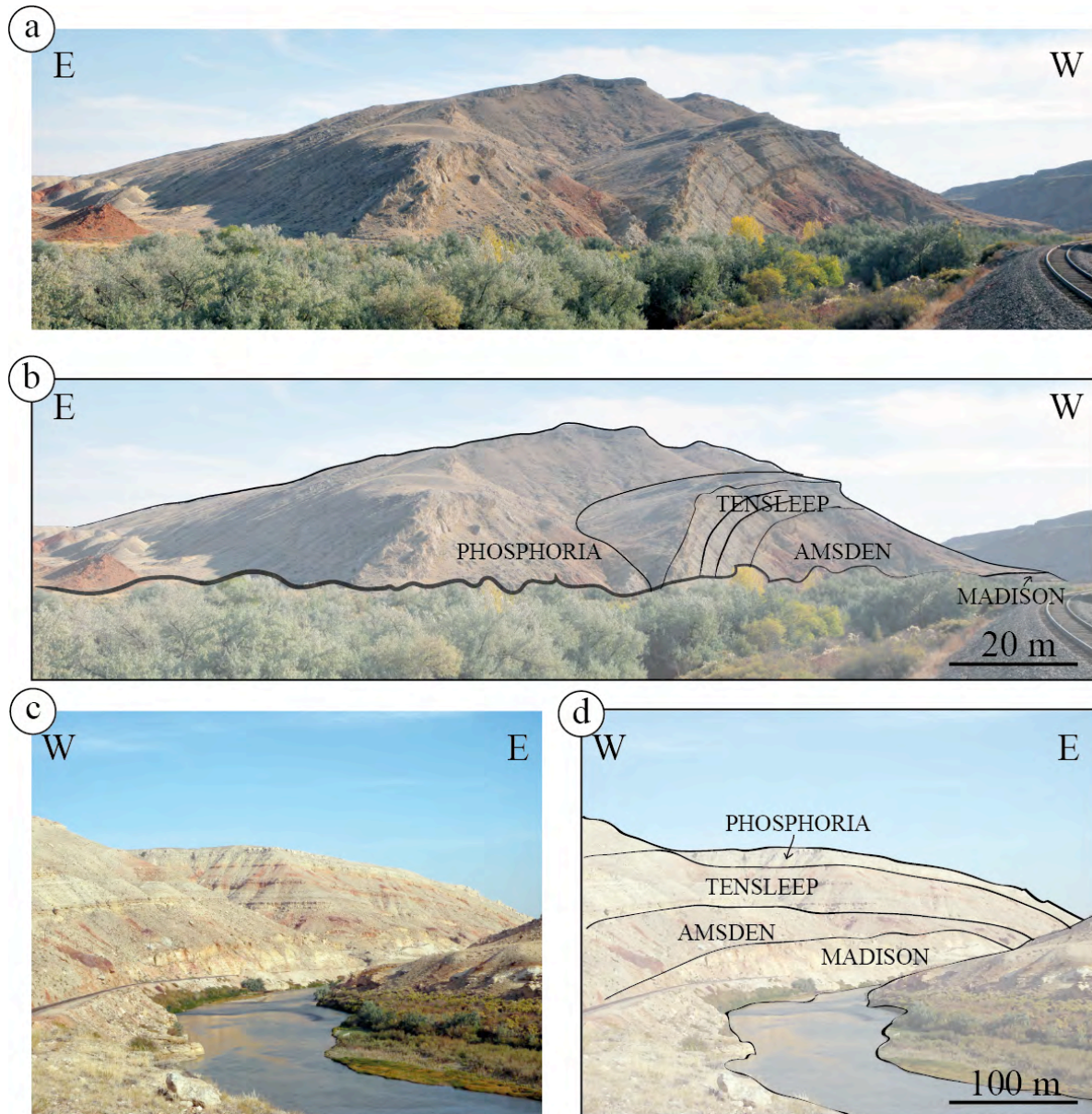


Figure 6-6: Photographies de l'anticlinal de Little Sheep Mountain au niveau du canyon et report de la stratigraphie affleurant. a et b) Vue du flanc avant depuis le Nord. c et d) Vue de la charnière et des flancs avant et arrière depuis le Sud.

Figure 6-6: Photographs of the Little Sheep Mountain Anticline and stratigraphic interpretation of the forelimb from the North (a, b) and of the hinge from the South (c, d).

2. Paintrock Anticline

L'anticlinal de Paintrock (PA) est situé dans le champ pétrolier Bonanza, au Sud-Est du bassin du Bighorn (Fig. 6-5 a). Cette combe de petites dimensions (10 km de long pour 4 km de large) présente une morphologie légèrement asymétrique, impliquant autour de sa charnière orientée NW-SE (N125°) un flanc arrière et un flanc avant d'une pente faible de 30° (Fig. 6-7), créant un relief structural avoisinant 1360 m. Sur des arguments d'imagerie sismique, PA est interprété comme lié à une faille de socle normale héritée et inversée durant

la contraction laramienne (Stone, 1987 ; 2003), ce qui peut paraître surprenant à cause de la morphologie de ce pli, d'une plus faible longueur d'onde et amplitude que les autres plis à cœur de socle. De plus, la faible asymétrie de ce pli laisse supposer une pli de détachement. En raison de l'état d'érosion de cet anticlinal, seule la terminaison périclinale sud a été l'objet de mesures et de prélèvements. Les formations à l'affleurement sont d'âge jurassique à crétacé inférieur, avec les alternances gréso-calcaires jurassiques de la formation *Sundance* sur lesquels reposent les argiles et grès de la formation *Cloverly and Morrison*. Les argiles crétacées de la formation *Thermopolis* recouvrent cet ensemble stratigraphique affleurant sur quelques mètres d'épaisseur seulement (Fig. 6-7).

3. Bighorn Mountains

Les montagnes Bighorn (BHM) correspondent à l'arche de socle qui limite le bassin du Bighorn du bassin de Powder River à l'Est (Brown., 1988). Il s'agit d'une antiforme asymétrique à double vergence de 140 km de long pour 100 km de large, créant un relief de 1700 m par rapport au bassin, culminant donc à 3000 m d'altitude. Une grande partie de cette structure met à l'affleurement les granites précambriens au Nord de la structure et les gneiss précambriens au Sud (Arth et al., 1980) (Fig. 6-5 a), la plupart des formations sédimentaires affleurant dans la partie inférieure des flancs du pli, dans le flanc avant qui suit une pente forte de 70° vers l'Est, et dans le flanc arrière suit une pente douce de 20°, autour d'une charnière d'axe NW-SE. Ces formations sédimentaires, épaisses de 3 km, couvrent la série stratigraphique du Cambrien au Paléocène, en suivant les formations classiques du bassin et décrites au niveau des cadres stratigraphiques des anticlinaux de RMA, PR et EB (Fig. 6-4). A l'Est, BHM est limité par le chevauchement du Powder River à l'Est (Blackstone, 1981 ; Stone, 1993), qui aurait accommodé 10 km de raccourcissement horizontal en créant l'équivalent de relief structural (Hoy et Ridgeway, 1997). Le chevauchement de Five Springs limite la structure dans la partie Nord-Ouest (Narr, 1993). La zone d'étude est localisée dans le flanc arrière du pli, vers un pli en genou et dans un cayon qui donne accès à la série sédimentaire du côté du bassin (Fig. 6-8).

Les différentes études tectono-sédimentaires des bassins adjacents à la structure tendent à montrer que les Bighorn Mountains n'ont jamais été ni source de sédiments pour les bassins crétacés, ni à l'origine d'un chargement flexural (Lewis et Hotchkiss, 1981 ; Lillegraven et Ostresh, 1990 ; Connor, 1992). En revanche, deux calendriers d'exhumation sont proposés dans la littérature, le premier basé sur la sédimentation clastique dans les bassins adjacents qui aurait comme source les BHM depuis la fin du Paléocène jusqu'à l'Éocène (Whipskey et al., 1991) ; le second est basé sur des âges (U-Th)/He montrant que le socle affleurant actuellement n'a jamais été plus chaud que les températures de fermeture du système He/Th sur apatite (70°C), ce qui implique un très faible gradient géothermique

(<20°C/km) ou une couverture sédimentaire plus fine que prédite par la sédimentation dans les bassins, tout cela suggérant pour les auteurs une exhumation du socle aux alentours de 65 +/- 5 Ma (Crowley et al., 2002). Ces propositions ont été utilisées par DeCelles, (2004), qui considère un début d'inversion de ces failles normales au Campanien et une exhumation du socle à l'Éocène (cf chapitre 6).

4. Elk Basin Anticline

Situé au Nord du bassin du Bighorn, à la frontière entre le Montana et le Wyoming, l'anticlinal de Elk Basin (EB) est un anticlinal asymétrique arqué typique des plis à cœur de socle laramiens (McCabe, 1948). L'axe de ce pli est orienté NW-SE au Nord et N-S au Sud. A partir d'arguments basés sur la sismique, EB est lié au jeu inverse le long d'une faille de socle à vergence WNW, entraînant la formation d'un flanc avant d'une pente de 30° vers le Nord et d'un flanc arrière d'une pente de 23° vers le Sud (Fig. 6-9, Stone, 1993). EB fait 12 km de long pour 7 km de large, et présente un relief structural de 1500 m. Très érodé en son cœur, l'anticlinal offre un accès aux couches campaniennes, maastrichtiennes et daniennes. Les couches les plus anciennes qui affleurent sont les argiles de la formation *Cody Shales*, l'alternance grés-argileuse des formations *Eagle*, *Claggett Shale*, *Judith River* et *Bearpaw* (strictement équivalentes aux formation *Mesaverde* et *Meeteelse*, Fig. 6-4, Fig. 6-9). Sur cet ensemble campanien reposent les grès maastrichtiens de la formation Lance, puis les grès daniens de la formation Fort Union (Engelder et al., 1997). Ces couches gréseuses sont marquées par des fractures dont les orientations systématiques et la chronologie relative ont été étudiées par Engelder et al. (1997). Les auteurs décrivent deux familles de joints qu'ils relient à la phase de contraction laramienne anté-pli, durant le raccourcissement parallèle aux couches (Fig. 6-8), et à une phase d'extension syn-pli localisée à la charnière mais aussi dans le flanc avant.

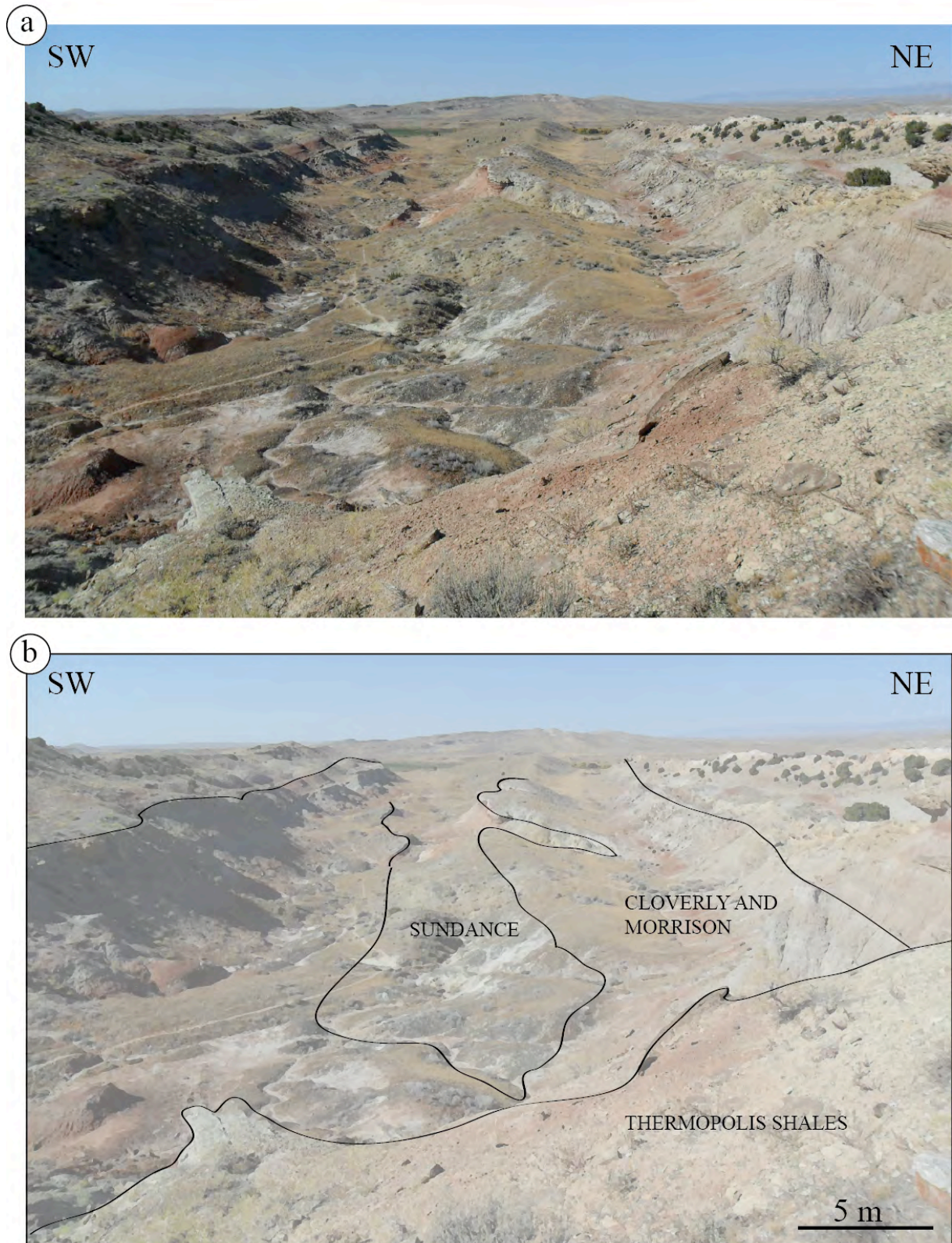


Figure 6-7 : a) Photographie de l'anticlinal de Paintrock, depuis la charnière à la terminaison périclinale Sud du pli. b) Interprétation de la photographie a) représentant les formations affleurantes.

Figure 6-7: a) Photograph of the Paintrock anticline from the pericline termination at South. b) Corresponding stratigraphic interpretation.

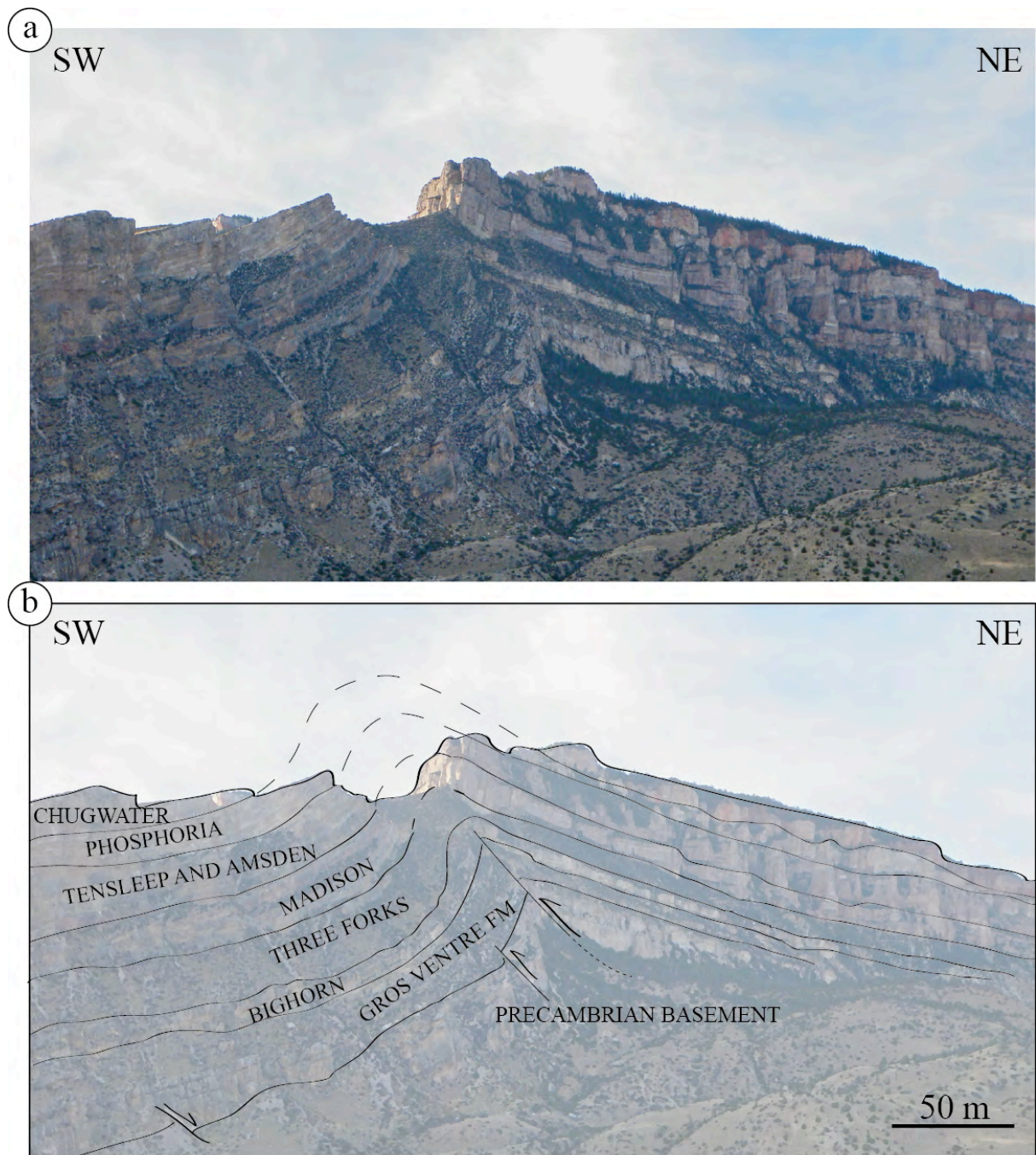


Figure 6-8: a) Photographie du pli en genou dans le flanc arrière des Bighorn Mountains. b) Interprétation stratigraphique des formations affleurantes.

Figure 6-8: a) Photograph of kink fold in the backlimb of the Bighorn Mountains. b) Stratigraphic interpretation.

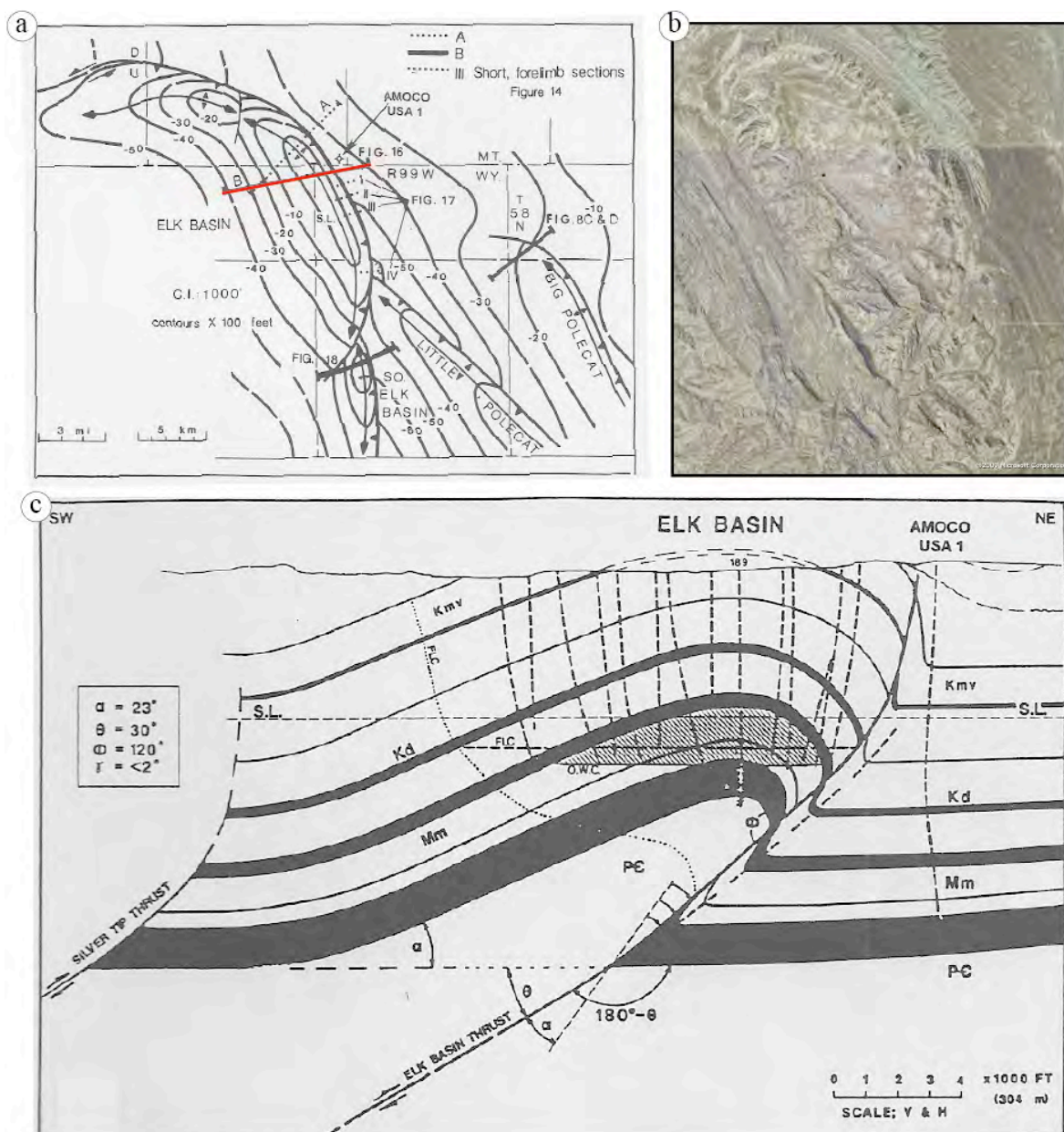
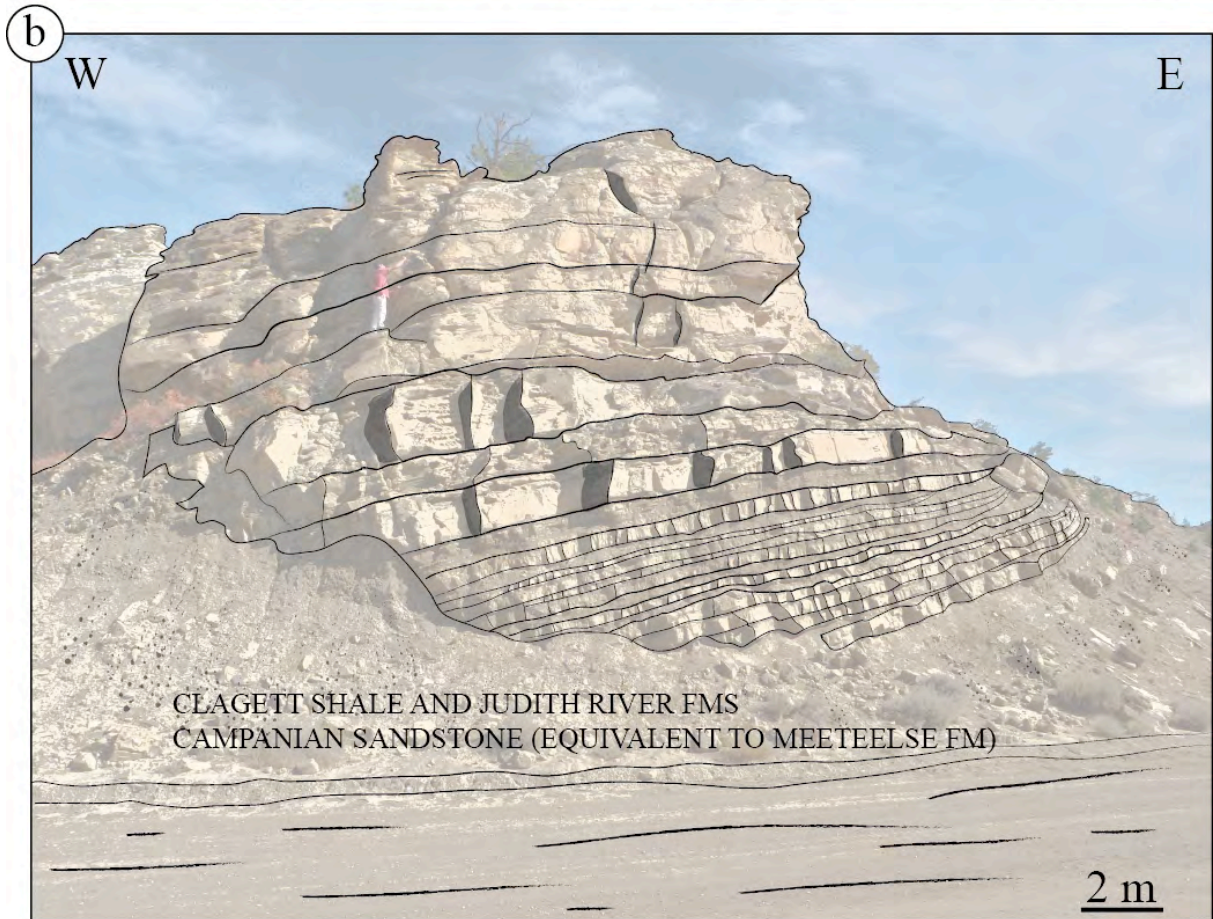


Figure 6-9 : a) Carte structurale des contours de la formation permienne Phosphoria (Stone, 1993). b) Photographie satellite de l'anticlinal d'Elk Basin, Wyoming/Montana. c) Coupe géologique prospective de la partie Nord de l'anticlinal d'EB, dont le trait de coupe est reporté en rouge en a). Légende : PE - socle précambrien, Mm - Madison Fm. Kd - Cloverly Fm., Kmv - Mesaverde Fm. Les forages et gisements pétroliers sont reportés sur la coupe (Stone, 1993).

Figure 6-9: a) Structural map of the Permian Phosphoria Fm. (Stone, 1993). b) Satellite picture of the Elk Basin Anticline, Wyoming-Montana. c) Cross-section of the north part of EBA along the red line reported on a). See above for the significance of abbreviation (Stone, 1993).

Figure 6-10 (ci-contre) : a) Photographie d'un affleurement des grès du Campanien appartenant aux formations Clagett Shales and Judith River dans l'anticlinal de Elk Basin. b) Interprétation microstructurale de l'affleurement, dont les fractures dessinées sont principalement orientées NW-SE.

Figure 6-10 (see opposite): a) Photograph of an outcrop of Campanian sandstone from Clagett Shales and Judith River formations at the Elk Basin anticline. b) Microstructural interpretation showing mainly NW-SE fracture planes.



II. Reconstruction de l'évolution structurale et microstructurale de Rattlesnake Mountain Anticline : vers une intégration de la propagation des déformations et de la transmission des contraintes à l'échelle du bassin d'avant-pays.

Afin d'éprouver et potentiellement d'étendre la séquence de fracturation et le système paléo-hydrologique caractérisé à partir de l'étude intégrée de l'anticlinal de Sheep Mountain, sur la bordure est du bassin du Bighorn, il a fallu décrire et décrypter les populations de fractures sur un anticlinal localisé de l'autre côté du bassin, où l'ensemble de la série stratigraphique est accessible : l'anticlinal de Rattlesnake Mountain. Dans un premier temps, nous proposons de reconstituer l'évolution structurale du pli et la séquence de fracturation observée à RMA en prenant en compte les lithologies et les profondeurs d'enfouissement des différentes formations accessibles. Nous avons utilisé les mesures microstructurales réalisées au cours de 2 missions de terrain, dans toutes les positions structurales à l'exception de la charnière (qui est érodée) et dans toutes les formations. L'ensemble des données représente plus de 3000 fractures (joints et failles) caractérisées par une orientation, un pendage et un mode de déformation spécifique.

A partir des relations chronologiques observées sur le terrain et en lames minces, des familles de fractures systématiques ont été définies et organisées en une séquence de fracturation cohérente. Une inversion des stries le long des plans de faille a permis de caractériser les différents tenseurs des contraintes, utilisés avec les orientations des familles de joints pour reconstituer l'évolution tectonique (locale ou régionale). Indépendamment, une étude paléopiézométrique des macles de la calcite a été réalisée sur des échantillons (veines et matrice) provenant de la formation Madison dans le cadre du stage de Master 2 de R. Leprêtre. Ces données ont été confrontées à la séquence de fracturation dans le but d'accéder à une séquence de déformation des roches la plus contrainte possible.

Ainsi, trois grands événements tectoniques ont été identifiés dans les roches à RMA : la contraction sevier, la contraction laramienne et une extension postérieure au Laramien. La comparaison de cette séquence de fracturation et du modèle structural de formation de RMA avec les séquences et modèles établis à SMA permet de reconstruire l'histoire cinématique et tectonique des plis laramiens à l'échelle de l'avant-pays. Ainsi, il est possible de discuter (i) le rôle de la distance au front orogénique sur l'expression de la déformation et sur la transmission des contraintes, et (ii) l'impact du passage d'un style tectonique de couverture (Sevier) à un style tectonique de socle (Laramien) sur la magnitude et le régime des contraintes qui ont affecté les couches à l'échelle de la structure.

Il est important de noter que pour des nécessités de simplification et d'harmonisation, les appellations des familles de fractures définies à SMA (Bellahsen et al., 2006a) ont été remplacées par celles décrites ci-après, à savoir que la famille LPS Sevier set I devient S-III, la famille LPS laramien set II devient set L-I et la famille syn-pli set III devient le set L-II, les préfixes S et L symbolisant la phase orogénique à l'origine de la fracturation (Sevier et Laramienne, respectivement).



Structural and microstructural evolution of the Rattlesnake Mountain Anticline (Wyoming, USA): New insights into the Sevier and Laramide orogenic stress build-up in the Bighorn Basin

Nicolas Beaudoin^{a,b,*}, Rémi Leprêtre^{a,b,c}, Nicolas Bellahsen^{a,b}, Olivier Lacombe^{a,b}, Khalid Amrouch^{a,b,c}, Jean-Paul Callot^d, Laurent Emmanuel^{a,b}, Jean-Marc Daniel^c

^a UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

^b CNRS, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

^c Geology Geochemistry Geophysics Direction, IFP Energies Nouvelles, Rueil-Malmaison, France

^d UMR CNRS TOTAL 5150 "Laboratoire des Fluides Complexes et leurs Réservoirs", Université de Pau et des Pays de l'Adour, I.P.R.A. Avenue de l'Université BP 1155, 64013 PAU Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 5 November 2011

Received in revised form 26 March 2012

Accepted 28 March 2012

Available online 5 April 2012

Keywords:

Fracture pattern in foreland basins

Stress propagation in the upper crust

Kinematic evolution of basement-cored anticline

Thick-skinned deformation

Bighorn Basin

Rattlesnake Mountain Anticline

ABSTRACT

The Rocky Mountains in western US provide among the best examples of thick-skinned tectonics: following a period of thin-skinned tectonics related to the Sevier orogeny, the compressional reactivation of basement faults gave birth to the so-called Laramide uplifts/arches. The Bighorn basin, located in Wyoming, is therefore a key place to study the transition from thin- to thick-skinned tectonics in orogenic forelands, especially in terms of microstructural and stress/strain evolution. Our study focuses on a classic Laramide structure: the Rattlesnake Mountain Anticline (RMA, Wyoming, USA), a basement-cored anticline located in the western part of the Bighorn basin. Stress and strain evolution analysis in folded sedimentary layers and underlying faulted basement rocks were performed on the basis of combined analyses of fractures, fault-slip data and calcite twinning paleopiezometry. Most of the fractures are related to three main tectonic events: the Sevier thin-skinned contraction, the Laramide thick-skinned contraction, and the Basin and Range extension. Serial balanced cross-sections of RMA and displacement profiles suggest that all thrust faults were coeval, evidencing strain distribution in the basement during faulting. The comparison of RMA with another structure located in the eastern edge of the Bighorn basin, *i.e.* the Sheep Mountain Anticline (SMA), allows to propose a conceptual model for the geometric and kinematic evolution of Laramide-related basement-cored anticlines. Finally, the stress evolution is reconstructed at both the fold scale and the basin scale. We show that the evolution of stress trends and magnitudes was quite similar in both structures (RMA and SMA) during Laramide times (thick-skinned tectonics), in spite of different stress regimes. During Sevier (thin-skinned tectonics) and post-Laramide times, stress trends and fracture patterns were different in these two structures. These results suggest that the distance to the orogenic front influenced the fracture patterns but not the foreland stress magnitudes, which were likely controlled by the structural style.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction and aims of the study

The reconstitution of the past kinematic and tectonic history in ancient fold and thrust belts requires constraints on the evolution through space and time of both stress and strain which affected sedimentary cover and basement rocks. The evolution of strain can be characterized at different scales: from the scale of the foreland basin, to the fold/fault scale, down to the scale of microtectonic features. The dynamics of syn-orogenic sedimentation yields information on the crustal- to lithospheric-scale deformation such as formation of

foreland flexural basins (e.g. in DeCelles, 1994, 2004; DeCelles et al., 1998; Lin and Watts, 2002; McQuarrie and DeCelles, 2001). At the upper crustal scale, the evolution through time of faults and folds as well as the structural style are key observations to determine both the shortening kinematics and the rheology of crustal rocks. Growth strata analysis (e.g. in Ford et al., 1997; Jordan, 1981), sequential restoration (e.g. Mouthereau et al., 2007), as well as fracture patterns may help to determine shortening kinematics. In particular, a link between the final fold shape and microstructures (fractures and stylolites) has been highlighted (Engelder, 1987; Erslev and Mayborn, 1997; Fischer et al., 1992; McQuillan, 1974; Srivastava and Engelder, 1990; Stearns and Friedman, 1972; Thorbjørnsen and Dunne, 1997). However, it has also been shown that fracture analysis can additionally provide insights into the evolution of the fold shape (Amrouch et al., 2010a; Anastasio et al., 1997; Bellahsen et al., 2006a,

* Corresponding author at: UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France.

E-mail address: nicolas.beaudoin@upmc.fr (N. Beaudoin).

2006b; Couzens and Dunne, 1994; Roger et al., 2004; Sanderson, 1982; Storti and Salvini, 2001; Tavani et al., 2006).

Nonetheless, recent studies on fold–fracture relationships highlighted that many fracture sets in folded structures are unrelated to fold growth, but instead are linked to earlier or later stress evolution (e.g., Ahmadhadi et al., 2008; Bellahsen et al., 2006a, 2006b; Bergbauer and Pollard, 2004; Guiton et al., 2003; Lacombe et al., 2011; Tavani et al., 2011). Thus, fracture patterns may provide insights not only into the strain history at small-scale but also into the stress evolution before, during, and after folding. Pre-folding fractures may then be the record of stress build-up both at the foreland scale and at the fold scale. To this purpose, fracture analysis can be usefully coupled to studies of paleostress orientations and magnitudes, based on fault-slip data (e.g. Angelier, 1984; 1989) and calcite twinning paleopiezometry, which ensures more robust results (e.g., Amrouch et al., 2010a, 2011; Craddock and Van der Pluijm, 1999; Lacombe et al., 1993, 2007). At the scale of the foreland basin, far-field paleostresses (e.g., collisional stresses transmitted away from the plate boundaries, foreland flexural stresses) can be deciphered through the analysis of pre-folding fractures (Lacombe et al., 2011; Quintà and Tavani, 2012–this issue), while local stress evolution during fold growth can be reconstructed thanks to fold-related fractures (Bellahsen et al., 2006a; Bergbauer and Pollard, 2004; Cooke, 1997; Fischer and Wilkerson, 2000; Savage et al., 2010).

In this contribution, we report the results of new structural and microstructural analyses to constrain the stress and strain evolution of the Laramide Bighorn foreland basin (Wyoming, USA). This work focuses on the Rattlesnake Mountain Anticline (RMA), a famous Laramide folded structure in the western part of the Bighorn basin (Erslev and Rogers, 1993; Neely and Erslev, 2009). RMA is commonly interpreted as a draped basement-cored fold (Stearns, 1978) and was used in numerous studies as a model for other basement-cored folds in thick-skinned orogens (Stone, 1993). This anticline is a major basement uplift of the basin, and its well-exposed structure allows the study of fracture patterns in both the sedimentary cover and the underlying gneissic basement. We first present a new set of serial balanced cross-sections across the Rattlesnake Mountain structure, as well as fault displacement profiles in order to constrain the timing of activation/propagation of the basement thrusts. Second, in order to capture the mechanisms and timing of acquisition of internal strain of folded strata now observed in Laramide fold limbs, we take advantage of the outstanding quality of the outcrops to carry out an analysis of fracture sets with emphasis on both fold-related populations and fracture sets unrelated to folding, and constrain their sequence of development. We finally compare both the fracture sets and the overall structure in Rattlesnake Mountain Anticline with the results of previous structural and microstructural studies of Sheep Mountain Anticline (Amrouch et al., 2010a, 2010b, 2011; Banerjee and Mitra, 2004; Barbier et al., 2012a; Beaudoin et al., 2011; Bellahsen et al., 2006a, 2006b; Fiore Allwardt et al., 2007; Lovely et al., 2010; Savage et al., 2010; Shackelton and Cooke, 2007) in the eastern part of the Bighorn basin, in order to propose a unified kinematic model for Laramide-related basement-cored folding. Finally, using complementary fault-slip data and calcite twin data as indicators of paleostress orientations and magnitudes, we constrain the successive paleostress/strain patterns related to the pre-Laramide, Laramide and post-Laramide regional tectonic history and the mechanisms controlling development of fracture populations at the scale of the Bighorn foreland basin.

2. Geological setting

The NW–SE striking Rattlesnake Mountain Anticline (RMA) is located in the western part of the Bighorn basin (Northwestern Wyoming, USA), in the Sevier–Laramide foreland (Fig. 1). Since the Early Jurassic, a foreland basin formed and, during the Late Cretaceous, the Sevier shortening event caused the development of

a thin-skinned fold-and-thrust belt west of the Bighorn basin (Bird, 1998; DeCelles, 2004). Since the end of the Cretaceous, the Bighorn basin has been progressively isolated by basement uplifts (Laramide arches) (DeCelles, 2004). These major structures may be related to the reactivation of inherited basement faults during the Laramide contractional event (Fig. 1c) as proposed by Marshak et al. (2000) for the whole Laramide uplifts.

The Precambrian basement rocks are involved in nearly all the structures of the Bighorn basin (e.g. Blackstone, 1986). Above the basement, folds affected the 7 km-thick sedimentary cover (Fig. 2) (DeCelles et al., 1991; Neely and Erslev, 2009; Pierce, 1966; Pierce and Nelson, 1968). At RMA, the sedimentary cover is composed of Cambrian sandstones of the Flathead and the Gallatin formations separated by the Gros Ventre shaly formation. Those formations are overlain by the Ordovician dolostones of the Bighorn Formation, the Devonian sandstones of the Three Forks formation, the Mississippian limestones/dolostones of the Madison Formation, the Mississippian shales and sandstones of the Amsden Formation, the Pennsylvanian sandstones of the Tensleep Formations, and the Permian limestones of the Phosphoria Formation (Fig. 2, Durdella, 2001).

RMA is a 27 km long and 12 km wide anticline trending NW–SE (Fig. 3); it is the biggest and among the most studied anticline of the Bighorn basin (Brown, 1988, 1993; Erslev, 1986, 1995; Narr and Suppe, 1994; Neely and Erslev, 2009; Stearns, 1978). Its backlimb is gently dipping 15°NE, while the forelimb is dipping 50°SW. The southern end of the fold comprises a non-cylindrical anticline termination (Cedar Mountain), with an oblique E–W striking hinge.

The fold is controlled by a major basement thrust which brings Precambrian gneissic basement rocks onto Cambrian and Ordovician formations (Fig. 3), as shown by the great exposure through the Shoshone Canyon south of the structure (Fig. 4). RMA has been structurally defined as a “draped fold” by Stearns (1978), and Erslev (1995) showed that the basement accommodated the Laramide contractional event with only little penetrative folding of the basement rocks. Rotation and translation of rigid blocks of the basement rocks have been proposed to explain the draped shape of the sedimentary cover (Fig. 4) (Erslev, 1991, 1995; Neely and Erslev, 2009; Stearns, 1978).

In the eastern part of the basin, the Sheep Mountain Anticline (SMA hereinafter) is another famous structure of the Laramide foreland (Fig. 1b). SMA is a 20 km long and 5 km wide asymmetrical fold striking NW–SE. The backlimb dips 30° toward the SW and the forelimb dips 70° toward the NE. The exposed sedimentary cover comprises the Mississippian limestones/dolostones of the Madison Formation, the Mississippian shales and sandstones of the Amsden Formation, the Pennsylvanian sandstones of the Tensleep Formation, and the Permian limestones of the Phosphoria Formation. SMA is classically interpreted as a basement-cored fold related to a SW dipping backthrust soled on the SW-verging Rio thrust (Stanton and Erslev, 2004). Bellahsen et al. (2006a) and Amrouch et al. (2010a) defined several fracture and fault sets on the basis of mechanical/kinematic consistency and accurate relative chronology observations: the earliest set corresponds to pre-folding joints oriented 110°E (“set I”), tentatively related to the Sevier contractional event and later sheared during the Laramide compression. Another set of joints oriented 045°E (“set II”) is mainly related to the Layer Parallel Shortening (LPS) phase of the Laramide contractional event. The fracture population also includes a reverse fault set associated with the Laramide contractional event with a compressional trend of the maximal principal stress (σ_1) oriented 045°E, a set of syn-folding joints oriented 135°E (“set III”) and a late-folding compressional/strike-slip fault set witnessing a Laramide late stage fold tightening that postdates a major part of the exhumation/erosion of the fold (Amrouch et al., 2011). A minor pre-folding set of joints oriented N–S (“set N–S”) was added to this fracture sequence (Amrouch et al., 2010a).

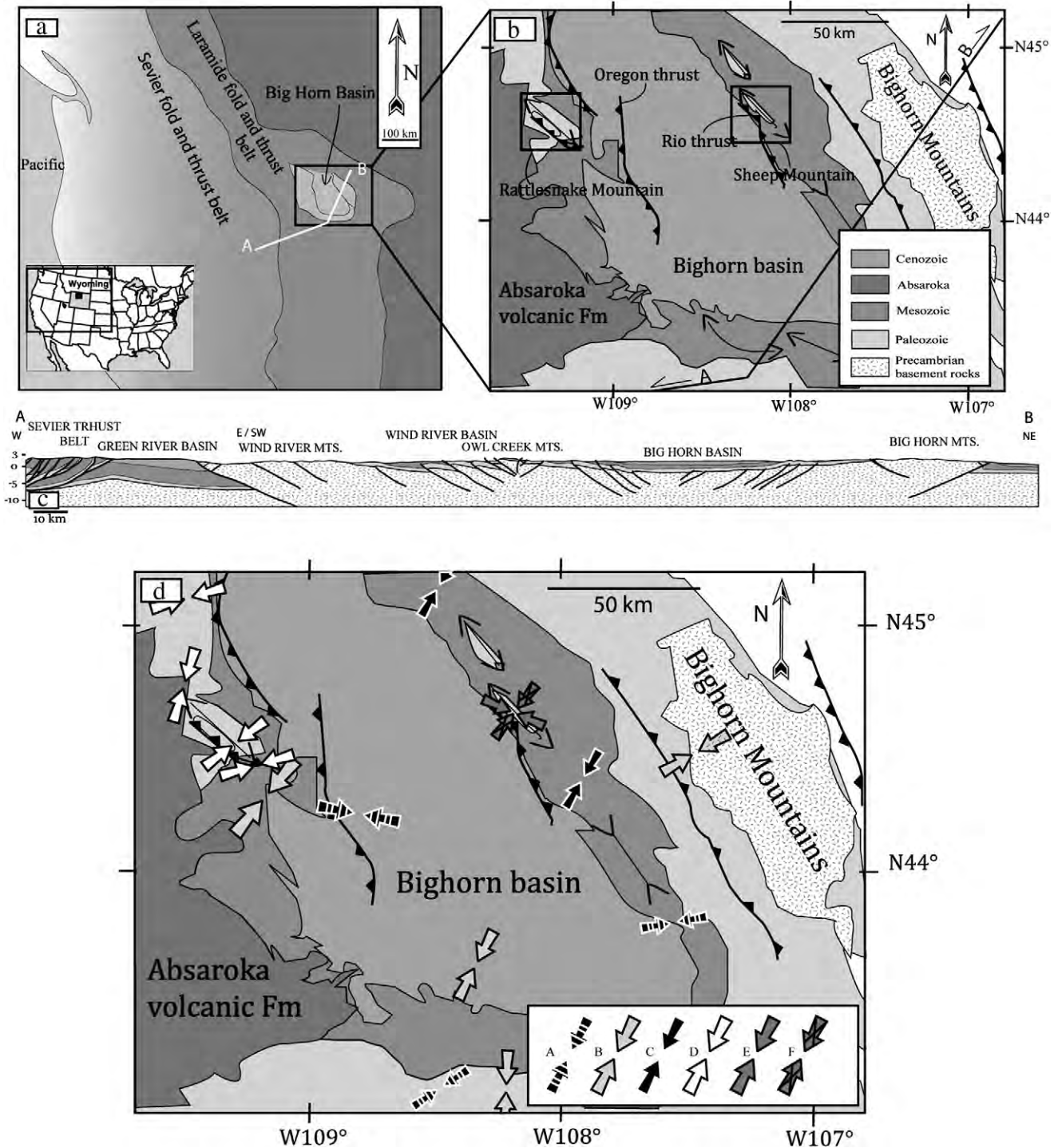


Fig. 1. a - General map of the Bighorn basin (Wyoming, USA), showing the Sevier and Laramide orogenic provinces, along with their respective present-day morphologic fronts. Cross-section is reported as A–B. b - Simplified geological map of the Bighorn basin, with location of Rattlesnake Mountain and Sheep Mountain anticlines, along with major basement faults of the basin. c - W–NE cross section across part of the Sevier belt and the Laramide belt, including the Bighorn basin and the Bighorn Mountains. d - Simplified geological map of the Bighorn basin, with convergent arrows indicating Laramide and Sevier contractional trends reconstructed in previous studies: A. Sevier compressional trends from Craddock and Van der Pluijm (1999); B. Laramide compressional trends from Craddock and Van der Pluijm (1999); C. Laramide compressional trends from Varga (1993); D. Laramide compressional trends from Neely and Erslev (2009); E. Sevier compressional trends from Amrouch et al. (2010a); F. Laramide compressional trends from Amrouch et al. (2010a).

Recent studies further demonstrate differences in the mechanical behaviour of some sedimentary units between SMA and RMA (Barbier et al., 2012a, 2012b–this volume). These differences are mainly due to lithological variations primarily related to contrasting depositional paleoenvironments during the Paleozoic (Pranter et al., 2006). These differences affected the expression of fracture pattern at strata scale, fracture sets being mainly stratabound at SMA except the syn-folding

set (“set III”), while most of fracture sets imprinted at RMA are marked instead by vertically connected fractures cutting through the entire stratigraphic column (Barbier et al., 2012a, 2012b–this volume).

Both the kinematic evolution and the sequence of fracture development at RMA will be compared to those available in SMA in order to (1) build a conceptual model of folding and fracture development for Laramide basement-cored folds and (2) to capture

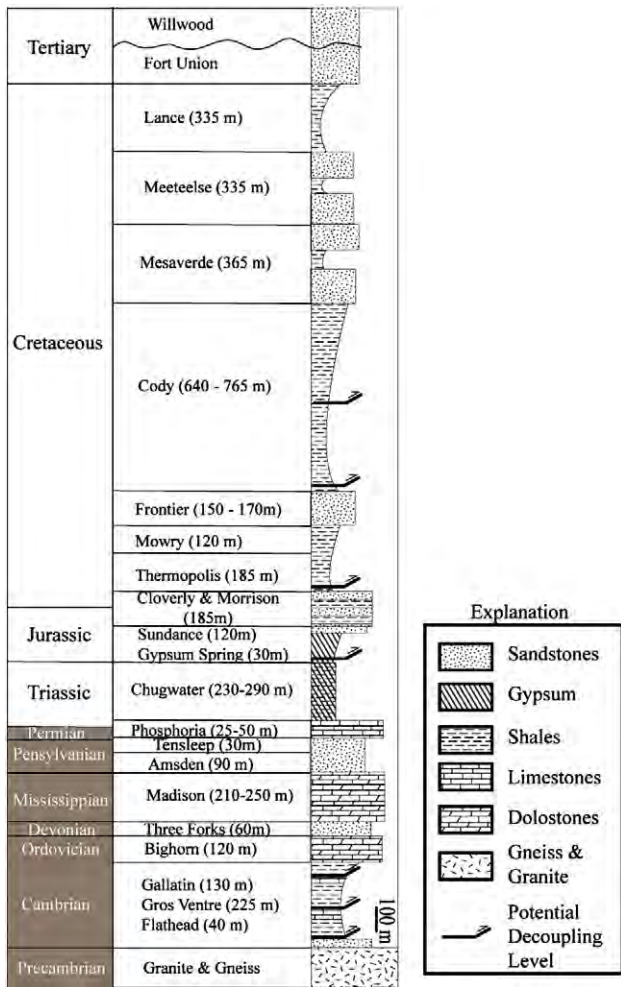


Fig. 2. Synthetic stratigraphic column of the West of the Bighorn basin, modified after Durdella (2001) and Neely and Erslev (2009); mechanical stratigraphy is reported along, with arrows indicating potential decoupling levels. The ages of the formations cropping out at RMA are shown in brown.

the main parameters controlling fracture populations at the scale of the Bighorn basin.

3. Methods for structural and microstructural analyses

3.1. Construction of serial balanced cross sections

Six NE–SW to N–S serial balanced sections were constructed across RMA using available surface geology (Pierce, 1966; Pierce and Nelson, 1968), published subsurface seismic interpretations (Erslev, 1995), and new field observations (Fig. 4). Each cross-section was balanced by considering and restoring the length of the top of the rigid basement, which is mostly brittly deformed (Erslev, 1995; Neely and Erslev, 2009). Both lengths and thicknesses were kept constant for the limestone formations far away from the faults, an assumption consistent with field observations. In contrast, only surfaces of shaly formations were kept constant for balancing, allowing thickness changes as indicated by direct field observations. The balancing of the cross-sections, especially for the overturned strata in the footwall of the fault, is based on the basement wedge concept (Erslev, 1986).

3.2. Fracture analysis

Nearly 3000 fracture orientation data were collected in the most accessible and exposed parts of the fold, including the Cedar Mountain

(CM) termination, in both the sedimentary cover and the basement (Table 1). Most of the measurement sites are distributed along two cross-sections (Fig. 3). Only few measurement sites are located near the hinge of RMA, due the scarcity of good quality outcrops in this part of the structure. Fracture populations (or sets) were defined on the basis of common orientation (strike and dip) and mode of deformation (opening or shearing) defined in the field and in thin-sections (cut perpendicular to mineralized vein strike). The mean orientation for each set was computed using a software developed at IPFEN for the automatic definition of fracture clusters (see Bellahsen et al., 2006a).

The results of the analysis are presented on stereonets of the orientation data at each measurement site that are not weighted by abundance, as we believe that this can be biased by outcrop conditions. However, we carefully observed the fracture set characteristics, i.e. systematic pattern (less planar, parallel, and horizontally and vertically through-going), and relative abundance.

Fractures with ambiguous deformation mode will be called simply fractures hereinafter, while fractures clearly opened in mode I will be referred to as joints when empty and as veins when mineralized. Mode I opening is supported either by the lack of positive evidence of shearing and grain crushing along vein boundaries, or by direct observations, such as offsets of preexisting features from the matrix or pressure-solution seams (stylolites) (Fig. 5a,b,d) or by the pattern of crystal growth within the veins (i.e., elongated calcite crystals/fibers growing perpendicular to host–rock/vein interface, bridge-like structures, Fig. 5a,c,d). Joints and veins have been treated the same in the statistical analysis of fracture orientations in accordance with their common opening mode (Engelder, 1987). Joints and veins were considered as indicative of paleostress orientations, paleo- σ_3 axis being perpendicular to their trend. Complementary observations of tectonic stylolites, striated microfaults or calcite twins help additionally constrain the attitude of the paleo- σ_1 axis.

3.3. Fault-slip analysis

Striated faults have been used for a long time to reconstruct paleostress orientations and regimes by means of inversion techniques (e.g., Angelier, 1984). The basic principle consists of finding the best fit between the observed lineations and directions of slip on numerous faults and the theoretical shear stress induced on these planes by the tensor solution of the inverse problem. The results are the local orientation (trend and plunge) of the three principal stress axes σ_1 , σ_2 and σ_3 (with $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, compression considered positive) and the Φ ratio between differential stress magnitudes ($\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$, with $0 \leq \Phi \leq 1$). This ratio characterizes the shape of the stress ellipsoid, and therefore the actual nature of the stress regime. The quality of the tensor calculated is given by numerical estimators such as the average angle between the computed shear stresses and the actual striations.

3.4. Paleostress reconstruction from calcite twin analysis

Mechanical e-twinning readily occurs in calcite deformed at low temperature. Calcite twinning requires a low critical resolved shear stress of 10 ± 4 MPa, which depends on grain size (e.g., Rowe and Rutter, 1990) and internal twinning strain (Lacombe, 2001; Laurent et al., 2000), and has only a small sensitivity to temperature, strain rate and confining pressure. In order to reconstruct paleostresses recorded by twinned calcite either from host rocks or vein fillings, we used the Etchecopar’s method for inverting calcite twin data (Etchecopar, 1984; see details in Lacombe, 2007), which computes simultaneously stress orientations and related differential stresses. The inversion process takes into account both the twinned and the untwinned planes, the latter being those of the potential e-twin planes which never experienced a resolved shear stress of sufficient magnitude to cause twinning. The inverse problem consists of finding the stress tensor that best fits the distribution of twinned and

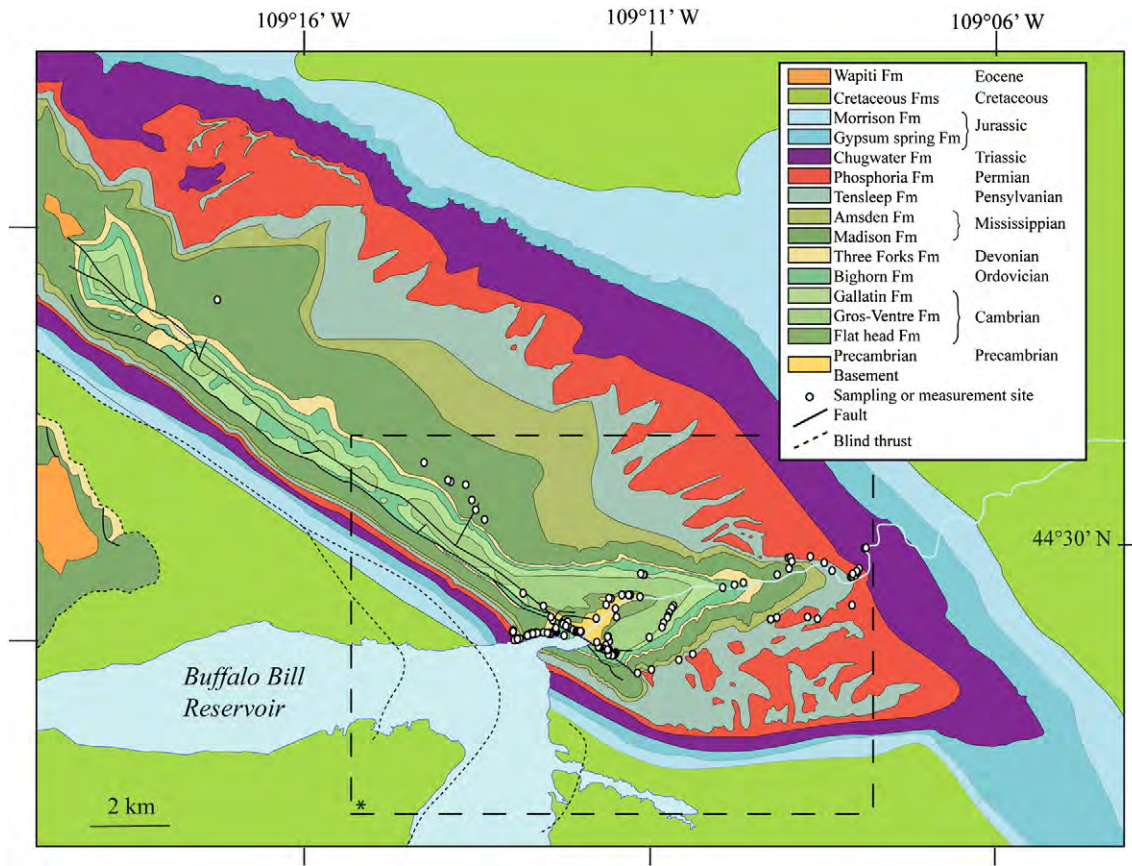


Fig. 3. Simplified geological map of Rattlesnake Mountain Anticline (after Pierce, 1966; Pierce and Nelson, 1968). Dots represent measurement sites and sampling locations. *: Dashed frame represent location of area on Fig. 15.

untwinned planes. The orientations of the three principal stresses σ_1 , σ_2 , and σ_3 are calculated, together with the Φ ratio [$\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$] (i.e., like for fault slip analysis) and the peak differential stresses ($\sigma_1 - \sigma_3$). If more than ~30% twinned planes in a sample are

not explained by a unique stress tensor, the inversion process is repeated with the uncorrelated twinned planes and the whole set of untwinned planes. This process provides an efficient way of separating superimposed twinning events where polyphased deformation has

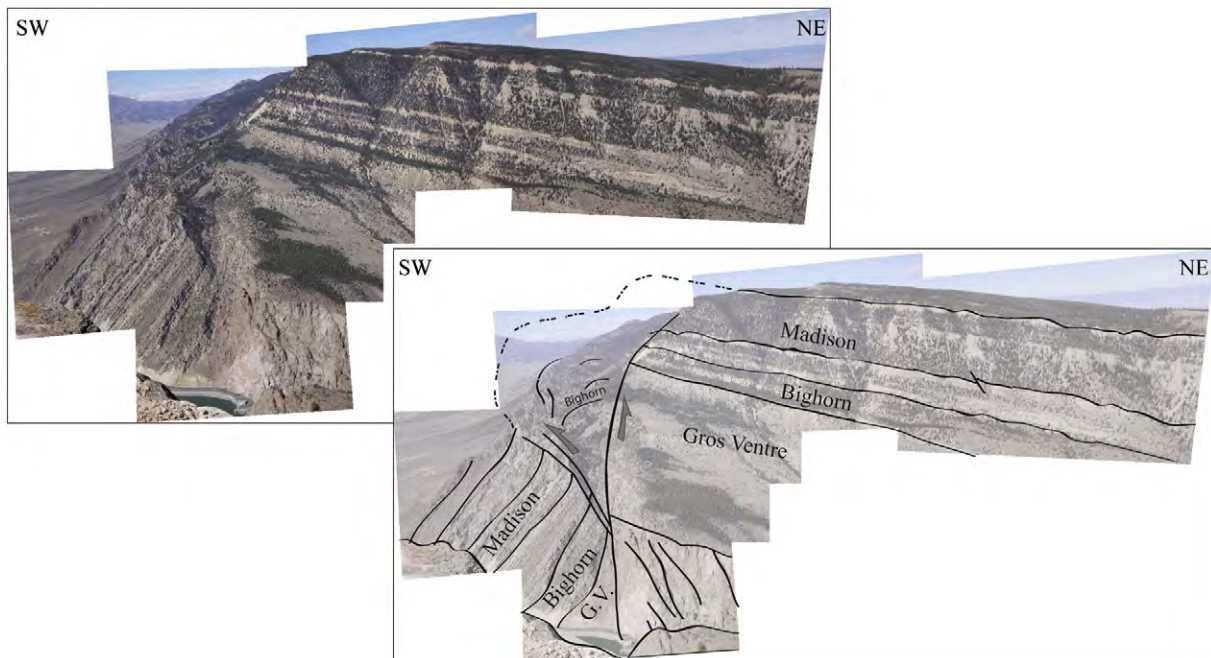


Fig. 4. Photograph and interpretation of Rattlesnake Mountain Anticline viewed from Cedar Mountain, south of Shoshone Canyon. Overturned strata in the forelimb highlight the late propagation of reverse fault splays.

Table 1
Characteristics of sites of fracture measurements.

Site	Latitude	Longitude	Formation
111	44° 30' 0,30" N	109° 12' 0,43" W	Phosphoria
112	44° 30' 0,88" N	109° 11' 58,80" W	Tensleep
114	44° 30' 4,69" N	109° 11' 46,73" W	Madison
117	44° 30' 32,98" N	109° 10' 17,69" W	Basement
118	44° 30' 4,88" N	109° 11' 44,75" W	Madison
119	44° 30' 4,93" N	109° 11' 43,73" W	Madison
121	44° 30' 3,23" N	109° 11' 17,43" W	Bighorn
122	44° 30' 3,48" N	109° 11' 50,04" W	Madison
123	44° 30' 3,06" N	109° 11' 51,43" W	Madison
125	44° 30' 11,60" N	109° 11' 18,39" W	Bighorn
128	44° 30' 13,19" N	109° 11' 14,29" W	Basement
131	44° 30' 6,78" N	109° 11' 26,19" W	Bighorn
132	44° 30' 6,72" N	109° 11' 25,27" W	Bighorn
137	44° 30' 24,92" N	109° 11' 36,18" W	Flathead
138	44° 30' 34,21" N	109° 11' 54,55" W	Gallatin
139	44° 30' 38,34" N	109° 8' 54,34" W	Bighorn
140	44° 30' 15,02" N	109° 8' 10,96" W	Tensleep
142	44° 30' 16,24" N	109° 8' 5,10" W	Tensleep
143	44° 30' 16,60" N	109° 7' 37,68" W	Phosphoria
145	44° 30' 25,45" N	109° 6' 57,30" W	Phosphoria
146	44° 30' 4,60" N	109° 11' 45,99" W	Madison
212	44° 31' 0,83" N	109° 7' 34,84" W	Phosphoria
615	44° 30' 0,10" N	109° 12' 2,52" W	Phosphoria
616	44° 30' 0,73" N	109° 11' 59,73" W	Phosphoria
618	44° 30' 3,47" N	109° 11' 49,60" W	Madison
619	44° 30' 4,60" N	109° 11' 45,99" W	Madison
620	44° 30' 5,27" N	109° 11' 32,37" W	Three Forks
621	44° 30' 5,20" N	109° 11' 32,74" W	Three Forks
629	44° 29' 45,52" N	109° 9' 33,86" W	Tensleep
630	44° 29' 38,27" N	109° 9' 58,45" W	Amsden
632	44° 30' 16,61" N	109° 10' 30,09" W	Flathead
634	44° 29' 50,54" N	109° 10' 30,68" W	Gros Ventre
635	44° 29' 58,88" N	109° 10' 36,66" W	Gros Ventre
637	44° 30' 6,00" N	109° 11' 7,52" W	Basement
638	44° 30' 6,13" N	109° 11' 2,20" W	Basement
642	44° 30' 30,61" N	109° 10' 36,93" W	Basement
643	44° 30' 6,97" N	109° 11' 8,93" W	Basement
644	44° 30' 7,52" N	109° 11' 9,59" W	Basement
645	44° 30' 6,68" N	109° 11' 6,35" W	Basement
650	44° 30' 25,83" N	109° 10' 39,59" W	Flathead
652	44° 34' 8,38" N	109° 16' 31,03" W	Madison
653	44° 32' 9,38" N	109° 13' 24,00" W	Madison
656	44° 31' 27,75" N	109° 12' 29,45" W	Madison
662	44° 29' 49,38" N	109° 10' 31,88" W	Gros Ventre
664	44° 29' 48,60" N	109° 10' 33,26" W	Gros Ventre
675	44° 30' 25,17" N	109° 9' 38,75" W	Gros Ventre
676	44° 30' 23,33" N	109° 9' 40,31" W	Gros Ventre
691	44° 29' 52,71" N	109° 10' 38,93" W	Gros Ventre
701	44° 30' 47,54" N	109° 10' 4,98" W	Gallatin
704	44° 30' 1,90" N	109° 10' 0,38" W	Gallatin
764	44° 30' 41,76" N	109° 8' 35,38" W	Three Forks
767	44° 30' 47,73" N	109° 8' 4,95" W	Bighorn

occurred (Amrouch et al., 2010a; Lacombe et al., 1990, 1993; Rocher et al., 1996).

3.5. Reconstruction of paleostress evolution using Mohr construction

In order to decipher the first-order evolution of principal stress magnitudes during the fold history, we further combined in a Mohr construction the results of calcite twinning paleopiezometry, fracture/micro-fault analysis and rock mechanics data (Amrouch et al., 2011; Lacombe, 2001; Lacombe and Laurent, 1992). For each deformation sub-stage, differential stresses derived from calcite twinning constrain the diameter of the Mohr circles, so the values of the principal stresses σ_1 , σ_2 and σ_3 can be determined by fitting the Mohr circles to either the Byerlee's curve to account for frictional sliding along preexisting planes or to the failure envelope for newly formed faulting/fracturing. For the latter, and despite lithological variations between RMA and SMA, we used in this paper the Crack Development Curve (CDC) available for the Madison formation

determined by rock mechanics tests on SMA samples (Amrouch et al., 2011).

3.6. From relative chronology of microstructures to chronology of paleostress regimes

The analysis of the attributes of micro/mesostructures (fractures, striated mesofaults, calcite twins) and of their variability across the fold enable to constrain the relative timing between development of these structures and folding. In particular, we distinguish hereinafter pre-tilting, syn-tilting and post-tilting structures. Among pre-tilting structures, the distinction between pre-folding and early-folding fractures is based on the kinematic consistency with folding: while an early-folding fracture set formed during LPS (at still negligible folding or at the onset of folding) in a consistent stress field (*i.e.*, a fold-related extensional cross-axial fracture set or oblique shear fracture set), a pre-folding set also predates bed tilting but has originated in a different earlier stress field (*i.e.*, during a LPS phase unrelated to stress field consistent with folding). Syn-tilting structures formed during fold growth/amplification (*i.e.*, syn-folding ss). Post-tilting structures may be late-folding if they formed in a stress field consistent with folding (*e.g.*, late stage fold tightening) or post-folding if they have originated in a late different stress field (unrelated to folding). Early-folding, syn-folding and late-folding fractures therefore developed in the period spanning from (blind thrust propagation and) negligible folding to late stage fold tightening and thus can be classified as syn-folding *sl* (see also Tavani et al., 2006).

3.6.1. Chronology of fractures

As mentioned earlier, members of a fracture set share both a common range of orientations and a common deformation mode. Commonality of fracture orientation after removal of bedding dip, where the fractures are bed-perpendicular, was taken as supportive of a pre-tilting origin (Bellahsen et al., 2006a; Hancock, 1985).

Fractures striking either perpendicular or parallel to bedding strike are not affected by rotation of bedding to remove the dip and may be interpreted as occurring during any stage of fold growth. To unfold the orientation data, we assumed that the sites did not suffer any rotation around a vertical axis and that the local fold axis is horizontal. Under these assumptions, fracture data were unfolded using the rotation necessary to bring the average bedding back to its horizontal attitude. Diagrams of raw and unfolded fracture sets are presented in order to discuss their age relative to folding. This chronology is of primary importance to constrain relationships between fracturing and folding in time and space and to establish a link between this chronology and the regional tectonic evolution. As fractures were sampled in all structural positions within various formations, our data set will help delineate the micro- and meso-scale deformation pattern before and after, and possibly during fold growth. Relative chronology among pre-folding or post-folding fracture sets can be further constrained on the basis of consideration on the regularity of length and spacing of fractures (a fracture set with steady length or spacing in strata can be reliably considered as older than the others), in addition to careful examination of statistical crosscutting/abutting relationships observed both in the field and in thin sections.

3.6.2. Chronology of faults and related stress tensors

The identification and separation of successive generations of faults and related stress regimes is based on both mechanical incompatibility between fault slips (individual misfits of fault slip with the computed stress tensors) and relative chronology observations (superimposed striations on fault surfaces, crosscutting relationships between faults). As for fracture sets analysis, particular attention was paid to horizontal-axis rotations of rock masses due to folding. Assuming that a principal stress axis is vertical (Anderson, 1951), if a fault set measured in a fold limb formed before strata

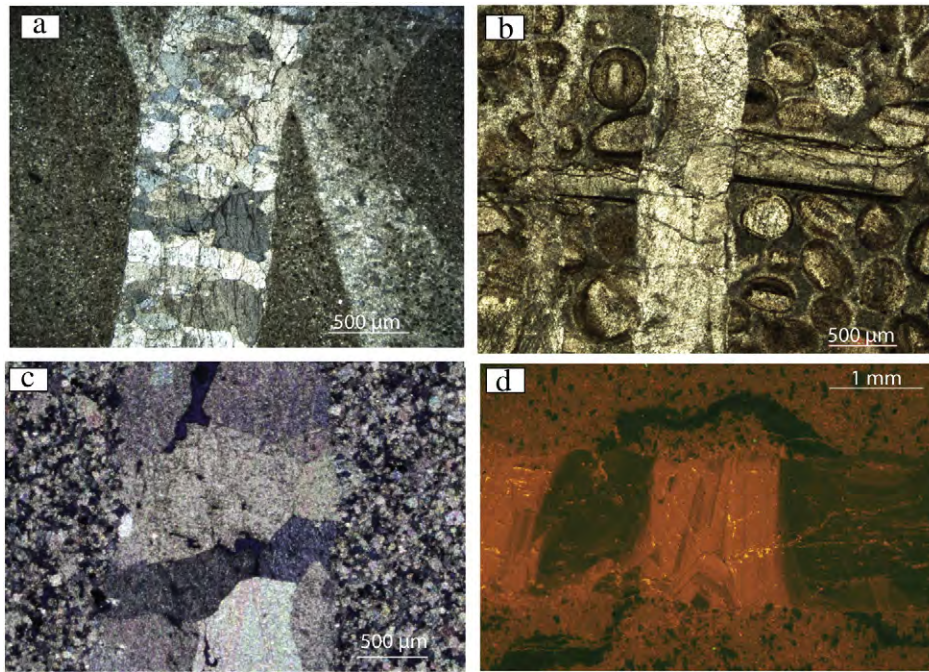


Fig. 5. Photomicrographs of thin sections observed under polarized light (a, b, c) or under cathodoluminescence (d). Mode I opening is supported by the offset of some elements of the matrix (a, b), by the offset of pre-existing stylolites (d) or by the existence of syntaxial growth of calcite crystals (a, c).

tilting and was subsequently tilted, one of the computed stress axes is generally found perpendicular to bedding, whereas the two others lie within the bedding plane. In such a case, the fault system can be interpreted as pre-tilting (pre/early-folding). In contrast, tensors having compression axes that are horizontal irrespective of bedding dip are interpreted as post-tilting (late/post-folding); tensors with compression axes inclined consistently less than, but in the same direction as bedding dip are interpreted as syn-tilting/folding. Note that the pre-tilting nature of fault systems and of related paleostress tensors can be assessed independently of the assumption of an Andersonian stress regime. A pre-tilting fault system is reliably identified if the related fault–slip data collected across the entire fold (hence with various strata attitude), yield after unfolding a more consistent stress solution (in terms of scattering of orientations and numerical quality estimators) than the folded data. In such a case, the assumption is made that a uniform tensor is preferred to a varying tensor, or, that a low misfit solution is preferred to a high misfit solution, in a way similar to the so-called ‘fold-test’ for paleomagnetic data (see discussion in Lacombe, 2012).

3.6.3. Chronology of twinning events and related stress tensors

The chronology of twinning events and related stress tensors can be constrained first by comparing calcite twinning strain preserved in matrix (which presumably recorded the entire twinning history, at least the earliest stages since calcite may harden once twinned) and in the different vein sets. Furthermore, the relative chronology between successive stress regimes recorded in twinned calcite from a vein filling can be established by considering that a stress tensor with a σ_3 axis perpendicular to the vein strike is likely related to the vein formation, while superimposed tensors with stress axes inconsistent with the vein geometry reflect post-opening stress regimes (e.g., Lacombe, 2010). Finally, like for faults, sampling in fold limbs also constrains the chronology of twinning relative to folding. If a twin set formed during the initial phase of layer-parallel shortening (LPS) and was subsequently tilted with the strata during folding, then one axis of the stress tensor should be perpendicular to bedding and the others would be expected to lie within the bedding plane. In contrast, late or post-folding twin sets should yield two

horizontal stress axes and one vertical. For instance, early-folding, LPS-related stress tensors have maximum compression axes inclined consistently and with the same dip as the bedding, while those with maximum compression axes that are horizontal irrespective of bedding dip are either related to late stage fold tightening or post-date folding. Stress tensors with maximum compression axes inclined consistently less than, but in the same direction as bedding dip, may reflect either syn-folding twinning (Lacombe, 2001) or rotation of pre-folding twins at the grain scale due to flexural slip (Harris and Van der Pluijm, 1998).

4. Results

4.1. Balanced cross-sections

The balanced cross-sections of RMA by Erslev (1986) and Neely and Erslev (2009) are based on the basement wedge concept in order to account for the space problem in the footwall highlighted in the previous cross sections (Stearns, 1978). These balanced cross-sections involve rotation of basement blocks above steep basement faults and assume no penetrative deformation in the basement, distributed deformation within the cover, and thickness variations in shale and limestone units (namely the Mississippian Madison Fm.) in the hanging wall and in the vertical forelimb (Neely and Erslev, 2009).

Nevertheless, new field observations in the forelimb suggest the existence of small-scale folds and secondary reverse fault splays (dipping 50° to 60°NE) below the main thrust and no major thickness change in the limestones of the Madison Fm. The forelimb of RMA is overturned, and was cut by NE dipping late reverse faults (Fig. 4). New serial balanced cross-sections have been built through Rattlesnake Mountain and Cedar Mountain anticlines (Fig. 6) to better constrain the kinematic evolution of both structures. These sections show that only two reverse fault splays penetrated into the cover sequence, with their upper tips located within the Madison Fm., consistently with the previous cross-sections of RMA (Erslev, 1995; Neely and Erslev, 2009; Stearns, 1978). Sections also assume partially overturned eroded strata in the forelimb, in agreement with field observations. In our interpretation, the basement wedge is

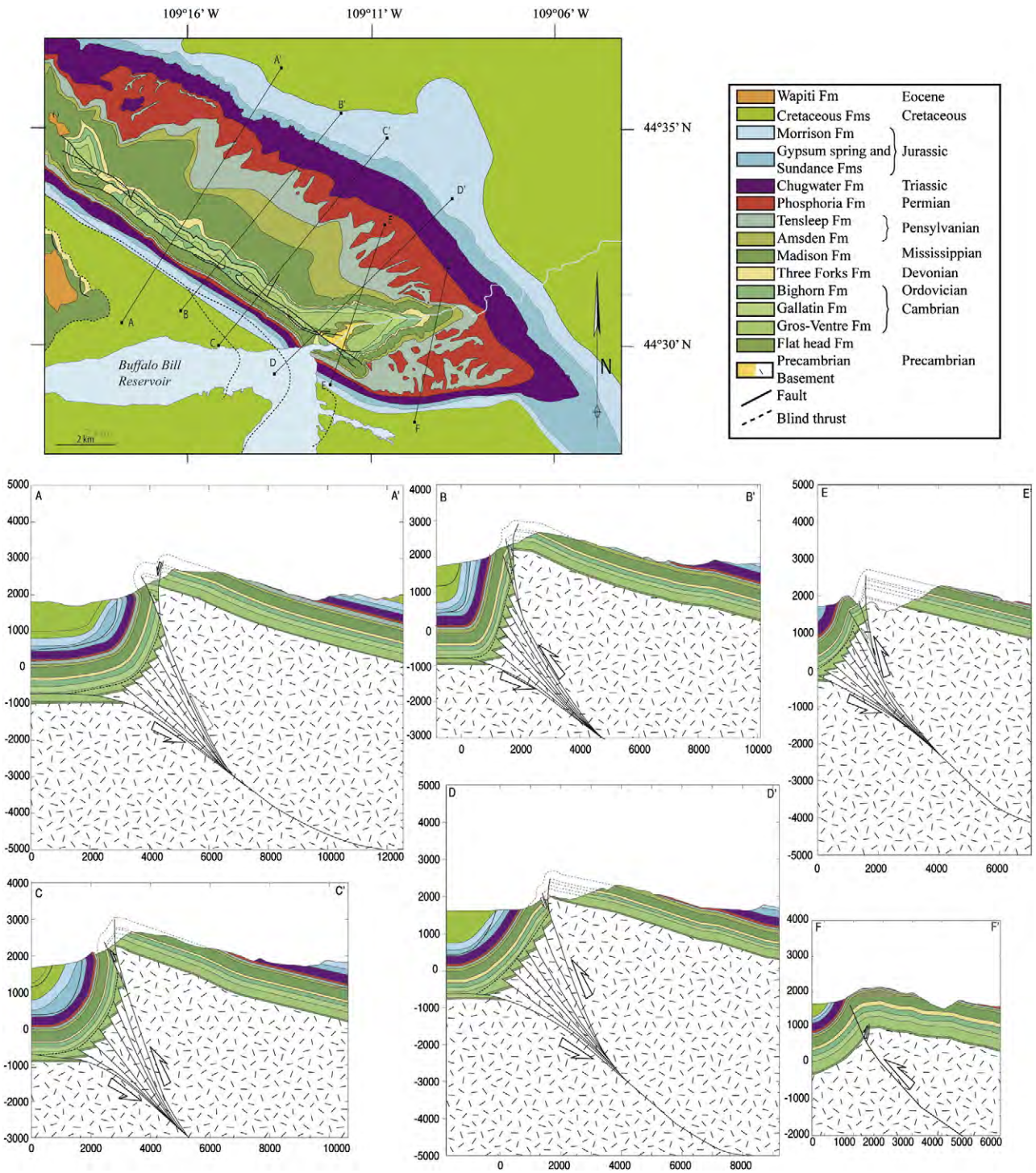


Fig. 6. Serial balanced cross-sections constructed at RMA. Deformation within the so-called basement wedge is shown as numerous fault splays (their number is obviously unconstrained, 6 are represented for the sake of simplicity). The dotted line in the Gros Ventre fm. represents the level of decoupling implied by the basement wedge concept (see text for details). For sedimentary formations, same key as in Fig. 3. Point labeled “O” on the map refers to the northwestern origin used for the displacement profiles presented in Fig. 8.

considered as involving many reverse faults that localize deformation in the basement rocks, limiting by this way the amount of shear distributed in the entire overlying sedimentary cover. A zone of decoupling is proposed in the upper part of the shaly Gros Ventre Fm. to accommodate deformation above the basement rocks by internal deformation (disharmony) without affecting other formations. The amount of basement shortening ranges between 8% (730 m in CM) and 28% (4.5 km) (e.g. Fig. 7); the mean value of 20% (about 2 km, Fig. 8) is consistent with the 1,6 km of shortening deduced from the balanced cross-section proposed by Erslev (1986; 1995).

Assuming that the rotation of the hanging wall basement block was about 12° as predicted by Erslev (1986), the secondary reverse fault splays have the same dip (within a 5° range) than some of the basement fractures (Fig. 4). Nevertheless, as there is no evidence that these fault splays cross-cut the main basement thrust, we interpreted the splays as soling out on the main basement thrust. Moreover, these secondary faults seem to cut across the sub-vertical forelimb, suggesting a late propagation in the sedimentary cover.

A displacement profile along the fault planes has been calculated based on the cross-sections and the offset of the basement top (Fig. 8),

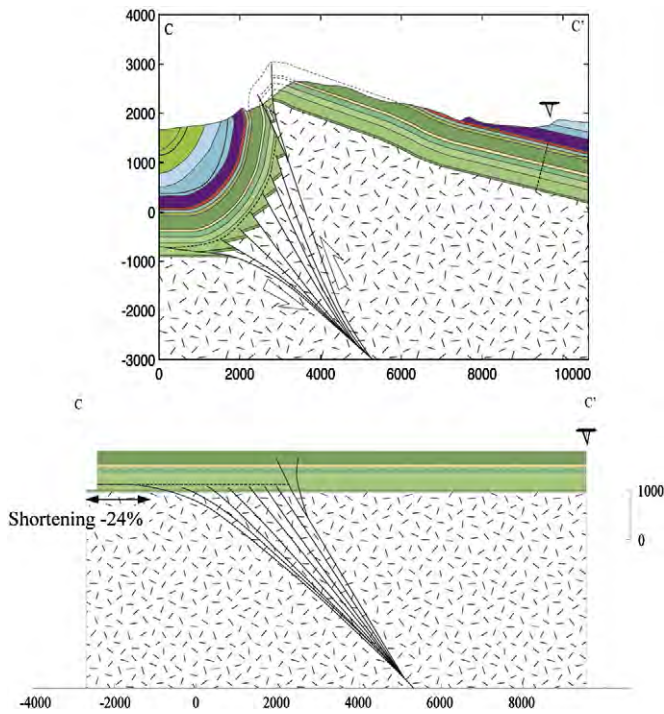


Fig. 7. Example of balanced cross-section restoration on cross-section C–C' (see Fig. 6 for location).

which is the interface wherein the maximum of deformation is accommodated by thrusting if neither penetrative deformation nor folding is considered in the basement (Erslev, 1986, 1995; Neely and Erslev, 2009). Moreover, the depth to the basement is constrained by seismic data at the SW of the fold and in the NE the interface has been mapped in details by GPS data (Erslev, 1995). The displacement profile is reported for the three mapped thrusts (Pierce, 1966; Pierce and Nelson, 1968); a cumulative displacement profile is also shown. Displacement along fault planes appears to be large on the steepest fault in the NW part of RMA while it is small on the main basement

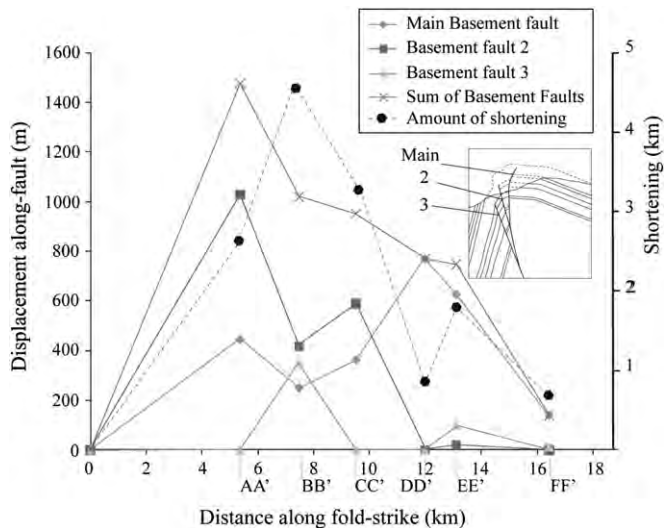


Fig. 8. Displacement–distance profiles reconstructed along the strike of Rattlesnake Mountain for each fault of the superficial fault splays (inset). Light grey diamonds represent the main basement fault, dark grey squares represent the displacement profile related to the most superficial of the fault splays, and the light grey triangles represent the displacement profile related to the deepest of the fault splays. Grey crosses represent the cumulative displacement profile of the three faults of the fault splay. Black dot with the dotted line represent the absolute value of shortening at the basement top, calculated from balanced cross sections showed in Fig. 6.

thrust at the SE, toward Cedar Mountain. In other words, the maximum of displacement D_{\max} for each fault is not located at the same place (Fig. 8).

A single D_{\max} of about 1500 m can be observed on the cumulative profile, in the northwest part of RMA. As demonstrated by Peacock and Sanderson (1991), this result suggests that the faults were linked in space and time. Indeed, the fault linkage model (Cartwright et al., 1995; Peacock and Sanderson, 1991) predicts that faults propagating toward each others can be identified by the shape of the cumulative displacement profile, which exhibits a link between the displacement profile of each single fault, producing higher D_{\max}/L ratios, where L is the length of the lateral extension of the fault plane (e.g. Kim and Sanderson, 2005). This “coherent fault” kinematic model, previously defined for normal faults (e.g. Walsh et al., 2002), has been extended to reverse fault populations by Lamarque et al. (2005). Thus, considering the set of fault splays as a fault population, a diachronic propagation of each segment should lead to displacement profiles looking alike each others with an almost common D_{\max} . In the case of RMA fault splays, the shape of cumulative displacement profile suggests a coeval propagation of all faults. Moreover, the cumulative profile has a D_{\max}/L (L , length of the fault) of about 10^{-1} , which is consistent with the gradient characteristic of inversion of faults (Kim and Sanderson, 2005).

4.2. Sequence of fracture development

Based on the statistical analysis of fracture orientation as well as of chronological relationships (Fig. 9), the fracture population at RMA has been divided into 7 main sets comprising joints, veins and striated microfaults observed on field (Figs. 10–14). The derived sequence of fracture development relies upon more than 170 observations of chronological relationships at both the meso-scale (e.g. Fig. 9), and at the micro-scale on about 100 thin-sections, wherein the deformation mode of veins (here mainly mode I, opening) was checked (e.g. Fig. 5). Fracture sets were defined in 49 measurement sites (Figs. 10–12) covering every structural position and formations/lithologies. Results are presented at the fold-scale (Fig. 10) and in the Shoshone Canyon (southern part of RMA), focusing on the cover formations (Fig. 11), and on the basement rocks (Fig. 12). We have illustrated for some sites (Fig. 9) the workflow for analysing fracture data: the raw fracture data (fracture planes and poles) are shown, along with their interpretation in terms of statistically defined mean sets; finally, unfolded fracture data are shown. For the sake of simplicity however, in Figs. 10–12 only the two diagrams with raw and unfolded data interpreted in terms of mean sets will be shown.

The oldest set (S-I) comprises bed-perpendicular joints and veins striking E–W to 060°E when unfolded. These fractures were measured in 16 sites over 49 at both RMA and CM, and the main strike is E–W. In the forelimb of the fold, some of the fractures of this set were later reactivated as strike-slip/reverse faults during or after folding (Fig. 14, site 122). This set is poorly developed in the basement rocks at RMA.

A gathering of bed-perpendicular joints and veins striking 160°E to 020°E define a second set (S-II) that clearly abuts on, hence postdates, set S-I (Fig. 9b,c,e), although in some places some ladder pattern may alternatively suggest that a minor part of these S-II fractures may be cross-joints (Fig. 9b). This set was largely observed in 16 sites over 49, and its mean strike is N–S to 020°E , with few sites where the mean strike is 160°E (sites 125, 662 and 664, Fig. 11). Thus, these fractures developed in all parts of the folds and are encountered in all lithologies.

Bed-perpendicular joints and veins oriented 110°E – 120°E abut on sets S-I and S-II and define the third set (set S-III, Fig. 9c,e). This is the less represented of the 7 main fracture sets at the fold scale (10 sites over 49), but the fractures are the most regularly oriented. They are better developed in CM and at the hinge of the RMA, and are poorly

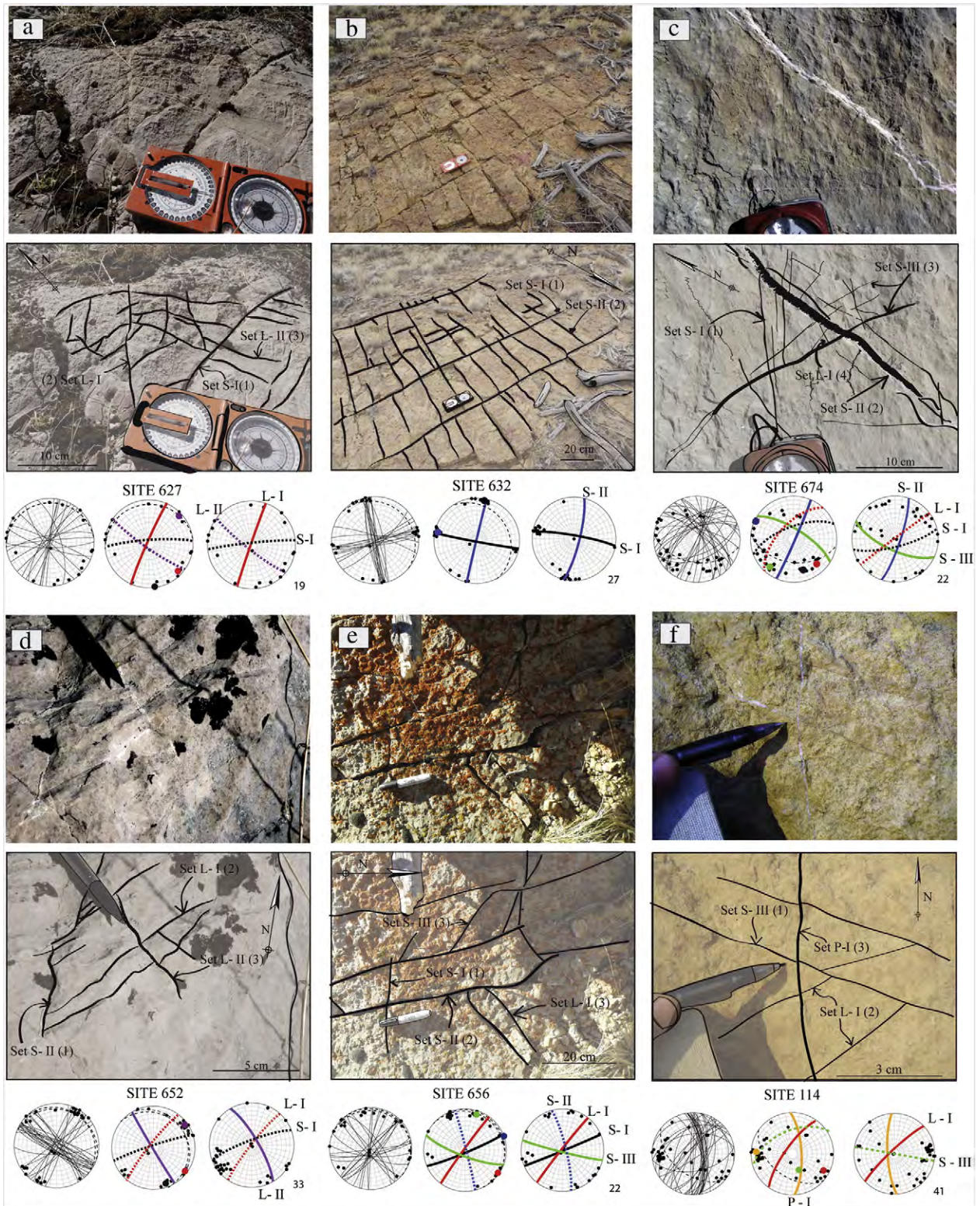


Fig. 9. Photographs and interpretations of some fracture networks along with chronological relationships at Rattlesnake Mountain. Below each photograph are shown stereodiagrams (Schmidt's lower hemisphere) with raw data (fracture planes and poles), statistically computed mean fractures planes and poles defining the fracture sets in the current strata attitude, and the data and mean fracture planes in their unfolded attitude.

represented in the forelimb (Fig. 10, site 618), but they are observed in both cover and basement rocks.

Bed-perpendicular joints/veins oriented about NE–SW (set L-I), perpendicular to the fold axis, abut on sets S-I, S-II, and S-III (Fig. 9a, d–f). This fracture set is the most abundant at the fold scale (24 sites over 49), it strikes from 030°E to 070°E, with a predominant strike of

045°E–050°E, and developed both at RMA and CM in cover rocks, with a mean strike of 050°E. In the basement, their mean strike rotates from 060°E (Fig. 12, sites 117 and 642) to 030°E close to the basement thrust (Fig. 12 sites 637, 638 and 644). In the cover, some strike–slip faults are kinematically consistent with these L-I joints and veins (see Sub-section 4.3 and Figs. 13a, 14).

