



HAL
open science

Restauration et incertitudes structurales: changement d'échelles des propriétés mécaniques et gestion de la tectonique salifère

Marc-Olivier Titeux

► **To cite this version:**

Marc-Olivier Titeux. Restauration et incertitudes structurales: changement d'échelles des propriétés mécaniques et gestion de la tectonique salifère. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Lorraine - INPL, 2009. Français. NNT: . tel-00454607

HAL Id: tel-00454607

<https://theses.hal.science/tel-00454607v1>

Submitted on 8 Feb 2010

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

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

Restauration et incertitudes structurales : changement d'échelles des propriétés mécaniques et gestion de la tectonique salifère

THÈSE

présentée et soutenue publiquement le 21 Septembre 2009

pour l'obtention du

Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Lorraine

Spécialité Géosciences

par

Marc-Olivier Titeux

Composition du jury

Rapporteurs : **Peter Cobbold** (Directeur de Recherche, Géosciences-Rennes)
Richard Sinding-Larsen (Professeur, NTNU, Norvège)

Examineurs : **Isabelle Moretti** (Ingénieur de Recherche, IFP)
Véronique Merrien-Soukatchoff (Professeur, École des Mines de Nancy)
Gary G. Gray (Géologue, ExxonMobil URC, Houston)

Directeur : **Jean-Jacques Royer** (Ingénieur de Recherche, CNRS, Nancy)

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse Jean-Jacques Royer pour m'avoir encadré au cours de ces quatre années de travail. Je voudrais également remercier Isabelle Moretti pour avoir initié ce projet, m'avoir fait confiance et pour les nombreuses discussions captivantes les deux premières années de ma thèse.

Je souhaite témoigner de ma reconnaissance aux Professeurs Bernard Marty, puis Christian France-Lanord pour m'avoir accueilli dans le laboratoire du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques durant ces quatre années ainsi que le Professeur Jean-Laurent Mallet pour m'avoir ouvert les portes du monde de la géomodélisation au sein du groupe GOCAD.

Je tiens enfin à remercier particulièrement et très chaleureusement deux personnes qui ont, de façon officieuse, contribué à rendre ce travail ce qu'il est aujourd'hui. Guillaume Caumon, qui œuvre depuis le départ de Jean-Laurent Mallet, pour perpétuer la vivacité et la verve intellectuelle du Consortium GOCAD, a, malgré tout, toujours trouvé le temps pour venir à ma rescousse. And, the last but not the least, Gary Gray, from ExxonMobil Upstream Research Company, has blown the passion of salt tectonics in this work. More substantially, Gary has been a wonderful mentor during my internship in ExxonMobil and even afterwards. He became a real good friend and I hope this will last for long.

J'aimerais également remercier les Professeurs Peter Cobbold et Richard Sinding-Larsen d'avoir accepté de rapporter ce mémoire de thèse. Par ailleurs, je voudrais remercier Mme Véronique Merrien-Soukatchoff, Professeur à l'École des Mines de Nancy, pour avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse et de diriger le jury de ma soutenance.

Plusieurs personnes ont également influencé ce travail de près ou de loin. Les deux principaux pôles de cette collaboration ont été l'Institut Français du Pétrole et ExxonMobil Upstream Research Company. Plus particulièrement, je tiens à remercier Martin Guiton, Jean-Marc Daniel et Bernard Colleta de m'avoir accueilli à plusieurs reprises à l'IFP. Par ailleurs, je voudrais témoigner toute ma gratitude à Chuck Wielchowsky qui m'a accueilli dans le groupe Structural Dynamics de ExxonMobil Upstream Research Company, par deux fois, et qui, par deux fois, m'a permis de suivre Gary sur le bassin de La Popa. Il m'a également appris ce que signifiait être un bon manager, en mettant en pratique un simple lemme : "rendre les gens heureux". J'y remercie également toutes les personnes qui ont permis cette expérience et ceux avec qui j'ai pu avoir des discussions plus que productives. Je tiens enfin à remercier les sociétés ExxonMobil pour avoir soutenu financièrement ce travail (sous la forme d'un stage dans les locaux ainsi que WesternGeco et ExxonMobil (Exploration, Production et Upstream Research) pour avoir permis d'utiliser un cube sismique présentant un diapir de sel dans le Golfe du Mexique.