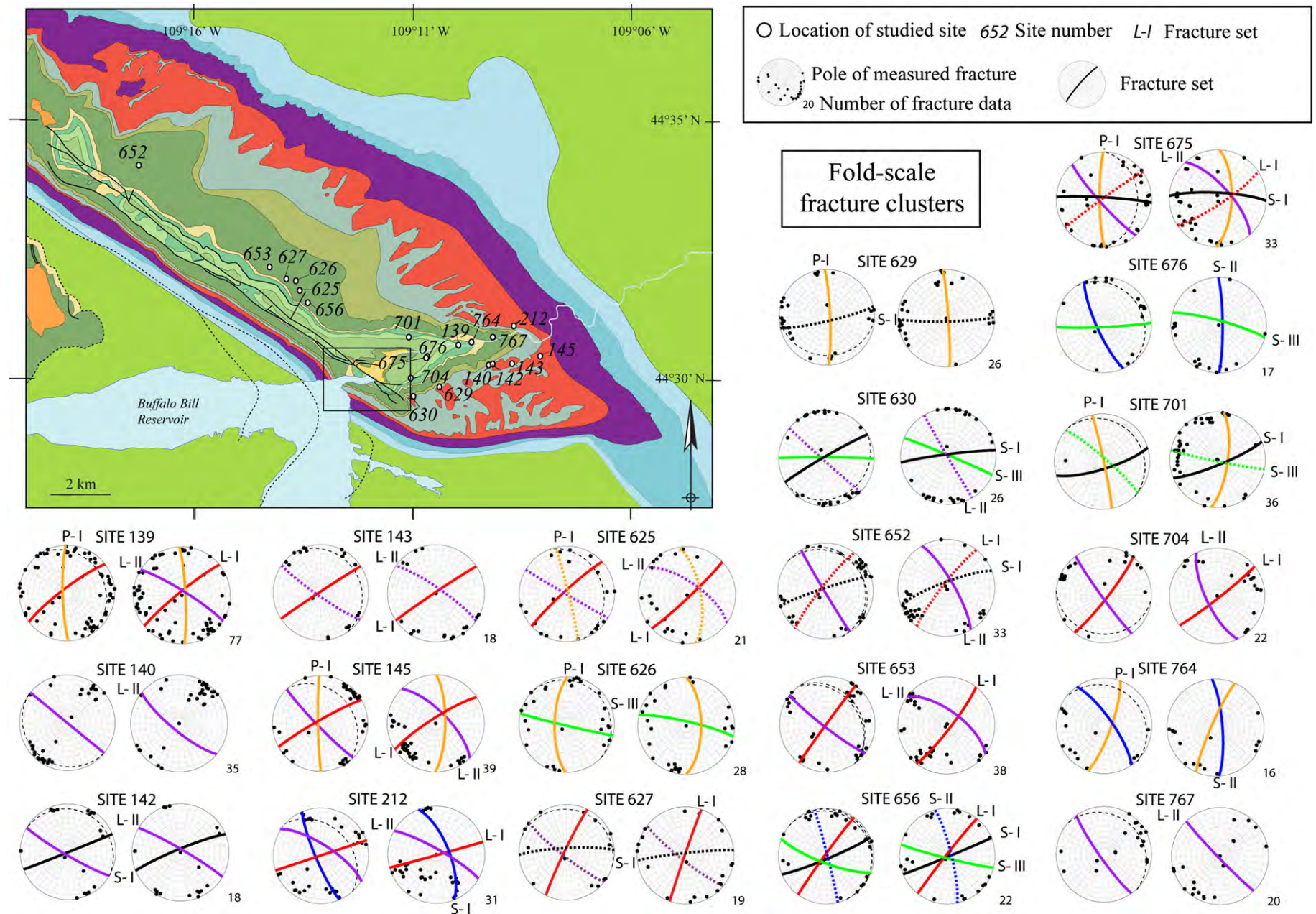
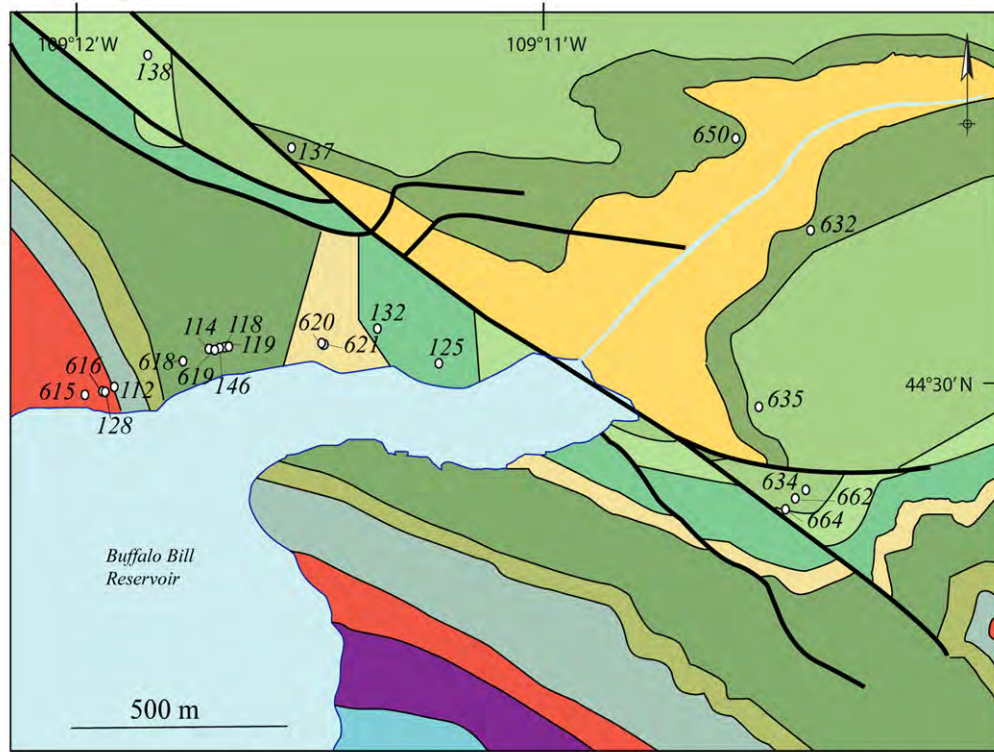


Fig. 10. Results of fracture analysis at the fold-scale, including raw data (poles to fractures) and main fracture set orientations, in their current attitude (left diagram) and in their unfolded attitude (right diagram) (Schmidt's lower hemisphere, equal area stereonets). Black lines represent fractures of set S-I, blue lines of set S-II, green lines of set S-III, red lines represent fractures of set L-I, purple lines of set L-II, and orange lines represent fractures of set P-I. Dashed lines highlight a fracture set which is minor at the scale of the site, but well represented at the fold scale. Same key as in Fig. 3 for the geological map.



**Shoshone Canyon
fracture clusters**

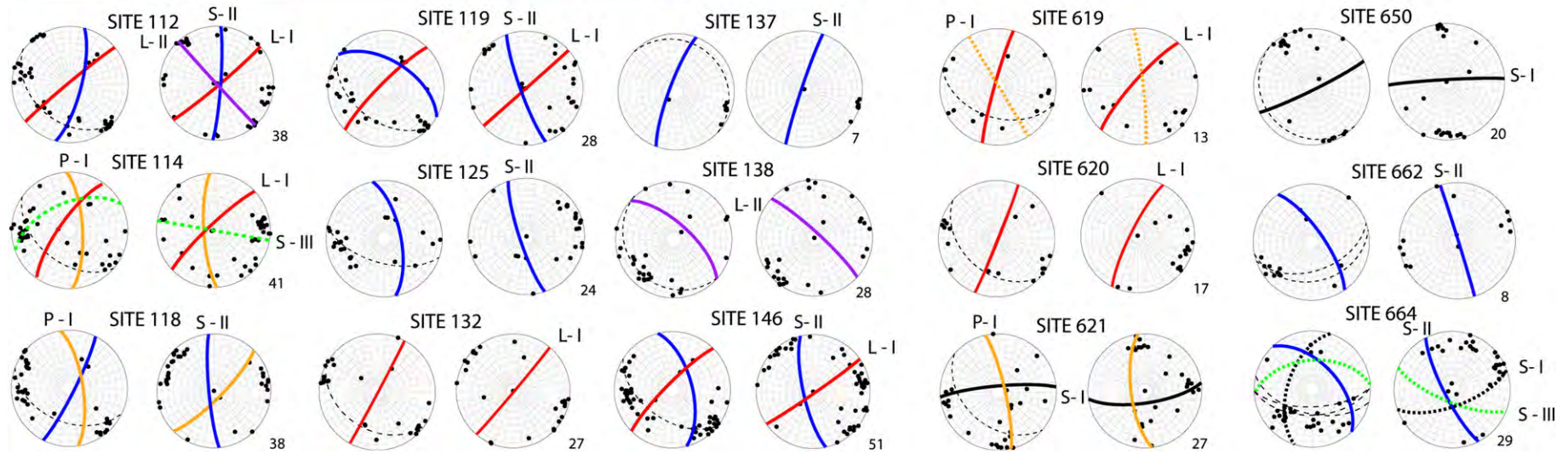


Fig. 11. Results of fracture analysis in the sedimentary cover in the Shoshone Canyon. Same keys as in Figs. 3 and 10.

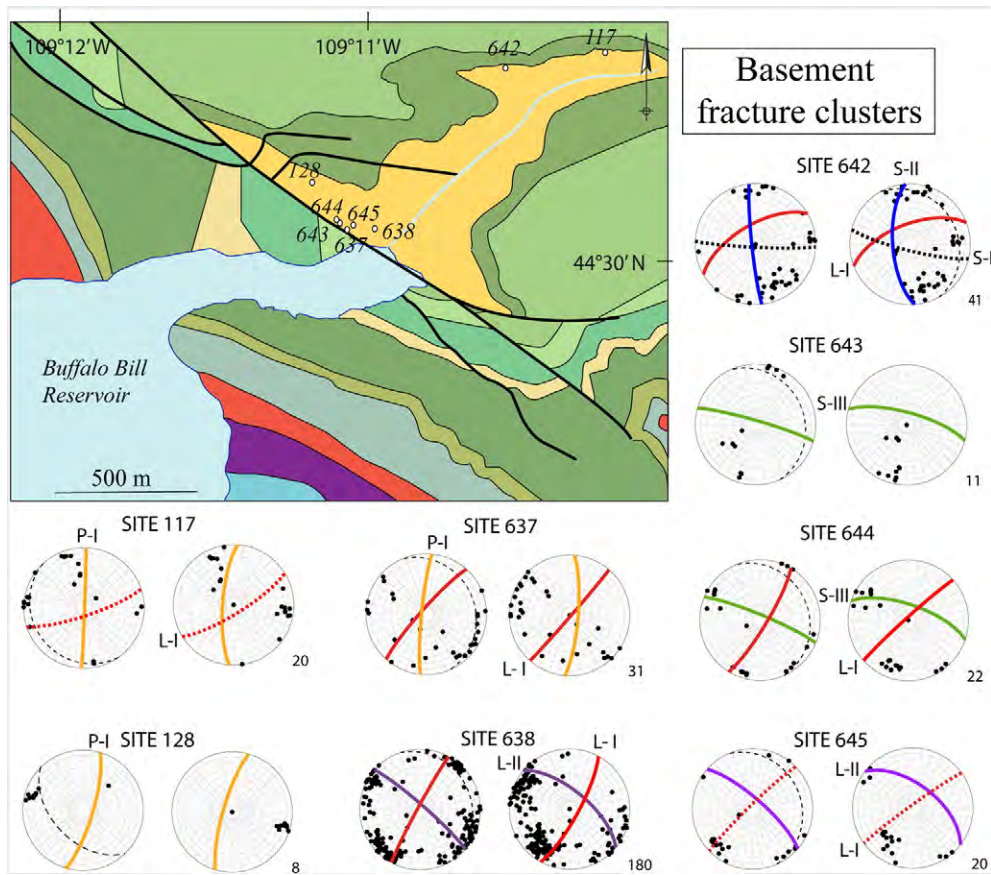


Fig. 12. Results of fracture analysis in the basement rocks in the Shoshone Canyon. Same keys as in Figs. 3 and 10.

Joints and veins striking 130°E (set L-II) abut on L-I joints and thus postdate them. Set L-II joints and veins are parallel to the fold axis; they are found in 18 sites, more abundantly near the basement thrust, thus near the hinge of the RMA, and in CM (Figs. 9a,d, 10–12). They developed in both cover and basement rocks, but none of these fractures were found in the forelimb of the RMA. In the other part of the folds, they strike 130°E near the hinge of the RMA and may rotate toward a 150°E trend further away in the backlimb of the RMA, where they are less abundant.

Another set, hereinafter named set L-III, is mainly made of reverse striated microfaults (Fig. 14), that developed under an horizontal σ_1 striking 035°E to 050°E in the current strata attitude.

The last fracture set includes joints and veins striking mainly N–S (020°E to 160°E) that are sub-vertical in the current (folded) strata attitude (set P-I, Figs. 10–12), and which cut across any other sets (Fig. 9f) except L-III. They are abundant in all the structural positions of both RMA and CM (15 sites of 49), they developed in all lithologies, in cover and basement rocks, with a remarkable vertical persistence. Unfortunately, we did not find any direct chronological relationships to determine which one of sets L-III or P-I is the oldest; nevertheless, as set L-III faults are consistent with the same contractional event than folding while P-I fractures are not, the latter is likely the youngest.

4.3. Results from fault-slip data inversion

The results of the inversion of fault-slip data for stress in the Shoshone canyon (the SE part of RMA) are presented in Table 2 and in Fig. 14, and compared to the data previously collected in 11 stations over RMA by Neely and Erslev (2009). Results comprise 11 sites, in which newly formed and/or reactivated fault data allowed reliable computation of both principal stress orientations and of the stress ellipsoid shape ratio, hence to completely define the local paleostress state.

Most stress tensors reveal a post-tilting contractional state of stress with a horizontal σ_1 oriented NNE to ENE with a mean 045°E trend (from 030°E in the Phosphoria Fm. to 050°E in the Madison Fm.), roughly perpendicular to the fold axis. This event is marked either by newly formed reverse faults mainly striking 130°E (Fig. 14, sites 131, 137, 125, 111), and strike-slip faults (Fig. 14, site 121). These features are observed everywhere regardless of the distance to the major basement fault and of the structural position within the fold. Preexisting E–W fracture planes reactivated as left-lateral/reverse strike-slip faults are also observed in the forelimb of the fold (e.g., Fig. 14, site 122).

Fault slip analysis also reveals two pre-tilting stress regimes. The first one corresponds to a horizontal σ_1 oriented 045°E near the basement fault (Fig. 14, site 118) and 020°E further away (Fig. 14, site 123). This stress regime is marked by either conjugate strike-slip faults (Fig. 14, site 118) or conjugate reverse faults (Fig. 14, sites 123, 131). In Cedar Mountain, the same strike-slip regime is also recognized, but with σ_1 oriented 060°E . The second pre-tilting state of stress, illustrated by site 132 (Fig. 14) but poorly encountered in our dataset, corresponds to a contractional/strike-slip regime with a sub-horizontal σ_1 oriented 115°E .

Finally, in the forelimb, widespread bedding-parallel slip is supported by slickenlines along bedding surfaces in the Bighorn, Phosphoria and Madison Fms. (Fig. 14, sites 111, 122, 131); although occurring obviously during fold amplification, bedding-parallel slip-related striated planes were represented, for the sake of simplicity, with the late-stage fold tightening related structures in the diagrams of Fig. 14.

4.4. Results from calcite twin analysis

The results of the inversion of calcite twins (Fig. 15, Table 3) were mainly obtained from veins filled with calcite from both limbs of the fold, in the limestones of the Mississippian Madison and Ordovician Bighorn Fms along with the sandstones of the Devonian Three-Forks Fm. The

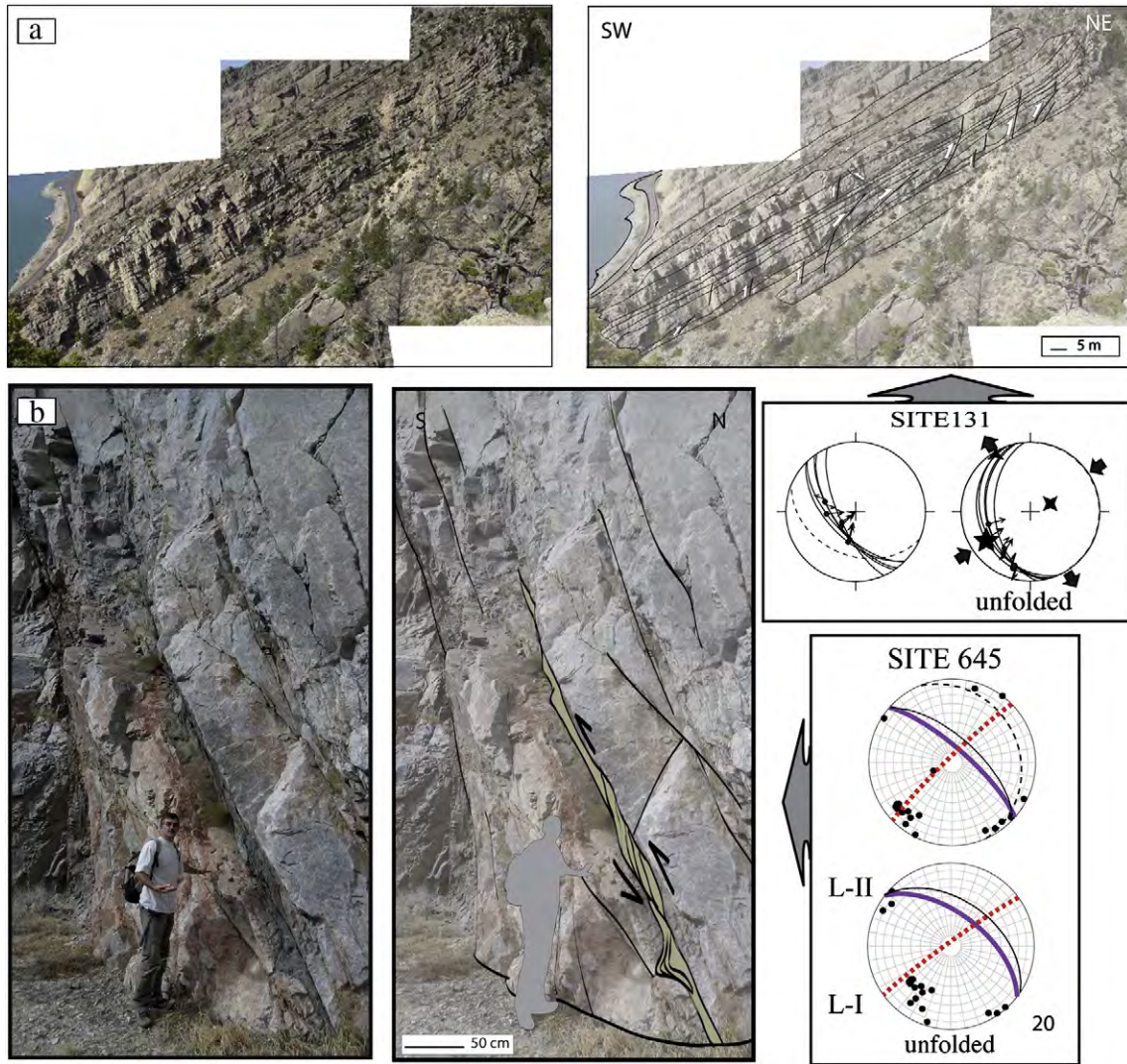


Fig. 13. –Photographs and interpretations of some fault systems observed at RMA. A- Early-folding fault network in the Ordovician limestone formation (Bighorn Fm.) in the forelimb. B- Example of a high-angle reverse fault, here filled with shaly gouges, in the Precambrian basement rocks. Note that this high-angle reverse fault (plane marked as black solid line on stereodiagrams) is parallel to major fractures planes within the basement. For stereodiagrams, same key as in Figs. 10–14.

degree of dolomitization of the Madison Formation was unfortunately too high to carry out systematic twin analysis from the rock matrix (Fig. 16a). In all the veins, internal deformation by twinning occurred under a thin-twin regime (Fig. 16), suggesting that temperature remained lower than 150–200 °C (e.g., Ferrill et al., 2004) and that internal strain by twinning did not exceed 3–4%. For each stress regime, differential stress magnitudes (σ_1 – σ_3) were also computed (Table 3). The value of the critical resolved shear stress used for calculation of the differential stress magnitudes was selected according to both the internal twinning strain (e.g., twin density) and the mean grain size of the samples, as suggested by Rocher et al. (2004) and Amrouch et al. (2010a). Inversion of calcite twin data reveals 6 stress regimes (Table 3, Fig. 15).

The first pre-tilting twinning event is related to a contractional stress with horizontal σ_1 axis striking between 105° and 135°E; this stress regime was reconstructed from twinned calcite within bed-perpendicular veins striking 160°E and 030°E (Set S-II, samples SA04 and SC74, see discussion for details) and 130°E (Set S-III, sample SC82V1) (Fig. 15); related differential stress magnitudes (σ_1 – σ_3) (vertical σ_3 axis) vary from 27 ± 5 MPa to 41 ± 8 MPa (Table 3).

The second pre-tilting event corresponds to a strike-slip regime with a horizontal σ_1 axis oriented 045°E recorded by twinned calcite in a bed-perpendicular vein striking 030°E (Set S-II, sample SC74), in two bed-perpendicular veins striking 165°E (Set S-II, sample R93) and 130°E

(Set S-III, sample SC82V1) and in a bed-perpendicular vein striking 045°E (Set L-I, sample R62) (Fig. 15); differential stress magnitudes (σ_1 – σ_3) (horizontal σ_3 axis) range from 34 ± 7 MPa to 49 ± 10 MPa.

A pre-folding stress tensor reconstructed in sample SC66V1 (i.e., from set S-II) shows a horizontal σ_3 axis striking 100°E but oblique σ_1 and σ_2 axes; because the stress ellipsoid shape ratio (Φ) close to 1 indicates close magnitudes of σ_1 and σ_2 hence likely stress permutations, this tensor probably reflects an extensional stress regime; the related differential stress magnitude (σ_1 – σ_3) being 23 MPa.

An extensional stress regime with horizontal σ_3 oriented 050–060°E was recorded in veins striking 130°E (set S-III, sample SC82V1), 045°E (set L-I, sample R62), 150°E and 160°E (set L-II, samples SC58 and SC66V2) (Fig. 15); related differential stress magnitudes (σ_1 – σ_3) (horizontal σ_3 axis) range from 23 ± 4 MPa to 38 ± 8 MPa.

A post-tilting stress regime has been reconstructed including both strike-slip and contractional stress regimes, with a horizontal σ_1 axis oriented from 020 to 065°E. The contractional regime was found in bed-perpendicular veins striking 150°E (set S-II, Fig. 15, sample SC58) with a differential stress magnitudes (σ_1 – σ_3) (vertical σ_3 axis) of 29 ± 6 MPa. The strike-slip regime with differential stress magnitudes ranging from 31 to 74 MPa was reconstructed in veins striking 030°E (set S-II, 31 ± 5 MPa, sample SC66V1), 160°E (set S-II, 51 ± 10 MPa, sample SA04) (Fig. 15), and in the matrix of sample R62 (74 ± 13 MPa).

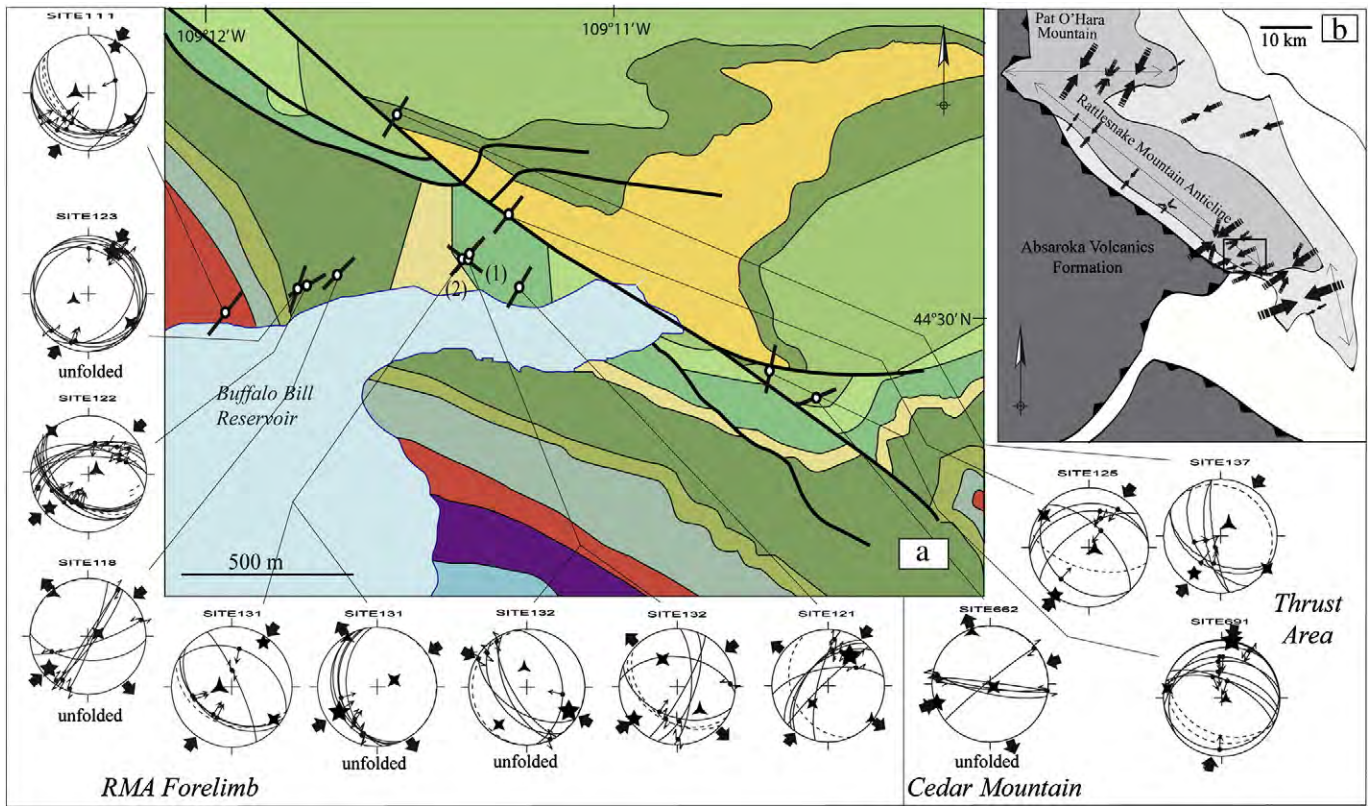


Fig. 14. a – Results of fault–slip data inversion (Schmidt's stereonets for each site localized nearby the Shoshone canyon, map location shown in Fig. 10). Computed stress axes are reported as stars with three branches (σ_3), four branches (σ_2) and five branches (σ_1). Black arrows indicate direction of compression if convergent or extension if divergent. Maximal horizontal stress trends are reported as sticks on the geological map, with chronological sequence as (1)/(2), from the oldest to the youngest. Bedding-plane is shown as dashed line on stereodiagrams where data are in their present-day attitude. 'Unfolded' refer to unfolded data. B - Map showing compressional trends inferred from the study by Neely and Erslev (2009). Size of arrows is proportional to the number of data used. Modified after Neely and Erslev, 2009.

Finally, a post-tilting extensional stress regime with a horizontal σ_3 axis oriented 075° to 100°E has been determined from two veins striking 050°E (set L-I, sample R297) and 160°E (set P-I, sample SC82V2) (Fig. 15) with differential stress magnitudes (σ_1 – σ_3) (horizontal σ_3 axis) ranging from 37 ± 7 MPa to 56 ± 11 MPa. This regime postdates the opening of the 050°E vein and likely reflects the opening of the 160°E vein.

5. Interpretations and discussion

5.1. Kinematics of Laramide basement-cored folds

A commonly admitted kinematic interpretation of Rattlesnake Mountain is that the deformation of the cover is consistent with the trishear model (Erslev, 1991; Johnson and Johnson, 2002). The trishear

Table 2
Paleostress tensors computed from inversion of fault slip data.

Site	Formation	Bedding strike-dip	Trend (plunge) of the principal stress axes (degree)			Ratio between differential stresses φ	Number of data	Quality indice
			σ_1	σ_2	σ_3			
111	Phosphoria	131–41S	30 (9)	123 (16)	270 (72)	0.6	8	B
118	Madison	113–45S	236 (40)	358 (14)	83 (47)	0.2	6	B
			230 (14) ^a	74 (75) ^a	322 (6) ^a			
			36 (35)	225 (54)	129 (4)			
121	Bighorn	156–35W	36 (35)	225 (54)	129 (4)	0.1	6	A
122	Madison	129–57S	228 (12)	319 (3)	66 (77)	0.6	11	B
123	Madison	133–64S	206 (44)	298 (2)	30 (46)	0.2	9	B
			39 (21) ^a	251 (66) ^a	133 (12) ^a			
			215 (2)	305 (8)	111 (82)			
125	Bighorn	105–60S	35 (10)	128 (13)	267 (73)	0.6	5	A
			258 (52)	44 (33)	145 (16)			
			236 (24) ^a	68 (65) ^a	328 (4) ^a			
131	Bighorn	113–37S	224 (16)	326 (38)	116 (48)	0.2	10	B
			108 (12)	221 (59)	12 (27)			
			120 (18) ^a	217 (20) ^a	352 (62) ^a			
132	Bighorn	122–39S	228 (18)	318 (0)	49 (72)	0.7	6	B
			250 (3) ^a	131 (84) ^a	341 (5) ^a			
			184 (0)	274 (6)	94 (84)			
137	Flathead	134–15N	228 (18)	318 (0)	49 (72)	0.7	6	B
662	Grosventre	102–33S	291 (43)	192 (9)	93 (45)	0.3	5	A
			250 (3) ^a	131 (84) ^a	341 (5) ^a			
691	Grosventre	114–38S	184 (0)	274 (6)	94 (84)	0.5	9	A

Quality indice determined according to numerical estimators such as the angle between computed shear stress and actual striation.

^a Unfolded stress axes.

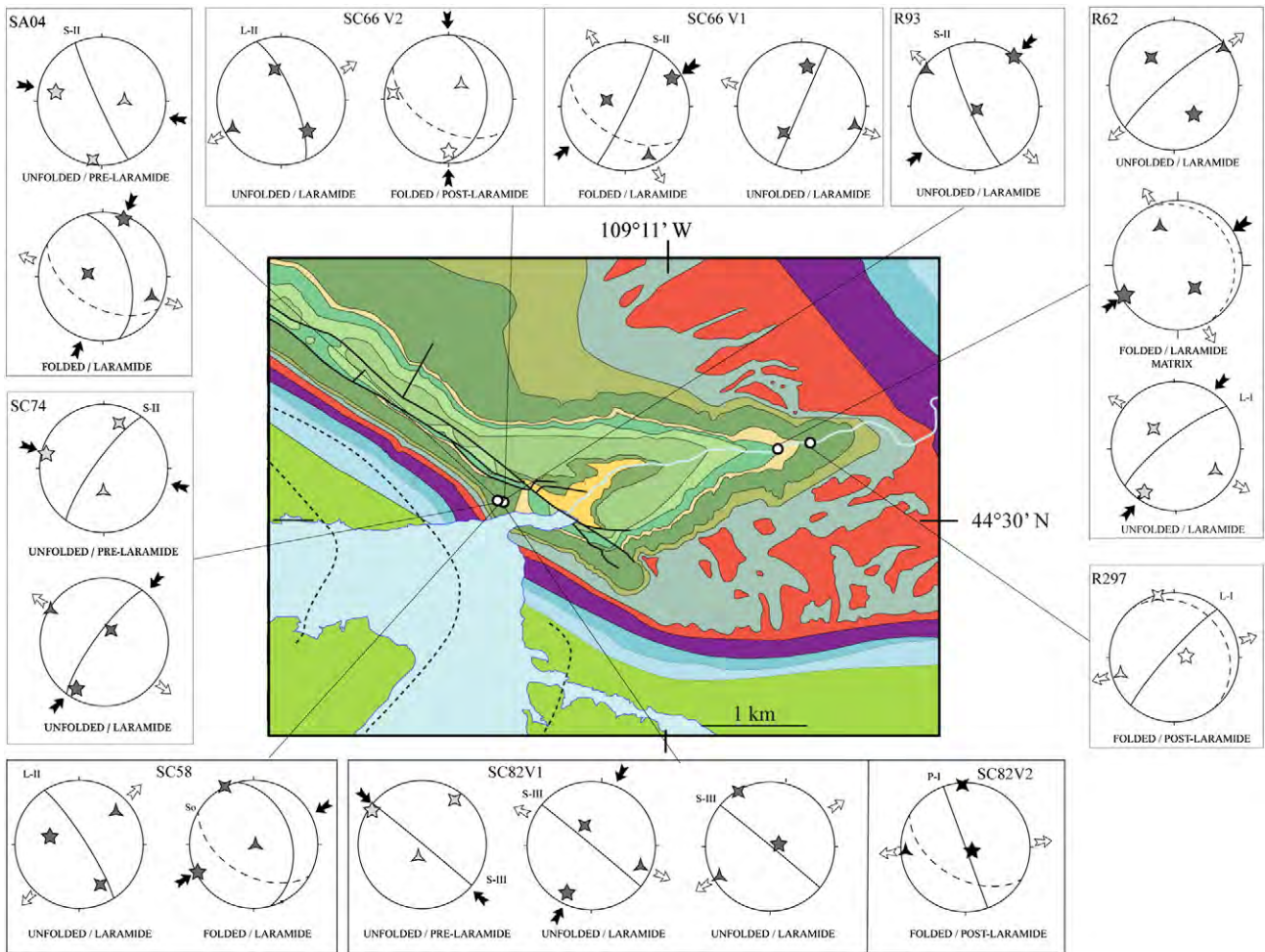


Fig. 15. Paleostress orientations reconstructed from calcite twinning (Schmidt's stereonets). The folded/unfolded attitude of the principal stress axes is reported, together with the related tectonic event. Light grey symbols refer to pre-Laramide events, dark ones refer to Laramide events and white ones to post-Laramide events. Black/white arrows indicate directions of compression/extension.

model is a kinematic model used to replicate the curved fold surface above a propagating thrust. It is defined as a triangular shear zone wherein the deformation is distributed. According to [Erslev \(1991\)](#), the apex of the triangular shear zone is usually located at the cover/basement interface, while [Bump \(2003\)](#) considers that, in some cases, this apex may be located below this interface, at the tip of the propagating fault.

According to our new field observations, we proposed cross-sections involving an overturned forelimb of RMA and steep reverse faults in the cover. The cumulative displacement profile along RMA and CM exhibits a single D-max, located in the northwest part of RMA ([Fig. 8](#)). Thus, it suggests a sequential development of folds during the Laramide contractional event, with CM developed later than RMA, but in the same phase of deformation. If CM had developed early and/or if RMA had propagated from CM thrust, the D-max would have been located at the thrust intersection (see for example [Bellahsen and Daniel, 2005](#); [Bellahsen et al., 2006c](#) and references therein). It also suggests that all the thrusts involved in the basement wedge were active coevally. These finite geometry and kinematics may be considered as similar to a trishear model, as a triangular zone with distributed faults is similar to a distributed shear zone. However, the coeval timing of propagation of the fault-splays implies the existence of an early triangular shear zone in the basement ([Fig. 17 a](#), step 1: "immature stage"). The apex of such a zone would thus be located deeper than the basement top. In the trishear model, this would imply that the thrust upper tip was located beneath the basement top, as suggested in [Bump \(2003\)](#), before propagating toward the

surface. In the case of RMA, the basement is (pre)cut by several inherited fault populations, with various orientations. Moreover, it has been proposed that RMA resulted from the reactivation of a basement weakness ([Erslev and Koenig, 2009](#)). Such result is actually confirmed by the Dmax/L ratio (typical of a reactivated fault, see above). Thus, the upper tip of the inherited fault was most probably, as early as the onset of faulting, at the basement-cover interface. In such a case, the triangular shear zone in a trishear model cannot explain the zone of distributed faulting in the basement, as in trishear the distributed deformation zone only develops above the upper fault tip. An alternative explanation must then be found for the inferred deformation distributed on several fault planes in the basement (see similar considerations in [Bellahsen et al., 2006b](#)).

On our balanced sections, the switch from localized to distributed faulting is set few kilometers below the basement-cover interface. The reasons for such a switch remain unclear, but hydration of upper basement rocks could explain a change in rheology and thus a distribution of brittle deformation. The occurrence of such a zone of hydration of the basement rocks has been documented (e.g., [Boiron et al., 2003](#); [Cathelineau et al., 2004](#); [Essarraj et al., 2005](#); [Fourcade et al., 2002](#); [Mercadier et al., 2010](#)) and has been related to basement alteration and/or exchange with basinal fluids (mainly brines at the basement/cover interface in foreland basins).

According to [Amrouch et al. \(2010a\)](#), the deep structure of SMA is interpreted with the similar basement geometry than RMA, including a steep reverse fault and a fault splay underlying the sedimentary

Table 3
Paleostress tensors computed from inversion of calcite twin data.

Sample	Formation	Bedding Strike–Dip	Vein Strike–Dip	Trend (plunge) of the Principal Stress Axes (degree)							Differential Stress ($\sigma_1 - \sigma_3$) [*] (MPa)	Ratio Between Differential Stresses Φ	Total Number of Data (T/UT)	Number of Data Consistent With the Tensor T/UT
				σ_1	σ_2	σ_3								
SA04	Madison	120–50SW	165–55E 155–88E*	20	4	279	71	111	19	51	0.5	162/78	64/78	
				312	30	174	52	55	21	27				
				282	27*	189	7*	86	62*					
SC58	Madison	120–50SW	165–40E 147–81E*	339	38	114	42	228	25	38	0.3	127/47	50/47	
				286	51*	152	29*	48	23*					
				244	3	154	0	60	87	29				
R93	Madison	123–43S	161–62E 156–82W*	230	41	27	47	130	11	49	0.5	147/78	67/78	
				38	2*	149	85*	308	5*					
SC74	Madison	120–50SW	25–78W 32–80W*	213	67	30	23	121	1	42	0.4	219/81	87/81	
				211	17*	30	73*	301	0*					
				297	17	200	23	60	61	41				
				285	9*	20	26*	179	62*					
SC82V1	Madison	120–50SW	135–40NE 130–89NE*	39	31	142	21	261	51	39	0.7	218/61	82/61	
				72	78*	330	2*	240	11*					
				126	1	216	35	35	55	33				
				305	4*	35	15*	199	75*					
				203	69	9	20	100	5	34				
				207	19*	342	63*	111	19*					
SC82V2	Madison	120–50SW	160–90*	194	83	12	7	102	0	56	0.6	112/38	62/38	
SC66V1	Madison	120–50SW	26–85E 30–88W*	59	16	289	65	154	18	31	0.5	156/78	68/78	
				193	9	14	81	283	0	23				
				8	39*	214	49*	109	13*					
SC66V2	Madison	120–50SW	05–40E 342–76E*	99	36	5	6	267	54	31	0.4	287/133	109/133	
				139	37*	350	49*	241	16*					
				180	21	276	15	39	64	31				
R62	Bighorn	152–15NE	52–78W 46–82W*	216	3	309	49	123	41	34	0.4	167/76	76/76	
				214	16*	327	53*	114	33*					
				159	45	306	40	51	18	23				
				144	45*	319	45*	51	3*					
R297	Madison	140–19N	Matrix 42–83W	61	6	143	54	155	35	74	0.3	64/44	32/44	
				86	75	345	5	254	15	37				

cover (see SMA cross section in Fig. 17b). Despite a lack of geophysical imagery, the location of the steep reverse splay at SMA has been reliably constrained by paleohydrological studies in the cover rocks, supporting the occurrence of a hydraulic conduit in the basement just below the backlimb (Beaudoin et al., 2011). We thus assume that SMA illustrates a less mature stage of thrust-related, basement-cored fold compared to RMA (Fig. 17b). The difference of maturity between SMA and RMA has already been suggested by Katz et al. (2006). Indeed, their stable isotopic studies show that the fluids involved in the paleohydrological system of SMA had less chemical exchanges with the granitic basement of the region than in other larger folds (namely RMA), suggesting less displacement along the main basement thrust underlying SMA or less extended vertical connectivity of the reservoir fracture network (Barbier et al., 2012a).

A unified growth model for Laramide-type thrust-related anticlines is proposed here (Fig. 17a), based on the assumption that RMA is more mature than SMA, and that the synchronism of the faults at RMA is also valid for the faults at SMA. The main differences between SMA and RMA are (1) the presence of a large basement wedge in the footwall of RMA (Erslev, 1995), which is related hereinafter to the larger amplitude of RMA, and (2) the position of these folds, SMA being an arch backlimb while RMA is an arch forelimb (Neely and Erslev, 2009). Considering a structure similar to SMA, i.e. in an immature stage, the coeval propagation of the basement thrusts will increase displacement along faults, implying significant syn-folding erosion, in agreement with the findings of Amrouch et al. (2011). As proposed above, if one considers that the depth of the transition from localized to distributed deformation in the basement is related to the thickness of a zone of hydration of the basement (or to any other processes), thus one can consider that this depth is constant (at about few km). Then, the increase in exhumation and erosion will move downward (relatively to the top of the basement hanging-wall) the

apex of the triangular shear zone (to stick to the transition depth), increasing the thickness of basement rocks affected by deformation (Fig. 17a, step 2- “Mature stage”). This large basement wedge comprises several reverse faults that accommodate deformation in a brittle way, the lowest being the youngest. During the late evolution however, when the lowest thrusts were activated, the upper ones (i.e. the oldest) propagated into the cover (Fig. 17a), cross-cutting the sub-vertical forelimb of RMA (as shown in Fig. 4).

As a matter of fact, our model does not account for the cessation of the evolution of SMA, which might be due to the fact that SMA is a back-thrust soled shallowly on the Rio Thrust (Fig. 17b), meanwhile RMA is a fore-thrust soled much deeper in the crust (e.g. Neely and Erslev, 2009).

5.2. Fracture pattern evolution

To constrain the paleostress evolution in space and time at both the local and the regional scales and their relationships with fracture development, field observations have been compared and combined with paleostresses independently reconstructed from striated faults and calcite twins. The 7 fracture sets described in Section 4.2 can be related to 3 regionally significant tectonic events, each being associated with various stress regimes (Figs. 18 and 19). The relative chronology of the different twinning events and related paleostresses was established by considering that the attribution of a vein to a fracture set must be consistent with the stress tensors recorded by twinned calcite filling this vein. In other words, the stress tensors recorded in twinned calcite of a vein must either be coeval or postdate the opening of the studied vein and its set. This independent chronology was used in turn to refine the range of orientations of the fractures defining each set (Section 4.2). In most samples however, calcite twinning-derived stress tensors confirm the previously

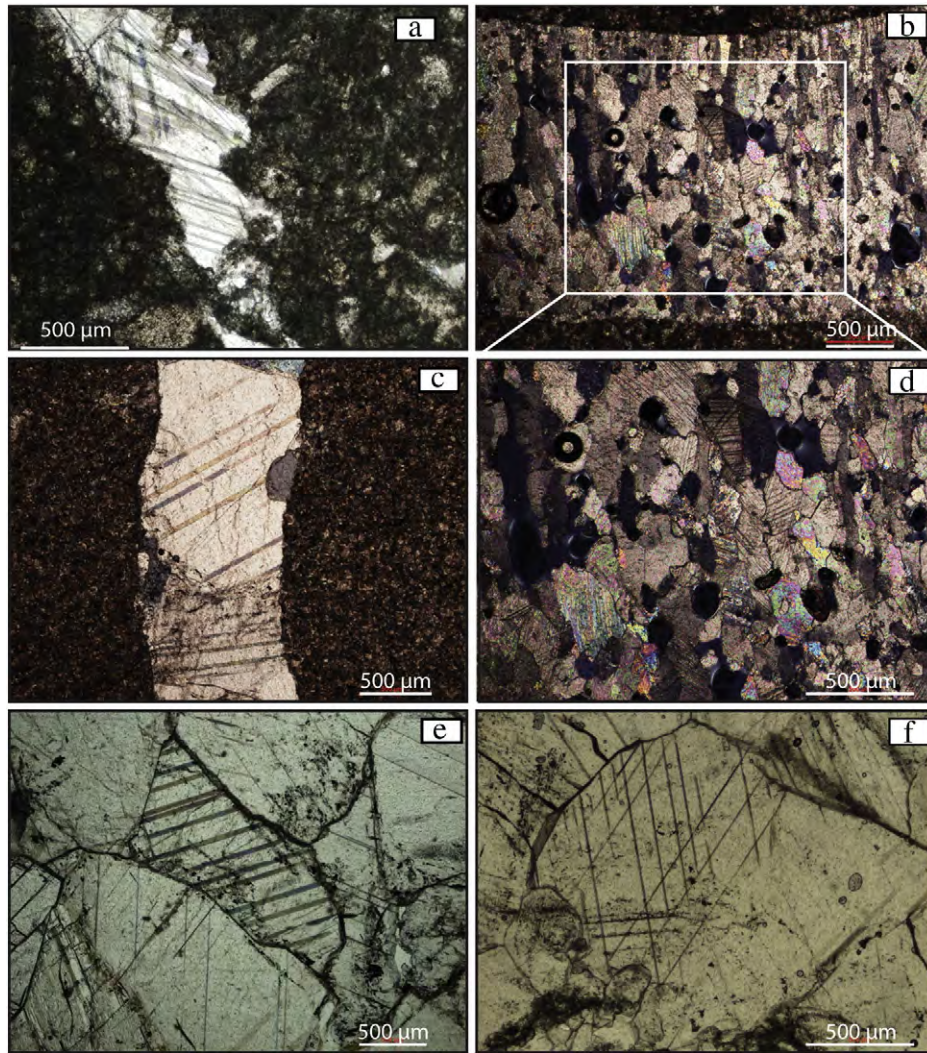


Fig. 16. Photomicrographs of thin sections observed under polarized light exhibiting thin calcite twins in the matrix (sample R62 (a)) and in veins of samples R297 (c), SC74 (b, d), SC 58 (e) and SC 82 (f).

defined sequence of fracture development. Thus, fracture sets could reliably be related either to pre-Laramide (Sevier) contraction, to the Laramide contraction or to a post-Laramide extensional tectonic event.

5.2.1. Sevier-related fractures

The oldest fracture set comprises joints striking 060°E to 090°E . Nonetheless, this bed-perpendicular set S-I strikes mainly E–W, and predates every other sets (Fig. 9); it could be related to an early Sevier contractional event (Fig. 19a), with a nearly E–W compressional trend consistent with earlier studies showing that the orientation of Sevier related σ_1 in western Wyoming was oriented E–W (Fig. 1-c; Bird, 1998; Craddock, 1992; Craddock and Van der Pluijm, 1999).

The set S-II joints (striking mainly N–S) have been observed in different areas of the Bighorn basin (defined as “set N–S”, Amrouch et al., 2010a). At RMA, joints and veins composing this set strike N–S to 30°E (Fig. 15, sample SC74). This fracture set postdates set S-I and predates S-III as suggested by macroscopic observations and calcite twin analysis. Indeed, a tensor with a σ_1 axis oriented WNW–ESE (consistent with the formation of S-III veins) was reconstructed in a vein striking 150°E (Fig. 15, SA04), which suggests that the 150°E vein belongs to a set that formed prior to set S-III. This implies that this 150°E vein belongs to set S-II. We propose that this set S-II that formed before the Laramide orogeny, and therefore during the Sevier

orogeny, reflects a roughly E–W extension recorded at the basin scale, as also illustrated in calcite twins of sample SC66. This extension could tentatively be related to the flexure of the Sevier foreland during the late Cretaceous (DeCelles, 2004), leading to opening of widespread veins striking mainly N–S to NNE–SSW (Fig. 19b), marginally opening veins oriented from NNE–SSW to NNW–SSE (see similar foreland flexure-related features and considerations in Billi and Salvini, 2003; Lash and Engelder, 2007; Quintà and Tavani, 2012-this issue).

The pattern of set S-I and set S-II are sometimes similar to a pattern intermediate between a ladder pattern and a grid pattern, as defined by Rives et al. (1994) for orthogonal cross-joints (Fig. 9b). Indeed, S-II may be cross-joints developed during the development of set S-I (see pattern in Fig. 9b), implying a stress permutation mechanism (Bai et al., 2002). In such a case, set S-II would not represent a distinct fracturing event with respect to set S-I. However, in most cases, S-II joints consistently abut on S-I joints. Moreover, set S-I fractures were observed at sites where S-II fractures do not exist; the opposite case was also observed (see Fig. 10, sites 125, 650 for instance). Thus, both sets most probably reflect two distinct far-field stress states, as considered below.

Striking 110°E to 130°E , S-III fractures opened in mode I, under a strike-slip regime (horizontal σ_1 and σ_3 axes). However, calcite twinning data reveals a compressive stress regime with a horizontal

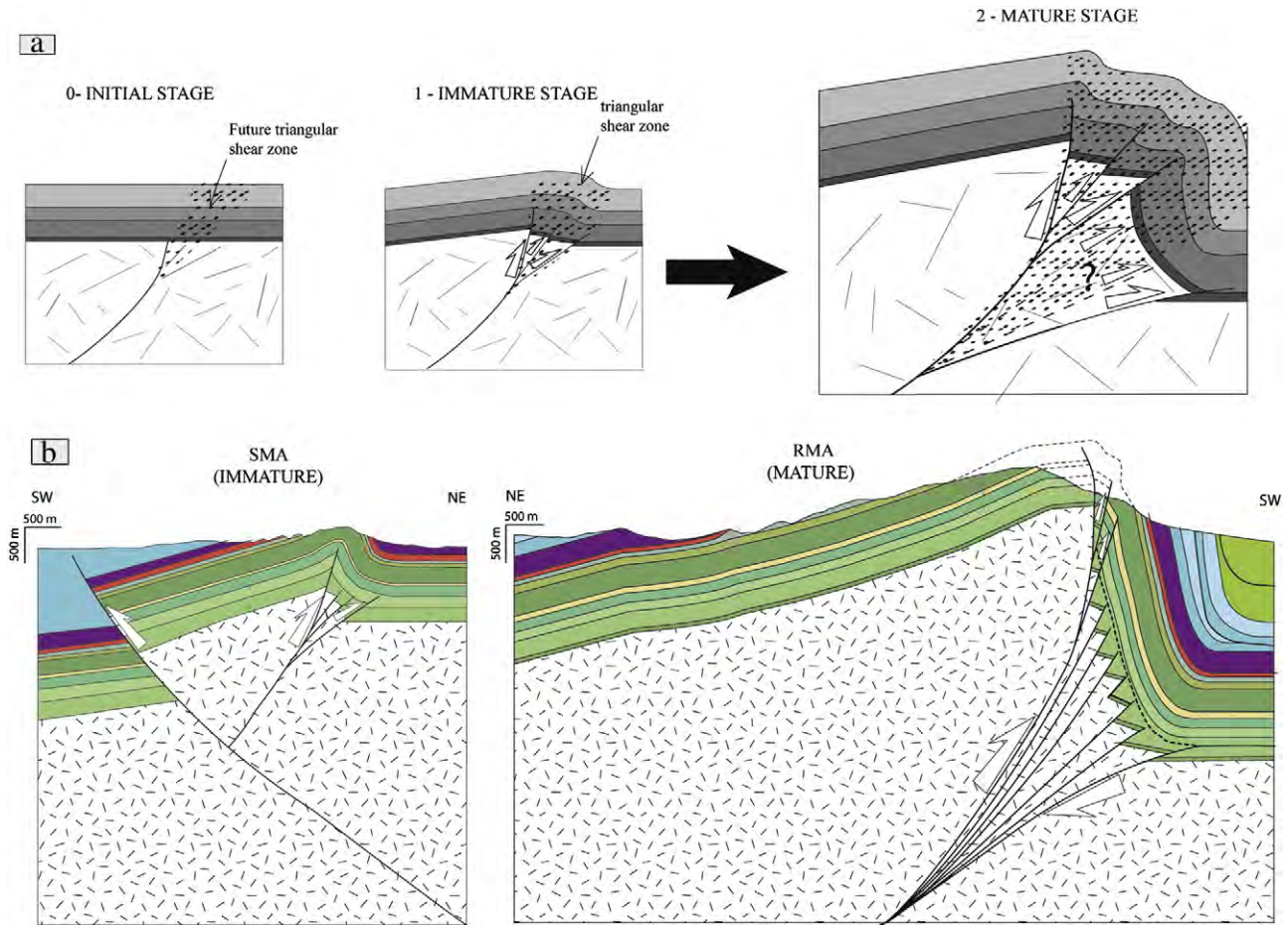


Fig. 17. a - Conceptual model of fold growth for the Laramide basement-cored folds. The spotted area represents the location of a triangular zone of shear distribution both in the basement and in the cover. b - The two growth steps highlighted in the model are represented along with actual structures of natural analogs of the Bighorn basin: the Sheep Mountain Anticline and the Rattlesnake Mountain Anticline.

Fracture set	Mean strike of fractures	Paleostress from fractures	Paleostress from striated microfaults	Paleostress from calcite twins	Related Tectonic events	
Set S-I	090°E to 060°E				Sevier layer-parallel shortening	Pre-Laramide
Set S-II	180°E to 020°E				Formation of the flexural foreland basin	
Set S-III	110°E				Sevier layer-parallel shortening	
Set L-I	045°E				Laramide layer-parallel shortening	Laramide
Set L-II	135°E				Local curvature-related extension	
Set L-III	045°E				Late stage of fold tightening	
Set P-I	180°E to 160°E				Basin and Range extension	Post-Laramide

Fig. 18. Sequence of fracture development derived from field observations, together with results of the analyses of calcite twin data and fault-slip data in terms of stress, and interpretation in term of tectonic event. *: stress axes close to permutation.

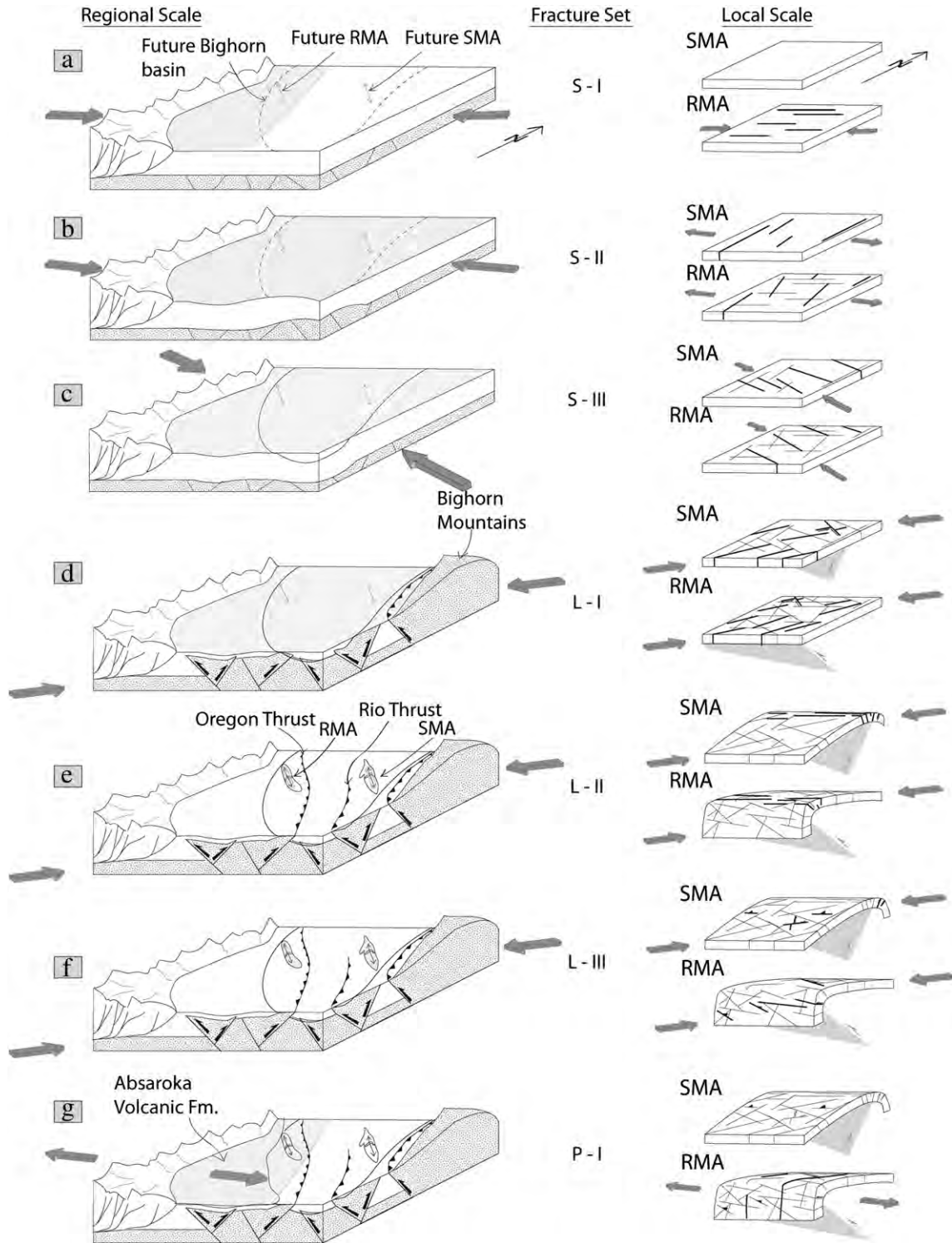


Fig. 19. Schematic evolution of tectonic regimes in the Bighorn basin and related fold-fracture relationship at Rattlesnake Mountain and Sheep Mountain anticlines. Gray patterns on the diagrams represent the geographic zones wherein related fracture sets developed.

σ_1 axis striking between 110°E and 135°E (Fig. 15, sites SC82, SA04, SC74) and a nearly vertical σ_3 axis. This suggests the occurrence of stress permutations during the WNW–ESE compression, consistent with the low Φ ratio of 0.2 reconstructed from fault–slip data inversion (Table 2). This stress regime is mechanically and kinematically consistent with some bed-perpendicular stylolites observed in thin sections and with few striated faults (Fig. 14, site 132) marking a pre-folding WNW–ESE compression. S-III at RMA strongly resembles the pre-Laramide “set I” defined at SMA (Bellahsen et al., 2006a)

tentatively related to the Sevier contractional event (Fig. 19c, Amrouch et al., 2010a) with a horizontal σ_1 axis also striking 110°E to 135°E (Fig. 1-c). Calcite twins in vein 1 of sample SC82 (Fig. 15), striking 140°E, yield a stress sequence from late Sevier to Laramide, which suggests that this vein could belong to S-III. Thus, the difference in strike between the compressional trends controlling the formation of S-I and S-III sets reflects two different LPS phases during the Sevier contractional history: an early Sevier contraction oriented E–W forming fractures of set S-I (Sevier LPS-1, Fig. 19a)

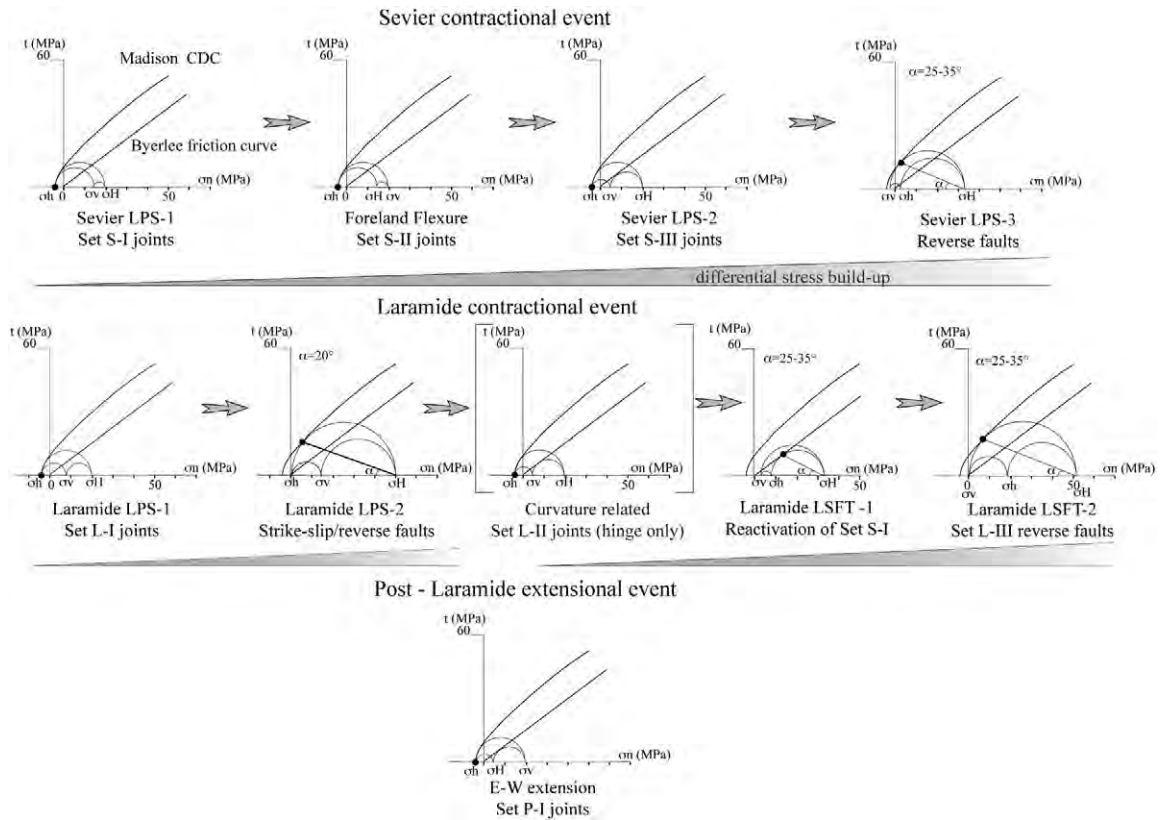


Fig. 20. Mechanical scenario of fracture development at Rattlesnake Mountain Anticline. Differential stress magnitudes were computed from calcite twinning paleopiezometry; Mohr circles were fit with failure/friction curves according to the geometry/kinematics of minor faults and/or the geometry/opening modes of fractures (see Amrouch et al., 2011). For each deformational sub-stage, this Mohr construction yields order of magnitudes of principal stresses and their evolution through time (see text).

which evolved through time into a WNW–ESE to NNW–SSE contraction forming the fractures of set S-III (Sevier LPS-2, Fig. 19c).

5.2.2. Laramide-related fractures

Fractures of set L-I are consistent (and likely coeval) with some early-folding strike-slip faults (Fig. 14, site 118) along with some calcite twin sets yielding paleostress tensors of strike-slip type (Fig. 15, sites SC74, SC82, R93) with a horizontal σ_1 axis oriented mainly 040°E to 060°E (Fig. 14, Site 662). The range of reconstructed σ_1 trends is in very good agreement with the result of the study of Neely and Erslev (2009), who highlighted a range of shortening directions from N–S to E–W (as reported in Fig. 14) with a mean shortening direction of 040°E at RMA, despite a rather 065°E regional trend. These authors explained the 040°E local trend by a reorientation of the 065°E regional stress related to the faults underlying RMA and CM. In line with this, our whole data set further shows that this local shortening 040°E trend mainly predates folding, as in SMA (Amrouch et al., 2010a). Thus, this confirms that compressional stresses were reoriented as early as during the Laramide LPS stage, possibly in response to stress perturbations above the basement faults (Neely and Erslev, 2009), as already suggested in Bellahsen et al. (2006b) and Amrouch et al. (2010a, 2011) for SMA.

As a matter of fact, set L-I fractures likely reflect LPS (including early-folding shortening) during the Laramide event (Fig. 1-d, Craddock and Van der Pluijm, 1999; Neely and Erslev, 2009; Varga, 1993, Fig. 19d). The occurrence of some reverse faults during that stage (Fig. 14, sites 131, 123; Fig. 13A) again suggests permutations between σ_2 and σ_3 axes.

Set L-II joints can be related to the syn-folding curvature of strata because they strike parallel to the fold axis and are more abundant near the hinge of RMA (Fig. 19e). Moreover, results from calcite twin study reveal an extensional stress regime with horizontal σ_3 axis

striking perpendicular to the fold (Fig. 15, samples SC66, SC74, SC82, SC58). L-II joints reflect the way internal strain is accommodated at the fold hinge while bedding-parallel slip prevails in fold limbs.

In our results, we found no clear evidence for stress tensors with maximum compression axes inclined consistently less than, but in the same direction as bedding dip which would have reflected syn-folding twinning or faulting (e.g., Harris and Van der Pluijm, 1998; Lacombe, 2001). Concerning the fractures, those striking perpendicular to bedding strike (L-I) may be interpreted as occurring during any stage of fold growth, hence syn-folding *sl*. Tavani et al. (2006) argued that micro/mesostructures (bed-perpendicular joints/stylolites, and more generally faults and calcite twins) that yield maximum compression axes inclined consistently and with the same dip as the bedding and interpreted as early-folding may have developed within already tilted layers (syn-folding *ss*) if bedding anisotropy was able to significantly reorient stresses or if flexural slip occurred at very low friction so that the principal stresses rotated but remained either parallel or perpendicular to bedding. We do not rule out this possibility for L-I fractures, keeping however in mind that this may occur for a very small range of low bedding dips (e.g., Callot et al., 2010), and has not been documented for steeply dipping strata (and seems unlikely as well). It is however not relevant for many of our data (S-I, S-II and S-III), for which a number of abutting/cross-cutting relationships between fractures unambiguously support that they developed before the L-I sequence, hence are pre-Laramide. Since set L-II is syn-folding as confirmed by the comparison with neighboring locations where similar features are recognized, as in SMA (Amrouch et al., 2011; Bellahsen et al., 2006a), it seems reasonable to interpret the sets S-I to L-I that predate L-II as mainly pre-tilting.

The Laramide event is also marked by Set L-III newly formed faults, witnessing both contractional and strike-slip stress regimes, with σ_1 mainly striking 040°E in RMA (Fig. 14) leading also a reactivation of S-I

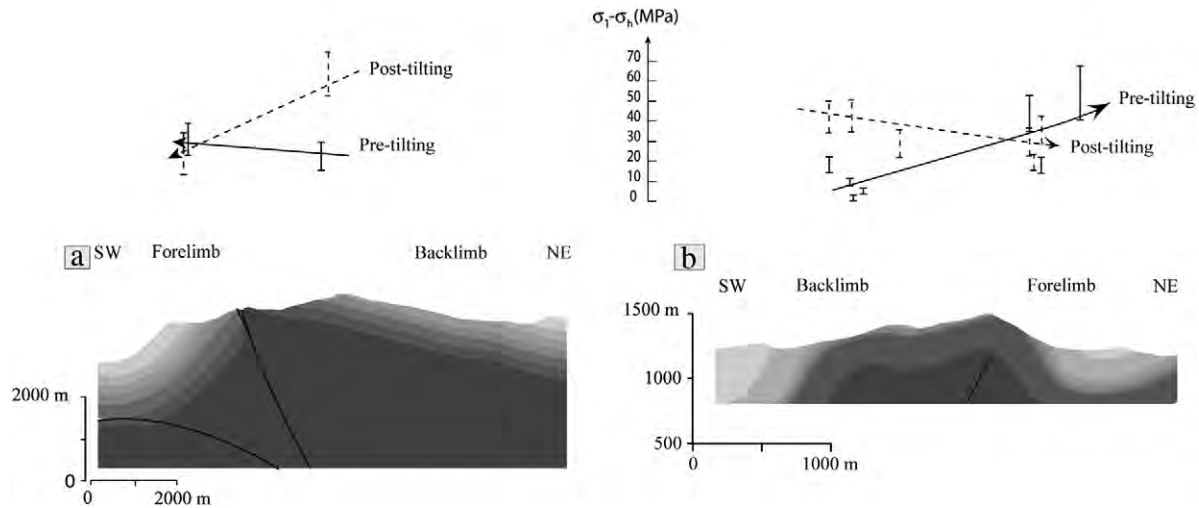


Fig. 21. Evolution of Laramide early-folding (LPS-related) and late-folding (LSFT-related) differential stresses ($\sigma_1 - \sigma_h$) (strike-slip regime) across Rattlesnake Mountain anticline (a) compared with Sheep Mountain anticline (b, Amrouch et al., 2010a). Values of differential stresses at RMA have been calculated for a burial depth equivalent to SMA by applying calculation after Lacombe, 2007 considering an hydrostatic pore pressure gradient, a friction coefficient of 0.6 and a differential burial depth of 0.6 km. For RMA, sites have been projected perpendicularly on the cross section D–D' of Fig. 6.

fractures as reverse/strike-slip faults in the forelimb (Fig. 14, site 122). An exception appeared at the Cedar Mountain site (Fig. 14, site 691), which exhibits a horizontal σ_1 axis striking 010°E , i.e. nearly perpendicular to the E–W strike of a minor fault nearby the location of the site. Thus, this 010°E compression can be related to the same Laramide contraction and likely reflects a stress perturbation nearby the fault. Calcite twin data and fault-slip data yield both strike-slip and compressive states of stress, with horizontal σ_1 axis oriented 040°E , which suggests a stress regime close to permutation between σ_2 and σ_3 axes during this late stage of fold tightening (LSFT, Fig. 19f).

5.2.3. Post Laramide fractures

The last fracture set (P-I) is clearly unrelated to the Laramide contractional event. Calcite twinning consistently recorded post-folding paleostress tensors with a horizontal σ_3 axis oriented E–W, consistent with the opening of late N–S joints, mainly in extensional regime (except in SC66V2). Vein 2 of sample SC82 (Fig. 15) could be interpreted as belonging to this fracture set based on its orientation and its chronological relationship with vein 1, consistently interpreted as belonging to set S-III. These late N–S joints can be tentatively related to the Basin and Range extension mainly described West of Wyoming (Bird, 1998, Fig. 19g).

It should be noticed that the reconstruction of the sequence of fracture development illustrates – although in few cases- the limits of defining of fracture sets based on fracture orientation only (Fig. 15, samples SC58 or SA04 for instance). As a matter of fact, the use of stress tensor chronology obtained independently from calcite twinning analysis can help better constrain the sequence and the range of orientations for each fracture set. In turn, defining accurately the fracture sequence is essential to interpret some ambiguous results of the calcite twin analysis.

5.3. Paleostress evolution at the basin scale

The kinematic scenario of fracture development being well constrained, we propose a rough quantitative reconstruction of the evolution of the state of stress in folded strata of RMA (Fig. 20). As calcite twin data were mainly collected from the Mississippian Madison Fm., we used the only rock mechanics data (Crack Development Curve, CDC) available for Madison samples (Amrouch et al., 2011) despite lithological variations between SMA and RMA (Barbier et al., 2012b–this volume). Thus, because of uncertainties (especially on the CDC), our construction (Fig. 20) cannot be used to

reconstruct quantitatively stress magnitudes. However, the trend of evolution of these magnitudes through time remains reliable and clearly suggests stress build-up during each of the three main tectonic events and highlights the common occurrence of stress permutations between strike-slip and compressional stress regimes (Laubach et al., 1992; Yale, 2003).

A comparison between fracture populations at SMA and RMA highlights a more complex fracture population at RMA (7 fracture sets) than at SMA (4 fracture sets, Amrouch et al., 2010a; Bellahsen et al., 2006a) if considering the same Paleozoic formations (Madison and Phosphoria Fms.). Indeed, sets S-I (E–W) and P-I (N–S) were not documented in SMA and set S-II (N–S) is better expressed at RMA than at SMA. Assuming that (1) these sets mark regional tectonic events (see Section 5.2) predating Laramide folding (except for P-I that postdates Laramide) and (2) RMA and SMA have similar overall geometries and kinematic evolution (see Section 5.1), these patterns were probably influenced by the distance to the orogenic fronts (Fig. 19, RMA is located about 120 km East of the present-day Sevier front, SMA at 180 km), despite lithological variations in some Paleozoic formations (Barbier et al., 2012b–this volume) which may affect mechanic properties of rocks (e.g. Laubach et al., 2009).

5.3.1. Pre- and post-Laramide stresses

Concerning the Sevier stress evolution at the basin-scale, the phases of LPS deformation (see Section 5.2) imprinted strata in different way from west to east (Fig. 19a–c): set S-I joints due to a first Sevier stage (E–W shortening in folded structures in Idaho, LPS-1, (Bird, 1998; Craddock, 1992; Craddock and Van der Pluijm, 1999)) formed only in the western part of the Bighorn basin (at RMA). S-III joints correspond to a late Sevier 110°E to 135°E contractional event that affected both sides of the basin, although much extensively to the West (LPS-2). This observation suggests (1) an eastward decrease of tectonic stresses toward the interior of the craton during the Sevier phase (as already suggested by Van der Pluijm et al., 1997), and (2) an eastward propagation of the Sevier orogenic front between the development of S-I and S-III fracture sets in the Sevier foreland.

Accordingly, our results demonstrate that the Sevier-related LPS stress regime evolved from strike-slip (Fig. 20, Sevier LPS 1 and 2) to compressional (Fig. 20, Sevier LPS 3, related to the development of reverse faults (Fig. 14, site 132)) at RMA through time, while such an evolution was not recorded at SMA where the stress regime remained strike-slip during the whole Sevier phase (Amrouch et al., 2011). Thus, the stress regime likely evolved in a different way close (RMA)

and far away (SMA) from the Sevier orogenic front (Fig. 19a–c). This suggests that the evolution of stress regime during stress build-up may consist in a switch from strike–slip to compressional type (Sassi and Faure, 1997), and that, because of SMA was too far from the deformation front, such a switch in stress regime did not occur there.

All these observations establish that, during the Sevier thin-skinned tectonics, a stress build-up likely occurred close to the orogenic front (assuming no change in the cover thickness) in flat-lying strata (i.e. not affected by large-scale deformation). Stresses decreased eastwards, increased through time, and consequently switched from strike–slip to compressional in type close to the orogenic front.

Between these two contractional events, the set S-II (mainly N–S striking veins/joints) developed, the related fractures being more abundant at RMA than at SMA (Fig. 19b). Assuming that this set is related to the foreland flexure in front of the Sevier orogen (see Section 5.2), this observation is consistent with (1) the difference in the mechanical behavior of sedimentary layers in RMA and SMA as demonstrated by Barbier et al. (2012a, 2012b–this volume), and (2) the evolution of the flexure during the Sevier as reconstructed by DeCelles (2004). Indeed, the reconstruction predicts higher extensive stress magnitudes in the western part of the basin, i.e. closer to the orogenic front, implying more flexure-related extensional fractures at RMA than SMA.

Finally, the lack of set P-I fractures in the eastern part of the Bighorn basin (SMA) may be also explained by a larger distance to the Basin and Range extensional province, located west of Wyoming (see Bird, 2002; Gries, 1983).

5.3.2. Laramide stresses

In contrast, the Laramide stress evolution was probably similar at RMA and SMA, with the same fracture pattern imprinted in the folded strata during LPS, folding and LSFT stages (Fig. 19d–f). Thus, during the Laramide event, there was presumably no significant difference in terms of stress magnitudes. Indeed, it has been shown that the outermost structure of the basin, the Bighorn Mountains, uplifted early in the Laramide history, during the late Cretaceous (Crowley et al., 2002), supporting the regional distribution of stress.

In order to put some quantitative constraints on the stress evolution at the basin-scale, differential stress magnitudes related to the Laramide event at RMA were compared to those reconstructed at SMA by Amrouch et al. (2010a) (Fig. 21). As only one sample recorded the compressional stress regime related to late stage fold tightening at RMA (Fig. 15, sample SC 58), and in order to be consistent with the approach used at SMA (Amrouch et al., 2010a), we have chosen to compare the evolution of $(\sigma_1 - \sigma_h)$ (σ_h being the minimum horizontal principal stress) in the backlimb and the forelimb of the structure for the LPS and LSFT-related strike–slip and compressional stress regimes. To this aim, we reported the values of $(\sigma_1 - \sigma_3)$ for the strike–slip regime and we calculate the value of $(\sigma_1 - \sigma_2)$ for the compressional regime according to the value of the ratio between differential stresses Φ (see Table 2).

To reliably compare differential stress magnitudes at RMA (Fig. 21a) and SMA (Fig. 21b), which were recorded by calcite twinning at different depths, values obtained at RMA have been corrected and recalculated for a depth similar to the deformation depth at SMA following the equations from Jaeger and Cook (1969) as reported in Lacombe (2007) considering a stress–depth gradient under hydrostatic conditions and a mean friction coefficient of 0.6. A differential burial of about 700 m, estimated from the stratigraphic column of RMA (Durdella, 2001) and SMA (Hennier, 1984), has been used considering the Mississippian Madison Fm. This difference is mainly due to the syn-orogenic Cretaceous formations, which are thicker in the West than in the East due to Sevier flexural subsidence (DeCelles, 2004).

At RMA, two differential stress values were obtained in the backlimb: one from a pre-tilting vein, one from the host–rock matrix. Because the bedding dip is shallow, an uncertainty remains on the

pre-tilting or post-tilting timing of the related state of stress. However, we attributed the state of stress obtained in the host–rock to the LSFT event because of the 060°E strike of the maximum principal stress σ_1 (Figs. 14 and 15), which is statistically the strike of post-folding compression. On the contrary, the maximum principal stress σ_1 obtained in the vein strikes 040°E, which is similar to the σ_1 of the Laramide LPS phase (Neely and Erslev, 2009; this study). Note that this interpretation somewhat contradicts a common assumption that calcite twinning in the rock matrix generally reflects LPS rather than late stage fold tightening (Craddock, 1992; Craddock and Van der Pluijm, 1999), but is in agreement with recent findings (Lacombe et al., 2007).

Compared to SMA, a similar $(\sigma_1 - \sigma_h)$ evolution is exhibited at RMA (Fig. 21). However, stress perturbation above the basement thrust as identified at SMA (Amrouch et al., 2010a; Bellahsen et al., 2006b) cannot be retrieved at RMA through the reconstruction of stress magnitudes. Moreover, fracture patterns exhibit a clear difference during the Laramide LPS phase: at SMA, LPS-related fractures set was poorly recorded in the forelimb (Barbier et al., 2012b; Bellahsen et al., 2006a), while at RMA, LPS-related fractures of set L-I were observed in both limbs of the fold (Figs. 10 and 11). The lack of LPS-related fracture set has been related to a zone of stress perturbations at the tip of the underlying basement thrust (Bellahsen et al., 2006b) at SMA. This suggests that a similar stress perturbation did not affect the studied sites. This can be explained by the difference of uplift between RMA and SMA and by the subsequent erosion of most of the hinge domain at RMA (Fig. 6): balanced cross sections show that the zone located above the tip of the basement fault splay has been eroded laterally over 4 km. Thus, the lack of evidence of stress perturbation related to the basement fault may simply be due to the lack of outcrops.

The magnitudes of post-folding differential stresses in the backlimb of RMA are higher than the early-folding ones in both limbs (Fig. 21), as in SMA (Amrouch et al., 2010a). This may be related to hardening of the backlimb of RMA, as proposed at SMA (Amrouch et al., 2010a, 2010b): while deformation during the LSFT has been accommodated in the forelimb by late reverse faults (Figs. 4 and 14), reactivation of set S-I fractures (Fig. 14), and propagation of faults within a large basement wedge (Fig. 17), very few structures deformed the backlimb at that stage, allowing an increase of differential stresses.

To sum up, during the Laramide event, differential stresses remained at a sub-constant level of about 20 ± 10 MPa, the formation of widespread LPS-related structures preventing stress increase in the sedimentary layers. Large variations from these values are related either to perturbations at the tip of underlying basement thrusts (as recorded in the forelimb of SMA during LPS) and/or to stress increase where strata remained weakly deformed and did not dissipate stress (as in the backlimb of both folds, during LSFT).

As a result, Laramide differential stress magnitudes were probably not attenuated between RMA and SMA, being likely controlled locally by the structure and kinematics of the individual folds (Fig. 17) rather than by the distance to the orogenic front, in contrast to the eastward attenuation of Sevier stresses. This contrast likely reflects the influence of the structural style, stress magnitudes being mainly controlled by local (basement) structures during thick-skinned tectonics rather than by the distance to the orogenic front as in thin-skinned tectonics settings.

6. Conclusions

In this paper, we carried out structural and microstructural analyses at Rattlesnake Mountain Anticline and compared the results with similar work performed at Sheep Mountain Anticline in order to better constrain the kinematic evolution of Laramide-type thrust-related anticlines, the strain acquisition in folded strata of the Sevier–Laramide foreland, and the stress build-up in the cover.

At the fold scale, structural investigation and construction of displacement profiles point toward a coeval propagation of basement faults underlying the folded cover. These kinematics seem different than in a trishear model as the strain was distributed in the basement although the faults already reached the basement-cover interface.

At the mesoscale, the observed fracture population can be gathered into 7 different sets formed during three main events: the Sevier and Laramide shortening phases and the Basin and Range extension (Fig. 18). At the basin scale, the comparison of structures, fracture patterns and differential stress magnitudes derived from calcite twinning paleopiezometry for each event demonstrates a consistent record of orogenic stresses on both edges of the Bighorn basin during the Laramide thick-skinned tectonics, the level of stress being mainly controlled by the basement-cored, thrust-related individual structures. On the contrary, differences are noticeable in the stress-strain evolution of both sides of the basin during the Sevier orogenic event and the Basin and Range extensional event. Fracture patterns highlight a stress attenuation toward the craton interior, probably related to an increase to the distance to the Sevier orogenic front. During this thin-skinned tectonics phase, this distance to the front also influenced the stress regimes that switch from compressional close to the deformation front (West) to strike-slip in type further away (East). Thus, we likely document an influence of the tectonic style on the stress evolution in space and time at the basin scale.

Beyond regional implications, this study illustrates the potential of combined analyses of macrostructures and micro-mesostructures and paleostress reconstructions to decipher the structural evolution and tectonic history of orogenic forelands.

Acknowledgments

Authors thank Gretchen Hurley and the Bureau of Land Management (BLM) of Cody, Wyoming for their help on the field, Vincent Roche for stimulating discussions and Didier Devaux for providing thin-sections. Authors also thank S. Tavani, F. Storti, E. Erslev and an anonymous reviewer for their criticisms and suggestions, which greatly improved the paper.

References

- Ahmadhadi, F., Daniel, J.-M., Azzizadeh, M., Lacombe, O., 2008. Evidence for pre-folding vein development in the Oligo-Miocene Asmari Formation in the Central Zagros Fold Belt, Iran. *Tectonics* 27, TC1016.
- Amrouch, K., Lacombe, O., Bellahsen, N., Daniel, J.-M., Callot, J.-P., 2010a. Stress and strain patterns, kinematics and deformation mechanisms in a basement-cored anticline: Sheep Mountain Anticline, Wyoming. *Tectonics* 29, TC1005.
- Amrouch, K., Robion, P., Callot, J.-P., Lacombe, O., Daniel, J.-M., Bellahsen, N., Faure, J.-L., 2010b. Constraints on deformation mechanisms during folding provided by rock physical properties: a case study at Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA). *Geophysical Journal International* 182 (3), 1105–1123.
- Amrouch, K., Beaudoin, N., Lacombe, O., Bellahsen, N., Daniel, J.-M., 2011. Paleostress magnitudes in folded sedimentary rocks. *Geophysical Research Letters* 38, L17301.
- Anastasio, D.J., Fisher, D.M., Messina, T.A., Holl, J.E., 1997. Kinematics of décollement folding in the Lost River Range, Idaho. *Journal of Structural Geology* 19, 355–368.
- Anderson, E.M., 1951. *The Dynamics of Faulting*, second ed. Oliver and Boyd, Edinburgh. 206 pp.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research* 89, 5835–5848.
- Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. *Journal of Structural Geology* 11, 37–50.
- Bai, T., Maerten, L., Gross, M.R., Aydin, A., 2002. Orthogonal cross joints: do they imply a regional stress rotation? *Journal of Structural Geology* 24, 77–88.
- Banerjee, S., Mitra, S., 2004. Remotesurfacemapping using orthophotos and geologic maps draped over digital elevation models: Application to the Sheep Mountain anticline, Wyoming. *AAPG Bulletin* 88, 1227–1237.
- Barbier, M., Hamon, Y., Callot, J.P., Floquet, M., 2012a. Diagenetic influence on fracturation pattern in carbonates: the example of Sheep Mountain (Wyoming, USA). *Marine and Petroleum Geology* 29, 50–67.
- Barbier, M., Leprêtre, R., Daniel, J.-M., Gasparrini, M., Callot, J.-P., Hamon, Y., Lacombe, O., Floquet, M., 2012b. Impact of fracture stratigraphy on the paleo-hydrogeology of the Madison Limestone in two basement-involved folds in the bighorn basin, (Wyoming, USA). *Tectonophysics* 576–577, 116–132 (this volume).
- Beaudoin, N., Bellahsen, N., Lacombe, O., Emmanuel, L., 2011. Fracture-controlled paleohydrogeology in a basement-cored, fault-related fold: Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12, Q06011.
- Bellahsen, N., Daniel, J.-M., 2005. Fault reactivation control on normal fault growth: an experimental study. *Journal of Structural Geology* 27, 769–780.
- Bellahsen, N., Fiore, P., Pollard, D., 2006a. The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming. *Journal of Structural Geology* 28, 850–867.
- Bellahsen, N., Fiore, P.E., Pollard, D.D., 2006b. From spatial variation of fracture patterns to fold kinematics: A geomechanical approach. *Geophysical Research Letters* 33, 1–4.
- Bellahsen, N., Fournier, M., d'Acremont, E., Leroy, S., Daniel, J.-M., 2006c. Fault reactivation and rift localization: the northeastern Gulf of Aden margin. *Tectonics* 25, doi:10.1029/2004TC001626.
- Bergbauer, S., Pollard, D.D., 2004. A new conceptual fold–fracture model including pre-folding joints, based on field data from the Emigrant Gap anticline, Wyoming. *GSA Bulletin* 116, 294–307.
- Billi, A., Salvini, F., 2003. Development of systematic joints in response to flexure-related fibre stress in flexed foreland plates: the Apulian forebulge case history, Italy. *Journal of Geodynamics* 36, 523–536.
- Bird, P., 1998. Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°–49°N, western United States. *Tectonics* 17, 780–801.
- Bird, P., 2002. Stress direction history of the western United States and Mexico since 85 Ma. *Tectonics* 21, TC001319.
- Blackstone Jr., D.L., 1986. Structural geology—North-west margin, Bighorn Basin: Park County, Wyoming, and Carbon County, Montana. In: Garrison, P.B. (Ed.), *Geology of the Beartooth uplift and adjacent basins: Montana Geological Society and Yellowstone – Bighorn Research Association Joint Field Conference and Symposium*, pp. 125–136.
- Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Fourcade, S., Vallance, J., 2003. Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chemical Geology* 194, 119–141.
- Brown, W.G., 1988. Deformational style of Laramide uplifts in the Wyoming foreland. In: Schmidt, C.J., Perry Jr., W.J. (Eds.), *Interaction of the Rocky Mountain Foreland and the Cordilleran Thrust Belt: G.S.A. Memoir*, 171, pp. 1–26. Boulder.
- Brown, W.G., 1993. Structural style of Laramide basement-cored uplifts and associated folds. In: Snoke, A.W., Steidtmann, J.R., Roberts, S.M. (Eds.), *Geology of Wyoming: Geological survey of Wyoming Memoir*, No. 5, pp. 312–371.
- Bump, A.P., 2003. Reactivation, tri-shear modeling, and folded basement in Laramide uplifts: implications for the origins of intra-continental faults. *GSA Today* 4–10.
- Callot, J.-P., Robion, P., Sassi, W., Guiton, M.L.E., Faure, J.-L., Daniel, J.-M., Mengus, J.-M., Schmitz, M., 2010. Magnetic characterisation of folded aeolian sandstones: Interpretation of magnetic fabrics in diamagnetic rocks. *Tectonophysics* 495, 230–245.
- Cartwright, J.A., Trudgill, B.D., Mansfield, C.S., 1995. Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from Canyonlands grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology* 17, 1319–1326.
- Cathelineau, M., Fourcade, S., Clauer, N., Buschaert, S., Rousset, D., Boiron, M.-C., Meunier, A., Lavastre, V., Javoy, M., 2004. Dating multistage paleofluid percolations: A K–Ar and 180/160 study of fracture illites from altered Hercynian plutonites at the basement/cover interface (Poitou High, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 2529–2542.
- Cooke, M.L., 1997. Fracture localization along faults with spatially varying friction. *Journal of Geophysical Research* 102, 22,425–22,434.
- Couzens, B.A., Dunne, W.M., 1994. Displacement transfer at thrust terminations: Saltville thrust and Sinking Creek anticline, Virginia, U.S.A. *Journal of Structural Geology* 16, 781–793.
- Craddock, J.P., 1992. Transpression during tectonic evolution of the Idaho-Wyoming fold-and-thrust belt. *Geological Society of America Memoir* 179, 125–139.
- Craddock, J., Van der Pluijm, B.A., 1999. Sevier–Laramide deformation of the continental interior from calcite twinning analysis, west-central North America. *Tectonophysics* 305, 275–286.
- Crowley, P.D., Reiners, P.W., Reuter, J.M., Kaye, G.D., 2002. Laramide exhumation of the Bighorn Mountains, Wyoming: An apatite (U–Th)/He thermochronology study. *Geology* 30, 27–30.
- DeCelles, P.G., 1994. Late Cretaceous–Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, northeast Utah and Southwest Wyoming. *Bulletin of the Geological Society of America* 106, 36–56.
- DeCelles, P.G., 2004. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran Thrust Belt and foreland basin system, Western U.S.A. *American Journal of Science* 304, 105–168.
- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Srivastava, P., Pequera, N., Pivnik, D.A., 1991. Kinematic history of a foreland uplift from Paleocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. *GSA Bulletin* 103, 1458–1475.
- DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., Quade, J., Ojha, T.P., 1998. Eocene–early Miocene foreland basin development and the history of Himalayan thrusting, western and central Nepal. *Tectonics* 17, 741–765.
- Durdella, M.J., 2001. *Mechanical Modeling of Fault-related Folds: West Flank of the Bighorn Basin, Wyoming*. M.S. Thesis, Purdue University.
- Engelder, T., 1987. Joints and some fractures in rocks. In: Atkinson, B. (Ed.), *Fracture Mechanics of Rock*. Academic Press, pp. 27–69.
- Erslev, E.A., 1986. Basement balancing of Rocky Mountain foreland uplifts. *Geology* 14, 259–262.
- Erslev, E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19, 617–620.
- Erslev, E.A., 1995. Heterogeneous Laramide deformation in the Rattlesnake Mountain Anticline, Cody, Wyoming. *Field Trip* 7, 141–150.
- Erslev, E.A., Koenig, N.V., 2009. Three-dimensional kinematics of Laramide, basement-involved Rocky Mountain deformation, USA: Insights from minor faults and GIS-enhanced structure maps. *GSA Memoirs* 204, 125–150.

- Erslev, E.A., Mayborn, K.R., 1997. Multiple geometries and modes of fault propagation folding in the Canadian thrust belt. *Journal of Structural Geology* 19, 321–335.
- Erslev, E.A., Rogers, J.L., 1993. Basement-cover geometry of Laramide fault-propagation folds. In: Schmidt, C.J., Chase, R., Erslev, E.A. (Eds.), *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States*: G.S.A. Special Paper, 280, pp. 125–146.
- Essaraj, S., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Benharref, M., 2005. Penetration of surface-evaporated brines into the Proterozoic basement and deposition of Co and Ag at Bou Azzer (Morocco): Evidence from fluid inclusions. *Journal of African Earth Sciences* 41, 25–39.
- Etchecopar, A., 1984. Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulation de déformations plastiques [Ph.D thesis]: Montpellier, France, Université Montpellier, 270 pp.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., Evans, M.A., Burkhard, M., Groshong Jr., R.H., Onasch, C.M., 2004. Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Structural Geology* 26, 1521–1529.
- Fiore Allwardt, P., Bellahsen, N., Pollard, D.D., 2007. Curvature and fracturing based on global positioning system data collected at Sheep Mountain anticline, Wyoming. *Geosphere* 3, 408–421.
- Fischer, M.P., Wilkerson, M.S., 2000. Predicting the orientation of joints from fold shape: Results of pseudo-three-dimensional modeling and curvature analysis. *Geology* 28, 15–18.
- Fischer, M.P., Woodward, N.B., Mitchell, M.M., 1992. The kinematics of break-thrust folds. *Journal of Structural Geology* 19, 321–335.
- Ford, M., Williams, E.A., Artoni, A., Vergés, J., Hardy, S., 1997. Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *Journal of Structural Geology* 19, 413–441.
- Fourcade, S., Michelot, J.L., Buschaert, S., Cathelineau, M., Freiberger, R., Coulbaly, Y., Aranyosy, J.F., 2002. Fluid transfers at the basement/cover interface: Part I. Subsurface recycling of trace carbonate from granitoid basement rocks (France). *Chemical Geology* 192, 99–119.
- Gries, R., 1983. North-south compression of Rocky Mountain foreland structures. In: Lowell, J.D. (Ed.), *Rocky Mountain Foreland Basin and Uplifts*. Rocky Mt. Assoc. of Geol., Denver, Colorado, pp. 9–32.
- Guiton, M., Sassi, W., Leroy, Y., Gauthier, B., 2003. Mechanical constraints on the chronology of fracture activation in the folded Devonian sandstone of the western Moroccan Anti-Atlas. *Journal of Structural Geology* 25, 1317–1330.
- Hancock, P.L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology* 7, 437–457.
- Harris, J.H., Van der Pluijm, B.A., 1998. Relative timing of calcite twinning strain and fold-thrust belt development; Hudson Valley fold-thrust belt, New York, USA. *Journal of Structural Geology* 20, 21–31.
- Hennier, J.H., 1984. Structural analysis of the Sheep Mountain Anticline, Bighorn basin, Wyoming. A&S University, Texas. 118 pp.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., 1969. *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman and Hall, New York.
- Johnson, K., Johnson, A.M., 2002. Mechanical models of trishear-like folds. *Journal of Structural Geology* 24, 277–287.
- Jordan, T.E., 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. *AAPG Bulletin* 65, 2506–2520.
- Katz, D.A., Eberli, G.P., Swart, P.K., Smith, L.B., 2006. Tectonic-hydrothermal brecciation associated with calcite precipitation and permeability destruction in Mississippian carbonate reservoirs, Montana and Wyoming. *AAPG Bulletin* 90, 1803–1841.
- Kim, Y.-S., Sanderson, D.J., 2005. The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Reviews* 68, 317–334.
- Lacombe, O., 2001. Paleostress magnitudes associated with development of mountain belts: Insights from tectonic analyses of calcite twins in the Taiwan Foothills. *Tectonics* 20, 834–849.
- Lacombe, O., 2007. Comparison of paleostress magnitude from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: Mechanical implications. *Journal of Structural Geology* 29, 86–99.
- Lacombe, O., 2010. Calcite twins, a tool for tectonic studies in thrust belts and stable orogenic forelands. *Oil and Gas Science and Technology* 65, 809–838.
- Lacombe, O., 2012. Do fault slip data inversions actually yield 'paleostresses' that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. *C.R. Geoscience* 334 (3), 159–173.
- Lacombe, O., Laurent, P., 1992. Determination of principal stress magnitudes using calcite twins and rock mechanics data. *Tectonophysics* 202, 83–93.
- Lacombe, O., Angelier, J., Laurent, Ph., Bergerat, F., Tournier, Ch., 1990. Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics: Burgundy as a case study. *Tectonophysics* 182, 279–300.
- Lacombe, O., Angelier, J., Laurent, P., 1993. Calcite twins as markers of recent compressional events in an active orogen: the reefal limestones of southern Taiwan as a case-study. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Serie II* 316 (12), 1805–1813.
- Lacombe, O., Amrouch, K., Mouthereau, F., Dissez, L., 2007. Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt. *Geology* 35 (3), 263–266. doi:10.1130/G23173A.1.
- Lacombe, O., Bellahsen, N., Mouthereau, F., 2011. Fracture patterns in the Zagros Simply Folded Belt (Fars): New constraints on early collisional tectonic history and role of basement faults. In: Lacombe, O., Grasmann, B., Simpson, G. (Eds.), *Geodynamic evolution of the Zagros*: Geological Magazine, 148, pp. 940–963.
- Lamarche, G., Proust, J.N., Nodder, S.D., 2005. Long-term slip rates and fault interactions under low contractional strain, Wanganui Basin, New Zealand. *Tectonics* 24, TC4004.
- Lash, G.G., Engelder, T., 2007. Jointing within the outer arc of a forebulge at the onset of the Alleghanian Orogeny. *Journal of Structural Geology* 29, 774–786.
- Laubach, S.E., Tyler, R., Ambrose, W.A., Tremain, C.M., Grout, M.A., 1992. Preliminary map of fracture patterns in coal in the western United States. *Wyoming Geological Association* 43, 253–267.
- Laubach, S.E., Olson, J., Gross, M.R., 2009. Mechanical and fracture stratigraphy. *AAPG Bulletin* 93, 1413–1427.
- Laurent, P., Kem, H., Lacombe, O., 2000. Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples. Part II. Axial and triaxial stress experiments. *Tectonophysics* 327, 131–148.
- Lin, A.T., Watts, A.B., 2002. Origin of the West Taiwan basin by orogenic loading and flexure of a rifted continental margin. *Journal of Geophysical Research* 107, JB000669.
- Lovely, P., Zahasky, C., Pollard, D.D., 2010. Fold geometry at Sheep Mountain anticline, Wyoming, constructed using airborne laser swath mapping data, outcrop-scale geologic mapping, and numerical interpolation. *Journal of Geophysical Research* 115, B12414.
- Marshak, S., Karlstrom, K., Timmons, J.M., 2000. Inversion of Proterozoic extensional faults: An explanation for the pattern of Laramide and Ancestral Rockies intracratonic deformation, United States. *Geology* 28, 735–738.
- McQuarrie, N., DeCelles, P., 2001. Geometry and structural evolution of the central Andean backthrust belt, Bolivia. *Tectonics* 20, 669–692.
- McQuillan, H., 1974. Fracture patterns on Kuh-e Asmari Anticline, Southwest Iran. *AAPG Bulletin* 58, 236–246.
- Mercadier, J., Richard, A., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Cuney, M., 2010. Migration of brines in the basement rocks of the Athabasca Basin through microfracture networks (P-Patch U deposit, Canada). *Lithos* 115, 121–136.
- Mouthereau, F., Tensi, J., Bellahsen, N., Lacombe, O., De Boisgrollier, T., Kargar, S., 2007. Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt: The Zagros Folded Belt (Fars, Iran). *Tectonics* 26, TC5006.
- Narr, W., Suppe, J., 1994. Kinematics of basement-involved compressive structures. *American Journal of Science* 294, 802–860.
- Neely, T.G., Erslev, E.A., 2009. The interplay of fold mechanisms and basement weaknesses at the transition between Laramide basement-involved arches, north-central Wyoming, USA. *Journal of Structural Geology* 31, 1012–1027.
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology* 13, 721–733.
- Pierce, W.G., 1966. Geologic map of the Cody quadrangle, Park County, Wyoming. U.S. Geological Survey Geologic Quadrangle Map GQ-542, Scale 1:62,500.
- Pierce, W.G., Nelson, W.H., 1968. Geologic map of the Pat O'Hara Mountain Quadrangle, Park County, Wyoming. U.S. Geological Survey Geologic Quadrangle Map GQ-0755, Scale 1:62,500.
- Pranter, M.J., Reza, Z.A., Budd, D.A., 2006. Reservoir-scale characterization and multiphase fluid-flow modelling of lateral petrophysical heterogeneity within dolomite facies of the Madison Formation, Sheep Canyon and Lysite Mountain, Wyoming, USA. *Petroleum Geosciences* 12, 29–40.
- Quintà, A., Tavani, S., 2012. The foreland deformation in the south-western Basque-Cantabrian Belt (Spain). *Tectonophysics* 576–577, 14–19 (this issue).
- Rives, T., Rawsley, K.D., Petit, J.-P., 1994. Analogue simulation of natural orthogonal joint set formation in brittle varnish. *Journal of Structural Geology* 16, 419–429.
- Rocher, M., Lacombe, O., Angelier, J., Chen, H.-W., 1996. Mechanical twin sets in calcite as markers of recent collisional events in a fold-and-thrust belt: Evidence from the regal limestones of southwestern Taiwan. *Tectonics* 15, 984–996.
- Rocher, M., Baize, S., Angelier, J., Lozac'h, Y., Lemeille, F., Cushing, M., 2004. Intraplate paleostresses reconstructed with calcite twinning and faulting: improved method and application to the Lorraine platform area (eastern France). *Tectonophysics* 387, 1–21.
- Roger, C.M., Myers, D.A., Engelder, T., 2004. Kinematic implications of joint zones and isolated joints in the Navajo Sandstone at Zion National Park, Utah: Evidence for Cordilleran relaxation. *Tectonics* 23, TC1007.
- Rowe, K.J., Rutter, E.H., 1990. Paleostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. *Journal of Structural Geology* 12, 1–17.
- Sanderson, D.J., 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: A review. *Tectonophysics* 88, 201–233.
- Sassi, W., Faure, J.-L., 1997. Role of fault and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins: inferences from numerical modeling. *Tectonophysics* 266, 101–109.
- Savage, H.M., Shackelton, J.R., Cooke, M.L., Riedel, J.J., 2010. Insights into fold growth using fold-related joint patterns and mechanical stratigraphy. *Journal of Structural Geology* 32, 1466–1475.
- Shackelton, J.R., Cooke, M.L., 2007. Is plane strain a valid assumption in non-cylindrical calcite-cored folds? *Journal of Structural Geology* 29, 1229–1240.
- Srivastava, D., Engelder, T., 1990. Crack-propagation sequence and pore-fluid conditions during fault-bend folding in the Appalachian Valley and Ridge, Central Pennsylvania. *GSA* 102, 116–128.
- Stanton, H.L., Erslev, E.A., 2004. Sheep Mountain Anticline: backlimb tightening and sequential deformation in the Bighorn Basin, Wyoming. *Wyoming Geological Association Guidebook* 53, 75–87.
- Stearns, D.W., 1978. Faulting and forced folding in the Rocky Mountains foreland. In: Matthews, V. (Ed.), *Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States*: Geological Soc. of America, Memoir, 151, pp. 1–37.
- Stearns, D.W., Friedman, M., 1972. Reservoirs in fractured rock. *AAPG Memoir* 16, 82–106.
- Stone, D.S., 1993. Basement-involved thrust-generated folds as seismically imaged in the subsurface of the central Rocky Mountain foreland. In: Schmidt, C.J., Chase, R.B., Erslev, E.A. (Eds.), *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States*: Geological Society of America Special Paper, 280, pp. 271–318. Boulder.
- Storti, F., Salvini, F., 2001. Fault re-activation, fracture patterns, and cataclasis development in the carbonate rocks of the Nami Anticline. The evolution of a model trap structure in the Apennines, Italy. *Journal of Petroleum Geology* 24, 171–190.
- Tavani, S., Storti, F., Fernández, O., Muñoz, J.A., Salvini, F., 2006. 3-D deformation pattern analysis and evolution of the Afisclo anticline, southern Pyrenees. *Journal of Structural Geology* 28, 257–275.

- Tavani, S., Mencos, J., Bausà, J., Muñoz, J.A., 2011. The fracture pattern of the Sant Corneli Bóixols oblique inversion anticline (Spanish Pyrenees). *Journal of Structural Geology* 33, 1662–1680.
- Thorbjørnsen, K.L., Dunne, W.M., 1997. Origin of a thrust-related fold: geometric vs kinematic tests. *Journal of Structural Geology* 19, 303–319.
- Van der Pluijm, B.A., Craddock, J.P., Graham, B.R., Harris, J.H., 1997. Paleostress in cratonic North America: implications for deformation of continental interiors. *Science* 277, 794–796.
- Varga, R.J., 1993. Rocky Mountain foreland uplifts: Products of rotating stress field or strain partitioning? *Geology* 21, 1115–1118.
- Walsh, J.J., Nicol, A., Childs, C., 2002. An alternative model for the growth of faults. *Journal of Structural Geology* 27, 1669–1675.
- Yale, D.P., 2003. Fault and stress magnitude controls on variations in the orientation of *in situ* stress. In: Ameen, M. (Ed.), *Fracture and in-situ stress characterization of hydrocarbons reservoirs*: Geological Society, London, Special Publication, 203, pp. 55–64.

III. Évolution des relations entre fluides et déformation pendant le plissement de Rattlesnake Mountain Anticline.

A. Cinématique de la terminaison arquée de RMA : le cas de Cedar Mountain (CM)

L'étude structurale de Rattlesnake Mountain nous a permis de construire un profil de rejet le long de chaque faille affleurant dans la structure (Fig. 8 de l'article). Si l'addition de chaque profil donne des informations sur le calendrier de propagation de ces failles, et si le gradient qui en est tiré supporte l'interprétation de l'inversion d'une structure extensive préexistante lors de la phase laramienne, la forme asymétrique de l'enveloppe du profil de rejet apporte davantage d'informations. En effet, la question des relations chronologiques et même structurales entre la faille de RMA et la faille sous la terminaison arquée CM peut être abordée. Trois interprétations peuvent être envisagées a priori (Fig. 6-11) : (a) CM est une faille de relais E-W accommodant les déplacements le long des failles NW-SE de RMA et de la structure au SE de RMA. (b) CM et RMA sont deux failles indépendantes, préexistantes, qui se propagent et se connectent. (c) Le segment E-W en dessous de CM est la propagation vers le Sud de RMA, dont la direction a été déviée par une hétérogénéité de socle.

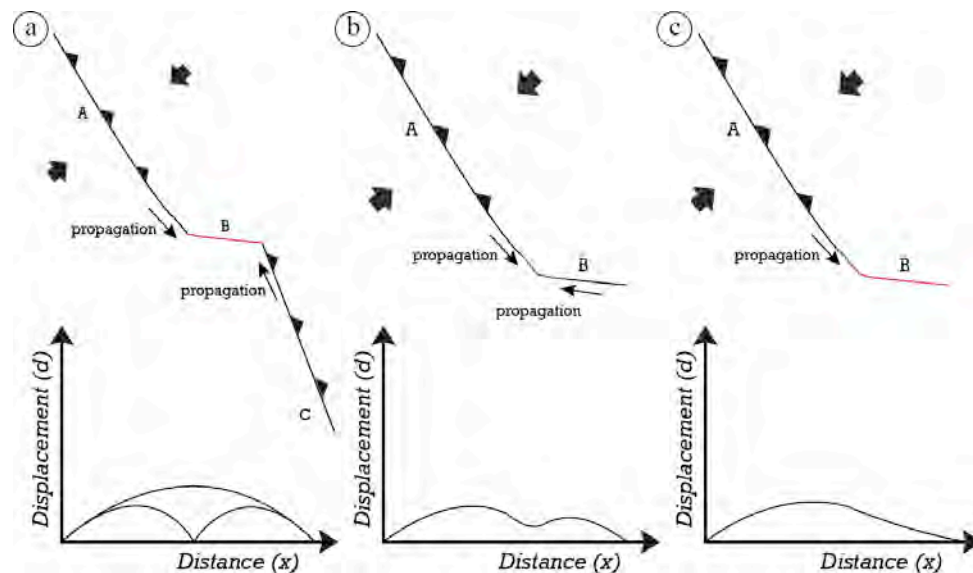


Figure 6-11 : Profils théoriques du déplacement le long du plan de faille en fonction des hypothèses posées à RMA, a) Cedar Mountain (B) est une faille de relais entre deux failles NW-SE ; b) CM et RMA se propagent et se rejoignent ; c) La faille sous CM est la même faille que sous RMA, dont la propagation a été déviée.

Figure 6-11 : Theoretical along-fault displacement profiles according to different hypothesis : a) the fault under Cedar Mountain (labelled as B) is a relay between two segments, including faults above RMA (labelled as A) ; b) the faults under CM and RMA propagated independently and linked eventually ; c) the propagation of the fault under RMA had been perturbed and deviated toward the East.

Le profil de rejet, à considérer avec précaution car dépendant de l'équilibrage des coupes, présente une enveloppe asymétrique, avec un gradient de propagation latéral plus fort au SE du pli, soit vers la terminaison CM. Cette forme permet d'exclure l'hypothèse de la connexion de deux failles actives et l'hypothèse d'une faille de relais permettant d'accommoder le mouvement le long de deux failles, car dans de tels cas, les profils seraient strictement différents (Fig. 6-12, Kim et Sanderson, 2005, Fig. 6-13, Bellahsen et Daniel, 2005).

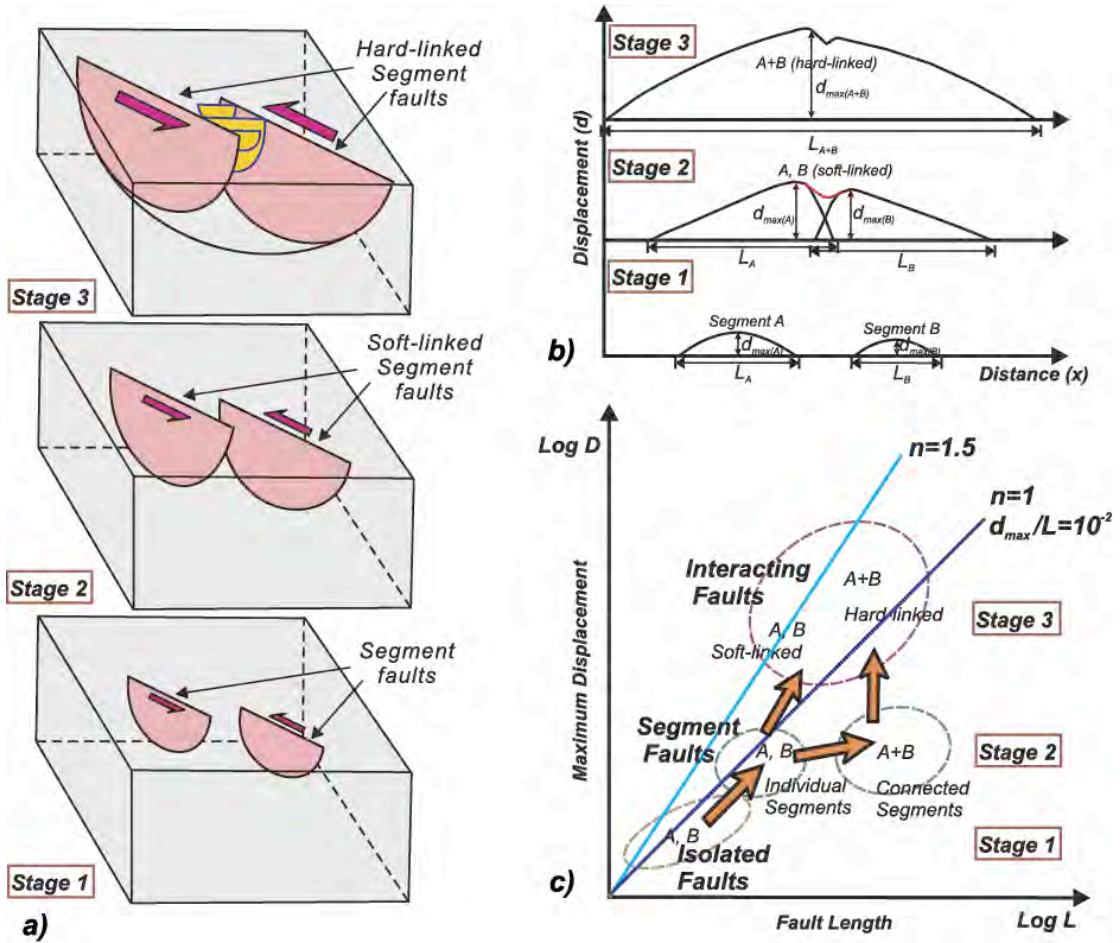


Figure 6-12 : Modèle de connexion de segments de failles qui se propagent lors du mouvement (Kim et Sanderson, 2005). La cinématique représentée ici est décrochante, mais le même schéma et la même enveloppe du profil de déplacement sont attendus pour la réactivation en inverse (Lamarche et al., 2005).

Figure 6-12: Various link model for fault segment propagating during lateral reactivation and corresponding displacement-distance diagrams (Kim and Sanderson, 2005). The same displacement-distance diagrams are expected for reverse reactivation (Lamarche et al., 2005).

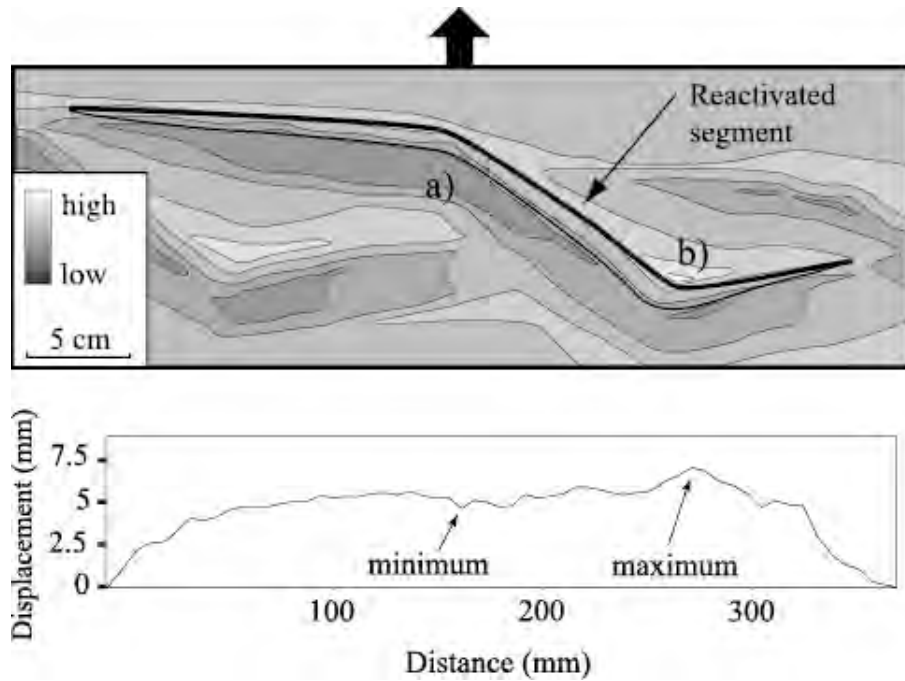


Figure 6-13 : Géométrie, dépointe et profil de déplacement associés à la réactivation d'une faille héritée entre deux segments de failles normales en propagation. Réalisé en laboratoire en contexte extensif (Bellahsen et Daniel, 2005).

Figure 6-13: Normal fault geometries and related depocenters in laboratory experiments. The topography and the throw profile of an inherited relay fault in the analogue model are shown. The gray color-scale represents the altitude. The topography low is located in the hangingwall at the intersection (a) of the relay fault and the main fault. The topographic high is located in the footwall at the other intersection (b). The throw profile is very regular, with maximum and minimum at segment intersections (see text).

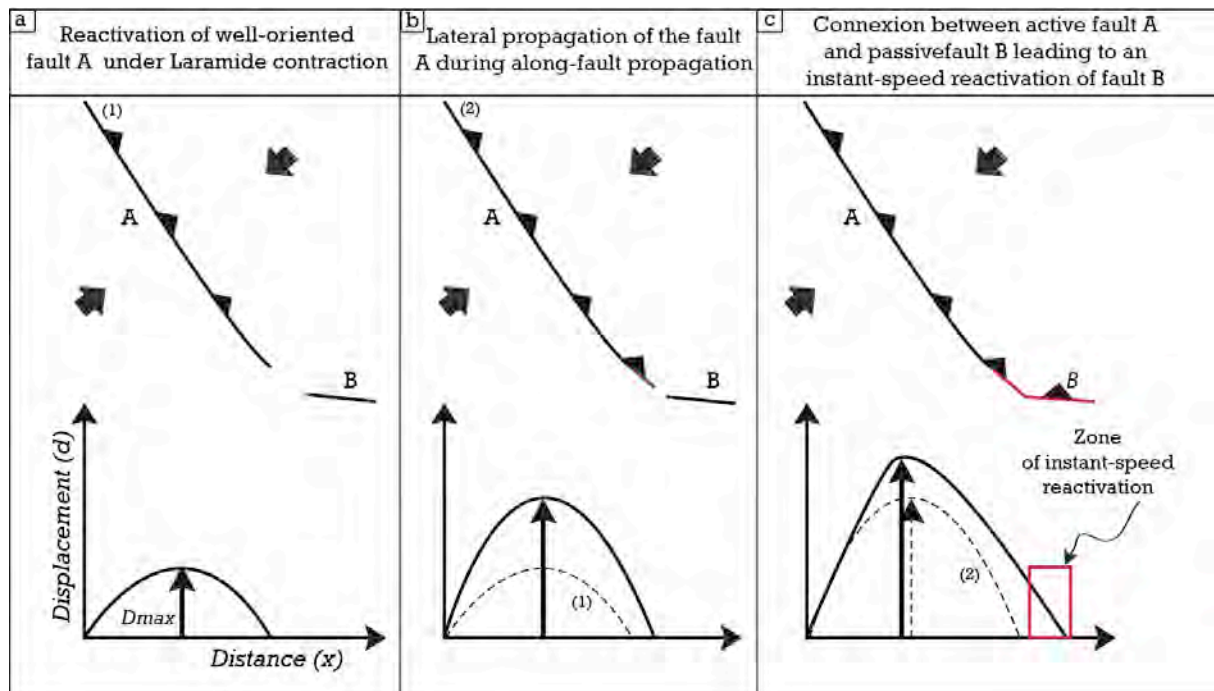


Figure 6-14 : Modèle de réactivation des failles mal orientées (B) lors de l'inversion d'une faille de socle idéalement orientée (A).

Figure 6-14: Model of instantaneous reactivation of poorly oriented faults during the Laramide contraction based on along-fault displacement profile at RMA : well oriented faults (A) are reactivated early in history and when their lateral tips connect to badly-oriented fault (B), the latter is reactivated and fold develops.

Pour expliquer ce gradient, nous proposons un modèle de propagation et de connexion des failles durant la réactivation laramienne (Fig. 6-14) qui rend compte d'une vitesse de propagation importante au SE de la structure par l'activation de la totalité du plan de faille E-W préexistant, mais pas encore inversé lors de l'orogénèse.

Ceci implique qu'une grande partie de la compression était accommodée dans un premier temps par l'activation de la faille NW-SE préexistante et par sa propagation depuis ses extrémités, puis que la connexion à la faille E-W entraîne la réactivation « instantanée » de la totalité du plan de faille E-W, et donc la propagation du plan de faille dans la couverture, formant ainsi la terminaison CM. D'un point de vue chronologique, ce modèle propose une évolution synchrone des deux plis, avec une terminaison qui se forme tardivement pendant la formation de RMA. Ce modèle propose donc que préexistent des failles NW-SE et E-W dans le bassin (Marshak et al., 2000), avec une propagation plus précoce des failles bien orientées par rapport à la compression de la phase laramienne et une propagation des failles E-W dans les cas d'une connexion entre les deux failles.

B. Estimation de l'évolution des paléo-surpressions de fluides lors de la formation de l'anticlinal de Rattlesnake Mountain.

1. Quantifier l'évolution des surpressions de fluides

L'étude de la population de fractures de RMA, combinée à l'étude paléopiezométrique des macles de la calcite nous a permis de présenter une reconstruction de l'évolution mécanique de la séquence de fracturation de RMA. A partir de ces données, nous pouvons proposer le même type de reconstruction de l'évolution du $\Delta\sigma_v$ décrit pour SMA dans le chapitre 7. Ainsi, nous pourrions accéder à l'évolution des pressions de fluides pendant la phase précoce du plissement, et si les données s'y prêtent, nous pourrions calculer l'érosion syn-plissement *s.s.*

La construction se base sur les mêmes hypothèses mécaniques et structurales que celle discutée dans le chapitre 6 de ce manuscrit. Nous n'avons malheureusement pas eu l'occasion de réaliser des tests mécaniques pour établir les paramètres intrinsèques des roches affleurant à RMA. Néanmoins les mesures paléopiezométriques ayant été réalisées dans les mêmes formations, et en dépit de différences paléo-environnementales qui jouent sur la réponse mécanique de la lithologie (Barbier et al., 2012a), nous avons choisi d'utiliser à RMA les courbes intrinsèques des roches reconstruites dans les mêmes formations étudiées à SMA. Cette approximation s'ajoute aux nombreuses autres que nécessite cette construction, parmi lesquelles l'estimation de la profondeur d'enfouissement anté-pli, reconstruite à partir de l'épaisseur maximale des formations présentes dans le bassin jusqu'au Crétacé, et estimée à

3,2 km. Comme à SMA, la densité des roches sus-jacentes aux formations carbonifères et permienues est prise comme égale à 2,4. En considérant ces valeurs d'enfouissement, la valeur de la pression dans les couches en considérant le lithostatique est de 75 MPa, et la valeur de la pression dans ces mêmes couches en considérant la pression lithostatique corrigée de la pression hydrastatique est de 47 MPa. En suivant la méthode décrite dans le chapitre 5, section 4, cette valeur définit le σ_{vref} utilisé pour la construction. Comme pour SMA, la valeur de $\Delta\sigma_v$ (la différence entre le σ_{veff} et σ_{vref} , respectivement la contrainte verticale effective permettant la fracturation et la contrainte verticale effective théorique de référence) sera évaluée à chaque étape de la séquence de fracturation. L'erreur reportée sur la construction traduit uniquement l'erreur sur l'estimation de σ_{veff} lorsqu'il dépend de la valeur du rapport ϕ et que ce dernier varie selon les tenseurs reconstruits dans la même phase ou qu'il n'est pas connu de façon fiable (Fig. 6-15). L'ensemble de ces valeurs est reporté dans le tableau 6-A, qui permet donc de construire la courbe présentée en figure 6-16.

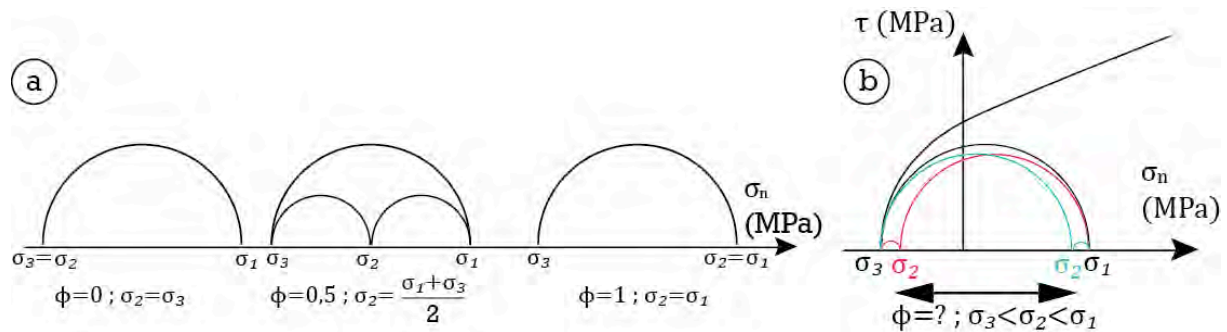


Figure 6-15: Illustration de l'influence du rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes (ϕ) sur le cercle de Mohr. a) représentation du cercle pour des valeurs de ϕ de 0, 0,5 et 1. b) Représentation de l'incertitude sur σ_2 lorsque le ϕ est indéterminé. Le cas considéré ici est relatif à l'ouverture d'un joint.

Figure 6-15: Use of the ϕ ratio (shape of the stress ellipsoid) to construct the Mohr circle. a) Mohr circle for ϕ values of 0, 0,5 and 1, respectively. b) Mohr diagram applied to joint aperture with an underdetermined ϕ ratio and relative uncertainty on σ_2 value.

1.1. La phase Sevier

Durant la phase de déformation Sevier, quatre étapes ont été décrites : la formation du set S-I, interprétée comme liée à la phase LPS Sevier, se traduit donc par un régime de contrainte décrochant, impliquant une grande incertitude sur la valeur du σ_{veff} que l'on approche en se basant sur la valeur du ϕ , mais qui peut aller d'une extrémité à l'autre du cercle de Mohr.

Ainsi :

- le set S-I (phase S-LPS 1) se caractérise par $\Delta\sigma_v = 30$ MPa, avec une erreur relative de -13 à +5 MPa. Il est relié à un état de contrainte extensif dû à la flexure lithosphérique
- le set S-II (phase S-LPS 2) a un $\Delta\sigma_v = 24$ MPa très bien contraint par le régime extensif ($\sigma_v = \sigma_1$).

- Le set S-III (phase S-LPS 3), lui aussi développé sous un régime décrochant pendant le LPS Sevier, se caractérise par une valeur du ϕ plus faible (0,3) mais incertaine, et donc par un $\Delta\sigma_v = 38$ MPa, avec une erreur relative de -8 à +14 MPa.
- A la suite de cette étape, une phase S-LPS 4 relative aux failles inverses développées à cette période sous un régime compressif se caractérise par un $\Delta\sigma_v = 45$ MPa impliquant un $\sigma_{\text{veff}} = -2$ MPa.

1.2. La phase laramienne.

Durant la phase de contraction laramienne, cinq étapes sont décrites dans la séquence de fracturation :

Le set L-I (phase L-LPS 1) s'est développé sous un régime décrochant, ce qui implique une incertitude quant à la valeur de la contrainte verticale effective liée à l'incertitude sur le rapport ϕ . En se basant sur la valeur moyenne de celui-ci, on peut prédire le différentiel $\Delta\sigma_v = 35$ MPa, en incluant une erreur maximale de ± 12 MPa, cette erreur relative reste peu probable car cette phase est contrainte par de nombreux tenseurs cohérents (Tableau 6-A).

Les failles décrochantes dans le flanc arrière de RMA constituent la phase L-LPS 2, le différentiel $\Delta\sigma_v = 31$ MPa est bien contraint selon la confiance que l'on accorde au paramètre ϕ calculé par l'inversion des stries de failles.

Le tenseur relatif aux fractures du set L-II de la phase syn-pli (phase L-F) est documenté à RMA, et le différentiel que l'on peut reconstruire montre un $\Delta\sigma_v = 24$ MPa.

Les deux étapes suivantes, rapportées en séquence dans la figure 20 de l'article, peuvent être considérées synchrones pendant le serrage tardif du pli (Fig. 6-15, phase LSFT), le tenseur reconstruit pour la réactivation du set I caractérisant l'état de contrainte dans le flanc avant ($\Delta\sigma_v = 38$ MPa), alors que le tenseur reconstruit pour la néorupture inverse sera plutôt valable pour le flanc arrière ($\Delta\sigma_v = 43$ MPa).

1.3. Les événements post-laramiens

Le dernier événement rapporté dans la séquence de fracturation est postérieur au plissement et vraisemblablement lié aux différents événements extensifs E-W qui affectent la chaîne à l'Ouest du bassin (Core Complex et Basin and Range, voir section 5.2 de l'article présenté en partie II du présent chapitre). Ces fractures développées sous un régime extensif permettent d'estimer un différentiel $\Delta\sigma_v = 22$ MPa sans erreur de construction.

Tableau 6-A (ci-contre) : Tableau récapitulatif des données relatives aux tenseurs des contraintes utilisées ou obtenues par la construction des cercles de Mohr (Figure 20, Beaudoin et al., 2012).

Table 6-A (see opposite): Table summarizing the dataset of stress tensors measured and inferred from construction on Mohr diagram for RMA (see Fig. 20 in Beaudoin et al., 2012)

Tectonic (sub-) stage	Samples (Beaudoin et al., 2012)	Differential stresses ($\sigma_1 - \sigma_3$, MPa) (Beaudoin et al., 2012)	Mean differential stresses ($\sigma_1 - \sigma_3$, MPa)	Phi ratio (Beaudoin et al., 2012)	Phi ratio used in the study	Stress regime	Tectonic (sub-) stage	Differential stresses			error	Magnitude of σ_3	Magnitude of σ_2^{**}	Magnitude of σ_1
								($\sigma_1 - \sigma_3$) inferred from Mohr construction (MPa)	Magnitude of σ_1 (MPa)	$\Delta\sigma_1$ (MPa)				
Sevier LPS I	NA	NA	NA	NA	0.8	NA	Set S-I	23	13	30	-13 ; +5	-4	13	19
Sevier LPS II	NA	NA	NA	NA	0.8	NA	Set S-II	23	19	24	0	-4	13	19
Sevier LPS III	SA04	27	NA	0.5	0.5	R								
	SC74	41	34	0.5	0.5	R	Set S-III	23	5	38	-8 ; +14	-4	5	19
	SC82-V1	33		0.4		R								
Sevier LPS IV	Site 132	NA	NA	0.2	0.2	R	Reverse faults	35	-2	41	0	-2	5	33
Laramide LPS I	SC74	42	42	0.4	0.5	SS	Set L-I	24	8	35	12	-4	8	20
	R93	49		0.5										
	R62	34		0.4										
Laramide LPS II	123	NA	NA	0.2	0.2	R								
	118	NA	NA	0.2	0.2	SS	Strike-slip and Reverse faults	50	12	31	0	0	12	50
	131	NA	NA	0.2		SS								
	662	NA	NA	0.3		SS								
Folding	SC58	38		0.3		N								
	SC66-V2	31	33	0.4	0.4	N	Set L-II	23	19	24	0	-4	5	19
	SC82-V1	39		0.7		N								
	R62	23		0.4		N								
LSTT Forelinhb	SC58	29		0.3		R								
	SA04	51	37	0.5	0.2	SS	Set S-I	29	5	38	0	3	8	32
	SC66 V1	31		0.5		SS	reactivation							
	131	NA		0.2		R								
LSTT Backlinhb	R62 M	74	74	0.3	0.4	R-SS	Reverse faults	51	0	43	0	0	18	51
	125	NA		0.6		R								
	137	NA		0.7		R								
Post Laramide	R297	37	46.5	0.5	0.4	N	set P-I	23	19	24	0	-4	5	19
	SC82-V2	56		0.6										

Note: NA- Undetermined; R- Reverse; SS- Strike-Slip; N- Normal

* According to construction from Fig. 20 in Beaudoin et al., 2012, Chapter 6, section II

** Magnitude calculated from a medium phi ratio computed for each phase, relative error is represented if $\sigma_2 = \sigma_1$

2. Interprétation de l'évolution des surpressions de fluides.

L'examen de la courbe de la valeur de $\Delta\sigma_v$ au cours des phases successives de la déformation (Fig. 6-16) tend à montrer une évolution complexe du $\Delta\sigma_v$ au cours de l'évolution de l'orogénèse. Pour interpréter cette évolution comme l'évolution des surpressions de fluides, il faut faire l'hypothèse que le poids de la colonne de roche au dessus des couches considérées ne varie pas pendant l'histoire anté-pli et précoce du pli (voir chapitre V). Cette hypothèse, raisonnable à SMA durant le Laramien, l'est aussi à RMA en raison de la structuration du bassin, qui concentre les dépôts de cette époque à l'Est de RMA (DeCelles, 2004). De même, les cartes de dépôts des formations crétacées permettent de considérer la colonne comme constante durant les déformations liées à la contraction Sevier (DeCelles, 2004). En revanche, nous considérons l'épaisseur de la colonne sédimentaire à la fin du Crétacé, ce qui a pour probable conséquence de surestimer la valeur de $\Delta\sigma_v$ pour les phases précoces de la déformation Sevier. Malheureusement, ne connaissant pas le calendrier de ces déformations, il est impossible d'être plus précis. Aussi, la prudence impose d'interpréter les variations de surpressions de fluides durant le Sevier indépendamment des événements du Laramien, en évitant de comparer les valeurs absolues entre les deux époques. Durant l'histoire Sevier, on observe une diminution au moment de l'ouverture du set S-II -lié à la flexure- qui peut traduire une diminution des pressions de fluides dans les couches, et donc un échappement de fluides lié à une perméabilisation de la couverture sous-jacente ou sus-jacente aux formations étudiées. La construction montre ensuite une augmentation constante de la pression de fluide pendant la fin de la phase Sevier de l'orogénèse, qui peut être expliquée soit par de la pression-dissolution, soit par un apport de fluides externes aux couches considérées, et dans tous les cas cette augmentation illustre les mauvais drains que sont les set S-III et les failles inverses. Cela va à *contrario* du modèle proposé par Barbier et al. (2012b), qui postule que toutes les fractures développées à RMA sont drainantes après avoir observé une persistance verticale dépassant l'épaisseur du banc.

Durant la phase précoce du plissement Laramien, chaque événement de fracturation entraîne un relâchement des surpressions de fluides, minimale au moment du syn-pli s.s.. La diminution continue de la valeur de $\Delta\sigma_v$ illustre le développement de fractures qui perméabilisent les couches. Cette information peut s'interpréter de deux façons, soit ces fractures connectent verticalement la série, soit elles connectent le réseau de fractures car elles ont un fort angle avec les fractures préexistantes. Dans ce cas, la densification du réseau de fractures permet une expulsion latérale des fluides guidée par la morphologie du bassin qui entraîne un gradient d'altitude entre Ouest et Est permettant une migration vers l'Est. Ces interprétations sont en accord avec les observations de Barbier et al. (2012b) qui montrent que ces familles de fractures liées à la phase précoce du Laramien sont drainantes.

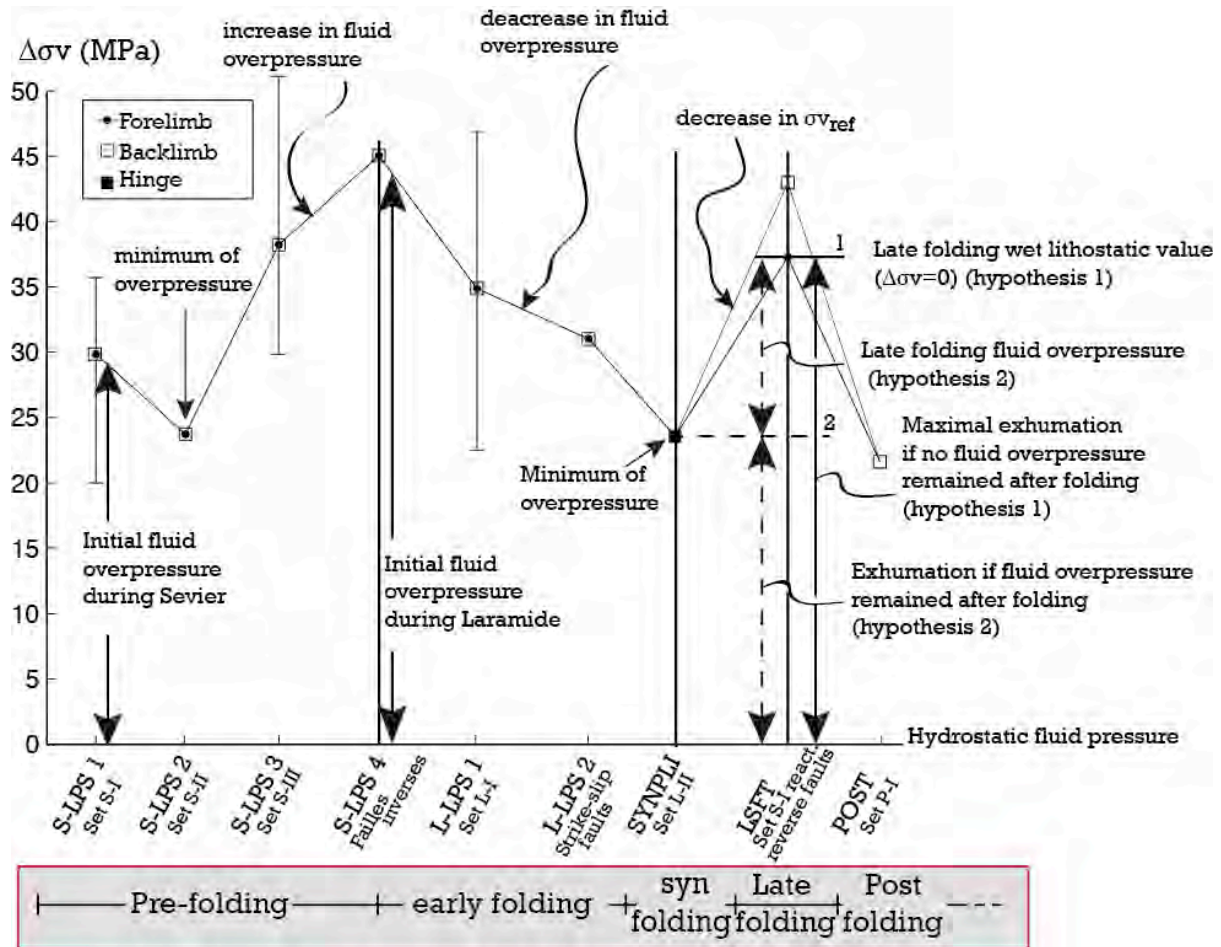


Figure 6-16 : Évolution du différentiel $\Delta\sigma_v$, au cours des phases de fracturations successives à RMA, $\Delta\sigma_v$ défini comme la différence entre la valeur de la contrainte principale verticale en considérant un gradient équivalent à la pression lithostatique corrigée de la pression hydrastatique et la valeur mesurée de la contrainte principale verticale effective. Les hypothèses 1 et 2 représentent la valeur de la pression lithostatique corrigée de la pression hydrastatiquee tardi-pli, respectivement en considérant que la surpression de fluide est nulle après le plissement (en trait plein, $\Delta\sigma_v$ tardi-pli correspond uniquement à l'érosion) ou en considérant qu'il reste des fluides en surpression durant cette étape tardive du plissement (en pointillé, $\Delta\sigma_v$ tardi-pli correspond en partie à l'érosion et en partie à de la surpression de fluides).

Figure 6-16: $\Delta\sigma_v$ evolution during the development of the fracture sequence observed at RMA. $\Delta\sigma_v$ is defined as the difference between σ_{vref} calculated considering a lithostatic vertical pressure corrected from hydrostatic pressure and σ_{veff} which is estimated using the Mohr diagram construction according to the method proposed by Lacombe and Laurent (1992). Hypothesis 1 and 2 refer to σ_{vref} after folding, considering that no fluids in overpressure remained after folding (1, in black) or that some fluids in overpressure remained after folding (2, dotted line).

La valeur de $\Delta\sigma_v$ reportée pour l'étape syn-pli est à considérer avec précaution : l'ouverture de ces fractures est liée à la courbure des couches, qui induit une tension horizontale qui est en compétition avec la compression régionale et qui domine au moment de la fracturation. A priori, cette tension horizontale n'impactera pas la valeur de σ_v , ce qui permet de considérer le calcul $\Delta\sigma_v$ relié à cette étape comme valable et comme représentatif de la surpression de fluides. En effet, même si l'état de contrainte est localisé à la charnière, nos données proviennent des flancs du pli, ce qui permet d'interpréter les variations de $\Delta\sigma_v$ par rapport aux étapes antérieures, la diminution peut donc illustrer l'échappement des fluides. L'augmentation subséquente de la valeur de $\Delta\sigma_v$ ne correspond pas non plus forcément à une

augmentation de la surpression de fluides à l'échelle du pli. En effet, le σ_{vref} utilisé n'est plus le bon à cause de l'érosion, qui est estimée à 1 km à SMA, qui reste un anticlinal de plus petite amplitude. Pour tenter de calculer la valeur de l'érosion, nous nous basons sur le modèle de croissance de SMA et de RMA, qui illustre des mécanismes identiques, pour proposer de considérer que les surpressions de fluides ont diminué suite à l'échappement des fluides *via* l'ouverture des fractures syn-pli. En acceptant ces hypothèses et en faisant l'hypothèse que la surpression de fluides est nulle après le plissement (Fig. 6-16 hypothèse 1 en trait plein), il est possible d'estimer une exhumation des couches de 2,7 km durant l'étape syn-pli *s.s.* (probablement équivalent à de l'érosion), soit 2,5 fois supérieure à l'exhumation/érosion reconstruite à SMA. Alternativement, si on considère que le $\Delta\sigma_v$ reconstitué pendant l'étape syn-pli rend compte de la valeur de la surpression de fluides restant dans les couches après le plissement (Fig. 6-16 hypothèse 2 en pointillé), l'érosion syn-pli sera de 1,35 km. Cette seconde hypothèse implique une mise en surpression des couches après le plissement, qui peut s'expliquer soit par une nouvelle arrivée de fluides, soit par un arrêt de la connexion entre les couches et la surface, qui peut être dû à la fermeture des fractures ou à des événements de scellement. En faisant les mêmes hypothèses sur la chronologie de développement du pli que dans le chapitre 5, cela correspond à un taux d'exhumation entre 0,14 et 0,3 km/Ma selon l'hypothèse, ce qui reste cohérent avec les taux estimés par ailleurs (e.g. Crowley et al., 2002) et qui rend compte de la différence d'amplitude entre SMA et RMA. Néanmoins, il convient de garder à l'esprit que cette estimation reste moins bien contrainte que dans le cadre de SMA, et nécessite d'être confirmée par la reconstruction du système paléo-hydrologique de RMA. On retrouve avec cette construction une tendance opposée à celle de SMA, qui sera discutée plus loin, mais le maximum de pression de fluides, proche du lithostatique, se retrouve à la fin de la phase LPS du Sevier. Comme vu à SMA, lorsque la valeur de la pression lithostatique est approchée ou atteinte, la formation de veines parallèles aux couches va avoir lieu. Dans le cas de RMA, ces veines parallèles aux couches se forment donc avant le début de la compression du Laramien.

IV. De l'échelle de la fracture à l'échelle du bassin : reconstruction du système paléo-hydrologique pendant la formation et l'évolution de l'avant-pays des Rocheuses dans le bassin du Bighorn (Wyoming, USA).

À la suite de l'étude de l'anticlinal de Rattlesnake Mountain, nous proposons 0 séquence de fracturation viable à l'échelle du bassin, qui met en exergue le rôle de la distance au front et des déformations « localisées » (flexure) sur la distribution des fractures et la transmission des contraintes (orientation, régime et magnitudes). À partir de cette observation, nous avons voulu reconstituer le système paléo-hydrologique à l'échelle de l'anticlinal de RMA, et le comparer au modèle développé à SMA pour en tirer des conclusions à l'échelle du bassin :

- Y'a-t-il une paléo-hydrologie valable à l'échelle du bassin ?
- Quels sont les sources et les chemins de migrations impliqués ? Quels sont les événements régionaux ou locaux qui contrôlent les migrations de fluides à grande échelle ?
- Le passage d'un style tectonique thin-skinned (au Sevier) à un style tectonique thick-skinned (Laramien) impacte-t-il la paléo-hydrologie ?
- La compréhension de la paléo-hydrologie peut-elle poser des contraintes sur les mécanismes et la cinématique de la formation du bassin et des plis laramiens ?

Afin de supporter cette comparaison, nous avons aussi reconstitué les séquences de fracturations et les systèmes paléo-hydrologiques de Elk Basin, Little Sheep Mountain Anticline, de Paintrock Anticline et de BigHorn Mountains. Ces reconstitutions se sont faites avec moins de données, et sont donc à l'appui de et pour vérifier/infirmier la comparaison SMA-RMA. Le protocole d'analyse géochimique défini sur l'exemple de SMA a donc été appliqué à l'identique à RMA et dans les études complémentaires menées sur les autres plis du bassin : mesures des isotopes stables de l'oxygène, du carbone et du strontium (reportée dans le tableau A-1 en annexe), mesures microthermométriques des inclusions fluides, caractérisation minéralogiques (DRX, observations en microscopie optiques) et chimiques (cathodoluminescence) des veines et des matrices. Cette étude est aussi l'occasion d'introduire les mesures de salinité des inclusions fluides aqueuses réalisées par microspectrométrie RAMAN au G2R (Géosciences, Géomatériaux, Ressources) de Nancy en collaboration avec J. Pironon (résultats disponibles dans le tableau A-3, en annexe).

L'ensemble des données géochimiques et microstructurales est donc utilisé pour reconstituer la paléo-hydrologie du bassin du Bighorn, depuis la formation du bassin flexural durant la phase Sevier jusqu'à l'intégration des couches dans la chaîne plissée, au moment de

l'isolement du bassin par le soulèvement des arches durant la phase laramienne. Outre les implications tectoniques régionales, la caractérisation de l'origine des fluides, des chemins et du calendrier des migrations à l'échelle du bassin représente une opportunité unique de discuter de (1) la perméabilisation des couches de la couverture par les fractures, (2) la dimension et l'orientation de mouvements de fluides à l'échelle crustale et (3) l'influence du style tectonique sur la paléo-hydrologie.

À l'échelle du bassin, les fluides impliqués sont un mélange entre fluides hydrothermaux et fluides locaux, avec des moments de migrations rapides de fluides hydrothermaux dérivés de fluides superficiels en provenance du socle. Ces moments de migrations rapides (ou pulses) sont liés à l'ouverture de joints en tension en contexte extensif (courbure, flexure) localisés soit à l'ouest du bassin (pour la flexure) soit à la charnière des plis (pour la courbure). Une migration de ces fluides dans les couches depuis l'Ouest vers l'Est est mise en avant par les signatures isotopiques du strontium. Le scénario proposé dans cette étude invoque la chaîne plissée Sevier comme chemin pour la migration *per descensum* des fluides et une migration tectonique de type *squeegie* vers l'Est dans le granite fracturé dès la fin du Jurassique et dans le bassin dès le Crétacé supérieur. Les vitesses calculées pour la migrations de ces fluides sont de l'ordre de 8 m/Ma dans les deux milieux (carbonates et granite), soulignant le fait que la fracturation d'échelle sub-sismique verticalement persistante et/ou bien connectée est un drain important dans la migration verticales et latérales des fluides à l'échelle de l'avant-pays.

Crustal-scale fluid flow during the tectonic evolution of the Bighorn Basin (Wyoming, USA)

Nicolas Beaudoin^{1,2}, Nicolas Bellahsen^{1,2}, Olivier Lacombe^{1,2}, Laurent Emmanuel^{1,2} and Jacques Pironon³

¹ UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

² CNRS, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

³ Nancy-Université, UMR 7566, G2R, 54506 Vandoeuvre-lès-Nancy cedex, France

Abstract

Stable isotope measurements (O, C, Sr), microthermometry and salinity measurements of fluid inclusions from different fracture populations in several anticlines of the Sevier-Laramide Bighorn basin (Wyoming, USA) were used to unravel the paleohydrological evolution. New data on the microstructural setting were used to complement previous studies and refine the fracture sequence at basin scale. The latter provides the framework and timing of fluid migration events across the basin during the Sevier and Laramide orogenic phases. Since the Sevier tectonic loading of the foreland basin until its later involvement into the Laramide thick-skinned orogeny, three main fracture sets were found to have efficiently enhanced the hydraulic permeability of the sedimentary cover rocks, allowing pulsatile, fast upward migration of hydrothermal ($T > 120^\circ$), radiogenic fluids derived from Cretaceous meteoric fluids that interacted with the Precambrian basement rocks before precipitating in chemical and thermal disequilibrium. Between these events, formational fluids dominated the fluid system. At basin-scale, the earliest hydrothermal pulse is documented in the western part of the basin during forebulge flexuring and a second one is documented in basement-cored folds during folding. In addition to this East/West diachronic opening of the cover rocks to hydrothermal pulses likely controlled by the tectonic style, a decrease in $^{87/86}\text{Sr}$ values from West to East suggests a crustal-scale squeegee-type eastward fluid migration in both basement and cover rocks since the early phase of the Sevier contraction. The interpretation of paleofluid system at basin-scale also implies that joints developed under an extensional stress regime are better vertical drains than joints developed under strike-slip regime and enabled migration of basement-derived hydrothermal fluids..

Introduction

Foreland basins are often the location of multiple fluid flow events that have significant impacts on the chemical evolution of rocks, on the development of secondary porosity during diagenesis in carbonate rocks (e.g. Qing & Mountjoy, 1992; Bjørlykke, 1993; Bjørlykke, 1994; Roure *et al.*, 2005; Katz *et al.*, 2006; Vandeginste *et al.*, 2012) and on fracture development (Hubbert & Willis, 1957; Rubey & Hubbert, 1959; Templeton *et al.*, 1995; Billi, 2005). Major issues have been the understanding of the origin, pathways and interactions with rocks of fluids migrating in basins (Engelder, 1984; Reynolds & Lister, 1987; McCaig, 1988; Forster & Evans, 1991; Travé *et al.*, 2000; Van Geet *et al.*, 2002; Ferket *et al.*, 2003; Roure *et al.*, 2005, 2010; Travé *et al.*, 2007; Vilasi *et al.*, 2009; Bjørlykke, 2010; Evans, 2010; Li *et al.*, 2011), large-scale faults being efficient drains or barriers (Sibson *et al.*, 1981). More recently, the distribution and development of fracture populations at fold scale appeared to influence local-scale hydrologic systems, upon conditions of good connectivity and/or notable vertical persistence (e.g. Laubach *et al.*, 2009; Barbier *et al.*, 2012a). Rubey & Hubbert (1959) showed that the presence of fluids could facilitate faulting, and some authors invoked fluids to explain anomalous fault kinematics (e.g. Templeton *et al.*,

1995). Evans & Fischer (2012) highlighted the dynamic evolution of fluid system affecting strata during folding, and recent studies also suggest that structural style of deformation could influence paleohydrology in fold-related fractures: in thin-skinned tectonics, fluids generally migrate in the décollement levels (when activated) and remain mainly stratified above the thrust tip until development of syn-folding fracture sets (e.g. Travé *et al.*, 2007; Fischer *et al.*, 2009, Dewever *et al.*, 2011; Evans *et al.*, 2012). In thick-skinned tectonics, the paleohydrologic systems are closed until basement thrusts are activated, allowing for hydrothermal fluids to migrate in the overlying folded strata (McCaig, 1988; Henderson & McCaig, 1996; Machel & Cavell, 1999; Katz *et al.*, 2006) where they could be efficiently drained by syn-folding fractures (Wiltschko *et al.*, 2009; Beaudoin *et al.*, 2011). These fluid systems can be differentiated mainly by the nature of fluids that affected strata during folding. Thus, one can wonder if the control of the structural style on the fluid system (*i.e.* origin and pathway) can be characterized during every stage of the development of folds and foreland basins (including Layer-Parallel Stage and Late Stage of Fold Tightening).

The BigHorn Basin (BHB, Wyoming, USA), a (flexural) foreland basin in the frontal domain of the Laramide Rocky Mountains, shows several well exposed folded structures (Fig. 1). There, the folded strata exhibit several fracture sets developed mainly during the Sevier and the Laramide orogenic events. A complex hydrological system is currently exploited in the basin, involving hydrothermal fluid resurgence zones seemingly linked to thick-skinned structures (Heasler & Hinckley, 1985). Thus, in this natural laboratory a main issue is the influence of the development of the fracture pattern on the paleohydrologic system during the flexural evolution of the basin and its subsequent deformation during continuing thin- and thick-skinned deformational events, Sevier and Laramide, respectively. Key questions to be addressed are: What is the timing of fluid migration events in relation to fracture development? Did the fluid migration events record the switch from one tectonic style to the other, and thus, is there any notable influence of the structural style on the hydrologic system? Is there a change in the origin of fluids during the basin evolution? What are the possible migration pathways in these different tectonic settings? In turn, can we recognize a possible role of fluid migrations on the microstructural evolution at the scale of the folded structure as well as at the scale of the entire basin?

For this purpose, fracture populations were documented throughout the basin, in four Laramide basement-cored structures: *i.e.* the Elk Basin anticline (EB; McCabe, 1948; Engelder *et al.*, 1997), the Little Sheep Mountain Anticline (LSMA), the Bighorn Mountains (BHM; Darton, 1905; Brown, 1988), and the Paintrock Anticline (PA; Stone, 2003) (Fig. 1-a). In order to capture the first-order fracture pattern and sequence relevant for a paleohydrological study at the basin scale, these new investigations are combined with results previously obtained at Sheep Mountain Anticline (SMA; Bellahsen *et al.*, 2006a; Amrouch *et al.*, 2010) and at Rattlesnake Mountain Anticline (RMA; Beaudoin *et al.*, 2012). Petrological and geochemical (oxygen, carbon and strontium isotope composition) analyses of calcite veins and of their host sedimentary rocks were performed along with fluid inclusion microthermometry and RAMAN microspectrometry in order to constrain the paleohydrologic systems at the fold scale first. Second, the paleohydrological evolution of the entire basin during its late Cretaceous-early Tertiary tectonic evolution was reconstructed based on each of the individual fluid systems, including the one previously reconstructed at SMA (Beaudoin *et al.*, 2011).

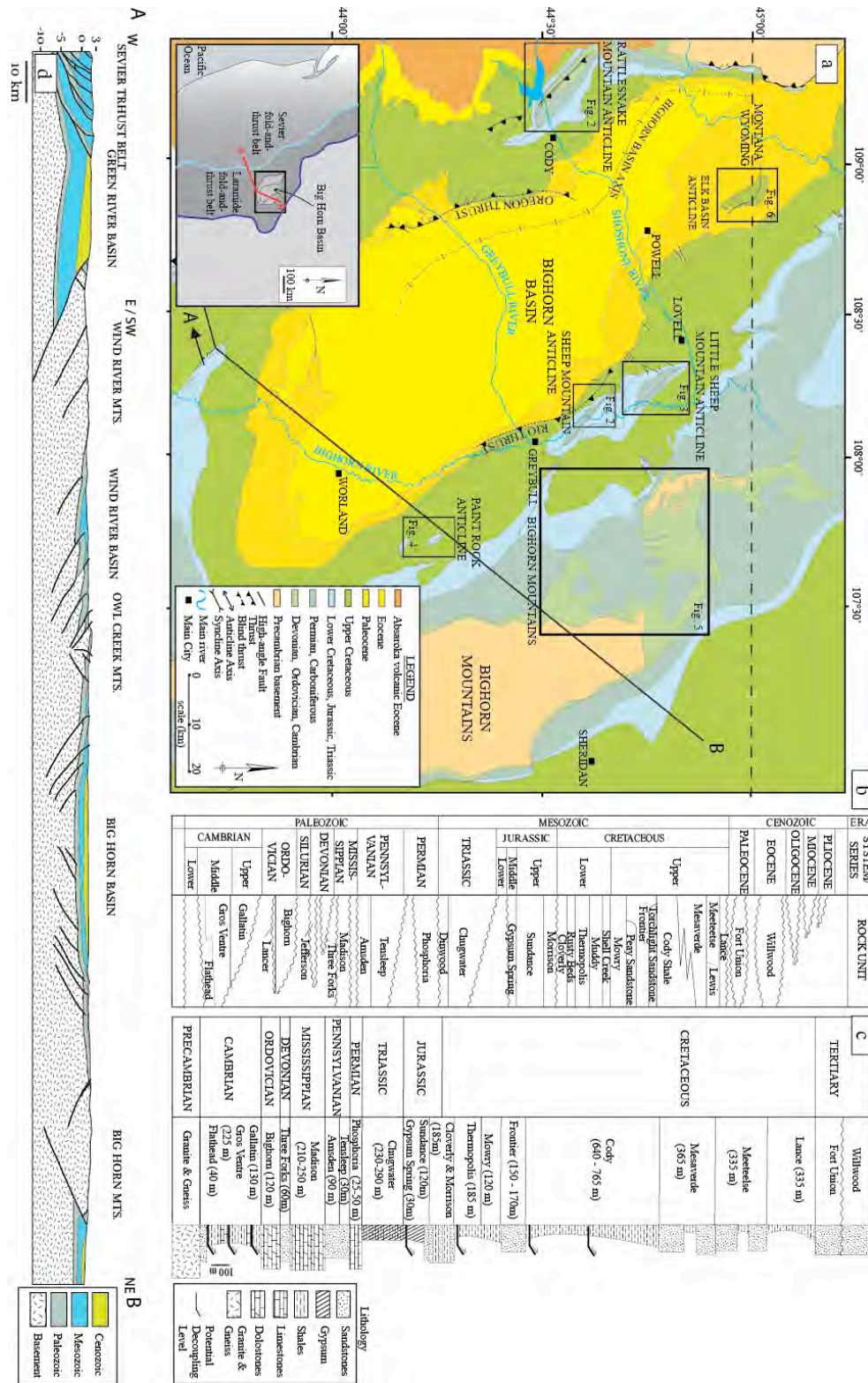


Figure 1: a- Geological map of the Bighorn Basin (Wyoming, USA, modified after Darton, 1905; Andrews et al., 1947), black boxes represent location of studied structures and related maps in Figs. 2, 3, 4, 5, and 6. The insert represents a map of the western portion of the North American craton, showing the Sevier and Laramide orogenic provinces, along with their respective present-day morphologic fronts. Cross-section is reported as A-B. b- Stratigraphic column of the Bighorn Basin, from west to east (modified after Fox & Dolton, 1995). c- Synthetic stratigraphic column of the western Bighorn basin, modified after Durdella (2001) and Neely & Erslev (2009); mechanical stratigraphy is reported along with arrows indicating potential decoupling levels. d- NE-SW cross-

section across the Sevier belt and the Laramide belt, including the Bighorn Basin and the Bighorn Mountains (modified after Love & Christiansen, 1985; Stone, 1987).

1. Geological Setting

1. 1. Bighorn Basin

The BigHorn Basin (BHB) is located in northwestern Wyoming, in the Laramide foreland province (Figure 1-a). Flexural deformation started during the thin-skinned Sevier orogeny (Cenomanian, DeCelles, 2004), affecting the sedimentary column from Cambrian to Cretaceous, composed by an alternation of shales and limestones (Figure 1-c; see Thomas, 1965; Fanshawe, 1971; Fox & Dolton, 1995). Then, this basin has been filled up during the thick-skinned Laramide orogeny (since Campanian, Fanshawe, 1971; DeCelles, 1994, 2004; Fox & Dolton, 1995) as it got isolated and underwent endorheic evolution in response to the uplift of major basement arches (Blackstone, 1990), such as the Bighorn Mountains in the East since the late Cretaceous (Fanshawe, 1971; Crowley *et al.*, 2002; DeCelles, 2004), and until the Eocene (Anderson & Picard, 1974). The Laramide contractional event probably reactivated pre-existing basement heterogeneities, such as Paleozoic faults (Marshak *et al.*, 2000) or dykes (Erslev & Koenig, 2009), leading to the formation of the so-called Laramide uplifts, including mainly basement-cored folds of different wavelengths and amplitudes. Timing of eastward propagation of these Laramide uplifts is dated from Santonian/Campanian to Eocene times (25-30 Myr, DeCelles, 2004 and references herein). The BHB comprises two major thrusts on each side of the basin, the Oregon thrust to the west and the Rio thrust to the east (Brown, 1988; Stone, 1993; Fig. 1-a), on which thick-skinned deformations are localized around. Basement top shows little or no deformation in the center of the basin (Figure 1-d). In the BHB, the Laramide-related Paleocene depocentre was located east to the Oregon thrust (Thomas, 1965; DeCelles, 2004) associated to a maximum of flexure in this (western) part of the basin.

1.2. Structure of studied folds

The Rattlesnake Mountain Anticline (RMA) is a NW-SE striking, asymmetrical basement-cored fold located in the western part of the Bighorn Basin (Fig. 2-a, c; Stearns, 1978; Brown, 1988). RMA is 27 km long and 18 km wide. The 4 km thick sedimentary cover (from Cambrian to Upper Cretaceous) and the underlying basement were shortened during the Laramide contractional event. At RMA, the Precambrian basement rocks are exposed, overlain by Cambrian sandstones of the Flathead and the Gallatin Formations separated by the Gros Ventre shaly formation (Fig. 1-c). Those formations are overlain by the Ordovician dolostones of the Bighorn Formation, the Devonian sandstones of the Three Forks Formation, the Mississippian limestones/dolostones of the Madison Formation, the Mississippian shales and sandstones of the Amsden Formation, the Pennsylvanian sandstones of the Tensleep Formation, and the Permian limestones of the Phosphoria Formation (Fig. 1-c).

The Sheep Mountain Anticline (SMA) and the Little Sheep Mountain Anticline (LSMA) are NW-SE striking asymmetrical anticlines located in the eastern part of the basin (Fig. 1-a; Fig. 2-b, c; Fig. 3) where formations from Mississippian to Cretaceous are exposed. SMA is 17 km long and 5 km wide (Fig. 2 b), while LSMA is 14 km long and 10 km wide (Fig. 3). The Laramide contraction affected the 3.2 km thick sedimentary cover (from basement rocks to the upper Cretaceous ones). At LSMA and SMA, the oldest rocks cropping out are

the Mississippian limestones of the Madison Formation, overlain by the Mississippian and Pennsylvanian sandstones of the Amsden and Tensleep Formations. Above are the Permian limestones of the Phosphoria Formation and the Triassic gypsum and shales of the Chugwater Formation. SMA is interpreted as a basement-cored fold (Fig. 2-d; Hennier & Spang, 1983; Forster *et al.*, 1996; Stanton & Erslev, 2004; Stone, 2004; Fiore Allwardt *et al.*, 2007; Amrouch *et al.*, 2010), and given the similarity and the vicinity of LSMA, this structure can also be reliably considered as basement-cored.

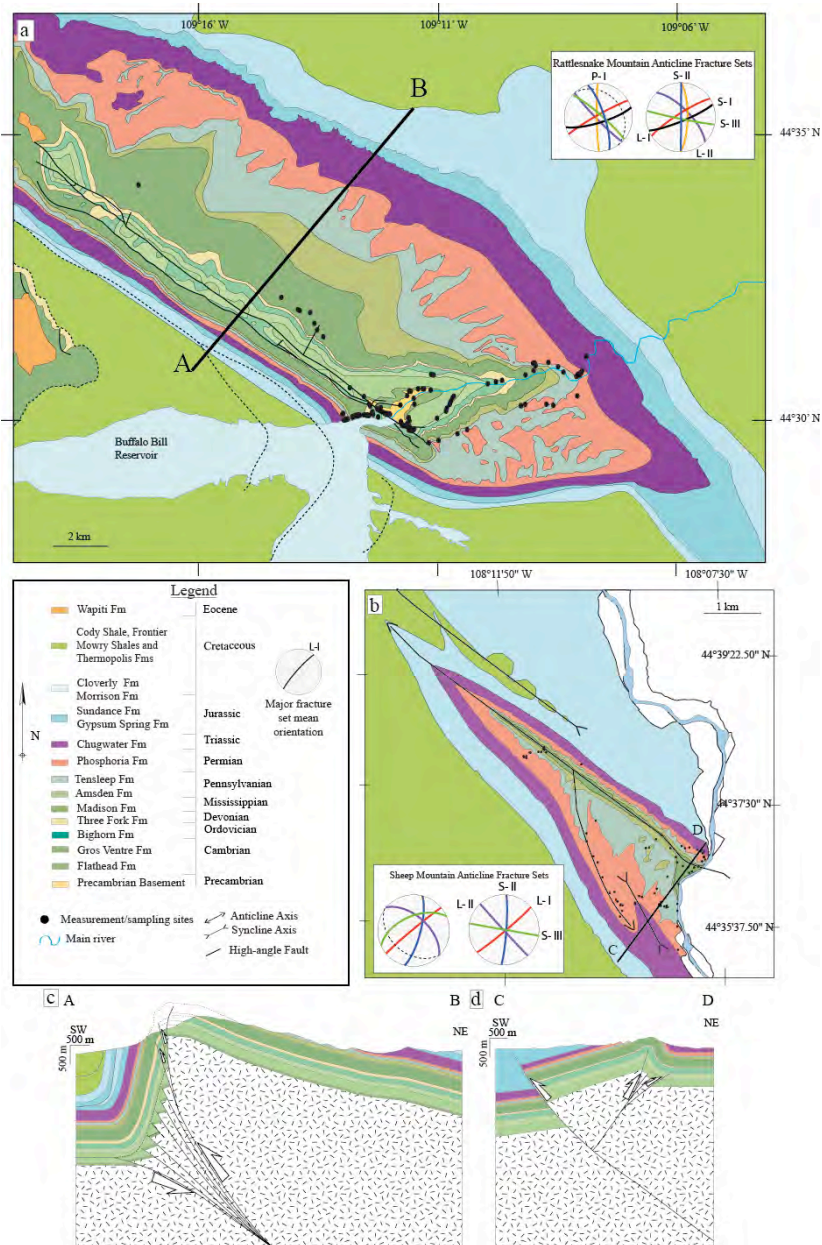


Figure 2: a- Simplified geological map of the Rattlesnake Mountain Anticline (after Pierce, 1966; Pierce & Nelson, 1968). b- Simplified geological map of the Sheep Mountain Anticline (after Rioux, 1994). Dots represent measurement sites and sampling locations. Thick lines represent the cross-section lines. The corresponding fracture sets are represented on composite diagrams (Schmidt lower hemisphere, equal area stereonet) in the strata current attitude (left diagram) and after unfolding (right diagram) in the respective backlimb of folds (Bellahsen *et al.*, 2006a; Amrouch *et al.*, 2010; Beaudoin *et al.*, 2012). In stereoplots, the black line represents the mean plane of set S-I, the blue line set S-II, the green line set S-III, the red line set L-I, the purple line set L-II, and the orange line set P-I. c- Cross-section of Rattlesnake Mountain Anticline (after Beaudoin *et al.*, 2012). d- Cross-section of Sheep Mountain Anticline (after Amrouch *et al.*, 2010; Beaudoin *et al.*, 2011).

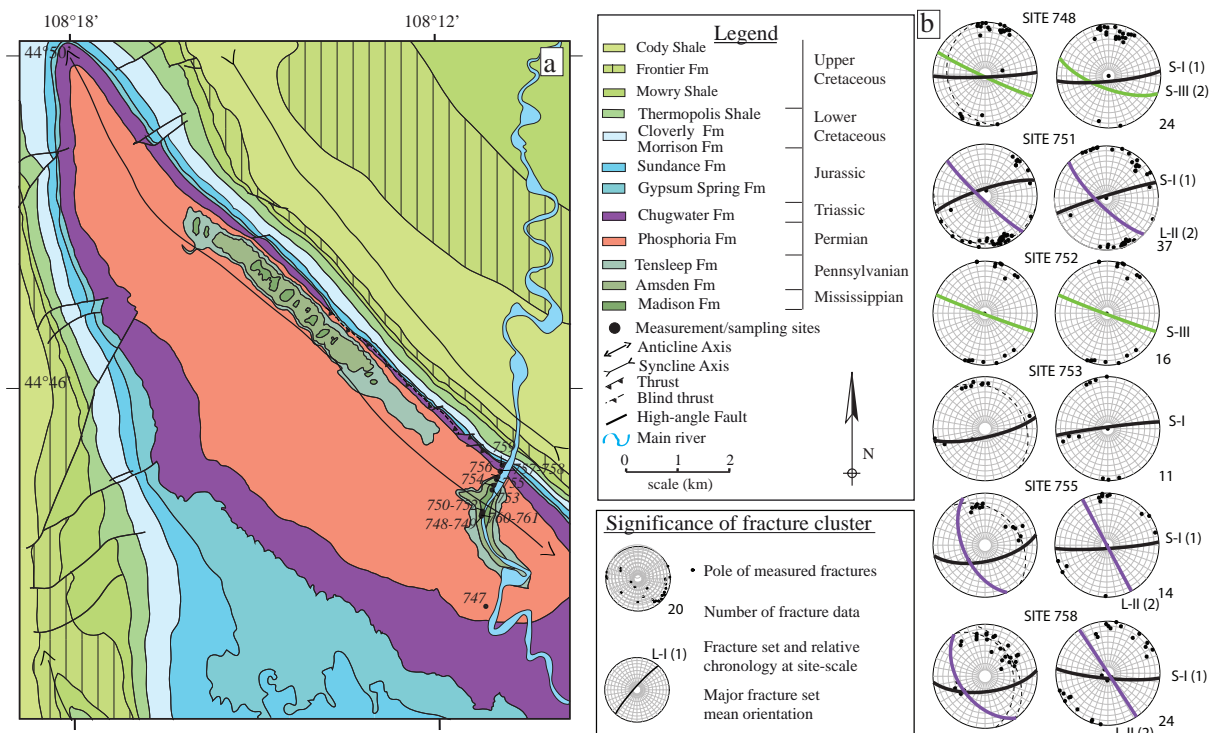


Figure 3: a- Simplified geological map of Little Sheep Mountain Anticline (after Rioux, 1994). Dots represent measurement sites and sampling locations. b- Results of fracture analysis for each site, including raw data (poles to fractures) and main fracture set orientations, in the strata current attitude (left diagram) and after unfolding (right diagram) (Schmidt's lower hemisphere, equal area stereonets). Same key as in Fig. 2.

The Paintrock Anticline (PA) located near to the Bonanza oilfield, to the southeastern of the BHB, strikes NW-SE and is 10 km long and 4 km wide (Fig. 4), and in spite of being of shorter amplitude and wavelength than other folds from the BHB, PA is interpreted as a basement-cored anticline (Stone, 1987, 2003). Jurassic sandstones/limestones of the Sundance Formation and Jurassic to Cretaceous shales and sandstones of the Cloverly and Morrison Formation crop out; the Lower Cretaceous shales of the Thermopoli Formation overlie them.

The Elk Basin anticline (EB) is located in the northern part of the BHB, at the Montana-Wyoming state border (Fig. 1-a). EB is a breached anticline related to the Elk basin basement thrust (Stone, 1993; Engelder *et al.*, 1997). This curved anticline strikes from NNW-SSE to WNW-ESE from South to North and is 12 km long and 7 km wide (Fig 5-a). In the Elk Basin anticline, the sedimentary cover is nearly preserved, and offers outcrops of Upper Cretaceous to Paleocene rocks (Fig. 5-a). It comprises the Campanian Cody shale Formation, the Campanian shales and sandstones of the Eagle, Claggett Shale, Judith River and Bearpaw Formations (formally equivalent to the Mesaverde and Meeteeste Formations in Wyoming), the Maastrichian sandstones of the Lance Fm., and the Paleocene sandstones of the Fort Union Formation.

The Bighorn Mountains (BHM) compose the major basement arch of the BHB (Brown *et al.*, 1988). This asymmetrical basement-cored fold, striking NNW-SSE, is 140 km long and 100 km wide. The basement rocks crop out in a large part of the BHM and the remains of the sedimentary cover are located in the backlimb of the BHM. Thus, the main study area of the BHM is located in its eastern part of this limb (Fig. 1-a; Fig. 6-a) and the 3 km thick cover presents the same formations and lithologies than those exposed at RMA.

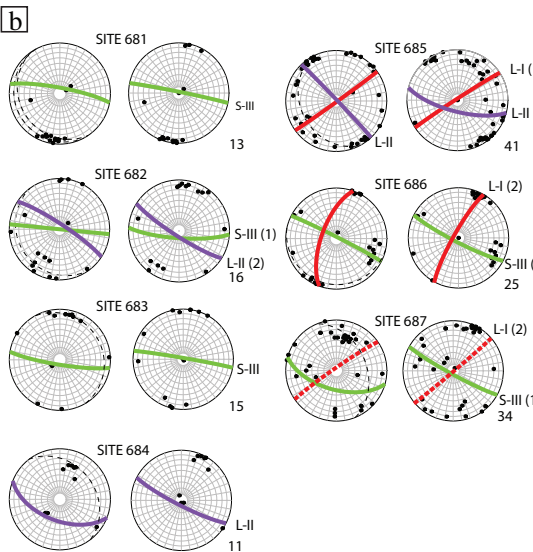
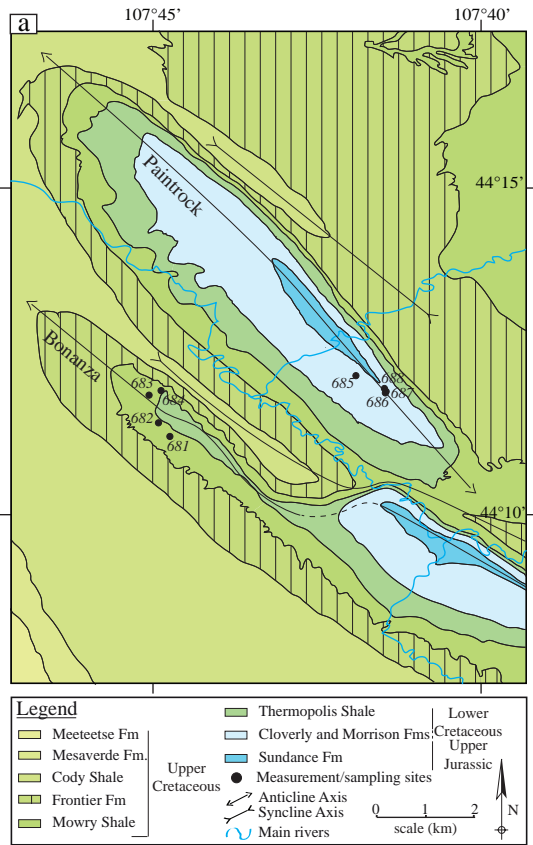


Figure 4: a- Simplified geological map of the Bonanza oilfield and Paintrock Anticline (after Rogers et al., 1948). Dots represent measurement sites and sampling locations. b- Results of fracture analysis for each site (same key as in Fig. 2). The dashed line highlights a fracture set that is poorly encountered at the scale of the site, but well represented at the fold scale.

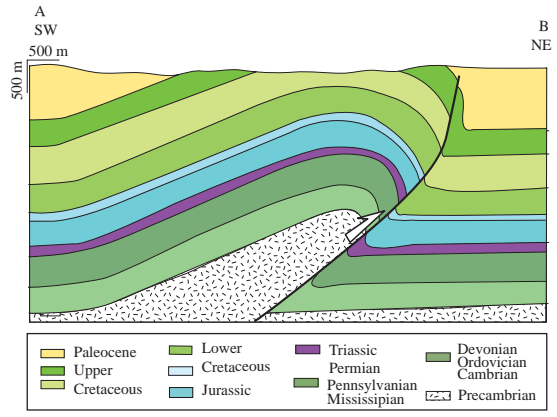
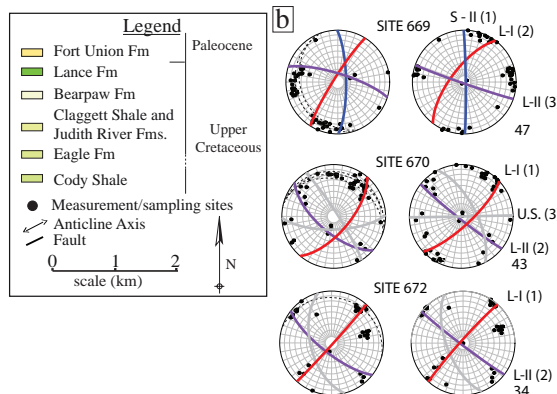
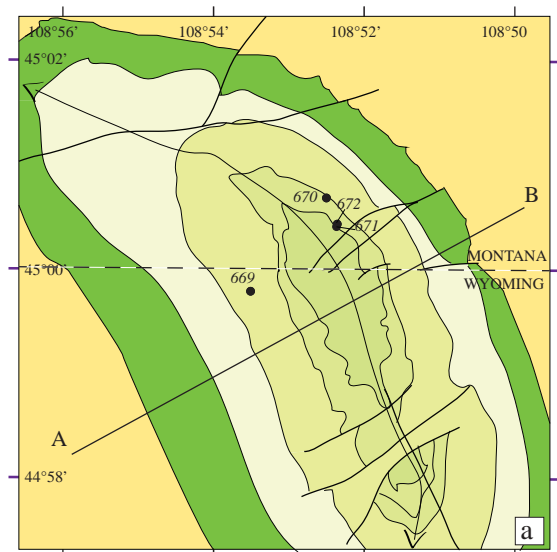


Figure 5: a- Simplified geological map of the Elk Basin Anticline (modified after Engelder et al., 1997; Lopez, 2000). Dots represent measurement sites and sampling locations. b- Results of fracture analysis for each site (same key as in Fig. 2). The grey line represents the mean plane of a fracture set documented only at some sites and not integrated into the fracture sequence. c- Cross-section of Elk Basin Anticline (Engelder et al., 1997) based on a time-migrated, interpreted seismic profile from Stone (1993).

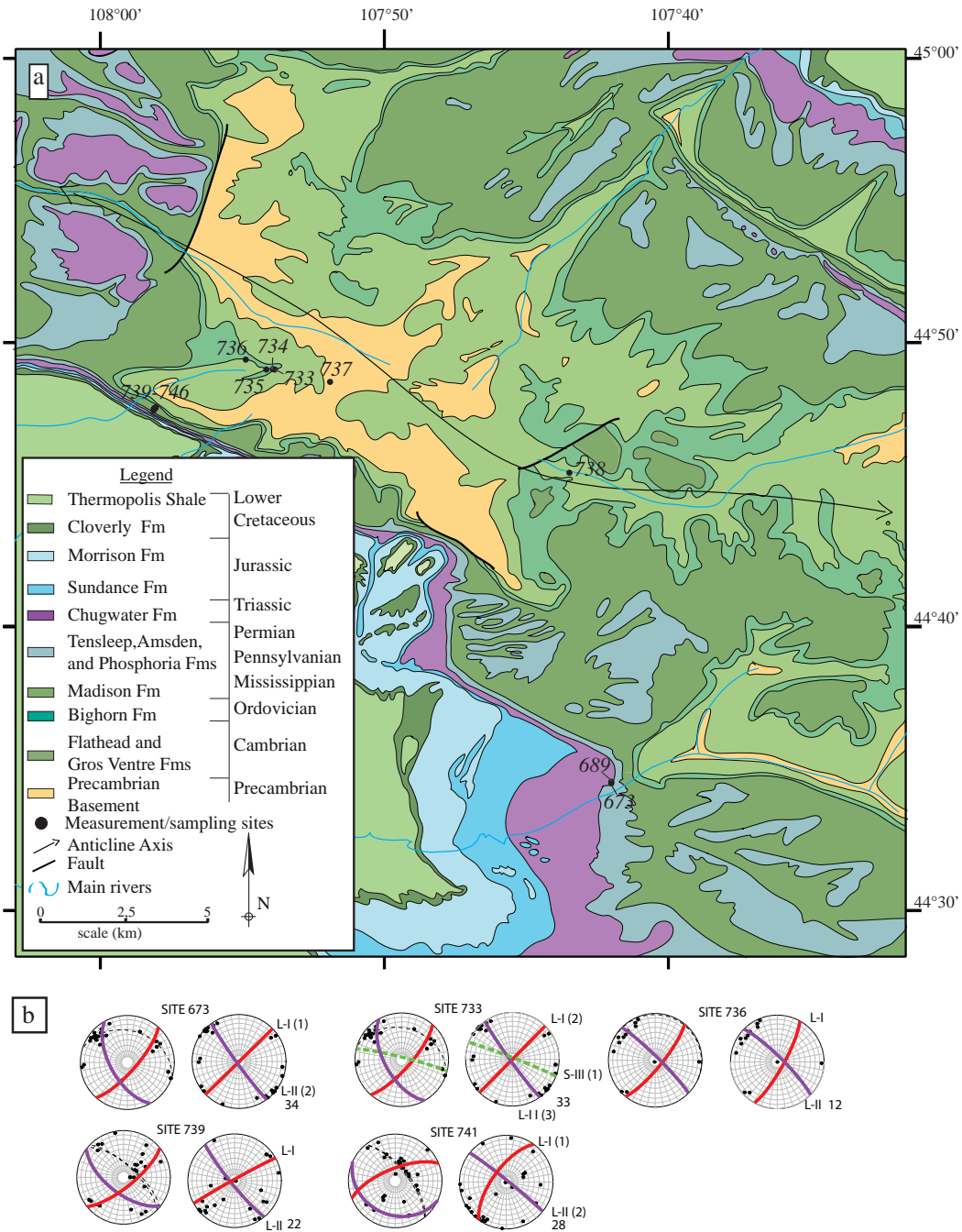


Figure 6: a- Simplified geological map of the western portion of the Bighorn Mountains (after Darton, 1905). Dots represent measurement sites and sampling locations. b- Results of fracture analysis for each site, same key as in Fig. 2.

1.3. Microstructural setting

Fracture populations and their sequential development through time were previously defined at SMA (Bellahsen *et al.*, 2006a; Amrouch *et al.*, 2010) and at RMA (Beaudoin *et al.*, 2012). These sequences comprise several successive fracture sets. Different denominations having been used in previous studies, we will use hereinafter the one used in Beaudoin *et al.* (2012).

The oldest fracture set (set S-I) is composed of joints/veins striking mainly E-W, which is related to an early Sevier phase of Layer-Parallel Shortening (LPS) that affected the

western part of the BHB (Beaudoin *et al.*, 2012). A second set of joints/veins striking mainly N-S (set S-II) has been tentatively related to the late Cretaceous flexural evolution of the basin. This set has been widely recognized at RMA (Beaudoin *et al.*, 2012) but poorly observed at SMA (Amrouch *et al.*, 2010). A third set of joints and veins that strikes 110°E (set S-III), later reactivated by left lateral shearing, has been described in both SMA and RMA, and has been related to a late stage of the Sevier LPS (Amrouch *et al.*, 2010). This last set appears to be stratabound in SMA while it displays a much higher vertical persistence at RMA (Barbier *et al.*, 2012).

The Laramide-related fractures comprise three sets: the first set is composed by bed-perpendicular joints and veins striking NE-SW (Set L-I), related to the LPS phase of the Laramide contractional event (Bellahsen *et al.*, 2006a, b). The second Laramide-related set (set L-II) is made of joints and veins that strike parallel to fold axes (~130°E), being mainly located at their hinges. This set appears to have a high vertical persistence at SMA (Beaudoin *et al.*, 2011; Barbier *et al.*, 2012) and is interpreted as related to layer curvature during folding. A third fracture set comprises small-scale newly-formed strike-faults and reverse faults and reactivated joints/veins witnessing a NE-SW-directed compression during a late stage fold tightening (LSFT) in both folds (Amrouch *et al.*, 2010; Beaudoin *et al.*, 2012).

Finally, a set of joints and veins striking N-S and highly vertically persistent has been described exclusively at RMA, related to post-Laramide extensional event (Eocene early Core Complexes or Miocene Basin-and-Range extension) that occurred west of the basin, and affected only its western part (Beaudoin *et al.*, 2012).

Engelder *et al.* (1997) defined two different joint sets at EB, with a sequence relative to the structural development of the curved anticline, with a first joint set striking perpendicular to the fold (mainly ENE-WSW) and a second joint set striking parallel to the fold axis (from NW-SE to WNW to ESE). Nevertheless, these authors highlighted that NE-SW trending joints were poorly developed at EB.

2. Analytical methods

2.1. Sampling

At RMA, sampling for geochemical analysis covered every fracture set, in all exposed formations, and in all accessible structural positions. Most samples were collected within the Shoshone canyon and are located along two cross-sections (Fig. 2-a). The other folds were sampled regarding fractures and lithologies, with priority to the well-mineralized Laramide-related fractures. At LSMA, sampling was performed in all formations and all fracture sets along the Bighorn river (Fig. 3-a). In BHM, sampling was carried out in the backlimb of the arch where cover rocks crop out (Fig. 6-a). In PR, because of the poor quality of outcrops, sampling was restricted to the southern termination of the fold (Fig. 4-a). In EB, no sample was taken for geochemical analysis due to the lack of mineralized fractures. Fracture-measurement sites are located along a cross-section striking perpendicular to the northern part of the fold (Fig. 5-a).

2.2. Fracture analysis

To complement and to expand previous fracture studies in SMA (Bellahsen *et al.*, 2006a) and RMA (Beaudoin *et al.*, 2012), nearly 600 fracture orientation data were collected in 28 sites on LSMA, BHM, EB, and PA in both the sedimentary cover and the basement (at

BHM) (Table 1). The comparison of these fold-related fracture populations with the previously defined fracture sequence in SMA and RMA constrains the fracture pattern relevant at the basin scale. Fracture sets were independently defined for each site on the basis of common orientation (strike and dip after unfolding or in their current attitude) and mode of deformation (opening or shearing) defined in the field and in thin-sections (cut perpendicular to mineralized vein strike). Mode I opening is supported either by the lack of positive evidence of shearing and grain crushing along vein boundaries or by direct observations, such as offsets of clasts (Fig. 7) and/or by the pattern of crystal growth within the veins. Fractures clearly opened in mode I will be named joints when empty and veins when mineralized in accordance with their common opening mode (Engelder, 1987). Fractures with ambiguous deformation mode will simply be named fractures hereinafter and will not be used in our interpretation.

The mean orientation of each fracture set was statistically computed using a software developed at IFPEN for the automatic definition of fracture clusters (see Bellahsen *et al.*, 2006a; Ahmadhadi *et al.*, 2008). The data are presented on stereonet of fracture orientation at each measurement site that are not weighted by abundance, as we believe that this can be biased by outcrop conditions. However, we carefully observed the main characteristics of each fracture set (*i.e.* geometry of fracture planes, range of orientation within each set, vertical extent and length), along with chronological relationships (Fig. 9) to establish a reliable fracture sequence.