Je souhaite aussi remercier Paradigm Geophysical (anciennement Earth Decision Sciences) pour avoir permis d'utiliser le logiciel GOCAD et son kit de développement, dans le cadre du consortium.

Plusieurs personnes ont pu, à plusieurs moments, me faire part de leurs remarques sur mon travail et je voudrais ici les remercier : Bruno Vendeville, Mary Ford, Jean-Luc Rudkiewicz, Mark G. Rowan, Pauline Collon-Drouaillet, Christophe Antoine, John Hardic et Pierre Kedzierski. Je ne saurais également pas clôturer ce témoignage professionnel sans remercier Monique Cugurno, Fatima Chtioui El-Haouti et Pierre Jacquemin pour leurs supports administratifs et matériels. Grâce à vous, les choses se réalisent, et avec facilité.

Ma vie à Nancy, à Houston, à Paris ou ailleurs ces quatre dernières années a été jonchée de multiples rencontres, qui ont transformé, pour la plupart du temps le paysage de cette expérience en véritable panorama.

Du LIAD et CRPG, merci à Olivier Rabeau (fais attention à tes gosses!), Pierre Kedzierski (le troisième souffle), Tobias Frank (le flegme à l'allemande), Magalie Pujol (merci pour ton soutien, ton appart et ton café – oui, je t'ai piqué plein de café), Mr et Mme Paul (Maxence, arrêtes d'insulter les gens et Madi, n'arrêtes pas d'insulter Maxence, il le mérite), Laetitia Macé, Anne-Laure Tertois, Laurent Castanié (merci pour ton vélo), Ewan Pelletier (merci pour cette soirée de thèse mémorable), Luc Buatois, Jenny Maccali (un donuts?), Miquel Angel Marin (c'est nickel), Marianne, Emmanuel Fetel et Lise Salles (gardez votre fraîcheur tous les deux et, Lise, merci pour ton hospitalité. Encore vraiment désolé pour ton parquet...), Pauline Durand-Riard et Florent Lallier (merci pour tout, tout spécialement d'avoir hébergé un SDF), Pauline Collon-Drouaillet (merci pour ton soutien inconditionnel et tes conseils avisés), Vincent Henrion (tu as arrêté de fumer?), Nicolas Cherpeau (le calme rigolo), Romain Mathieu, Thomas Viard, Julien Clément, Romain Merland, Nacim Foudil-Bey et Christian Le Carlier-Veslud.

De Nancy et d'ailleurs, merci à Stouf ("Est-ce que tu préférerais avoir des dents en mousse ou des bras de deux mètres de long?") et Géraldine (merci à vous deux d'avoir été là), Julien Bourdet, Chouffe, Julien Mercadier, Jeff, Luc Siebenaller, Nical, Laetitia, Dodo, et Oliv' L'Éternel. Et les autres.

Je voudrais aussi remercier (mais je ne le ferai jamais assez) mon père et ma mère, Célia, Yoann, Thérèse, Pierre, mes grand-parents, Mémé (tu restes dans mon cœur), petit Grégoire (c'est toujours toi qui me rappelle ce qui est important quand il le faut), et tout le reste de la famille.

Et pour finir, je remercie Anne-Sophie d'avoir été là, quand je ne l'ai pas été, surtout ces derniers mois.

À ceux qui ont fait de moi ceux que je suis...