Table 1 - Characteristics of sites of fracture measurements and vein sampling

Structure	Site	Latitude	Longitude	Formation
	669	108° 53' 25,26" W	44° 59' 46,45" N	Claggett Shale
Elk Basin	670	108° 52' 23,72" W	45° 0' 39,94" N	Eagle
	671	108° 52' 15,56" W	45° 0' 23,49" N	Cody Shale
Anticline	672	108° 52' 14,96" W	45° 0' 24,94" N	Cody Shale
	681	107° 44' 44,56" W	44° 11' 12,79" N	Mowry Shale
	682	107° 44' 55,00" W	44° 11' 25,24" N	Mowry Shale
	683	107° 45' 3,60" W	44° 11' 50,58" N	Mowry Shale
Paintrock	684	107° 44' 52,63" W	44° 11' 54,73" N	Mowry Shale
	685	107° 41' 54,46" W	44° 12' 8,40" N	Cloverly and Morrison
Anticline	686	107° 41' 27,52" W	44° 11' 52,62" N	Cloverly and Morrison
	687	107° 41' 26,82" W	44° 11' 53,90" N	Cloverly and Morrison
	688	107° 41' 28,40" W	44° 11' 56,67" N	Cloverly and Morrison
	673	107° 42' 0,62" W	44° 34' 27,07" N	Phosphoria
	689	107° 42' 0,35" W	44° 34' 29,60" N	Phosphoria
	733	107° 53' 51,51" W	44° 49' 3,06" N	Bighorn
	734	107° 53' 55,81" W	44° 49' 4,04" N	Bighorn
	735	107° 54' 9,34" W	44° 49' 3,09" N	Bighorn
	736	107° 54' 52,83" W	44° 49' 24,05" N	Bighorn
	737	107° 51' 54,71" W	44° 48' 36,97" N	Basement
Bighorn	738	107° 43' 29,16" W	44° 45' 25,10" N	Gros Ventre
	739	107° 58' 3,30" W	44° 47' 42,54" N	Madison
Mountains	740	107° 58' 3,93" W	44° 47' 41,99" N	Madison
	741	107° 58' 4,38" W	44° 47' 41,93" N	Madison
	742	107° 58' 5,30" W	44° 47' 41,25" N	Madison
	743	107° 58' 5,39" W	44° 47' 41,31" N	Madison
	744	107° 58' 6,57" W	44° 47' 40,03" N	Madison
	745	107° 58' 7,20" W	44° 47' 39,17" N	Phosphoria
	746	107° 58' 7,27" W	44° 47' 36,49" N	Phosphoria
	747	108° 11' 23,77" W	44° 43' 43,89" N	Phosphoria
	748	108° 11' 28,06" W	44° 44' 45,11" N	Amsden
	749	108° 11' 28,07" W	44° 44' 45,19" N	Amsden
	750	108° 11' 26,99" W	44° 44' 47,11" N	Madison
	751	108° 11' 27,34" W	44° 44' 47,23" N	Madison
	752	108° 11' 27,03" W	44° 44' 48,38" N	Madison
Little Sheep	753	108° 11' 17,81" W	44° 45' 2,70" N	Madison
	754	108° 11' 16,29" W	44° 45' 5,84" N	Madison
Mountain	755	108° 11' 13,61" W	44° 45' 9,81" N	Amsden
	756	108° 11' 12,38" W	44° 45' 11,49" N	Tensleep
	757	108° 11' 10,06" W	44° 45' 15,17" N	Phosphoria
	758	108° 11' 9,97" W	44° 45' 15,57" N	Phosphoria
	759	108° 11' 8,24" W	44° 45' 19,39" N	Gypsum Spring
	760	108° 11' 27,19" W	44° 44' 46,41" N	Madison
	761	108° 11' 27,64" W	44° 44' 46,18" N	Madison

2.3. Petrography and Mineralogy

Representative host rocks and cements were analyzed by X-ray powder diffraction on a SIEMENS D501 X-ray diffractometer. In order to investigate the diagenetic state of both veins and host rocks, petrographic observations were done on polished thin-sections of 30 µm thick under an optical microscope and under cathodoluminescence microscopy using a cathodoluminescence Cathodyne Opea device with a cold cathode system. Operating conditions were in the range of 200-400 µA and 13-18 kV gun current and at a constant 60 milli Torr vacuum. The microstructural characteristics of veins, such as opening mode, veins/matrix geometrical relationships, and vein cross-cutting relationships were determined under an optical microscope.

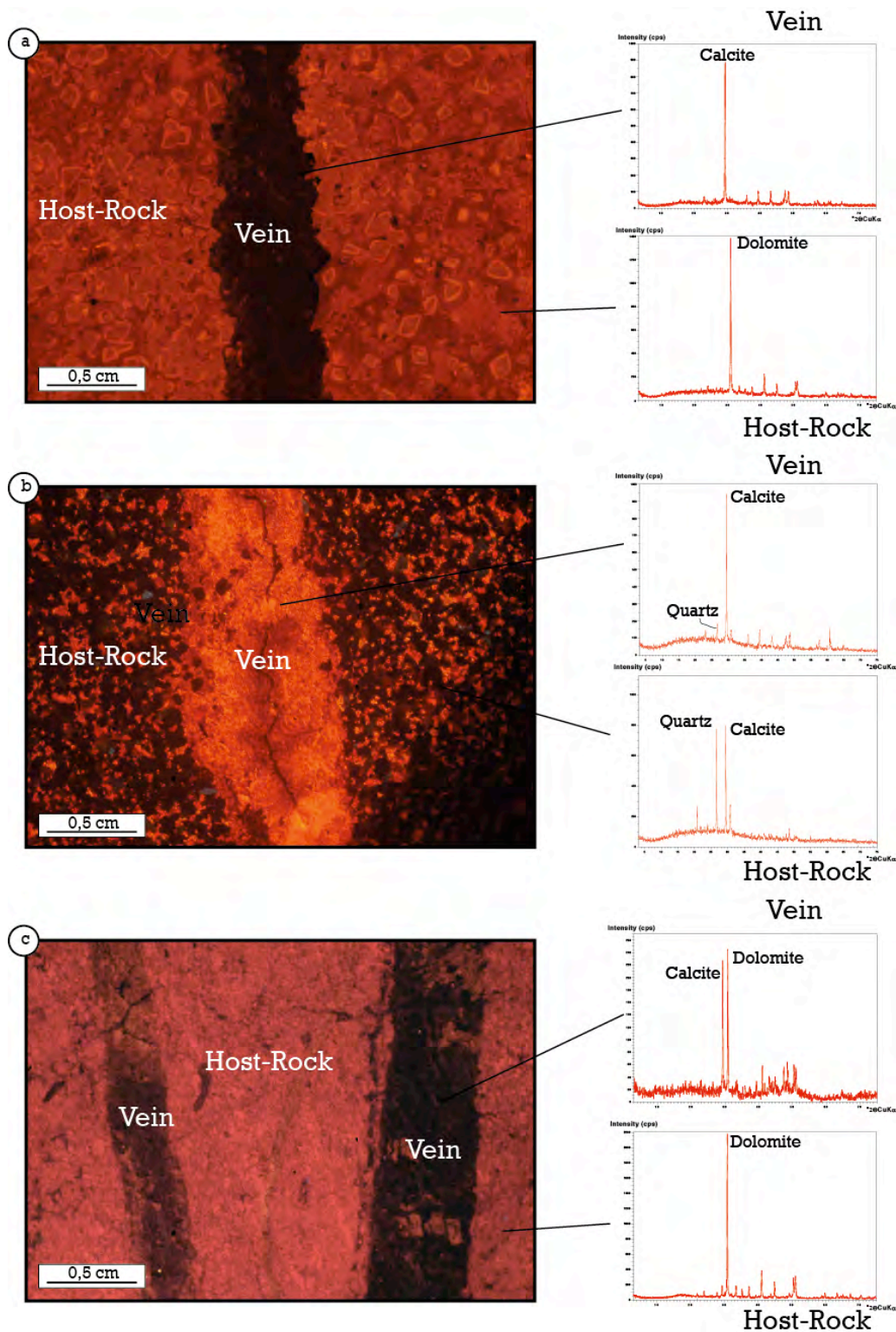


Figure 7: Photomicrographs under cathodoluminescence and corresponding spectrographs obtained by X-ray diffractometry illustrating the type of veins used in the study (a, b) or rejected (c) for isotopic analyses. a) sample BM14 (BHM, Madison Fm.) showing a single phase calcite vein in dolomitic host-rock. b) sample 31T (SMA, Tensleep Fm.) showing a single phase calcite veins with growth rims in quartz plus calcite host-rock. c) sample 38-9 (SMA, Madison Fm) showing veins with both calcite and dolomite in a dolomitic host-rock.

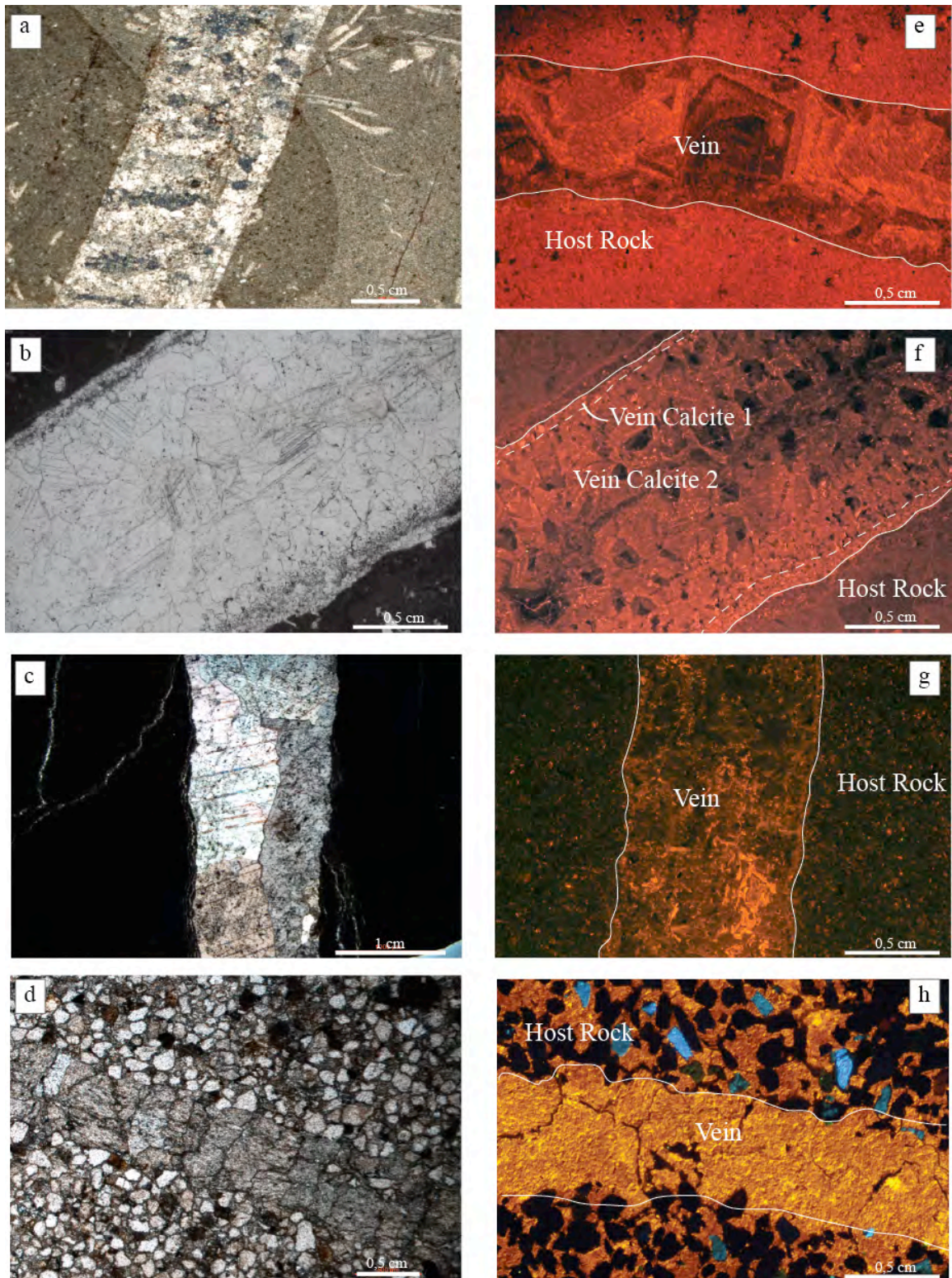


Figure 8: Left column: Petrological observations of veins and host-rocks illustrating the opening mode of veins as supported by offset of elements of the host-rock (a: RMA), by the regular boundary between vein and host-rock (b: BM, c: LSMA) or by the presence of bridge-like structure minerals (d: PA). Right column: cathodoluminescence observations of veins and host-rocks, exhibiting different patterns of luminescence: zoned luminescence (e: RMA, f: BM), heterogeneous luminescence (g: LSMA) and homogeneous luminescence (h: PA). White lines highlight boundaries between vein and host-rock and between different generations of cements in veins (f). Differences between red luminescence in the host-rock and orange luminescence in the matrix is illustrated on photomicrographs e, f, and g, while h illustrates a common luminescence between vein calcite and carbonate portion of host-rock. Photomicrographs f, g, and h correspond to photomicrographs b, c, and d, respectively.

2.4. Geochemical characterization of paleofluids

2.4.1. Oxygen and Carbon stable isotope analysis

$\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analyses were performed on veins and host-rocks from RMA (67 samples), LSMA (10 samples), BHM (10 samples), and PA (3 samples) using an automated preparation device coupled to an Isoprime gas-ratio mass spectrometer in order to constrain the geochemical signature of calcite cements of veins, the origin of fluids from which those cements precipitated, and the paleofluid system evolution through space and time. Following the same protocol than the previously published work on SMA samples (reported on Fig. 10 after Beaudoin *et al.*, 2011), veins were hand-drilled or micro-milled to avoid mixture with host-rocks. Samples were placed in glass vials and reacted with dehydrated phosphoric acid under vacuum at 90°C, requiring a correction for dolomite samples defined by Rosenbaum & Sheppard (1986). Hereinafter, all values for both veins and host-rocks are reported in permil (‰) relative to the Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB or PDB) for carbon and for oxygen with an accuracy of 0.05‰ and 0.1‰, respectively (table A, provided as supplementary material).

2.4.2. Strontium isotope analysis

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope measurements were performed on fifteen samples representative of the Laramide related veins in RMA (11 samples), LSMA (1 sample), and BHM (3 samples) to extend previously published work on SMA (reported on Fig. 10, Beaudoin *et al.*, 2011). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios were used to define the origin and migration pathways of paleofluids by comparison of ratios obtained from veins (11 samples) with ratios obtained from the Precambrian granitic rocks (3 samples) and from limestones of the Ordovician Bighorn Formation (1 sample). The analyses were performed at the Geochronology and Isotopic Geochemistry Laboratory in the Universidad Complutense de Madrid. Two different dissolution routines were applied according to the cement mineralogy. Previously weighted samples of calcite in Teflon® vials were dissolved in 3 ml of pure 2.5M hydrochloric acid, over a period of 2 hours at room temperature. After this time, samples were centrifuged at 4000 r.p.m. during 10 minutes. Sr was separated from other elements using cation exchange chromatography with Dowex 50W-X12 resin. Sr samples were collected in clean vials and evaporated at 80°C. Concerning granite samples, weighted in Teflon® vials, they were dissolved in a solution of 2 ml of nitric acid and 5 ml of fluoric acid during two days at 120°C. After drying at 80°C, 2 ml of nitric acid were added and the solution was dried again (80°C). Remains were dissolved in 5 ml of dissolved hydrochloric acid (6M) and put at 120°C during 12 hours. Dried samples were then dissolved in 3 ml of distilled 2.5M chlorhydric acid and centrifuged at 4000 r.p.m. whatever the mineralogy. Dry Sr samples were loaded along with 1 μl of phosphoric acid (1M) over a single tantalum filament and were introduced into the Micromass VG Sector-54 Thermal Ionization Mass Spectrometer (TIMS) and analyzed using a dynamic multicollection method (five Faraday detectors) with 150 scans.

Strontium results were corrected for ^{87}Rb interferences. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios were normalized using as reference the radiogenic stable ratio ($^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.1194). This normalization corrects the mass fractionation in the sample through the load and the total analysis time. SRM 987 was chosen as isotopic standard of Sr to be analyzed at the same time with samples. Each sample was analyzed eight times with an analytical error of the laboratory

in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.01% (average values are reported in table A as supplementary material).

2.4.3. Microthermometric study of fluid inclusions

The microthermometric study of fluid inclusions was performed on quartz/calcite veins sampled in RMA, LSMA, BHM, SMA, and PA in order to complement previous fluid inclusion studies performed at SMA (Katz *et al.*, 2006; Beaudoin *et al.*, 2011; Barbier *et al.*, 2012) and at RMA (Katz *et al.*, 2006). 100 μm doubly polished thick sections were prepared and analyzed on Linkam Pr 600 and on Linkam MD600 microthermometric stages. Sampling covered all limestone and sandstone formations, wherein respectively 36 and 47 non-deformed two-phase primary and pseudo-secondary fluid inclusions were identified in limestones and in sandstones, respectively, along with 25 non-deformed two-phase secondary fluid inclusions. Primary and pseudo-secondary fluid inclusions seemingly have low vapor-liquid ratios, which are constant in the same assemblage (Fig. 11-a). The diagenetic state of the crystals hosting the inclusions was checked using classical microscopy (on the studied thick sections) and by cathodoluminescence microscopy (on mirror thin sections). Samples were heated at a rate of 15°C per minute until the vapor bubble decreased in size; heating rate was slowed at less than 1°C per minute in order to determine the homogenization temperature of the fluid inclusion. All measurements are reproducible with an accuracy of $\pm 0.5^\circ\text{C}$. To avoid decrepitation of fluid inclusion in calcite due to freezing, the salinity was checked using Raman microspectrometer by the method developed by Dubessy *et al.* (2002). The Raman microprobe is a Labram type (Horiba-Jobin-Yvon®) with Edge® filters, using a grating of 1800 grooves per mm. The detector is a CCD, cooled at the temperature of liquid nitrogen. The exciting radiation at 514 nm was provided by an Ar⁺ laser (type 2020, Spectraphysics®). Spectral resolution is around 2 cm^{-1} . Raman was also used to detect the presence of dissolved water in liquid n-tetradecane. Salinity check was performed on both two-phase and one-phase fluid inclusions, with respect to their timing of development, in 18 and 24 fluid inclusions in limestones and sandstones, respectively. Our data are presented in Table 1 together with previously published ones (Katz *et al.*, 2006; Beaudoin *et al.*, 2011; Barbier *et al.*, 2012).

3. Results

3.1. Fracture populations at fold-scale

Statistical analyses of fracture orientation combined with chronological relationships allow the definition of 6 different joint/vein sets in the 4 folds (EB, PA, LSMA and BHM). Like in SMA and RMA, these fracture sets comprise non-cemented joints and veins, and sets S-I to L-II are made up with bed-perpendicular joints/veins.

Fracture population at LSMA was divided into 3 different fracture sets, each comprising bed-perpendicular joints and veins (Fig. 3-b). The oldest one is composed of bed-perpendicular veins and joints striking E-W after unfolding. This set was observed in all structural positions of the fold and in all sites. Two different sets, with no chronological relationship between each other, abut on the E-W set: a set with joints and veins oriented 110°E, documented only in the backlimb (Fig. 3, sites 748, 752), and a set documented in both the forelimb and the backlimb (Fig. 3, sites 751, 755, 758) including joints and veins that

strike NW-SE, parallel to the fold hinge (Fig. 9-d). The relative chronology and the orientation of fractures are consistent throughout the different studied formations.

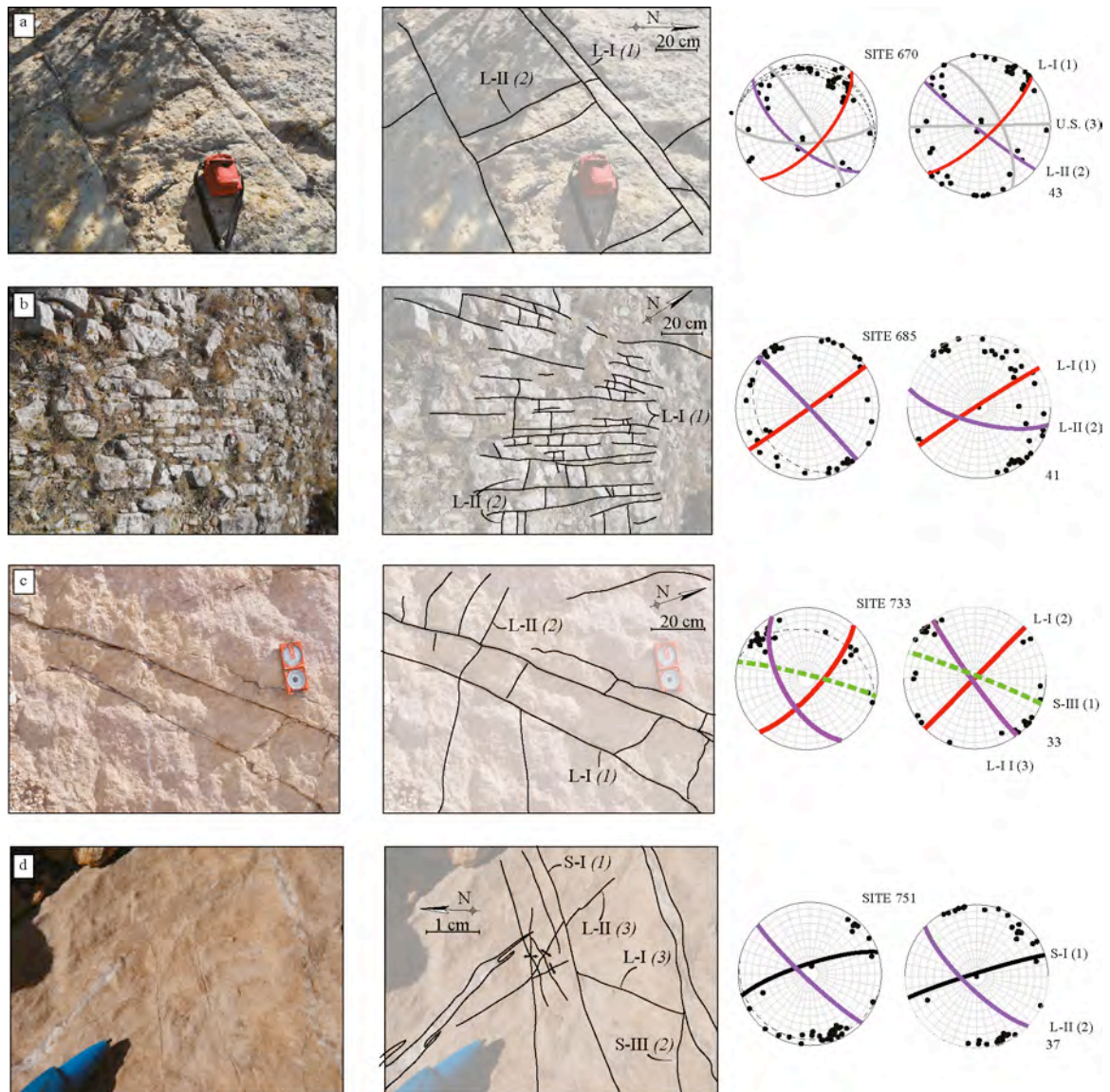


Figure 9: Photographs and interpretations of fracture patterns along with chronological relationships at a- Elk Basin, b- Paintrock anticline, c- Bighorn Mountains, d- Little Sheep Mountain Anticline. Next to each photograph are shown stereonet diagrams (Schmidt's lower hemisphere) with statistically computed mean fracture planes defining the fracture sets in the current strata attitude (left) and after unfolding (right).

3 sets of bed-perpendicular joints and veins were defined at the Bonanza oilfield (BO) and Paintrock anticlines (PA) (Fig. 4). Despite common orientations, no vein was found in the sandstones at Bonanza oilfield, while they comprise both joints and veins in the shaly sandstones at PA. The first set displays bed-perpendicular joints (and veins for PA) striking 110°E at BO (Fig. 4, sites 681, 682, 683) and 120° at PA (Fig. 4, sites 686, 687) after unfolding. These are documented in both structures and predate all the other fracture sets, which have common orientations in both folds. The second fracture set comprises bed-perpendicular joints and veins oriented NE-SW that abut on the 120°E one and was documented in all sites at PA (Fig. 4, sites 685, 686, 687). A last set gathers bed-perpendicular joints and veins oriented NW-SE after unfolding that abuts on joints oriented 110°E and on veins and joints

oriented NE-SW, respectively at BO (Fig. 4, site 682) and PA (Fig. 4, site 685; Fig. 9-b). According to the low strata dip, it is difficult to check whether these last fractures developed before or after folding; however, because their strike is parallel to the local trend of the fold axis, they can reliably be considered as syn-folding fractures formed in response to local strata curvature at fold hinge.

The fracture population at Elk Basin anticline exhibits 5 bed-perpendicular sets of joints: the oldest one was documented in the backlimb of the fold (Fig. 5, site 669), and strikes N-S after unfolding. A second set, documented at three sites, comprises joints striking NE-SW (045°E) after unfolding that abuts on joints oriented N-S (Fig. 5). Two sets of joints abut on this NE-SW set (Fig. 9-a): one is found in the backlimb, with a 110°E trend after unfolding (Fig. 5, site 669) and a second is documented close to the hinge in the forelimb and strikes NW-SE (140°E) after unfolding (Fig. 5, sites 670, 672). Unfortunately, these two sets were not identified at the same site, thus no relative chronological relationship could be established. A last bed-perpendicular set of joints and veins striking E-W after unfolding was documented in the forelimb of the fold (site 670) and abuts on fractures striking 140°E. No chronological relationship between this E-W striking set and the 110° striking set was observed.

The sedimentary cover of the BHM displays 3 sets of bed-perpendicular joints and veins (Fig. 6). The oldest set is poorly documented at the fold-scale (Fig. 6, site 733), it comprises joints and veins striking 110°E (after unfolding), on which abuts the second set comprising joints and veins oriented NE-SW. This third set comprises joints and veins oriented NW-SE abutting on veins NE-SW (Fig. 9-c), striking parallel to the main trend of the Bighorn Mountains hinge.

With regard to the scarcity of measurement sites on each fold, the complete description of a fold-scale fracture pattern remains impossible. However, because results of fracture analysis from individual fold structures are consistent between each other and are in agreement with previous works on SMA and RMA (Bellahsen *et al.*, 2006a; Amrouch *et al.*, 2010; Beaudoin *et al.*, 2012), we can reliably consider that the first-order characteristics of fracture development at the basin scale (orientations, mode of deformation and sequence) were captured. Indeed, fracture populations and their succession through time are quite similar in each fold, with a common 110°E fracture set, followed by NE-SW and then by a NW-SE (parallel to fold hinges) set. A second-order set is observed in EB (Fig. 5, Site 670). This late pre-folding set of fractures striking E-W likely reflect local conditions of structural evolution of the EB and will not be further considered in our discussion addressing basin scale features.

3.2. Petrography and mineralogy of veins at fold-scale

X-ray diffractometer analyses of vein cements highlight mineralogical differences between veins and host rocks in most cases (Fig. 7). Indeed, host rocks exhibit three types of mineralogy: pure dolomite (Fig. 7-a, -c, Bighorn, Phosphoria, and Madison Formations), dolomite mixed with small amount of quartz (Tensleep), and quartz and calcite in variable amounts (Fig. 7-b, Flathead, Gros Ventre, Gallatin, Cloverly and Morrison, and Mowry Formations). On the other hand, veins (0.1 to 3 cm thick) mainly contain calcite -with a variable amount of quartz in case where host-rock is a sandstone- everywhere in the basin and in all sets (Fig. 7). When calcite vein contains quartz crystals, the latter clearly derived from host-rock, and do not reflect co-precipitation of newly formed mineral. The

microscopic observations of calcite veins stained with red-S alizarin and iron ferricyanid, reveals that no vein contains ferroan calcite (Dickinson, 1966). Microscopic observations were also used to confirm mode I opening of veins (Fig. 8) and to identify sheared veins and multi-opened veins, which were not analyzed (see below). X-ray diffractometer analyses and observations under cathodoluminescence also highlighted that some host rocks and veins contain both calcite and dolomite (Fig. 7-b). In such a case, samples have been rejected from geochemical analyses, as we are unable to distinguish the part of signal related to calcite from the one related to dolomite.

Veins display different petrographic features that can be found in each fold, showing fibrous and non-fibrous veins. As we aim at deciphering fluid flow in relation to fracture development in a well-defined tectonic framework, we only studied mode I veins with a single phase of cement. In addition to some crack-seal (as defined by Ramsay, 1980) and shear veins, that are poorly encountered, we observe in all folds ataxial, antitaxial, syntaxial, and blocky calcite veins (Hilgers & Urai, 2002). Most studied veins appear to be blocky-type veins and some present antitaxial crystals, while other types remain scarce. In most cases, textures of luminescence of veins thoroughly contrast with the luminescence of host-rocks (Fig. 8).

At RMA, 3 petrological types can be defined, all representing a single precipitation condition, independently from fracture sets. (1) Antitaxial veins, exhibiting bridge-like crystals (Fig. 8-a), are filled with material characterized by an orange calcite-related, homogeneous and bright luminescence, that indicates a constant precipitation rate for fluid during stable oxidation-reduction conditions (e.g. Fig. 8-h). These veins witness a fluid precipitation coeval to fracture opening. In some cases, the luminescence is the same than in the surrounding host rocks, implying a strong equilibration between fluids in veins and host rocks. (2) Some blocky veins are mainly filled with material exhibiting a zoned orange calcite-related, bright to dull luminescence, with continuous zonation (Fig. 8-e) showing that the crystals precipitated from a single fluid, with variation in the precipitation rate or/and oxidation-reduction conditions. These calcite veins witness crystal growth in an opened or opening fracture. (3) Some blocky veins contain two phases of calcite filling with the borders consisting of thick fringes of material with an orange and homogeneous bright luminescence, while the central parts of the vein consist of sector zoning from bright to dull orange luminescence (Fig. 8-b, f). When a straight border separates these two phases (Fig. 8-b), it witnesses two phases of vein opening. On the contrary, when the contact displays an irregular outline, dissolution of the first cementation phase before or during the second cementation phase is more likely. This last type of luminescence witnessing multiple filling events, we chose to consider that those those vein cements are not suitable to identify a fluid system unambiguously related to a given fracture set development. Alternatively, host rocks display two textures of luminescence: (1) a red, homogeneous bright luminescence in partially to completely dolomitized limestones and (2) an orange homogeneous bright luminescent calcite cementing quartz grains in sandstones.

In thin-sections from BHM, calcite veins display a thin and high density twinning in every setting. They are either (1) antitaxial veins filled with an orange, homogeneous dull or bright luminescent calcite or (2) blocky-type calcite veins, characterized by a sector zoning orange luminescence (Fig. 8-b). The latter exhibits a thin fringe of small crystals of calcite witnessing the very beginning of precipitation during the opening of the veins. The vein witnesses a continuous fluid precipitation in a fracture with a rate of opening that exceeds the precipitation rate (e.g. Hilgers & Urai, 2002; Bons *et al.*, 2012). A last type of veins is encountered in BHM: (3) multi-opened blocky-type calcite veins exhibiting thin-fringes. As in all folds, this type of veins was not considered as reliable for the reconstitution of a fluid

system since it cannot be unambiguously related to a given fracture set. Host rocks displays two kinds of petrological settings: rocks from the Phosphoria Formation consist of oolites and cements displaying a red, dolomite-related, homogeneous and bright luminescence while rocks from the Madison Formation consist of dolomudstone displaying a red, homogeneous bright luminescence.

In thin-sections from LSMA, two different textures of luminescence are observed in calcite veins. (1) The more common observed setting is blocky-type calcite crystals displaying a high density of thin twins. An orange, calcite-related heterogeneous luminescence without growth-related zonation is systematically present in this petrologic setting (Fig. 8-g). (2) Some antitaxial veins are present, displaying a single cement with homogeneous orange bright luminescence texture. Host rocks mainly consists of dolomudstones, displaying a red, homogeneous bright luminescence. Some portion of host rocks contains locally minor amount of calcite, displaying an orange, homogeneous dull luminescence.

In thin-sections from PA, a single petrological type is observed: ataxial veins filled with bridge-like crystals of calcite that display an orange, homogeneous bright luminescence, which has the same luminescence than the calcite cementing the quartz grains in the host rocks (Fig. 8-d, h).

3.3. Geochemical characterization of fold-scale paleohydrogeology

Isotopic analyses of oxygen and carbon were performed both on veins and related host rocks when the latter contain (Mg)CaCO₃ (dolomite or calcite) as in RMA, LSMA, PA and BHM. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of cements are plotted according to the fracture set together with host rock $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values (Fig. 10-a). Each diagram represents the isotopic signatures of veins and host rocks in a single fold, except one that represents data of LSMA and PA. Previously published results obtained in cements of veins and host rock of SMA (Beaudoin *et al.*, 2011) are also reported in Fig. 10-a. To discuss the degree of isotopic equilibration between veins and host rocks, $\delta^{18}\text{O}$ values of cements are plotted against $\delta^{18}\text{O}$ values of their respective host rock according to the fracture set (Fig. 10-b); the same is done with $\delta^{13}\text{C}$ values. Strontium isotopic ratios $^{87/86}\text{Sr}$ were measured in 11 vein cements and are plotted against $\delta^{18}\text{O}$ values of these cements (Fig. 11) according to fracture sets (Fig. 11-a) and to formations (Fig. 11-b). These new data are reported along with previously published values relative to veins of SMA (Katz *et al.*, 2006; Beaudoin *et al.*, 2011; Barbier *et al.*, 2012) and of RMA (Katz *et al.*, 2006). Strontium isotopic values of host rocks were also reported for the Bighorn Formation at RMA and for the basement rocks at RMA and BHM (this study).

Microthermometric measurements were performed in primary and secondary fluid inclusions of vein cements in order to estimate the minimum filling (entrapment) temperature of fluids thanks to the homogenization temperature (Hanor, 1980) and to characterize salinity of fluids thanks to RAMAN microspectrometry. Results are presented as histograms gathering data from this study and previously published data of SMA (Beaudoin *et al.*, 2011). Homogenization temperatures are also plotted against salinity (Fig. 12) and against $\delta^{18}\text{O}$ values of the precipitated fluid according to the $\delta^{18}\text{O}$ ratios of their respective cements (oblique line, Fig. 13).

Results are presented hereinafter according to structure location in the Bighorn basin: first RMA, located in the western edge of the basin and then the structures from the eastern portion of the basin, LSMA, BHM, and PA.

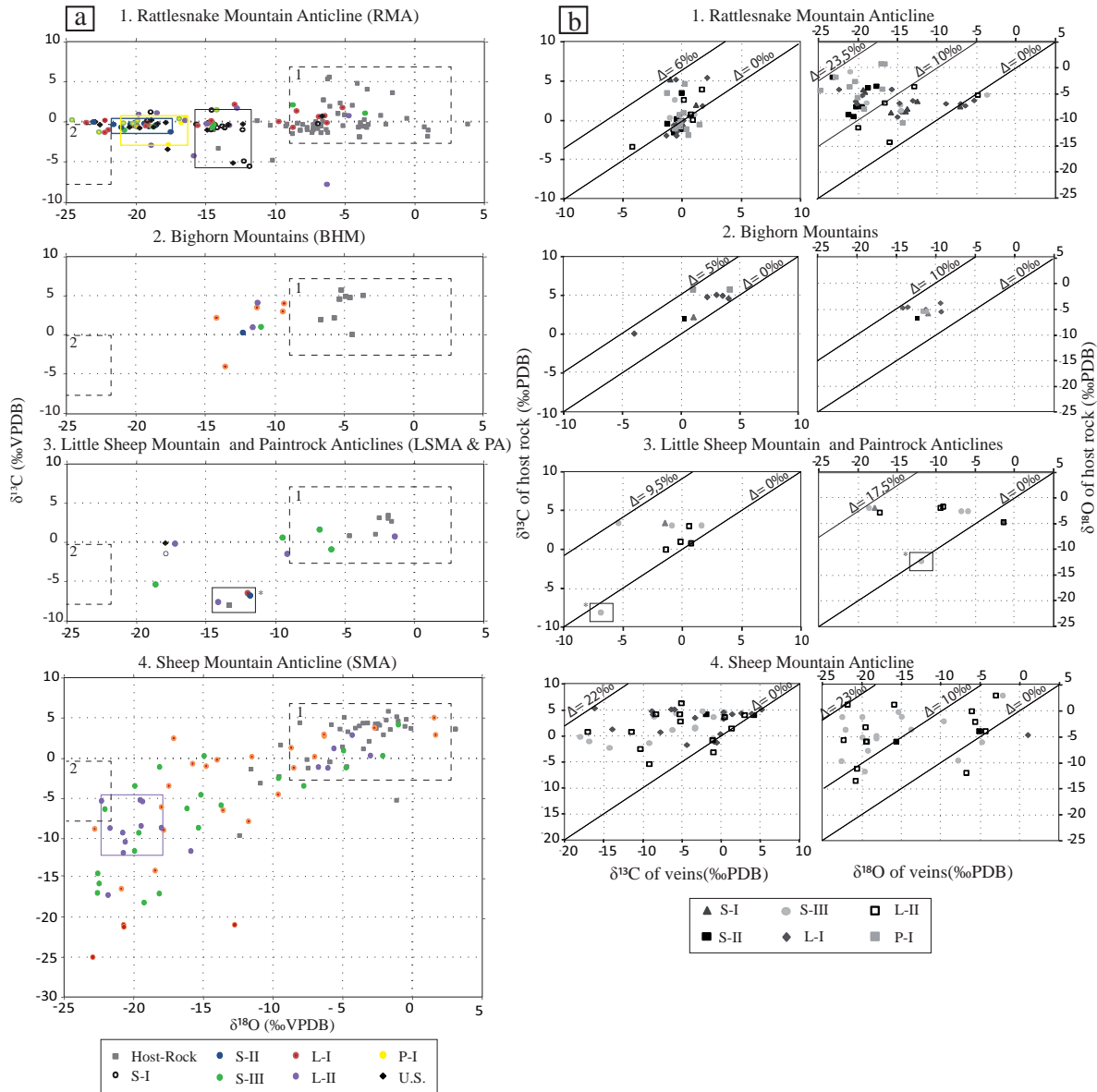


Figure 10: a- $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values for veins (reported as colored circles and dots for each fracture sets) and host rocks (squares) in the different structures reported on Fig. 1, except EB. The Carboniferous limestone isotopic range after Katz et al., (2006) was reported as dotted frame 1 along with the isotopic signatures for hydrothermal fluids derived from meteoric fluids as dotted frame 2. The latter was calculated from Paleogene fluids (Koch et al., 1995) by using the precipitation equations for $\text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{H}_2\text{O}$ (Zheng, 1999) and for $\text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{CO}_2$ (Bottinga, 1969). Data set from SMA is after Beaudoin et al. (2011). b- $\delta^{13}\text{C}$ vein calcite vs. the $\delta^{13}\text{C}$ limestone host rock and $\delta^{18}\text{O}$ vein calcite vs. $\delta^{18}\text{O}$ limestone host rock in the same studied structures. Solid lines and reported Δ values are the isotope shift related to the degree of isotopic disequilibrium between vein cements and host rock, $\Delta=0\text{‰}$ being equilibrium. All values expressed in ‰ PDB.

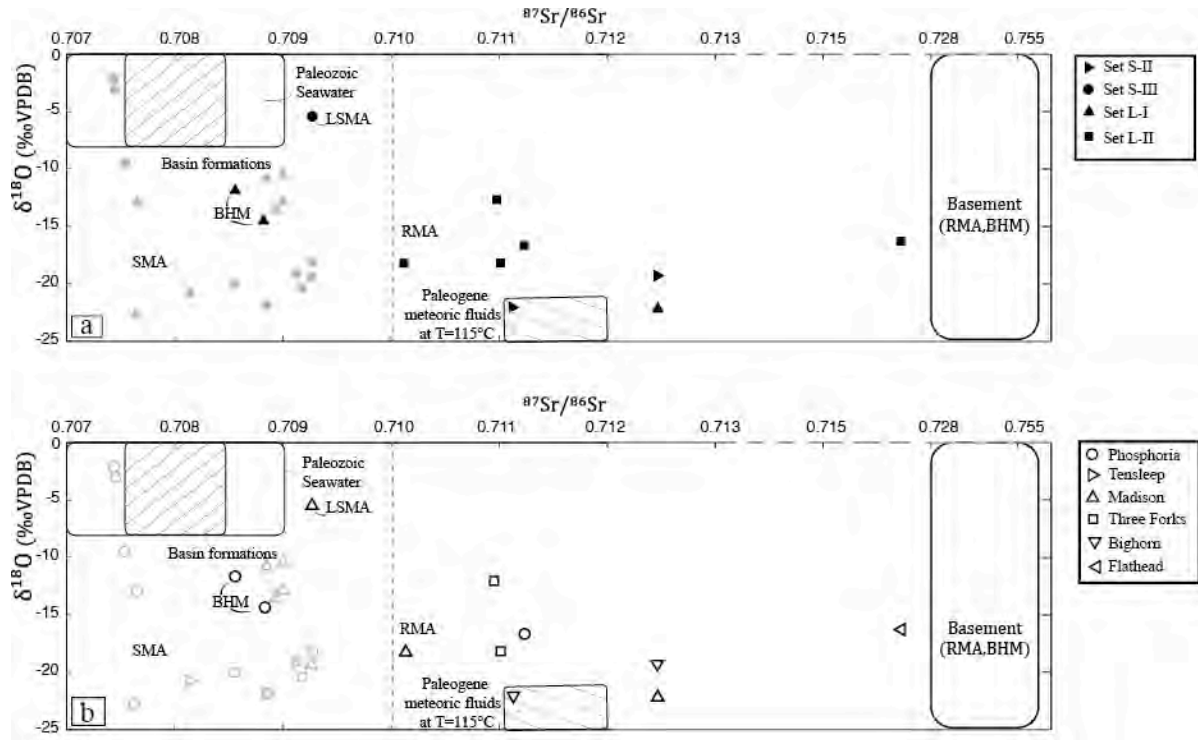


Figure 11: Strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) vs. oxygen isotope (‰ PDB) crossplot of calcite veins according to fracture set (a) or to sedimentary formation (b). Strontium isotope values for Paleozoic seawater are after Veizer et al. (1999) and Bruckschen et al. (1999), while Paleozoic/Jurassic basin formations and Paleogene meteoric values are from Rhodes et al. (2002). Framed labeled “basement” represent minimal range of values measured in granitic rocks at RMA and BHM. The dashed lines represent the maximal value measured in the eastern portion of the basin and the minimal value measured in the western part of the basin. Light grey symbols represent data from previous studies at SMA (Katz et al., 2006; Beaudoin et al., 2011; Barbier et al., 2012).

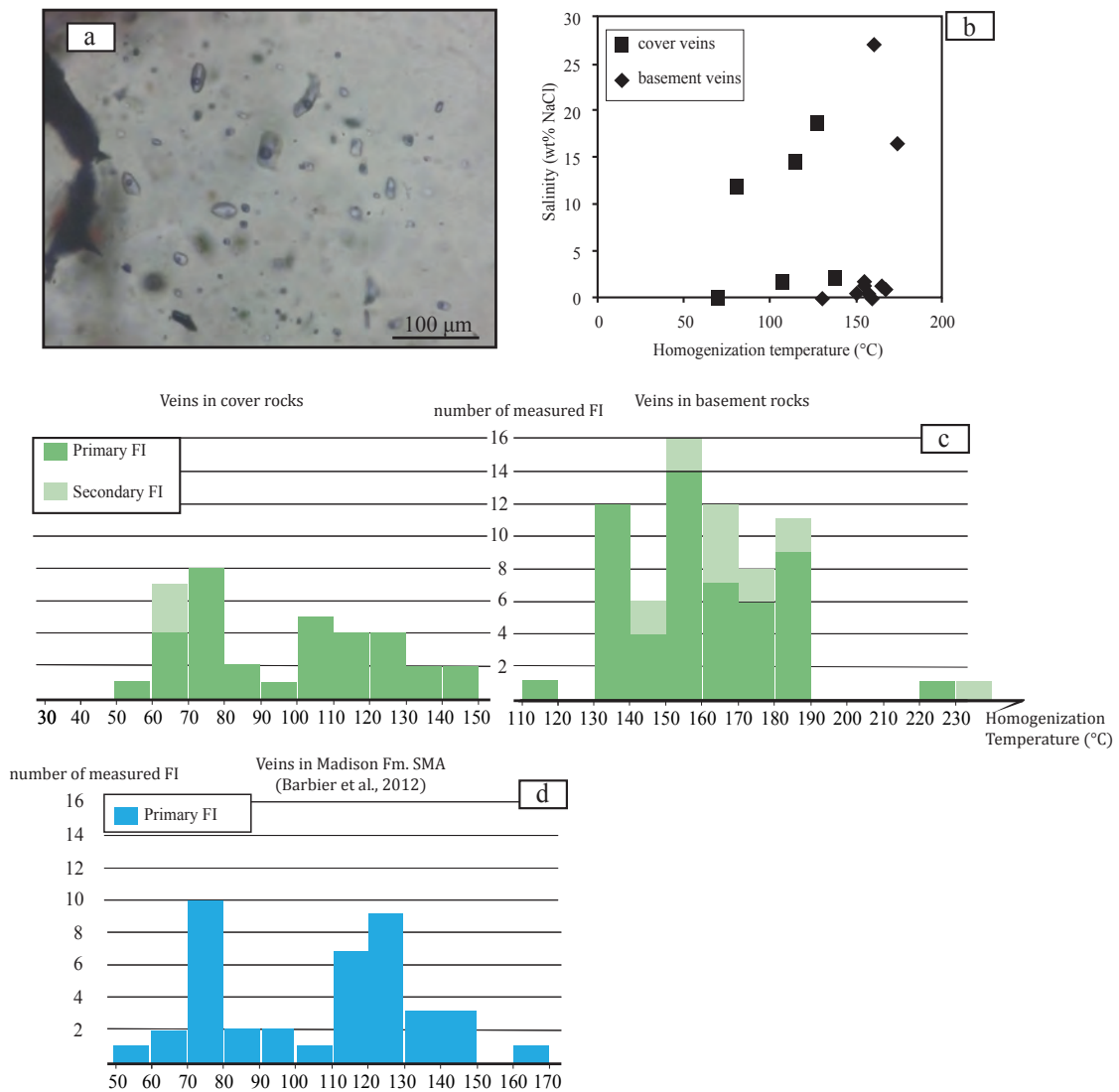


Figure 12: a- Photomicrograph of a primary fluid inclusion assemblage in quartz of a vein from basement rocks. b- Salinities (in mass %NaCl) measured by RAMAN microspectrometry vs. homogenization temperature measured in the same fluid inclusion in calcite or quartz veins of the cover rocks (squares) and basement rocks (diamonds). c- Histograms of distribution of homogenization temperature measured in primary and secondary fluid inclusions in veins of both the cover and the basement. Data from all structures were compiled together on this histogram. d- Comparison with histogram of distribution of homogenization temperature measured in primary fluid inclusions in vein calcite of the Madison formation, from the canyon of SMA (Barbier et al., 2012)

3.3.1. Western part of the Bighorn Basin

At RMA (Fig. 10-a), veins and host rocks exhibit a wide range of oxygen isotopic signatures ($-24,8\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -3,5\text{‰}$ PDB for veins; $-14,5\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < +4\text{‰}$ PDB for host rocks) and a narrower range of carbon isotopic signatures ($-7\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < +2\text{‰}$ for veins; $-4,8\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < +5,2\text{‰}$ PDB for host rocks).

Isotopic signatures of host rocks (grey squares on Fig. 10-a) are scattered in a large range of values if considering all formations, (Fig. 10-a; $-11‰ < \delta^{18}\text{O} < +1‰$; $-2‰ < \delta^{13}\text{C} < +5‰$); however they are mainly distributed in 3 groups of values. The first group comprises host rocks from the Flathead, Gros Ventre, Gallatin, and some of the Bighorn Formations (i.e. from Cambrian to Ordovician rocks), ranging from $-8.5‰$ to $-6.5‰$ for stable oxygen isotope and $-1.7‰$ to $0‰$ for stable carbon isotope. A second group comprises the rest of the Bighorn Formation host rocks along with carbonate portion of host rocks from the Three Forks Formation (i.e. from Ordovician to Devonian), isotopic signatures ranges from $-4.5‰$ to $-2‰$ for oxygen and $-2‰$ to $+1‰$ for carbon isotope.

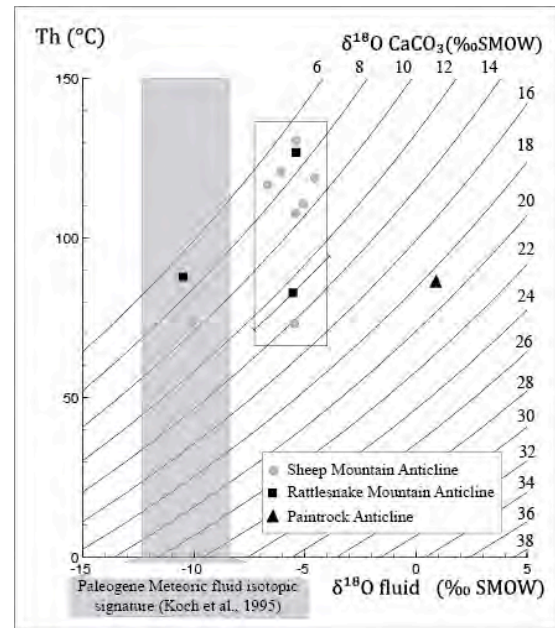


Figure 13: The $\delta^{18}\text{O}$ isotopic values of vein calcite (Standard Mean Ocean Water (SMOW), oblique lines) vs. $\delta^{18}\text{O}$ isotopic values (SMOW) of fluids, calculated as a function of crystallization temperature, approximated by homogenization temperatures measured by fluid inclusion microthermometry. The calculations were made by using precipitation fractionation equation after Kim & O'Neil (1997).

A third group, more scattered, corresponds to isotopic signature of host rocks that belong to Madison and Phosphoria Formations (i.e. Mississippian and Permian times) ranging from $-6.5‰$ to $-1.5‰$ for oxygen isotope and from $+1.8‰$ to $+5.5‰$ for carbon isotope. Formations (i.e. Mississippian and Permian times) ranging from $-6.5‰$ to $-1.5‰$ for oxygen isotope and from $+1.8‰$ to $+5.5‰$ for carbon isotope.

Clear differences arise in isotopic signatures according to vein set: cements from veins from set S-I (black circles in Fig. 10) exhibit isotopic signatures that range from $-20‰$ to $-7‰$ for oxygen isotope and from $-5.5‰$ to $+1.5‰$ for carbon isotope. Most of the isotopic values for these veins are however distributed in a narrower range (blue frame: 11 veins on 14; $-15.5‰ < \delta^{18}\text{O} < -12.5‰$; $-5.2‰ < \delta^{13}\text{C} < +1.5‰$). Isotopic values from vein cements from set S-II (blue dots, with blue frame on Fig. 10-a) range from $-23‰$ to $-16.5‰$ for oxygen and from $-2.8‰$ to $+0.5‰$ for carbon. Veins from set S-III (green dots) were poorly sampled, because poorly represented at the fold scale (Beaudoin *et al.*, 2012); they have isotopic signature scattered from $-20.5‰$ to $-3.5‰$ for oxygen and from $-0.7‰$ to $2‰$ for carbon. Isotopic values related to set L-I veins (red dots) cover a wide range ($-23.5‰ < \delta^{18}\text{O} < -5.5‰$; $-1.5‰ < \delta^{13}\text{C} < +1.5‰$) with most of veins distributed in two ranges of oxygen isotopic values ($-23.5‰ < \delta^{18}\text{O} < -19‰$, and $-15.5‰ < \delta^{18}\text{O} < -13‰$). Veins from set L-II (purple dots) display isotopic signatures that are scattered from $-20‰$ to $-5‰$ for oxygen and from $-7‰$ to $+1.5‰$. The $\delta^{18}\text{O}$ isotopic values of cement filling veins belonging to set P-I (yellow dots) range between $-23.5‰$ and $-13‰$. Most of the P-I cements isotopic values remained confined to a narrower range between $-21‰ < \delta^{18}\text{O} < -17‰$, and $-2‰ < \delta^{13}\text{C} < -0.5‰$ (yellow frame on Fig. 10-a).

Fig. 10-b highlights that except for some totally equilibrated veins (<15% the data with a isotopic difference Δ about 0‰), most isotopic signature of oxygen of vein cements are mainly different from their respective host rocks (>75% of data with a minimal difference Δ of 5‰), while isotopic signature of carbon are mainly similar (maximal difference of 5‰).

$^{87/86}\text{Sr}$ ratios of vein cements in RMA plot between 0.7102 to 0.7123 for veins in Bighorn, Three Forks, Phosphoria, and Madison Formations, and reach 0.7159 in Flathead Formation (Fig. 11). The basement rocks cropping out at RMA were also analyzed and show values ranging from 0.7284 to 1.016. The latter value, exceeding an isotopic ratio of 1, stresses a high concentration of K-feldspar in the analyzed sample.

At RMA, most of the fluid inclusions in carbonate veins are monophasic, comprising fresh fluid (with zero salinity). Two different fluids are highlighted by homogenization temperature and salinity of two-phase inclusions: a bimodal distribution of homogenization temperatures (T_h) (for both primary and secondary) around 75°C and 125°C and two modes of salinities which are around 0% and around 17% mass NaCl. Fluid inclusion populations of quartz of veins and host-rocks in Precambrian basement rocks and Cambrian sandstones of the Flathead Formation were also studied, and a unimodal distribution of T_h is exhibited, with a mode around 150°C in veins and 160°C in host rocks.

3.3.2. Eastern part of the Bighorn Basin

In LSMA (Fig. 10-a), veins are distributed in two distinct groups characterized by different ranges of $\delta^{18}\text{O}$ despite a low number of data: a poorly depleted one ($-10\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -5\text{‰}$), comprising only sets S-III and L-I veins and a more depleted one comprising all studied sets ($-18.5\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -17.5\text{‰}$). Meanwhile, host rocks of the Madison Formation exhibit a narrow range of isotopic signatures ($-4.8\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -1.7\text{‰}$; $+0.3\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < +4\text{‰}$). Stable oxygen and carbon isotopic signatures of veins are clearly different from their respective host rocks ones, exhibiting two distinct degrees of host rock buffering (Δ value): the first one reflects medium buffering, with a Δ value ranging between 5‰ and 10‰, while the second one reflects poor buffering, with a Δ value ranging between 15‰ and 17‰ (Fig. 10-b). $^{87/86}\text{Sr}$ ratio was measured in a vein of set S-III buffered by host rock, displaying a radiogenic value of 0.7092. Veins contain a lot of monophasic fluid inclusions and only few biphasic fluid inclusions, which were unfortunately systematically too little to perform microthermometric measurements (<5 μm). Moreover, calcite cement exhibits a high natural fluorescence, limiting RAMAN measurement to only a single primary fluid inclusion, displaying a salinity of 0% (mass NaCl).

In PA (Fig. 10-a, black frame on third chart), where really few veins were found in fracture sets, isotopic signature of veins and host rocks are distributed in a narrow range with the same $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values in veins than in the host Jurassic sandstones of the Cloverly and Morrison Formation, independently from the fracture set ($-14\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -12\text{‰}$; $-8\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -6\text{‰}$). Microthermometry of primary fluid inclusions performed in the calcite cement of a L-I sample highlights a unimodal distribution of T_h around a mode of 70°C, along with a strong population of monophasic fluid inclusions.

In SMA, new measurements of aqueous and oil-bearing fluid inclusions in the Madison and Phosphoria Formations (Table 2) support previously published measurements at fold-scale (Beaudoin *et al.*, 2011). Indeed, the microthermometry of primary aqueous fluid inclusions highlights a distribution of homogenization temperatures with a mode around 130°C and newly performed RAMAN analyses show that those fluids have zero salinity.

Microthermometry has been performed on oil-bearing fluid inclusions in the Phosphoria Formation, and the unimodal distribution of homogenization temperatures (about 70°C) is consistent with results from the study of the Madison Formation by Barbier *et al.* (2012). Unfortunately, the absence of aqueous fluid inclusions coexistent with these oil-bearing fluid inclusions precludes any reconstruction of pressure and temperature conditions of precipitation.

Table 2 – Temperature and salinity of fluid inclusions

Sample	Set	Formation	Location	Number of inclusions measured	Type of fluid inclusion	Homogenization temperature (°C)	Salinity (% mass NaCl)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB)	Note
D11	L-I	Sundance	Paintrock A.	10	primary	69.2 to 82	UM	-12.6	
LSM09	L-II	Madison	Little Sheep M. A.	2	primary	UM	0	-17.21	size < 5 μm
BM 17	P-I	Madison	Big Horn Mountains	3	primary	UM	1	-12.3	size < 5 μm
R93	L-II	Madison	Rattlesnake Mountain A.	5	primary	< 50	0	-20.16	monophasic population
				3	secondary	< 50	0 to 5.37	-20.16	
R104	L-I	Three Forks	Rattlesnake Mountain A.	5	primary	69.4 to 127.2	0 to 18.63	-22.27	
				2	secondary	66 to 68	UM	-22.27	
R117	S-II	Gallatin	Rattlesnake Mountain A.	2	primary	60.9 to 93	UM	-17.76	
R139	P-I	Madison	Rattlesnake Mountain A.	2	primary	< 50	6.7		monophasic population
R149	S-I	Basement	Rattlesnake Mountain A.	19	primary	131 to 290.5	UM	UM	
R183	L-II	Basement	Rattlesnake Mountain A.	17	secondary	92 to 297.5	UM	UM	
				6	primary	UM	6.45 to 28.52	UM	
R198	S-I	Basement	Rattlesnake Mountain A.	28	primary	136 to 225	0 to 1.62	UM	
				3	secondary	160 to 174	0.96 to 27.25	UM	
S10	L-II	Madison	Sheep Mountain A.	6	primary	130 to 147.5	0	-20.78	
				1	primary	91.6	UM	-17.89	
13	L-I	Phosphoria	Sheep Mountain A.	50	primary	30 to 83.3	UM	-17.89	Oil-bearing F.I.
				20	secondary	25 to 60.5	UM	-17.89	Oil-bearing F.I.
09	L-I	Phosphoria	Sheep Mountain A.	4	primary	120.9 to 146	UM	-12.77	
<u>Beaudoin et al., 2011</u>									
18	3	Tensleep	Sheep Mountain A.	4	primary	113 to 124	UM	-20.82	
V1-2	2	Phosphoria	Sheep Mountain A.	3	primary	107 to 135	2.1 to 14.4	-22.81	
47	2	Tensleep	Sheep Mountain A.	2	primary	115 to 116	UM	-22.935	
13	2	Phosphoria	Sheep Mountain A.	2	primary	71.5 to 72.2	UM	-17.89	
				5	primary	98.6 to 202	UM	-17.89	
45	U.S.	Phosphoria	Sheep Mountain A.	6	primary	105.3 to 110.5	2 to 2.8	UM	Oil-bearing F.I.
<u>Katz et al., 2006*</u>									
SM 1.95 m	N.D.	Madison	Sheep Mountain A.	39	primary	120 to 140	low	-22.7	
<u>Barbier et al., 2012*</u>									
SM4.38	N.D.	Madison	Sheep Mountain A.	31	secondary	32 to 67.5	N.D.	-20.27	Oil-bearing F.I.
				13	primary	51 to 57	N.D.	-20.27	Oil-bearing F.I.
SM2.08	N.D.	Madison	Sheep Mountain A.	77	primary	65 to 85	N.D.	N.D.	
				12	primary	40.5 to 82	0.5	N.D.	
SM5.08	N.D.	Madison	Sheep Mountain A.	40	primary	41 to 69	N.D.	-15.62	Oil-bearing F.I.
				2	primary		0.2 to 0.4	-15.62	

Note: All temperatures coming from this study are given $\pm 0.5^\circ\text{C}$

*These values are related to cemented veins in Madison Fm at SMA. N.D. is for "no data provided in the literature", UM is for "unable to measure".

In BHM (Fig. 10-a), isotopic signatures of all the veins are distributed in a narrow range ($-14.5\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -9\text{‰}$; $-4.5\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < +4.5\text{‰}$), that is distinct from isotopic values of the host rocks from Madison and Phosphoria Fms. ($-6.5\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -4\text{‰}$; $0\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < +6\text{‰}$). Fig. 10-b shows a systematic minimal isotopic difference between veins and host rocks of 6‰ for oxygen isotopes and between 1‰ and 4‰ for carbon isotopes. $^{87}/^{86}\text{Sr}$ ratios were measured on two different veins of set L-I of the Phosphoria Fm. and results display low radiogenic values ranging from 0.7084 to 0.7088, while granitic basement rocks of the BHM exhibit a radiogenic $^{87}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.7556. Like at LSMA, veins have plenty of monophasic or leaked fluid inclusions (< 5 μm) and calcite displays a high fluorescence which prevents measurement using RAMAN microspectrometry; so the salinity was measured only once in a primary monophasic fluid inclusion, revealing a 0% mass NaCl in a vein from set P-I.

3.3.3. Synthesis of geochemical results at basin-scale

$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values, $^{87/86}\text{Sr}$ ratios and microthermometric measurements highlight that the fluid system at the regional scale seems consistent (Fig. 10), same kind of fluid signatures being reconstituted in the eastern part of the BHB (this study and Beaudoin *et al.*, 2011) and in western part of the BHB (this study). 3 distinct ranges of $\delta^{18}\text{O}$ values for fluids can be observed, first one concerns fluids at isotopic equilibrium with host-rocks ($-9\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < 0\text{‰}$), the second concerns fluids of which signatures is slightly more depleted than host-rocks but which reflect a precipitation temperature consistent with burial ($-17\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -12\text{‰}$; $T_h=80^\circ\text{C}$), and a last one concerns fluids of which signatures is very more depleted than host-rocks ($-23\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -18\text{‰}$; $T_h > 120^\circ\text{C}$). The latter group reflects precipitation of hydrothermal fluids, the term “hydrothermal fluids” simply referring to fluids that precipitated at a temperature higher than the one of the strata, without any link to the origin of fluids. One can also observe that at any one fold-scale (SMA or RMA), highest $^{86/87}\text{Sr}$ ratios were measured in veins where hydrothermal fluids precipitated.

4. Discussion

4.1. Microstructural evolution of the Bighorn Basin

The main fracture sets defined at the fold-scale are consistent at the basin scale. Indeed, very few fracture sets are uncorrelated to the fracture sequence defined at SMA (Bellahsen *et al.*, 2006a; Amrouch *et al.*, 2010) and RMA (Beaudoin *et al.*, 2012):

The oldest fracture set contains fractures striking mainly E-W (Set S-I, Fig. 9). According to previously published results, this fracture set can be related to an early Sevier LPS stage. This set is well represented at RMA (*i.e.* the western part of the BHB) while it is poorly developed at SMA. Set S-I is also documented at LSMA (Fig. 3), but is absent from PA and BHM. Thus, eastward inhibition of the development of the set S-I is consistent with the western location of the Sevier fold-thrust belt and with the eastward basin-scale stress attenuation emphasized in Beaudoin *et al.* (2012).

N-S fractures were described at EB (Fig. 5, site 669), and chronological relationships imply that this set predates Laramide sets L-I and L-II (see below); as a result, this fracture set is similar to set S-II described at RMA, and is likely related to flexure migration during the formation of the foreland basin. EB being in the northern part of the Bighorn basin, the occurrence of set S-II is consistent with the findings of Beaudoin *et al.* (2012) who showed that the Sevier flexure imprinted more significantly the western part of the basin, the orogenic load (the Sevier Range) being located to the west (DeCelles, 2004).

Set 110°E (S-III), Set NE-SW (L-I), and Set NW-SE, striking parallel to the fold hinge (L-II), are observed at nearly all structures except in Elk Basin, where set S-III is missing. However, set S-III joints and veins abut on set S-I and are present in all the other studied folds. It has been related to a late Sevier stage (Amrouch *et al.*, 2010) that affected the whole Bighorn basin.

Chronological relationships (Fig. 9) also are consistent at basin-scale, illustrating a coeval development of fracture set related to Laramide contractional event (L-I and L-II). As proposed in previous studies (Bellahsen *et al.*, 2006a, b; Amrouch *et al.*, 2010, 2011; Beaudoin *et al.*, 2012), sets L-I and L-II are likely related to the Laramide contractional event, with set L-I reflecting early folding LPS and set L-II being syn-folding and related to local curvature of strata at fold hinges.

The consistency of data from individual folds allows to confidently propose a scenario of fracture development that is relevant at the scale of the entire BHB. There was a significant

strain decrease from west to east during the early Sevier LPS (namely Set S-I, well-developed at RMA, less to poorly developed at LSMA and SMA/PA and absent at BHM), which could be related to the increasing distance to the Sevier deformation front located west of the basin. The eastward propagation of this Sevier thrust belt was also well recorded in the still horizontal strata of the foreland, regarding the consistent development at the regional scale of the late Sevier LPS-related set S-III. At the basin scale, our dataset also suggests a wide distribution of Laramide fracture populations, which can be related to a fast propagation of the Laramide front of deformation across the Bighorn Basin, as suggested by thermochronological studies that support an early uplift of the Bighorn Mountain arch (Crowley *et al.*, 2002).

4.2. Mechanisms and timing of calcite precipitation in veins

The mechanisms for calcite precipitation from ascending hydrothermal fluids should be addressed, as calcite has a retrograde solubility, and so preferentially precipitates during increase in temperature. However, other parameters independent from temperature are of major importance for calcite precipitation (Bons *et al.*, 2012). pH-Eh variations due to migration from depth to more surficial strata or to mixture of different fluids will affect the over-saturation of the fluid in Ca, enabling precipitation of fluids, even when ascending fluids are cooling down. Moreover, a sudden decrease in $p\text{CO}_2$ will also enhance calcite precipitation. Thus, the opening of joints can easily promote these mechanisms of precipitation, as it develops local $p\text{CO}_2$ decrease and as it can lead to fluid migrations (Bons *et al.*, 2012). These processes can explain why veins in sandstones and dolostones may contain newly formed calcite with fluid inclusions in thermal disequilibrium with host-rocks.

Considering precipitation processes also provide the opportunity to discuss the systematical and fundamental assumption that the fluid precipitation is coeval with joint opening and thus depicts reliably fluid system at this time (Dietrich *et al.*, 1983; Vandeginste *et al.*, 2012; Evans & Fischer, 2012). The mineralogical texture of veins can help constraining the timing of opening and precipitation (Hilgers & Urai, 2002): when fibrous crystals are present in veins, the precipitation rate is equal to, or exceeds, the opening rate, reflecting coeval opening/precipitation. Unfortunately, a lot of veins in the BHB are filled with blocky-type calcite (Fig. 8), which indicates the precipitation of fluids in a void, either due to a fluid precipitating after joint development or to a fluid precipitating at slower rate than the rate of opening. The latter case reflects an opening/precipitation timing that can be considered as coeval and can be assessed if precipitation is related to the opening of joint, which can be assumed in the BHB. Indeed, we consider fracture sets as reflecting successive tectonic events, and each joint/vein in a set may develop during the entire duration of the tectonic event, that we consider as nearly instantaneous regarding fold growth duration. Thus, veins with blocky-calcite can reasonably be considered as reflecting a coeval vein opening/precipitation over the time span corresponding to the development of a given fracture set.

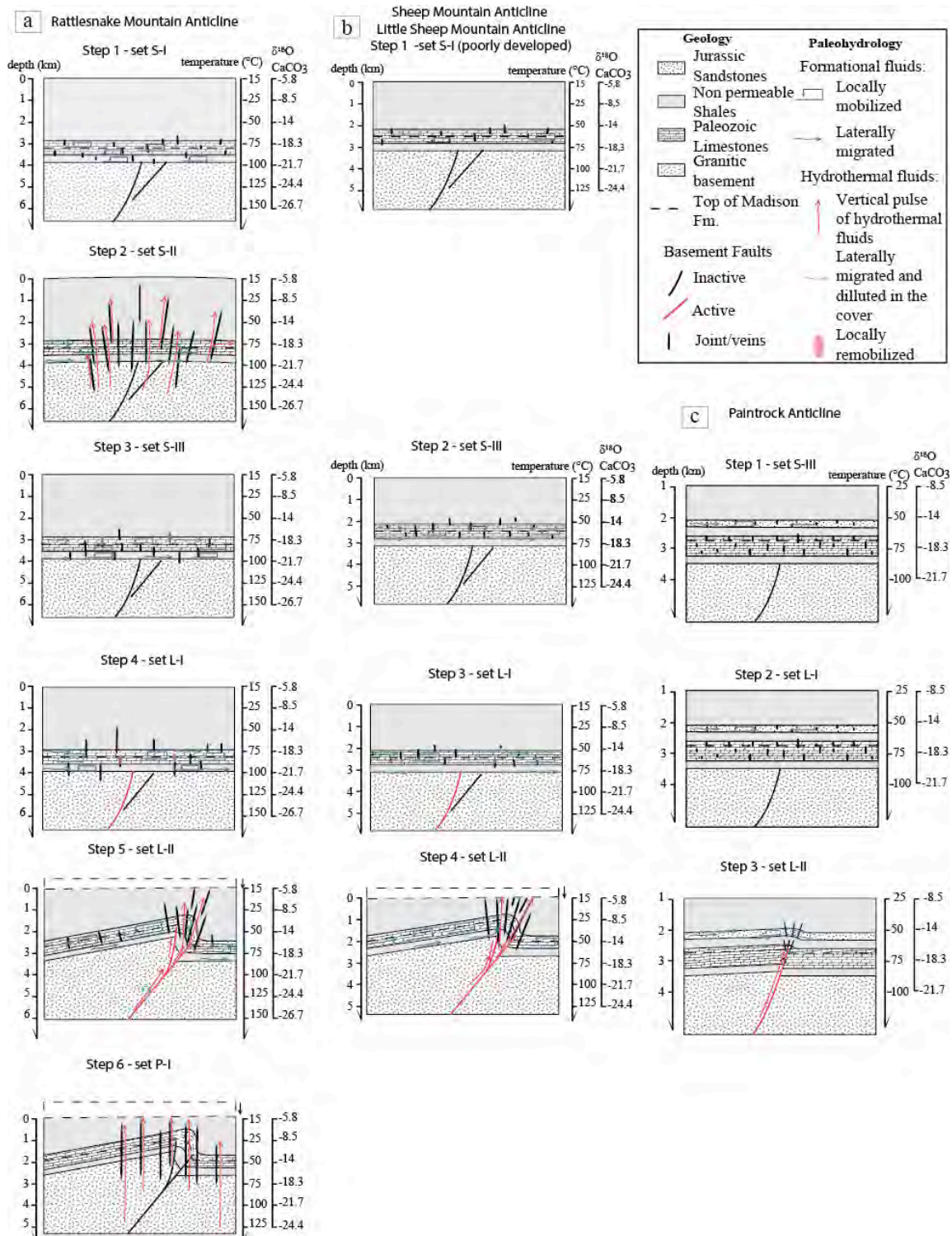


Figure 14: Evolution of fluid system at the fold-scale (a: RMA, b: SMA/LSMA, c: PA) during each step following the fracture sequence. The depth of burial are considered after sedimentary thicknesses from Darton (1905) for RMA, Hennier (1984) for SMA, Rioux (1994) for LSMA and Rogers et al. (1948) for PA, assuming a constant overburden until folding and thus a lack of Paleocene sediment deposition on the edge of the basin (Fanshawe, 1974; Fox & Dolton, 1995). Syn-folding erosion was less than 1 km due to fold growth (Amrouch et al., 2011) and is considered more effective after folding (between set L-II and P-I timing). If any, erosion is represented by a downward black arrow located on the upper right corner of the sketch. The temperature scale considers a 25°/km geothermal gradient (Brigaud et al., 1990) and a surface temperature of 15°C (Dettman & Lohmann, 2000 and references herein). Isotopic scale represents oxygen isotopic value of cement (expressed in ‰ PDB) precipitated from Cretaceous/Paleogene meteoric fluids (after Koch et al., 1995; Norris et al., 1996; Bebout et al., 2001; Morrill and

Along with the fact that a fracture set contains both non cemented joints and veins, the opening of joints over the whole time span cover by the related tectonic event is important. Indeed, it supports that the development of a fracture set can create a strong increase of strata hydraulic permeability and enable fluid migration even if joints are nearly coevally cemented by calcite precipitated from fluid advection. Thus, fracture sets characterized by a low range $\delta^{18}\text{O}$ signatures reflect a precipitation due to $p\text{CO}_2$ decrease during joint opening. In contrast, fracture sets which display large range of $\delta^{18}\text{O}$ signatures might either reflect mixing as assumed ahead, or different events of precipitation of fluids. To limit such ambiguous interpretation, we choose to consider only veins exhibiting a single-phase of filling without tectonic reopening for our interpretation. This way, it makes sense to consider that mechanism for calcite precipitation is either decrease in $p\text{CO}_2$ during opening of fracture or fluid mixture due to fluid migration during the joint set development. Thus, most of the isotopic signature must reflect fluid system during joint/vein opening.

4.3. Paleohydrology of the Bighorn basin

4.3.1. Origin of fluids

As seen in part 3.3.3, fluid system is consistent at basin-scale. The main differences between RMA and SMA fluid systems are (i) carbon isotopic values and (ii) timing of precipitation of hydrothermal fluids. Carbon isotopic values reach -25‰ PDB at SMA (Fig. 10-a-4, Beaudoin *et al.*, 2011), but are mainly around 0‰ at RMA (Fig. 10-a-1). As the carbon isotopic signature is related to organic mater content and to its oxidation state, these isotopic signatures witness a lack of large-scale hydrocarbon contamination of fluids in RMA in apparent contradiction with the numerous oilfields exploited in this western portion of the basin (*e.g.* in Stilwell *et al.*, 2010). However, no oilfield is exploited in the westernmost location of the RMA, and this observation could suggest that no westward large-scale migration of hydrocarbons occurred during Sevier and Laramide deformations. Alternatively, we observe that some samples exhibit an isotopic value for carbon which is in disequilibrium with their related host rocks, being either more or less negative (Fig. 10-a-1, 10-b-1). These differences may reflect some local contamination by hydrocarbons during small-scale hydrocarbon migrations, or little oxidation or sulphate reduction processes affecting the organic matters in rocks.

At SMA, hydrothermal fluids have been interpreted as derived from Paleogene meteoric fluids (Beaudoin *et al.*, 2011) mainly because of the isotopic signature of sets S-III to L-II (*i.e.* the only studied sets), which were consistent with isotopic signature of Paleogene meteoric fluids (Koch *et al.*, 1995; Norris *et al.*, 1996; Morrill & Koch, 2002). Sharing an identical range of $\delta^{18}\text{O}$ signatures (Fig. 10-a-1-4), the same hydrothermal fluids likely flowed at RMA earlier than at SMA, *i.e.* as soon as during Cretaceous times, because they were recognized in cements of set S-II veins interpreted as related to the Sevier foreland flexure, which affected strata at RMA during Turonian times (DeCelles, 2004).

Figure 14 caption (end) :

Koch, 2002) at different depths and temperatures. It integrates fractionation during precipitation calculated using Zheng *et al.* (1999) equation of $\text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{H}_2\text{O}$ and is consistent with paleotemperature equation from Coplen *et al.* (1983). Thick black vertical segments represent fractures developing at each step of the fracture sequence, without representing previous ones. Red lines highlight periods of activation of thrust and décollement levels, blue, green and orange lines are related to paleohydrology (refer to legend), and the dotted line in the cross-section refers to the top of the Mississippian Madison Fm.

As Cretaceous and Paleocene meteoric fluids have identical $\delta^{18}\text{O}$ values (Dettman & Lohmann, 2000, and references herein), comparison of fracture set timing and isotopic signatures of cements suggests that hydrothermal fluids actually derive from meteoric fluids which have migrated at depth since before the formation of the flexural basin, *i.e.* they could be related either to Cretaceous or to Paleocene meteoric fluids. Despite a strong scattering of isotopic (O, Sr) signatures, and thermal and salinity values, most of vein calcites in the basin seem to have precipitated from a common fluid at different temperatures (Fig. 13). The wide range of oxygen and strontium isotopic data for veins and the salinity recorded in fluid inclusions can best be explained as a mixing between 2 distinct geochemical end-members (Fig. 10-a, dotted frames): formational fluids and basement-derived hydrothermal fluids. Formational fluids refer to poorly radiogenic fluids (<0.709 , Fig. 11) with a high salinity ($>10\%$ wt NaCl, Fig. 12-b) and maximal precipitation temperatures consistent with the maximal burial depth of limestones in the basin ($\sim 90^\circ\text{C}$, Fig. 14). The high salinity of these formational fluids (Fig. 12-b) suggests that they derived from Paleozoic seawaters (Katz *et al.*, 2006) that usually fill the pore space in sedimentary strata (Bjørlykke, 2010). Occurrence in strata of both (i) poorly radiogenic, hypersaline fluids precipitating at thermal equilibrium with host rock ($\sim 60^\circ\text{C}$ in eastern part of the basin and $\sim 80^\circ\text{C}$ in western part of the basin, Fig. 14) and (ii) poorly radiogenic, hypersaline fluids precipitating at higher temperature than that predicted by local thermal gradient in host rock reflects two distinct pathways for formational fluids. Underlying strata compaction could have generated a part of formational fluids, but this process appears to produce a very limited quantity of fluids (Deming *et al.*, 1990; Bjørlykke, 1993, 1999a, b). Thus, formational pore fluids could have been mobilized during fracturing, or could have been mobilized in the deeper parts of the basin by compaction and during fracture development (basinal formational fluids), then have flowed (both laterally via matrix porosity and fractures and/or vertically via fractures) toward the edges of the basin thanks to their temperature and to hydraulic gradient created by the forebulge during Sevier and by the structuration of the BHB during Laramide.

Basement-derived hydrothermal fluids precipitated with a homogenization temperature (T_h) from 110° to 140°C that cannot be explained by fluids mobilized in the sedimentary strata of the basin if considering a $25^\circ\text{C}/\text{km}$ geothermal gradient (Brigaud *et al.*, 1990). This T_h values are considered as minimal temperatures of entrapment for fluids (Hannor, 1980). These fluids are also characterized by a null salinity, an isotopic disequilibrium with host-rock (Figs. 10 and 12), and by a radiogenic value higher than the one related to fluid-rock interactions with Paleozoic sedimentary formations of the basin (Fig. 11, Veizer *et al.*, 1999; Rhodes *et al.*, 2002). These radiogenic values are higher than the one of meteoric fluids that flowed in contact with exhumed basement rocks, which are considered as meteoric surface waters (Rhodes *et al.*, 2002). The highest radiogenic values recorded at RMA likely reflect fluids that interacted at depth with radiogenic felsic-rich basement rocks or basement-derived rocks (such as the basal part of the Cambrian Flathead Formation), as already suggested by Katz *et al.* (2006).

Radiogenic values of the granitic basement rocks display a uniform range at each part of the basin (0.728 at RMA and 0.756 at BHM). In contrast, a notable difference arises when considering radiogenic values of vein calcites between the eastern part (<0.7092) and the western part of the basin (>0.7102). This difference along with the similarity of the $\delta^{18}\text{O}$ values in each part of the basin, support an eastward migration of highly radiogenic, hydrothermal basement-derived fluids progressively diluted by a low radiogenic medium such as sedimentary cover and formational fluids (e.g. Qing & Mountjouy, 1992).

Most of the geochemical signatures of cements in all folds and fracture sets can be interpreted as resulting from a mixing between basement-derived fluids and formational fluids (Fig. 13). Thus, we tentatively describe fluid history defined by a mix between the two end-members defined above. The wide isotopic (O, Sr) and thermal ranges of vein cements suggest different degree of mixing between end-members and various degree of fluid-rock interactions. Two main types of fluid systems are thus highlighted, one dominated by formational fluids (*i.e.* non radiogenic hypersaline fluids with a $\delta^{18}\text{O}$ consistent with basin temperature) and a second one dominated by basement-derived hydrothermal fluids (*i.e.* radiogenic and non saline fluids with a highly depleted $\delta^{18}\text{O}$ that cannot be formational basinal fluids). The preserved high temperature and high radiogenic signature suggests a fast migration/precipitation of these fluids in strata. In contrast, the fluid system dominated by formational fluids where basement-derived hydrothermal fluids locally precipitated suggests a spatially variable rate of migration/precipitation.

4.3.2. Fold-scale fluid system evolution

At RMA, set S-I cements reflect a rather homogeneous fluid system in terms of $\delta^{18}\text{O}$ values that range between -12‰ and -16‰ (Fig. 10-a-1, black frame), which can be explained by a remobilization of local fluids at depth of 2 to 3 km (Fig. 14-a). Thus, these homogeneity and values likely suggests a closed fluid system comprising mainly formational fluids from local reservoirs connected by joints from set S-I (e.g. Fischer *et al.*, 2009), precipitating at nearly thermal equilibrium with surrounding host-rocks, without trace of any basement-derived fluid (Fig. 14-a).

In contrast, the highly depleted but low range isotopic $\delta^{18}\text{O}$ signatures that range between -19‰ to -22‰ from set S-II veins (Fig. 10-a-1, blue frame), likely reflect precipitation of hydrothermal fluids (Fig. 14-a). High strontium isotopic ratios (> 0.712) measured in samples from set S-II suggest that fluid system was no longer closed and that basement-derived fluids precipitated in veins during set S-II development (Fig. 11-a). Moreover, set S-II is related to flexural forebulge development, so any burial between sets S-I and S-II is unlikely, which supports the interpretation of a system opening to basement-derived fluid. The low range and depleted $\delta^{18}\text{O}$ signatures support that these fluids have avoided any efficient influx of surrounding fluids and limited diffusion with host rocks during both migration and precipitation, suggesting that these processes occurred relatively fast (*i.e.* migration as a pulse).

Considering that the oldest characterized hydrothermal pulse occurred during the development of set S-II, the difference in fluid system between sets S-I and S-II is consistent with previous works (Travé *et al.*, 2007; Fischer *et al.*, 2009; Dewever *et al.*, 2011; Evans *et al.*, 2012), which pointed out that before the development of vertical drains in strata during deformation, fluid system remains dominantly buffered by host-rock. The opening of cover rock fluid system during flexure highlights that set S-II enhanced efficiently the vertical hydraulic permeability of the strata.

Too few set S-III fractures were documented at RMA to interpret isotopic measurements as reflecting the fluid system evolution. Cements from set L-I exhibit more scattered $\delta^{18}\text{O}$ values (Fig. 10), with highly radiogenic signature (Fig.11). Fluids accounting for the highly depleted ($\delta^{18}\text{O} < -22\text{‰}$) and radiogenic ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.712$) isotopic signatures are basement-derived hydrothermal fluids. To explain the precipitation in thermal disequilibrium of these fluids, an efficient vertical drain is required to allow these fluids to flowing in the sedimentary cover. Considering these joints/veins developed during Laramide LPS (Bellahsen *et al.*, 2006a; Beaudoin *et al.*, 2012), it seems unlikely that a significant

displacement and propagation of the thrust occurred at that time. Thus, to explain the flow of basement-derived hydrothermal fluids in the cover, either the good vertical persistence of set L-I joints/veins through the cover of RMA allowed draining basement-derived fluids into the cover (Barbier *et al.*, 2006b), or the few samples with $\delta^{18}\text{O} < -22\text{‰}$ reflect an opening later than the LPS during folding. Indeed, set L-I fractures are fold-axis perpendicular, which means that it is possible in theory that some joints developed at any time during Laramide contraction. However, observed chronological relationships of set L-I assert that they predate syn-folding set L-II (Bellahsen *et al.*, 2006a). In spite of these few samples, the large range of oxygen isotopic signatures measured in joints from set L-I can be interpreted as witnessing various mixing degree between formational fluids and basement-derived fluids. Thus, this interpretation supports that these basement-derived hydrothermal fluids locally flowed slowly enough to mix at different degrees with formational fluids.

In set L-II, some of the $\delta^{18}\text{O}$ values of vein cements are depleted, with the same range than in set S-II (Fig. 10-a, yellow frame), some are in the range of set S-II (Fig. 10-a, black frame) while others are totally buffered by host-rocks. The Sr ratios suggest that some cements precipitated either from highly (up to 0.727) or poorly radiogenic fluids (Fig. 11). This scattered distribution witnesses that set L-II acted like set L-I, with various degree of mixing between local fluids and basement-derived hydrothermal fluids. This behavior contrasts with the high hydraulic permeability of set L-II veins at SMA, acting as an important drain for the migration of basement-derived hydrothermal fluids in strata, namely at the fold hinge. Unfortunately, at RMA, the fold hinge is eroded or inaccessible, and there were few set L-II veins to study, so there is no reliable information to document the impact of the development of joints from set L-II on the paleohydrological system. Thus, caution might be used when we interpret set L-II fractures related fluid system, and this cannot so far be used to contradict the pulse of basement-derived hydrothermal fluids documented at SMA, which was related to outer rim extension joint development and to the reactivation/propagation of the basement thrusts (Fig. 14) (Beaudoin *et al.*, 2011).

At last, P-I veins displayed cements characterized by homogenous and depleted $\delta^{18}\text{O}$ values comparable to set S-II ones (Fig. 10-a, blue frame), which suggest another pulse of hydrothermal fluids that postdates the Laramide phase of the deformations. However, the absence of $^{87/86}\text{Sr}$ values precludes from make the distinction between basement-derived fluids and pore fluids from deep formations.

At LSMA, regarding oxygen isotopic signatures, the same scatter than at SMA (Fig. 10-a) suggests that cements precipitated mainly from formational dominated fluids, mixed partially with hydrothermal fluids that have flowed in contact with radiogenic rocks (Fig. 11). From the dataset, there is no clear relationship between a given fracture set and a particular isotopic signature of the cements, hence there is no obvious control of the fracture pattern on the fluid flow in the structure. However, the veins with the most depleted $\delta^{18}\text{O}$ values are related to set S-II, L-II but also S-III, suggesting periods of mobilization of basement-derived fluids, namely during the Sevier time, like at SMA in set S-III. This observation, along with the eastward migration of basement-derived fluids in cover rocks emphasized by the eastward decrease of radiogenic signatures (Fig. 11) suggests that basement-derived fluids may have flowed continuously from the West of the basin in Carboniferous and Permian strata during Sevier contraction, mixing with formational fluids and precipitating during vein opening. Alternatively, some basement-derived hydrothermal fluids could have flowed through set S-II joints (*i.e.* as in RMA) in despite of a limited fracture development in the easternmost part of the basin (Amrouch *et al.*, 2010a; Beaudoin *et al.*, 2012). We can also consider that some set

S-III joints were reopened during syn-folding because of their orientation is nearly similar to that of L-II joints, as also suggested for SMA (Beaudoin *et al.*, 2011).

At BHM, considering $\delta^{18}\text{O}$ values of vein cements along with the relative isotopic equilibrium between veins and host-rocks (Fig. 10-a, -b) and considering that fractures developed at the same burial depth than at SMA and LSMA (about 2.8 km above the Madison Fm.; Rioux, 1984), the fluid system consists in formational fluids precipitated at thermal equilibrium with surrounding host-rocks, with no apparent mixing with basement-derived fluids. BHM being the biggest arch of the basin, such a closed fluid system may be related (i) to a bias in the sample distribution (the hinge is eroded, only the forelimb was sampled), (ii) to the early uplift of this structure (Crowley *et al.*, 2002), (iii) and/or to the easternmost location of this structure in the basin. In the latter case, BHM may have been located too far away from the source to be reached during the eastward migration of basement-derived fluids in the cover or in the basement (see below). Nevertheless, the closed fluid system in BHM remains consistent with the other described systems at fold-scale before events of pulses of basement-derived fluids (*e.g.* set S-I in RMA).

At PA, isotopic signatures of veins are in equilibrium with surrounding host-rocks (Fig. 10-b); they also exhibit depleted carbon isotope values (Fig. 10-a), which can be related to migration of hydrocarbons that are exploited, for example, within the Bonanza oil field (Stilwell *et al.*, 2010). Fluid inclusion microthermometry and timing of veins development reveal that fluids are at a thermal equilibrium with their surrounding environment considering a 25°C/km geothermal gradient (Brigaud *et al.*, 1990). Thus, the fluid system in PA also reflects a closed system with formational fluids that precipitated at thermal and chemical equilibrium with host-rock (Fig. 14). In contrast with BHM, the isotopic equilibrium between veins and host-rock (Fig. 10-b) and the observation of the same luminescence between vein cement and carbonate portion of host rock suggest that fluids are formational fluids mobilized in the local porosity of the surrounding host-rock, without any large-scale migration. Fig. 13 highlights that fluids precipitated in PA are slightly different from fluids that flowed in SMA and RMA, and this may be considered as a difference between Paleozoic and Jurassic formational fluid signatures. The absence of a basement-derived pulse affecting this fold can be related to (i) the distance between the basement thrust tip (which ends in Paleozoic Formations after Stone, 1987) and the sampled Jurassic formations (the pathway involving 300 m of impermeable shales of the Gypsum Spring), and/or to (ii) the morphology of PA, which exhibits a more distributed hinge than other studied basement cored folds, implying a more scattered curvature-related joint network, or (iii) considering the morphology of PA and the fluid system recorded in, one can propose this fold is not a basement-cored fold.

As a result, the fluid systems reconstructed in individual folds depict a consistent fluid system at the basin scale, which can be considered as regionally significant despite local specific conditions and which provide constrains on fluid migrations timing, pathways, and advection processes within the basin. This system involves a mix of formational fluids (local and basinal) and basement-derived hydrothermal fluids (likely with meteoric origin). Fluid systems are most of the time dominated by formational fluids, except during pulses of hydrothermal basement-derived fluids in the cover, and the limited mixing and diffusion processes suggest a fast migration and fast precipitation of these fluids. Noticeably, the periods of basement-derived fluid pulses from the basement are correlated with timing of

opening of extension-related fractures, related either to large-scale foreland flexure or to local-scale strata curvature at fold hinges above basement thrusts. Based on low values of salinity, isotopic signatures, and highly radiogenic signatures (Fig. 12), basement-derived fluids have a meteoric origin and have subsequently flowed first down into the basement and then upward likely as early as during Cretaceous and not only during the Paleocene, as first proposed at SMA (Beaudoin *et al.*, 2011).

4.4. Fluid migration pathways at basin-scale: structural implications

Geochemical data show that basement-derived (radiogenic, hydrothermal, and with meteoric origin) fluids have precipitated in the BHB. The interpretation of geochemical signatures of fluids regarding the timing of microstructure development highlights that this precipitation occurred earlier in the western part of BHB, located closer to the orogenic front. In the easternmost part of the basin, basement-derived fluids dominated the fluid system later in the basin history, mainly during strata folding. This difference in timing is related to the occurrence of set S-II (flexure-related) extensional fractures, during early Sevier contraction, which are more represented in the western part of the BHB than in the eastern one (Beaudoin *et al.*, 2012), because of (i) difference in mechanical stratigraphy across the basin (Barbier *et al.*, 2012b) or (ii) the western location of the flexural forebulge and related extension (DeCelles, 2004) (Fig. 16-b). According to the palinspastic reconstructions of DeCelles (2004), the location of the flexural forebulge during Turonian is consistent with the position of RMA and the meteoric fluids could have flowed down into the basement during the Sevier orogeny through thrusts of the Idaho-Montana Sevier thrust belt since early Cretaceous (Figs. 15-a-1, 16-a) (e.g., Bebout *et al.*, 2001, Fig. 1-d). Such an infiltration of meteoric fluids down to basement rocks have already been suggested in other Sevier and Laramide flexural basins and in other parts of the orogens (Budai & Wiltschko, 1989; Nesbitt & Muehlenbachs, 1995; Bebout *et al.*, 2001; Fitz-Diaz *et al.*, 2011), where isotopic signature of fluids implied that meteoric fluids have flowed down to a depth of 10 km, reaching $\delta^{18}\text{O}$ values about -30‰ PDB (e.g. Nesbitt & Muehlenbachs, 1995), in line with our interpretation of basement-derived fluids, constituted of meteoric water, subsequently diluted by basinal fluids.