"If you want creative workers, give them enough time to play."
John Cleese (1939 -)

Table des matières

Table des figures	xi
-------------------	----

Liste des tableaux	xv
--------------------	----

Introduction

1

Restauration structurale : un outil de validation des modèles géologiques

1.1	Méthodes de restauration	9
1.2	Méthodes cinématiques	12
1.2.1	Modes de déformation	13
1.2.2	Restauration en coupes	14
1.2.3	Restauration en cartes	21
1.2.3.1	Restauration en cartes et déformation continue	21
1.2.3.2	Restauration en cartes et déformation discontinue	22
1.2.3.3	Approche paramétrique de la restauration en cartes	23
1.2.3.4	Restauration en cartes de structures salifères	25
1.2.4	Restauration multi-cartes	27
1.2.4.1	Les méthodes de construction géométrique	27
1.2.4.2	les méthodes d'optimisation multi-critères	35
1.2.5	Méthodes de restauration cinématique en volumes	35
1.2.5.1	Une méthode de restauration 3-D basée sur DSI	36
1.2.5.2	Une méthode de restauration utilisant l'instabilité de Rayleigh-Taylor	38

1.2.6	Conclusions sur les méthodes de restauration cinématique	41
1.3	Méthodes mécaniques	41
1.4	Conclusions	45

2

Mise à l'échelle des propriétés mécaniques dans le cadre des Géosciences

2.1	Restauration et propriétés mécaniques	48
2.2	Résumé étendu	48
2.3	Upscaling Mechanical Properties in Layered Geological Formations	53
2.3.1	Introduction	54
2.3.2	Settings and Experiments	55
2.3.2.1	Coarse scale	56
2.3.2.2	Mechanical experiments	58
2.3.3	Upscaling paradigms	60
2.3.3.1	Volume Averaging Operator	60
2.3.3.2	Preservation of the expression for the strain	61
2.3.3.3	Preservation of the expression for the stress divergence	61
2.3.3.4	Preservation of the expression for the energy	62
2.3.3.5	Equivalent properties	64
2.3.3.6	Procedure	65
2.3.4	Applications	68
2.3.4.1	Analytical results	68
2.3.4.2	Numerical results	76

3

Restauration multi-surfaces des modèles géologiques de diapirs de sel

3.1	Les diapirs de sel	82
3.1.1	Le sel gemme ou halite	82
3.1.2	Le sel gemme dans la sédimentation évaporitique	83
3.1.3	Répartition mondiale	84
3.1.4	Halocinèse et tectonique salifère	84

3.1.5	Diapirs et systèmes pétroliers	89
3.1.6	Discussions	89
3.2	Paradigme de la restauration des diapirs de sel	90
3.2.1	Procédé général de restauration d'un diapir de sel	91
3.2.2	Restauration mécanique ou restauration cinématique?	92
3.3	Méthode de restauration à l'aide du concept des fibres	94
3.3.1	Restauration isoparamétrique	95
3.3.2	Notion de fibre	97
3.3.3	Méthodologie générale	98
3.3.4	Discussions	100
3.4	Application au Bassin de La Popa, Mexique	103
3.4.1	Contexte géologique	104
3.4.2	Construction du modèle structural en trois dimensions	109
3.4.3	Restauration multi-cartes séquentielle de La Popa	117
3.4.4	Discussions	122
3.5	Application au diapir Grand Isle 16 (GI-16)	122
3.5.0.1	Contexte géologique	122
3.5.0.2	Modèle structural	123
3.5.0.3	Restauration séquentielle	123
3.5.0.4	Discussions	125
3.6	Conclusions	126

4

Réduction des incertitudes structurales à l'aide d'une restauration

4.1	Incohérences géologiques, incertitudes et nouvelles méthodes de restauration	130
4.1.1	Incohérences et restauration paramétrique	130
4.1.2	Évaluation des incertitudes	132
4.1.3	Génération de modèles structuraux	133
4.1.4	Incertaines structurales et restauration	137
4.1.4.1	Incertaines structurales et restauration en cartes	137