In such a case, fluids may have flowed *per descensum* along superficial joints in the sedimentary cover (Fig. 14 b-1; e.g. in Fitz-Diaz *et al.*, 2011), then in damaged zones of faults, according to the fault-valve model (Sibson *et al.* (1981), later modified by Henderson & McCaig (1996)) that considers that the post-seismic phase is associated to a decrease in fluid pressure at depth, allowing faults to pump fluids down (Fig. 15 b-1). Below the basement top, fluids may have flowed (1) in the numerous fractures in the basement and/or (2) along the basement thrusts located in the inner part of the orogen (DeCelles & Coogan, 2006) (Fig. 15 b-1), even though the Sevier belt is thin-skinned in its frontal part.

Considering that meteoric fluids infiltrated the basement rocks in the inner part of the Sevier orogen, located about 200 km westward from the actual front of the Sevier thrust belt (DeCelles & Coogan, 2006), the circulation model proposed in this paper implies an eastward fluid migration in the basement over horizontal distances of 300 km (Figs. 15, 16). After the pulse related to foreland flexure, an eastward migration in the cover rocks of about 80 km (distance between RMA and SMA, Fig. 16-b) is exhibited by the difference in radiogenic ratios of fluids precipitated in the western part and eastern part of the basin (Fig. 10). Considering the pulse of hydrothermal basement-derived fluids documented during folding

at SMA (Beaudoin *et al.*, 2011), a similar eastward migration of hydrothermal fluids likely occurred in the basement rocks (Fig. 16).

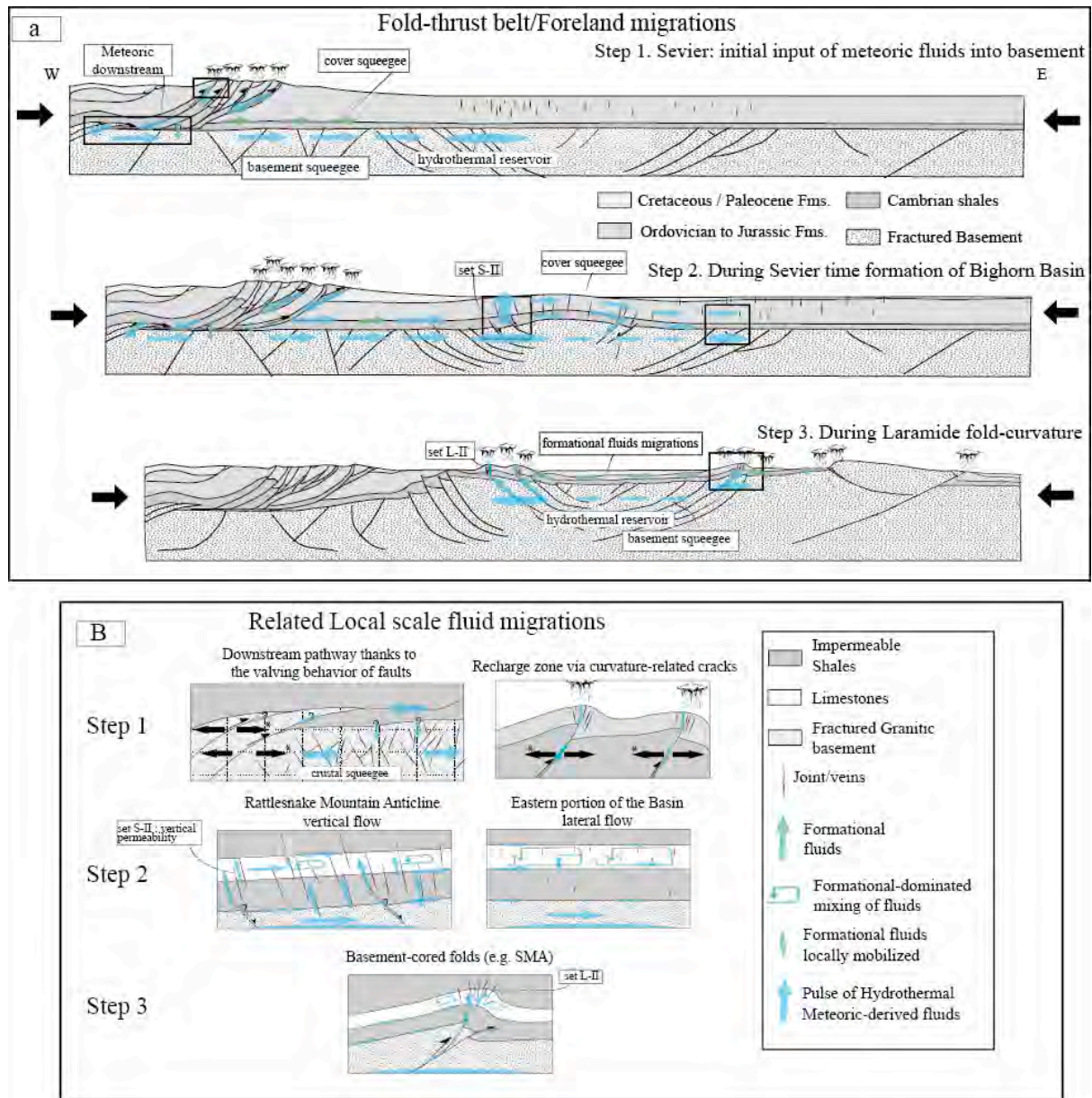


Figure 15: a - Conceptual model of the basin scale paleohydrology evolution reported on a schematic E-W cross section (not to scale). Geology is reported using grey color scale; light blue and green symbols represent paleofluid system (arrows: migration, ellipsoids: reservoirs, blue for basement-derived fluids, green for formational fluids). The western Sevier Wyoming-Idaho thrust belt is used as migration pathway of meteoric fluids from surface down into basement rocks during Sevier time (step 1). This is followed by a crustal-scale squeegee of those fluids, remobilized in the cover using the syn-flexure fractures (Sevier, step 2) and later thanks to the syn-folding fractures and to the reactivated basement thrust (Laramide, step 3). b- Zoomed sketches for each step show important features like downstream migration pathways (step 1), pathways marked with asterisk (*) are viable only during the syn- and post-seismic phase (see text for details) and fold-scale fluid evolution (step 2 and 3). Arrows of fluid migration through the basement are schematic (b, step 1): the flow most likely follows connected basement fractures; the pathway is not linear although represented linear for simplicity.

Considering the timing of infiltration of meteoric fluids (during early Cretaceous), timing of the pulse of basement-derived fluids through the flexural forebulge (during Turonian), and the time between this pulse and the precipitation in set L-I of diluted

basement-derived fluids in the eastern part of the basin (considering Campanian time as the beginning of Laramide contraction), the time lapse during which fluids migrated laterally over 300 km ranges between 25 and 50 My (considering beginning of migration from the Sevier thrust belt since early Cretaceous or just before Turonian, respectively). Thus, this approach provides a rough estimate of the rate of basement-derived fluid migration, ranging from 6 to 12 km/My in the basement rocks and about 8 km/My in the cover rocks (considering the time lapse between Turonian and Campanian for the fluid migration between SMA and RMA). This is consistent with rate of migration of fluids in other forelands, such as in Venezuela (5 to 20 km/My; Schneider, 2003). Considering the permeability of rocks, Ge & Garven (1989) showed that the range migration speed of fluids in a squeegee-type flow should be between 1 to 10 km/My. In spite of studies that document fluid migration in fractured granites (Boiron *et al.*, 2002; Fourcade *et al.*, 2002) and along feldspath porosity (Géraud *et al.*, 2003), basement rocks are usually not considered as a very permeable medium, thus, the slowest inferred migration speed is the more likely. This implies that, in the western part of the Sevier thrust-belt, a constant and long-lasting orogenic loading existed allowing fluids to be expelled laterally. Such a driving force can expel fluids at rates up to 100 km/My (Bachu, 1995). Tectonic driving force and fluid migration are consistent with progressive stress build-up within the Sevier-Laramide foreland as well as eastward thrust propagation (see part 4.1 and Beaudoin *et al.*, 2012) and can be described as a squeegee-type flow (after Oliver, 1986). Closer to the forebulge, the driving force of the migration could also be related to the hydraulic gradient and to temperature gradient between fluids in basement and cover rocks or between depth of the basement top and the forebulge, and/or overpressure gradient due to the addition of fluids in the basement overlaid with non-permeable shales of the Gros Ventre Formation and/or to temperature gradient between fluids in basement and cover rocks or between depth of the basement top and the forebulge. Such a long-distance, tectonically-controlled fluid migration have been documented in other parts of the Rocky Mountains thrust belt, either in the cover rocks along lithologic interfaces or/and porosity in limestone or sandstone formations (Qing & Mountjoy, 1992; Ulmer-Scholle & Scholle, 1994; Fitz-Diaz *et al.*, 2011; Barbier *et al.*, 2012b) or/and by pulses of hydrothermal basement-derived fluids (so-called “hot flash”, Machel & Cavell, 1999).

We propose a model where pulse of basement-derived fluids (with “hot-flash”-type vertical migrations) comprise heated meteoric fluids, implying that during the Sevier orogeny, meteoric fluids migrated laterally in the highly fractured and radiogenic basement rocks due to tectonic compression, causing a squeegee at the upper crust scale (Figs. 15-a-1, 16) until they reached the western portion of the basin, where they were vertically expelled off the basement (Fig. 15-a-2, 16-b) during foreland flexure and related extension. The possible reactivation of pre-existing basement faults (Marshak *et al.*, 2000) as normal faults due to foreland flexure (Fig. 15-b-2, e.g. Yu & Chu, 2001) could have enabled basement-derived fluids to flow upward from the basement. In the cover, this upward fluid flow was fast in spite of 1 km-thick non-permeable shales that overlie the basement. Thus, it most likely occurred in the cover within the syn-flexure fractures (*i.e.* set S-II joints, Fig. 16-b) used as preferential drains, suggesting that they efficiently enhanced the vertical hydraulic permeability of strata. The next step in our model is basement-derived radiogenic fluids flowing eastward across less radiogenic material (Fig. 16-b, c) along with dilution by poorly radiogenic fluids (local formational fluids) (Fig. 11). Such a lateral migration at the basin scale presumably used lithologic interfaces or/and porosity in limestone or sandstone formations (Fig. 15-a), respectively the Bighorn/Madison/Phosphoria and Flathead Formations, as proposed by several authors (Bell, 1970; Ulmer-Scholle & Scholle, 1999; Barbier *et al.*, 2012b). During

formation of set S-III and L-I, the lack of basement-derived fluid pulse suggests that hydraulic permeability of the cover rocks was not enhanced enough, the fluid system being dominated by formational fluids (Fig. 1-c, d). The highest temperature of entrapment recorded at SMA ($T_h=140^\circ$, Beaudoin *et al.*, 2011) along with the highly depleted $\delta^{18}\text{O}$ signatures recorded in set L-II in the same fold can only be explained by a later basement-derived upward fluid migration from basement to cover rocks (Figs. 15-a-3, 16-c, d), highlighting (i) the existence of a reservoir of basement-derived hydrothermal fluids in the basement of the eastern part of the basin, implying an eastward fluid migration at the basin scale in the basement rocks and (ii) a late control of both basement thrusts and syn-folding fractures on the ascendant flow of basement-derived fluids. Such a late fluid flow event could not be documented at RMA because of outcrop conditions but remains likely considering the similar kinematic evolution of both folds (Beaudoin *et al.*, 2012). The closed fluid system at BHM also implies that there were no basement-derived fluids in this easternmost part of the fold, suggesting that squeegee-type fluid flow did not reach this part of the foreland before the reactivation of basement thrust.

To explain the highly radiogenic signatures of fluids in the western part of the basin, a model alternative to the squeegee-type model of fluid migration in the basement rocks would be to consider a fluid migration at depth in porous K-feldspar rich sandstone, such as the lower Cambrian Flathead Formation. Indeed, this highly permeable sandstone is an arkose derived from underlying basement (Thomas, 1965). Although, it is possible that a part of the depicted fluid migration could have flowed through lower parts of the Flathead sandstone instead of through basement rocks, this formation is thin ($< 30\text{m}$) and discontinuous at the scale of the Bighorn Basin (Thomas, 1965), which implies that fluids migrated also in basement rocks, at least locally where the arkosic Flathead Formation is absent. It is also possible to consider another fluid source to explain the highly radiogenic signatures of hydrothermal fluids: the radiogenic fluids generated from Precambrian sedimentary basins in western Montana and Idaho (The Precambrian Belt Basins, Harrison, 1972) during Sevier fold and thrust belt development. This would be consistent regarding the strontium isotopic ratios (from 0.7048 to 0.7499, Hall & Veizer, 1996). Nevertheless, these fluids were saline and oxygen isotopic signatures of these Precambrian fluids are notably different from oxygen isotopic signatures of meteoric fluids consistent with vein cements in the BHB (21‰ SMOW against -10‰ SMOW, respectively; Koch *et al.*, 1995; Hall & Veizer, 1996).

Our dataset differs with previous interpretations of a relationship between the minimal depth of migration of hydrothermal fluids in folds and the amount of throw along Laramide basement thrusts (Katz *et al.*, 2006). Indeed, although the most radiogenic fluids are identified at RMA, where the basement thrust throw is higher than those at SMA/LSMA (Erslev, 1995; Stanton & Erslev, 2004; Neely & Erslev, 2009; Beaudoin *et al.*, 2012), the more depleted (in terms of oxygen) and radiogenic fluids were recognized from cements from pre-Laramide veins (Set S-II). This suggests that hydrothermal fluids were involved in the system during the Sevier flexural foreland evolution that predates the activation of Laramide basement thrusts (Fig. 14-2) (Erslev & Koenig, 2009). Our model also differs from the fluid flow model proposed by Barbier *et al.* (2012b) based on the study of the sole Madison Formation at only two localities, SMA and RMA. Their model explains geochemical data recorded at SMA by a lateral migration of formational fluids (locally mixed with meteoric fluids) from the deepest western parts of the basin to the eastern edge through secondary porosity (such as fractures) of the Madison and underlying formations. However, this model does not explain fluid inclusions and Sr isotopic data newly collected at RMA as well as the

additional (O, C) isotopic analyses in veins from numerous other folds in the BHB, which show that the same fluid system existed in the sedimentary formations above and below the Madison Formation. The radiogenic values of fluids that flowed in RMA can only be explained by invoking pulses of fluids flowing in contact with basement (or basement-derived) rocks in the western part of the BHB as already proposed by Beaudoin *et al.* (2011) in its eastern part. This emphasizes the need for a complete spatial and stratigraphic sampling to reliably decipher the paleohydrogeological history at the basin scale.

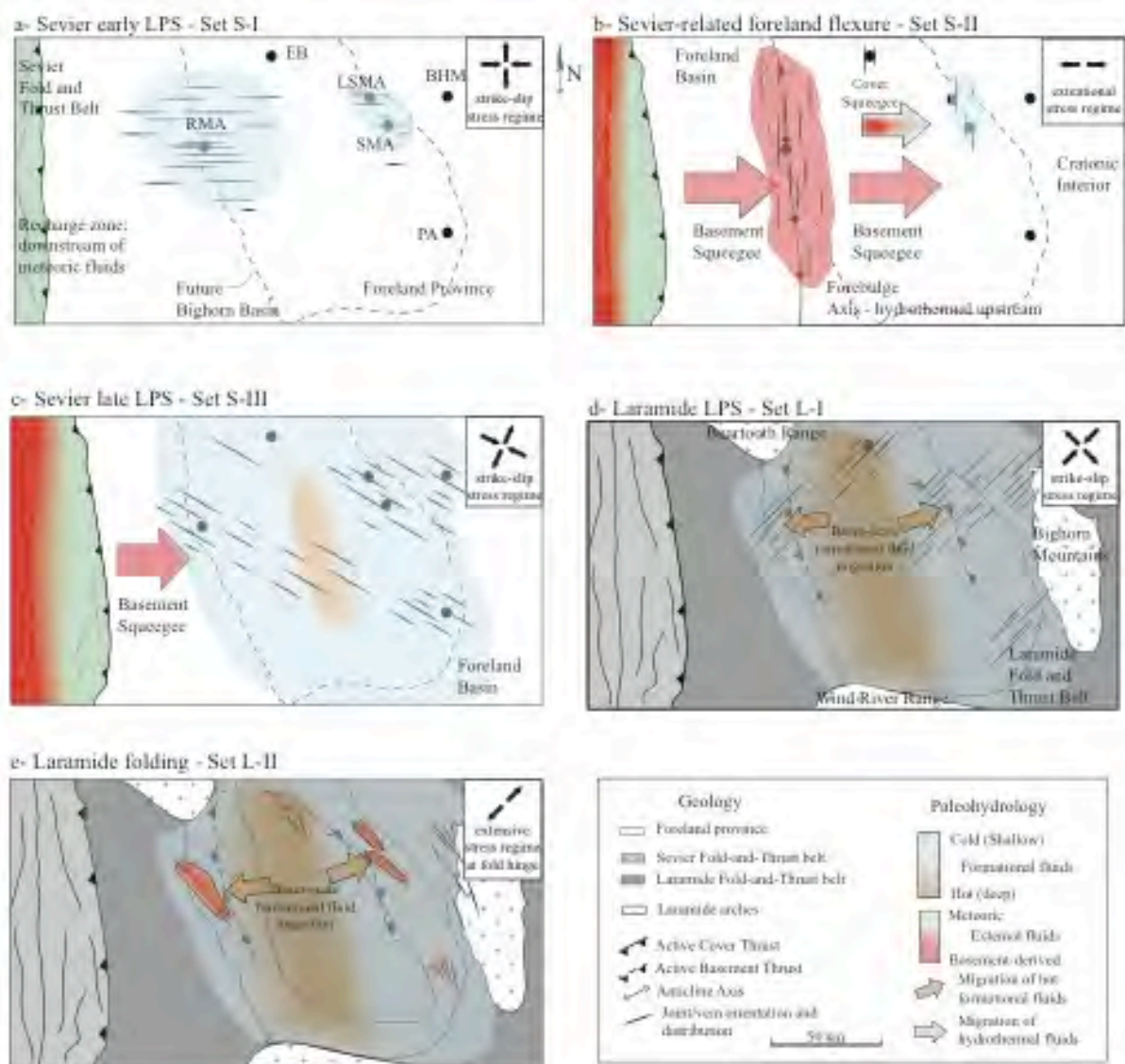


Figure 16: Map-view synthesis of fracture development and associated fluid migrations in the Sevier fold-thrust belt and foreland (a, b, c) and in the Laramide fold-thrust belt (d, e). The maps represent paleo-provinces of the orogeny and forebulge location according to palinspastic reconstructions of DeCelles (2004), light grey being the Sevier Fold-thrust belt, white the foreland domain and dark grey the Laramide fold-thrust belt. Basement-derived hydrothermal fluids are represented according to temperature by the color scale from red-to-green and formational fluids are represented according to temperature by the color scale from orange-to-blue. Red arrows symbolize crustal-scale squeeze in the basement and red-to-blue arrow symbolizes the related dilution of the basement-derived fluids in the cover rocks. Orange arrows are related to the migration of the hot formational fluids from the deeper parts of the basin to the shallow edges. Horizontal scale between the Sevier fold-thrust belt front and the fold location is exaggerated. Distance between RMA and SMA is 80 km.

During folding, in basement-cored folds, the fluid system is opened to basement-derived fluids that previously flowed in the basement rocks, the thrusts acting as drains in the non permeable cover until fluids reach fractured units (Beaudoin *et al.*, 2011). This is in contrast with numerous study of the fold-scale fluid system in detachment folds (Travé *et al.*, 2007; Lefticariu *et al.*, 2005; Fisher *et al.*, 2009; Dewever *et al.*, 2011; Evans *et al.*, 2012) where the fluid system is stratified until fold tightening, which allows an upward flow of fluids from deeper formations in fractures (joints and faults). Thus, fluids involved in detachment folds are mainly formational fluids, mobilized at different depths during deformation, this depth being limited by the vertical persistence of fractures controlled by mechanical stratigraphy. The difference in fluid system in basement-cored folds and detachment folds highlights that fluid system during folding seems to be partially controlled by the tectonic style, thick-skinned deformations allowing hydrothermal fluids to flow during folding from the basement through the fractured cover rocks.

Our results finally reveal that fracture sets have different vertical drain capabilities, from null (e.g. in PA, or set S-III at RMA) to very efficient; in the latter case, they allowed an upward migration of basement-derived fluids (in sets S-II and P-I of RMA and set L-II of SMA) through the impermeable shaly Gros Ventre Formation at a rate which prevented significant mixing or diffusion processes during migration and precipitation. This interpretation supports a control of the stress regime on the hydraulic permeability of fractures, as it has been proposed by Sibson (1994). Accordingly, using the timing of pulses of basement-derived hydrothermal fluids, we therefore suggest that the more efficient fractures for vertical fluid migration are those that developed under extensional stress regime (Fig. 17-a) rather than in LPS-related strike-slip stress regime (Fig. 17-b).

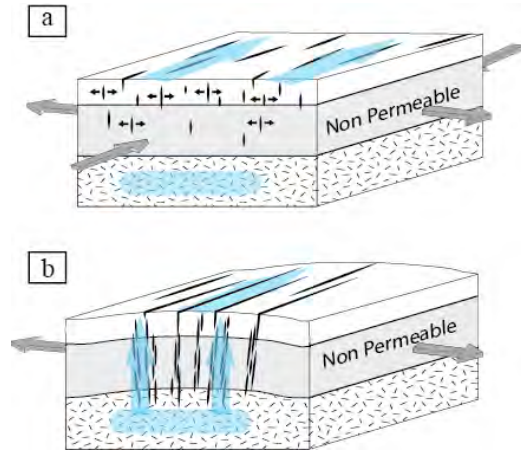


Figure 17: Sketch showing hydraulic permeability of fracture according to the controlling stress regime. a- Fractures developed under strike-slip stress regime are bad vertical drains. b- Joints developed under extensional stress regime are good vertical drains.

Conclusions:

This contribution reports an integrated study of fracture populations and related paleohydrological system at the scale of the Bighorn Basin, within the Paleozoic succession. Since the formation of this basin as the flexural foreland during the thin-skinned Sevier orogenic phase, the prevailing fluid system has been comprising a mix at different degrees between formational fluids (from local host-rock or from other parts of the basin) and basement-derived hydrothermal fluids comprising Cretaceous meteoric fluids that flowed downward and were heated up in the basement. Three pulses of upward basement-derived hydrothermal fluids are documented in the basin: during the foreland flexure, during the

Laramide folding event and during the post-Laramide extension event. These tectonically induced pulses are related to fracture/fault development and were consequently documented only in the parts of the foreland basin that were uplifted by later Laramide folding and subsequently partly eroded. Between pulses, formational fluids, mixed locally with remobilized basement-derived fluids, dominated the fluid system. Our model involves an eastward, upper crustal-scale squeegee-type fluid flow in both the cover and the basement during the Sevier contraction, tectonic loading being the main driving force for fluid migration. The inferred fluid migration rate of 6 km/My and distance of 300 km are in accordance with previously published works.

Beyond regional implications, we emphasize that, within sedimentary cover, the fluid system is stratified until extensional fractures developed efficient vertical drains. Our results further suggest that, among the numerous diffuse fracture sets observed in orogenic forelands, those developed under extensional stress regime (local strata curvature at fold hinge or regional-scale flexure) are probably the most efficient vertical migration pathways throughout the sedimentary cover.

Acknowledgement

This work was funded by Institut des Sciences de la Terre de Paris (ISTeP, UPMC, France). Authors thank G. Hurley and the Bureau of Land Management (BLM) of Cody, Wyoming, M.-C. Caumont at CREGU, the team of the CAI de Geochronologia (UCM), and Ph. Blanc from Lithologie Bourgogne for providing high-quality wafers. Authors also thank N. Labourdette for high-quality measurements of stable isotopes of oxygen and carbon. Authors also acknowledge the contributions of A. Boutoux and B. Cauquil, and stimulating discussions with J. Thibieroz and A. Verlaquet.

References

- AHMADHADI F., DANIEL J.-M., AZZIZADEH M. & LACOMBE O. (2008) Evidence for pre-folding vein development in the Oligo-Miocene Asmari Formation in the Central Zagros Fold Belt, Iran. *Tectonics*, **27**, TC1016.
- AMROUCH, K., LACOMBE, O., BELLAHSEN, N., DANIEL, J.-M. & CALLOT, J.-P. (2010) Stress and strain patterns, kinematics and deformation mechanisms in a basement-cored anticline: Sheep Mountain Anticline, Wyoming. *Tectonics*, **29**, TC1005.
- ANDERSON, D.W. & PICARD, M.D. (1974) Evolution of synorogenic clastic deposits in the intermontane Uinta Basin of Utah. *Spec. Publ. - Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, **22**, 167-189.
- ANDREWS, D.A., PIERCE, W.G. & EARGLE, D.H. (1947) Geological map of the Bighorn Basin, Wyo. and Montana. *United States Department of the Interior, Geological Survey*, 1:100,000.
- BARBIER, M., HAMON, Y., CALLOT, J.-P., FLOQUET, M., & DANIEL, J.-M. (2012a) Sedimentary and diagenetic controls on the multiscale fracturing pattern of a carbonate reservoir: The Madion Formation (Sheep Mountain, Wyoming, USA). *Marine and Petroleum Geology*, **29**(1), 50-67.
- BARBIER, M., LEPRÊTRE, R., DANIEL, J.-M., GASPARRINI, M., CALLOT, J.-P., HAMON, Y., LACOMBE, O. & FLOQUET, M. (2012b) Impact of fracturing stratigraphy on paleo-hydrodynamics, the Madison Formation case study (Bighorn Basin, Wyoming, USA), *Tectonophysics*, **576 - 577**, 116-132.
- BEAUDOIN, N., BELLAHSEN, N., LACOMBE, O., & EMMANUEL, L. (2011) Fracture-controlled paleohydrogeology in a basement-cored, fault-related fold: Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **12**, Q06011.
- BEAUDOIN, N., LEPRÊTRE, R., BELLAHSEN, N., AMROUCH, K., CALLOT, J.-P., EMMANUEL, L., & DANIEL, J.-M. (2012) Structural and microstructural evolution of the Rattlesnake Mountain Anticline (Wyoming, USA): New insights into the Sevier and Laramide orogenic stress build-up in the Bighorn Basin, *Tectonophysics*, **576 - 577**, 20-45.
- BEBOUT, G.E., ANASTASIO, D.J. & HOLL, J.E. (2001) Synorogenic Crustal Fluid Infiltration in the Idaho-Montana Thrust Belt. *Geophysical Research Letters*, **28**, 4295-4298.
- BELL, L. H. (1970) Depositional history of the Cambrian Flathead Sandstone, Park County, Wyoming. *Wyo. Geol. Assoc. Guideb.*, **22**, 115-131.
- BELLAHSEN, N., FIORE, P. & POLLARD, D., (2006a) The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming. *J. Struct. Geol.*, **28**, 850-867.
- BELLAHSEN, N., FIORE, P.E. & POLLARD, D.D. (2006b) From spatial variation of fracture patterns to fold kinematics: A geomechanical approach. *Geophysical Research Letters*, **33**, 1-4.
- BILLI, A. (2005) Attributes and influence on fluid flow of fractures in foreland carbonates of southern Italy. *Journal of Structural Geology*, **27**, 1630-1643.
- BJØRLYKKE, K. (1994) Fluid flow processes and diagenesis in sedimentary basins. In: PARNELL, J., (ed), *Geofluid: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **78**, 127 - 140.
- BJØRLYKKE, K. (1993) Fluid flow in sedimentary basin. *Sedimentary Geology*, **86**, 137 - 158.
- BJØRLYKKE, K. (1999a) Principal aspects of compaction and fluid flow in mudstones. In: APLIN, A.C., FLEET, A.J., & MACQUAKER, J.H.S. (eds), *Mud and mudstones: Physical and fluid flow properties*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **158**, 73 - 78.
- BJØRLYKKE, K. (1999b) An overview of factors

- controlling rates of compaction, fluid generation and fluid flow in sedimentary basins. *In: JAMTVEIT, B., & MEAKIN, P. (eds), Growth, dissolutions and pattern formation in geosystems. Kluwer Academic Publishers, 381 - 404.*
- BJØRLYKKE, K. (2010) Subsurface water and fluid flow in sedimentary basins *In: BJØRLYKKE, K. (ed) Petroleum Geoscience. From Sedimentary Environments to Rock Physics. Springer, 508 pp.*
- BLACKSTONE, D.L. Jr. (1990) Rocky Mountain foreland structure exemplified by the Owl Creek Mountains, Bridger Range and Casper Arch, central Wyoming. *In: SPECHT, R.W., Wyoming Sedimentation and Tectonics. Wyoming Geological Association Guidebook, 41st Field Conference, 151-166.*
- BOIRON, M.C., CATHELIN, M., BANKS, D.A., BUSCHAERT, S., FOURCADE, S., COULIBALY, Y., MICHELOT, J.L. & BOYCE, A. (2002) Fluid transfers at a basement/cover interface Part II. Large-scale introduction of chlorine into the basement by Mesozoic basinal brines. *Chemical Geology, 192*, 121-140.
- BONS, P.D., ELBURG, M.A., & GOMEZ-RIVAS, E (2012) A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology, 43*, 33-62.
- BOTTINGA, Y. (1969) Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor. *Geochim. Cosmochim. Acta, 33*, 49-64.
- BRIGAUD, F., CHAPMAN, D. S. & LE DOUARAN, S. (1990) Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs, *AAPG Bull., 74(9)*, 1459-1477.
- BROWN, W.G. (1988) Deformational style of Laramide uplifts in the Wyoming foreland, *In: SCHMIDT, C.J., PERRY JR., W.J. (eds), Interaction of the Rocky Mountain Foreland and the Cordilleran Thrust Belt. G.S.A. Memoir 171, Boulder, 1 - 26.*
- BRUCKSCHEN, P., OESMANN, S. & VEIZER, J. (1999) Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: Proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics, *Chem. Geol., 161*, 127-163.
- BUDAI, J.M., & WILTSCHKO, D.V. (1989) Isotopic exchange during tectonic veining: example from Absaroka Sheet in Wyoming overthrust belt, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 73*, 338.
- COPLEN, T.B., KENDALL, C., & HOPPLE, J. (1983), Intercomparison of stable isotope reference samples, *Nature, 302*, 236-238.
- CROWLEY, P.D., REINERS, P.W., REUTER, J.M., & KAYE, G.D. (2002) Laramide exhumation of the Bighorn Mountains, Wyoming: An apatite (U-Th)/He thermochronology study, *Geology, 30(1)*, 27-30.
- DARTON, N.H. (1905) Geologic map of the Bighorn Mountains Wyoming. *U.S. Geological Survey, 1:100,000.*
- DECELLES, P.G., & COOGAN, J.C. (2006) Regional structure and kinematic history of the Sevier fold-and-thrust belt, central Utah. *Geological Society of America Bulletin, 118*, 841-864.
- DECELLES, P.G. (1994) Late Cretaceous-Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, northeast Utah and southwest Wyoming. *Geological Society of America Bulletin, 106*, 32-56.
- DECELLES, P.G. (2004) Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western USA. *American Journal of Science, 304*, 105-168.
- DEMING, D., NUNN, J. A., & EVANS, D. G. (1990) Thermal effects of compaction-driven groundwater flow from overthrust belts. *J. Geophys. Res., 95(B5)*, 6669-6683.
- DETTMAN, D.L., & LOHMANN, K.C. (2000) Oxygen evidence for high-altitude snow in the Laramide Rocky Mountains of North America

- during the Late Cretaceous and Paleogene. *Geology*, **28**, 243-246.
- DEWEVER, B., SWENNEN, R., & BREESCH, L. (2011) Fluid flow compartmentalization in the Sicilian fold and thrust belt: Implications for the regional aqueous fluid flow and oil migration history, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2011.08.009
- DICKINSON, J.A.D. (1966) Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, **36**, 491-505.
- DUBESSY, J., LHOMME, T., BOIRON, M.C., & RULL, F. (2002) Determination of chlorinity in aqueous fluids using Raman spectroscopy of the stretching band of water at room temperature: application to fluid inclusions. *Appl. Spectrosc.*, **56**, 99–106.
- DURDELLA, M.J. (2001) Mechanical Modeling of Fault-related Folds: West Flank of the Bighorn Basin, Wyoming. M.S. Thesis, Purdue University.
- ENGELDER, T., GROSS, M.R., & PINKERTON, P. (1997) Joint development in clastic rocks of the Elk Basin anticline, Montana-Wyoming. In: HOAK, T., KLAWITTER, A., & BLOMQUIST, P. (eds), Fractured Reservoirs: Characterization and Modeling, *Rocky Mountain Association of Geologists 1997 Guidebook*, 1-18.
- ENGELDER, T. (1984) The role of pore water circulation during the deformation of foreland fold and thrust belts. *Journal of Geophysical Research*, **89**(B6), 4319 - 4325.
- ENGELDER, T. (1987) Joints and some fractures in rocks, in: ATKINSON, B. (Ed.), Fracture Mechanics of Rock, *Academic Press*, 27-69.
- ERSLEV, E. A. (1995) Heterogeneous Laramide deformation in the Rattlesnake Mountain Anticline, Cody, Wyoming. *Field trip.*, **7**, 141 – 150.
- ERSLEV, E.A., & KOENIG, N.V. (2009) Three-dimensional kinematics of Laramide, basement-involved Rocky Mountain deformation, USA: Insights from minor faults and GIS-enhanced structure maps. *GSA Memoirs*, **204**, 125-150.
- EVANS, M.A, BEBOUT, G.E., & BROWN, C.H. (2012) Changing fluid conditions during folding: An example from the central Appalachians, *Tectonophysics*, **576 - 577**, 99 - 115.
- 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: TOLLO, R.P., BARTHOLOMEW, M.J., HIBBARD, J.P., and KARABINOS, P.M. (eds), From Roﬂinia 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. *Journal of Structural Geology*, **44**, 2-24.
- FANSHAWE, J. R. (1971), Structural evolution of Big Horn basin. *Symposium on Wyoming Tectonics and their economic significance*, 35 - 42.
- FERKET, H., SWENNEN, R., ORTUÑO, S. & ROURE, F. (2003) Reconstruction of the fluid flow history during Laramide foreland fold and thrust belt development in eastern Mexico: cathodoluminescence and $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ isotope trends of calcite-cemented fractures. *Journal of Geochemical Exploration*, **78-79**, 163-467.
- FIORE ALLWARDT, P., BELLAHSEN, N., & POLLARD, D.D. (2007) Curvature and fracturing based on global positioning system data collected at Sheep Mountain anticline, Wyoming. *Geosphere*. **3**, 408 – 421.
- FISCHER, M.P., HIGUERA-DÍAZ, I.C., EVANS, M.A., PERRY, E.C. & LEFTICARIU, L. (2009) Fracture-controlled paleohydrology in a map-scale detachment fold: Insights from the analysis of fluid inclusions in calcite and quartz veins. *J. Struct. Geol.*, **31**, 1490–1510.

- FITZ-DIAZ, E., HUDLESTON, P., SIEBENALLER, L., KIRSCHNER, D., CAMPRUBI, A., TOLSON, G. & PI PUIG, T. (2011) Insights into fluid flow and water-rock interaction during deformation of carbonate sequences in the Mexican fold-thrust belt. *Journal of Structural Geology*, **33**, 1237-1253.
- FORSTER, A. & EVANS, J.P. (1991) Fluid flow in thrust faults and crystalline thrust sheets : Results of combined field and modeling studies. *Geophysical Research Letters*, **18**, 979-982.
- FORSTER, A., IRMEN, A.P., & VONDRA, C. (1996) Structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Bighorn Basin, Wyoming. *Wyoming Geological association Guidebook*, **47**, 239 - 251.
- FOURCADE, S., MICHELOT, J.L., BUSCHAERT, S., CATHELINEAU, M., FREIBERGER, R., COULIBALY, Y. & ARANYOSSY, J.F. (2002) Fluid transfers at the basement/cover interface Part I. Subsurface recycling of trace carbonate from granitoid basement rocks (France). *Chemical Geology*, **192**, 99–119.
- FOX, J.E. & DOLTON, G.L. (1995) Bighorn Basin Province (034). In: GAUTHER, D.L., DOLTON, G.L., TAKAHASHI, K.I., & VARNES, K.L. (eds), National assessment of United States oil and gas resources -- Results, methodology, and supporting data. *U.S. Geological Survey Digital Data Series*, **30**.
- GE, S. & GARVEN, G. (1989) Tectonically induced transient groundwater flow in foreland basins. In : *The Origin and Evolution of Sedimentary Basin and Their Energy and Mineral Ressources* (Ed. by R.A. Prince), *American Geophysical Union*. 145 – 157.
- GÉRAUD, Y. SURMA, F. & MAZEROLLE, F. (2003) Porosity and fluid flow characterization of granite by capillary wetting using X-ray computed tomography. In : MEES, F., SWENNEN, R., VAN GEET, M. & JACOBS, P. (eds) Applications of X-ray Computed Tomography in Geosciences. *Geological Society, London, Special Publications*, **215**, 95–105.
- HALL, S.M. & VEIZER, J. (1996) Geochemistry of Precambrian carbonates : VII. Belt Supergroup, Montana and Idaho, USA. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **60**(4), 667–677.
- HANOR, J.S. (1980) Dissolved methane in sedimentary brines: Potential effect on the PVT properties of fluid inclusions. *Econ. Geol.*, **75**, 603–609.
- HARRISON, J.E. (1972) Precambrian Belt Basin of Northwestern United States: Its Geometry, Sedimentation, and Copper Occurrences. *Geological Society of America Bulletin*, **83**, 1215–1240.
- HEASLER, H.P. & HINCKLEY, B.S. (1985) Geothermal resources of the Bighorn Basin, Wyoming. *Geological Survey of Wyoming*, **8**, 27 pp.
- HENDERSON, I.H.C. & McCAIG, A.M. (1996) Fluid pressure and salinity variation in shear zone-related veins, central Pyrenees, France : Implication for the fault-valve model. *Tectonophysics*, **262**, 321-348.
- HENNIER, J.H., & SPANG, J.H. (1983) Mechanisms for deformation of sedimentary strata at Sheep mountain anticline, Bighorn basin, Wyoming. *Wyoming Geological association Guidebook*, **34**, 96 - 111.
- HENNIER, J.H. (1984) Structural analysis of the Sheep Mountain Anticline, Bighorn basin, Wyoming, Texas A&S University, 118 pp.
- HILGERS, C. & URAI, J.L. (2002) Microstructural observations on natural syntectonic fibrous veins: implications for growth process. *Tectonophysics*, **352**, 257-274.
- HUBBERT, M.K., WILLIS, D.G. (1957) Mechanics of hydraulic fracturing. *Trans. AIME*, **210**, 153–166.
- KATZ, D.A., EBERLI, G.P., SWART, P.K., & SMITH, L.B. (2006) Tectonic-hydrothermal brecciation associated with calcite precipitation and permeability destruction in Mississippian carbonate reservoirs, Montana and Wyoming. *AAPG Bulletin*, **90**(11), 1803-1841.

- KIM, S.-T., & O'NEIL, J.R. (1997) Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates; *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**(16), 3461–3475.
- KOCH, P.L., ZACHOS, J.C., & DETTMAN, D.L. (1995) Stable isotope and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn Basin (Wyoming, USA). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **115**, 61–89.
- LAUBACH, S.E., OLSON, J., & GROSS, M.R. (2009) Mechanical and fracture stratigraphy: *AAPG Bulletin*, **93**, 1413–1427.
- LEFTICARIU, L., PERRY, E.C., FISCHER, M.P. & BANNER, J.L. (2005), Evolution of fluid compartmentalization in a detachment fold complex, *Geology*, **33**(1), 69–72.
- LI, K., CAI, C., HE, H., JIANG, L., CAI, L., XIANG, L., HUANG, S. & ZHANG, C. (2011) Origin of palaeo-waters in the Ordovician carbonates in Tahe oilfield, Tarim Basin: constraints from fluid inclusions and Sr, C and O isotopes. *Geofluids*, **11**, 71-86.
- LOPEZ, D.A. (2000) Geologic Map of the Bridger 30' x 60' Quadrangle, Montana. *U.S. Geological Survey*, 1:100,000.
- LOVE, J.D., & CHRISTIANSEN, A.C. (1985) Geologic map of Wyoming. *U.S. Geological Survey*, 1:500,000.
- MACHEL, H.G. & CAVEL, P.A. (1999) Low-flux, tectonically-induced squeegee fluid flow (« hot flash ») into the Rocky Mountain Foreland Basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **47**(4), 510-533.
- MARSHAK, S., KARLSTROM, K., & TIMMONS, J.M. (2000) Inversion of Proterozoic extensional faults: An explanation for the pattern of Laramide and Ancestral Rockies intracratonic deformation, United States. *Geology*, **28**, 735-738.
- McCABE, W.S. (1948) Elk basin, anticline, Park county, Wyoming, and Carbon county, Montana. *AAPG Bulletin*, **32**, 52-67.
- McCAIG, A.M. (1988) Deep fluid circulation in fault zones. *Geology*, **16**, 865-960.
- MORRILL, C. & KOCH, P.L. (2002) Elevation or alteration? Evaluation of isotopic constraints on paleoaltitudes surrounding the Eocene Green River Basin. *Geology*. **30**(2), 151-154.
- NEELY, T. G., & ERSLEV, E.A. (2009) The interplay of fold mechanisms and basement weaknesses at the transition between Laramide basement-involved arches, north-central Wyoming, USA. *J. Struct. Geol.*, **31**, 1012-1027.
- NESBITT, B.E. & MUEHLENBACHS, K. (1995) Geochemical studies of the origins and effects of synorogenic crustal fluids in the southern Omineca Belt of British Columbia, Canada. *GSA Bulletin*, **107**(9), 1033-1050.
- NORRIS, R.D., JONES, L.S., CORFIELD, R.M. & CARTLIDGE J.E. (1996) Skiing in the Eocene Uinta Mountains? Isotopic evidence in the Green River Formation for snow melt and large mountains. *Geology*, **24**, 403-406.
- OLIVER, J. (1986) Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology*, **14**, 99-102.
- PIERCE, W.G., & NELSON, W.H., (1968) Geologic map of the Pat O'Hara Mountain Quadrangle, Park County, Wyoming. *U.S. Geological Survey*, Geologic Quadrangle Map GQ-0755, 1:62,500.
- PIERCE, W.G. (1966) Geologic map of the Cody quadrangle, Park County, Wyoming. *U.S. Geological Survey*, Geologic Quadrangle Map GQ-542, 1:62,500.
- QING, H. & MOUNTJOY, E. (1992) Larger-scale fluid flow in the Middle Devonian Presqu'ile barrier, Western Canada Sedimentary Basin. *Geology*, **20**, 903-906.

- REYNOLDS, S.J. & LISTER, G.S. (1987) Structural aspect of fluid-rock interactions in detachment zones. *Geology*, **15**(4), 362-366.
- RHODES, M.K., CARROLL, A.R., PIETRAS, J.T., BEARD, B.L., & JOHNSON, C.M. (2002) Strontium isotope record of paleohydrology and continental weathering, Eocene Green River Formation, Wyoming. *Geology*, **30**(2), 167-170.
- RIOUX, R.L. (1994) Geologic map of the Sheep Mountain - Little Sheep Mountain Area, Big Horn County, Wyoming. *U.S. Geological Survey*, 1:48,000.
- ROGERS JR., C.P., RICHARDS, P.W., CONANT, L.C., VINE, J.D. & NOTLEY, D.F. (1948) Geology of the worland - Hyattville area, Big Horn and Washakie counties, Wyoming. *Oil and Gas investigations preliminary map*, **84**, 1:48,000.
- ROSENBAUM, J. & SHEPPARD, S.M.F. (1986) An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**(6), 1147-1150.
- ROURE, F., SWENNEN, R., SCHNEIDER, F., FAURE, J.L., FERKAND, H. GUILHAUMOU, N., OSADANDZ, 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**(1), 67-106.
- ROURE, F., ANDRIESSEN, P., CALLOT, J.-P., FERKET, H., GONZALEZ, E., GUILHAUMOU, N., HARDEBOL, N., LACOMBE, O., MALANDAIN, J., MOUGIN, P., MUSKA, K., ORTUNO, S., SASSI, W., SWENNEN, R. & VILASI, N. (2010) The use of paleo-thermobarometers and coupled thermal, fluid flow and pore fluid pressure modelling for hydrocarbon and reservoir prediction in fold-and-thrust belts. In: *Hydrocarbons in Contractual Belts* (Ed by G. Goffey, J. Craig, T. Needham & R. Scott), *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **348**, 87-114.
- RUBEY, W.W. & HUBBERT, M.K. (1959) Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. II. Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis. *Geol. Soc. America Bull.*, **70**, 167-205.
- SCHNEIDER, F. (2003) Basin Modeling in Complex Area : Examples from Eastern Venezuelan and Canadian Foothills. *Oil & Gas Science And Technology*, **58**(2), 313-324.
- SIBSON, R.H. (1981) Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models. In: *Earthquake Prediction: An International Review* (Ed. by D.W. Simpson & P.G. Richards). *Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Series*, **4**, 593-603.
- SIBSON, R.H. (1994) Crustal stress, faulting and fluid flow. In: *Geofluids : Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins* (Ed. by J. Parnell), *Geological Society of London Special Publication*, **78**, 69-84.
- STANTON, H.I. & ERSLEV, E.A. (2004) Sheep Mountain Anticline: backlimb tightening and sequential deformation in the Bighorn Basin, Wyoming. *Wyoming Geological association Guidebook*. **53**, 75 - 87.
- STEARNS, D.W. (1978) Faulting and forced folding in the Rocky Mountains foreland. In: *Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States* (Ed. by V. Matthews), *Geological Soc. of America Memoir*, **151**, 1-37.
- STILWELL, D.P., DAVIS-LAWRENCE, S.W. & ELSER, A.M. (2010) Reasonable foreseeable development scenario for oil and gas Bighorn Basin planning area, Wyoming. *Final Rapport of the United States Department of the Interior, Bureau of Land Management*, 176 pp.
- STONE, D.S. (1987), Northeast-Southwest structural transect: Rocky Mountain foreland, Wyoming (abs.). *AAPG Bulletin*, **71**, 1015, 1:24,000.
- STONE, D.S. (1993) Basement-involved thrust-generated folds as seismically imaged in the subsurface of the central Rocky Mountain foreland. In: SCHMIDT, C.J., CHASE, R.B., & ERSLEV, E.A. (eds), *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain of the western United States. Geological Society of America Special Paper*, **280**,

271 - 318.

STONE, D.S. (2003) New interpretations of the Piney Creek thrust and associated Granite Ridge tear fault, northeastern Bighorn Mountain, Wyoming. *Rocky Mountain Geology*, **38**(2), 205-235.

STONE, D.S. (2004) Rio thrusting, multi-stage migration and formation of vertically segregated Paleozoic oil pools at Torchlight Field on the Greybull Platform (Eastern Bighorn basin): Implication for exploration. *Mountain Geology*, **41**, 119–138.

TEMPLETON, A.S., SWEENEY Jr., J., MANSKE, H., TILGHMAN, J.F., CALHOUN, S.C., VOILICH, A. & CHAMBERLAIN, C.P. (1995) Fluids and the Heart Mountain fault revisited. *Geology*, **23**(10), 929–932.

THOMAS, L. E. (1965) Sedimentation and structural development of Bighorn Basin. *AAPG Bulletin*, **49**, 1867 -1877.

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**(1), 73-102.

TRAVÉ, A., LABAUME, P. & VERGÉS, J. (2007) Fluid Systems in Foreland Fold-and-Thrust Belts : An Overview from the Southern Pyrenees. *In*: LACOMBE, O., LAVÉ, J., ROURE, F., & VERGÈS, J., (eds), Thrust Belts and Foreland Basins. *Springer*, 93-117.

ULMER-SCHOLLE, D.S. & SCHOLLE, P.A. (1994) Replacement of evaporites within the Permian Park City Formation, Bighorn basin, Wyoming, U.S.A. *Sedimentology*, **41**, 1203-1222.

VAN GEET, M., SWENNEN, R., DURMISHI, C., ROURE, F. & MUCHEZ, P. (2002) Paragenesis of

Cretaceous to Eocene carbonate reservoirs in the Ionian fold and thrust belt (Albania): relation between tectonism and fluid flow. *Sedimentology*, **49**(4), 697-718.

VANDEGINSTE, V., SWENNEN, R., ALLAEYS, M., ELLAM, R.M., OSADETZ, K., & ROURE, F. (2012) Challenge of structural diagenesis in foreland fold-and-thrust belts: A case study on paleofluid flow in the Canadian Rocky Mountains West of Calgary. *Marine and Petroleum Geology*, **35**(1), 235-251.

VEIZER, J., ALA, D., AZMY, K., BRUCKSCHEN, P., BUHL, D., BRUHN, F., CARDEN, G. A. F., DIENER, A., EBNETH, S., GODDERIS, Y., JASPER, T., KORTE, C., PAWELLEK, F., PODLAHA, O. G. & STRAUSS, H. (1999) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**, 59-88.

VILASI, N., MALANDAIN, J., BARRIER, L., AMROUCH, K., CALLOT, J.-P., 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 characterization. *Tectonophysics*, **474**, 367–392.

WILTSCHKO, D.V., LAMBERT, G.R. & LAMB, W. (2009) Conditions during syntectonic vein formation in the footwall of the Absaroka Thrust Fault, Idaho-Wyoming-Utah fold and thrust belt. *Journal of Structural Geology*, **31**, 1039-1057.

YU, H.-S., & CHOU, Y.-W. (2001) Characteristics and development of the flexural forebulge and basal unconformity of Western Taiwan Foreland Basin. *Tectonophysics*, **333**, 277-291.

ZHENG, Y. F. (1999) Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulphate minerals. *Geochemical Journal*, **33**, 109-126.

V. Comparaison de l'évolution des pressions de fluides dans les structures à l'échelle du bassin.

La combinaison des données paléopiezométriques avec les données mécaniques et microstructurales de SMA et de RMA offre l'opportunité de comparer l'évolution des (sur)pressions de fluides à différents points de l'avant-pays avant et durant son incorporation dans la chaîne plissée. Comme cela est montré dans les sections II et IV du présent chapitre, des différences entre les parties Est et Ouest du bassin Sevier existent : la distribution de la déformation, le régime des contraintes, la paléo-hydrologie sont des événements qui peuvent marquer l'évolution de la chaîne plissée et les localisations respectives du front de déformations et du bombement flexural. Durant le Laramien, la déformation, les contraintes et la paléo-hydrologie sont comparables dans les structures du bassin. Barbier et al. (2012 b) montrent néanmoins une différence liée à la réponse mécanique des roches à la fracturation, étant verticalement plus persistante à RMA qu'à SMA, ce qui explique selon ces auteurs des fractures de la phase précoce du pli Laramien plus drainantes.

Dans un tel contexte, il est donc intéressant de comparer l'évolution des surpressions de fluides durant ces périodes qui précèdent le plissement *sensu stricto*, qui est approchée par l'évolution des courbes de $\Delta\sigma_v$ en considérant qu'il n'y a aucune variation de l'épaisseur de la colonne sédimentaire avant le plissement. Comme expliqué dans la partie III du présent chapitre, nous traiterons indépendamment l'évolution Sevier et l'évolution au Laramien. De plus, il n'est pas possible d'interpréter la différence des valeurs absolues du $\Delta\sigma_v$ entre RMA et SMA. Comme expliqué dans la partie II.5.3 de ce chapitre, la magnitude du différentiel ($\sigma_1 - \sigma_3$) reconstruit par l'étude des macles de la calcite est dépendante de la profondeur d'enfouissement des échantillons (Lacombe, 2007). Pour discuter des valeurs, il a fallu normaliser les magnitudes obtenues à RMA à la même profondeur que SMA, puis reconstruire les diagrammes de Mohr. Pour ce faire, j'ai soustrait aux différentiels des contraintes mesurés sur les échantillons de RMA (Tableau 8.A) les valeurs correctives calculées à partir des équations proposées par Jaeger et Cook (1969) et modifiées par Zoback et Townend (2001), qui :

$$\sigma_1 - \sigma_3 = 2\rho gz \times (\lambda - 1) \times \frac{(1 - [\sqrt{(\mu^2 + 1) + \mu}]^2)}{(1 + [\sqrt{(\mu^2 + 1) + \mu}]^2)}$$

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \rho gz \times (\lambda - 1) \times \frac{(1 - [\sqrt{(\mu^2 + 1) + \mu}]^2)}{[\sqrt{(\mu^2 + 1) + \mu}]^2}$$

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \rho gz \times (\lambda - 1) \times (1 - [\sqrt{(\mu^2 + 1) + \mu}]^2)$$

Ces équations explicitent la relation mathématique entre la profondeur et le différentiel maximum des contraintes en fonction du régime, respectivement pour un régime décrochant, extensif et compressif. Pour le calcul, j'ai considéré un écart d'enfouissement de 1,2 km, un coefficient de friction $\mu=0,8$ et une pression de fluide $\lambda=0,7$, afin de rendre compte de la surpression de fluides dans les couches. Cette correction implique donc une diminution des valeurs du différentiel des contraintes à RMA de 28 MPa en régime décrochant, 13 MPa en régime extensif et de 11 MPa en régime compressif. Aussi, compte tenu de notre utilisation d'une valeur moyenne du différentiel des contraintes dans la construction initiale du diagramme de Mohr, la plupart des constructions restent valables, à l'exception des étapes de fracturation du LPS (L-I), du syn-pli s.s.(L-II) et du LSFT dans le flanc avant (réactivation des S-I) (Fig. 6-17). Le résultat de l'évolution du $\Delta\sigma_v$ basée sur cette normalisation à la profondeur de SMA et en considérant un σ_{vref} relatif à SMA (27 MPa) est représenté sur la Fig. 6-17.

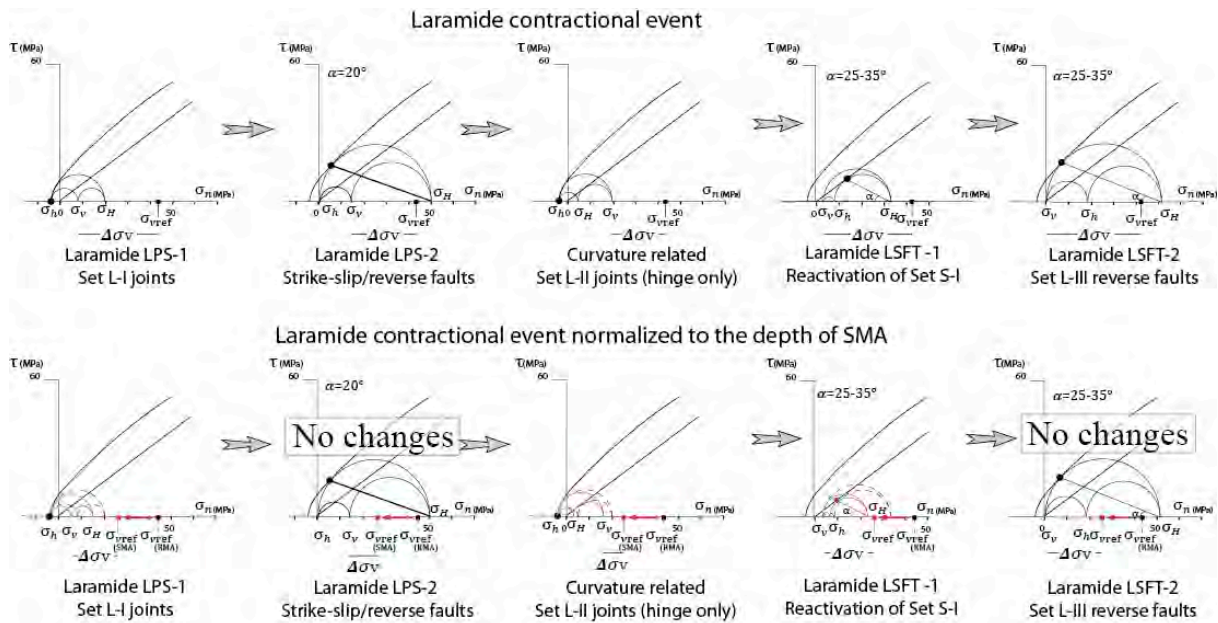


Figure 6-17 : Modification de la construction du diagramme de Mohr des fractures laramiennes à RMA une fois les magnitudes des différentiels utilisés corrigées par rapport à la profondeur de SMA.

Fig. 6-17: Modification on the Mohr diagram construction related to Laramide fractures at RMA once measured differential stress magnitude were corrected from depth difference regarding SMA.

A. Évolution des surpressions de fluides durant la contraction du Sevier

Durant le Sevier, la surpression de fluides est minimale lors de l'ouverture des joints de flexure et augmente ensuite dans les couches de RMA (Fig. 6-18). Ces étapes précoces de l'anté-pli Sevier ne se retrouvent pas à SMA, ce que nous avons interprété comme dû à la distance au front. La normalisation par rapport à la profondeur de SMA autorise la

comparaison des valeurs absolues de la surpression de fluides. On observe alors que le niveau initial à RMA est très faible, bien plus que le niveau initial enregistré à SMA durant l'ouverture du set S-III. De plus, la valeur de surpression dans les couches au moment de l'ouverture du set S-III est identique dans les deux plis, et l'augmentation initiée depuis l'ouverture du set S-II continue à RMA où la surpression atteint son maximum durant la néoformation de failles inverses, à un niveau proche de la valeur du lithostatique. Au contraire, le niveau de surpression à SMA durant cette période est plus faible que la valeur du lithostatique, ayant tendance à diminuer entre le Sevier et le Laramien. Cette différence suggère soit (i) un fort impact du changement de régime des contraintes (qui passe de décrochant à compressif à ce moment à RMA) sur la surpression de fluide dans les couches, entraînant par exemple de la pression-dissolution efficace, soit (ii) l'arrivée massive de fluides dans la partie Ouest du bassin et pas dans la partie Est. Cette seconde hypothèse est cohérente avec le modèle d'évolution paléo-hydrologique reconstruit à partir de l'étude géochimique à l'échelle du bassin. En effet, les signatures isotopiques de l'oxygène et du strontium suggèrent que le set S-II (syn-flexure) a servi de drain efficace pour la migration de fluides hydrothermaux venant des formations précambriennes ou cambriennes (voir section IV). Au moment de l'ouverture des fractures, la perméabilisation de la colonne sédimentaire peut expliquer le minimum de surpression de fluides observé (Fig. 6-18 étape 1) ; l'augmentation subséquente implique une pression-dissolution efficace couplée à un apport continu de fluides *per ascensum* dans les couches carbonatées et que la perméabilité des couches d'argiles imperméables sus-jacentes soit réduite. Ce second point peut s'expliquer par la précipitation de la calcite dans les joints, entraînée par des variations d'environnement chimique ou par le gradient de pression entre la profondeur et la surface.

B. Évolution des surpressions de fluides durant la phase précoce du plissement au Laramien

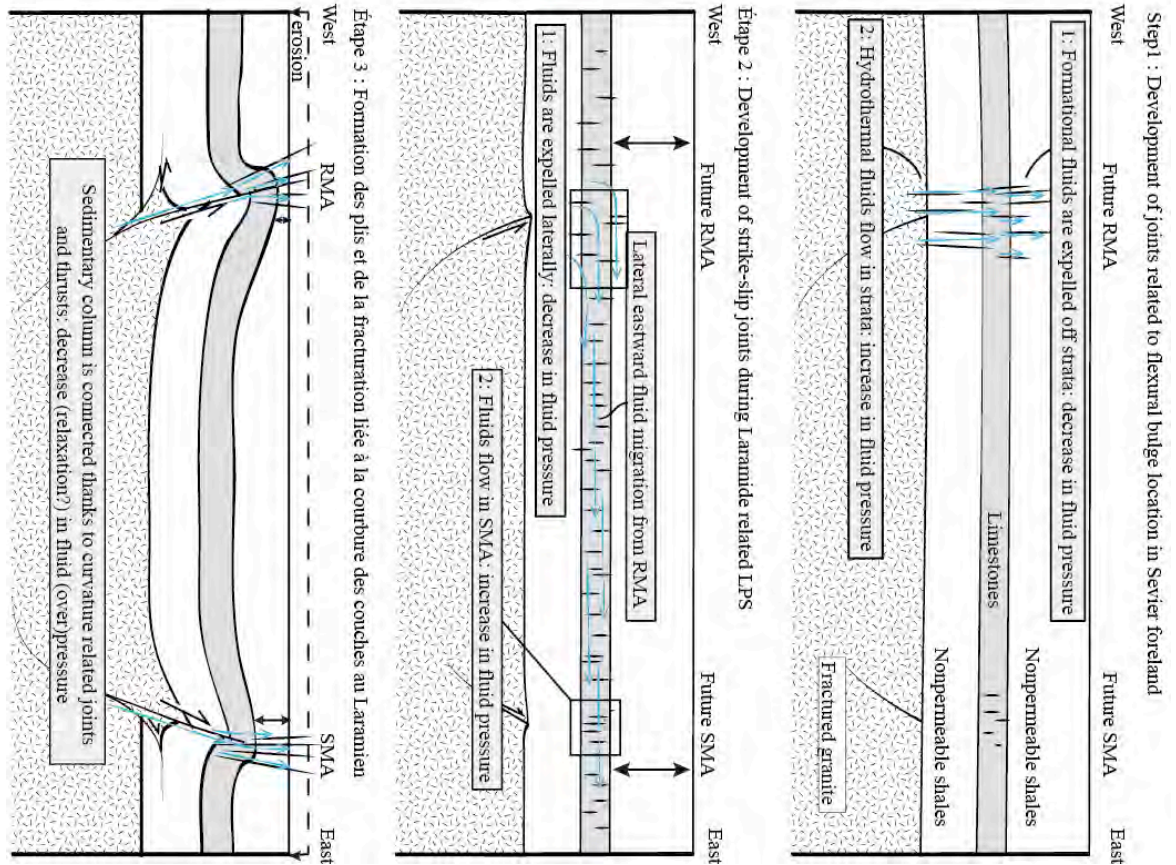
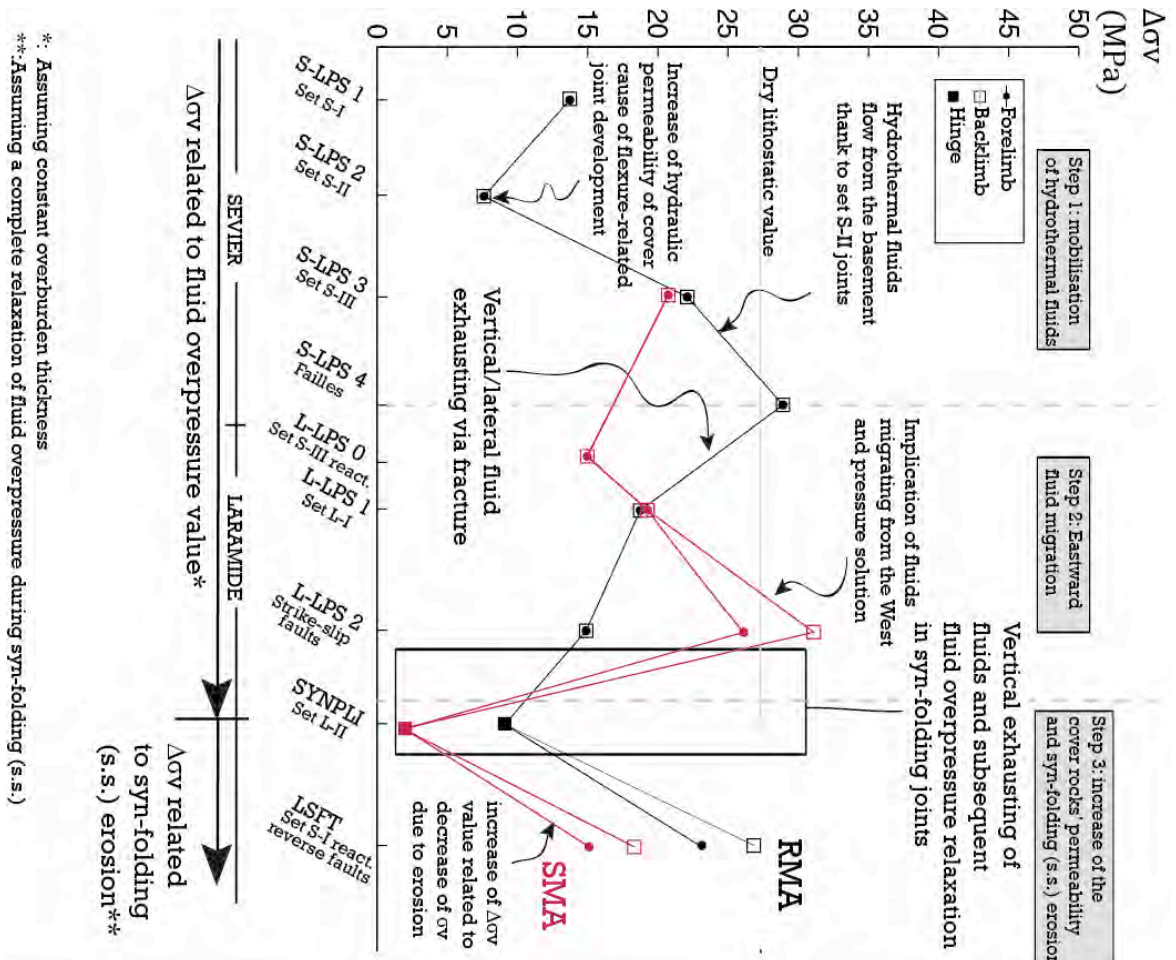
La fracturation durant la phase précoce du plissement au Laramien est identique dans tout le bassin, l'unique différence est la réactivation du set S-III par la compression laramienne à SMA, absente de la séquence de fracturation observée à RMA faute d'observations. On observe un comportement inverse dans les deux parties du bassin : la surpression de fluides diminue continuellement à RMA alors qu'elle augmente de continuellement à SMA (Fig. 6-17 étape 2). On remarque néanmoins que lors de l'ouverture du set L-I, les mêmes valeurs de surpressions de fluides sont enregistrées entre SMA et RMA. Plusieurs hypothèses peuvent être proposées et combinées pour expliquer ce comportement antagoniste pendant cette période où l'évolution des contraintes et de la fracturation est identique (section II de ce chapitre).

La différence de stratigraphie mécanique observée par Barbier (2012) implique une meilleure perméabilité verticale des couches lors de l'ouverture du set L-I à RMA qu'à SMA. Si cette faible persistance verticale, avec des fractures limitées à l'épaisseur des bancs, couplée à des phénomènes de pression-dissolution explique l'augmentation à SMA, la meilleure persistance des fractures à RMA peut entraîner un meilleur drainage d'un grand volume de fluides hors du système pour que la surpression de fluides diminue malgré les phénomènes de pression-dissolution. La géochimie des remplissages de ces fractures n'était pas un comportement drainant de ces fractures, aussi, cette différence de stratigraphie mécanique, si elle peut participer à expliquer les différences de l'évolution de la surpression entre les deux plis, n'est pas le seul mécanisme responsable.

Une autre hypothèse est de considérer le décalage temporel observé entre la diminution de la surpression de fluides à RMA au moment de l'ouverture du set L-I (~12 MPa) et l'augmentation de la surpression de fluides à SMA qui se fait subséquemment à l'ouverture du set L-I (~11 MPa). Combiné avec les données géochimiques présentées précédemment, cet écart peut être interprété comme relié à la migration des fluides vers l'Est depuis RMA, suggérée par les signatures de l'isotopie du strontium dans le bassin. Ainsi, la baisse de surpression qui commence à RMA s'explique par l'échappement latéral des fluides via le réseau de fractures, dense et connecté car comprenant plusieurs familles de fractures obliques les unes aux autres. Le rôle de ces migrations latérales de fluides sur les suppressions de fluides dans les couches entre RMA et SMA illustre les conclusions de Bjørlykke et al. (2010), qui insistaient sur l'importance de la perméabilité connectée et des drains latéraux dans l'évolution des suppressions de fluides dans les bassins sédimentaires.

Figure 6-18 : Courbes de l'évolution du $\Delta\sigma_v$ en fonction du temps à SMA (en rouge) et à RMA (en noir) durant le plissement s.l.. L'évolution des valeurs de $\Delta\sigma_v$ est interprétée sur la courbe, et trois étapes ont été distinguées dans l'interprétation. Ces différentes étapes sont illustrées sous la forme de coupes schématiques qui montrent l'évolution paléo-hydrologique en fonction de l'évolution structurale et micro-structurale des couches. La couche grise représente les couches carbonatées dont font parti les formations étudiées. Les encadrés gris correspondent aux évènements interprétés sur la courbe du $\Delta\sigma_v$, la séquence temporelle est représentée par 1 et 2.

Figure 6-18: $\Delta\sigma_v$ evolution during Sevier and Laramide deformation at SMA (red) and at RMA (black) once bring back to the depth of SMA. Evolution is interpreted on the diagram as three distinct steps. Each of these steps is illustrated on schematic cross sections highlighting paleohydrological evolution along with microstructural evolution. Grey textboxes are related to events pointed on the $\Delta\sigma_v$ diagram. 1-2 is chronological order for these events.



*: Assuming constant overburden thickness
 **: Assuming a complete relaxation of fluid overpressure during syn-folding (s.s.)

La différence d'enfouissement des couches entre l'Est et l'Ouest du bassin ainsi que la présence de couches toujours imperméables au-dessus des formations fracturées peuvent être invoquées comme moteur de migrations latérales des fluides au sein des couches carbonatées fracturées (Jolly et Cosgrove, 2003) jusqu'à la partie Est du bassin, où le réseau de fracture est moins dense, donc moins drainant (Fig. 6-18 étape 2). Alternativement ou de façon complémentaire, la structuration du bassin, qui crée un gradient d'altitude entre l'intérieur du bassin et les bords surélevés par la surrection des arches laramiennes (DeCelles, 2004), explique une migration vers l'Est. De plus, le toit de la formation Madison étant karstifié, la perméabilité matricielle pourrait avoir été suffisante pour permettre aux fluides de migrer latéralement, canalisés par les formations imperméables au-dessus et au-dessous de la formation (Barbier et al., 2012b). Compte tenu de la faible persistance verticale des fractures à l'Est, où seuls les sets S-III et L-I sont développés, la surpression de fluides augmente grâce à l'arrivée de ces fluides.

C. Évolution du $\Delta\sigma_v$ pendant le syn-pli s.s. et la phase tardive du plissement : estimation de l'érosion

Afin de comparer les phases syn-plissement s.s., qui n'avait pas été reconstruite dans l'anticlinal de SMA, j'ai réalisé une construction en suivant la méthode initialement proposée par Lacombe et Laurent (1992) et développée dans Amrouch et al. (2011). La magnitude de ($\sigma_1 - \sigma_3$) reconstruite pour cette étape par la paléopiezométrie des macles de la calcite (Amrouch, 2010) est de 51 MPa, ce qui est bien trop important pour pouvoir respecter la tension compte tenu des courbes mécaniques reconstruites à SMA (Chapitre 5, section IV), aussi, sachant que le différentiel est souvent surestimée en extension (Lacombe et Laurent, 1992), j'ai reconstruit cette étape sur le diagramme de Mohr avec le plus grand différentiel possible qui respecte les conditions de l'ouverture en mode I (*i.e.* tangence la courbe de Mohr-Griffith-Coulomb dans le domaine de la tension pour une valeur nulle de la contrainte cisailante, cf. Fig. 2-7). Ce différentiel atteignant 23 MPa, la valeur du $\Delta\sigma_v$ correspondant est de 4 MPa. Durant le plissement s.s., on observe dans les deux plis un niveau de surpression de fluide minimal, bien corrélée avec la géochimie des ciments à SMA illustrant de très faibles interactions fluides-roches et une température élevée du fluide suggérant que ce set syn-pli fut un drain très efficace pour la migration verticale de fluides profonds, qui ont été canalisés par la faille de socle puis qui ont migré dans la couverture via les fractures. Cette migration rapide suggère en outre une période où la colonne entière était perméable, ce qui peut expliquer un relâchement de la totalité des surpressions de fluides. En raison de l'état d'érosion de la charnière à RMA, il nous a été impossible de caractériser géochimiquement cette période de migration rapide des fluides par ce set de joints. L'information apportée par le comportement

identique à SMA et à RMA en terme de diminution de la pression de fluides est donc de première importance et suggère qu'à RMA, ces joints syn-pli s.s. ont pu jouer ce rôle de drains efficaces pour des migrations rapides des fluides (Fig. 6-18, étape 3).

De cette interprétation, il est possible de reconstituer les quantités d'exhumation des couches durant cette phase syn-pli en observant la valeur de $\Delta\sigma_v$ reconstruite pour la phase tardive du plissement. Ces calculs et les hypothèses étant détaillés dans la section III du présent chapitre, ils ne seront pas repris ici. La différence d'exhumation entre les deux plis (1 à 1,5 km selon les hypothèses) est cohérente avec la différence d'amplitude des structures, et corrobore le modèle d'évolution des plis laramiens à cœur de socle proposé précédemment pour rendre compte de la « différence de maturité » entre ces plis (Katz et al., 2006 ; Fig. 17 de la section II du présent chapitre), qui peut être directement reliée à la géométrie complexe et profonde des failles, avec l'anticlinal RMA lié à une faille qui s'enracine plus profondément que la faille sous SMA. Cette hypothèse rejoint directement les discussions sur la structure profonde des failles du bassin proposée par Siddoway et al. (2011) dans le projet *Earthscope Bighorn* (Fig. 3-19).

VI. Modèles paléo-hydrologiques alternatifs à l'échelle de l'avant-pays

Le scénario de reconstruction de la paléo-hydrologie à l'échelle du bassin invoque un passage de fluides météoriques dans le socle qui implique une descente de ces fluides dans les structures compressives de la chaîne Sevier. Si ce type de phénomène est invoqué pour les migrations de fluides hydrothermaux dans les Rocheuses canadiennes (Nesbitt et Muelbachens 1995 ; Machel et Cavel, 1999 ; Al-Aasm et al., 2002), des études montrent que dans de nombreux cas naturels, une partie des fluides superficiels qui migrent *per descensum* dans les structures compressives sont remobilisées dans la couverture lors de leur descente et n'atteignent pas le socle (e.g. dans Roure et al., 2005 ; 2010). Dans ces bassins, les fluides commencent une migration latérale dans (i) les horizons perméables du bassin et (ii) au niveau où s'initie l'expulsion tectonique des fluides due au poids de la chaîne (*squeegee*). La perméabilité requise du socle dans notre modèle peut aussi être remise en question, car son estimation (basée sur le calendrier du développement des structures et des migrations de fluides reliées) atteint la valeur de perméabilité des roches sédimentaires. Le socle est très fracturé là où il affleure, mais la profondeur d'enfouissement au moment du *squeegee* initial depuis la chaîne Sevier est importante (<10 km), le trajet nécessaire est long (>300 km) et la perméabilité des roches à ces profondeurs est discutée (e.g. de Dreuzy et al., 2001 a, b), même si la fracturation et les failles peuvent être d'excellents drains jusqu'à des profondeurs de 15 km selon certains auteurs (e.g. Nesbitt et Muelbachens, 1995). Compte tenu de ces réserves

légitimes, il est important d'envisager des modèles paléo-hydrologiques alternatifs permettant à des fluides profonds d'être intégrés au bassin avec le calendrier reconstitué. Ces alternatives doivent respecter et expliquer la forte signature radiogénique des fluides hydrothermaux ($<0,715$), les températures élevées ($>140^{\circ}\text{C}$), et les signatures isotopiques de l'oxygène très négatives (-25‰ à -20‰ PDB).

Deux modèles alternatifs sont envisageables :

La migration de fluides météoriques Sevier dans l'horizon Cambrien Flathead :

Cette alternative consiste à ne pas faire migrer les fluides superficiels dans le socle lui-même, mais en contact avec ce dernier dans l'horizon Cambrien de la Flathead. En effet, cette formation du cambrien moyen est composée d'un membre inférieur gréseux arkosique dérivé directement du socle, et d'un membre supérieur composé d'un grès quartzique (voir chapitre III 1.1). La formation Flathead est donc un excellent réservoir pour les migrations latérales de fluides, autant par sa porosité que par les couches argileuses imperméables qui la recouvrent. Néanmoins, cette formation est très peu épaisse (<40 m) et est parfois inexistante à la seule échelle du bassin (Thomas, 1965), ce qui en fait un mauvais candidat à des migrations de fluides sur des distances de 300 km. Cette alternative reste très proche du modèle que l'on propose, mais si on peut accepter une migration en contact avec le socle dans cet horizon, alors des migrations dans le socle fracturés peuvent avoir lieu, comme montré dans de nombreuses études ou des échanges couverture-socle se font à ce niveau (Sacchi et Michelot, 1996 ; Coulibaly, 1998 ; Cathelineau et al., 1999 ; Boiron et al., 2002 ; Fourcade et al., 2002).

La migration de fluides en provenance des bassins précambriens du Montana et de l'Idaho

Les migrations de fluides précambriens depuis les bassins précambriens du Nord-Ouest Américain (Fig. 6-19, Harrison, 1972) doivent être testées comme une source alternative aux fluides météoriques qui migrent dans le socle. Les bassins de la *Precambrian Belt Basin* sont des bassins datés de 1,45 Ga à 0,85 Ga alternant séquences carbonatées témoignant des incursions marines et séquences gréseuses dues à l'érosion des cratons canadien et nord-américain. L'étude géochimique des dolomies de ces bassins a été utilisée pour reconstituer la chimie des eaux marines précambriennes (Mirota et Veizer, 1994 ; Hall et Veizer, 1996), et montre une alternance entre phases radiogéniques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ jusque 0,730) et phases peu radiogéniques (0,700) dans les bassins canadiens. À l'inverse, dans les bassins américains (Hall et Veizer, 1996) la signature originelle des carbonates est peu radiogénique (0,700), et l'altération postérieure a conduit à une augmentation de cette valeur jusqu'à atteindre 0,740. Ces fluides sont donc compatibles, d'un point de vue signature isotopique du strontium, en tant que source pour les fluides hydrothermaux qui ont précipité dans le bassin

du Bighorn. Néanmoins, selon les auteurs, les valeurs de l'isotopie stable de l'oxygène de l'eau marine précambrienne est de 21‰ SMOW, soit -11‰ PDB, et cette valeur du pôle est bien trop lourde (*i.e.* pas assez négative) pour expliquer les valeurs isotopiques plus négatives en oxygène quelle que soit la température de précipitation. De plus, la salinité de certains des fluides hydrothermaux est nulle, ce qui implique qu'il ne s'agit pas de fluides marins. Sur ces arguments isotopiques (de l'oxygène), il est donc difficile de concevoir que ces fluides des bassins précambriens soient ceux mobilisés dans les bassins mésozoïques et cénozoïques que nous étudions.

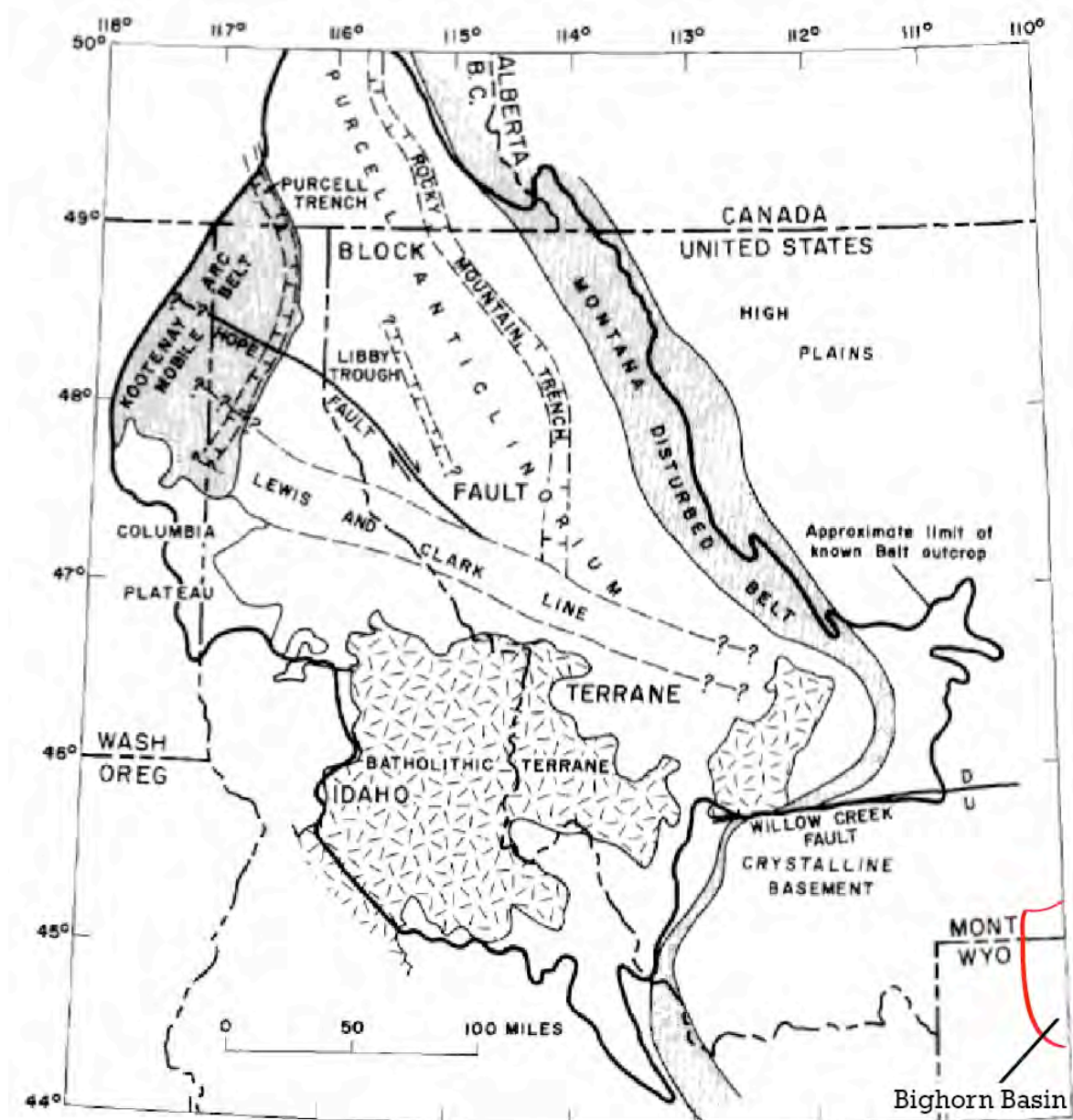


Figure 6-19: Provinces géologiques et tectoniques de la Precambrian Belt Basin à cheval sur les états de Washington, Idaho, Montana (U.S.A.) et Colombie Britannique (Canada). La position actuelle de la partie orientale du bassin du Bighorn est reportée en rouge (Modifié d'après Harrison, 1972).

Figure 6-19: Geologic and tectonic provinces of the Precambrian Belt Basin, eastern Washington, northern Idaho, western Montana (U.S.A.), and southern British Columbia (Canada). Present-day location of the western part of the Bighorn Basin is highlighted in red (after Harrison, 1972)

Ces deux alternatives évoquées, il convient aussi de mentionner la possibilité que ces fluides soient directement mobilisés depuis le socle local, impliquant (i) une déshydratation métamorphique ou (ii) la rupture de fluides prisonniers d'inclusions fluides. Il est difficile d'infirmer ou de discriminer ces hypothèses, car il n'y a pas de données géochimiques relatives aux fluides dans le socle à cet endroit dans la littérature. En se basant sur le fait que les fluides reconstitués dans les bassins précambriens (Hall et Veizer, 1996) sont représentatifs des fluides précambriens, compte tenu des différences de signatures isotopiques avec les fluides étudiés dans la présente étude, cette hypothèse est rejetable. Néanmoins, ce postulat reste délicat à poser et des analyses complémentaires doivent être effectuées (voir chapitre 7, section V). Les observations des lames minces et épaisses réalisées dans le socle de RMA ne vont pas en ce sens, puisqu'elles montrent des veinules de calcite témoignant de précipitations de carbonate de calcium depuis les fluides superficiels, et des figures d'altérations des feldspaths et des biotites (transformés en clinochlore) autour des microfractures qui supportent la thèse d'une hydratation localisée dans les fractures du socle (Fig. 6-20)

Classiquement, les migrations de fluides depuis le socle dans les bassins se signent par des dépôts de minéraux particuliers (riches en Au, Zn, Pb, Cl, U...) à l'interface socle-couverture (Sacchi et Michelot, 1996 ; Coulibaly, 1998 ; Cathelineau et al., 1999 ; Fourcade et al., 2002 ; Boiron et al., 2003), dépôts qui n'ont pas été documentés dans le bassin du Bighorn. Cette absence de dépôt est à relier avec la nature du socle, qui est un granite qui ne contient que très peu de sources pour saturer un fluide en or, en zinc ou en plomb. De plus, cette absence de caractérisation est cohérente avec les faibles volumes de fluides qui sont impliqués dans notre scénario, par rapport aux gros volumes dont témoignent des zones où une dolomitisation hydrothermale à eu lieu (e.g. Vandeginste et al., 2012). Notre étude ne permet pas d'estimer le volume de fluides qui ont migré dans les fractures, mais les fluides hydrothermaux ne sont qu'une partie du mélange avec les fluides de formation, ce qui suggère que ces fluides en provenance du socle sont en faible volume dans le système, de telle sorte que l'absence de dépôts de type MVT n'est pas un contre-argument à ce que notre système de fluides témoigne de circulations de fluides dans le socle.

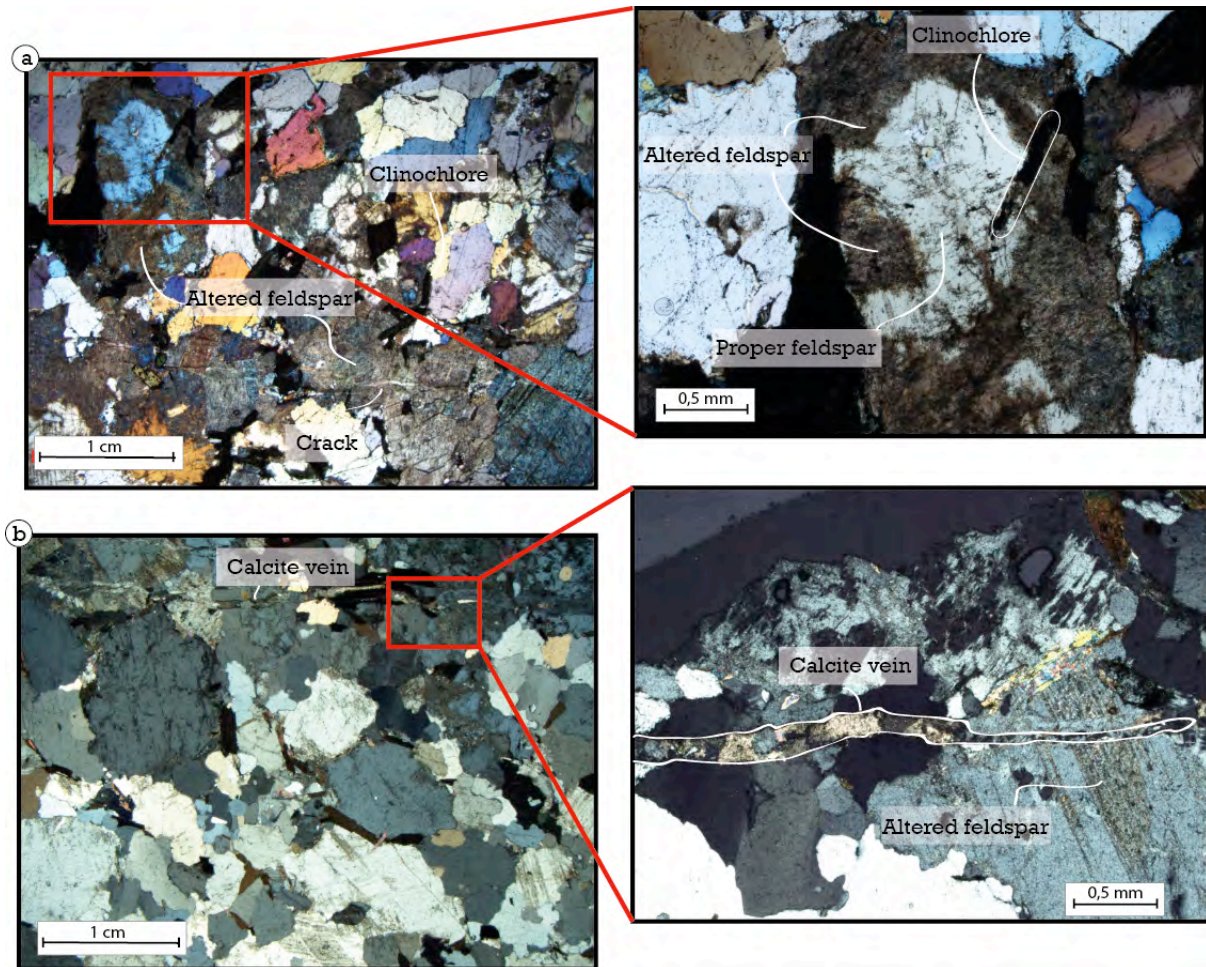


Figure 6-20 : Observations de lames minces et épaisses d'échantillons de socle prélevé à Rattlesnake Mountain Anticline. A) Lame épaisse (60 μm) de l'échantillon R164 (vers la faille de socle dans le canyon) observée en lumière polarisée analysée, on retrouve une fracture autour de laquelle les feldspaths sont entièrement altérés par hydratation, et où les biotites ont été transformés en chlorite (clinocllore). Le zoom (cadre rouge) présente une altération partielle d'un grain de feldspath plus loin de la fracture. B) Lame mince de l'échantillon R134 (dans le flanc arrière) observée en lumière polarisée analysée, on observe une veine de calcite dans un encaissant de quartz grenue. Le feldspath en extrémité de veine est altéré (Zoom).

Figure 6-20 : Observations of thin- and thick sections of samples from RMA. A) thick section (60 μm) of sample R164 (located near basement thrust) observed under polarized light, showing complete hydration of feldspar around a fracture, and some hydrated black micas (as chlorite). Zoom (red frame) focuses on partially hydrated feldspar further away from the fracture. B) Thin section of sample R134 (located in the backlimb) observed under polarized light, showing a calcite vein in granitic host-rock. Feldspar near vein is hydrated (Zoom).

VII. Conclusion

La caractérisation des populations de fractures à RMA et l'étude du système paléo-hydrogéologique associé montrent une histoire impliquant des pulses de fluides hydrothermaux dérivés de fluides météoriques (réchauffés en profondeur) dès la formation du bassin d'avant-pays de la chaîne Sevier. La comparaison du calendrier des événements de type pulses entre la partie Est et la partie Ouest du bassin souligne que ces systèmes de fluides définis à l'échelle de la structure sont cohérents en termes de chimie et de température à

l'échelle du bassin, ce qui nous a permis d'étendre la reconstruction paléo-hydrologique de l'échelle des plis au bassin d'avant-pays. La différence de l'âge d'entrée des fluides hydrothermaux dans les systèmes permet de caractériser un âge crétacé pour les fluides météoriques réchauffés en profondeur, dans le socle ou en contact avec lui, qui sont mobilisés dans l'Ouest du bassin, là où la flexure est marquée par des fractures en extension, ce qui se traduit par une augmentation des surpressions de fluides dans les couches sédimentaires. Les fluides hydrothermaux ont ensuite migré latéralement dans la couverture, où ils ont été dilués par les fluides de formation. Cette migration se retrouve (i) par la diminution de la radiogénie des fluides qui marque une dilution lors de la migration, mais aussi (ii) par le décalage temporel entre l'initiation de la diminution des surpressions de fluides à RMA (qui marque la migration vers l'extérieur) et de l'augmentation des surpressions de fluides à SMA (qui marque l'arrivée de ces fluides). Le pulse de fluides hydrothermaux enregistré au moment du plissement à SMA n'a pas pu être reconstitué dans les autres plis, où soit les conditions d'affleurements soit la stratégie d'échantillonnage ne s'y prêtaient pas (érosion de la charnière à RMA, BHB, échantillonnage trop restreint à LSMA et PA). En revanche, la reconstitution de l'évolution des surpressions de fluides souligne un comportement identique de chute de surpression liée à l'ouverture des joints en tension à SMA (Set L-II) et à RMA (Sets S-II et L-II), suggérant un événement commun de migration rapide de fluide. De plus, l'intégration à l'échelle du bassin nous permet de proposer un chemin de migration à échelle crustale similaire à ceux proposés dans l'avant-pays des Rocheuses canadiennes (Machel et Cavell, 1999 ; Al-Aasm et al., 2002): une migration *per descensum* dans la chaîne, une incorporation dans le socle fracturé, ou en contact direct avec ce dernier, puis une expulsion latérale de ces fluides à des vitesses élevées, entraînée par le poids de la charge orogénique, et par la migration de la province tectonique. Cette expulsion se traduit par l'augmentation des pressions de fluides sous la couverture imperméable en accord avec la propagation du front orogénique et avec la transmission des contraintes dans l'avant-pays. La localisation du bombement flexural Sevier ouvre des joints qui connectent la couverture au socle et provoque l'expulsion verticale de ces fluides par gradient de pression.