4.1.4.2	Incertitudes structurales et restauration en volumes	139
4.2	Réduction des incertitudes	140
4.2.1	La restauration mécanique comme outil de sélection des modèles cohérents	141
4.2.2	Déformation, fracturation et plissement	142
4.3	Application au cas d'un anticlinal faillé de la zone sub-Andine (Bolivie) . .	150
4.3.1	Contexte géologique	150
4.3.2	Génération des interprétations structurales	151
4.3.3	Restauration et caractérisation de l'incohérence	153
4.3.4	Discussions	155
4.4	Conclusions	171

Conclusions générales et perspectives
--

A

Annexe A : Modèles de roches parfaitement stratifiées
--

Bibliographie

183

Table des figures

1.1	Exemple d'une restauration en coupes	11
1.2	Exemple de restauration en cartes	12
1.3	Exemple de restauration en volume	13
1.4	Cisaillement	13
1.5	Types de flexions	14
1.6	Méthode de la surface transférée	16
1.7	Diagramme schématique de restauration de sel	18
1.8	Trois méthodes de restauration utilisées par LOCACE	19
1.9	Restauration séquentielle d'une nappe de sel allochtone	20
1.10	Construction de la carte des rejets horizontaux	22
1.11	Paramétrisation de surface	24
1.12	Restauration en cartes du Bassin du Campos	26
1.13	Projection de l'horizon à restaurer \mathcal{S} sur une surface cible \mathcal{C}	28
1.14	Construction d'un tétraèdre pour la conservation de l'épaisseur	29
1.15	Restauration multi-surfaces d'un pli déversé	30
1.16	Projection d'un horizon sur une faille	31
1.17	Interpolation des noeuds de chaque grille sous-jacente	32
1.18	Définition d'un axe de pli	33
1.19	Construction d'un modèle de restauration	34
1.20	Restauration multicritère à base de B-Spline	36
1.21	Restauration cinématique en volume [Massot, 2002]	37
1.22	Restauration de diapirs de sel utilisant l'instabilité de Rayleigh-Taylor	40
1.23	Restauration d'un réseau de faille complexe	44
2.1	Procédure pour la mise à l'échelle des propriétés mécaniques	49
2.2	Distribution des matériaux	50

2.3	Regular coarse mesh grid	57
2.4	A generic experiment	60
2.5	Flow chart	66
2.6	Test 1 : E_p and E_{pn}	69
2.7	Test 1 : ν_p and ν_{pn}	70
2.8	Test 1 : G_{pn}	71
2.9	Test2 : E_p and E_{pn}	72
2.10	Test2 : E_p	73
2.11	Test 3 : Distribution of materials	78
2.12	Test 4 : Error analysis for E_p , E_{pn} , and G_{pn}	79
2.13	Test 4 : Error analysis for ν_{pn}	80
3.1	Photos de halites	82
3.2	Répartition mondiale des bassins salifères	85
3.3	Plis renversés sur les flancs du diapir "El Papalote"	86
3.4	Structures salifère	87
3.5	Demi coupe du diapir "El Papalote"	88
3.6	Prospect pétrolier dans un diapir de sel	90
3.7	Carte des mécanismes de déformation du sel	93
3.8	Paramétrisation d'un horizon fortement faillé	95
3.9	Calcul des épaisseurs apparentes	99
3.10	Méthode de restauration multi-surface FAST	100
3.11	Photo aérienne du bassin de La Popa (LandSat).	103
3.12	L'orogène du Laramide en Amérique du Nord	105
3.13	Provinces de la Sierra Madre Oriental	106
3.14	Colonne stratigraphique du bassin de La Popa	107
3.15	Carte géologique du bassin de La Popa	108
3.16	Coupe AA' de la figure 3.15, orientée Sud-Ouest/Nord-Est	108
3.17	Workflow général de la méthode de construction par approche implicite	110
3.18	Données initiales pour la construction du modèle du bassin de La Popa	111
3.19	Modèle de développement séquentiel des séquences halocinétiques	112
3.20	Carte géologique détaillée du diapir "El Papalote"	113
3.21	Photo interprétée des lentilles adjacentes à "El Papalote"	114
3.22	Maillage tétraédrique généré à partir des discontinuités de La Popa	114
3.23	Vue en perspective des interfaces sel-sédiments au niveau des diapirs	115