La remarquable cohérence à l'échelle du bassin du modèle intégrant la séquence de déformation et des contraintes, de la géochimie des minéralisations et de l'évolution des surpressions de fluides, permet de mettre en avant les relations contraintes/ déformations/ migrations de fluides dans l'avant-pays des Rocheuses américaines. Deux relations complexes se dessinent durant la période d'augmentation des contraintes liée à l'orogénèse : dans un premier cas, une flexure ou une courbure apparaît, ce qui entraîne localement le développement de fractures en régime extensif. Ces fractures vont perméabiliser efficacement la couverture, permettant à des fluides extérieurs de migrer dans le bassin, et diminuant localement la pression de fluides. Dans un second cas, sans courbure des couches, l'augmentation des contraintes entraîne une pression-dissolution qui crée de fortes

surpressions de fluides, conduisant au développement de fractures non drainantes, avec un système chimique verticalement clos et dominé par les fluides de formation. L'augmentation subséquente de la surpression de fluides mène à la néorupture/réactivation de failles à différentes échelles. Dans les deux cas, on observe que les magnitudes des contraintes à l'échelle du pli sont indépendantes des magnitudes appliquées aux limites, car elles semblent contrôlées plutôt par les hétérogénéités de la structure, comme les zones de chevauchement, ou l'augmentation de la résistance aux contraintes des couches (phénomène de durcissement). Le passage d'un style tectonique de couverture à un style tectonique de socle semble quant à lui influencer l'hydrologie et permet des pulses de fluides hydrothermaux dans les plis à cœur de socle laramien, là où les systèmes paléo-hydrologiques restaient clos et stratifiés pendant les déformations *thin-skinned*. Enfin, l'étude structurale de RMA montre que l'évolution du pli est conditionnée par la réactivation et la propagation des failles de socle dans la couverture ; aussi, le possible rôle des fluides sur cette réactivation ou du moins sur la propagation dans la couverture peut être discuté.

En dépit de l'incapacité à caractériser la zone de chevauchement dans le socle comme un drain efficace pour une circulation de fluides hydrothermaux à RMA, l'étude paléo-hydrogéologique de ce pli a permis de montrer que certains joints peuvent concurrencer les grandes zones de failles en terme de perméabilisation des couches sédimentaires, jouant le rôle de chemins efficaces pour des circulations de fluides, même verticales. L'intégration à l'échelle du bassin nous permet aussi de mieux définir les paramètres de contrôle des conditions pression/température/chimie des fluides dans les structures plissées et dans l'avant-pays, qui semblent fortement influencés par le style tectonique et par le régime des contraintes.

Chapitre 7 – Discussion générale et conclusions

I. Résumé des résultats

Dans ce travail, une analyse microstructurale sur les fractures est combinée à une caractérisation géochimique des fluides qui y ont migré et précipité. En s'intéressant aux populations successives de joints, microstructures peu étudiées dans cette optique dans la littérature, il a été possible de reconstituer l'évolution paléo-hydrologique et structurale des couches à l'échelle de plis. En comparant les systèmes de fluides actifs dans ces différents réservoirs, notamment les anticlinaux à cœur de socle de **Sheep Mountain Anticline** et de **Rattlesnake Mountain Anticline**, il a été possible de reconstituer efficacement les migrations de fluides à l'échelle du bassin d'avant-pays tant pendant la phase *thin-skinned* du Sevier où les couches étaient à l'avant du front de la chaîne que pendant la phase *thick-skinned* du Laramien où les couches ont été déformées et intégrées dans la chaîne plissée. Les résultats majeurs de ce travail montrent:

- **Les joints ont un rôle prépondérant dans les migrations de fluides** actives durant l'histoire Sevier-Laramienne des couches : le développement des joints liés au bombement flexural Sevier a entraîné une migration verticale de fluides hydrothermaux qui ont séjourné en contact avec le socle. L'évolution de la radiogénie des fluides à l'échelle du bassin illustre une migration de ces fluides hydrothermaux dans les couches vers l'Est dès la fin de la phase Sevier. Un second pulse vertical impliquant des fluides hydrothermaux provenant du socle est enregistré dans certaines structures au moment du plissement *s.s.*, les fluides précipitant alors sans interaction avec l'encaissant dans les joints de courbures. Entre ces deux étapes, les minéralisations de familles de joints témoignent d'un système de fluides plus fermé, où les fluides des formations se mélangent avec les fluides externes au bassin. Ainsi, ce cas d'étude permet de **distinguer les joints** développés en régime **extensif** (flexure, courbure) comme de bons **drains pour des migrations verticales** alors que les joints développés sous un régime **mixte décrochant et compressif** peuvent être de bons

drains pour des **migrations latérales** lorsque les propriétés pétro-physiques des roches y sont favorables.

- La géochimie isotopique et la chimie des inclusions fluides ont permis d'identifier et de caractériser les **fluides hydrothermaux comme étant dérivés de fluides superficiels**, impliquant une migration *per descensum* de ces fluides jusque dans le socle, *via* l'orogénèse *thin-skinned* Sevier (Sevier Fold-Thrust Belt). La suite de l'histoire nécessite une **migration vers l'Est liée à un moteur tectonique** dans le granite fracturé, recouvert par une couverture majoritairement imperméable et non déformé de l'époque, jusqu'à atteindre le bassin du Bighorn à 300 km, avec une vitesse de migration estimée de l'ordre de **8 km/Ma** (8 mm/a). Cette implication de la géochimie des fluides corrobore les occurrences de *squeegee* illustrées dans les bassins d'avant-pays des Rocheuses canadiennes, et soulève la question de la perméabilité hydraulique du granite fracturé à plusieurs kilomètres de profondeur, déjà mentionnée par différents auteurs ces dernières années (Nesbitt et Muelenbachs, 1995 ; Boiron et al., 2002 ; Fourcade et al., 2002 ; Géraud et al., 2003 ; Oliver et al., 2006 ; Person et al., 2007 ; Harcouët-Menou et al., 2009).
- L'étude microstructurale, structurale et la **reconstruction des tenseurs complets des contraintes pour chaque événement de fracturation** sont appliquées à deux anticlinaux de chaque côté du bassin ; cela offre l'occasion unique de discuter l'évolution de la transmission des contraintes, l'évolution des tenseurs et la distribution de la déformation dans un avant-pays en distinguant les phases *thin-skinned* des phases *thick-skinned*. Les résultats de l'étude soulignent une forte influence de la **migration du front de déformation** sur le **régime de contraintes et les structures associées** à l'échelle de l'avant-pays. À l'opposé, lors de la formation des structures plissées, le **niveau des contraintes principales semble contrôlé par la structure**, avec une magnitude de base qui augmente dans le flanc avant lors des phases précédant le plissement et qui augmente dans le flanc arrière après le plissement. Ces phénomènes ont été reliés, dans les plis étudiés, respectivement à une zone de perturbation des contraintes liée à la réactivation de la faille de socle d'une part et d'autre part à un durcissement mécanique des couches du flanc arrière.
- La géochimie isotopique a en outre été utilisée comme un proxy pour **localiser la faille de socle sous SMA**, qui a joué le rôle de drain efficace pour les fluides profonds, ce qui a permis de clarifier les relations chronologiques entre la structure principale et la structure parasite. **Un modèle cinématique** des plis à cœur de socle du Laramien a ainsi été proposé, actant d'un rôle possible aux migrations de fluides dans le socle, et soulevant la question des mécanismes possibles de **distribution de la déformation** dans la partie superficielle de celui-ci.

- Une interprétation inédite de la reconstruction des tenseurs complets des contraintes a été proposée pour la (semi-) **quantification des pressions de fluides** valables à chaque étape de la déformation précédant le plissement *s.s.* et d'estimer **la quantité d'exhumation syn-pli**. L'évolution des pressions de fluides corrobore l'existence de périodes de **forte perméabilité hydraulique** et permet d'identifier les moments **d'arrivées de fluides externes et de pression-dissolution efficace**. À l'échelle du bassin, les différences entre l'évolution du système de fluides de chaque pli illustre l'évolution des migrations de fluides à l'échelle du bassin.

Ces résultats majeurs présentés dans ce mémoire ont été totalement ou partiellement discutés dans les sections dédiées des articles ou des chapitres 5 et 6. Néanmoins, certains points abordés ci-dessus n'ont pas pu être plus largement discutés à la seule échelle du bassin, et aucun modèle reliant déformations et migrations de fluides n'a été proposé. Dans le chapitre suivant, chaque pan de ce travail sera mis en perspective avec l'état de l'art actuel et une discussion permettra de souligner les avancées obtenues ainsi que les perspectives d'évolution et d'amélioration de ce travail. Une première partie sera consacrée à une **critique de la méthodologie** employée lors de ce travail. Les **relations entre déformation, plissement et microstructures** seront ensuite discutées. Suivra un questionnement sur la **distribution et la transmission des contraintes à l'échelle du pli et de l'avant-pays**. Enfin, une dernière partie sera consacrée à l'élaboration d'un **modèle générique résumant les interactions complexes entre déformations et système de fluides** au sens large (chimie, température, pression, migration).

II. Critique de la méthode

A. La séquence de fracturation

Lors de notre étude, nous avons défini des familles de fractures sur la base d'une orientation commune, un mode de déformation commun et des critères chronologiques cohérents. De ces familles de fractures, une séquence a été mise en place, et chaque étape a été mise en relation avec un état de contrainte régional ou local. Cette transposition du plan moyen d'une famille de fracture en mode I à l'orientation des contraintes ne peut se faire que si on considère un développement limité dans le temps des joints d'une même famille. Dans ce travail, la chronologie relative, par rapport aux couches ou par rapport aux autres fractures, est une donnée primordiale. Le nombre d'observations doit être particulièrement cohérent et statistiquement significatif pour pouvoir se reposer sur une séquence de fracturation sûre. De plus, l'orientation des joints par rapport aux couches est un critère discutable et discuté pour distinguer une veine développée durant le LPS précoce ou le LPS syn-pli d'une veine

développée pendant ou après le plissement (Tavani et al., 2006 ; 2008, Rebert et al., 2010). Dans le cas où l'orientation de la veine est perpendiculaire à la direction de l'axe du pli, les joints ont théoriquement pu s'ouvrir à n'importe quel moment du plissement *s.l.*. Notre étude s'appuie sur le fait que la plupart des observations chronologiques entre ce set de fracture, les familles anté-pli et la famille syn-pli *s.s.* montrent majoritairement que ce set L-I s'est développé après le set anté-pli (S-III) et avant les fractures du syn-pli *s.s.* (L-II), dont la limite temporelle est bien contrainte. En revanche, l'étude des inclusions fluides à hydrocarbures piégées dans les inclusions primaires des cristaux qui ont précipité dans un set L-I révèle que ces veines ont précipité à 1 km d'enfouissement seulement. Si on considère cette reconstitution comme valable malgré le peu de données d'inclusions aqueuses, 3 explications peuvent alors être proposées :

- (i) l'estimation de l'enfouissement anté-pli, basée sur l'épaisseur actuelle des formations non érodées dans le bassin, est fautive ;
- (ii) les minéralisations dans les fractures étudiées sont tardives et relatives à la phase tardive du plissement (ou au post-pli) ;
- (iii) les fractures étudiées correspondent à des fractures perpendiculaires à l'axe du pli qui s'est ouverte en phase tardive du plissement.

L'hypothèse d'une erreur d'estimation de la profondeur d'enfouissement anté-pli est la moins crédible : à l'époque du début de la compression laramienne, le bassin n'est pas encore structuré, et les reconstitutions des épaisseurs de dépôts à l'échelle du futur bassin (Thomas, 1965) ou du Western interior basin (DeCelles, 2004) sont cohérentes. Sans relief soumis à l'érosion, il est difficile de concevoir une erreur d'estimation de 50% (1 km reconstitué pour 2,4 km estimé). Les hypothèses (ii) et (iii) sont donc plus probables et il est possible que la minéralisation observée soit liée à une ouverture ou réouverture de la fracture ou à une migration tardive de fluides dans une fracture restée ouverte. L'échantillon concerné (13P) étant une veine de texture "blocky", le synchronisme entre l'ouverture de la veine et la précipitation du carbonate de calcium sursaturant les fluides peut être discuté, même si on ne peut distinguer les hypothèses (ii) ou (iii). La cathodoluminescence de cette veine montre une texture zonée perpendiculairement à l'axe de la veine avec une luminescence constante d'un bord à l'autre, suggérant une précipitation rapide dans un milieu physico-chimique constant. Si on considère que cette précipitation se fait rapidement après l'ouverture de la veine, alors cette reconstitution P, T nous indique que cette fracture s'est ouverte après la phase syn-pli, où nous avons pu reconstituer grâce aux tenseurs complets des contraintes une érosion d'une valeur comparable (chapitre 5, section IV). Comme souligné plus haut et rappelé par Vandeginste et al. (2011), les séquences microstructurales doivent se baser sur le nombre de données de chronologie et sur la cohérence des données. Malheureusement, chaque site ne présente pas de critères fiables de chronologie relative, ce qui induit que, dans le cas des veines perpendiculaires à l'axe du pli, l'attribution systématique des fractures au set L-I, considérant

ce set strictement précoce au plissement, sur la seule base de l'orientation peut être erronée. Néanmoins, Bellahsen et al. (2006a), lors de la construction de la séquence de fracture de SMA, insistait sur la base statistique de cette chronologie. Si l'approche statistique permet de lisser la variabilité du signal (ici la chronologie relative), retrouver une veine du set L-I développée tardivement dans le plissement *s.l.* ne remet pas en cause la séquence de fracturation, et la cohérence de la différence d'enfouissement avec la phase précoce du pli supporte bien la méthode d'estimation de l'érosion syn-*pli s.s.* présentée dans ce travail. En plus de cela, pour notre étude, la reconstitution des tenseurs par les macles de la calcite, a permis de réduire au maximum les ambiguïtés quant à l'appartenance d'une fracture perpendiculaire au pli à la phase LPS, notamment si plusieurs tenseurs successifs sont reconstitués. La cohérence des chronologies à l'échelle du pli mais aussi sur différentes structures de même origine à l'échelle du bassin supporte aussi la viabilité des séquences de déformations reconstituées à l'échelle des plis.

B. Calendrier de la précipitation dans les veines

1. L'incertitude sur le calendrier de précipitation

De façon plus générale, une discussion peut être engagée sur le postulat établi dans de nombreuses études visant à reconstituer la paléo-hydrologie dans les fractures : **la précipitation du matériel sursaturant le fluide minéralisateur est représentative du système de fluides au moment de l'ouverture de la fracture** (Dietrich et al., 1983). Hors, une majorité des veines de notre étude présente une structure minéralogique de la calcite de type "blocky", qui témoigne de la précipitation dans un vide. Cette texture implique donc soit (i) une cinétique de précipitation plus lente que la cinématique d'ouverture du joint, soit (ii) une précipitation tardive des fluides qui circulent dans le joint, mais toujours durant la période où ces joints s'ouvrent, ou (iii) une précipitation du carbonate de calcium postérieure à la période d'ouverture de ces joints. L'observation de ce type de texture dans une veine induit donc une période de perméabilité efficace plus ou moins longue et arriver au postulat qu'il faut considérer ces veines comme répondant aux hypothèses (i) ou (ii) est une base du travail de ma thèse.

2. Rôle du moteur de la précipitation

Ce choix est motivé par les mécanismes de précipitation de la calcite dans les fractures, domaine complexe où de récentes avancées montrent que la calcite précipite rapidement lors de **l'ouverture des fractures du fait du gradient de pression** qui est créé dans la veine et entre la veine mais aussi la roche encaissante (Hilgers et Urai, 2002a). Lors d'une remontée de

fluides chauds et contrairement au quartz, la calcite ne peut pas précipiter sans cette variation de pression ou des paramètres physico-chimiques de la roche (cf. chapitre 2, section II). Il est donc nettement plus probable qu'une minéralisation pseudo-synchrone ou tardive par rapport à la phase d'ouverture de la veine, à moins que les fluides qui précipitent dans les veines soient des fluides météoriques qui migrent *per descensum*, auquel cas **la montée en température jouerait le rôle du moteur de la précipitation**. Dans ce travail, cette hypothèse semble devoir être écartée au vu (i) des signatures géochimiques des minéralisations, (ii) de la majorité de l'histoire où il n'y a pas de connexion avec la surface et (iii) des températures reconstituées. **Le mélange entre les fluides des formations et les fluides hydrothermaux**, impliquant variation brusque de pH et de degré de sursaturation du fluide, peut aussi être le moteur de la précipitation de la calcite. Dans ce cas, ces mélanges impliquent une migration des fluides extérieurs, mais le calendrier de ces migrations ne peut être facilement contraint. La relative homogénéité des valeurs des isotopes de l'oxygène et du carbone de certaines familles de fractures implique que ces migrations soient rapides et liées à l'ouverture de la famille de fracture observée (exemple set S-II, L-II).

3. Diminuer l'incertitude

Néanmoins, cette ambiguïté peut être levée en augmentant l'acquisition de données géochimiques, notamment en termes d'isotopie stable de l'oxygène et du carbone. En suivant le même principe de représentation statistique que pour la chronologie des familles de fractures, les chances de retrouver dans une famille des fluides postérieurs à la période d'ouverture de cette famille s'amointrissent et si une part non négligeable de fluides météoriques postérieurs précipitent dans les fractures ouvertes, alors le signal géochimique se séparera en deux pôles distincts et bien représentés. Les signatures géochimiques des familles de fractures analysées pour ce travail montrent bien deux comportements : soit la famille est homogène, soit elle ne l'est pas. L'absence d'un troisième type de comportement où deux pôles homogènes seraient caractérisés pour une même famille nous conforte dans l'idée que les fluides minéralisateurs étudiés sont ceux qui migrent durant la période d'ouverture de la famille de fractures.

C. Quantification des paléo-pressions de fluides

Ce travail de thèse présente une approche originale permettant de quantifier l'évolution des pressions de fluides et d'accéder à l'érosion syn-pli : utiliser la méthode de reconstruction du tenseur des contraintes complet à chaque étape de la déformation d'après la méthode proposée par Lacombe et Laurent (1992) et de comparer la valeur de la contrainte verticale effective σ_{veff} "mesurée" à la contrainte verticale théorique sans surpression de fluide σ_{vref} . Sous l'hypothèse d'une constance du poids de la colonne de roche qui recouvre les

couches étudiées, on a alors accès à une quantification du seul autre paramètre permettant de faire varier la contrainte verticale effective : la pression de fluide. Cette méthode est une des seules méthodes paléo-barométriques dans le domaine cassant en dehors de l'analyse des inclusions fluides à hydrocarbures. De plus, comme elle s'applique à chaque étape de la déformation, elle est le seul moyen de comprendre l'évolution de la pression de fluides durant le plissement *s.l.*, ce qui est largement discuté dans ce mémoire. Néanmoins, il convient de poser les limites de cette approche, la première étant la large gamme de données qui doivent être disponibles pour l'appliquer. En effet, pour reconstituer le tenseur complet des contraintes, il faut avoir réalisé une étude exhaustive des déformations et de la fracturation, puis une étude paléopiezométrique des macles de la calcite, et il faut réaliser des tests mécaniques sur les roches concernées pour reconstruire leurs paramètres mécaniques intrinsèques, avec les hypothèses et incertitude que cela comprend (et qui sont discutés en section III du chapitre 5). Afin de compléter ces données et pour transformer le tenseur complet en indicateur de pression, il est nécessaire d'être dans un contexte géologique où l'épaisseur de la colonne de roche ne varie pas de façon significative. Enfin, une reconstruction paléo-hydrologique apporte les informations indirectes nécessaires pour interpréter de la façon la plus complète possible l'évolution des pressions de fluides dans les couches. Si la paléo-hydrologie suggère une période de forte perméabilité durant le syn-pli qui aurait pu entraîner une migration des fluides au-delà des couches étudiées, alors seulement on pourra faire le calcul d'une érosion maximale syn-pli.

L'autre limite de cette méthode réside dans l'imprécision de certaines quantifications, du fait de (i) l'erreur relative sur la paléopiezométrie, (ii) l'utilisation des courbes de fissuration, (iii) l'approximation sur la géométrie moyenne de l'orientation des fractures par rapport à l'orientation moyenne des contraintes, (iv) l'estimation de la pression de fluide de référence et (v) de l'approximation faite sur le paramètre ϕ lorsque le tenseur est décrochant.

De plus, cette méthode pose l'hypothèse d'un tenseur de contrainte respectant les hypothèses d'Anderson (1951), mais il est possible qu'une des contraintes principales ne soit pas verticale lors du plissement (voir section III du présent chapitre). Comme discuté dans la section IV du chapitre 5, la non-verticalité d'une des contraintes principales aurait un impact quantitativement limité sur la valeur de $\Delta\sigma_v$, qui resterait donc valable.

Enfin, il faut garder à l'esprit que cette approche reflète des tendances et surtout quantifie des surpressions de fluides qui ne sont valables que dans les couches qui ont été étudiées. L'intégration des résultats de cette méthode permet d'interpréter la comparaison des tendances d'évolution des pressions de fluides dans les plis au regard de l'évolution de la paléo-hydrologie reconstituée par ailleurs. À l'heure actuelle, il est difficile d'envisager une extrapolation des valeurs aux autres couches de la couverture, ni au socle.

Cette méthode dont l'élaboration a été rendue possible par plus de 6 ans d'acquisition et d'interprétation de données différentes reste à ce jour le seul moyen d'approcher l'évolution

des paléo-pressions de fluides dans les couches d'une structure plissée (Bellahsen et al., 2006a, b ; Amrouch et al., 2010a, b). Il serait intéressant de pouvoir comparer cette méthode et les résultats d'une étude paléo-thermo-barométrique utilisant les inclusions fluides à hydrocarbures. Malheureusement, peu d'inclusions à hydrocarbures ont été retrouvées dans nos échantillons. De plus, ce type d'inclusions fluides représente souvent un événement de migration restreint dans le temps, ce qui limite la possibilité de reconstitution de l'évolution des pressions de fluides. La méthode proposée dans ce travail est donc la seule applicable dans les couches carbonatées où aucune migration d'hydrocarbures n'a eu lieu.

D. Perspectives

La méthodologie appliquée dans ce travail est optimisée pour reconstituer la paléo-hydrologie au cours des déformations du Sevier et du Laramien : elle est simple d'application, peu coûteuse en temps et en moyen. Néanmoins, quelques questions demeurent, notamment quant au volume de fluides impliqués dans les migrations, et la chronologie des fractures comme des remplissages peut être discutée. Une migration des fluides météoriques dans le socle est proposée, mais peut-on réellement valider cette hypothèse ? Je propose ici quelques pistes d'amélioration de la méthodologie applicable pour répondre à ces questions.

1. Fraction volumétrique des fluides impliqués

Pour approcher quantitativement les volumes de fluides qui ont migré dans les fractures, il faudrait réaliser des bilans de masses isotopiques ou élémentaires entre la veine et la matrice. Il est nécessaire d'avoir accès à la température de précipitation et à la cinétique réactionnelle d'équilibre isotopique ou élémentaire. Malheureusement, le volume quantifié sera le volume de fluides qui ont précipité, et pas nécessairement le volume de fluides qui a migré par la veine. Les hypothèses sur le synchronisme entre la migration des fluides, l'ouverture des fractures et la précipitation sont donc importantes, et une étude des textures des veines permettrait de mieux contraindre cet aspect.

2. Classification paragenétique des ciments

Comme évoqué plus haut, la méthodologie utilisée pour ce travail de thèse visait à comprendre les interactions fluides-déformations, aussi, nous avons choisi de classer les veines par famille microstructurale, sans tenir compte des éventuelles différences de textures minéralogiques. Une approche complémentaire à ce travail serait donc de définir des familles de veines sur la base des séquences paragenétiques (e.g. Van Geet et al., 2002 ; Vandeginste et al., 2012), et de comparer les degrés d'interactions fluides-roches et l'origine des fluides entre cette classification et la classification microstructurale avec des informations sur les contraintes. En effet, les études se basant sur les textures minéralogiques sont souvent

confrontées à une étude structurale, ce qui permet aux auteurs de discuter efficacement des liens chronologiques et tectoniques des différentes phases de remplissage des veines, allant jusqu'à proposer des séquences d'interactions fluides-roches très complexes durant la diagénèse précoce (e.g. Van Geet et al., 2002 ; Vilasi et al., 2009). L'incorporation des minéralisations dans les fractures cisailantes deviendrait alors supportée par la texture, et selon la chimie des fluides qui y ont précipité, il serait possible de discuter l'impact de ces fractures sur la perméabilité des couches, ce qui n'a pas été fait dans notre étude.

Un autre type de veine a été écarté de notre étude pour des raisons analytiques : les veines où plusieurs phases de remplissages se succèdent, et où il était impossible d'analyser chaque phase séparément. Cette limite analytique peut être contournée en réalisant des transects à la sonde nanosims (cf. chap. 5-III) et en couplant la sonde avec un spectromètre de masse. Ainsi, il serait possible d'intégrer les signatures isotopiques de chaque phase de ces veines dans notre étude et de discuter de l'évolution de la chimie des fluides impliqués le cas échéant (e.g. Katz et al., 2006 ; Vandeginste et al., 2012). Cette perspective de travail nécessite aussi un travail important sur la texture des remplissages. Aussi, alors que nous n'avons utilisé l'étude en cathodoluminescence que pour vérifier que les veines ne présentaient qu'une seule phase de remplissage et étaient donc éligibles pour les prélèvements en vue d'une analyse isotopique, cette méthode pourrait être utilisée pour distinguer et caractériser chaque phase de remplissage.

3. Différencier les fluides météoriques réchauffés des fluides métamorphiques

Les signatures isotopiques en strontium des fluides est un outil efficace pour tester le chemin de migration des fluides, et a mené vers une discussion d'une possible migration de fluides de surface (caractérisés par des signatures isotopiques de l'oxygène et une salinité nulle) dans le socle. Si ce type de migration est physiquement possible et invoqué par d'autres auteurs (e.g. Nesbitt et Muelbachens, 1995 ; Al-Aasm et al., 2002), il reste difficile à partir de nos données d'affirmer que ces fluides hydrothermaux sont (i) dérivés de fluides de surface et (ii) ont migré dans le socle. Pour confirmer ou infirmer cette hypothèse, il faudrait mesurer le signal isotopique de l'hydrogène dans les veines. En effet, Nesbitt et Muelbachens (1995) démontrent que lorsqu'un fluide de surface s'équilibre dans le domaine métamorphique, alors son signal isotopique de l'oxygène originel disparaît. Dans ce cas, qui est possiblement celui dans lequel nous nous trouvons, la valeur du δD permet de différencier des fluides issus de réactions métamorphiques des fluides de surface. À notre connaissance, le meilleur outil pour déterminer si la migration d'un fluide est passée par le socle granitique reste l'isotopie du strontium, mais des développements sont à faire, notamment dans la chimie élémentaire des éléments traces et des terres rares, pour trouver un marqueur efficace de ce type de migration dans les veines de carbonates (voir les références dans Bons et al., 2102).

III. Cinématique du plissement sur faille de socle du Laramien

A. Modèle plissement-fracturation

Dans ce travail, la classification des plis s'est opérée selon la présence et la nature d'une hétérogénéité en profondeur qui « contrôle le plissement ». Cela permet de distinguer les plis de détachement des plis sur faille. Par rapport à ces types de pli, plusieurs modèles de relations plissement-fracturation ont été présentés dans la littérature (e.g. Stearns et Friedman, 1972 ; Ameen et al., 1988 ; Cooper et al., 2006). Les limites de ces modèles étant qu'ils ne prennent pas en compte la perturbation des contraintes liée (i) aux hétérogénéités des milieux multicouches (e.g. Albertz et Sanz, 2012), (ii) des failles majeures (dans la couverture ou le socle, e.g. Homberg et al., 1997 ; Bellahsen et al., 2006b) et qu'ils ne considèrent pas l'évolution des contraintes ou de la pression des fluides lors du plissement. L'étude de la fracturation des plis sur faille de socle du bassin du Bighorn a été l'occasion d'approcher la fracturation lors des différentes phases de déformations les moins souvent étudiées dans les modèles classiques : l'anté-pli et la phase précoce du plissement. Les observations et interprétations du réseau de fractures illustrent le fait de plus en plus reconnu (e.g. Bellahsen et al., 2006a ; Tavani et al., 2006) que de nombreuses déformations ne sont pas liées à la courbure des couches dans les plis. Les fractures antérieures au plissement peuvent avoir un rôle important sur la perméabilité des couches au moment de leur développement, et des modélisations cinématiques et mécaniques soulignent l'impact de ces hétérogénéités préexistantes sur la distribution et l'orientation des fractures syn-*pli s.l.* (Guiton et al., 2003 ; Bergbauer et Pollard, 2004 ; Sassi et al., 2012), et donc sur l'anisotropie de perméabilité des couches durant le plissement *s.l.*

En faisant abstraction des fractures héritées des phases antérieures au plissement, les plis sur faille de socle que nous avons étudiés montrent une distribution homogène de la déformation liée à la phase précoce du plissement, qui comprend des stylolites, des joints et des failles décrochantes et inverses. Par comparaison avec le modèle de distribution de la déformation dans un pli de décollement proposé par Tavani et al. (2006 ; 2008), on retrouve des objets identiques mais la distribution et le calendrier varient. Dans le cas des plis laramiens, la pression-dissolution semble légèrement précéder la fracturation perpendiculaire au pli, majoritairement développée avant les joints de courbure, et des failles inverses se développent à la fin de la phase LPS. Dans les modèles proposés pour le pli de décollement d'Añisclo (présenté dans le chapitre 2, Tavani et al., 2006) ou pour l'anticlinal du Mont Catria (Italie, Tavani et al., 2008), les plans stylolitiques se retrouvent dans chaque partie du pli, en

nombre apparemment supérieur à ce que nous avons pu observer dans les plis laramiens. La différence entre flanc arrière/charnière et flanc avant soulignée par Tavani et al. (2006) se retrouve sous une forme différente dans les plis laramiens, du moins SMA : en lieu et place des stylolites du LPS syn-plis et des failles décrochantes spécifiques au flanc avant à Añisclo, la perturbation de contraintes due à la faille de socle différencie les deux flancs et entre le flanc avant et la charnière du pli de SMA par (i) la distribution des joints LPS, dont le développement est inhibé/perturbé dans le flanc avant de par la réactivation de la faille de socle (Bellahsen et al., 2006a, b ; Amrouch et al., 2010a), et (ii) par l'évolution de la fabrique magnétique bien définie dans le flanc arrière et indéfinie dans le flanc avant (Amrouch et al., 2010 b). Lors de la phase LPS, les déformations dans le socle semblent se localiser dans la zone de faille héritée, ce qui va affecter la distribution des déformations dans la couverture en créant une zone de perturbation qui semble spécifique aux plis sur faille de socle (Bellahsen et al., 2006b). Il est alors intéressant d'observer en outre les résultats de l'étude de la fracturation de l'anticlinal de Bangestan (Zagros, Iran, Tavani et al., 2011), qui est un anticlinal initialement formé sur un niveau de décollement et qui s'est développé grâce au rejet d'une faille de socle. La séquence de fracturation initiale est classique, comprenant des joints parallèles à la compression, des stylolites tectoniques et des failles décrochantes témoignant d'un σ_2 vertical, suivi de fractures de courbure à la charnière du pli. Cette première phase est cohérente avec les autres observations évoquées plus haut, à ceci près qu'ici aussi, la stylolitisation tectonique est très importante et semble accommoder une grande part de la déformation (Tavani et al., 2011). Pour les auteurs, la réactivation de failles de socle obliques à l'axe du pli se marque par la formation synchrone de deux familles de fractures perpendiculaires entre elles et obliques au pli, due à la perturbation des contraintes liée à la réactivation de cette faille oblique.

De ces différents exemples, on peut dire que la différence entre pli sur faille de socle et pli sur faille de couverture est importante dans la distribution et les magnitudes des contraintes affectant les couches, et ce dès le début de la phase de LPS, notamment en considérant la quantité de déformation accommodée par la pression dissolution dans les couches durant la phase précoce du plissement, avec notablement plus de pression dissolution tectonique dans les plis de décollement que dans les plis de socle étudiés, à lithologie équivalente. Il est légitime de s'interroger si l'implication du socle de façon précoce dans la déformation (démontrée par l'inhibition du développement des set L-I dans le flanc avant par Bellahsen et al., 2006b) inhibe la pression dissolution (et donc le raccourcissement) des couches de la couverture. Des modélisations quantitatives prenant en compte ces raccourcissements dus à la pression dissolution apparaissent nécessaires pour pouvoir discuter du mécanisme de raccourcissement privilégié dans la couverture et dans l'ensemble socle couverture, en fixant la lithologie et la magnitude des contraintes appliquées aux limites, que nous ne pouvons pas approcher dans le cas présent.

La séquence de fracturation décrite par Van Geet et al. (2002), Ferket et al. (2003), puis par Roure et al. (2005) dans les plis de décollement et dans les plis sur faille de couverture des Rocheuses mexicaines (Fig. 2-31) diffère de celle que nous avons pu reconstruire en se basant sur les observations et la reconstruction des pressions de fluides dans l'anticlinal de SMA (Fig. 5-19). La différence majeure est la chronologie relative des veines parallèles aux couches, qui sont des objets dont la chronologie relative est éminemment difficile à fixer. Dans le modèle de Roure et al. (2005), les veines parallèles à la stratification se forment au moment où la pression de fluide atteint la pression lithostatique à cause de la destruction de la porosité due (i) à la compaction des sédiments et (ii) à la contrainte maximale horizontale. Roure et al. (2005) discutent le fait que ces fractures hydrauliques puissent se former durant la phase de compaction, et indiquent que dans certains cas, ces fractures se forment après la phase de compaction marquée par des stylolites parallèles aux couches et avant les structures stylolitiques d'origine tectoniques, *i.e.* avant les structures LPS. L'évolution des surpressions de fluides à SMA permet de prédire la formation de ces veines parallèles aux couches durant la phase finale du LPS, du fait de l'augmentation constante des surpressions dont la valeur atteint le lithostatique juste avant le syn-*pli s.s.* La séquence de déformations affectant les couches à RMA propose une troisième séquence, différentes de ces deux modèles. En effet, l'évolution des surpressions de fluides prévoit que le lithostatique soit approché en fin d'étape LPS Sevier, qui se termine à l'Ouest du bassin dans un champ de contrainte compressif (Fig. 6-18).

La séquence de déformation implique donc que certaines veines parallèles aux couches préexistent au début de la phase LPS du Laramien. Ainsi, les fluides présents dans les couches ont un rôle prépondérant dans l'évolution de la déformation, et il faut les prendre en compte dans la réalisation d'une séquence générique de la (micro-) déformation qui affecte les couches. Pouvoir reconstituer l'évolution des pressions de fluides dans les couches apparaît comme un moyen de distinguer efficacement la place des fractures parallèles aux couches dans la séquence de fracturation d'une structure.

B. Rôle du socle dans la déformation

Dans les modèles classiques du plissement impliquant une faille de socle, la déformation au niveau du socle est toujours considérée comme localisée le long du plan de faille (e.g. Erslev, 1995). Ce travail de thèse a été l'occasion de proposer un modèle cinématique pour RMA qui implique une distribution de la déformation dans le socle dans une zone triangulaire durant toute la durée du plissement. Cette proposition est motivée par les résultats de l'étude de rejets le long des plans de failles présentés (chapitre 6, section II) qui

suggèrent un développement synchrone d'un faisceau de failles affectant la partie supérieure du socle. Le modèle propose une évolution en deux temps, commençant par la réactivation et la propagation synchrone de plans de failles préexistants, puis, si le rejet le long des failles le permet, le socle sera affecté par une phase de développement en séquence de failles à plus faible pendage dans le mur du faisceau de faille principal (*footwall short-cut*). Cette distribution de la déformation dans le socle est l'équivalent du concept de biseau de socle proposé par Erslev (1995).

Ce modèle est compatible avec le modèle cinématique du *trishear* (Erslev, 1991) qui prédit une zone triangulaire où est distribuée la déformation si on considère que l'apex de cette zone se situe dans le socle, ce qui n'est pas prévu par le modèle original. Bump (2003) a montré que localiser l'apex dans le socle homogène est possible si l'extrémité de la partie réactivée de la faille se situe dans l'épaisseur du socle. Dans le cas étudié par l'auteur, l'apex de la zone triangle serait localisé dans le socle par une zone de développement de failles à plus faible pendage qui traduit la difficulté mécanique induite par la propagation/inversion d'une faille sub-verticale. Les modélisations mécaniques plus récentes de Albertz et Sanz (2012) confirment les conclusions de Bump (2003), en montrant une distribution de la déformation sous l'interface socle-sédiment depuis l'extrémité de la faille (Fig. 7-1). En revanche, on observe l'absence de propagation de cette faille de socle, suggérant une limitation technique à la modélisation numérique de ce phénomène : l'extrémité de la faille sert de discontinuité rhéologique, et c'est cette discontinuité qui permet la délocalisation reconstruite par le modèle.

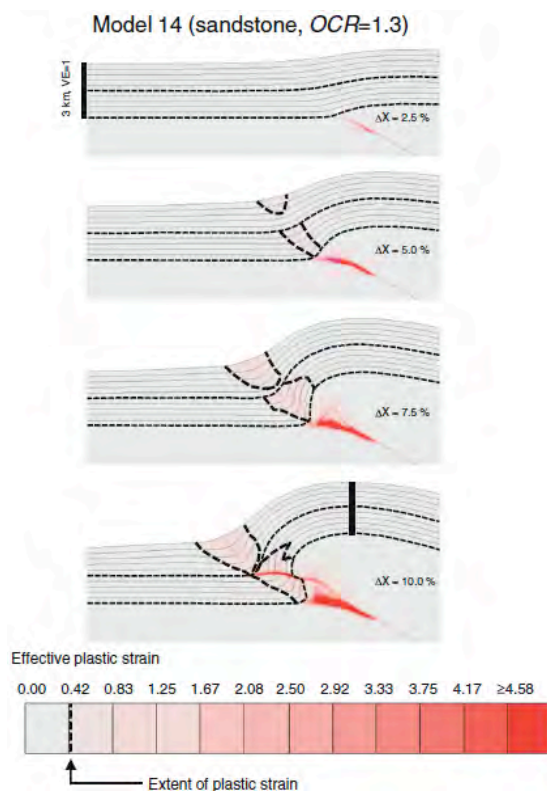


Figure 7-1: Modèle mécanique de distribution de la déformation déviatorique pour une lithologie multi-couche avec deux niveaux de détachements (en pointillés). OCR est relatif au rapport de surconsolidation imposé au modèle (voir Albertz et Sanz, 2012).

Figure 7-1: Contour plot of deviatoric plastic strain for sandstone mechanic model with two prescribed detachments (reported as dashed lines). OCR is related to overconsolidated ratio (refer to Albertz and Sanz, 2012 for further explains).

Notre modèle nécessite donc une hétérogénéité dans l'épaisseur du socle permettant de distribuer la déformation sur plusieurs failles dans le socle en dépit du fait que ces failles pouvaient atteindre le toit du socle avant leur réactivation sub-synchrone. Cette distribution de la déformation sous l'interface socle-sédiment n'est pas compatible avec le modèle classique de la localisation de la déformation dans le domaine du cassant (Fig. 7-2) qui prévoit qu'un maximum de la déformation soit localisé le long du plan de faille en sub-surface, passant d'une zone de brèche distribuée à une zone localisée (Lister et Davis, 1989). À la différence du modèle proposé par Bump (2003), nous suggérons que cette délocalisation de la déformation dans les premiers kilomètres du socle soit reliée à un changement de comportement mécanique du socle granitique. En effet, notre étude de la paléo-hydrologie du bassin suggère la migration de fluides dans le socle fracturé tout au long de l'histoire laramienne. Dans tout milieu, une arrivée de fluides facilite la fracturation (Sibson et al., 1990) et les interactions fluides-roches peuvent entraîner d'importants changements minéralogiques adoucissant qui diminuent la résistance des roches (e.g. Gueydan et al., 2004). Dans le cas de RMA, si nous avons pu observer quelques changements minéralogiques dus à de l'hydratation, c'est surtout à l'impact des fluides sur la mécanique auquel nous nous référons. Si des fluides ont pu migrer dans la zone superficielle du socle, notamment via les grandes failles et les fractures connectées, alors il est possible qu'ils aient pu faciliter la réactivation de plans de failles dans les zones où la pression de fluides est la plus forte, menant à la réactivation synchrone de faisceau de fractures (Fig. 7-3) dans un premier temps, et élargissant la zone déformée au fur et à mesure du rejet le long du plan de faille.

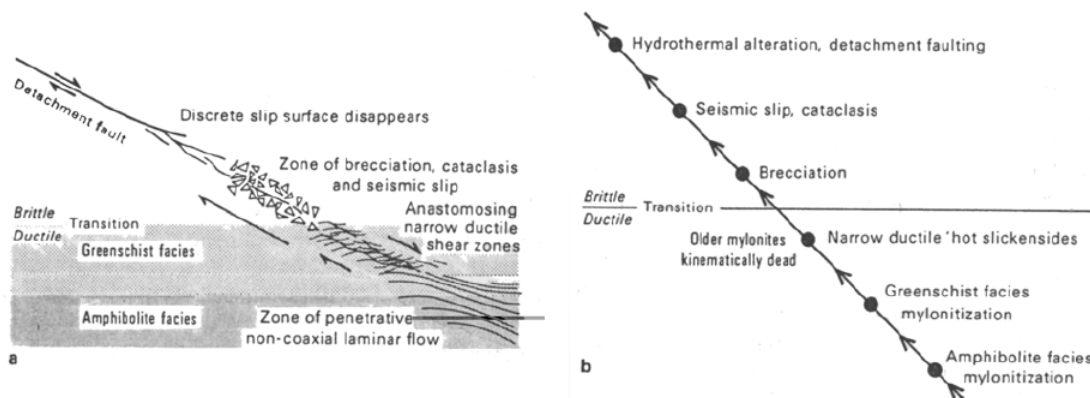


Figure 7-2 : Diagramme montrant les relations entre déformations observées et profondeur dans la croûte depuis les zones ductiles profondes aux zones cassantes superficielles. (Lister et Davis, 1989).

Figure 7-2 : Schematic diagram showing relationships between observed deformations and depth of deformation at crustal scale. Note the progressive localization of the deformation from the ductile zones toward the brittle zones. (Lister and Davis, 1989).

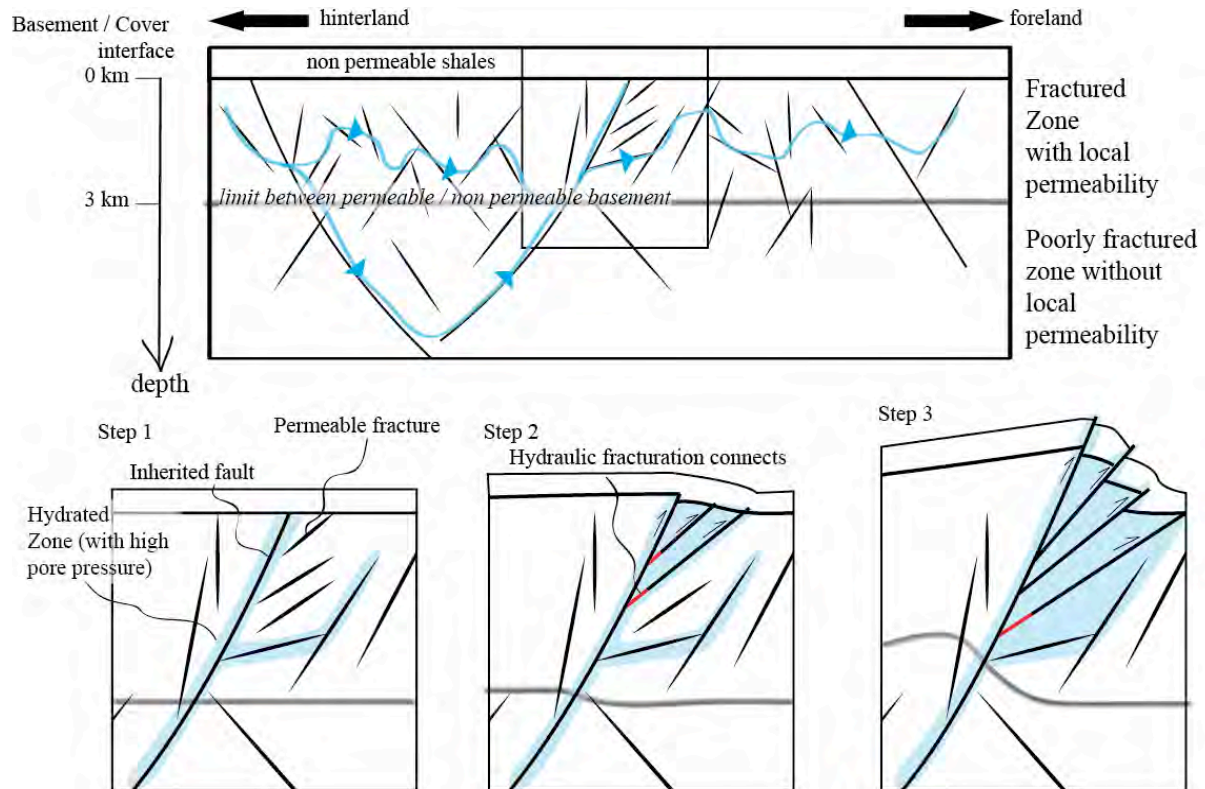


Figure 7-3 : Modèle cinématique proposé pour la formation d'un biseau de socle dans les plis Laramiens. Étape 1 – la zone de faille perméable permet une migration de fluides en provenance de la chaîne à l'Ouest, se traduisant par des augmentations importantes de la pression de fluides locale au dessus de la transition entre socle perméable et socle imperméable (ligne grise). Étape 2 – l'augmentation de la pression de fluide dans la zone de faille entraîne la connexion et la réactivation synchrone de fractures bien orientées par rapport à la contrainte appliquée, ce qui se traduit par la distribution de la déformation dans une zone triangle Étape 3 – l'accumulation de rejet sur la faille principale hydratée entraîne une incorporation de fractures de plus en plus profondes, ce qui agrandit la zone triangulaire où la déformation est distribuée.

Figure 7-3 : Kinematic model proposed to account for the formation of a basement wedge in laramide uplifts. Step 1 – Migration of fluids from the hinterland in the fault zones of the shallow basement leads to an increase in local pore fluid pressure above a permeable/nonpermeable depth (grey line). Step 2 – Hydraulic fracturing increases connections between fault zones and the closest, well-oriented, fractures, which are reactivated and inverted in a synchronous way, defining a trishear zone wherein strain is distributed. Step 3 – Accumulation of displacement along the strike of the fault leads to an involvement of deeper fractures in the trishear zone, wherein strain is distributed.

Dans ce modèle conceptuel, le socle est divisé en deux zones : la plus superficielle où les fractures ont pu être perméables, et la plus profonde où la fracturation est soit moins développée, soit moins perméable. Cette séparation délimite une zone où la quantité de fluides libres est importante, et donc où la pression de pore est élevée, d'une zone où les quantités de fluides ne sont pas suffisantes pour créer une forte pression de pore (Fig. 7-3, étape 1). Il est à noter que nous avons choisi de placer cette zone à quelques kilomètres sous l'interface socle-sédiment, pour respecter les coupes équilibrées qui permettent de placer l'apex de la zone triangulaire du cisaillement. Certaines études invoquent des migrations convectives de fluides dans les 15 premiers kilomètres de la croûte, soit jusqu'à la transition cassant-ductile (Nebitt et Muelbachens, 1995 ; Harcouët-Menou et al., 2009). Du fait de la couverture imperméable,

la zone où la perméabilité est élevée et où des fluides extérieurs s'accumulent voit une pression de fluides plus importante. Cette pression de fluides dans les zones de failles et dans les fractures va aider au développement concomitant des fractures dans la même zone, connectant les fractures adjacentes au plan de faille hérité, et formant ainsi un faisceau qui définit une zone triangulaire où la déformation est distribuée (Fig. 7-3, étape 2). Enfin, lorsque l'amplitude du pli augmente, les fractures plus profondes sont intégrées dans la déformation, jusqu'à la limite de zone hydratée (Fig. 7-3, étape 3).

Les migrations de fluides à grande échelle peuvent donc avoir impacté la cinématique des plis du Laramien dans le bassin du Bighorn, si ce modèle reste très préliminaire et hypothétique, l'observation de ce type de géométrie de faille de socle en surface (délocalisation sur un faisceau) dans d'autres contextes mérite réflexion.

C. La paléo-hydrologie comme marqueur de l'évolution du pli et de la géométrie profonde

Lors de l'étude de la paléo-hydrologie de l'anticlinal de Sheep Mountain présentée dans la section 2 du chapitre V de ce mémoire, il a été possible de caractériser une période durant laquelle une migration rapide de fluides hydrothermaux avait eu lieu dans les couches carbonifères et permienes durant la phase syn-*pli s.s.*. Cet événement impliquait des interactions très limitées entre les fluides migrants et l'environnement (roche et fluides locaux) qui suggèrent une forte vitesse de migration et de précipitation dans les joints de courbure (cf. V.II). La projection des données isotopiques de l'oxygène des veines en carte et à l'échelle du pli montre une zonation des degrés d'interactions fluides-roches et des températures du fluide, localisant une zone dans laquelle les fluides hydrothermaux ont rapidement circulé et précipité (Fig. 5-17 a). L'orientation de cette zone, parallèle à la charnière du pli mais décalée vers le sud de cette dernière, a été interprétée comme témoignant de l'existence d'un drain efficace sous les couches : la faille de socle. Ainsi, à partir de cette construction en carte, il est possible de proposer une coupe équilibrée s'approchant de la proposition de géométrie profonde de SMA par Amrouch et al. (2010a), incluant un faisceau de failles de socle s'étendant du flanc arrière au flanc avant (Fig. 5-5). La cinématique de cette coupe est de plus cohérente avec ce que nous avons pu proposer par la suite pour l'étude de RMA.

La carte de distribution des données isotopiques à l'échelle du pli (Fig. 5-17) nous permet d'aller plus loin dans l'interprétation de l'évolution de la déformation. En effet, on observe que cette zone de migration de fluides hydrothermaux est décalée par rapport à la

charnière actuelle de la structure principale et est superposée à la charnière de la structure parasite de SMA (le *thumb*), ce qui indique un développement synchrone de ces structures. Si les fluides ont migré rapidement dans les set syn-pli s.s., la zone où les plus faibles interactions ont été enregistrées est la zone de développement de ces fractures de courbure au moment du plissement. De fait, le décalage avec la charnière actuelle peut être interprété comme un marqueur d'une zone où était une proto-charnière.

Deux hypothèses peuvent être proposées pour rendre compte de ce décalage :

Il s'agit d'une proto-charnière de même dimension qui a migré vers le nord-est au fur et à mesure de la croissance du pli

Il s'agit de la partie la plus courbe d'une proto-charnière plus large qui s'est localisée vers le nord-est au cours de la croissance du pli.

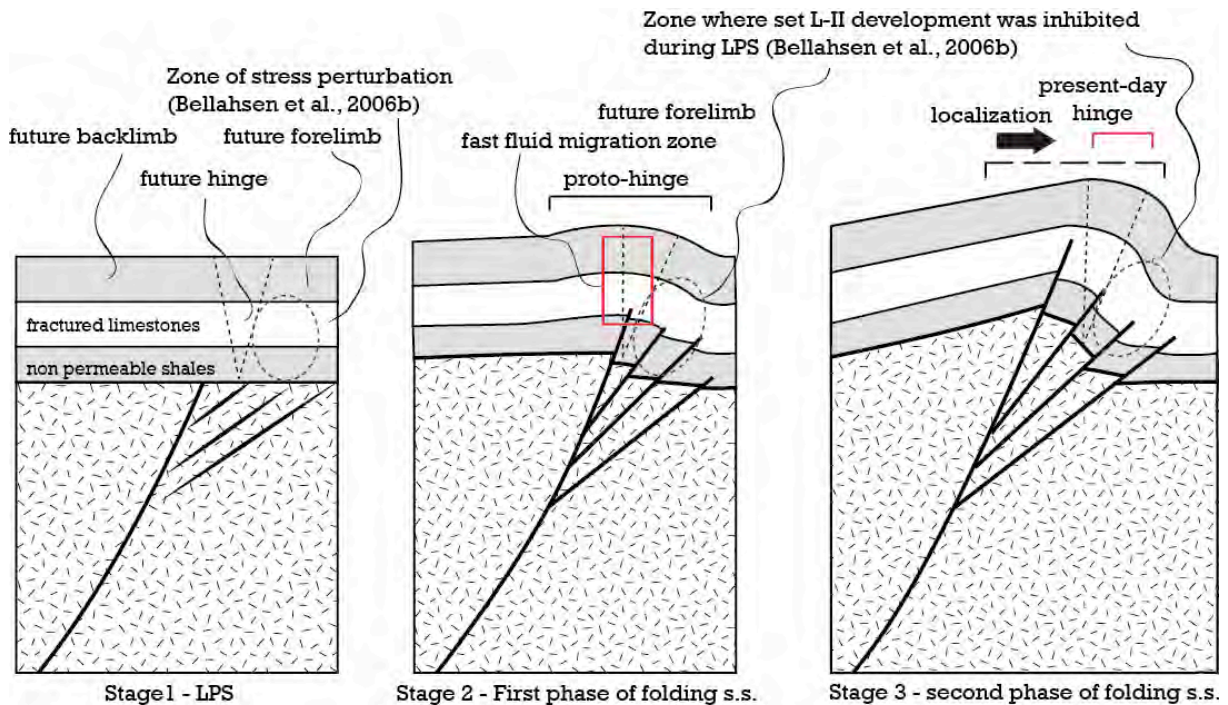


Figure 7-4 : Modèle cinématique expliquant la localisation de la charnière suggérée par les données géochimiques à SMA. Les traits pointillés délimitent les domaines structuraux actuels du pli. On observe une charnière sub-symétrique (étape 2) dans un stade juvénile du pli qui se localise à l'avant du fait de la réactivation de failles profondes qui agrandissent la zone triangulaire où la déformation est distribuée (étape 3). Le modèle rend compte de la zone perturbée par la faille de socle (en bleu dans l'étape 1).

Figure 7-4 : Kinematic model proposed to account for hinge localization suggested by the geochemical dataset of SMA. Dotted lines defines current structural domains of the fold. A sub-symmetrical hinge is formed during the first stage of fold growth (step 1) and the reactivation of deeper faults which leads to an increase in size of the trishear zone in the basement promotes also to a forelandward localization of the hinge (step 3). Note that this kinematic model account for the zone of stress perturbation due to basement fault reactivation (in blue frame) during LPS deformation (step 1).

D'autres études de l'anticlinal de SMA proposent un modèle avec une charnière fixe (Bellahsen et al., 2006a, b) et avec peu de courbure dans le flanc arrière du pli (Fiore et al., 2007 ; Lovely et al., 2011). La proposition d'une charnière fixe s'appuie sur la localisation d'un

maximum de fractures d'extrados à la charnière et sur la position de la zone de perturbation des contraintes à l'aplomb de la faille de socle, qui aurait affecté uniquement le futur flanc-avant, impliquant de fait une croissance du pli par rotation des flancs (Bellahsen et al., 2006b). Si une migration est alors peu probable, une localisation de la charnière vers le flanc avant peut être envisagée (Fig. 7-4).

Le modèle conceptuel proposé ici est alternatif au modèle cinématique proposé précédemment pour le développement des plis laramiens (Chapitre 6, section II, Fig. 17) qui considérait SMA comme un stade immature de RMA où les failles sont toutes synchrones. Au contraire, ce modèle rend compte de deux stades du développement : une large proto-charnière dans les premiers incréments du plissement *s.s.* qui se réduit et dont l'axe se localise à l'avant du pli au fur et à mesure que des failles profondes à plus faible pendage se développent ou sont réactivées (type *footwall short-cut*, Bump, 2003). Dans ce modèle, les fractures du faisceau de failles proposé par Amrouch et al. (2010a) sous SMA ne sont pas actives de façon synchrone. Malgré cela, ce modèle reste cohérent avec le modèle conceptuel de croissance des plis laramiens (Chapitre 6, section II, Fig. 17), mais remet en question le fait que SMA représente un stade immature, *i.e.* développé au-dessus d'un faisceau de failles synchrones, et implique que le développement soit allé un peu plus loin, avec la réactivation séquentielle de failles plus profondes. La localisation de la charnière de SMA a été proposée par Amrouch et al. (2010a), sur des arguments de distribution de fractures post-LPS dans le flanc avant actuel du pli. Ces fractures ont été interprétés par les auteurs comme liées à de l'extrados dans le flanc avant, suggérant une charnière plus large et donc une localisation progressive de cette dernière vers la morphologie étroite de la charnière actuelle, concordant avec notre interprétation paléo-hydrologique. De plus, notre modèle valable pour le syn-pli *s.s.* n'est pas incompatible avec l'existence d'une zone de perturbation des contraintes reliée à la faille principale durant la faille précoce du pli (Bellahsen et al., 2006b). En effet, si tant est que l'on puisse considérer la zone de perturbation précoce au plissement comme localisée au dessus des failles orientales du faisceau, alors une propagation synchrone des failles du faisceau (comme proposé à RMA) permet d'accorder ces deux observations en un seul modèle de croissance du pli (Fig. 7-4).

L'exemple de SMA montre que lorsqu'elle est possible, la représentation structurale de la géochimie des fluides permet de discuter du mode de croissance du pli et *in extenso* la cinématique du pli, avec un accès au caractère mobile ou fixe de la charnière, un paramètre très difficile à contraindre si les sédiments syn-tectonique ne sont plus accessibles dans leur intégralité (Mercier et al., 2007). Très préliminaire, cet exemple souligne le potentiel important du couplage des études fluides-déformations dans la compréhension de l'évolution des structures plissées.

D. Perspectives

Les résultats de cette étude montrent le potentiel de la reconstitution de la paléohydrologie en prenant en compte le calendrier des microdéformations, ce qui permet de discuter la cinématique du plissement voire même la mécanique de déformation du socle. Dans ce domaine, deux perspectives principales sont initiées par mon travail de thèse :

- La construction des coupes équilibrées de RMA impose l'existence d'un biseau de socle entre deux chevauchements. La déformation dans ce socle est toujours représentée comme localisée sur ces chevauchements, mais les observations de faisceaux de failles inverses dans le socle et la couverture suggèrent qu'il existe un mécanisme qui permet la distribution de cette déformation sur de nombreuses failles à l'intérieur de ce biseau de socle. Si ce phénomène de distribution de la déformation est observé dans d'autres cas naturels, il est rarement discuté. A partir de la caractérisation indirecte de migrations de fluides dans le socle, nous proposons que l'augmentation locale des pressions de fluide le long des plans de failles et des fractures soit le mécanisme du développement progressif d'un faisceau de failles. Pour infirmer ou confirmer cette hypothèse, il serait intéressant de réaliser une étude des occurrences conjointes de migrations de fluides le long des fractures dans le socle et de la distribution de la déformation dans une zone de *trishear* interne au socle.
- Dans les plis sur faille dont la charnière est préservée (seulement SMA parmi nos cibles d'étude), la projection des signatures isotopiques de l'oxygène (lorsque les variations reflètent de façon non-ambiguë la température) en carte et coupe à l'échelle du pli semble donner un accès à la localisation et *in extenso* à la géométrie des drains principaux sous les couches affleurantes. Selon la localisation de cette zone de migration rapide par rapport à la charnière actuelle, il est possible d'interpréter cela comme un indice qui caractérise le comportement de la charnière (*i.e.* fixe ou mobile) et donc de discuter de la cinématique du pli.

Indépendamment, l'étude de la distribution des microfractures à l'échelle du pli permet de remettre en cause de nombreux modèles de relation fractures-pli, qui négligent le rôle des fractures préexistantes, et qui soulignent des relations différentes lorsque ces fractures sont prises en compte. La comparaison de la séquence de fracturation entre les plis à cœur de socle étudiés dans ce travail et les plis de décollement souligne une possible différence de quantité de raccourcissement accommodée par la couverture lors de la phase LPS (e.g. Tavani et al., 2006). Cette différence, ressentie principalement dans le développement systématique de plans de pression-dissolution dans les plis de décollement, peut être reliée à l'implication du socle et plus généralement du chevauchement. L'implication du socle peut-elle inhiber le

développement systématique de ces stylolites tectoniques ? Cela impliquerait une réactivation très précoce de la faille ou une distribution de la déformation dans le socle, puisque les stylolites semblent précoces dans l'histoire du LPS. Si elle soulève des différences intéressantes qui pourrait aider à la compréhension des déformations dans le socle, cette simple comparaison ne permet pas de caractériser un comportement systématique. Il me semble donc important de réaliser un travail supplémentaire permettant de mieux contraindre ces différences, en reconstituant et en comparant les séquences de microdéformations affectant les couches durant le LPS selon le type de pli.

IV. Les contraintes dans les structures plissées

Le développement récent de modèles mécaniques traitant de la répartition des contraintes et des déformations dans un pli montre une prise de conscience et un progrès indéniable dans la modélisation des déformations d'échelle sub-sismique lors du plissement (Guiton et al., 2003 ; Albertz et Sanz, 2012 ; Sassi et al., 2012 ; Smart et al., 2012). Le développement de codes permettant d'utiliser une rhéologie réaliste (élasto-plastique avec prise en compte de plusieurs interfaces) mène à l'obtention de modèles capables de reconstituer la morphologie observable d'une structure, et permet aux auteurs de proposer une répartition des contraintes et des déformations dans les plis (Albertz et Sanz, 2012 ; Smart et al., 2012). À terme, les modèles doivent tendre à prédire l'expression des contraintes (magnitude et orientation) conduisant au développement de fractures, lors de la formation d'un pli dans une rhéologie réaliste (visco-élasto-plastique) en incluant des discontinuités réelles, ce qui reste un défi de taille à l'heure actuelle. Néanmoins, une calibration de ces modèles sur des cas naturels où la répartition des contraintes et des déformations est bien comprise semble encore faire défaut à ces modèles.

La viabilité de l'accès aux orientations et aux grandeurs des contraintes par l'inversion des données de failles ou de macles de la calcite reste débattue, certains auteurs anglo-saxons considérant que ces inversions ne donnent accès qu'à des informations sur la déformation finie, et ne peuvent pas être utilisée pour revenir aux orientations et grandeurs des contraintes (Groshong, 1972 ; Pollard et Segall, 1987 ; Twiss et Unruh, 1998). L'étude du bassin du Bighorn a permis une intégration sophistiquée de données géochimiques et de données paléopiezométriques, notamment par la construction de la courbe montrant l'évolution des pressions de fluides. Comme présenté dans la section V du chapitre 6, on retrouve dans l'interprétation de cette courbe les migrations à l'échelle du bassin interprétées indépendamment par l'étude géochimique des ciments. Cette concordance des interprétations issue de ces deux approches, l'une basée sur l'inversion des déformations et/ou glissement en

tenseur de contraintes, et la seconde basée sur la chimie des paléo-fluides, permet de soutenir indirectement que les déformations cassantes puissent être utilisées pour revenir aux tenseurs de contraintes, et au moins aux tendances d'évolution de leur magnitude.

En combinant la séquence de fracturation et la paléopiezométrie obtenue sur les macles de la calcite à SMA par Amrouch et al. (2010a) et à RMA par Leprêtre (2011), il apparaît que la répartition des contraintes dans le pli est différente dans l'espace (les différents flancs) et dans le temps (entre la phase précoce et tardive du pli), et que l'on retrouve le même schéma dans les deux plis étudiés (Fig. 21 de Beaudoin et al., 2012, chapitre 6, section II). Cette observation corrobore l'asymétrie de la déformation dans les plis sur faille de socle, vue grâce à l'anisotropie de susceptibilité magnétique à l'échelle des grains démontrée à SMA par Amrouch et al. (2010b). L'obtention de ces informations est l'occasion d'essayer de comparer nos données aux reconstructions physiques proposées par les derniers modèles mécaniques.

Le premier biais de cette comparaison entre modèle et réalité réside dans le fait que pour modéliser des géométries réalistes, les auteurs imposent une quantité de déplacement aux couches, ce qui résulte en l'obtention quasiment immédiate de l'amplitude du pli, et donc dans la quasi-absence d'une phase de LPS précoce au pli, phase durant laquelle nos données, ainsi que les travaux d'Amrouch et al. (2010a, b), soulignent que les contraintes sont perturbées par la faille sous-jacente aux couches, ce qui entraîne une asymétrie de distribution de la déformation (exemple du set L-I à SMA, quasi-absent dans le futur flanc-avant) et de répartition des contraintes (avec un différentiel des contraintes horizontales supérieurs dans ce flanc avant). De plus, Tavani et al. (2006) montrent que durant cette phase LPS, une grande partie de la compression est accommodée par le développement de stylolites tectoniques, mécanisme visqueux non pris en compte dans la rhéologie élasto-plastique considérée par les modèles.

Nos données permettent donc de comparer la phase tardive du plissement observée dans les plis de socles laramiens aux modèles réalisés pour une rhéologie carbonatée (Fig. 7-5, Anticlinal de Bargy, Smart et al., 2012) et pour une rhéologie multicouche quartz/argile (Albertz et Sanz, 2012). Malheureusement, les magnitudes des contraintes principales obtenues par notre construction de tenseurs complets des contraintes ne trouvent pas, à l'heure actuelle, de point de comparaison dans les modélisations mécaniques, car l'étude de Albertz et Sanz (2012) ne concerne pas les carbonates, et les auteurs préconisent de ne pas comparer leurs prédictions avec des données paléopiezométriques obtenues dans les carbonates, tandis que l'étude de Smart et al. (2012) propose des magnitudes non normalisées, et de fait non exploitables pour une comparaison.

Lors du plissement, les modèles mécaniques prédisent une rotation des contraintes principales qui ne respectent pas les hypothèses d'Anderson. En effet, lors du basculement des

couches, il n'y a dans les flancs aucune contrainte réellement verticale, ce qui a des implications importantes sur les hypothèses que nous avons posées, notamment lors du calcul de la magnitude de la contrainte verticale de référence dans la reconstitution de l'évolution des pressions de fluides. Cette possibilité est discutée dans la section IV du chapitre 5, et une obliquité des axes des contraintes impliquerait des variations négligeables sur le $\Delta\sigma_v$. De plus, la contrainte compressive devient parallèle aux couches, ce qui affaiblit le principe de définir le caractère anté-pli des fractures en fonction de leur inclinaison par rapport aux couches ou en fonction de l'orientation des axes principaux des tenseurs des contraintes reconstitués par les macles de la calcite ou les plans de failles.

Pour Smart et al. (2012), les zones en tension sont directement liées à la courbure des couches, le modèle prédisant de l'extension à l'extrados de la charnière et de la compression à l'intrados (Fig. 2-15 ; Fig. 7-5). On observe d'ailleurs une migration de la ligne neutre avec l'augmentation du déplacement imposé, et donc de la courbure. Cette migration est compatible avec le modèle mécanique de Frehner (2011), mais reste difficile à observer de par les déformations sur le terrain (les veines se propagent verticalement, on ne retrouve pas de stylolites en base des bancs plissés) ou par la paléopiezométrie, qui ne montre pas de différence flagrante sur toute l'épaisseur des bancs plissés de la formation Madison, peut être à cause d'un nombre de données limité et d'un accès restreint à la base de la formation.

L'observation à RMA et à SMA d'une asymétrie des magnitudes du différentiel des contraintes horizontales en tardi-pli entre le flanc arrière et le flanc avant (Amrouch et al., 2010 a, b ; cette étude) peut se retrouver indirectement dans la modélisation proposée par Smart et al. (2012) pour un déplacement imposé de 2000 m et une géométrie déversée (Fig. 7-5 a-b-c): le flanc avant est étiré, cisailé de par le fait qu'il est limité par des charnières en tension, et montrent donc un niveau de contrainte compressives plus faible que dans le flanc arrière, à l'exception des portions où une courbure est effective (Smart et al., 2012). Malheureusement, les modèles ne rendant compte que de la contrainte horizontale maximale et de la contrainte verticale en considérant un régime compressif, il n'est donc pas possible de comparer directement l'évolution spatiale des magnitudes du différentiel des contraintes horizontales réalisées à l'échelle des plis laramiens avec ces modèles. En revanche, dans le cas des plis à cœur de socle laramiens, une forte augmentation des contraintes dans le flanc arrière est montrée en phase tardi-pli, augmentation que nous avons interprétée comme liée à un phénomène d'augmentation de la résistance aux contraintes dans ces couches sont peu déformées une fois les couches inclinées (uniquement quelques failles inverses et décorchantes). Les modèles mécaniques confirment qu'une fois le pli formé, la déformation est exclusivement localisée dans le flanc avant (Fig. 7-5a), ce qui se traduit dans nos cas naturels par une réactivation en inverse de joints due à la contraction (Fig. 7-5d 2). Durant le syn- à tardi-pli, Amrouch et al. (2010a) ont décrit des joints orientée N020 développés avec

une contrainte minimale verticale locale due à un possible étirement du flanc lors de la courbure (Fig. 7-5d 1). Ces deux événements de fracturation sont compatibles avec une contrainte principale minimale verticale mais pas forcément avec la même orientation des contraintes horizontales (Fig.7-5 d 1, 2). Malheureusement, les modèles proposés sont des modélisations planaires sur 2 dimensions, ce qui ne permet pas d'estimer les permutations entre les contraintes principales ni de discuter de la contrainte principale perpendiculaire à la section modélisée. L'absence de déformation à la charnière du pli dans le modèle n'est pas en accord avec les observations, qui soulignent le développement de fractures d'extrados, l'étude géochimique suggérant même une extension verticale très importante de ces fractures (Fig. 7-5). La modélisation en 2D et en milieu multi-couche alternant grès et argiles d'un pli sur faille de socle proposée par Albertz et Sanz (2012) souligne les mêmes points communs et différences d'avec les observables de terrains: la distribution de la déformation dans les plis de socle ou de décollement est elle aussi localisée dans le flanc avant, mais aucune déformation n'est prédite à l'extrados des plis. Les observables de terrain ainsi que la paléopiezométrie montrent pourtant clairement une tension effective dans ces zones courbées.

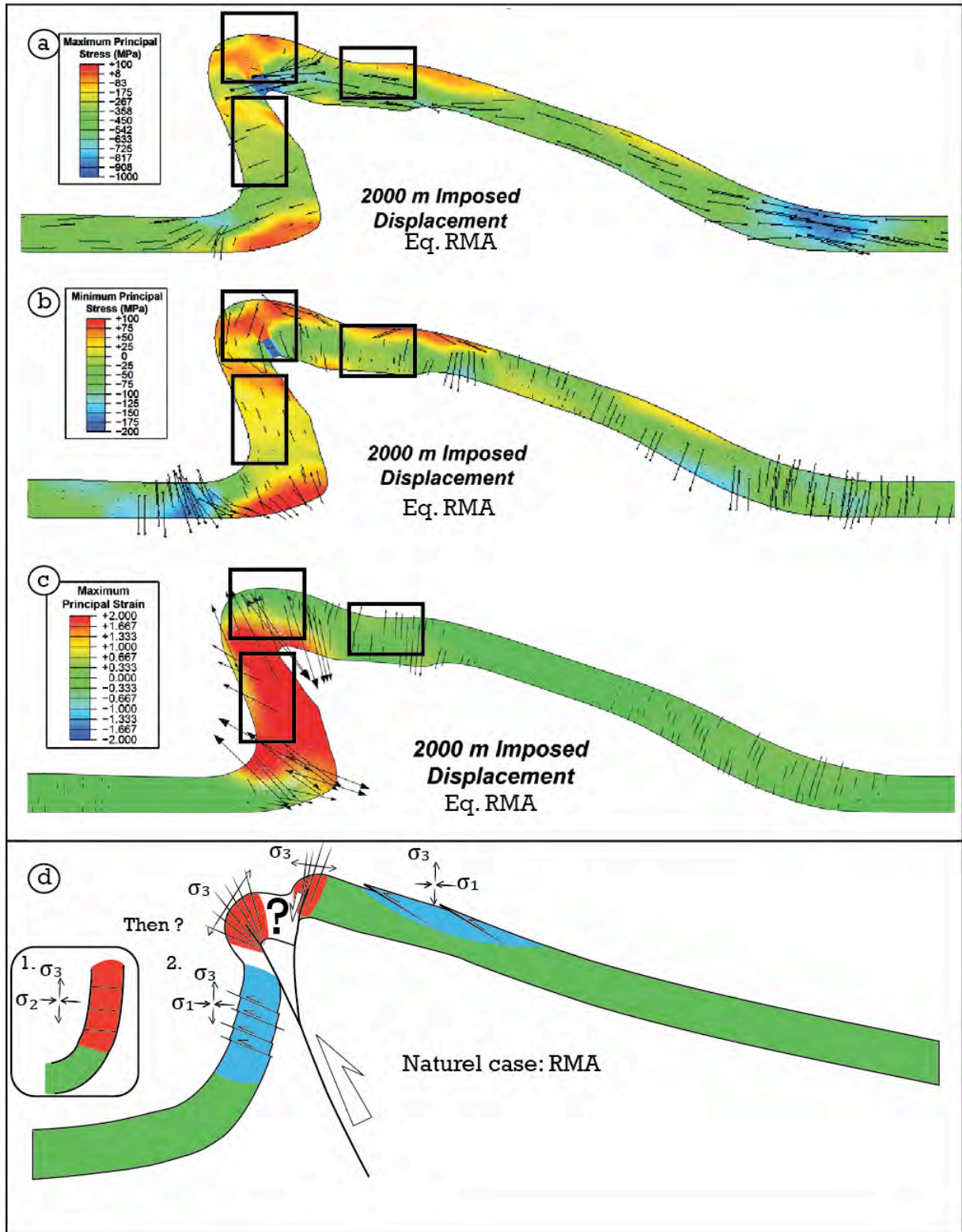
À l'inverse du modèle de Smart et al. (2012), la modélisation réalisée par Albertz et Sanz (2012) montre qu'il est possible, dans les plis de socle, d'approcher la contrainte principale verticale grâce au calcul de la contrainte lithostatique avec une erreur minime tant que les couches n'ont pas été soumises à une contrainte compressive bien supérieure au cours de leur histoire (> 2 fois supérieure). Leurs modélisations montrent aussi que la méthode probabilistique d'estimation de la magnitude de la contrainte principale horizontale minimale à partir de la contrainte principale verticale et du facteur k_0 (rapport des contraintes in-situ) est très souvent fautive.

Si les modèles mécaniques progressent à rendre compte de la complexité de la déformation en 2 dimensions dans un milieu multi-couches avec une rhéologie plus réaliste, de nombreuses différences s'affichent entre les cas naturels et les modèles numériques: les modèles sont encore limités et ne peuvent reproduire les déformations sub-sismiques avec la complexité et les nuances observées sur le terrain et la modélisation en 2 dimensions limite les comparaisons avec les observables; les modélisations mécaniques ne s'accordent pas sur l'existence d'une contrainte principale verticale dans les couches lors du plissement et les magnitudes des contraintes ne sont pas encore comparables aux paléopiezomètres existants. En revanche, l'interprétation chronologique et la signification tectonique des familles de fractures sub-sismiques nécessitent une confirmation mécanique qui vérifie les hypothèses posées lors de la construction et de l'interprétation d'une séquence de fracturation. Pour ce faire, il faut aussi appliquer sur chaque objet naturel les modèles mécaniques qui se focalisent sur l'impact de familles de fractures préexistantes sur le développement des fractures liées au plissement (Guiton et al., 2003; Sassi et al., 2012). À l'avenir, grâce aux avancées prometteuses

des codes mécaniques, il faudra réaliser des modélisations de déformations subsimiques complexes de cas naturels bien compris, qui apporteront un bénéfice mutuel pour la compréhension et l'interprétation de la fracturation et des contraintes obtenues par paléopiezométrie dans les plis et qui affineront et valideront l'aspect prédictif encore balbutiant des modèles mécaniques.

Figure 7-5 (ci-contre): Résultats des modélisation mécanique montrant les magnitudes et directions de la contrainte principale maximale (a) et de la contrainte principale minimale (b) dans les couches de l'Urgonien à Hauterivien de l'anticlinal de Bary à des pressions d'enfouissement de 50 MPa, (c) déformations associées. Ces modèles résultent d'une modélisation mécanique élasto-plastique qui utilise une convention où les contraintes négatives reflètent la compression (Smart et al., 2012). (d) Schéma remplaçant les différentes déformations observées en syn-pli s.s. et en tardi-pli sur l'anticlinal de RMA, avec les contraintes reliées et une extrapolation des zones en tension ou en pression (même code couleur que a, b, c). 1 représente la phase d'étirement du flanc décrite à SMA durant le plissement et 2 la phase de contraction tardi-pli qui réactive les joints S-III.

Figure 7-5 (see opposite): Output of mechanical modelisations exhibiting magnitudes and directions of maximum principal stress (a) and minimum principal stress (b) for the Urgonian and Hauterivian intervals (Bary Anticline, France) for overburdens of 50 MPa, (c) being related strain repartition. These result from a elasto-plastic mechanical modelisation using engineering sign convention for stress (negative values refer to compressional stress) (Smart et al., 2012). (d) Schematic representation of deformations observed at fold-scale in the case of RMA. Associated and reconstructed tensors are show along, and an extrapolation of zones in tension or pression is reported on the figure, using the same colorscale that figures a, b, and c. 1 represent layer parallel extension in the forelimb during folding as depicted in SMA and 2 reactivation of set S-III due to laramide contraction during late-folding.



V. Les interactions fluides/déformations

A. Les facteurs de contrôle des interactions fluides/ déformations à l'échelle du pli

1. Détermination des paramètres de contrôle dans le Bassin du Bighorn

Dans la littérature, chaque cas d'étude sur l'évolution de la paléo-hydrologie à l'échelle d'un pli est différent en termes de types de fluides impliqués, de degrés d'interaction fluides-roches et de conditions P,T, X (Travé et al., 2000 ; Fischer et al., 2009 ; Dewever et al., 2011 ; Evans et al., 2012, Evans et Fischer, 2012). Aussi, un des objectifs de ce travail de thèse a été de se baser sur la paléo-hydrologie des différents plis de socle du Bighorn Basin pour déterminer les paramètres physiques qui contrôlent les migrations de fluides et la déformation. Pour ce faire, des tableaux de synthèses ont été réalisés sur le modèle de Travé et al. (2007), ces tableaux montrent l'implication des différents paramètres géologiques dans (i) le contrôle du système de fluide (incluant l'origine du fluide, le degré d'interaction fluides-roches et l'amplitude de la migration des fluides) pour les différentes étapes de déformations subies par les couches (stade anté-pli, stade précoce du plissement, stade syn-pli) (Tableau 7-A) ; (ii) le contrôle des micro- et méso-déformations (toutes fractures) aux mêmes étapes (Tableau 7-B) ; (iii) le contrôle de l'évolution de la pression de fluides aux mêmes étapes (Tableau 7-C).

Studied structure	Phase	Structure		Microstructure		Relief	Host-Rock	Influence of Squeegee
		Basement fault	Fold kinematic	Curvature	Strike-slip			
RMA	LPS Sevier			+++	-		+	+++
	prefolding				++	++	++	+
	synfolding	+++	-	?		+		-
SMA	LPS Sevier				++		+++	+
	prefolding		+		+++	++	++	+++
	synfolding	+++	-	+++		+	-	++
BHM	LPS Sevier				-		+++	
	prefolding				-	-	+++	
	synfolding	-	-	?	-	++	+++	
LSMA	LPS Sevier				++		++	++
	synfolding	?	-	+		+	++	++
PA	LPS Sevier				-		+++	-
	prefolding				-	-	+++	-
	synfolding	?	+++	-		-	+++	-

? : undetermined influence - : neglectable influence + : small influence ++ : notable influence
+++ : major influence

Tableau 7-A : Degré de contrôle par les différents paramètres du système de fluides (chimie, température et pression) dans les plis de socle laramiens.

Table 7-A : Degree of implication of factors involved in the control of fluid system (chemistry, temperature and pressure) in the Laramide uplifts.

Studied structure	Phase	Fluids		Stress	trata curvatuasement faul
		Chemistry	Fluid pressure		
RMA	LPS Sevier		+++	+++	
	prefolding			+++	
	synfolding		-	-	+++
SMA	LPS Sevier		++	+++	
	prefolding		+++	++	++
	synfolding		-	-	+++
- : neglectable influence		+ : small influence		++ : notable influence	
+++ : major influence					

Tableau 7-B : Degré de contrôle par les différents paramètres du développement des déformations à méso- et micro-échelle dans les plis de socle laramiens.

Table 7-B: Degree of implication of factors involved in the control of meso- and microscale deformation development in the Laramide uplifts.

Studied structure	Phase	Stress		micro-structures		Regional Squeegee
		Magnitude	Regime	curvature-related	Strike-slip	
RMA	LPS Sevier	++	-	+++	-	+++
	prefolding				+++	+++
	synfolding			+++		
SMA	LPS Sevier	+			+	
	prefolding	+++			++	+++
	synfolding			+++		
- : neglectable influence		+ : small influence		++ : notable influence		
+++ : major influence						

Tableau 7-C : Degré de contrôle par les différents paramètres de la pression de fluide dans les couches carbonatées des plis de socle laramiens.

Table 7-C: Degree of implication of factors involved in the control of fluid pressure evolution in the limestone formations of Laramide uplifts.

La sélection des paramètres géologiques pouvant influencer le système de fluides circulant dans les couches a été réalisée en respectant les interprétations effectuées tout au long de cette thèse, mais aussi en prenant en compte les paramètres référencés dans la bibliographie présentée dans le chapitre II de ce mémoire.

Ainsi, on retrouve des paramètres structuraux tels que la géométrie du chevauchement de socle, qui peut jouer un rôle primordial pour de nombreux auteurs (McCaig et al., 1990 ; Ramsey et al., 1999 ; Katz et al., 2006 ; Travé et al., 2007) ou la morphologie du pli, incluant sa croissance, qui jouera un rôle important si une compartimentalisation des fluides se retrouve entre les flancs (Lefticariu et al., 2005 ; Evans et al., 2012). En accord avec d'autres auteurs, notre travail a montré le rôle important des microstructures de type joints dans la paléohydrologie des couches (e.g. Fischer et al., 2009 ; Barbier et al., 2012 b). Il apparaît que ce rôle est différent lorsque ces joints sont liés à la courbure ou s'ils se forment en réponse au raccourcissement des couches dans un champ de contrainte décrochant. Aussi, ces deux contextes seront distingués en tant que paramètres différents. La formation de reliefs au fur et à mesure du développement des plis est un facteur prépondérant dans le sud des Pyrénées

(Travé et al., 2007). Aussi, il convient de le tester dans le contexte du bassin du Bighorn, où la structuration du bassin par la formation des hauts-de-socle crée une évolution du relief. La nature et les propriétés de perméabilité de la roche-encaissante jouent aussi un rôle important dans certaines études, tamponnant les fluides extérieurs ou bien ne permettant aucune migration en jouant le rôle de barrière hydraulique (Fischer et al., 2009 ; Evans et al., 2012). Ce paramètre général de "roche encaissante" comprend aussi l'impact de la stratigraphie sur la mécanique de fracturation, les paramètres mécaniques des roches permettant une extension verticale plus ou moins importante des fractures (Laubach et al., 2009 ; Zahm et Hennigs, 2009), jouant donc sur la connectivité entre les réservoirs stratigraphiques à plus ou moins grande échelle (Barbier et al., 2012 a, b).

Enfin, notre étude a montré l'influence d'une expulsion latérale des fluides d'origine tectonique, de type *squeegie*, à l'instar des avants-pays des Rocheuses canadiennes (Oliver, 1986 ; Qing et Mountjoy, 1992 ; Machel et Cavell, 1999) ou dans une moindre mesure dans les Appalaches (Evans et Battles, 1999). Ainsi, l'influence de ce phénomène est testée. Il faut noter, du fait de l'orientation prise par notre étude, que les paramètres de géométrie des fractures (espacement, connexion, quantité d'ouverture) ne peuvent pas être testés mais influent de façon certaine sur la paléo-hydrologie (e.g. Cosgrove et Jolly, 2003).

Durant la phase anté-pli Sevier, la paléo-hydrologie des couches est principalement contrôlée par les fluides et la perméabilité de la roche encaissante, excepté à RMA où les couches sont affectées par la flexure lithosphérique -ce qui est directement relié à la position de la chaîne plissée et à la rhéologie de la lithosphère-, et les joints associés permettent à des fluides exotiques de migrer dans les couches. Ainsi, l'influence de la tectonique (migration de type *squeegie*) et des joints de flexure sur les migrations latérales et verticales est grande avant le Laramien.

Durant la phase précoce du plissement, le développement de joints durant le LPS permet une migration latérale des fluides dans les couches carbonatées, soulignant alors le rôle moindre du *squeegie* vers l'Est. En considérant l'hypothèse proposée par Barbier et al. (2012 b) comme alternative au *squeegie*, la migration des fluides hydrothermaux vers les bordures du bassin se ferait entièrement par la création d'un gradient hydraulique due à la formation de reliefs sur les bordures du bassin. Notre hypothèse prend en compte une telle migration de saumures de bassin de la zone du dépôt-centre aux plis situés sur les bordures du bassin. Cependant, le relief résultant de la structuration du bassin va avoir un rôle important dans la migration de fluides profonds par le bassin durant la phase précoce à synchrone du plissement, lorsque se structure le bassin. Ce raisonnement, proposé à partir de données provenant des couches de SMA est aussi valable à LSMA. De même, le relief a pu jouer un rôle important dans la paléo-hydrologie des montagnes du Bighorn (BHM), où la géochimie des

fluides montre une déconnexion de cette structure et du reste du bassin, ce qui peut être lié à sa position extrême-orientale mais aussi à la surrection précoce de cette structure (Crowley et al., 2002), qui isole le système de fluides des couches du reste du système de fluides du bassin. Il est à noter que contrairement à ce qui est proposé par Travé et al. (2007), le relief du bassin du Bighorn a un rôle sur la dynamique de migration des fluides et la connectivité des structures, mais pas sur la géochimie des fluides.

Durant la phase syn-*pli s.s.*, les paramètres qui influencent le plus le système de fluides sont (i) des paramètres de structures, principalement liés à la morphologie et à la propagation de la faille de socle sous les plis ; (ii) le développement de joints de courbures. Ces deux paramètres permettent une homogénéisation du système hydrologique, largement dominé par des fluides profonds avec très peu d'interactions fluides-roches. Dans les plis déconnectés du système de fluide actif à l'échelle du bassin (PA et BHM), l'implication des roches encaissantes dans la paléo-hydrologie semble importante et souligne, dans le cas de PA, l'importance de la morphologie du pli. En effet, les roches étudiées sont au dessus des formations qui jouent le rôle de barrière hydraulique (Gypses et argiles triasiques et jurassiques), et l'isolement du système paléo-hydrologique dans les couches implique que ces barrières n'aient pas été brisées par les joints d'extrados, à l'opposé de l'exemple de SMA. Ceci peut être relié à la faible longueur d'onde et à la faible amplitude du pli. La morphologie du bassin et les zones de reliefs présentes peuvent, comme dans la phase précoce du pli, servir de moteur aux migrations de fluides à grande échelle, et impacter la paléo-hydrologie des couches. Néanmoins, l'homogénéité des signatures isotopiques des fluides lors de cette phase témoigne d'un rôle mineur de ce type de migration de fluides.

Afin de caractériser au mieux les relations entre fluides et déformation, il convient de réaliser une synthèse analogue en s'intéressant aux paramètres qui contrôlent la déformation à micro- et méso- échelle, incluant les fractures et les stylolites. Les paramètres testés sont :

- les types de fluides, qui peuvent théoriquement influencer la rhéologie des couches et les pressions de fluides (dont l'augmentation va faciliter la fracturation, Hubert et Rubbey, 1959) ;
- les contraintes, en terme d'orientation, de magnitude ou de régime, vont évidemment influencer le développement des fractures.
- La présence de la faille de socle peut impacter le développement des fractures à cause de la perturbation de contrainte qu'elle implique et qui a été documentée à SMA à différentes échelles (Bellahsen et al., 2006b ; Amrouch et al., 2010a, b).

Cette synthèse se limite aux plis de SMA et de RMA, car ils sont les seuls où une étude complète de la déformation a été menée, incluant la paléopiezométrie des macles de la calcite et la reconstitution des pressions de fluides.

Le tableau 7-B montre que dans le domaine cassant, les types et températures des fluides qui migrent ne semblent pas perturber l'expression de la déformation, ce qui signifie qu'aucune transformation minéralogique n'a eu lieu dans les couches au contact des fluides hydrothermaux. Ceci est cohérent avec la relativement faible température de ces fluides profonds (<200°C). En revanche, une forte implication de l'évolution de la pression de fluides est soulignée dans cette synthèse, qui contrôle la fracturation pendant les phases anté-*pli* (RMA, SMA) et précoces du plissement (SMA). Ce contrôle est concomittant avec l'évolution des contraintes appliquées, qui exercent un contrôle primordial durant toutes les phases de déformation des couches. La courbure des couches est le paramètre prépondérant pendant la flexure à RMA ou pendant le *syn-*pli** s.s. de manière générale. Enfin, la zone de perturbation liée à la faille de socle n'impacte la déformation que durant la phase précoce du *pli*, au moins à SMA et de façon probable à RMA, ce qui ne peut être vérifié du fait de l'érosion de la zone supposée affectée.

La pression de fluide est donc un paramètre majeur de contrôle des méso-déformations dans les couches. Il est alors indispensable de déterminer les paramètres qui vont contrôler l'évolution de cette pression de fluides dans les couches. Parmi ces paramètres nous avons testé :

- l'augmentation de la magnitude des contraintes compressives,
- la courbure des couches
- les migrations de fluides à grande échelle

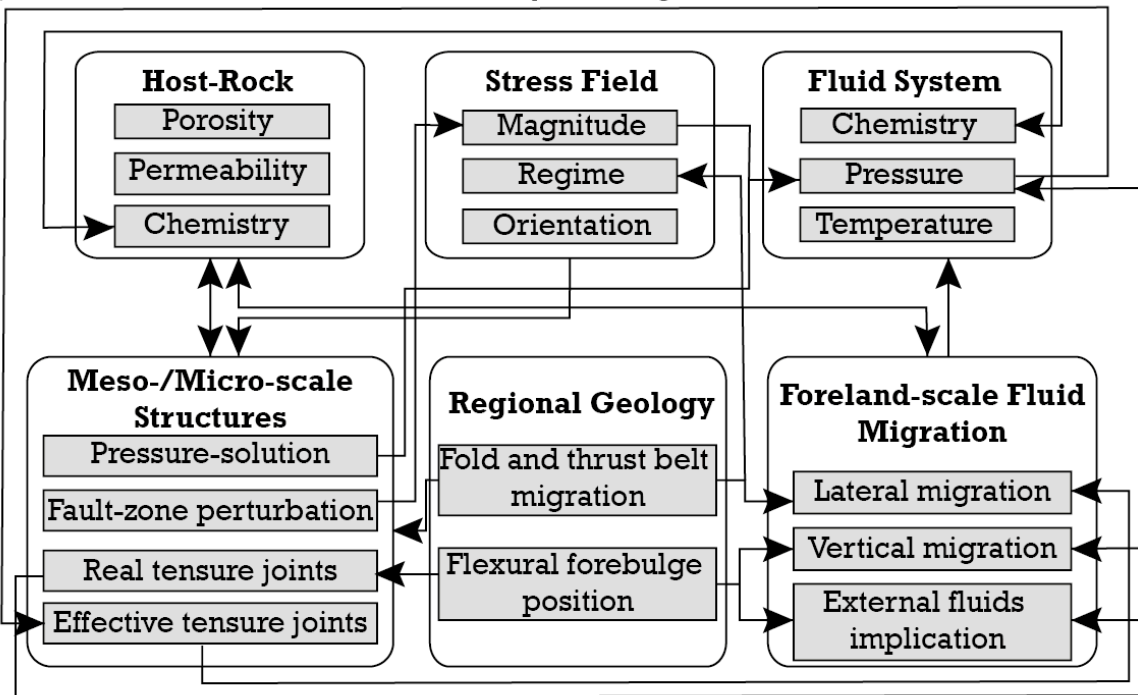
Ces paramètres sont ceux invoqués pour expliquer l'évolution des surpressions de fluides à RMA et à SMA (cf. chapitres V et VI). Le tableau 7-C souligne que la perméabilité hydraulique entraînée par l'ouverture des joints de courbure durant le *syn-*pli** contrôle la surpression de fluides. Durant les autres phases, lorsque les couches ne sont pas plissées, la surpression de fluide peut être modulée par l'arrivée ou la sortie de fluides exotiques due aux migrations à grande échelle et dans une moindre mesure par l'augmentation des magnitudes de contraintes appliquées aux couches.