3.24	Perspectives en 3-D du modèle structural du bassin de La Popa	117
3.25	Restauration Séquentielle	118
3.26	États restauré du diapir “El Papalote”, vus en coupes – première étape . . .	120
3.27	États restauré du diapir “El Papalote”, vus en coupes – deuxième étape . . .	121
3.28	Éléments structuraux régionaux du nord du Golfe du Mexique	123
3.29	124
3.31	Épaisseurs apparentes montrées pour une couche (flèches noires) du modèle GI-16.	124
3.30	Construction d’un modèle synthétique	125
3.32	Restauration du modèle de diapir	126
4.1	Restauration paramétrique en cartes et incohérences	131
4.2	Différentes fonctions aléatoires utilisées dans les travaux de Lecour [2000] pour la perturbation de surface de faille.	134
4.3	Perturbation d’une grille stratigraphique	135
4.4	Édition de faille en temps-réel sur un maillage tétraédrique	135
4.5	Perturbation d’un modèle faillé par forme implicite	136
4.6	Simulation d’un rejet de faille	138
4.7	Dilatation calculée pour deux modèles localement perturbés	139
4.8	Comparaison des champs observés et calculés	142
4.9	Les trois modes de fracturation	143
4.10	Les différentes familles de fractures en fonction du contexte tectonique . . .	144
4.11	Représentation graphique du critère de rupture de Mohr-Coulomb	145
4.12	Facteur de forme de l’ellipsoïde des contraintes R^*	148
4.13	Méthologie de réduction d’incertitudes	149
4.14	Localisation de la zone d’étude. D’après Moretti <i>et al.</i> [2007].	152
4.15	Modification de pendage de surface de faille	153
4.16	Calcul du facteur de forme des contraintes	156
4.17	Facteur de forme des contraintes modifié, calculé sur les modèles dans leur état initial – Partie 1	157
4.18	Facteur de forme des contraintes modifié, calculé sur les modèles dans leur état initial – Partie 2	158
4.19	Azimuths des fractures pour le modèle initial	159
4.20	Q-Q plot pour la distribution de $\overline{R^*}$ entre le modèle 1 et le modèle 2	161
4.21	Azimuths des fractures pour le modèle 2	162

Table des figures

4.22	Q-Q plot pour la distribution de $\overline{R^*}$ entre le modèle 1 et le modèle 3	163
4.23	Azimuts des fractures pour le modèle 3	164
4.24	Q-Q plot pour la distribution de $\overline{R^*}$ entre le modèle 1 et le modèle 4	165
4.25	Azimuts des fractures pour le modèle 4	166
4.26	Q-Q plot pour la distribution de $\overline{R^*}$ entre le modèle 1 et le modèle Final .	167
4.27	Azimuts des fractures pour le modèle Final	168
4.28	Q-Q plot des distributions de $\overline{R^*}$ des modèles perturbés par rapport au modèle initial	169
4.29	Erreur relative calculée entre les fréquences cumulées de $\overline{R^*}$	173
4.30	Azimuts des fractures pour tous les modèles	174
1	Extension de la méthode de mise à l'échelle pour des maillages tétraédriques	177

Liste des tableaux

2.1	Test 3a : Propriétés mécaniques à l'échelle fine	50
2.2	Test 3b : Comparaison des résultats analytiques et numériques	51
2.3	Test 2a : Accuracy	71
2.4	Test 2b : Types of experiments	74
2.5	Test 3a : Input mechanical properties	75
2.6	Test 3b : Comparison of numerical and analytical results	75
3.1	Comparaison des méthodes de restauration pour la tectonique salifère.	92
3.2	Nomenclature des unités stratigraphiques	116
4.1	Contexte tectonique en fonction de R^*	149
4.2	Correspondance entre rétro-déformations et déformations génétiques	150
4.3	Les conditions aux limites appliquées pour la restauration volumique	154
4.4	Tableau récapitulatifs des résultats de fracturation	170
1	Tableau récapitulatifs des résultats de fracturation	179

Introduction

Dans l'ingénierie pétrolière, la modélisation s'effectue à partir de données hétéroclites issues des campagnes de mesure sismique, stratigraphique et sédimentologique. Ces campagnes ainsi que la construction d'un modèle géologique introduisent des incertitudes qu'il s'agit de prendre en compte lors des choix économiques visant notamment à son exploitation pétrolière. L'utilisation permanente dans l'industrie pétrolière des techniques informatiques permet aujourd'hui la conception de nouveaux outils dont le but est d'identifier, voire de réduire, ces incertitudes. Ce travail de thèse s'inscrit dans ce contexte.

Parmi les outils disponibles, la *restauration structurale*, aussi appelée *équilibrage de structures*, permet de valider les modèles structuraux et de mieux comprendre la cinématique des processus tectoniques mis en œuvre lors de la déformation des structures du sous-sol. Trois sujets, tous liés à la restauration structurale, ont été menés au cours de ce travail de recherche. Les outils présentés dans ce mémoire ont été développés en langage C++ dans l'équipe du projet GOCAD. Ils présentent des concepts originaux pour la mise à l'échelle de propriétés mécaniques, la gestion des diapirs de sel en restauration et enfin l'utilisation de la restauration en volumes pour réduire des incertitudes structurales.

Modélisation géologique

En modélisation, l'objectif est de simplifier les processus à l'aide d'un formalisme mathématique ou physique, ou par des concepts issus de l'observation. La modélisation géologique n'échappe pas à ce principe. Sous la définition "*modèle géologique*" sont rassemblées la représentation de la géométrie des structures, l'architecture des séquences des dépôts, la distribution spatiale des propriétés des roches. Comme le souligne [Thore et al. \[2002\]](#), il est judicieux d'inclure dans ce modèle l'ensemble des incertitudes afférentes à chacune des données utilisées que l'on peut distinguer en trois catégories :

1. *La connaissance des affleurements et du terrain.* Ils apportent des précisions structurales, stratigraphiques et sédimentologiques (parfois à l'échelle centimétrique), localisées mais aussi réparties sur l'ensemble du domaine d'étude. Ils sont accessibles aux géologues de terrain. Par exemple, [Salles et al. \[2008\]](#) utilisent des mesures des structures géologiques pour contraindre la construction d'un modèle structural et

proposer une explication différente de la migration de l'axe du pli synclinal, accompagnant le dépôt des turbidites des Grès d'Annot (Alpes, Sud-Est de la France). Ils servent également à décrire les systèmes sédimentaires [Gari, 2008]. Ces observations sont collectées manuellement par des prélèvements de roches ou bien à l'aide d'instruments de mesure tels qu'une boussole, un système GPS, un LIDAR¹, un appareil photo, un décimètre et bien souvent un crayon. Les incertitudes liées à ces mesures sont à la fois humaines et matérielles ;