2. Réalisation d'un schéma des paramètres de contrôle des relations entre fluides et (micro-)déformations à l'échelle du *pli*

L'ensemble de cette synthèse permet de distinguer deux phases où les interactions fluides-déformations sont régies par des paramètres différents : une première phase où la courbure des couches est négligeable et où les macrostructures ne sont pas formées (Fig. 7-6 a, formellement les phases antérieures et précoces du *pli*, sans considérer l'étape impliquant la flexure lithosphérique) et une seconde phase durant laquelle la courbure est notable et/ou durant laquelle les failles de socle se propagent (la phase *syn-*pli** s.s. et l'étape anté-*pli* impliquant la flexure) (Fig. 7-6 b).

Dans un récent article de synthèse, Evans et Fischer (2012) ont proposé une hiérarchisation des relations des paramètres contrôlant les interactions fluides roches lors du plissement à l'échelle de la structure (Fig. 1-2). La synthèse que nous proposons montre en plus clairement une différence importante des paramètres impliqués avant ou pendant le plissement *s.s.*. Avant le plissement *s.s.*, le système de fluide est contrôlé par de nombreux facteurs, et aucun n'est prédominant, ce qui contraste avec le moment du syn-pli *s.s.* où les paramètres relatifs à la structure et aux micro-structures sont les seuls qui contrôlent le système de fluide. De plus, les relations proposées à la suite de notre étude mettent en avant le rôle important de l'histoire géologique régionale dans l'évolution du système de fluides, avant ou pendant le plissement. Cette observation amplifie les conclusions proposées par Evans et al. (2012), Bons et al. (2012) et Evans et Fischer (2012) et indiquant que les systèmes de fluides sont uniques pour chaque cas naturel, qui représente un héritage stratigraphique, tectonique et hydrologique unique.

a) Fluids-tectonics interactions before syn-folding sensu stricto



b) Fluids-tectonics interactions during syn-folding sensu stricto

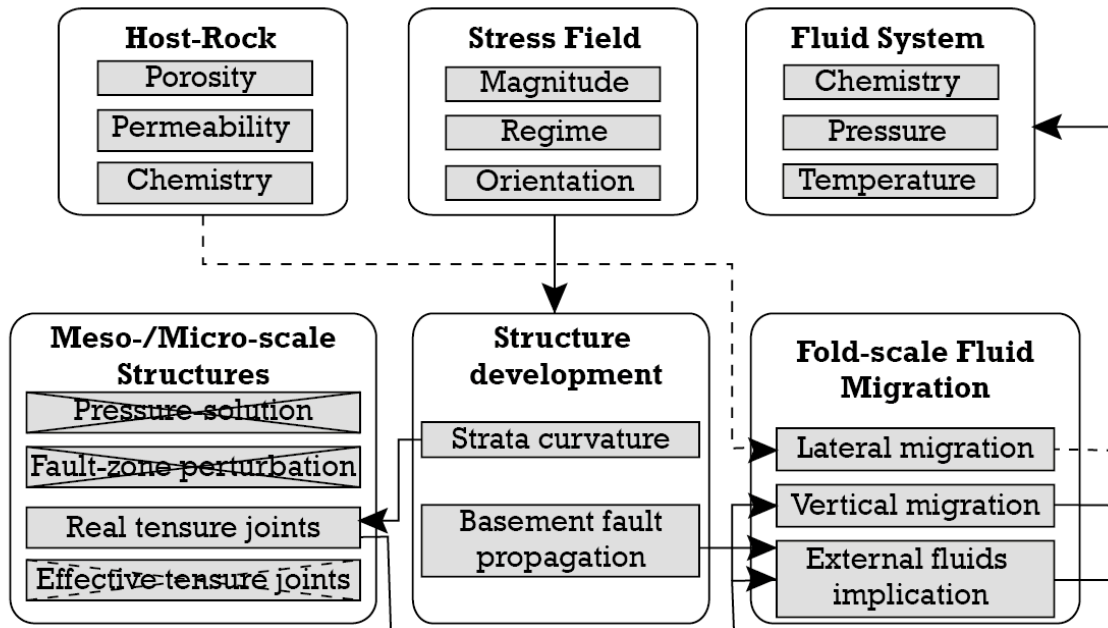


Figure 7-6: Organigramme représentant les facteurs et les relations gouvernant les relations entre déformation/tectonique et fluides (circulation et système P, T, X). Chaque boîte représente une catégorie majeure de facteurs et chaque sous-boîte grise un facteur. Les flèches représentent les relations entre les facteurs, l'ensemble de facteurs ou le facteur désigné par la flèche est contrôlé par l'ensemble de facteurs ou le facteur à l'origine de la flèche. Les flèches en pointillés représentent les relations secondaires. (a) représente les relations et facteurs de contrôle avant le syn-pli s.s. et (b) pendant le syn-pli s.s..

Figure 7-6: Schematic hierarchic representation of factors and relationships governing deformation and fluids (both mobility and P, T, X) interactions. Big boxes group involved factors (in little grey boxes) into a major factor gathering. Arrows symbolize relationships between factors as follow : the factor (or group of factor) at the origin of the arrow controls the factor (or group of factor) pointed by the arrows. Dotted arrows symbolized second-order relationships. Diagram (a) refers to control factors relationship before syn-folding s.s. and (b) during synfolding s.s..

B. Les facteurs de contrôle des interactions entre fluides et déformations dans les avant-pays des chaînes plissées

Récemment, plusieurs études ont caractérisé les systèmes de fluides de plis dans différents contextes naturels (Travé et al., 2007 ; Fishcer et al., 2009 ; Dewever et al., 2011 ; Evans et al., 2012). Afin d'avoir une image plus représentative des paramètres contrôlant les interactions entre paléo-hydrologie et déformation cassante, le travail de synthèse réalisé pour les anticlinaux du bassin du Bighorn sont confrontés à d'autres exemples naturels (Tableau 7-D). Ce tableau comparatif calque le modèle proposé par Travé et al. (2007) pour comparer différents plis de l'avant-pays sud-pyrénéen. Il permet de discuter les facteurs qui interagissent avec les migrations de fluides et la chimie des fluides. Les facteurs considérés sont :

- la structure, incluant les plis de décollement avec ou sans faille et les plis de socle, ainsi que le cas échéant la géométrie des failles ;
- les microstructures ;
- l'existence de reliefs qui jouent sur la chimie du fluide ou qui créent un gradient hydraulique entraînant des migrations ;
- le type de roche encaissante.

Les différentes études concernent la paléo-hydrologie d'une structure plissée étudiée à partir de l'analyse des minéralisations dans les veines et/ou dans la zone endommagée du chevauchement. Les plis du complexe de Nuncio (Mexique, Lefticariu et al., 2005 ; Fischer et al., 2009) ; le Patterson Anticline (dans les Appalaches, USA, Evans et al., 2012) et divers plis de la chaîne plissée des Maghrébides (Sicile, Dewever et al., 2011) ont été utilisés comme modèle, ces études fournissant les interprétations nécessaires pour pouvoir hiérarchiser les paramètres influençant la paléo-hydrologie.

Le tableau 7-D se concentre sur la phase 2 définie dans la partie précédente : le moment où la courbure est significative (le syn-*pli s.s.*). Dans la majorité des exemples pris en compte, la structure a un rôle primordial dans la paléo-hydrologie, les failles drainant dans tous les cas des fluides exotiques mobilisés là où se situe le niveau de décollement ou le plan de chevauchement.

Fold	Structure type	Meso-/microstructure type	Existence of high relief	Host-Rock
Atiart-Arro'	+++	+++	+	+
L'Escala'	+++	-	++	-
El Guix'	+++	+++	+++	+
RMA*	+++	+++	-	+
SMA*	+++	+++	-	-
Nuncio fold''		+++	-	++
Sicilian FTB'''	+++	-	-	-
Patterson creek Anticline°	+	+++	-	++

- : neglectable influence + : small influence ++ : notable influence +++ : major influence
 ' : South Pyrenees (Travé et al., 2007); '' : Mexican Laramide (Fischer et al., 2009);
 ''' : Maghrebides (Deweever et al., 2011); ° : Appalachians (Evans et al., 2012); * : this study

Tableau 7-D : Degré de contrôle des différents paramètres du système de fluides à l'échelle de la structure pendant la phase syn-*pli s.s.* dans différents exemples naturels.

Table 7-D : Degree of implication of factors involved in the control of fluid system at fold-scale during syn-folding *s.s.* in several natural cases.

Dans le cas du Patterson Creek Anticline (Appalaches, Evans et al., 2012), la structure joue un moindre rôle et aucun fluide profond ne migre dans les couches au moment du syn-*pli*, malgré la présence de chevauchement en-dessous des niveaux supérieurs. Dans le cas du Nuncio Fold, l'absence de faille dans ce pli de décollement explique cette absence d'influence de la structure sur les migrations de fluides. Dans ce cas comme dans de nombreux autres, on observe que les auteurs invoquent le développement des microstructures, et plus particulièrement des joints de courbure comme jouant un rôle majeur dans la paléohydrologie. En effet, si nous avons pu souligner par l'exemple de SMA ou de RMA que ces microstructures permettaient de connecter les roches avec des réservoirs profonds et d'homogénéiser les systèmes de fluide, d'autres auteurs arrivent aux mêmes conclusions. Evans et al. (2012) allant même jusqu'à distinguer une phase anté-*pli* où les nappes phréatiques sont stratifiées, de la phase syn-*pli* où les joints permettent une communication entre les réservoirs stratigraphiques et une homogénéisation du système. Le rôle relativement limité du relief est un biais de la méthodologie : afin de caractériser son influence soit sur la chimie des fluides extérieurs soit comme moteur de migration, il convient d'étudier la paléohydrologie à plus grande échelle que celle de la structure. Son rôle important est souligné par Travé et al. (2007) grâce à la comparaison entre plusieurs plis du bassin sud-pyrénéen où la chimie des fluides impliqués varie au fur et à mesure de l'exhumation des couches et de la formation du relief, qui permet de faire migrer les fluides météoriques jusqu'aux plans de failles.

Dans le cas du bassin du Bighorn, le relief de la chaîne Sevier est supposé avoir le même rôle, permettant aux fluides météoriques de migrer jusqu'en bas de la couverture pour alimenter le *squeegiee*. À l'échelle des plis, le relief créé par les hauts de socle est un moteur complémentaire à la charge tectonique pour la migration des fluides, mais ce type de

migration est bien moins efficace que la migration par les fractures lors du syn-*pli s.s.* Enfin, selon les études, la roche encaissante a relativement peu à beaucoup d'importance. Dans les études de plis sur faille, ce paramètre semble avoir une influence négligeable sur la paléo-hydrologie. En revanche, la reconstitution de la paléo-hydrologie dans les deux plis où elle n'est pas trop influencée par la structure (le Patterson Creek Anticline et le Nuncio Fold) souligne le rôle important que prennent les roches encaissantes, le degré d'homogénéisation entre les différents réservoirs dépendant aussi de la capacité des joints à briser les formations de scellement et donc de la réponse mécanique de la lithologie.

Cette comparaison introduit la distinction des plis où un chevauchement atteint les couches étudiées (les plis du bassin du Bighorn à l'exception de Paintrock anticline, les plis du bassin sud-pyrénéen et de la chaîne plissée sicilienne, respectivement présentés dans ce travail ; Travé et al., 2007 ; Dewever et al., 2011) des plis où ce plan de chevauchement reste limité aux couches sous-jacentes (Patterson Creek Anticline et Nuncio Fold, respectivement présenté dans Evans et al., 2012 ; Fischer et al., 2009). Dans le premier cas, lors du plissement *s.s.*, la structure (extension de la faille sous-jacente et cinématique du pli) et les microstructures (notamment les joints) jouent un rôle essentiel dans la mobilisation de fluides extérieurs au système. Ces fluides se mélangent plus ou moins avec les fluides locaux, créant un système qui remplace temporairement le système de fluides préexistant. Dans le second cas, la paléo-hydrologie dépendra principalement des microstructures et des roches concernées. Les joints permettent de mélanger les fluides de différents réservoirs stratigraphiques. Les fluides étant, dans les cas étudiés, des fluides provenant des différentes formations connectées.

Une telle comparaison à l'échelle du bassin permet de mieux discriminer les paramètres importants dans le contrôle des migrations de fluide à grande échelle. Pour ce faire, nous avons repertorié les principaux facteurs discutés précédemment et nous les avons appliqués à toutes les études réalisées à l'échelle de l'avant-pays d'une chaîne plissée (Tableau 7-E). Ces études incluent le bassin sud-pyrénéen (Travé et al., 2007), nos travaux en distinguant la période Sevier du Laramien, les travaux réalisés dans l'avant-pays des Rocheuses canadiennes (Qing et Mountjoy, 1992 ; Machel et Cavell, 1999 ; Al-Aasm et al., 2004 ; Vandeginste et al., 2012), l'avant-pays des Rocheuses mexicaines (limité à l'étude des seuls plis de décollement du Nuncio Fold Complex, Lefticariu et al., 2005 ; Fischer et al., 2009), et l'avant-pays intégré dans la chaîne plissée des Maghrébides (Dewever et al., 2011). Pour chaque exemple, il est mentionné le style structural de la chaîne et si des fluides profonds sont impliqués.

Les facteurs de migration testés sont les suivants :

- Le rôle de l'orogénèse, par l'intermédiaire de la reconstitution d'une migration tectonique des fluides dans le bassin

- Le rôle des structures et microstructures, notamment les migrations le long des chevauchements et niveaux de décollement et ou dans les joints de courbure/flexure.
- La lithologie et les propriétés physiques des couches, en observant la proportion des migrations latérales de fluide à grande échelle qui reste confinées à une formation.
- Le relief, qui a servi de moteur à l'implication de fluides externes dans la chaîne et dans le bassin.

Fold-thrust belt	Structural style	Implication of hydrothermal fluids	Squeegee occurrence and influence	Implication of thrusts in fluid flow	Mode I joints development	Stratification of fluid migrations	Implication of relief in fluid migration
South Pyrenees	thick- & thin-skinned	Yes	+	+++	++	-	++
Sevier*	thin- skinned	Yes	+	+++	+++	+	++
U.S.A. Laramide*	thick-skinned	Yes	+++	+++	+++	+	+
Canadian Laramide	thin-skinned	Yes	+++	+		+++	-
Mexican Laramide	thin-skinned	No	-		++	+++	-
Appalachian	thin-skinned	Yes	++			+++	++
Maghrebidian	thin-skinned	Yes	-	+++		-	-

*: this study -: negligible impact +: small impact ++: notable impact +++: major impact
 South Pyrenees (Travé et al., 2007); Canadian Laramide (Machel and Cavell, 1999; Vandeginste et al., 2011); Mexican Laramide (Fischer et al., 2009); Appalachian (Evans et al., 2012); Maghrebides (Deweever et al., 2011)

Tableau 7-E : Degré d'implication des facteurs de contrôle du système de fluides à l'échelle de l'avant-pays dans différents cas naturels reflétant des contextes tectoniques et stratigraphiques différents.

Table 7-E : Degree of implication of factors involved in the control of fluid system at foreland-scale in several natural cases reflecting different tectonic and sedimentary contexts.

Le faible nombre de cas d'étude et la variabilité des méthodes employées et des objets étudiés empêchent à ce jour une classification rigoureuse menant à une hiérarchisation claire des paramètres qui influencent les migrations de fluides à grande échelle, néanmoins, le tableau 7-E met en exergue les rôles suivants:

- Une compétition entre les migrations stratifiées dans des couches, et les migrations verticales qui ont lieu via les failles et les joints de courbure/flexure. Ces derniers ayant un rôle au moins aussi important dans les migrations à grande échelle que les grands chevauchements. Cette opposition de style de migration ne ressortait pas des comparaisons à l'échelle du pli.
- Contrairement à ce que l'on aurait pu croire de prime abord, la profondeur maximale des fluides impliqués ne dépend pas du style tectonique, des fluides de socle semblent impliqués tant dans les chaînes thick-skinned (Laramien) que thin-skinned (Rocheuses canadiennes et avant-pays Sevier américain).
- De même, les *squeegee* ne sont pas systématiquement présents dans les avant-pays, ou du moins on n'en retrouve pas de traces dans l'ensemble des plis étudiés, notamment lorsqu'aucun chevauchement ne permet une migration rapide de ces fluides profonds.
- Le rôle du relief est lui aussi important, permettant aux fluides superficiels de migrer *per descensum* dans la chaîne, la topographie servant aussi de moteur pour les migrations horizontales à grande échelle *via* la mise en place d'un gradient hydraulique.

C. Les micro-fractures comme témoin de la paléo-hydrologie

Classiquement, les études sur les paléo-migrations de fluides se concentrent sur la caractérisation géochimique des fluides minéralisateurs dans les zones de failles. Une originalité de ce travail est de tester le réseau de fractures distribué à l'échelle du pli comme un drain efficace pour les migrations de fluides dans un pli sur faille, quand la plupart des études mettent en avant un fort contrôle de la paléo-hydrologie par les failles. Les analyses réalisées à SMA et à RMA prouvent que le potentiel de l'étude des minéralisations sur ces méso- à micro-structures permet une meilleure compréhension des migrations de fluides à différentes échelles. Les veines présentent l'avantage d'être des objets communs et très accessibles, contrairement aux grandes failles qui nécessitent un contexte géologique et des conditions d'affleurement. Les veines ont par contre pour inconvénient de témoigner d'autres interactions fluides-roches et de mélanges plus complexes, nécessitant des investigations plus lourdes et conséquentes. Néanmoins, s'il est bien compris, l'étude du réseau de fractures peut offrir un accès à toute la période anté-pli et à la phase précoce du plissement, et permettre donc l'élaboration d'un calendrier de déformation plus complet que l'étude d'une zone de faille, qui limite la compréhension de la paléo-hydrologie à la seule phase syn-pli *s.l.*

Dans le cas où des fluides exotiques sont impliqués dans le système de fluides syn-pli *s.l.*, l'accès aux données concernant les migrations de fluides anté-pli s'avère primordial pour comprendre l'origine, les chemins de migration et l'influence des fluides dans les couches sédimentaires. De fait, l'évolution de la compréhension du système de fluides montre que les interprétations faites à l'échelle du pli changent lorsqu'elles sont intégrées à l'échelle du bassin (exemple des set S-III et L-I à SMA). Ainsi, pour avoir une vision plus réaliste de l'évolution des relations entre fluides et déformation à l'échelle du pli, il convient de caractériser le système à une plus grande échelle spatiale, mais aussi temporelle. Notre étude indique que si l'interprétation à grande échelle est globalement valable, dans le détail, il existe une certaine variabilité, qui montre que le système de fluides du Laramien dans le bassin est très dépendant des événements affectant les couches lors de la Sevier, avec la flexure qui amène des fluides hydrothermaux, qui influenceront la chimie des fluides dans les réservoirs mobilisés plus tard lors du plissement *s.l.*

Cette observation est à mettre en perspective des difficultés éprouvées par la communauté scientifique à construire un modèle générique reliant de façon univoque l'évolution de la déformation à l'évolution du système de fluides (incluant la chimie, la température et la pression des fluides) lors de la formation d'un pli. En effet, trop peu d'études, et donc de données, offrent une caractérisation à grande échelle spatio-temporelle de l'évolution du système de fluides dans une structure plissée : soit les fractures anté-pli ne sont pas considérées, soit la reconstitution de la paléo-hydrologie se fait à l'échelle de la structure.

Lorsque les systèmes hydrologiques syn-plis sont fermés et composés de fluides locaux, il n'est pas nécessaire d'étendre la fenêtre spatio-temporelle étudiée. Mais dès lors que des fluides exotiques sont impliqués, il est important de caractériser le système de fluides avec le maximum d'étendue spatio-temporelle possible. Pour cela, il ne faut pas se contenter d'étudier les minéralisations de la zone de faille, mais il faut considérer la paléo-hydrologie des joints anté-pli et syn-pli *s.l.*

D. Perspectives

Les résultats acquis lors de ce travail m'ont permis de proposer une hiérarchisation des paramètres influençant les relations entre déformation des couches, migrations et pressions de fluides dans les couches. Ces paramètres ont été définis, à l'échelle de la structure, durant la phase précoce du plissement et durant la phase syn-plis *s.s.* La comparaison de ces paramètres avec ceux proposés par des études sur d'autres bassins d'avant-pays durant la phase syn-pli souligne entre autres l'importance des fractures qui autorisent les migrations verticales dans les structures, quel que soit le type de pli observé. Dans notre travail et à partir de la synthèse des différentes études réalisées à l'échelle du bassin, nous avons pu noter que l'impact du style tectonique sur la paléo-hydrologie n'est pas mis en exergue, car les fluides de socle sont mobilisés tant dans un contexte *thin-skinned* que dans un contexte *thick-skinned*. L'absence d'étude comparable à la nôtre dans un avant-pays de contexte tectonique *thick-skinned* limite de fait ce genre de discussion. Il semble donc impossible, au stade actuel des connaissances, de déterminer de façon univoque si la stratigraphie a un rôle plus important que la présence de structures ou que le style tectonique sur les systèmes de fluides à l'échelle du pli et surtout du bassin.

Une cible intéressante pourrait être l'étude des fluides minéralisateurs dans les fractures des anticlinaux des *Sierra exteriores* dans les Pyrénées espagnoles, dont l'évolution est directement influencée par l'activation des grands chevauchements qui s'enracinent dans le socle (Castelltort et al., 2003 ; Hyughe et al., 2009). De précédents travaux montrent que le rôle de ces chevauchements sur les migrations de fluide est ambigu (McCaig et al., 2000 ; Lacroix et al., 2011), mais qu'ils peuvent avoir drainé des fluides caractéristiques du socle. Aussi, l'étude des minéralisations du réseau de fractures dans les couches anté-pli, syn-pli *s.l.* et syn-rotation des couches (*i.e.* syn-activation du chevauchement) des plis développés sous une tectonique *thin-skinned*, puis basculés tardivement par la réactivation d'un chevauchement de socle, pourrait fournir un point de comparaison intéressant avec l'étude du bassin du Bighorn et permettre de hiérarchiser les paramètres de contrôle des migrations mis en avant dans notre synthèse.

Des travaux complémentaires et/ou approches alternatives pourraient permettre d'affiner notre compréhension du rôle des joints dans les migrations de fluides exotiques à

l'échelle du bassin au delà de ce travail. L'étude géométrique du réseau de fractures fait partie de ces études complémentaires, en insistant sur le pourcentage de connexion du réseau en fonction des familles de fractures et sur l'extension verticale des joints, il pourrait être possible de caractériser les paramètres physiques (tels que des seuils) qui contrôlent l'anisotropie de perméabilité des couches et donc les migrations latérales ou verticales de fluides dans les couches. Une approche alternative pour caractériser les familles de fractures qui créent la meilleure perméabilité hydraulique pourrait être de semi-quantifier le volume créé par les joints et de le rapporter au volume rempli par les minéralisations. Selon les parties du pli, une variation de ce rapport pour une même famille (ou du pourcentage de veines par rapport au nombres de joints) pourrait s'expliquer par des variations de perméabilité hydraulique ou par des variations de disponibilité de fluide. Et la comparaison de ces rapports entre différentes familles permettrait aussi de hiérarchiser les familles plus drainantes et donc de discuter les interprétations de ce travail qui suggère fortement une relation entre joint perméable et régime extensif.

VI. Conclusions générales

L'étude menée sur les structures plissées du bassin du Bighorn est un exemple unique d'étude intégrée proposant une reconstitution de la paléo-hydrologie, une approche de la paléo-piézométrie des contraintes et une reconstruction de la séquence de déformation à l'échelle d'un bassin d'avant-pays. Les principaux apports de cette étude sont résumés en introduction de ce chapitre, et confirment la **validité des outils géochimiques classiques** (isotopes stables de O, C et Sr; microthermométrie des inclusions fluides et cathodoluminescence) dans la restitution de la chimie et de la température des fluides au cours de la déformation. En revanche, le protocole géochimique utilisé ne permet pas de quantifier les volumes de fluides impliqués lors des différentes phases du processus de déformation.

Les principaux résultats de ce travail sont décrits dans la partie I. du chapitre 7 et ne seront pas répétés ici. Ces résultats montrent à quel point **les structures subsismiques** que sont les joints peuvent avoir un **rôle important dans les migrations des fluides et pour la précipitation du carbonate de calcium**, impactant directement les propriétés physico-chimiques des roches réservoirs. Pour chaque pli étudié, une séquence de fracturation plus ou moins complexe a été proposée, impliquant toujours des **familles de fractures préexistantes** à la formation du pli, qui auront un rôle important dans l'évolution de la paléo-hydrologie soit à l'échelle de la structure, soit à celle du bassin d'avant-pays. En montrant l'implication, dans les couches de la couverture, de fluides superficiels ayant migré en profondeur, vraisemblablement dans le socle, nous pouvons affirmer que les **joints d'extrados ou de flexure** (*i.e.* les joints ouverts en régime de contrainte extensif) permettent des **migrations verticales efficaces** en perméabilisant l'ensemble de la couverture et en créant un fort gradient de pression. De telles migrations sont caractérisées par un très faible degré d'interaction fluides-roches au moment de la précipitation. En outre, la proposition d'un chemin de migration d'échelle crustale, invoquant une zone de recharge dans la chaîne plissée Sevier et une migration latérale sur 300 km avec un moteur tectonique (de type *squeegee*) illustre la récente prise de conscience de la **perméabilité de l'ensemble de la croûte supérieure**, lorsqu'elle est intensément fracturée. Régionalement, la compréhension, même partielle, de l'évolution des migrations de fluides apporte des contraintes qui permettent de fonder des hypothèses sur la **structure profonde** (*e.g.* localisation de la faille de socle sous SMA) et sur **l'évolution cinématique** des structures plissées à cœur de socle. Même s'il n'est pas possible à partir de notre étude de distinguer une chronologie fiable de formation de ces structures les unes par rapport aux autres, il apparaît important de comprendre l'évolution des migrations de fluides à grande échelle pour pouvoir discuter de l'évolution cinématique encore débattue de ces hauts de socle du Laramien. Enfin, ce cas naturel montre que

L'implication de fluides ayant circulé dans le socle ne semble pas directement liée à une tectonique de style *thick-skinned*. Une meilleure résolution de l'impact du changement de style tectonique à l'échelle de la structure ou du bassin pourra être obtenue par une étude similaire sur des structures qui se sont formées dans un style tectonique de type *thin-skinned* et où le socle est impliqué tardivement dans la phase syn-pli *s.l.*, comme par exemple dans le cas des bassins sud-pyrénéens.

Grâce à un important apport de données, nous avons pu proposer pour deux structures étudiées une reconstruction du **tenseur complet des contraintes au cours du temps** qui a mené à l'interprétation de **l'évolution des pressions de fluides** dans les couches pendant la période précédant la formation macrostructurale du pli. Cette application inédite permet donc de reconstruire une paléo-barométrie de fluides dont l'interprétation est cohérente avec le modèle proposé de circulations de fluides à l'échelle des structures mais aussi à celle du bassin. Cette cohérence témoigne indirectement de la validité de l'interprétation sur l'inversion de données de failles et des macles de la calcite en terme de tenseurs de contraintes. Ce type d'approche intégrée constitue une avancée importante sur l'acquisition de contraintes qualitatives et quantitatives capables d'être comparées aux résultats des modèles mécaniques, dont les développements récents tendent à reproduire l'évolution de structures sub-sismiques avec une rhéologie réaliste. La confrontation des modèles avec notre analyse de cas naturels tend alors à améliorer l'aspect prédictif de ces modèles et, en se rapprochant ainsi de la séquence de déformation complexe observée sur le terrain, ces modèles pourront valider les interprétations sur les déformations en termes de champs de contraintes.

La comparaison de nos interprétations avec celles d'autres plis ou de structures d'avant-pays présentées dans la littérature met en exergue le rôle important de **l'héritage structural, de la lithologie et du système des fluides préexistant sur les relations entre migration de fluides et déformation**. En effet, chaque cadre géologique induit une chimie du fluide spécifique, des conditions de pression et de température différentes qui font que les fluides interagissent de façon presque unique avec l'encaissant. Si les facteurs de contrôle du système de fluides qui affectent les séries sédimentaires sont similaires à ceux proposés par Evans et Fischer (2012), la comparaison des structures à l'échelle du bassin permet, en outre, de distinguer deux phases où les facteurs de contrôle impliqués sont différents. **En dehors des phases de développement des joints de courbure ou flexure**, lorsque les couches se situent dans l'avant-pays de la chaîne, le système de fluides est alors **contrôlé par de nombreux paramètres** qui interagissent : on note une forte influence de la lithologie et de la stratigraphie, du champ de contraintes appliqué aux limites, des structures préexistantes qui

perturbent ce champ de contraintes et de la migration de la chaîne plissée pendant l'évolution de la cinématique régionale.

En revanche, **lors des périodes de courbure ou flexure**, le système de fluides est principalement contrôlé par la structure : (i) les **jointes de courbure** sont des drains verticaux efficaces de façon apparemment indépendante de la stratigraphie mécanique, et (ii) **l'extension géométrique des chevauchements** va conditionner la nature et température des fluides exotiques impliqués.

Cette étude confirme donc que les **fractures d'échelle sub-sismique** ont un rôle majeur dans l'implication de fluides exotiques et **influencent considérablement les migrations et la précipitation de ces fluides**. Il apparaît nécessaire de multiplier ce genre d'étude intégrée pour pouvoir plus efficacement discuter des processus et facteurs contrôlant les circulations de fluides et les interactions entre fluides et déformation à l'échelle du pli et de l'avant pays. Les tentatives de comparaisons avec d'autres cas naturels menées dans ce mémoire, ou dans les articles de Bons et al. (2012) et de Evans et Fischer (2012) sont limitées par la rareté de ce type d'étude. Pourtant, ces études permettent d'apporter les seules contraintes naturelles aux modèles qui prédisent la répartition de la déformation et des contraintes dans les structures plissées et les mouvements de fluides à l'échelle de la structure et de l'avant-pays *via* des déformations sub-sismiques. La compréhension et l'intégration du rôle de ces déformations dans des modèles réalistes de distribution et de migration des fluides pendant la formation d'un pli restent un enjeu scientifique, industriel et sociétal majeur dans un futur proche.

Références bibliographiques

A

- Agosta, F., 2008, Fluid flow properties of basin-bounding normal faults in platform carbonates, Fucino Basin, central Italy. Geological Society, London, Special Publications, 299(1), 277–291.
- Ahmadhadi, F., Daniel, J.-M., Azzizadeh, M., & Lacombe, O., 2008, Evidence for pre-folding vein development in the Oligo-Miocene Asmari Formation in the Central Zagros Fold Belt, Iran. *Tectonics*, 27, TC1016.
- Al-Aasm, I., Lonnee, J., & Clarke, J., 2002, Multiple Fluid Flow events and the formation of saddle dolomite: case studies from the Middle Devonian of the Western Canada Sedimentary Basin. *Marine and petroleum geology*, 19, 209–217.
- 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.
- Allmendinger, R.W., & Jordan, T.E., 1981, Mesozoic evolution, hinterland of the Sevier orogenic belt. *Geology*, 9(7), 308-313.
- Allmendinger, R.W., 1982. Analysis of microstructures in the Meade plate of the Idaho–Wyoming foreland thrust belt, USA. *Tectonophysics*, 85, 221–251.
- Ameen M. S., 1988, Folding of layered cover due to dip-slip basement faulting. Unpublished PhD thesis, University of London.
- Amrouch, K., 2010, Apport de l'analyse microstructurale à la compréhension des mécanismes de plissement: Exemples de structures plissées aux USA (Wyoming) et en Iran (Zagros). Unpublished PhD thesis, University of Paris VI, UPMC, Paris. 479 pp.
- Amrouch, K., Lacombe, O., Bellahsen, N., Daniel, J.-M., & Callot, J.-P., 2010a, Stress and strain patterns, kinematics and deformation mechanisms in a basement-cored anticline: Sheep Mountain Anticline, Wyoming. *Tectonics*, 29(1), TC1005.
- Amrouch, K., Robion, P., Callot, J.-P., Lacombe, O., Daniel, J.-M., Bellahsen, N., & Faure, J.-L., 2010b, Constraints on deformation mechanisms during folding provided by rock physical properties: a case study at Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA). *Geophysical Journal International*, 182(3), 1105–1123.
- Amrouch, K., Beaudoin, N., Lacombe, O., Bellahsen, N., & Daniel, J.-M., 2011, Paleostress magnitudes in folded sedimentary rocks. *Geophysical Research Letters*, 38(17), 2–7.
- Anastasio, D.J., Fisher, D.M., Messina, T.A. & Holl, J.E., 1997, Kinematics of décollement folding in the Lost River Range, Idaho. *Journal of Structural Geology*, 19, 355-368.
- Anderson, E.M., 1951, *The Dynamics of Faulting*, second edition. Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 pp.
- Anderson, D.W. & Picard, M.D., 1974, Evolution of synorogenic clastic deposits in the intermontane Uinta Basin of Utah. *Special Publication – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 22, 167-189.

- André, G., Proudhon, B., Rebours, H., & Wileveau, Y., 2006, Paramètres contrôlant la distribution de la fracturation: exemple dans une série marno-calcaire du Jurassique supérieur (Est du bassin de Paris). *Comptes Rendus Geosciences*, 338(12-13), 931–941.
- Andrews, D.A., Pierce, W.G. & Eargle, D.H., 1947, Geological map of the Bighorn Basin, Wyoming and Montana. United States Department of the Interior, Geological Survey, 1:100,000.
- Angelier, J., 1984, Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5835–5848.
- Angelier, J., 1989, From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 37–50.
- Angelier, J., 1990, Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress —III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103, 363–376.
- Armstrong, F., & Oriel, S., 1965, Tectonic development of Idaho-Wyoming thrust belt. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49(11), 1847–1866.
- Arth, J.G., Barker, F., & Stern, T.W., 1980, Geochronology of Archean gneisses in the Lake Helen area, southwestern Bighorn Mountains, Wyoming. *Precambrian Research*, 11, 11–22.

B

- Bai, T., Maerten, L., Gross, M.R., & Aydin, A., 2002, Orthogonal cross joints: do they imply a regional stress rotation? *Journal of Structural Geology*, 24, 77–88.
- Baietto, A., Cadoppi, P., Martinotti, G., Perello, P., Perrochet, P., & Vuataz, F.-D., 2008, Assessment of thermal circulations in strike-slip fault systems: the Terme di Valdieri case (Italian western Alps). *Geological Society of London - Special Publications*, 299(1), 317–339.
- Banks, D.A., & Yardley, B.W.D., 1992, Crush-leach analysis of fluid inclusions in small natural and synthetic samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 245–248.
- Banerjee, S., & Mitra, S., 2004, Remote surface mapping using orthophotos and geologic maps draped over digital elevation models: Application to the Sheep Mountain anticline, Wyoming. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 88, 1227–1237.
- Barbier, M., 2012, Hétérogénéités multi-échelles sédimento-diagenétiques et structurales de la formation carbonatée Madison (Mississippien, Wyoming, USA): Implications réservoirs. Unpublished PhD thesis, Aix-Marseille University.
- Barbier, M., Hamon, Y., Callot, J.-P., Floquet, M., & Daniel, J.-M., 2012a, Sedimentary and diagenetic controls on the multiscale fracturing pattern of a carbonate reservoir: The Madison Formation (Sheep Mountain, Wyoming, USA). *Marine and Petroleum Geology*, 29(1), 50–67.
- Barbier, M., Leprêtre, R., Callot, J.-P., Gasparrini, M., Daniel, J.-M., Hamon, Y., Lacombe, O., & Floquet, M., 2012b, Impact of fracture stratigraphy on the paleo-hydrogeology of the Madison Limestone in two basement-involved folds in the bighorn basin, (Wyoming, USA). *Tectonophysics*, 576–577, 116–132.

- Barker, S.L.L., Bennett, V.C., Cox, S.F., Norman, M.D., & Gagan, M.K., 2009, Sm-Nd, Sr, C and O isotope systematics in hydrothermal calcite-fluorite veins: Implications for fluid-rock reaction and geochronology. *Chemical Geology*, 268, 58-66.
- Bazalgette, L., 2004, Relation plissement/fracturation multi échelle dans les multicouches sédimentaires du domaine élastique/fragile. Unpublished PhD thesis, University of Montpellier II.
- Beaudoin, N., Bellahsen, N., Lacombe, O., & Emmanuel, L., 2011, Fracture-controlled paleohydrogeology in a basement-cored, fault-related fold: Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA). *Geoch. Geophys. Geosyst.*, 12, Q06011.
- Beaudoin, N., Leprêtre, R., Bellahsen, N., Amrouch, K., Callot, J.-P., Emmanuel, L., & Daniel, J.-M., 2012, Structural and microstructural evolution of the Rattlesnake Mountain Anticline (Wyoming, USA): New insights into the Sevier and Laramide orogenic stress build-up in the Bighorn Basin. *Tectonophysics*, 576-577, 20-45.
- Bebout, G., Anastasio, D., & Holl, J., 2001, Synorogenic crustal fluid infiltration in the Idaho-Montana thrust belt. *Geophysical research letters*, 28(22), 4295-4298.
- Bell, L. H., 1970, Depositional history of the Cambrian Flathead Standstone, Park County, Wyoming. *Wyoming Geological Association Guidebook*, 22, 115-131.
- Bellahsen, N., & Daniel, J.M., 2005, Fault reactivation control on normal fault growth: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, 27(4), 769-780.
- Bellahsen, N., Fiore, P.E., & Pollard, D.D., 2006a, From spatial variation of fracture patterns to fold kinematics: A geomechanical approach. *Geophysical Research Letters*, 33(2), 1-4.
- Bellahsen, N., Fiore, P., & Pollard, D., 2006b, The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming. *Journal of Structural Geology*, 28(5), 850-867.
- Bellahsen, N., Fournier, M., d'Acremont, E., Leroy, S., & Daniel, J.-M., 2006. Fault reactivation and rift localization: the northeastern Gulf of Aden margin. *Tectonics*. 25, TC1007.
- Benedicto, A., Plagnes, V., Vergely, P., Flotte, N., & Schultz, R. A., 2008, Fault and fluid interaction in a rifted margin: integrated study of calcite-sealed fault-related structures (southern Corinth margin). *Geological Society of London - Special Publications*, 299(1), 257-275.
- Bergbauer, S., & Pollard, D.D., 2004, A new conceptual fold-fracture model including prefolding joints, based on the Emigrant Gap anticline, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3), 294-307.
- Billi A., & Salvini F., 2003, Development of systematic joints in response to flexure-related fibre stress in flexed foreland plates: the Apulian forebulge case history, Italy. *Journal of Geodynamics*, 36, 523-536.
- Billi, A., 2005, Attributes and influence on fluid flow of fractures in foreland carbonates of southern Italy. *Journal of Structural Geology*, 27(9), 1630-1643.
- Bird, P., 1998, Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°-49°N, western United States. *Tectonics*, 17(5), 780-801.

- Bird, P., 2002, Stress direction history of the western United States and Mexico since 85 Ma. *Tectonics*, 21(3), 1–12.
- Bjørlykke, K., 1993, Fluid flow in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, v. 86 (1-2), 137–158.
- Bjørlykke, K., 1994, Fluid-flow processes and diagenesis in sedimentary basins. *Geological Society of London - Special Publications*, 78(1), 127–140.
- Bjørlykke, K., 2006, Modelling of fluid flow and overpressure-A discussion. *Norwegian Journal of Geology*, 86, 439–441.
- Bjørlykke, K., Jahren, J., Aagaard, P., & Fisher, Q., 2010, Role of effective permeability distribution in estimating overpressure using basin modelling. *Marine and Petroleum Geology*, 27(8), 1684–1691.
- Bjoroy, M., Williams, J., Dolcater, D., Kemp, M., & Winters, J., 1996, Maturity assessment and characterization of Big Horn Basin Palaeozoic oils. *Marine and Petroleum Geology*, 13(1), 3-23.
- Blackstone, D. L. Jr., 1940, Structure of the Pryor Mountains Montana. *The Journal of Geology*, 48(6), 590-618.
- Blackstone, D. L. Jr., 1981, Compression as an agent of deformation of the east-central flank of the Bighorn Mountains, Sheridan and Johnson counties, Wyoming. *University of Wyoming Contributions to Geology*, 19, 83-100.
- Blackstone, D. L. Jr., 1986, Structural geology—North-west margin, Bighorn Basin: Park County, Wyoming, and Carbon County, Montana, in: Garrison, P. B., (ed.), *Geology of the Beartooth uplift and adjacent basins. Montana Geological Society and Yellowstone – Bighorn Research Association Joint Field Conference and Symposium*, 125– 136.
- Blackstone, D.L. Jr., 1990, Rocky Mountain foreland structure exemplified by the Owl Creek Mountains, Bridger Range and Casper Arch, central Wyoming. In: Spetch, R.W. (ed.), *Wyoming Sedimentation and Tectonics. Wyoming Geological Association Guidebook, 41st Field Conference*, 151–166.
- Bodnar, R.J., & Sterner, S.M., 1985, Synthetic fluid inclusions. In: Ulmer, G.C., and Barnes, H.L., eds., *Hydrothermal experimental techniques*. New York, Wiley Interscience, 423-457.
- Bodnar, R.J., 1993, Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3), 683–684.
- Bodnar, R.J., & Vityk, M., 1994, Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In: De Vivo, B. and Frezzotti, M.L. eds., *Fluid inclusions in minerals. Methods and Applications*, Virginia Tech, Blacksburg, VA, 117-130.
- Bodnar, R.J., 2003, Introduction to fluid inclusions: *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Serie, 32, 1–8.
- Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Buschaert, S., Fourcade, S., Coulibaly, Y., Michelot, J.-L., & Boyce, A., 2002, Fluid transfers at a basement/cover interface: Part II. Large-scale introduction of chlorine into the basement by Mesozoic basinal brines. *Chemical Geology*, 192, 121–140.

- Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Fourcade, S., & Vallance, J., 2003, Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chemical Geology*, 194, 119-141.
- Boles, J.R., Eichhubl, P., Garven, G., & Chen, J., 2004, Evolution of a hydrocarbon migration pathway along basin-bounding faults: Evidence from fault cement. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 88(7), 947-970.
- Bons, P.D., 2000. The formation of veins and their microstructures. In: Jessell, M.W., & Urai, J.L. (eds.) *Stress, Strain and Structure, A volume in honour of W D Means*. (on-line) *Journal of the Virtual Explorer*.
- Bons, P.D., 2001, Development of crystal morphology during uniaxial growth in a progressively widening vein: I. The numerical model. *Journal of Structural Geology*, 23, 865-872.
- Bons, P.D., Elburg, M.A. & Gomez-Rivas, E., 2012, A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, 43, 33-62.
- Bons, P.D., & Jessell, M.W., 1997, Experimental simulation of the formation of fibrous veins by localised dissolution-precipitation creep. *Mineralogical Magazine*, 61, 53-63.
- Bottinga, Y., 1969, Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33(1), 49-64.
- Bourdet J., 2008. Histoire de la diagenèse et des remplissages des réservoirs pétroliers carbonatés d'âge Mésozoïque du Bassin du Sud-Est Mexicain. Unpublished PhD thesis University of Nancy Henry Pointcaré, 360 pp.
- Boyd, D.W., 1993, Paleozoic history of Wyoming. In: Snoke, A.W., Steidtmann, J.R., & Roberts, S.M. (eds.), *Geology of Wyoming*. Wyoming State Geological Survey Memoir, 5, 164-187.
- Brigaud, F., Chapman, D. S., & Le Douaran S., 1990, Estimating thermal conductivity in sedimentary basins using lithologic data and geophysical well logs, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74(9), 1459-1477.
- Brown, W.G., 1988, Deformational style of Laramide uplifts in the Wyoming foreland, in Schmidt, C.J. & Perry Jr., W.J. (eds.), *Interaction of the Rocky Mountain Foreland and the Cordilleran Thrust Belt*. Geological Society of America, 1-26.
- Brown, W.G., 1993, Structural style of Laramide basement-cored uplifts and associated folds, in: Snoke, A.W., Steidtmann, J.R., & Roberts, S.M. (eds.), *Geology of Wyoming*. Geological survey of Wyoming Memoir, 5, 312-371.
- Bruckschen, P., Oesmann, S., & Veizer, J., 1999, Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: Proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics. *Chemical Geology*, 161, 127-163.
- Budai, J.M., & Wiltschko, D.V., 1989, Isotopic exchange during tectonic veining: example from Absaroka Sheet in Wyoming overthrust belt. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, 338-339.
- Bump, A.P., 2003, Reactivation, trishear modeling, and folded basement in Laramide uplifts: Implications for the origins of intra- continental faults. *GSA Today*, 13, 4-10.
- Burke, E.A.J., 2001, Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, 55(1-4), 139-158.

Burkhard, M., & Kerrich, R., 1990, Fluid-rock interactions during thrusting of the Glarus nappe - evidence from geochemical and stable isotope data. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 70(1), 77–82.

Burtner, R.L., & Warner, M.A., 1984, Hydrocarbon Generation in Lower Cretaceous Mowry and Skull Creek Shales of the Northern Rocky Mountain Area, in Woodward, J., Meissner, F.F., and Clayton, J.L. eds., *Hydrocarbon Source Rocks of the Greater Rocky Mountain Region*, Rocky Mountain Association of Geologists, Denver, Colorado, 449–467.

Bussolotto, M., Benedicto, A., Invernizzi, C., Micarelli, L., Plagnes, V., & Deina, G., 2007, Deformation features within an active normal fault zone in carbonate rocks: the Gubbio fault (Central Apennines, Italy). *Journal of Structural Geology*, 29, 2017 - 2037.

C

Caja, M.A., Permanyer, A., Marfil, R., Al-Aasm, I.S., & Martin-Crespo, T., 2006, Fluid flow record from fracture-fill calcite in the Eocene limestones from the South-Pyrenean Basin (NE Spain) and its relationship to oil shows. *Journal of geochemical exploration*, 89, 27–32.

Callot, J.-P., Robion, P., Sassi, W., Guiton, M.L.E., Faure, J.-L., Daniel, J.-M., Mengus, J.-M., & Schmitz, M., 2010, Magnetic characterisation of folded aeolian sandstones: Interpretation of magnetic fabrics in diamagnetic rocks. *Tectonophysics*. 495, 230-245.

Cannon, D., Setchell, C., Engelder, T., & Cosgrove, J., 2006, A reinterpretation of fracturing at Teton Anticline, Sawtooth Range, Montana. *Geological Society of America Abstract with Programs*, 38(7), 479.

Cartwright, J.A., Trudgill, B.D., & Mansfield, C.S., 1995, Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from Canyonlands grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology*, 17, 1319-1326.

Castelltort, S., Guillocheau, F., Robin, C., Rouby, D., Nalpas, T., Lafont, F., & Eschard, R., 2003, Fold control on the stratigraphic record: a quantified sequence stratigraphic study of the Pico del Aguila anticline in the south-western Pyrenees (Spain). *Basin Research*, 15, 527–551.

Cathelineau, M., Cuney, M., Boiron, M.-C., Coulibaly, A., & Ayt Ougougdal, M., 1999, Paléopercolations et paléointeractions fluides/roches dans les plutonites de Charroux – Civray. *Proceedings of the ANDRA Sci. Meeting Poitiers*. EDP Sciences Publ., Les Ulis, France, 159– 180.

Cathelineau, M., Fourcade, S., Clauer, N., Buschaert, S., Rousset, D., Boiron, M.-C., Meunier, A., Lavastre, V., & Javoy, M., 2004, Dating multistage paleofluid percolations: A K-Ar and 18O/16O study of fracture illites from altered Hercynian plutonites at the basement/cover interface (Poitou High, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 2529-2542.

Cazenave, S., Chapoulié, R., & Villeneuve, G., 2003, Cathodoluminescence of synthetic and natural calcite: the effects of manganese and iron on orange emission. *Mineralogy and Petrology*, 78(3-4), 243–253.

Chacko, T., Mayeda, T., Clayton, R., & Goldsmith, J., 1991, Oxygen and carbon isotope fractionations between CO₂ and calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(10), 2867–2882.

- Chapin, C.E., & Cather, S.M., 1981, Eocene tectonics and sedimentation in the Colorado Plateau-Rocky Mountain area, in: Dickinson, W.R., & Payne, W.D., (eds.), Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera. Arizona Geological Society Digest, 14, 173-198.
- Chapoulie, R., Cazenave, S., & Cerepi, A., 2005, Apport de la cathodoluminescence à haute résolution à l'étude de la diagenèse météorique dans les formations sédimentaires carbonatées. *Comptes Rendus Geosciences*, 337(3), 337-346.
- Chapple, W.M., 1969, Fold shape and rheology: the folding of an isolated viscous-plastic layer. *Tectonophysics*, 7(2), 97-116.
- Chaudhuri, S., & Brookins, D.G., 1969, The Isotopic Age of the Flathead Sandstone (Middle Cambrian), Montana. *NOTES. Journal of Sedimentary Research*, 39, 364-368.
- Chung, H., Brand, S., & Grizzle, P., 1981, Carbon isotope geochemistry of Paleozoic oils from Big Horn Basin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, 1803-1815.
- Chester, J.S., & Chester, F.M., 1990, Fault-propagation folds above thrusts with constant dip. *Journal of Structural Geology*, 12, 903-910.
- Coalson, E.B., & Inden, R.F., 1989, Geology and Oil Production of the Ervay ("Phosphoria") Reservoirs, Eastern Big Horn Basin, Wyoming. *The Mountain Geologist*, 27(3), 77-98.
- Coney, P.J., & Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones. *Nature*, 270(5636), 403-406.
- Connolly, P., & Cosgrove, J., 1999, Prediction of static and dynamic fluid pathways within and around dilational jogs. *Geological Society, London, Special Publications*, 155(1), 105-121.
- Connor, C.W., 1992, The Lance Formation—Petrography and stratigraphy, Powder River Basin and nearby basins, Wyoming and Montana. *U.S. Geological Survey Bulletin 1917-I*, 17 pp.
- Constenius, K.N., 1996, Late Paleogene extensional collapse of the Cordilleran fold and thrust belt. *Geological Society of America Bulletin*, 108, 20-39.
- Conti, A., Turpin, L., Polino, R., Mattei, M., & Zuppi, G.M., 2001, The relationship between evolution of fluid chemistry and the style of brittle deformation: examples from the Northern Apennines (Italy). *Tectonophysics*, 330, 103-117.
- Cooke, M.L., 1997, Fracture localization along faults with spatially varying friction. *Journal of Geophysical Research*, 102(22), 425-434.
- Cooper, S.P., Goodwin, L.B., & Lorenz, J.C., 2006, Fracture and fault patterns associated with basement-cored anticlines: The example of Teapot Dome, Wyoming. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90, 1903-1920.
- Coplen, T.B., Kendall, C., & Hopple, J., 1983, Intercomparison of stable isotope reference samples. *Nature*, 302, 236-238.
- Coulibaly, Y., 1998. Recherches des traces de circulations récentes en milieu cristallin: une approche analytique sur les cristallisations dans les fractures et les paléofluides. Unpublished PhD thesis, University of Nancy.

- Couzens, B.A., & Dunne, W.M., 1994. Displacement transfer at thrust terminations: Saltville thrust and Sinking Creek anticline, Virginia, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 16, 781–793.
- Cox, S.F., & Etheridge, M.A., 1983. Crack-seal fibre growth mechanism and their significance in the development of oriented layer silicate microstructures. *Journal of Structural Geology*, 92, 147–170.
- Craddock, J. P., 1992, Transpression during tectonic evolution of the Idaho-Wyoming fold-and-thrust belt. *Geological Society of America Memoir*, 179, 125–139.
- Craddock, J., & Van der Pluijm, B.A., 1999, Sevier–Laramide deformation of the continental interior from calcite twinning analysis, west-central North America. *Tectonophysics*, 305(1-3), 275–286.
- Craddock, J., & Relle, M., 2003, Fold axis-parallel rotation within the Laramide Derby Dome Fold, Wind River Basin, Wyoming, USA. *Journal of Structural Geology*, 25(11), 1959–1972.
- Craig, H., 1965, The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 837–858.
- Crowley, P.D., Reiners, P.W., Reuter, J.M., & Kaye, G.D., 2002, Laramide exhumation of the Bighorn Mountains, Wyoming: An apatite (U-Th)/He thermochronology study. *Geology*, 30(1), 27.

D

- Dahlstrom, C.D.A., 1969, Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(4), 743–757.
- Dahlstrom, C.D.A., 1990, Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 336–344.
- Dahm, T., 2000. On the shape and velocity of fluid-filled fractures in the earth. *Geophysical Journal International*, 142, 181–192.
- Darton, N.H., 1905, *Geologic map of the Bighorn Mountains Wyoming*. U.S. Geological Survey, 1:100,000.
- Davis, E.E., & Hyndman, R.D., 1989, Accretion and recent deformation of sediments along the northern Cascadia subduction zone. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1465–1480.
- de Dreuzy, J.-R., Davy, Ph., & Bour, O., 2001a. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution: 1. Effective connectivity. *Water Resource Research*, 37, 2065–2078.
- de Dreuzy, J.-R., Davy, Ph., & Bour, O., 2001b. Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following a power law length distribution: 2. Permeability of networks based on lognormal distribution of apertures. *Water Resource Research*, 37, 2079–2096.
- de Rafélis, M., 2000, Apport de l'étude de la spéciation du manganèse dans les carbonates pélagiques à la compréhension du contrôle des séquences eustatiques du 3ème ordre. Unpublished PhD thesis, University of Paris VI, UPMC, Paris, 214 pp.

- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Srivastava, P., Pequera, N., & Pivnik, D.A., 1991. Kinematic history of a foreland uplift from Paleocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1458-1475.
- DeCelles, P.G., 1994, Late Cretaceous-Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, northeast Utah and southwest Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 32-56.
- DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., Quade, J., & Ojha, T.P., 1998. Eocene-early Miocene foreland basin development and the history of Himalayan thrusting, western and central Nepal. *Tectonics*, 17, 741-765.
- DeCelles, P.G., 2004, Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran Thrust Belt and foreland basin system, Western U.S.A. *American Journal of Science*, 304(February), 105-168.
- DeCelles, P.G., & Coogan, J.C., 2006, Regional structure and kinematic history of the Sevier fold-and-thrust belt, central Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 118(7-8), 841-864.
- Deloule, E., & Turcotte, D. L., 1989, The flow of hot brines in cracks and the formation of Mississippi Valley-type ore deposits. *Chemical Geology*, 70, p. 134.
- De Sitter, L.U., 1964, *Structural Geology*, Second edition, McGraw-Hill, New York, 551pp.
- Dettman, D.L., & Lohmann, K.C., 2000, Oxygen evidence for high-altitude snow in the Laramide Rocky Mountains of North America during the Late Cretaceous and Paleogene. *Geology*, 28, 243-246.
- Deweever, B., Swennen, R., & Breesch, L., 2011, Fluid flow compartmentalization in the Sicilian fold and thrust belt: Implications for the regional aqueous fluid flow and oil migration history. *Tectonophysics*, in press, corrected proofs.
- Dickinson, J.A.D., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 491-505.
- Dickinson, W.R., & Snyder, W.S., 1978, Plate tectonics of the Laramide orogeny. *Geological Society of America Memoir*, 151, 355-366.
- Dietrich, D., McKenzie, J.A., & Song, H., 1983, Origin of calcite in syntectonic veins as determined from carbon-isotopes ratios. *Geology*, 11, 547-551.
- Donovan, T.J., Friedman, I., & Gleason, J.D., 1974, Recognition of petroleum-bearing traps by unusual isotopic compositions of carbonate-cemented surface rocks. *Geology*, 2, 351-354.
- Dorr, J.A. Jr., Spearing, D.R., & Steidtmann, J.R., 1977, Deformation and deposition between a foreland uplift and an impinging thrust belt: Hoback basin, Wyoming. *Geological Society of America Special Paper*, 177, 1-82
- Douglas, T.A., Chamberlain, C.P., Poage, M.A., Abruzzese, M., Shultz, S., Henneberry, J., & Layer, P., 2003, Fluid flow and the Heart Mountain fault: a stable isotopic, fluid inclusion, and geochronologic study. *Geofluids*, 3(1), 13-32.
- Dubessy, J., Lhomme, T., Boiron, M.C., & Rull, F., 2002, Determination of chlorinity in aqueous fluids using Raman spectroscopy of the stretching band of water at room temperature: application to fluid inclusions.

Applied Spectroscopy, 56, 99–106.

Durdella, M.J., 2001. Mechanical Modeling of Fault-related Folds: West Flank of the Bighorn Basin, Wyoming. M.S. thesis, Purdue University.

Durney, D.W., & Ramsay, J.G., 1973, Incremental strains measured by syntectonic crystal growths, in: De Jong, K.A., & Scholten, K. (eds.), Gravity and Tectonics. Wiley, New York, 67-96.

E

Elliot, D., 1976, The motion of thrust sheets. *Journal of Geophysical Research*, 81, 949–963.

Emrich, K., Ehhalt, D.H., & Vogel, J.C., 1970, Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth and Planetary Science Letters*, 8, 363–371.

Engelder, T., Gross, M.R., & Pinkerton, P., 1997, Joints development in clastic rocks of the Elk Basin anticline, Montana-Wyoming. In: Hoak, T., Klawitter, A., & Blomquist, P. (eds.), *Fractured Reservoirs. Characterization and Modeling*, Rocky Mountain Association of Geologists 1997 Guidebook, Denver, Colorado, 1–18.

Engelder, T., 1984, The role of pore water circulation during the deformation of foreland fold and thrust belts. *Journal of Geophysical Research*, 89(B6), 4319–4325.

Engelder, T., 1987, Joints and some fractures in rocks. In: Atkinson, B., (ed.), *Fracture Mechanics of Rock*, Academic Press, 27-69.

Engelder, T., Cannon, D., Setchell, C.M., & Cosgrove, J., 2006, A reinterpretation of fracturing and fold development at Teton Anticline, Sawtooth Range, Montana: Focus on the fracturing of concretions in the Morrison Formation. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 1, p. 6.

English, J.M., Johnston, S.T., & Wang, K., 2003, Thermal modelling of the Laramide orogeny: testing the flat-slab subduction hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3-4), 619–632.

Epstein, S., & Mayeda, T., 1953, Variation of O18 content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4(5), 213–224.

Erslev, E.A., 1986, Geology Basement balancing of Rocky Mountain foreland uplifts. *Geology*, 14, 259 –262.

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

Erslev, E.A., & Rogers, J.L., 1993, Basement-cover geometry of Laramide fault- propagation folds. In: Schmidt, C.J., Chase, R.B., & Erslev, E.A. (eds.), *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States*. Geological Society of America, 125–146.

Erslev, E.A., 1995, Heterogeneous Laramide deformation in the Rattlesnake Mountain Anticline, Cody, Wyoming. *Field Trip*, 7(1), 141–150.

Erslev, E.A., & Mayborn, K.R., 1997, Multiple geometries and modes of fault propagation folding in the Canadian thrust belt. *Journal of Structural Geology*, 19, 321–335.

- Erslev, E. A., 2005, 2D Laramide geometries and kinematics of the Rocky Mountains, Western U.S.A., in *The Rocky Mountain Region - An Evolving Lithosphere*. In: Karlstrom, K.E. & Keller, G.R., *Tectonics, Geochemistry, and Geophysics*. 7-20.
- Erslev, E.A., & Koenig, N.V., 2009, Three-dimensional kinematics of Laramide, basement-involved Rocky Mountain deformation, USA: Insights from minor faults and GIS-enhanced structure maps. *Geological Society of America Memoirs*, 204, 125-150.
- Essarraj, S., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D.A., & Benharref, M., 2005, Penetration of surface-evaporated brines into the Proterozoic basement and deposition of Co and Ag at Bou Azzer (Morocco): Evidence from fluid inclusions. *Journal of African Earth Sciences*, 41, 25-39.
- Etchecopar, A., 1984, Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulation de déformations plastiques. Unpublished Ph.D thesis. University of Montpellier, 270 pp.
- Evans, M., & Battles, D., 1999, stable isotope analyses of veins from the central Appalachian Valley and Ridge province: Implications for regional synorogenic hydrologic structure and fluid migration. *Geological Society of America*, 111(12), 1841–1860.
- Evans, M., & Hobbs, C., 2003, Fate of “warm” migrating fluids in the central Appalachians during the Late Paleozoic Alleghanian orogeny. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 327–331.
- Evans, M.A., Lewchuk, M.T., & Elmore, R.D., 2003, Strain partitioning of deformation mechanisms in limestones: examining the relationship of strain and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of Structural Geology*, 25, 1525–1549.
- Evans, M., & Elmore, R.D., 2006, Corrigendum to: Fluid control of localized mineral domains in limestone pressure solution structures. *Journal of Structural Geology*, 28, 248–301.
- 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 & 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., Bebout, G.E., & Brown, C.H., 2012, Changing fluid conditions during folding: An example from the central Appalachians. *Tectonophysics*, 576-577, 99–115.
- Evans, M.A., & Fischer, M.P. 2012, On the distribution of fluids in folds: A review of controlling factors and processes. *Journal of Structural Geology*, 44, 2-24

F

- Fairbanks, R.G., Evans, M.N., Rubenstone, J.L., Mortlock, R.A., Broad, K., Moore, M.D., & Charles, C., 1997, Evaluating climate indices and their geochemical proxies measured in corals. *Coral reefs*, 16(5), 93–100.
- Fanshawe, J.R., 1971, Structural evolution of Big Horn basin. *Symposium on Wyoming Tectonics and their economic significance*, 35–42.
- Faulkner, D.R., Jackson, C. A. L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C. A. J., & Withjack, M.O., 2010, A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32(11), 1557–1575.

- Faure, G., & J. L. Powell, 1972, *Strontium Isotope Geology*. Springer-Verlag, New York, 166 pp.
- Ferket, H., Swennen, R., Ortuño, S., & Roure, F., 2003, Reconstruction of the fluid flow history during Laramide foreland fold and thrust belt development in eastern Mexico: cathodoluminescence and $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ isotope trends of calcite-cemented fractures. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 163–167.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P., Evans, M.A., Burkhard, M., Groshong Jr., R.H., & Onasch, C.M., 2004, Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Structural Geology*, 26, 1521–1529.
- Fiore Allwardt, P., Bellahsen, N., & Pollard, D.D., 2007, Curvature and fracturing based on global positioning system data collected at Sheep Mountain anticline, Wyoming. *Geosphere*, 3(6), 408–421.
- Fischer, M.P., Woodward, N.B., & Mitchell, M.M., 1992, The kinematics of break-thrust folds. *Journal of Structural Geology*, 19, 321–335.
- Fischer, M.P., Higuera-Díaz, I.C., Evans, M. A., Perry, E.C., & Lefticariu, L., 2009, Fracture-controlled paleohydrology in a map-scale detachment fold: Insights from the analysis of fluid inclusions in calcite and quartz veins. *Journal of Structural Geology*, 31(12), 1490–1510.
- Fischer, M., & Jackson, P.B., 1999, Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico. *Journal of Structural Geology*, 21(6), 613–633.
- Fischer, M.P., & Wilkerson, M.S., 2000, Predicting the orientation of joints from fold shape: Results of pseudo-three-dimensional modeling and curvature analysis. *Geology*, 28, 15-18.
- Fisher, D.M., & Anastasio, D.J., 1994, Kinematic analysis of a large-scale leading edge fold, Lost River Range, Idaho. *Journal of Structural Geology*, 16(3), 337–354.
- Fischer, M., & Jackson, P.B., 1999, Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico. *Journal of Structural Geology*, 21(6), 613–633.
- Fisher, D.M., & Brantley, S.L., 1992, Model overgrowth and vein formation: deformation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 97, 20,043–20,061.
- Fitz-Diaz, E., Hudleston, P., Siebenaller, L., Kirschner, D., Camprubi, A., Tolson, G. & Pi Puig, T., 2011, Insights into fluid flow and water-rock interaction during deformation of carbonate sequences in the Mexican fold-thrust belt. *Journal of Structural Geology*, 33, 1237-1253.
- Ford, M., Williams, E.A., Artoni, A., Vergés, J., & Hardy, S., 1997, Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 19, 413-441.
- Foreman, J.L., & Dunne, W.M., 1991, Condition of vein formation in the southern Appalachian foreland: constraints from vein geometries and fluid inclusions. *Journal of structural Geology*, 13(10), 1173–1183.
- Forster, A., & Evans, J.P., 1991, Fluid flow in thrust faults and crystalline thrust sheets : Results of combined field and modeling studies. *Geophysical Research Letters*, 18, 979-982.
- Forster, A., Irmen, A.P., & Vondra, C., 1996, Structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Bighorn Basin, Wyoming. *Wyoming Geological Association Guidebook*, 47, 239–251.

- Fourcade, S., Michelot, J., Buschaert, S., Cathelineau, M., Freiberger, R., Coulibaly, Y., & Aranyosy, J.F., 2002, Fluid transfers at the basement/cover interface: Part I. Subsurface recycling of trace carbonate from granitoid basement rocks (France). *Chemical geology*, 192, 99–119.
- Fox, J.E., & Dolton, G.L., 1995, Bighorn Basin Province (034). In : Gauthier, D.L., Dolton, G.L., Takahashi, K.I. & Varnes, K.L., (eds.), National assessment of United States oil and gas resources - Results, methodology, and supporting data. U.S. Geological Survey Digital Data Series, 30, 19-39.
- Frehner, M., 2011, The neutral lines in buckle folds. *Journal of Structural Geology*, 33, 1501–1508.
- Frizon de Lamotte, D., Mercier, E., Dupré la Tour, A., Robion, P., & Averbuch, O., 1997, Cinématique du plissement et déformation interne des roches. L'exemple du pli de Lagrasse (Aude, France). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 324(7), 591–598.
- G**
-
- Ge, S. & Garven, G., 1989, Tectonically induced transient groundwater flow in foreland basins. In : Prince, R.A. (ed.), *The Origin and Evolution of Sedimentary Basin and Their Energy and Mineral Ressources*. American Geophysical Union, 145 – 157.
- Ge, S., & Garven, G., 1992, Hydromechanical Modeling of Tectonically Driven Groundwater Flow With Application to the Arkoma Foreland Basin. *Journal of Geophysical Research*, 97(B6), 9119–9144.
- Ge, S., & Garven, G., 1994, A theoretical model for thrust-induced deep groundwater expulsion with application to the Canadian Rocky Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 99(94), 13851–13868.
- Géraud, Y., Surma, F. & Mazerolle, F., 2003, Porosity and fluid flow characterization of granite by capillary wetting using X-ray computed tomography. In : Mees, F., Swennen, R., Van Geet, M. and Jacobs, P. (eds) *Applications of X-ray Computed Tomography in Geosciences*. Geological Society, London, Special Publications, 215, 95–105.
- Giegengack R., Omar , G.I., & Inman, L.R., 1998, Tectonothermal History of Basement-Cored Mountain Ranges Flanking the Bighorn Basin: Surrogate Evidence of Laramide and Post-Laramide Uplift and Erosion : Cretaceous and Lower Tertiary Rocks of the Bighorn Basin, Wyoming and Montana. 49th Annual Field Conference Guidebook, 167–178
- Goddard, J.V., & Evans, J.P., 1995, Chemical changes and fluid-rock interaction in faults of crystalline thrust sheets, northwestern Wyoming, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 17(4), 533–547.
- Goldstein, R.H., & Reynolds, T.J., 1994, Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short Course, 31, 199 pp.
- Graham Wall, B.R., Girbacea, R., Mesonjesi, A., & Aydin, A., 2006, Evolution of fracture and fault-controlled fluid pathways in carbonates of the Albanides fold-thrust belt. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90(8), 1227–1249.
- Gray, D.R., Gregory, R.T., & Durney, D.W., 1991, Rock-buffered fluid-rock interaction in deformed quartz-rich turbidite sequences, eastern Australia. *Journal of Geophysical Research*, 96(B12), 19681-19704.
- Gries, R., 1983, North-south compression of Rocky Mountain foreland structures, in: *Rocky Mountain Foreland Basin and Uplifts*. In: Lowell, J.D., (Ed.), Rocky Mountain Association of Geologists, Denver, CO, 9–32..

Groshong, R.H., 1972, Strain Calculated from Twinning in Calcite. *Geological Society of America Bulletin*, 83(7), 2025-2038.

Gueydan, F., Leroy, Y.M., & Jolivet, L., 2004, Mechanics of low-angle extensional shear zones at the brittle-ductile transition. *Journal of Geophysical Research*, 109(B12), B12407.

Guiton, M., Sassi, W., Leroy, Y., & Gauthier, B., 2003, Mechanical constraints on the chronology of fracture activation in the folded Devonian sandstone of the western Moroccan Anti-Atlas. *Journal of Structural Geology*, 25, 1317–1330.

H

Hagen, E.S., & Surdam, R.C., 1984, Maturation History and Thermal Evolution of Cretaceous Source Rocks of the Bighorn Basin, Wyoming and Montana. In: Woodward, J., Meissner, F.F., & Clayton, J.L. (eds.), *Hydrocarbon Source Rocks of the Greater Rocky Mountain Region*, Rocky Mountain Association of Geologists, 321–338.

Hall, S., & Veizer, J., 1996, Geochemistry of Precambrian carbonates : VII . Belt supergroup , Montana and Idaho , USA. *Geochimica et cosmochimica acta*, 60(4), 667–677.

Hancock, P.L., 1985, Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7(3-4), 437–457.

Hanor, J. S., 1980, Dissolved methane in sedimentary brines: potential effect on the PVT properties of fluid inclusions. *Economic Geology*, 75, 603 - 617.

Harcouët-Menou, V., Guillou-Frottier, L., Bonneville, A., Adler, P.M., & Mourzenko, V., 2009, Hydrothermal convection in and around mineralized fault zones: insights from two- and three-dimensional numerical modeling applied to the Ashanti belt, Ghana. *Geofluids*, 9(2), 116–137.

Harris, J. F., G. L., Taylor, & J. L. Walper, 1960, Relation of deformational fractures in sedimentary rocks to regional and local structures. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 44, 1853-1873.

Harris J.H., & Van der Pluijm B.A., 1998, Relative timing of calcite twinning strain and fold-thrust belt development: Hudson Valley fold-thrust belt, New York, USA, *Journal of Structural Geology*, 20, 21-31.

Harrison, J.E., 1972, Precambrian Belt Basin of Northwestern United States : Its Geometry, Sedimentation, and Copper Occurrences. *Geological Society of America Bulletin*, 83(5), 1215–1240.

Hathaway, J.C., & E.G. Degens, 1969, Methane-Derived Marine Carbonates of Pleistocene Age. *Science*, 165(3894), 690-692.

Heinrich, C.A., Pettke, T., Halter, W.E., Aigner-Torres, M., Audétat, A., Günther, D., Hattendorf, B., Bleiner, D., Guillon, M., & Horn, I., 2003, Quantitative multi-element analysis of minerals, fluid and melt inclusions by laser-ablation inductively-coupled-plasma mass-spectrometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(18), 3473–3497.

Heasler, H.P., & Hinckley, B.S., 1985, Geothermal resources of the Bighorn Basin, Wyoming. *Geological Survey*

- of Wyoming, 8, 27 pp.
- Henderson, I.H.C., & McCaig, A.M., 1996, Fluid pressure and salinity variations in shear zone-related veins, central Pyrenees, France: Implications for the fault-valve model. *Tectonophysics*, 262(1-4), 321–348.
- Hennier, J., & J. H. Spang, 1983, Mechanisms for deformation of sedimentary strata at Sheep Mountain anticline, Bighorn basin, Wyoming. *Wyoming Geological Association Guidebook*, 34, 96-111.
- Hennier, J. H., 1984, Structural analysis of the Sheep Mountain anticline, Bighorn basin, Wyoming. MsC thesis, Texas A&M University, Texas, 118 pp.
- Hennings, P.H., Olson, J.E., & Thompson, L.B., 2000, Combining outcrop data and three-dimensional structural models to characterize fractured reservoirs: An example from Wyoming. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 84, 830–849.
- Hickman S. & Zoback M.D., 2004, Stress orientations and magnitudes in the SAFOD pilot hole. *Geophysical Research Letters*, 31, L15S12
- Hilgers, C., Koehn, D., Bons, P.D., and Urai, J.L., 2001, Development of crystal morphology during uniaxial growth in a progressively widening vein : II. Numerical simulations of the evolution of antitaxial fibrous veins. *Journal of Structural Geology*, 23, 873–885.
- Hilgers, C., & Urai, J.L., 2002a, Experimental study of syntaxial vein growth during lateral fluid flow in transmitted light: first results. *Journal of Structural Geology*, 24(6-7), 1029–1043.
- Hilgers, C., & Urai, J.L., 2002b, Microstructural observations on natural syntectonic fibrous veins: implications for the growth process. *Tectonophysics*, 352, 3-4, 257–274.
- Hirono, T., Takahashi, M., & Nakashima, S., 2003, Direct imaging of fluid flow in fault-related rocks by X-ray CT. *Geological Society, London, Special Publications*, 215(1), 107–115.
- Holyland, P.W., Ridley, J.R., & Vearncombe, J.R., 1993, Stress mapping technology (SMT). In: Parnell, J., Ruffel, A.H., & Moles, N.R. (eds.), *Geofluids '93. Contributions to an International Conference on Fluid Evolution, Migration and Interaction in Rocks*, Geological Society of London, 272–275.
- Homberg C., Hu J.-C., Angelier J., Bergerat F. & Lacombe O., 1997, Characterization of stress perturbations near major fault zones : insights from field studies (Jura Mountains) and numerical modelling. *Journal of Structural Geology*, 19, 5, 703-718.
- Hoy, R.G., & Ridgway, K.D., 1997, Structural and sedimentological development of footwall growth synclines along an intraforeland uplift, east-central Bighorn Mountains, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 109(8), 915–935.
- Hubbert, M.K., & Willis, D.G., 1957, Mechanics of hydraulic fracturing. *AIME Petroleum Transactions*, 210, 153–166.
- Hubbert, M.K., & Rubey, W.W., 1959, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Bulletin of the Geological Society of America*, 70, 115-166.
- Hudson, J.D., 1977. Stable isotopes and limestone lithification. *Geological Society of London*, 133, 637-660.
- Humphreys, E., Hessler, E., Dueker, K., Farmer, G.L., Erslev, E., and Atwater, T., 2003, How Laramide-Age Hydration of North American Lithosphere by the Farallon Slab Controlled Subsequent Activity in the Western United States. *International Geology Review*, 45(7), 575–595, doi: 10.2747/0020-6814.45.7.575.

Hunt, J.M., 1990, Generation and Migration of Petroleum from Abnormally Pressured Fluid Compartments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74(1), 1–12.

Hurich, C.A., & Smithson, S.B., Gravity interpretation of the southern Wind River Mountains, Wyoming. *Geophysics*, 47(11), 1550–1561, 1982.

Huyghe, D., Mouthereau, F., Castellort, S., Filleaudeau, P.Y., & Emmanuel, L., 2009, Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: Implications for mountain building. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(3-4), 421–433.

J

Jaeger, J.C., & Cook, N.G.W., 1969, *Fundamentals of Rock Mechanics*. Chapman and Hall, New York, 513 pp.

Jamison W.R & Spang J.H, 1976, Use of calcite twin lamellae to infer differential stresses. *Geological Society of American Bulletin*, 87, 868-872.

Jamison, W.R., 1987, Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9(2), 207–219.

Johnson, G. D., Garside, L. J., & Warner, A. J, 1695, A study of the structure and associated features of Sheep Mountain Anticline, Big Horn County, Wyoming. *Iowa Academy of science*, 72, 332 - 342.

Johnson, K., & Johnson, A.M., 2002a, Mechanical analysis of the geometry of forced-folds. *Journal of Structural Geology*, 24(3), 401–410.

Johnson, K., & Johnson, A.M., 2002b, Mechanical models of trishear-like folds. *Journal of Structural Geology*, 24(2), 277–287.

Jolly, R.J.H., & Cosgrove, J.W., 2003, Geological evidence of patterns of fluid flow through fracture networks: examination using random realizations and connectivity analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 209(1), 177–186.

K

Katz, D. A., Eberli, G.P., Swart, P.K., & 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.

Kent-Corson, M.L., Sherman, L.S., Mulch, A., Chamberlain, C.P., & Kentcorson, M., 2006, Cenozoic topographic and climatic response to changing tectonic boundary conditions in Western North America. *Earth and Planetary Science Letters*, 252(3-4), 453–466.

Kim, S-T., & J.R. O'Neil, 1997, Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 61(16), 3461 - 3475.

Kim, Y., & Sanderson, D., 2005, The relationship between displacement and length of faults: a review. *Earth-Science Reviews*, 68(3-4), 317–334.

- Kirkwood, D., Ayt-Ougougdal, M., Gayot, T., Beaudoin, G., & Pironon, J., 2000, Paleofluid-flow in a foreland basin, Northern Appalachians: from syntectonic flexural extension to Taconian overthrusting. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, 269–273.
- Kirschner, D.L., Sharp, Z.D., & Masson, H., 1995, Oxygen isotope thermometry of quartz calcite veins: unravelling the thermal-tectonic history of the subgreenschist facies Morcles nappe (Swiss Alps). *Geological Society of America Bulletin*, 107, 1145-1156.
- Kittler, J., 1976. A locally sensitive method for cluster analysis. *Pattern Recognition* 8, 23–33.
- Koch, P., Zachos, J., & Dettman, D., 1995, Stable isotope stratigraphy and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn Basin (Wyoming, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, 115(1-4), 61-89.
- Kohlstedt, D.L., & Weathers, M.S., 1980, Deformation-induced microstructures, paleopiezometers and differential stress in deeply eroded fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 85, 6269-6285.
- Koyi, H.A., Sans, M., Teixell, A., Cotton, J., & Zeyen, H., 2003, The significance of penetrative strain in contractional areas. In: McClay, K.R. (ed.), *Thrust Tectonics and Petroleum Systems*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 82, 207–222.

L

- Lacombe, O., Angelier, J., Laurent, Ph., Bergerat, F., & Tourneret, Ch., 1990. Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics: Burgundy as a case study. *Tectonophysics*. 182, 279-300.
- Lacombe, O., & Laurent, P., 1992, Determination of principal stress magnitudes using calcite twins and rock mechanics data. *Tectonophysics*, 202(1), 83–93.
- Lacombe, O., Angelier, J., & Laurent, P., 1993, Les macles de la calcite, marqueurs des compressions récentes dans un orogène actif: l'exemple des calcaires récifaux du sud de Taiwan. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences*, 316(II), 1805-1813.
- Lacombe, O., 2001, Paleostress magnitudes associated with development of mountain belts: Insights from tectonic analyses of calcite twins in the Taiwan Foothills. *Tectonics*, 20(6), 834–849.
- Lacombe, O., 2007, Comparison of paleostress magnitudes from calcite twins with contemporary stress magnitudes and frictional sliding criteria in the continental crust: Mechanical implications. *Journal of Structural Geology*, 29(1), 86–99.
- Lacombe, O., Amrouch, K., Mouthereau, F., & Dissez, L., 2007, Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt. *Geology*, 35(3), 263.
- Lacombe O., 2010, Calcite twins, a tool for tectonic studies in thrust belts and stable orogenic forelands. *Oil and Gas Science and Technology*, 65,(6) 809-838
- Lacombe, O., Bellahsen, N., & Mouthereau, F., 2011, Fracture patterns in the Zagros Simply Folded Belt (Fars, Iran): constraints on early collisional tectonic history and role of basement faults. *Geological Magazine*, 1–24.

- Lacombe, O., 2012, Do fault slip data inversions actually yield 'paleostresses' that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. *Compte-Rendu Geoscience*, 344, 159-173.
- 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). *Journal of Structural Geology*, 33(9), 1359–1377.
- Lamarche, G., Proust, J.-N., & Nodder, S.D., 2005, Long-term slip rates and fault interactions under low contractional strain, Wanganui Basin, New Zealand. *Tectonics*, 24, TC4004.
- Lartaud, F., 2007, Les fluctuations haute fréquence de l'environnement au cours des temps géologiques. Mise au point d'un modèle de référence actuel sur l'enregistrement des contrastes saisonniers dans l'Atlantique nord. Unpublished PhD Thesis, University of Paris VI, UPMC, Paris, 336 pp.
- Lash G.G., & Engelder T., 2007, Jointing within the outer arc of a forebulge at the onset of the Alleghanian Orogeny. *Journal of Structural Geology*, 29, 774-786.
- Lassaga, A.C, 1998, *Kinetic Theory in Earth Sciences*. Princeton University Press, Princeton.
- Laubach, S.E., Olson, J., & Gross, M.R., 2009, Mechanical and fracture stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 93, 1413–1427.
- Laubach, S., & Ward, M., 2006, Diagenesis in porosity evolution of opening-mode fractures, Middle Triassic to Lower Jurassic La Boca Formation, NE Mexico. *Tectonophysics*, 419(1-4), 75–97.
- Laurent, P., Kem, H., & Lacombe, O., 2000, Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples. Part II. Axial and triaxial stress experiments. *Tectonophysics*, 327, 131-148.
- Lee, Y.J., Wiltschko, D.V., Grossman, E.L., Morse, J.W., & Lamb, W.M., 1997, Sequential vein growth with fault displacement: An example from the Austin Chalk Formation, Texas. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102, 22611-22628.
- Lee, Y., & Morse, J., 1999, Calcite precipitation in synthetic veins: implications for the time and fluid volume necessary for vein filling. *Chemical Geology*, 156, 151–170.
- Lefticariu, L., Perry, E.C., Fischer, M.P., & Banner, J.L., 2005, Evolution of fluid compartmentalization in a detachment fold complex. *Geology*, 33(1), 69.
- Leprêtre, R., 2011, Analyse des inclusions fluides et des macles de la calcite et modèle d'évolution des (sur)pressions de fluides dans des structures plissées et faillées du Wyoming. Unpublished MSc thesis, University of Paris VI, UPMC, Paris, 50 pp.
- Lewis, B.D., & Hotchkiss, W.R., 1981, Thickness, percent sand and configuration of shallow hydrological units in the Powder River Basin, Montana and Wyoming. U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I-1317, scale 1:1 000 000.
- Li, K., Cai, C., He, H., Jiang, L., Cai, L., Xiang, L., Huang, S., & Zhang, C., 2011, Origin of palaeo-waters in the Ordovician carbonates in Tahe oilfield, Tarim Basin: constraints from fluid inclusions and Sr, C and O isotopes. *Geofluids*, 11, 71-86.

- Lillegraven, J.A., & Ostresh, L.M., 1990, Late Cretaceous (earliest Campanian–Maastrichtian) evolution of western shorelines of the North American Western Interior Seaway in relation to known mammalian faunas. In: Bown, T.M., & Rose, K.D., (eds.), Dawn of the age of mammals in the northern part of the Rocky Mountain Interior, North America. Geological Society of America Special Paper, 243, 1–30.
- Lin, A.T., & Watts, A.B., 2002. Origin of the West Taiwan basin by orogenic loading and flexure of a rifted continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 107, JB000669.
- Lister, G.S., & Davis, G.A., 1989, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11(1-2), 65–94.
- Liu, K.H., Gao, S.S., Gao, Y., & Wu, J., 2008, Shear wave splitting and mantle flow associated with the deflected Pacific slab beneath northeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, 113(B1), 1–15.
- Liu, S.-F., Nummedal, D., Yin, P.-G., & Luo, H.-J., 2005, Linkage of Sevier thrusting episodes and Late Cretaceous foreland basin megasequences across southern Wyoming (USA). *Basin Research*, 17(4), 487–506.
- Louis, L., Robion, P., David, C., & Frizon de Lamotte, D., 2006, Multiscale anisotropy controlled by folding: the example of the Chaudrons fold (Corbières, France). *Journal of Structural Geology*, 28(4), 549–560.
- Lopez, D.A., (2000), Geologic Map of the Bridger 30' x 60' Quadrangle, Montana. U.S. Geological Survey, 1:100,000.
- Love, J.D., & Christiansen, A.C., (1985), Geologic map of Wyoming. U.S. Geological Survey, 1:500,000.
- Lovely, P., Zahasky, C., & Pollard, D.D., 2010, Fold geometry at Sheep Mountain anticline, Wyoming, constructed using airborne laser swath mapping data, outcrop-scale geologic mapping, and numerical interpolation. *Journal of Geophysical Research*, 115(B12), 1–22.
- Lowry, A.R., & Pérez-Gussinyé, M., 2011, The role of crustal quartz in controlling Cordilleran deformation. *Nature*, 471, 353-357.
- Lynn H.B., Quam, S., & Thompson, G.A., 1983, Depth migration and interpretation of the CO-CORP, Wind River, Wyoming, seismic reflexion data. *Geology*, 11, 462-469.

M

- Machel, H.G., 1983, Cathodoluminescence in carbonates petrography: some aspects of geochemical interpretation. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 67, 507–508.
- Machel, H.G. & Cavel, P.A. (1999) Low-flux, tectonically-induced squeegee fluid flow (« hot flash ») into the Rocky Mountain Foreland Basin. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 47(4), 510-533.
- Machel, HG, (2000), Application of Cathodoluminescence to Carbonate Diagenesis. In: Pagel, M, Barbin, V, Blanc, P, Ohnenstetter, D (eds.) *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer-Verlag, Heidelberg, Germany, 271-302

- Malahoff, A., & Moberly, R., 1968, Effects of structure on the gravity field of Wyoming. *Geophysics*, 33(5), p. 781-804.
- Marcotte, D., & Henry, E., 2002, Automatic joint set clustering using a mixture of bivariate normal distributions. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39(3), 323-334.
- Marfil, R., M. A. Caja, & M. Tsige (2005), Carbonate-cemented stylolites and fractures in the Upper Jurassic limestones of the Eastern Iberian Range, Spain: A record of palaeofluids composition and thermal history, *Sedimentary Geology*, 178, 237-257.
- Marquer, D., & M. Burkhard (1992), Fluid circulation, progressive deformation and mass-transfer processes in the upper crust: the example of basement-cover relationships in the External Crystalline Massifs, Switzerland, *Journal of Structural Geology*, 14(8/9), 1047-1057.
- Marshak, S., Karlstrom, K., & Michael Timmons, J., 2000, Inversion of Proterozoic extensional faults: An explanation for the pattern of Laramide and Ancestral Rockies intracratonic deformation, United States. *Geology*, 28(8), 735-738.
- Matthai, S.K., Heinrich, C.A., & Driesner, T., 2004, Is the Mount Isa copper deposit the product of forced brine convection in the footwall of a major reverse fault?. *Geology*, 32, 357-350.
- McCabe, W.S., 1948 Elk basin, anticline, Park county, Wyoming, and Carbon county, Montana. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 32, 52-67.
- McCaig, A., 1988, Deep fluid circulation in fault zones. *Geology*, 16, 867-870.
- McCaig, A., Wickham, S.M., & Taylor, H.P. Jr., 1990, Deep fluid circulation in alpine shear zones, Pyrenees, France : Field and oxygen isotope studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106, 41-60
- McCaig, A.M., Wayne, D.M., Marshall, J.D., Banks, D., & Henderson, I., 1995, Isotopic and fluid inclusion studies of fluid movement along the Gavarnie Thrust, central Pyrenees: reaction fronts in carbonate mylonites. *American Journal of Science*, 295, 3, 309-343.
- McCaig, A.M., Tritlla, J., and Banks, D., 2000, Fluid flow patterns during Pyrenean thrusting. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, 539-543.
- McConnell, D. A., & Wilson, T. G., 1993, Linkage between deformation of basement rocks and sedimentary rocks in basement-involved foreland folds. In: Schmidt, C. J., Chase, R. B., & Erslev, E. A., (eds.), Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States. *Geological Society of America Special Paper*, 280, 319-333.
- McCrea, J.M., 1950, On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. *The Journal of Chemical Physics*, 18, 6, 849-857.
- McGookey, D. P., 1972, Cretaceous System. In: Mallory, W. W., (ed.), *Geologic atlas of the Rocky Mountain region: Denver*. Rocky Mountain Association of Geologists, 190-228.

- McQuarrie, N., & DeCelles, P., 2001. Geometry and structural evolution of the central Andean backthrust belt, Bolivia. *Tectonics*, 20, 669–692.
- McQuillan, H., 1974. Fracture patterns on Kuh-e Asmari Anticline, Southwest Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58, 236–246.
- Mercadier, J., Richard, A., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., & Cuney, M., 2010. Migration of brines in the basement rocks of the Athabasca Basin through microfracture networks (P-Patch U deposit, Canada). *Lithos*. 115, 121-136.
- Mercier, E., Outtani, F., & Frizon de Lamotte, D., 1997, Late evolution of fault-propagation folds : principles and example. *Journal of Structural Geology*, 19, 185-193
- Mercier, E., Rafi, S., & Ahmadi, R., 2007, Folds Kinematics in “Fold-and-Thrust Belts” the “Hinge Migration” Question, a Review. in Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F., & Vergés, J. (eds.), *Thrust Belts and Foreland Basins From Fold Kinematics to Hydrocarbons Systems*. Springer, p. 136–147.
- Miller, D. M., Nilsen, T. H., & Bilodeau, W. L., 1992, Late Cretaceous to early Eocene geologic evolution of the U. S. Cordillera, In: Burchfiel, B.C., Lipman, P. W., & Zoback, M. L., *The Geology of North America*, vol. G3, *The Cordilleran Orogen: Conterminous U. S.*. Geological Society of America, 205–260.
- Miller, E.W., & Lageson, D.R., 1993, Influence of basement foliation attitude on geometry of Laramide basement deformation, southern Bridger Range and northern Gallatin Range, Montana. In : Schmidt, C.J., Chase, R.B., & Erslev, E.A., (eds.), *Laramide Basement Deformation in Rocky Mountain Foreland of the Western United States*. Geological Society of America Special Paper, 280, 73-88.
- Mirota, D.M., & Veizer, J., 1994, Geochemistry of Precambrian carbonates: VI. Aphebian Albnel Formations, Quebec. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 1735–1745.
- Mitchell, M.M., & Woodward, N.B., 1988, Kink detachment fold in the southwest Montana fold and thrust belt. *Geology*, 16, 162–165.
- Mitra, S., 1990, Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps : American Association of Petroleum Geologists, 74 , 921–945.
- Mitra, G., 1993, Deformation Processes in Brittle Deformation Zones in Granitic Basement Rocks: A Case Study from the Torrey Creek Area, Wind River Mountains. In: Schmidt, C.J., Chase, R.B., & Erslev, E.A. (eds.), *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States*, Geological Society of America Special Paper, 280, 177–196.
- Mitra, G., 1994, Strain variation in thrust sheets across the sevier fold-and-thrust belt (Idaho-Utah-Wyoming): implications for section restoration and wedge taper evolution. *Journal of Structural Geology*, 16(4), 585–602.
- Mitra, G., 1997, Evolution of salients in a fold-and-thrust belt: the effects of sedimentary basin geometry, strain distribution and critical taper. In: Ghosh, S.K., & Naha, K., (eds.), *Evolution of Geological Structures in Micro- To Macro-Scales*. Chapman & Hall, London, 59–90.

- Mitra, S., 2002a, Fold-accommodation faults. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86(4), 671–693.
- Mitra, S., 2002b, Structural models of faulted detachment folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86(9), 1673–1694.
- Mitra, S., 2003, A unified kinematic model for the evolution of detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 25(10), 1659–1673.
- Mitrovica, J., Beaumont, C., & Jarvis, G., 1989, Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. *Tectonics*, 8(5), 1079–1094.
- Monger, J., & Nokleberg, W., 1996, Evolution of the northern North American Cordillera: generation, fragmentation, displacement and accretion of successive North American plate-margin arcs. In: Coyner, A.R., & Fahey, P.L., (eds.), *Geology and Ore Deposits of the American Cordillera*. Geological Society of Nevada Symposium Proceeding, Reno, 1133–1152.
- Morrill, C., & Koch, P.L., 2002, Elevation or alteration ? Evaluation of isotopic constraints on paleoaltitudes surrounding the Eocene Green River Basin. *Geology*, 30(2), 151-154.
- Mosar, J., & Suppe, J., 1992, Role of shear in fault-propagation folding In : McClay, K.R., (ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman and Hall, London, 123–132
- Muller, W., Aerden, D., & Halliday, A.N., 2000. Isotopic dating of strain fringe increments: duration and rates of deformation in shear zones. *Science*, 288, 2195-2198.
- Munz, I.A., Yardley, B.W.D., Banks, D.A., & Wayne, D., 1995. Deep penetration of sedimentary fluids in basement rocks from southern Norway - evidence from hydrocarbon and brine inclusions in quartz veins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 239-254.
- Mouthereau, F., Tensi, J., Bellahsen, N., Lacombe, O., De Boisgrollier, T., & Kargar, S., 2007, Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt: The Zagros Folded Belt (Fars, Iran). *Tectonics*, 26, TC5006.

N

- Narr, W., & Suppe, J., 1994, Kinematics of basement-involved compressive structures. *American Journal of Science*, 294, 802–860.
- Narr, W., 1993, Deformation of Basement in Basement-Involved, Compressive Structures. In: Schmidt, C.J., Chase, R.B., & Erslev, E.A. (eds.), *Laramide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States*. Geological Society of America Special Paper, 280, 107–124.
- Neely, T.G., & Erslev, E., 2009, The interplay of fold mechanisms and basement weaknesses at the transition between Laramide basement-involved arches, north-central Wyoming, USA. *Journal of Structural Geology*, 31(9), 1012–1027.
- Nelson, R.A., 1985, *Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs*. Gulf, Houston, 320 pp.

Neretnieks, I., 1993, Solute transport in fractured rocks—applications to radioactive waste repositories. In: Bear, J., Tsang, C.-F., & de Marsily, G. (eds.), *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock*. Academic Press, San Diego, 39– 127.

Nesbitt, B.E., & Muehlenbachs, K., 1995, Geochemical studies of the origins and effects of synorogenic crustal fluids in the southern Omineca Belt of British Columbia, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 107(9), 1033-1050.

Newton, R.C., & Manning, C.E., 2010, Role of saline fluids in deep-crustal and upper-mantle metasomatism: insights from experimental studies. *Geofluids*, 10(1-2), 58–72.

Norris, R.D., Jones, L.S., Corfield, R.M., & Cartlidge, J.E., 1996, Formation for snow melt and large mountains Skiing in the Eocene Uinta Mountains ? Isotopic evidence in the Green River Formation for snow melt and large mountains. *Geology*, 24, 403–406.

O

Oliver, J., 1986, Fluids expelled tectonically from orogenic belts : Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology*, 14, 99–102.

Oliver, N.H.S., Cartwright, I., Wall V.J., & Golding, S.D., 1993. The stable isotope signature of kilometre-scale fracture-dominated metamorphic fluid pathways, Mary Kathleen, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 11, 705-720.

Oliver, N.H.S., McLellan, J.G., Hobbs, B.E., Cleverley, J.S., Ord, A., & Feltrin, L., 2006, Numerical models of extensional deformation, heat transfer, and fluid flow across basement-cover interfaces during basin-related mineralization. *Economic Geology*, 101, 1-31.

Oliver, N.H.S., & Bons, P.D., 2001, Mechanisms of fluid flow and fluid-rock interaction in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from vein-wall rock patterns, geometry and microstructure. *Geofluids*, 1, 137-162.

Olson, J.E., & Pollard, D.D., 1991, The initiation and growth of en échelon veins, *Journal of Structural Geology*, 13(5), 595–608.

P

Parés, J.M., & Van der Pluijm, B.A., 2002, Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics*, 350(4), 283–298.

Passchier, C., & Trouw, R., 1996, *Microtectonics*: Springer-Verlag, Berlin. 370 pp.

Paterson, M.S., 1978, *Experimental Rock Deformation-The Brittle Field*. Springer, Berlin, 254 pp.

Peacock, D.C.P., & Sanderson, D.J., 1991, Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology*, 13, 721-733.

Person, M., Mulch, A., Teyssier, C., & Gao, Y., 2007, Isotope transport and exchange within metamorphic core complexes. *American Journal of Science*, 307, 555-589.

- Pettke, T., 2008, Analytical protocols for element concentration and isotope ratio measurements in fluid inclusions by LA-(MC-)ICP-MS. In: Sylvester, P., (ed.), *Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 40, 189-218.
- Pettke, T., & Diamond, L.W., 1995. Rb-Sr isotopic analysis of fluid inclusions in quartz: evaluation of bulk extraction procedures and geochronometer systematics using synthetic fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 4009-4027.
- Pfiffner O.A., 1982. Deformation mechanisms and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps, *Journal of Structural Geology*, 4, 429-442.
- Phillips, W.J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *Journal of the Geological Society of London*, 128, 337-359.
- Pierce, W.G., 1966. Geologic map of the Cody quadrangle, Park County, Wyoming. U.S. Geological Survey Geologic Quadrangle Map GQ-542, Scale 1:62,500.
- Pierce, W.G., & Nelson, W.H., 1968. Geologic map of the Pat O'Hara Mountain Quadrangle, Park County, Wyoming. U.S. Geological Survey Geologic Quadrangle Map GQ-0755, Scale 1:62,500.
- Piper, D., & Kolodny, Y., 1987, The stable isotopic composition of a phosphorite deposit: $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$, and $\delta^{18}\text{O}$: Deep Sea Research Part A. *Oceanographic Research Papers*, 34(5-6), 897-911.
- Pironon, J., & Bourdet, J., 2008, Petroleum and aqueous inclusions from deeply buried reservoirs: Experimental simulations and consequences for overpressure estimates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(20), 4916-4928.
- Pironon, J., Canals, M., Dubessy, J., Walgenwitz, F., & Laplace-Builhe, C., 1998, Volumetric reconstruction of individual oil inclusions by confocal scanning laser microscopy. *European Journal of Mineralogy*, 10, 1143-1150.
- Pironon, J., Thiéry, R., Teinturier, S., & Walgenwitz, F., 2000, Water in petroleum inclusions: evidence from Raman and FT-IR measurements, PVT consequences. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, 663-668.
- Pironon, J., 2004, Fluid inclusions in petroleum environments: analytical procedure for PTX reconstruction. *Acta Petrologica Sinica*, 20, 1333-1342.
- Poblet, J., McClay, K., Storti, F., & Munoz, J.A., 1997. Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 19, 369-381.
- Poblet, J., & McClay, K., 1996, Geometry and Kinematics of Single-Layer Detachment Folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 80(7), 1085-1109.
- Pollard, D.D., Segall, P., & Delaney, P.T., 1982, Formation and interpretation of dilatant echelon cracks. *Bulletin of the Geological Society of America*, 93, 1291-1303.
- Pollard, D.D., & Segall, P., 1987, Theoretical displacements and stresses near fractures in rocks: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In: Atkinson, B.K. (ed.), *Fracture Mechanics of Rock*. Academic Press, London, 277-349.

- Potter II, R.W.I., 1977, Pressure corrections for fluid-inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl - H₂O: *Journal Research of U.S. Geological Survey*, 5, 603-607.
- Pranter, M.J., Reza, Z.A., & Budd, D.A., 2006. Reservoir-scale characterization and multiphase fluid-flow modelling of lateral petrophysical heterogeneity within dolomite facies of the Madison Formation, Sheep Canyon and Lysite Mountain, Wyoming, USA. *Petroleum Geosciences*, 12, 29-40.
- Price, N.J., & Cosgrove, J.W., 1990. *Analysis of Geologic Structures*. Cambridge University Press, 520 pp.
- Putnis, A., Prieto, M., & Fernandez-Diaz, L., 1995. Fluid supersaturation and crystallization in porous media. *Geological Magazine*, 132, 1-13.

Q

- Qing, H., & Mountjoy, E., 1992, Large-scale fluid flow in the Middle Devonian Presqu'île Barrier, Western Canada sedimentary basin. *Geology*, 20, 903-906.
- Quintà, A., & Tavani, S., 2012, The foreland deformation in the south-western Basque-Cantabrian Belt (Spain). *Tectonophysics*, 576-577, 4-19.

R

- Ramsay, J.G., 1967, *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- Ramsay, J., 1980, The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, 284, 135-139.
- Ramsey, D., & 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.
- Reber, J.E., Schmalholz, S.M., & Burg, J.-P., 2010, Stress orientation and fracturing during three-dimensional buckling: Numerical simulation and application to chocolate-tablet structures in folded turbidites, SW Portugal. *Tectonophysics*, 493(1-2), 187-195.
- Renard, F., Bernard, D., Desrues, J., & Ougier-Simonin, A., 2009, 3D imaging of fracture propagation using synchrotron X-ray microtomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1-2), 285-291.
- Reynolds, S.J., & Lister, G.S., 1987, Structural aspect of fluid-rock interactions in detachment zones. *Geology*, 15(4), 362-366.
- Rhodes, M.K., Carroll, A.R., Pietras, J.T., Beard, B.L., & Johnson, C.M., 2002, Strontium isotope record of paleohydrology and continental weathering, Eocene Green River Formation, Wyoming. *Geology*, 30(2), 167-171.
- Rioux R.L., 1958. *Geology of the Spence-Kane area, Bighorn County, Wyoming*. Unpublished Ph.D. thesis, University of Illinois, 182.
- Rioux, R.L. (1994) *Geologic map of the Sheep Mountain - Little Sheep Mountain Area, Big Horn County, Wyoming*. U.S. Geological Survey, 1:48,000.

- Rives, T., Rawsley, K.D., & Petit, J.-P., 1994. Analogue simulation of natural orthogonal joint set formation in brittle varnish. *Journal of Structural Geology*, 16, 419-429.
- Rocher, M., Lacombe, O., Angelier, J., & Chen, H.-W., 1996, Mechanical twin sets in calcite as markers of recent collisional events in a fold-and-thrust belt: Evidence from the regal limestones of southwestern Taiwan. *Tectonics*, 15, 984-996.
- Rocher, M., Baize, S., Angelier, J., Lozac'h, Y., Lemeille, F., & Cushing, M., 2004, Intraplate paleostresses reconstructed with calcite twinning and faulting: improved method and application to the Lorraine platform area (eastern France). *Tectonophysics*, 387, 1-21.
- Roedder, E., 1962, Studies of fluid inclusions I : Low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. *Economical Geology*, 57, 1045-1061
- Roedder, E., 1984, *Fluid Inclusion*, U.S. Geological Survey, 644 pp.
- Roger, C.M., Myers, D.A., & Engelder, T., 2004, Kinematic implications of joint zones and isolated joints in the Navajo Sandstone at Zion National Park, Utah: Evidence for Cordilleran relaxation. *Tectonics*, 23, TC1007.
- Rogers Jr., C.P., Richards, P.W., Conant, L.C., Vine, J.D., & Notley, D.F., 1948, *Geology of the worland - Hyattville area, Big Horn and Washakie counties, Wyoming*. Oil and Gas investigations preliminary map, 84, 1:48,000.
- Rosenbaum, J., & Sheppard, S.M.F., 1986, An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(6), 1147-1150.
- Roure, F., Nazaj, S., Mushka, K., Fili, I., Cadet, J.P., & Bonneau, M., Kinematic evolution and petroleum systems: an appraisal of the outer Albanides, In: McClay, K.R. (ed.), *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 82, 474-493.
- 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 Science and Technology*, 60(1), 67-106.
- 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. *Geological Society of London - Special Publications*, 348(1), 87-114.
- Rowe, KJ., & Rutter, E.H., 1990. Paleostress estimation using calcite twinning : experimental calibration and application to nature. *Journal Structural Geology*, 12(1), 1-17.
- Rubey, W.W., & Hubbert, M.K., 1959, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. II. Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis. *Geological Society of America Bulletin*, 70, 167-205.

Rusk, B.G., Lowers, H.A., & Reed, M.H., 2008, Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation. *Geology*, 36(7), 547-551.

Rygel, A.C., Anastasio, D.J., & Bebout, G.E., 2006, Syntectonic infiltration by meteoric waters along the Sevier thrust front, southwest Montana. *Geofluids*, 6(4), 288-301.

S

Sacchi, E., & Michelot, J.L., 1996, Etude des cristallisations dans les fractures. Applications au Site ANDRA Vienne-Sud. Unpublished Internal Report ANDRA. Contract no. 315747 AO, 34 pp.

Saleeby, J., 2003, Segmentation of the Laramide Slab--evidence from the southern Sierra Nevada region. *Geological Society of America Bulletin*, 115(6), 655-668.

Sales, J.K., 1968, Crustal mechanics of Cordilleran foreland deformation: a regional and scale-model approach. *American Association of Petroleum Geological Bulletin*, 52, 2016-2044.

Sanderson, D.J., 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: A review. *Tectonophysics*, 88, 201-233.

Sanderson, D.J., & Zhang, X., 1999, Critical stress localization of flow associated with deformation of well-fractured rock masses, with implications for mineral deposits. *Geological Society of London - Special Publications*, 155(1), 69-81.

Sanderson, D.J., & Zhang, X., 2004, Stress-controlled localization of deformation and fluid flow in fractured rocks. *Geological Society of London - Special Publications*, 231(1), 299-314.

Sando, W., 1988, Madison Limestone (Mississippian) Paleokarst: a Geologic Synthesis. In: James, N.P., & Choquette, P.W., (eds.), *Paleokarst*, Springer-Verlag, New York, 256-277.

Sanz, P., Pollard, D., Allwardt, P., & Borja, R., 2008, Mechanical models of fracture reactivation and slip on bedding surfaces during folding of the asymmetric anticline at Sheep Mountain, Wyoming. *Journal of Structural Geology*, 30(9), 1177-1191.

Sassi, W., & Faure, J.-L., 1997, Role of fault and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins: inferences from numerical modeling. *Tectonophysics*, 266, 101-109.

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, 197-214.

Savage, H.M., Ryan Shackleton, J., Cooke, M.L., & Riedel, J.J., 2010, Insights into fold growth using fold-related joint patterns and mechanical stratigraphy. *Journal of Structural Geology*, 32(10), 1466-1475.

Schmid, S.M., & Paterson, M.S., 1977, Strain analysis in an experimentally deformed oolitic limestone. In: Saxena, K., & Battcharji, S., (eds.), *Energetics of Geological Processes*. Springer-Verlag, New York, 67-93.

- Schmidt, C.J., Genovese, P.W., & Chase, R.B., 1993, Role of Basement fabric and cover-rock lithology on the geometry and kinematics of twelve folds in the Rocky Mountain foreland. In: Schmidt, C.J., Chase, R.B., & Erslev, E.A., (eds.), Laramide basement deformation in the Rocky Mountain of the western United States, Geological Society of America Special Paper, 280, 1-44
- Schneider, F., 2003, Basin Modeling in Complex Area : Examples from Eastern Venezuelan and Canadian Foothills. *Oil & Gas Science and Technology*, 58(2), 313-324.
- Shackelton, J.R., & Cooke, M.L., 2007. Is plane strain a valid assumption in non-cylindrical fault-cored folds? *Journal of Structural Geology*, 29, 1229-1240.
- Sharma, T., & Clayton, R.R.N., 1965, Measurement of O^{18}/O^{16} ratios of total oxygen of carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 29, 1347-1353.
- Sheldon, R.P., 1967, Long-distance migration of oil in Wyoming. *Mountain Geologist*, 4, 53-65.
- Shemesh, A., Ron, H., Erel, Y., Kolodny, Y., & Nur, A., 1992, Isotopic composition of vein calcite and its fluid inclusions: Implication to paleohydrological systems, tectonic events and vein formation processes. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 94(4), 307-314.
- Sibson, R.H., 1975, Generation of Pseudotachylyte by Ancient Seismic Faulting. *Geophysical Journal International*, 43(3), 775-794.
- Sibson, R.H., 1981, Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models. In: Simpson, D.W., & Richards, P.G., (ed.) *Earthquake Prediction: An International Review*. American Geophysical Union, Maurice Ewing Series, 4, 593-603.
- Sibson, R.H., 1990, Conditions for fault-valve behaviour. *Geological Society of London - Special Publications*, 54(1), 15-28.
- Sibson, R.H., 1992, Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophysics*, 211(1-4), 283-293.
- Sibson, R.H., 1994, Crustal stress, faulting and fluid flow. *Geological Society of London - Special Publications*, 78(1), 69-84.
- Sibson, R.H., 1995, Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. *Geological Society of London - Special Publications*, 88(1), 3-19.
- Sibson, R.H., 1998, Brittle failure mode plots for compressional and extensional tectonic regimes. *Journal of Structural Geology*, 20(5), 655-660.
- Sibson, R.H., 2000, Fluid involvement in normal faulting. *Journal of Geodynamics*, 29(3-5), 469-499.
- Siddoway, C., Anderson, M., & Erslev, E., 2011, Formation of basement-involved foreland arches: integrated structural and seismological research in the Bighorn Mountains, Wyoming. In: Varga, R.J., Frey, H., Morgan, C., & Kadyk, D. (eds.), 24th Annual Keck Symposium, 1-8.
- 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.

- Smith, L.B., Eberli, G.P., & Sonnenfeld, M.D., 2004, Sequence stratigraphic and paleogeographic Distribution of Reservoir Quality Dolomite, Madison Formation, Wyoming and Montana. In: Grammer, G.M., Eberli, G.P., & Harris, P.M., (eds.), Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 80, 67-92.
- Sonder, L. J., & Jones, C. H., 1999, Western United States extension: How the West was widened, *Annual Reviews in Earth and Planetary Science*, 27, 417-462.
- Sonnenfeld, M.D., 1996a, An integrated sequence stratigraphic approach to reservoir characterization of the Lower Mississippian Madison Limestone, emphasizing Elk Basin Field, Bighorn Basin, Wyoming and Montana – Part I. Colorado School of Mines, Golden, Colorado.
- Sonnenfeld, M.D., 1996b, An integrated sequence stratigraphic approach to reservoir characterization of the Lower Mississippian Madison Limestone, emphasizing Elk Basin Field, Bighorn Basin, Wyoming and Montana - Part II.. Colorado School of Mines, Golden, Colorado.
- Spiers, C.J., 1979, Fabric development in calcite polycrystals deformed at 400°C. *Bulletin of Mineralogy*, 102, 282-289.
- Srivastava, D., & Engelder, T., 1990, Crack-propagation sequence and pore-fluid conditions during fault-bend folding in the Appalachian Valley and Ridge, Central Pennsylvania. *Geological Society of America*, 102, 116-128.
- Stanton, H. I., & E. A. Erslev, 2004, Sheep Mountain Anticline: Backlimb tightening and sequential deformation in the Bighorn Basin, Wyoming. 53rd Guidebook, Wyoming Geological Association, Casper, 75-87.
- Stearns, D.W., 1964, Macrofracture patterns on Teton Anticline NW Montana. *Transaction of the American Geophysical Union*, 45, 107-108.
- Stearns, D.W., 1968, Certain aspect of fracture in naturally deformed rocks. In: Rieker, R.E., (ed.), *National Science Foundation Advanced Science Seminar in Rock Mechanics*, 97-118.
- Stearns, D.W., 1971, Mechanisms of drape folding in the Wyoming Province. Wyoming Geological Association, 23rd Annual Field Conference Guidebook, 125-144.
- Stearns, D.W., 1978. Faulting and forced folding in the Rocky Mountains foreland. In: Matthews, V., (ed.), *Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States*. Geological Society of America Memoir, 151, 1-37.
- Stearns, D.W., & Friedman, M., 1972, Reservoirs in fractured rock. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 16, 82-106.
- Stilwell, D.P., Davis-Lawrence, S.W., & Elser, A.M., 2010, Reasonable foreseeable development scenario for oil and gas Bighorn Basin planning area, Wyoming. Final Rapport of the United States Department of the Interior, Bureau of Land Management, 176 pp.
- Stone, D. S., 1967, Theory of Paleozoic oil and gas accumulation in Bighorn Basin, Wyoming. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51, 2056-2114.
- Stone, D.S., 1987, Northeast-Southwest structural transect: Rocky Mountain foreland, Wyoming (abs.). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 1015, 1:24,000.
- Stone, D. S., 1993, Basement-involved thrust-generated folds as seismically imaged in the subsurface of the central Rocky Mountain foreland. In: Schmidt, C.J., Chase, R.B., & Erslev, E.A., (eds.), *Laramide basement*

deformation in the Rocky Mountain of the western United States. Geological Society of America Special Paper, 280, 271 - 318.

Stone, D., 2003, New interpretations of the Piney Creek thrust and associated Granite Ridge tear fault, northeastern Bighorn Mountains, Wyoming. *Rocky Mountain Geology*, 38(2), 205–235.

Stone, D. S., 2004, Rio thrusting, multi-stage migration and formation of vertically segregated Paleozoic oil pools at Torchlight Field on the Greybull Platform (Eastern Bighorn basin): implication for exploration. *The Mountain Geologist*, 41, 119-318.

Storti, F., & Salvani, F., 2001, Fault re-activation, fracture patterns, and cataclastic development in the carbonate rocks of the Narni Anticline. The evolution of a model trap structure in the Apennines, Italy. *Journal of Petroleum Geology*, 24, 171-190.

Suchy, V., 2000, Geochemical study of calcite veins in the Silurian and Devonian of the Barrandian Basin (Czech Republic): evidence for widespread post-Variscan fluid flow in the central part of the Bohemian Massif. *Sedimentary Geology*, 131(3-4), 201–219.

Suppe, J., & Medwedeff, D.A., 1984, Fault-propagation folding. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 16, 670

Suppe, J., & Medwedeff, D.A., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 83,409-454.

Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283, 648-721.

Suppe, J., 1985, *Principles of Structural Geology*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 537 pp.

T

Tavani, S., Storti, F., Fernández, O., Muñoz, J. A., & Salvini, F., 2006, 3-D deformation pattern analysis and evolution of the Añisclo anticline, southern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 28(4), 695–712.

Tavani, S., Storti, F., Salvini, F., & Toscano, C., 2008, Stratigraphic versus structural control on the deformation pattern associated with the evolution of the Mt. Catria anticline, Italy. *Journal of Structural Geology*, 30(5), 664–681.

Tavani S., Mencos J., Bausà J., & Muñoz J.A., 2011, The fracture pattern of the Sant Corneli Bóixols oblique inversion anticline (Spanish Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 33, 1662-1680.

Tavani, S., Storti, F., Bausa, J., & Muñoz, J.A., 2012, Late thrusting extensional collapse at the mountain front of the northern Apennines (Italy). *Tectonics*, 31, TC4019.

Templeton, A. S., Sweeney Jr., J., Manske, H., Tilghman, J.F., Calhoun, S.C., Voilich, A., & Chamberlain, C.P., 1995, Fluids and the Heart Mountain fault revisited. *Geology*, 23(10), 929-932.

Thiéry, R., Pironon, J., Walgenwitz, F., & Montel, F., 2000, PIT (Petroleum Inclusion Thermodynamic): a new modeling tool for the characterization of hydrocarbon fluid inclusions from volumetric and microthermometric measurements. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, 701–704.

Thomas, L., 1965, Sedimentation and structural development of Big Horn basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49(11), 1867–1877.

- Thorbjornsen, K.L., & Dunne, W.M., 1997. Origin of a thrust-related fold: geometric vs kinematic tests. *Journal Structural Geology*, 19, 303-319.
- Tikoff, B., & Maxson, J., 2001, Lithospheric buckling of the Laramide foreland during Late Cretaceous and Paleogene, western United States. *Rocky Mountain Geology*, 36, 13–35.
- Towler, B.F., Varma, J., & Harris, H.G., 1992, Analysis of hydrodynamic petroleum entrapment in Sage Creek field, Big Horn Basin, Wyoming. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 8(2), 89–95.
- Travé, A., Labaume, P., Calvet, F., Soler, A., Tritilla, J., Buatier, M. Potdevin, J.L., Séguret, M., Raynaud, S., & Briquieu, L., 1998, Fluid migration during Eocene thrust emplacement in the south Pyrenean foreland basin (Spain) : an integrated structural, mineralogical and geochemical approach. In : Mascle, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H.P., and Fernández, M. (eds.), *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Geological Society of London - Special Publication, 134, 163-188.
- Travé, A., Calvet, F., Sans, M., Verges, 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(1), 73–102.
- Travé, A., Labaume, P., & Vergés, J., 2007, Fluid systems in Foreland Fold-and-Thrust Belts: An overview from the Southern Pyrenees. In: Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F., and Vergés, J. (eds.), *Thrust Belts and Foreland Basins From Fold Kinematics to Hydrocarbons Systems*, Springer, p. 93–115.
- Turcotte, D.L., & Schubert, G., 1982, *Geodynamics*. John Wiley & Sons, New York, 450 pp.
- Twiss R.J. & Unruh J.R., 1998, Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research*. 103(B6), 12205-12222.

U

- Ulmer-scholle, D.S., & Scholle, P.A., 1994, Replacement of evaporites within the Permian Park City Formation, Bighorn basin, Wyoming, U.S.A. *Sedimentology*, 41, 1203-1222.
- Uysal, I.T., Feng, Y.X., Zhao, J.X., Bolhar, R., Isik, V., Baublys, K.A., Yago, A., & Golding, S.D., Seismic cycles recorded in late Quaternary calcite veins: Geochronological, geochemical and microstructural evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 303, 84-96.

V

- Van Geet, M., Swennen, R., Durmishi, C., Roure, F., Muchez, P.H., Geet, M.V.A.N., Durmish, C.I., & Roure, F., 2002, Paragenesis of Cretaceous to Eocene carbonate reservoirs in the Ionian fold and thrust belt (Albania): relation between tectonism and fluid flow. *Sedimentology*, 49, 4, 697–718.
- Vandeginste, V., Swennen, R., Allaey, M., Ellam, R.M., Osadetz, K., & Roure, F., 2012, Challenges of structural diagenesis in foreland fold-and-thrust belts: A case study on paleofluid flow in the Canadian Rocky Mountains West of Calgary. *Marine and Petroleum Geology*, 35(1), 235–251.
- Varga, R.J., 1993, Rocky Mountain foreland uplifts: Products of rotating stress field or strain partitioning? *Geology*, 21, 1115–1118.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O. G. & Strauss, H. (1999) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161, 59-88.

Vice, M.A., & Utgaard, J.E., 1996, Sedimentation and Early Diagenesis on the Mississippian Mission Canyon Platform in the Northern Bighorn Basin Region. *Resources of the Bighorn Basin, 47th Annual Field Conference Guidebook*, 145-157.

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(1-2), 367-392.

W

Walace, W.K., & Homza, T., X., 2004, Detachment Folds versus Fault-Propagation Folds, and Their Truncation by Thrust Faults. In: McClay, K.R., (ed.), *Thrust Tectonics and hydrocarbons systems*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 82, 324-355.

Walsh, J. J., Nicol, A., & Childs, C., 2002, An alternative model for the growth of faults. *Journal of Structural Geology*, 27, 1669-1675.

Wagner, T., Boyce, A.J., & Erzinger, J., 2010, Fluid-rock interaction during formation of metamorphic quartz veins: a REE and stable isotope study from the Rhenish Massif, Germany. *American Journal of Science*, 310, 645-682.

Weertman, J., 1971, Velocity at which liquid-filled cracks move in the Earth's crust or in glaciers. *Journal of Geophysical Research*, 76, 8544-8553.

Wellman, T.P., Shapiro, A.M., & Hill, M.C., 2009, Effects of simplifying fracture network representation on inert chemical migration in fracture-controlled aquifers. *Water Resources Research*, 45(1), 1-21.

Westphal, H., Eberli, G.P., Smith, L.B., Grammer, G.M., & Kislak, J., 2004, Reservoir characterization of the Mississippian Madison Formation, Wind River basin, Wyoming. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 88(4), 405-432.

Whipkey, C.E., Cavaroc, V.V., & Flores, R.M., 1991, Uplift of the Bighorn Mountains, Wyoming and Montana—A sandstone provenance study. *U.S. Geological Survey Bulletin* 1917-D, 20 pp.

Wiltschko, D., Morse, J., Sharp, Z., & Lamb, W. (eds.), 1998. *Analysis of veins in low temperature environments – introduction for structural geologists*. Short Course Notes for the Geological Society of America Annual Meeting, Toronto, October 24-25.

Wiltschko, D.V., Lambert, G.R., & Lamb, W., 2009, Conditions during syntectonic vein formation in the footwall of the Absaroka Thrust Fault, Idaho-Wyoming-Utah fold and thrust belt. *Journal of Structural Geology*, 31(9), 1039-1057.

Wollmer, F.W., 1995, C Program for automatic contouring of spherical orientation data using a modified Kamb method. *Computers & Geosciences* 21, 31–49.

Y

Yale, D.P., 2003, Fault and stress magnitude controls on variations in the orientation of in situ stress. In: Ameen, M., (Ed.), *Fracture and in-situ stress characterization of hydrocarbons reservoirs*, Geological Society of London - Special Publication, 203, 55-64.

Yardley, B.W.D., Banks, D.A., Bottrell, S.H., & Diamond, L.W., 1993. Post-metamorphic gold quartz veins from NW Italy - the composition and origin of the ore fluid. *Mineralogical Magazine* 57(388), 407-422.

Yardley, B.W.D., 1983, Quartz veins and devolatilization during metamorphism. *Journal of the Geological Society*, 140(4), 657–663.

Yu, H.-S., & Chou, Y.-W., 2001, Characteristics and development of the flexural forebulge and basal unconformity of Western Taiwan Foreland Basin. *Tectonophysics*, 333, 277-291.

Z

Zahm, C.K., & Hennings, P.H., 2009, Complex fracture development related to stratigraphic architecture: Challenges for structural deformation prediction, Tensleep Sandstone at the Alcova anticline, Wyoming. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 93(11), 1427-1446.

Zhang, Y., & Frantz, J.D., 1987, Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, 64(3-4), 335–350.

Zhang, S.Q., & Tullis, T.E., 1998. The effect of fault slip on permeability and permeability anisotropy in quartz gouge. *Tectonophysics*, 295 (1-2), 41-52.

Zheng, Y. F., 1999, Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulphate minerals. *Geochemical Journal*, 33, 109-126.

Zoback, M.L., Anderson, R.E., & Thompson, G.A., 1981, Cainozoic Evolution of the State of Stress and Style of Tectonism of the Basin and Range Province of the Western United States. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 300(1454), 407–434.

Zoback, M.D., & Townend, J., 2001, Implications of hydrostatic pore pressures and high crustal strength for the deformation of intraplate lithosphere. *Tectonophysics*, 336(1-4), 19–30.

Table des figures

Figure 1-1 : Résumé des natures des fluides et des chemins qu'ils empruntent dans un bassin d'avant-pays flexural.....	14
Figure 1-2 : Diagramme récapitulatif des paramètres et processus influençant les relations fluides-roches lors du plissement, proposé par Evans et Fischer (2012).	16
Figure 1-3 : Carte géologique du bassin du Bighorn, Wyoming, Montana, USA.	21
Figure 2-1 : Principaux mécanismes de sollicitation du plissement (modifié d'après Suppe, 1985)	24
Figure 2-2: Mécanismes de croissance de pli.....	25
Figure 2-3 : Cinématique et géométrie des 3 types de plis.....	26
Figure 2-4 : Exemples de plis passifs et réseau de fractures associé.....	27
Figure 2-5: Modèles cinématiques de plis forcés à cœur de socle, ces modèles mettent l'accent sur les déformations de la couverture dans le cas où la faille reste dans le socle (Johnson et Johnson, 2002a).....	28
Figure 2-6 : schéma conceptuel de la triangular shear zone par Erslev et Rogers, 1993.....	29
Figure 2-7: Les différents modes de propagation de la fracturation.....	32
Figure 2-8: Différents types de failles d'accommodation du plissement	33
Figure 2-9 : Relation entre épaisseur d'un banc et fracturation en mode I.	35
Figure 2-10 : Chemin suivi par la propagation d'une fracture en fonction de la présence d'hétérogénéité (grain) et de la porosité (gris foncé).....	35
Figure 2-11 : Veines en échelon de type I (a, d) et de type II (b, e), et mécanismes permettant la formation de ces veines (c)	36
Figure 2-12 : Schématisation de la ligne neutre d'une couche plissée, séparant l'extrados extensif et de l'intrados compressif.	37
Figure 2-13 : Distribution des contraintes et des déformations liées à la courbure de différents plis sur faille de socle	38
Figure 2-14 : Différents modèles conceptuels de distribution des fractures liées au plissement	40
Figure 2-15 : Illustration de la distribution et de la séquence des fractures et plans de dissolution-précipitation dans l'anticlinal d'Añisclo.....	41
Figure 2-16 : Modèle conceptuel de la fracturation d'extrados développé par Bergbauer et Pollard (2003)	42

Figure 2-17 : Modélisation par éléments finis montrant la distribution, la magnitude et l'orientation a) de la contrainte principale maximum, b) de la contrainte principale minimum dans une couche carbonatée dans un pli en duplex	43
Figure 2-18 : Différents types de distribution de la déformation dans le socle observés en fonction de la foliation présente (A, B et C) ou absente (D).....	46
Figure 2-19 : Classification des veines basée sur la morphologie des cristaux.....	51
Figure 2-21 : Séquence de mécanisme de “crack-seal”	52
Figure 2-22 : Croissance cristalline dans une veine synthétique sous une migration de gauche à droite.....	56
Figure 2-23 : Exemple de séquence paragénetique visant à comprendre l'impact de la diagénèse sur la qualité réservoir des couches.....	62
Figure 2-24 : Simulation de développement d'un réseau de fractures (a1, b1, c1) et perméabilité locale correspondante (a2 : nulle, b2 :chenallisée, c2 : distribuée).....	63
Figure 2-25 : Diagramme des différentes partie d'une zone de faille normale bordant un bassin d'avant-pays (a) et évolution de la porosité et perméabilité correspondantes (b) (Agosta, 2008).	65
Figure 2-26 : Propriétés physiques (densité de fractures et perméabilité) dans les zones de failles	65
Figure 2-27 : Système de migration de fluides dans les zones d'endommagement de différentes failles connectées en profondeur dans les Alpes italiennes.....	66
Figure 2-28 : Diagramme présentant les paramètres contrôlant la rupture et la réactivation d'un plan de faille dans le modèle fault-valve (Sibson, 1994).....	67
Figure 2-29 : Modèle de pompage des fluides vers la profondeur	68
Figure 2-30 : Reconstitution de la pression de fluides durant les évènements décrits en figure 2-29.	68
Figure 2-31 : Modèle d'évolution de la déformation dans un réservoir poreux encadré par des roches imperméables depuis le dépôt de la couche jusqu'au plissement (Roure et al., 2005).	70
Figure 2-32 : Schéma récapitulatif des facteurs qui influencent les circulations de fluides dans les couches lors du plissement (Evans et Fischer, 2012).....	71
Figure 2-33 : Résumé des natures des fluides (et des valeurs isotopiques de l'oxygène correspondantes en Standard Mean Ocean Water, SMOW) et des chemins qu'ils empruntent dans une chaîne plissée (Rygel et al., 2009).....	73
Figure 2-34 :Le Squeegee	74
Figure 2-35 : Modèle paléo-hydrologique dans l'avant pays des Rocheuses canadiennes.	75
Figure 2-36 : Caractérisation géochimique des fluides de l'antinal d'El Guix, Pyrénées espagnoles.....	76

Figure 2-37 : Proposition de reconstruction de migrations de fluides au niveau des chevauchements de Gavarnie (GT) et de Mont-Perdu (MPT).	77
Figure 2-38 : Modèle paléo-hydrologique des circulations de fluides syn-tectoniques à l'échelle de la chaîne plissée dans les Appalaches.	79
Figure 2-39 : Modèle de paléo-hydrologique des plis de détachement du complexe Nuncios Fold	80
Figure 2-40 : Modèle de migration de fluide dans la chaîne plissée et l'avant pays des Rocheuses Canadiennes au Laramien.....	81
Figure 2-41 : Modèle de migrations de fluides depuis le Jurassique dans la chaîne plissée des Rocheuses Canadiennes.....	82
Figure 2-42 : Modèle paléo-hydrologique montrant la migration des fluides superficiels en profondeur	85
Figure 3-1 : a) carte des accidents protérozoïques affectant le craton Nord-Américain.....	90
Figure 3-2 : Carte de la répartition des hauts de socle associés aux Ancestral Rockies formées durant l'orogénèse Ouachita-Marathon (modifié d'après Marshak et al., 2000).....	90
Figure 3-3 : a) Carte de l'Ouest du craton Nord Américain où sont reportées les provinces orogéniques de la compression Sevier-Laramienne.....	92
Figure 3-4 : Reconstruction palinspastique des isopaques de la formation Morrison (Jurassique Supérieur, en mètres) et localisation des structures durant cette période.....	93
Figure 3-5: Reconstruction palinspastique des isopaques des formations du Turonien (en mètres) et localisation des structures durant cette période.....	94
Figure 3-6 : Résumé de l'orientation des contraintes principales horizontales liée aux compressions Sevier (thin-skinned, en haut) et Laramienne (thick-skinned, en bas).....	95
Figure 3-7 : Carte de l'Ouest du craton Nord-Américain.....	96
Figure 3-8 : A) Coupe crustale schématique recoupant le Bassin du Bighorn (BHB) du Sud-Ouest au Nord-Est et le bassin de Powder River (PRB) d'Ouest en Est. B) Reconstruction du relief au Protérozoïque (Marshak et al., 2000).	97
Figure 3-9 : Evolution de l'Ouest du craton Nord-Américain depuis la fin de l'orogénèse Sevier jusqu'à l'actuel dans le repère géographique actuel.....	98
Figure 3-10 (ci-contre) : a) Carte géologique simplifiée du bassin du Bighorn.....	101
Figure 3-11 : Cartes de l'extension des dépôts du Cambrien (a), de l'Ordovicien (b), du Silurien (c), du Dévonien (d), du Mississippien (e), du Pennsylvanien (f) et du Permien (g).	102
Figure 3-12 : Reconstruction palinspastique des isopaques des formations du Campanien (en mètres) et localisation des structures durant cette période.....	107
Figure 3-13 : Reconstruction palinspastique des isopaques des formations du Maastrichtien (en mètres) et localisation des structures durant cette période.....	108

Figure 3-14 : Cartes des isopaques de la formation Fort Union dans le bassin du Bighorn (en pieds, Modifié d'après Thomas, 1965)	110
Figure 3-15 : Premières interprétations structurales de l'anticlinal de Elk Basin, Wyoming/Montana, compilées par Stone, 1993.	111
Figure 3-16 : Carte des isopaques de la formation Phosphoria (Permien), schéma structural et coupes de l'anticlinal de Elk Basin (Wyoming/Montana).	112
Figure 3-17 : Exemples de structures impliquant le socle dans les bassins d'avant-pays laramiens.	113
Figure 3-18 : Modèle lithosphérique pour les failles inverses à l'origine des arches.	114
Figure 3-19 : Modèles conceptuels de configuration structurale de la lithosphère dans la chaîne plissée Laramienne.	115
Figure 4-1 : Exemple de traitement des données de fracturation par le logiciel FIT	120
Figure 4-2 : Photographies des fractures dans la formation Gros Ventre de RMA.	121
Figure 4-3: Microphotographies de chronologies observées en lames minces dans les différents plis et dans différentes formations.....	122
Figure 4-4 : Relations géométriques entre fracture extensive en tension (joint) et champs de contrainte appliqué.....	125
Figure 4-5 : Schéma illustrant les données mesurées sur la faille (en bleu) et les données du tenseur calculé par la méthode Angelier.....	126
Figure 4-6 : Schéma d'une déformation le long d'un plan de macle	127
Figure 4-7 : Exemple de sorties après le calcul d'un tenseur	129
Figure 4-8 : Le diagramme de Mohr	132
Figure 4-9: Diagramme corrélant la teneur en Mn, élément activateur, à l'intensité de luminescence	136
Figure 4-10 : Schéma récapitulatif de la luminescence de la calcite observée en fonction de la quantité d'ion Mn(II) et d'ion Fe(II) dans les cristaux.....	137
Figure 4-11 : Evolution de l'apparence d'une inclusion fluide aqueuse selon les conditions P-T lors de l'exhumation de l'échantillon.	144
Figure 4-12 : Evolution de l'apparence d'une inclusion fluide à hydrocarbures selon les conditions P-T lors de l'exhumation de l'échantillon.....	144
Figure 4-13 : Schéma de caractérisations des différents assemblages d'inclusions fluides, avec les mécanismes de croissance reliés.....	145
Figure 4-14: Assemblage primaire d'inclusions fluides biphasique à hydrocarbures dans l'échantillon 13P, Sheep Mountain Anticline.	146
Figure 4-15 : Relations pression température des isochores et isoplèthe des systèmes aqueux en fonction de la salinité d'après l'équation d'état de Bodnar et Vityk (1994).....	148
Figure 4-16: Image MCBL d'une inclusion fluide de l'échantillon 13 P (SMA) après binarisation par traitement informatique.....	150

Figure 4-17 : Exemple de modélisation PIT.....	151
Figure 4-18 : Trois cas possibles d'association d'inclusions fluides aqueuses et à hydrocarbures et détermination des conditions thermobarométriques du piégeage en fonction du degré de saturation en gaz.....	152
Figure 4-19 : Microphotographies de lames minces et paragenèses observables dans différents plis du bassin et différentes formations et lithologies.....	155
Figure 4-20 : Microphotographies des lames minces et paragenèses observables dans les veines ne répondant pas aux critères de sélections (exemples de l'anticlinal de Rattlesnake Mountain).....	157
Figure 4-21 : Microphotographies en cathodoluminescences et spectres correspondants obtenus par diffractométrie de rayons X.....	158
Figure 5-1 : Géologie de Sheep Mountain Anticline.....	162
Figure 5-2 : Panorama de la partie Sud-Est de l'anticlinal de Sheep Mountain.....	163
Figure 5-3 : Colonne stratigraphique complète des couches affectées par l'orogénèse laramienne dans le bassin du Bighorn.....	163
Figure 5-4 : Différentes interprétations de la structure profonde de l'anticlinal de Sheep Mountain.....	165
Figure 5-5 : Proposition de coupe équilibrée de l'anticlinal de Sheep Mountain et de la structure parasite (Amrouch et al., 2010a).....	166
Figure 5-6 : Résumé de la séquence de fracturation de l'anticlinal de Sheep Mountain (d'après Bellahsen et al., 2006a ; Amrouch et al., 2010a).....	168
Figure 5-7 : Modélisation élastique des contraintes principales lors de l'accumulation du raccourcissement le long du plan de faille (Bellahsen et al., 2006b).....	169
Figure 5-8 : Modèle conceptuel d'évolution cinématique des plis à cœur de socle basé sur l'exemple de SMA (Bellahsen et al., 2006b).....	170
Figure 5-9 : Carte géologique simplifiée de la partie Nord-Ouest de l'Anticlinal de SMA.....	172
Figure 5-10 : Profil élémentaire du Magnésium réalisé à la microsonde EDS sur l'échantillon du set II 09P (Phosphoria, flanc arrière).....	190
Figure 5-11 : Profil élémentaire réalisé à la microsonde NanoSIMS à ablation laser sur l'échantillon 09P.....	191
Figure 5-12 : Microphotographie d'assemblage d'inclusions fluides biphasiques primaires (a) et secondaires (c) dans l'échantillon 13P.....	193
Figure 5-13 : Histogramme de répartition des populations d'inclusions fluides en fonction de la valeur de la température d'homogénéisation mesurée en microthermométrie.....	193
Figure 5-14 : Spectrogramme obtenue en spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier sur une inclusion fluide à hydrocarbures de l'échantillon 13P.....	194

Figure 5-15 : Caractérisation des conditions P-T du piégeage des hydrocarbures à partir de l'intersection entre l'isochore des inclusions fluides à hydrocarbures et l'isochore des inclusions fluides aqueuses.....	195
Figure 5-16 : Schéma récapitulatif des différents chemins de circulation possibles à l'échelle du bassin du Bighorn	197
Figure 5-17 : Nouvelle coupe interprétative de la structure profonde de l'anticlinal de Sheep Mountain.....	199
Figure 5-18 : Observation en microscopie optique de la lame 21M et schéma interprétatif des relations chronologiques entre les différentes étapes de fracturation en tension et de pression-dissolution.	210
Figure 5-19 : Séquence de déformation durant la phase LPS précoce du plissement d'après l'étude de SMA	213
Figure 5-20 : Modèle paléohydrologique de SMA durant l'étape syn-plissement.....	214
Figure 6-1: Géologie de Rattlesnake Mountain Anticline.....	220
Figure 6-2 : Coupes de l'anticlinal de Rattlesnake Mountain (Erslev, 1986).....	221
Figure 6-3 : Carte de microstructurale de Rattlesnake Mountain Anticline	223
Figure 6-4 : Colonne stratigraphique à l'échelle du bassin prenant en compte les variations latérales de faciès de l'Ouest à l'Est.....	224
Figure 6-5 : Localisation des autres structures étudiées sur une carte satellitaire des montagnes du Bighorn	226
Figure 6-6 : Photographies de l'anticlinal de Little Sheep Mountain	227
Figure 6-7 : a) Photographie de l'anticlinal de Paintrock,	230
Figure 6-8 : a) Photographie du pli en genou dans le flanc arrière des Bighorn Mountains ..	231
Figure 6-9 : a) Géologie de l'anticlinal d'Elk Basin, Wyoming/Montana.	232
Figure 6-10 : a) Photographie d'un affleurement des grès du Campanien appartenant aux formations Clagett Shales and Judith River dans l'anticlinal de Elk Basin.	232
Figure 6-11 : Profils théoriques du déplacement le long du plan de faille en fonction des hypothèses posées à RMA.....	263
Figure 6-12: Modèle de connexion de segments de failles qui se propagent lors du mouvement (Kim et Sanderson, 2005).	264
Figure 6-13: Géométrie, dépointe et profil de déplacement associés à la réactivation d'une faille héritée entre deux segments de failles normales en propagation	265
Figure 6-14 : Modèle de réactivation des failles mal orientées (B) lors de l'inversion d'une faille de socle idéalement orientée (A).....	265
Figure 6-15: Illustration de l'influence du rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes (ϕ) sur le cercle de Mohr.	267
Figure 6-16 : Évolution du différentiel $\Delta\sigma_v$ au cours des phases de fracturations successives à RMA.....	271

Figure 6-17 : Modification de la construction du diagramme de Mohr par rapport à la normalisation en fonction de la profondeur de SMA.....	322
Figure 6-18 : Courbes de l'évolution du $\Delta\sigma_v$ en fonction du temps à SMA (en rouge) et à RMA (en noir) durant le plissement s.l.	324
Figure 6-19 : Provinces géologiques et tectoniques de la Precambrian Belt Basin.....	329
Figure 6-20 : Observations de lames minces et épaisses d'échantillons de socle prélevé à Rattlesnake Mountain Anticline.....	331
Figure 7-1 : Modèle mécanique de distribution de la déformation déviatorique pour une lithologie multi-couche avec deux niveaux de détachements	347
Figure 7-2 : Diagramme montrant les relations entre déformations observées et profondeur dans la croûte depuis les zones ductiles profondes aux zones cassantes superficielles...	348
Figure 7-3 : Modèle cinématique proposé pour la formation d'un biseau de socle dans les plis Laramiens.....	349
Figure 7-4 : Modèle cinématique expliquant la localisation de la charnière suggérée par les données géochimiques à SMA.	351
Figure 7-5 : Comparaison des observations à RMA au modèle proposé pour l'Anticlinal de Bargy (Smart et al., 2012).....	358
Figure 7-6 : Organigramme représentant les facteurs et les relations gouvernant les relations entre déformation/tectonique et fluides (circulation et système P, T, X).....	366
Figure A-1 : Spectres d'absorption d'inclusions à hydrocarbures de l'échantillon 13P mesurés par microspectrométrie en microscopie infrarouge à transformée de Fourier.	424
Tableau 6-A (ci-contre) : Tableau récapitulatif des données relatives aux tenseurs des contraintes utilisées ou obtenues par la construction des cercles de Mohr (Figure 20, Beaudoin et al., 2012).	268
Tableau 7-A : Degré de contrôle par les différents paramètres du système de fluides (chimie, température et pression) dans les plis de socle laramiens.	360
Tableau 7-B: Degré de contrôle par les différents paramètres du développement des déformations à méso- et micro-échelle dans les plis de socle laramiens.	361
Tableau 7-C : Degré de contrôle par les différents paramètres de la pression de fluide dans les couches carbonatées des plis de socle laramiens.	361
Tableau 7-D : Degré de contrôle des différents paramètres du système de fluides à l'échelle de la structure pendant la phase syn-pli s.s. dans différents exemples naturels.	368
Tableau 7-E : Degré d'implication des facteurs de contrôle du système de fluides à l'échelle de l'avant-pays dans différent cas naturels reflétant des contextes tectoniques et stratigraphiques différents.	370
Tableau A-1 : : Résultats des analyses des isotopes stables de l'oxygène, du carbone et du strontium dans les veines et dans les fractions carbonatées des matrices.	419

Tableau A-2 : Résultats des analyses réalisées sur les inclusions fluides à hydrocarbures dans l'échantillon 13P.....	423
Tableau A-3 : Salinité des inclusions fluides aqueuses calculées depuis les spectres obtenus par microspectrométrie RAMAN dans les différents plis.....	425

Annexes

I. Résultats des analyses géochimiques

La partie suivante présente les résultats obtenue des analyses géochimiques des ciments, les données de géochimie isotopiques, présentées en matériel supplémentaire des articles *Beaudoin et al., 2011* et *Beaudoin et al., in review* sont résumées dans la table A-1, ces analyses ont été effectuée à l'ISTeP (O,C) et par l'université de Madrid (Sr). Les données utilisées pour la modélisation des conditions thermo-barométriques des inclusions fluides à hydrocarbures sont résumés dans les tableaux A-2. Ceux ci présente les résultats des observations en microscopie confocale à balayage laser et les résultats de la spectrométrie infra-rouge à transformée de Fourier, dont les spectres sont reportés à la suite, dans la figure A-1. J'ai réalisé ces analyses au laboratoire G2R de l'université de Nancy. Enfin, la table A-3 présente les résultats de la microspectrométrie RAMAN réalisée au laboratoire G2R de l'université de Nancy sur les inclusions à fluides aqueuses pour déterminer la salinité du fluide. Ces données sont utilisées dans *Beaudoin et al., in review*.

Tableau A-1 (ci-après) : Résultats des analyses des isotopes stables de l'oxygène, du carbone et du strontium dans les veines et dans les fractions carbonatées des matrices. Ces résultats ont été utilisés dans Beaudoin et al., 2011 (SMA) et dans Beaudoin et al., in review.

Table A-1 (see next): Geochemical data of stable isotope for oxygen, carbon and strontium in veins' cements and in limestone portion of host-rocks. These data were used in Beaudoin et al., 2011 (SMA) and in Beaudoin et al., in review.

Annexe A: Géochimie isotopique stable de l'oxygène, du carbone et du strontium

Échantillon	Structure	Formation	Famille de fractures	Géochimie de la veine			Géochimie de la matrice		
				$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰PDB)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰PDB)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
R005		Phosphoria	S-III	-20,87	-1,07		-0,61	0,38	
R006		Madison	P-I	-22,69	-1,30		-1,64	3,54	
R006		Madison	S-II	-23,09	-0,06		-1,64	3,54	
R008		Bighorn	L-II	-22,26	0,14	0,71128			
R009		Bighorn	P-I	-19,96	-0,68				
R012		Bighorn	U.S.	-22,62	-0,39		-7,76	-0,74	
R014		Bighorn	U.S.	-19,45	-0,25		-3,89	-0,51	
R016		Bighorn					-2,11	-0,32	
R016		Bighorn					-2,11	-0,32	
R017		Bighorn	U.S.	-14,92	-1,06				
R018		Bighorn	P-I	-16,81	-0,18		-3,94	-0,16	
R019		Bighorn	S-II	-18,63	-0,49		-3,66	0,22	
R023		Bighorn	P-I	-18,88	-0,61				
R024		Bighorn	U.S.	-22,96	-0,05				
R028		Bighorn	S-II	-21,64	-0,37	0,71245			
R033		Bighorn	S-II	-19,33	-0,38				
R036		Bighorn	L-I	-19,33	-0,54		-5,19	-0,52	
R036		Bighorn					-5,55	0,99	
R037		Bighorn	P-I	-19,93	0,10		-5,55	0,99	0,70849
R037		Bighorn	S-II	-20,11	-0,14		-7,33	-1,06	
R041		Bighorn	L-I	-22,01	-1,03				
R042		Bighorn	S-II	-20,44	-0,34		-9,20	-0,32	
R046		Gallatin	S-I	-6,99	-0,27		-7,32	-0,39	
R047		Gallatin	P-I	-14,24	1,44		-10,40	-0,48	
R052		Gallatin	L-II	-19,85	0,88		-11,35	0,10	
R053		Gallatin	U.S.	-18,93	0,17		-11,35	0,10	
R053		Gallatin					-7,18	-0,31	
R054		Gallatin					-7,18	-0,31	
R054		Gallatin					-6,28	-1,35	
R055		Bighorn	L-I	-19,99	-0,44		-6,76	-1,38	
R055		Bighorn	U.S.	-13,43	-0,38		-7,41	-1,35	
R055		Bighorn	U.S.	-13,36	-0,42		-7,41	-1,35	
R057		Bighorn					-6,76	-1,38	
R057		Bighorn					-6,76	-1,38	
R057		Bighorn					-3,48	-0,74	
R058		Bighorn	P-I	-20,94	-0,19		-3,48	-0,74	
R058		Bighorn					-3,69	-0,60	
R059		Bighorn					-3,69	-0,60	
R059		Bighorn					-4,07	-0,70	
R060		Bighorn	S-I	-19,22	0,12		-4,07	-0,70	
R060		Bighorn	S-II	-19,37	-0,20		-7,31	-0,88	
R062		Bighorn	L-I	-19,20	-0,18				
R062		Bighorn	U.S.	-19,77	-0,81		-7,31	-0,88	
R064		Bighorn	L-I	-23,60	-0,13				
R070		Tensleep	S-I	-18,99	1,16		-4,52	1,99	
R079		Phosphoria	S-III	-18,80	-0,65	0,71193	-6,59	2,66	
R084		Phosphoria	L-II	-16,51	0,12	0,71134	-6,59	2,66	
R084		Phosphoria	P-I	-24,63	0,20		-4,16	4,71	
R093		Madison	L-I	-20,16	-0,54		-6,29	5,24	
R097		Madison	S-I	-12,39	-1,02		-6,29	5,24	
R097		Madison					-6,17	5,47	
R098		Madison	L-I	-12,96	2,10		-6,17	5,47	
R098		Madison	S-I	-14,61	1,41				
R104	Rattlesnake Mountain Anticline	Three Forks	L-I	-22,27	-1,35	0,71246	-4,02	-1,89	
R104		Three Forks	U.S.	-20,50	-0,71		-4,02	-1,89	
R105		Three Forks	P-I	-20,26	-0,24		-2,48	0,74	
R107		Three Forks	S-II	-17,55	-1,28		-3,38	-0,38	
R108		Tensleep	P-I	-16,51	0,50		0,89	-1,83	
R111		Tensleep	U.S.	-18,48	-0,28		0,64	-0,66	
R112		Tensleep	L-I	-15,62	-0,49		-3,99	-1,90	
R112		Tensleep	L-I	-15,62	-0,49		-3,99	-1,90	
R113		Tensleep	P-I	-16,94	0,34		0,92	-1,07	
R117		Gallatin	P-I	-18,59	-0,42				
R117		Gallatin	P-I	-17,71	-2,82				
R117		Gallatin	U.S.	-18,77	-0,69				
R117		Gallatin	U.S.	-17,76	-3,44				
R119	Basement	S-I	-11,90	-5,53					
R119	Basement	U.S.	-13,07	-5,13					
R122	Basement					-10,24	-4,78		
R124	Basement	Dike	-17,42	-6,17					
R124	Basement	Dike	-12,25	-5,60					
R124	Basement	S-I	-12,30	-4,89					
R132	Basement								

1,01626

R135		Madison	L-II	-4,77	0,71	-5,07	0,81
R135		Madison	S-III	-3,60	1,02	-5,07	0,81
R137		Madison	L-I	-5,22	1,71	-6,12	1,87
R138		Madison	S-III			-5,39	2,27
R140		Madison	S-III	-8,79	2,05		
R150		Gros-Ventre	L-I	-14,64	0,09	-6,65	0,02
R153		Gros-Ventre	L-II	-18,95	-2,94		
R153		Gros-Ventre	S-I	-14,65	-1,02		
R154		Gros-Ventre	S-I	-14,22	-0,77	-8,25	-1,09
R154		Gros-Ventre	S-I	-13,85	-0,57	-8,25	-1,09
R154		Gros-Ventre	S-I			-8,25	-1,09
R155		Gros-Ventre	S-III	-14,55	-0,73	-6,99	-0,87
R157		Gros-Ventre	P-I	-19,11	-0,63	-7,75	-0,99
R157		Gros-Ventre	S-I	-13,67	-0,78	-7,75	-0,99
R161		Gros-Ventre	L-I	-6,50	0,71		
R163		Gros-Ventre	S-II	-6,68	0,65		
R173		Basement					0,72840
R208		Madison	L-II	-14,98	-0,27		
R216		Madison	P-I	-12,32	-0,33		
R222		Gros-Ventre	F	-14,80	-0,13		
R222		Gros-Ventre	S-II	-21,09	-0,72	-8,81	-1,50
R227		Gros-Ventre	S-I	-14,38	-0,38	-8,08	-0,36
R227		Gros-Ventre	S-III	-14,46	-0,38	-8,08	-0,36
R229		Three Forks	L-I	-14,89	-0,28	-9,29	-0,57
R229		Three Forks	L-II	-13,34	-0,47		
R235		Gros-Ventre	L-I	-6,34	-0,16	-7,13	-0,03
R236		Gros-Ventre	L-I	-9,80	-0,01		
R237		Gros-Ventre	L-I	-6,93	0,60	-6,75	0,61
R255		Flathead	L-I	-8,52	1,30		
R255		Flathead	S-I	-15,71	-0,35	-8,46	-0,20
R257		Flathead	L-II	-6,34	-7,76		
R263		Flathead	L-II	-15,89	-4,24	0,71599	-14,14
R263		Flathead	L-II			-14,14	-3,32
R284		Gallatin	L-I	-8,77	-0,72	-6,75	-0,57
R302		Madison	L-II	-12,79	1,65	-3,45	3,98
R303		Madison	L-II	-18,54	1,06	0,71021	
R306		Madison	P-I			-6,39	-0,99
BH06		Phosphoria	L-I	-9,34	4,05	-5,36	4,61
BH06		Phosphoria	U.S.	-10,65	2,62	-5,36	4,61
BH08		Phosphoria	S-I	-12,47	4,38		
BH11		Phosphoria	L-I	-9,44	3,02	-3,66	5,07
BH12		Phosphoria	L-I	-11,30	3,54	0,70848	-4,92
BH12		Phosphoria	L-I			0,70888	4,95
BH14		Phosphoria	L-I	-14,21	2,22	-4,61	4,80
BH14	BigHorn Mountain	Phosphoria	U.S.	-4,28	4,79	-4,61	4,80
BH15		Phosphoria	P-I	-11,60	1,01	-5,23	5,77
BH15		Phosphoria	P-I	-11,25	4,15	-5,23	5,77
BM11		Basement					0,75662
BM14		Madison	L-I	-13,58	-4,00	-4,45	0,09
BM17		Madison	S-II	-12,31	0,33	-6,71	1,98
BM18		Madison	S-I	-11,01	1,06	-5,73	2,21
D05		Cloverly	L-II	-14,16	-7,63		
D09	PaintRock Anticline	Cloverly	S-III	-11,92	-6,86	-12,25	-8,01
D11		Cloverly	L-I	-12,06	-6,70		
LSM01		Madison	S-I	-17,86	-1,49	-1,87	3,41
LSM01		Madison	S-III	-18,60	-5,41	-1,87	3,41
LSM03		Madison	L-II	-9,46	0,54	-1,87	3,01
LSM03		Madison	L-II			-1,87	3,01
LSM07		Madison	L-II	-9,12	-1,41	-1,62	
LSM07	Little Sheep Mountain	Madison				-1,62	2,65
LSM07		Madison				-1,62	2,65
LSM08	Anticline	Madison	L-I	-1,40	0,69	-4,65	0,80
LSM08		Madison	L-II	-1,39	0,71	-4,65	0,80
LSM09		Madison	L-II	-17,21	-0,18	-2,78	1,00
LSM09		Madison	U.S.	-17,89	-0,14	-2,78	1,00
LSM12		Madison	S-III	-5,94	-0,91	0,70927	-2,51
LSM12		Madison	S-III	-6,79	1,59	-2,51	3,10
1		Tensleep				-12,45	-9,61
2		Tensleep				-10,96	-3,07
4		Tensleep	U.S.	-21,85	-23,35	-1,13	
6		Phosphoria	L-II	-3,07	0,38	0,70744	3,01
6		Phosphoria	S-III	-2,19	0,36	0,70744	3,01
6		Phosphoria	U.S.	-2,98	0,11	3,01	3,68
8		Phosphoria	S-III	-7,85	-3,40	-9,51	1,70
9		Phosphoria	L-I	-12,77	-20,92	0,70764	-1,09
9		Phosphoria	L-I			-1,09	5,24
11		Phosphoria				-2,41	4,16
12		Phosphoria				-4,69	3,35
12		Phosphoria				-4,14	3,81
13		Phosphoria	L-I	-17,89	-8,92	0,70759	-1,94
13		Phosphoria	S-III	-9,66	-2,44	-1,94	4,82
13		Phosphoria	S-III			-1,94	4,82
14		Phosphoria	U.S.	-15,47	-5,64	-1,19	5,22

15		Phosphoria	S-III	-14,99	0,34	-1,08	4,66
18		Tensleep	L-II	-20,82	-9,24	-13,42	-5,36
21		Madison	L-I	-17,17	2,54	-2,38	4,43
24		Madison	S-III	-19,95	-3,41	-5,07	1,47
28		Phosphoria				-1,79	5,27
29		Phosphoria				-0,60	4,03
30		Phosphoria				-2,54	4,36
31		Tensleep	S-III	-19,67	-9,26	-11,63	-1,32
35		Amsden	S-III	-5,00	1,00		
40		Madison	L-II	-19,57	-5,16	-3,09	6,36
41		Tensleep	S-III	-18,18	-1,04	-5,25	3,69
44		Phosphoria	S-III	-4,82	-1,12	-5,98	-0,41
44		Phosphoria	U.S.	-4,65	-0,22	-5,98	-0,41
45		Phosphoria				-2,14	2,98
46		Madison	L-I	-14,84	-0,95	-5,40	-1,10
47		Tensleep	L-I	-22,94	-25,03	-4,67	-0,79
47		Tensleep	S-III	-18,18	-16,93	-4,77	-1,00
48		Tensleep	L-I	-11,81	-7,83	-0,06	0,76
49		Tensleep	L-I	-18,50	-13,98	-3,75	1,32
50		Phosphoria	L-I	-11,57	0,23	-5,71	4,59
51		Phosphoria	L-I	-22,83	-8,78	-6,56	4,16
53		Phosphoria	L-I	-17,52	-3,40	-4,00	3,53
54		Phosphoria				-4,95	5,16
59		Phosphoria	S-III	-19,26	-18,08	-7,62	-0,12
60		Phosphoria	S-III	-15,39	-8,63	-0,17	3,78
67		Amsden	S-III	-15,22	-4,52		
68		Amsden	L-I	-14,06	-0,15	-4,61	0,41
71		Amsden				-8,13	4,48
13-10		Phosphoria	L-II	-22,34	-5,28	-5,58	2,84
38 1-2		Phosphoria	S-III	-22,10	-6,30	-3,58	1,21
38 1-3	Sheep	Phosphoria				-7,54	-1,17
38 9	Mountain	Phosphoria				-3,17	2,17
S06M	Anticline	Madison				-2,72	4,31
S10A		Tensleep	L-II	-20,78	-11,77		
S13A		Madison	L-I	-15,81	-0,63	-5,89	-1,24
S14A		Amsden	L-I	-20,75	-21,06	1,25	0,83
S14B		Amsden	L-II	-15,94	-11,54	1,25	0,83
S14C		Amsden	L-II	-21,83	-17,12	1,25	0,83
S15A		Amsden	S-III	-16,22	-6,22		
S16B		Amsden	L-II	-6,12	-1,16	-0,02	-0,76
S17X		Tensleep	L-II	-18,05	-8,62		
S18X		Tensleep	S-III	-19,97	-11,53	-1,13	
S19*		Tensleep	S-III	-22,51	-15,59	-1,13	
S21A		Amsden	S-III	-22,61	-16,94		
S22A		Tensleep	S-III	-22,61	-14,33	-9,62	-2,24
S24A		Madison	U.S.	-14,33	-7,00	-1,65	3,63
S25A		Madison	U.S.	-12,33	-16,00		
S25B		Madison	U.S.	-11,86	-14,59		
S27M		Phosphoria				-3,27	4,44
S28A		Phosphoria	L-I	-8,75	1,35	-3,38	4,23
S2A		Phosphoria	L-II	-20,64	-10,39	-11,08	-2,46
S30A		Phosphoria	L-I	-7,07	0,25	-5,67	3,33
S31A		Phosphoria	S-III	-13,77	-5,81	-3,55	4,39
S32A		Phosphoria	L-I	-2,78	3,85	-3,52	4,33
S35A		Phosphoria	L-II	-4,38	2,94	-3,86	4,07
S35B		Phosphoria	S-II	-5,18	4,11	-3,86	4,07
S36B		Phosphoria	L-II	-5,69	1,27	-2,07	1,49
S37A		Phosphoria	U.S.	-8,37	1,74		
S37B		Phosphoria	U.S.	-12,70	-3,68		
S38C		Phosphoria	L-I	-9,68	-4,45	-3,08	-1,70
S41C		Tensleep	U.S.	-21,86	-3,28	-1,20	-5,20
S43A		Tensleep	L-I	-18,05	-6,04	-1,23	5,16
S43A2		Tensleep	L-I	-13,63	-6,43	-1,23	5,16
S5B		Madison	U.S.	-15,72	0,15		
S5D		Madison	U.S.	-4,02	0,58		
S6A		Madison	S-III	-1,07	4,24		
S7A		Madison	L-II	-19,40	-5,35	-5,87	4,24
S7B		Madison	S-II	-15,68	-1,99	-5,87	4,24
S7A		Madison	L-II	-19,50	-8,40	-5,87	4,24
S8A		Tensleep	U.S.	-17,73	-5,22	-1,13	
SMA 10-09		Tensleep	L-II	-21,73	-8,67		
SMA 5		Phosphoria				-2,66	3,77
SMA 7		Phosphoria				-0,51	4,89
SMA11		Tensleep	L-I	-20,77	-20,86	0,70814	
SMA7-3		Phosphoria	L-I	-20,92	-16,24	0,42	5,37
SMA7-4		Phosphoria	L-I	1,49	5,12	0,36	5,12
VI C3		Phosphoria	L-I	-6,80	-1,06	0,70764	-11,89

U.S. : Uncorrelated Set

Carbon and oxygen isotopic values are given within 0.05‰ and 0.1‰ respectively

Oxygen isotopic values in italic refers to corrected values applying correction of -1.13‰

Strontium ratios are given with 0.01% of analytical error

Traitement relatif aux inclusions fluides à hydrocarbures

Traitement microscopie confocale à balayage laser

inclusion	diamètre X	diamètre Y	rayon	volume bulle	volume IF	Ratio	Th	error
13P2 -1	0,55	0,77	0,33	0,151	32,36	0,467	59	0,5
13Pc5-1	0,98	1	0,495	0,508	54,98	0,933	65	0,1
13P2-2	1,35	1,25	0,65	1,150	126,29	0,919	60,5	0,2
13Pc5-2	0,92	0,88	0,45	0,382	73,6	0,521	64,5	0,1
13Po3-1	2,035	1,625	0,915	3,209	271,26	1,197	65,7	0,1
13Po3-2	1,295	1,145	0,61	0,951	118,06	0,812	64,2	0,1
13Po3-3	0,83	0,8	0,4075	0,283	31,33	0,913	64	0,1

Traitement spectrométrie Infra-Rouge à Transformée de Fourier

échantillon	spectre	n° inclusion	[CH4]m mole%	[CO2]m mole%	[Alk]m mole%	CH2/CH3m
13P-O	NB02	1	48,8	0,3	51,0	4,1
13P-O	NB05	2	43,1	0,0	56,9	4,3
13P	NB07	3	32,1	0,0	67,9	4,8
13P-C	NB09	4	39,2	0,2	60,6	4,3
13P-C	NB10	5	33,1	0,2	66,6	4,5
13P-C	NB11	6	14,0	0,0	86,0	3,9
13P-C	NB12	7	29,7	0,1	70,2	3,6

Tableau A-2 : Résultats des analyses réalisées sur les inclusions fluides à hydrocarbures dans l'échantillon 13P. Le tableau supérieur rapporte les données de volumes des inclusions et des bulles mesurées par microscopie confocale à balayage laser. Le tableau inférieur présente la composition des huiles et des gaz dissous mesurée par microspectrométrie infra-rouge à transformée de Fourier. Ces résultats sont utilisés dans la section III du chapitre 5.

Table A-2 : Results of analyzes of oil-bearing fluid inclusions in sample 13P. Upper table presents volumetric data of fluid inclusions and vapor bubbles measured with confocal laser scanning microscopy. Bottom table presents chemical composition of oils and dissolved gas in oil-bearing fluid inclusions measured with Infrared spectrometer - Fourier transformed. These results are used in section III of the chapter 5.

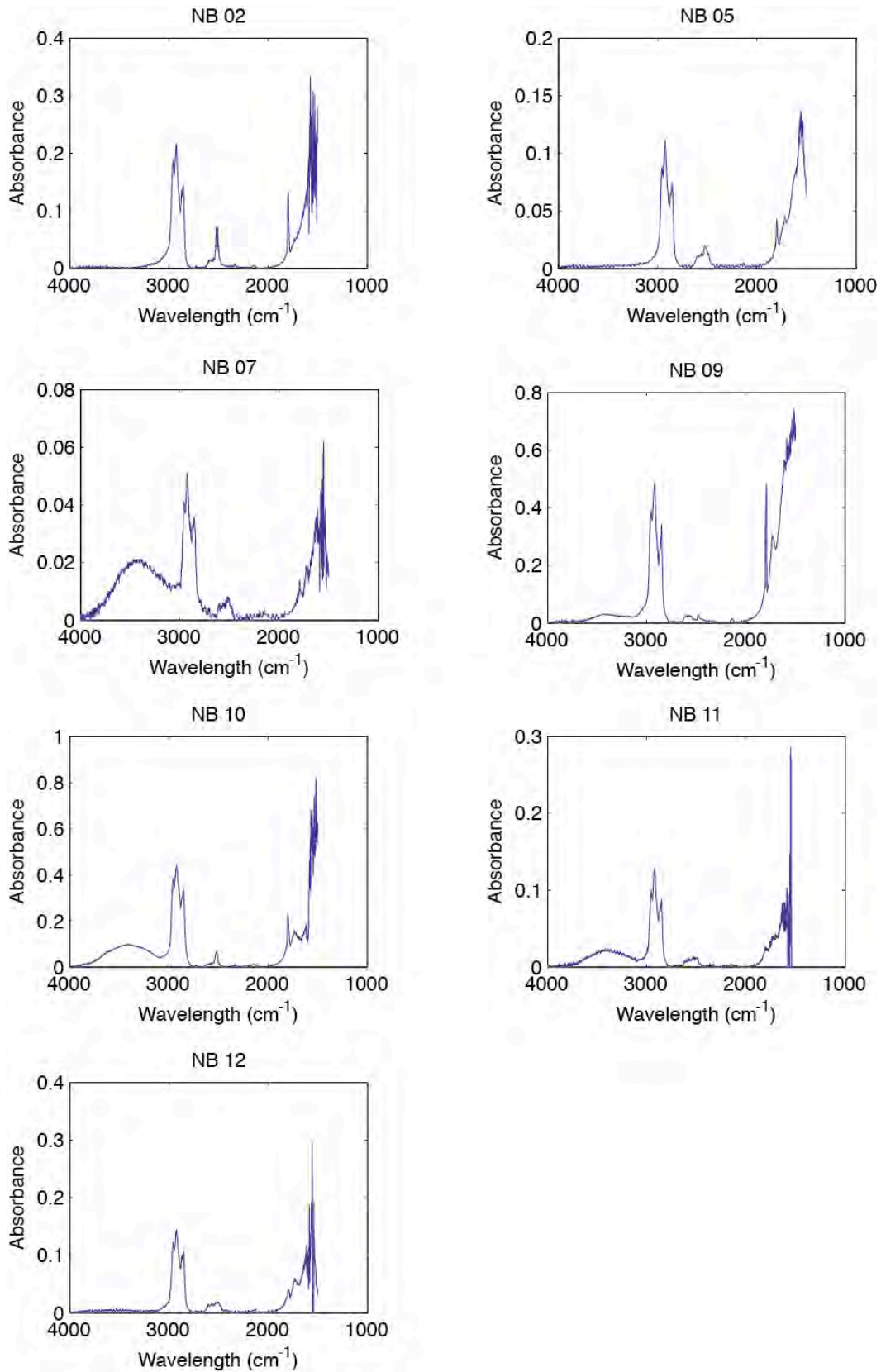


Figure A-1: Spectres d'absorption d'inclusions à hydrocarbures de l'échantillon 13P mesurés par microspectrométrie en microscopie infrarouge à transformée de Fourier.

Figure A-1 : Absorbance spectrum of oil-bearing fluid inclusion of sample 13P measured with Infrared spectrometer - Fourier transformed.

Détermination de la salinité au RAMAN LABRAM HR (457 NM; 600 Tr/MM)

spectre	Intensité(valeur de la longueur d'onde)			Salinité		
	I(3260)	I(3425)	I(3425)/I(3260)	mol/kg	mol/L	% massique
1	6387	7608	1,191	-0,523	-0,483	-2,801
3	4645	6254	1,346	0,344	0,341	1,994
4	5173	6648	1,285	0,005	0,023	0,147
5	2307	3377	1,464	0,984	0,922	5,369
7	16580	32928	1,986	3,671	3,069	17,748
8	18093	50186	2,774	7,224	4,962	28,292
9	7567	21240	2,807	7,360	5,006	28,521
10	2447	3678	1,503	1,195	1,108	6,449
11	891	2134	2,395	5,591	4,254	24,444
12	4377	10581	2,417	5,691	4,306	24,734
13	2689	3174	1,180	-0,584	-0,542	-3,149
14	3933	4665	1,186	-0,552	-0,510	-2,964
15	2199	2593	1,179	-0,591	-0,549	-3,188
16	11232	14224	1,266	-0,100	-0,076	-0,430
17	11962	15117	1,264	-0,115	-0,090	-0,512
18	2621	3342	1,275	-0,051	-0,030	-0,162
20	1862	2450	1,316	0,175	0,183	1,079
21	3789	10026	2,646	6,689	4,765	27,247
22	5284	6932	1,312	0,153	0,163	0,961
23	9857	12879	1,307	0,124	0,136	0,800
24	28742	37865	1,317	0,184	0,192	1,128
25	12458	23954	1,923	3,359	2,847	16,478
26	39556	50422	1,275	-0,053	-0,032	-0,174
27	4635	6182	1,334	0,274	0,276	1,618
28	6873	8941	1,301	0,092	0,106	0,628
29	1511	1841	1,218	-0,369	-0,334	-1,933
31	4123	5721	1,388	0,570	0,549	3,203
32	2782	3765	1,353	0,382	0,376	2,200
33	17630	23307	1,322	0,209	0,216	1,266
34	13298	18354	1,380	0,530	0,512	2,988
36	1362	1806	1,326	0,231	0,236	1,385
37	3172	4797	1,512	1,245	1,151	6,700
38	1724	2376	1,378	0,519	0,502	2,930
39	7074	10397	1,470	1,016	0,950	5,534
40	16057	20260	1,262	-0,126	-0,100	-0,574
41	18111	23078	1,274	-0,056	-0,034	-0,187
42	4189	6442	1,538	1,381	1,269	7,385

Tableau A-3 : Salinité des inclusions fluides aqueuses calculées depuis les spectres obtenus par microspectrométrie RAMAN dans les différents plis.

Table A-3: Salinities of aqueous fluid inclusions calculated from RAMAN microspectrometry measurement in various studied structures.

II. Article supplémentaire

L'article qui suit a été rédigé en parallèle à la discussion présente dans cette thèse, il s'agit de discuter de l'apport que peut avoir l'étude de la fracturation diffuse d'échelle subsismique lorsque l'on veut reconstruire l'évolution paléo-hydrologique d'une région. Cet article propose donc, basé sur l'exemple de l'hydrologie reconstruite dans le bassin du Bighorn, un résumé de la critique qui est développée en partie 7.II dans ce mémoire. Cette réflexion sera présentée lors de la conférence Water Rock Interaction 14, qui se tiendra en juin 2013. Le texte qui suit est reporté en version acceptée par la revue *Procedia, Earth and Planetary Science* associée au congrès.



Water Rock Interaction [WRI 14]

Contribution of studies of sub-seismic fracture populations to paleo-hydrological reconstructions (Bighorn Basin, USA)

Nicolas Beaudoin ^{a,b,*}, Olivier Lacombe ^{a,b}, Nicolas Bellahsen ^{a,b},
Laurent Emmanuel ^{a,b}

^a UPMC Univ Paris 06, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

^b CNRS, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

Abstract

This work reports the reconstruction of the paleo-hydrological history of the Bighorn Basin (Wyoming, USA) and illustrates the advantages and drawbacks of using sub-seismic diffuse fracture populations (*i.e.*, micrometric to metric joints and veins forming heterogeneous networks), rather than fault zones, to characterize paleofluid systems at both fold and basin scales. Because sub-seismic fractures reliably record the successive steps of deformation of folded rocks, the analysis of the geochemical signatures of fluids that precipitated in these fractures reveal the paleofluid history not only during, but also before and after, folding. The present study also points out the need of considering pre-existing fluid systems and basin-scale fluid migrations to reliably constrain the evolution of fluid systems in individual folds.

© 2012 The Authors. Published by Elsevier B.V.

Selection and/or peer-review under responsibility of Organizing and Scientific Committee of WRI 14 - 2013

Keywords: fluid system evolution; paleo-hydrological reconstruction; diffuse fracture network.

1. Introduction

The interest of the Earth science community for the role of diffuse networks of sub-seismic fractures (e.g., joints/veins) on fluid flow in sedimentary strata is recent. Studies namely emphasize that fluid characteristics (temperature T, pressure P and chemistry X) evolve dynamically during folding [1], joints acting as efficient drains for fluid migrations especially in rocks with low matrix permeability (*e.g.*, carbonates). According to mechanical stratigraphy, joints may allow fluids to migrate from deeper

* Corresponding author. Tel.: +33-1442-7781.

E-mail address: Nicolas.Beaudoin@upmc.fr.

reservoirs toward overlying strata [2], sometimes overprinting the pre-existing fluid systems during folding (e.g., [1]). In contrast with major faults, sub-seismic fractures are common and accessible features in sedimentary strata, and the associated mineralizations grant an access to fluid migrations related to successive deformation stages [3]. Indeed, a fracture network observed in folded strata comprises various sets of fractures that may have formed before, during and after folding (e.g., [4]). The sequence of deformation based on sub-seismic fractures therefore provides a useful time frame for the evolution of the fluid system, including the fluid system that prevailed before folding and that may strongly impact later evolution [1]. Combining studies of the fracture sequence with the geochemical characterization of vein cements ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87/86}\text{Sr}$) and with fluid inclusion microthermometry provides a powerful tool to unravel how P, T, and X of fluids evolved during deformation. To accurately constrain this evolution would be a major breakthrough to better predict fluid migrations in hydro-geological models and to document the degree of fluid-rocks interactions.

2. Geological setting and microstructural evolution

The Bighorn basin (BHB) is an extensively studied basin in the foreland of the Sevier–Laramide belt [5]. Fracture patterns and related fluid systems were investigated in five folds, especially in the Sheep Mountain (SMA) and the Rattlesnake Mountain anticlines (RMA) (Fig. 1b), where competent Carboniferous–Permian carbonate and sandstone rocks embedded within shales crop out. RMA provides access to the strata succession down to the Precambrian basement and to the underlying basement thrust.

The Sevier fracturing history comprises several sets of bed-perpendicular veins/joints (Fig. 1a): an E–W striking set S-I and a WNW–ESE striking set S-III reflect Sevier Layer-Parallel Shortening (LPS); in between, a N–S striking set S-II is related to the foreland bulge. Laramide bed-perpendicular vein/joint sets comprise a NE–SW striking set L-I related to LPS and a fold-axis parallel set L-II related to strata bending at fold hinge. A post-Laramide set P-I consists in persistent vertical joints/veins striking N–S.

3. Paleofluid systems in the Bighorn basin

$\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of vein cements reflect two different fluid systems depending on the fracture sets (Fig. 1c). $\delta^{18}\text{O}$ signatures are homogeneous (set L-II in SMA, sets S-I, S-II in RMA, $-22\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < -17\text{‰}$ PDB) or heterogeneous ($-23\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < 1\text{‰}$), the latter being interpreted as a mixing between reservoirs [6; 7]. These results, combined with temperature estimates based on microthermometry of fluid inclusions (bimodal distribution of 80°C and 130°C) and with $^{87/86}\text{Sr}$ signal (Fig. 1e) constrain the scenario for the evolution of the fluid system [7]. The fluid system was closed (set S-I at RMA, Fig. 1c-1) until the development of joints related to the Sevier flexural forebulge (set S-II) caused vertical migrations of basement-derived fluids ($\text{Sr} > 0,706$; $\text{Th} > 130^\circ\text{C}$) in the western part of the BHB (Fig. 1d-1). The eastward decrease of the Sr radiogenic signatures of vein cements suggests an eastward lateral migration of these basement-derived fluids thanks to the densification of the fracture network (Fig. 1d-2, e). This migration affected the paleofluid system prevailing before folding in the eastern part of the basin, which comprised at this time both basement-derived fluids and local fluids. During Laramide folding, a vertical pulse of basement-derived fluids is identified at SMA. Again, the curvature-related joint set appears to be the main conduit for these basement-derived fluids (Fig. 1d-3). In RMA, a third vertical pulse of such fluids is recorded during later extension, using related joints as drain.

A striking result is that joints formed in a strike-slip stress regime poorly increase the vertical hydraulic permeability. In contrast, joints formed in an extensional stress regime strongly increase the vertical hydraulic permeability, enabling vertical fluid flow and precipitation fast enough to limit mixing with local fluids and interactions with host rocks.

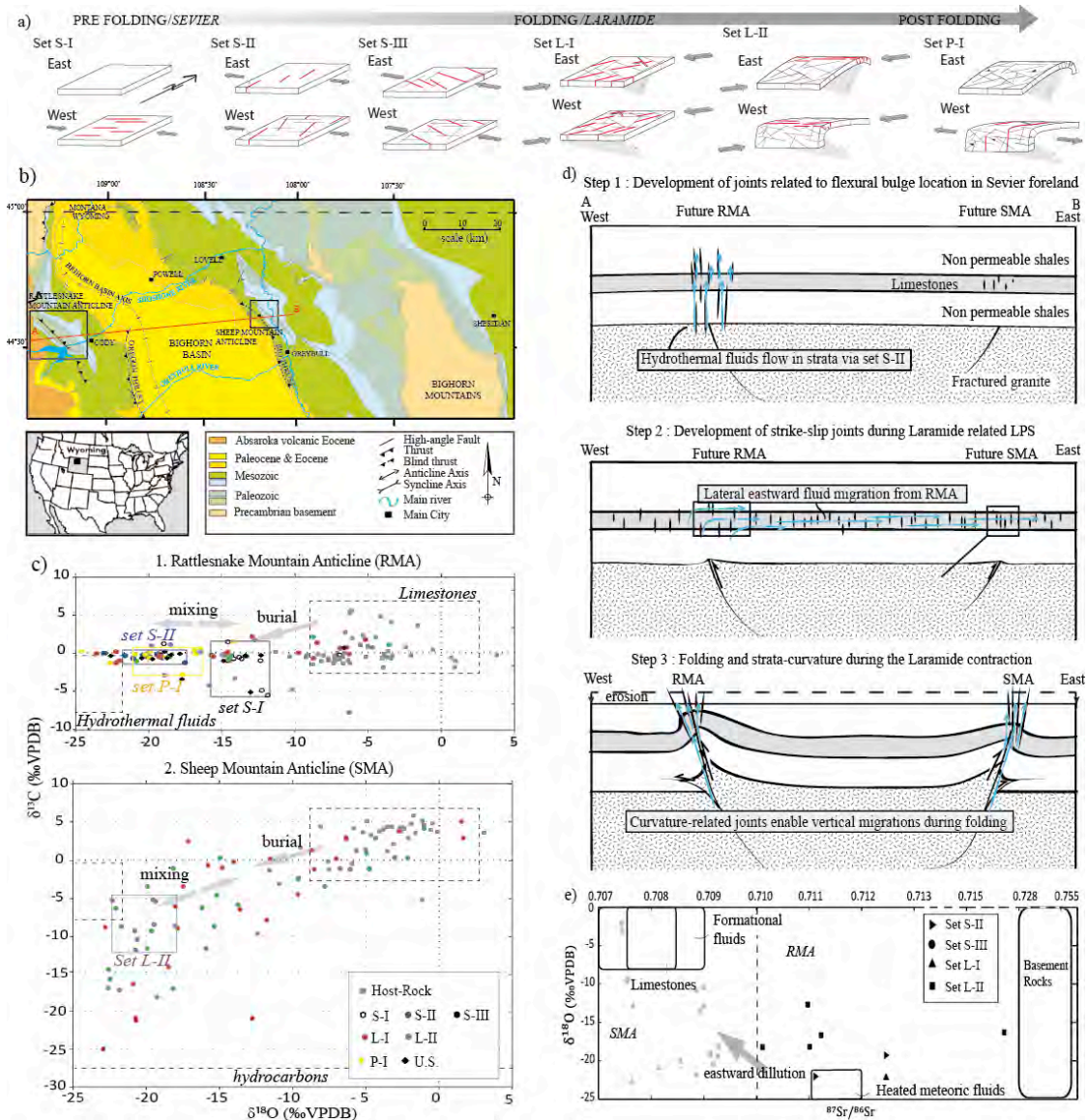


Figure 1: a) Sequential joint development in the BHB. b) Geological map of the BHB with location of SMA and RMA [8]. c) $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ vs fracture sets [7]. Homogeneous sets are framed; geochemical end-members from the literature are framed with dotted lines. d) Schematic cross sections summarizing the three major events of the Sevier/Laramide paleohydrological evolution. e) $\delta^{18}\text{O}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs fracture sets in the BHB. End-members from the literature are framed [7].

4. Discussion and conclusions

This study shows that the evolution of the fluid system during folding greatly depends on the fluid systems that pre-existed in the strata. Because sub-seismic fractures are common and widely accessible in the field, they are the most reliable features to access fluid systems predating folding because they provide accurate time constraints on fluid flows, and grant an access to more numerous steps of deformation than the sole study of a fault zone. The upscaling of the results on fluid systems from an

individual fold (SMA, [6]) to the entire BHB [7] illustrates how the interpretation of a fluid system can change when data are integrated and interpreted at larger spatial and temporal scales. We believe that to efficiently reconstruct a paleofluid system in a fold and to understand the parameters that impact and control its evolution, it is essential to depict a large-scale overview of the paleofluid system in various positions in the basin and during the successive events of its tectonic history.

However, isotopic signatures of fracture population are often more scattered than those reconstructed in fault zones, because sub-seismic veins may also record local chemical variations and because of the uncertainties in attributing a given joint to a set based on its orientation only. This last limitation applies for instance to fold-axis perpendicular fractures, which could have developed at any time during folding [4]. To limit these uncertainties, other methods should be used, such as the determination of paleostress tensors from twinned calcite in vein cements (e.g., [8]).

A fundamental assumption in this work is that fluid precipitation is coeval with vein opening [1]. This synchronism must be constrained thanks to the mineralogical texture of the veins [3]: when they display fibrous crystals, the precipitation rate is equal to, or exceeds, the rate of opening. A blocky-type texture rather indicates fluid precipitation in a void, reflecting a fluid precipitation that postdates vein opening, or a coeval precipitation at a rate lower than the rate of vein opening. To test the synchronism, the precipitation engine should be considered. For calcite, it could be either the decrease in $p\text{CO}_2$ or an over-saturation of fluids in Ca due to fluids mixing, which implies pH-Eh variations [1; 9], both being possibly enhanced by fracture opening. Even though the development of a vein set may occur over the entire duration of the tectonic event to which it is related, we consider this development as nearly instantaneous during the folded rock history, so it makes sense to consider the precipitation of blocky calcite as reflecting the fluid system prevailing during the development of the fracture set. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures secure this interpretation. Using a reliable number of data, the mean isotopic signature of a fracture set likely reflects the fluid system active during its formation. Sets with heterogeneous isotopic signatures could reflect either fluid mixing or different episodes of cementation. We thus recommend to consider only veins with a single-phase filling, without evidence of reopening, and to use a representative number of data, both for chronological relationships between vein sets and for isotopic signatures.

Taking care of this, studying cements from diffuse vein networks provide a very powerful tool to reconstruct the paleo-hydrological evolution in thrust belts and foreland basins.

References

- [1] Evans M.A., Fischer M.P. On the distribution of fluids in folds: A review of controlling factors and processes. *Journal of Structural Geology*, 2012 ; **44**: 2-24 .
- [2] Barbier M., Leprêtre R., Callot J.-P., Gasparini M., Daniel J.-M., Hamon Y., Lacombe O., Floquet M. Impact of fracture stratigraphy on the paleo-hydrogeology of the Madison Limestone in two basement-involved folds in the bighorn basin, (Wyoming, USA). *Tectonophysics*, 2012, **576-577**: 116-132.
- [3] Bons P.D., Elburg M.A., Gomez-Rivas, E. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, 2012, **43**: 33-62
- [4] Bellahsen N., Fiore P., Pollard D. The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming. *Journal of Structural Geology*, 2006, **28(5)**: 850–867.
- [5] DeCelles P.G. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran Thrust Belt and foreland basin system, Western U.S.A. *American Journal of Science*, 2004, **304**: 105–168.
- [6] Beaudoin N., Bellahsen N., Lacombe O., Emmanuel L. Fracture-controlled paleohydrogeology in a basement-cored, fault-related fold: Sheep Mountain anticline (Wyoming, USA). *Geoch. Geophys. Geosyst.*, 2011, **12**: Q06011.
- [7] Beaudoin N., Bellahsen N., Lacombe O., Emmanuel L., Pironon J. Crustal-scale fluid flow during the tectonic evolution of the Bighorn Basin (Wyoming, USA). *Basin Research*, in revision.
- [8] Lacombe O. Calcite twins, a tool for tectonic studies in thrust belts and stable orogenic forelands. *Oil and Gas Science and Technology*, 2010, **65(6)**: 809-838.
- [9] Hilgers C., Urai, J.L. Microstructural observations on natural syntectonic fibrous veins: implications for the growth process. *Tectonophysics*, 2002, **352 (3-4)**: 257–274.