2. *L'analyse des relevés sismiques et diagraphiques.* L'exploration sismique repose sur l'examen de la propagation des ondes élastiques dans les roches du sous-sol, soit en réfraction, soit en réflexion, sur terre ou en mer [Aki and Richards, 1980]. Aujourd'hui exploités en trois dimensions, les cubes sismiques servent principalement à définir (grâce à leur interprétation) les contours structuraux du modèle. La stratigraphie séquentielle sismique, telle que la présentent Vail [1987] et Fiduk *et al.* [1999], permet, en outre, l'identification des cycles de dépôts, la détermination des âges relatifs (en utilisant des corrélations pré-existantes) et des environnements de dépôts. Fiduk *et al.* [1999] donnent également des informations sur la tectonique environnante lors du dépôt. Un dépôt syntectonique suggèrera par exemple une activité de faille ou une surrection diapirique. Les prospects sismiques peuvent atteindre une extension déca-kilométrique avec une résolution verticale qui peut atteindre moins d'une dizaine de mètres. Les enregistrements diagraphiques sont, quant à eux, un enregistrement en continu dans un sondage de paramètres physiques tels que la résistivité électrique, la polarisation spontanée, la radioactivité naturelle, *etc.* [Foucault and Raoult, 1995]. L'incertitude de ces paramètres varie avec la qualité des outils de mesure placés dans la tête de forage utilisée. Toutefois, leurs interprétations relèvent dans la majorité des cas de l'intervention humaine ;
3. *La simulation numérique ou analogique.* Ce sont deux outils distincts qui apportent une aide substantielle à la compréhension des processus physiques engagés. La *simulation numérique* propose de modéliser les phénomènes physiques dans des cas plus ou moins simplifiés. Par exemple, une simulation géomécanique permet de prédire les contraintes près des failles lors d'un chargement mécanique [Maerten *et al.*, 2006]. L'utilisation de simulations numériques permet d'accéder à des quantifications relativement précises des produits de ces simulations (écoulement, fracturation, flux sédimentaires par exemple). La *modélisation analogique* propose de simuler expérimentalement sur des maquettes redimensionnées par rapport au modèle d'origine plusieurs types de processus géologiques (structuraux, sédimentaires ou d'écoulement). Vendeville and Jackson [1992] ont pu montrer par exemple que certains grabens, formés au-dessus des diapirs de sel peuvent présenter des extensions régio-

1. "La télédétection par laser aéroporté ou LIDAR, acronyme de l'expression anglo-saxonne « Light Detection and Ranging », désigne une technologie de télédétection ou de mesure optique basée sur l'analyse des propriétés d'une lumière laser renvoyée vers son émetteur" [Wikipedia, 2009].

nales de faible épaisseur. Cet outil a un intérêt relativement qualitatif permettant une meilleure compréhension des processus engagés dans les objets géologiques observés.

L'ensemble des données utilisées pour l'évaluation des ressources minières ou hydrocarbures introduisent des biais dans la localisation ou dans la quantification de ces ressources. Plusieurs méthodes existent pour quantifier ces biais, afin de corriger les évaluations. La restauration structurale fait partie de ces outils.

Développée depuis le début du xx^e siècle, la restauration permet de valider les modèles structuraux. De nombreuses méthodes de restauration ont été développées dans ce sens. Elles présentent toutefois un certain nombre de limites que ce travail a permis d'aborder.

L'outil "restauration" en géologie structurale

D'après [Dahlstrom \[1969\]](#), la restauration structurale consiste à retrouver séquentiellement l'état des couches sédimentaires avant déformation tectonique. Longtemps appliquée aux coupes géologiques [[Hossack, 1979](#); [Gibbs, 1983](#)], elle a bénéficié récemment de développements visant à l'étendre aux trois dimensions. Les méthodes de dépliage multi-cartes consistent à déplier simultanément plusieurs horizons, conservant des règles géométriques de liaisons entre horizons [[Thibaut, 1994](#)]. Les méthodes de restauration en volumes sont basées sur la notion de milieu continu, définissant les règles géométriques d'équilibrage sous la forme d'opérateurs différentiels, discrétisés sur un maillage volumique [[Moretti et al., 2006](#)], utilisant une description mécanique des règles d'équilibrages].

Récemment, [Muron \[2005\]](#) a proposé de décrire les couches géologiques comme un continuum mécanique afin d'obtenir une description volumique des roches représentées par un modèle topologique défini par frontières. Chaque couche possède des propriétés mécaniques décrivant un comportement élastique. La restauration, dite alors 3D, est décrite comme étant un processus *réversible*, dont le conditionnement s'effectue par l'ensemble des propriétés élastiques prédéfinies, des conditions cinématiques sur les bords du modèle ainsi que par la description des contacts au niveau des failles. Comme dans toutes les autres méthodes de restauration, l'état de dépôt des couches étudiées (avant déformation tectonique) est supposé plan.

Les objectifs de la restauration

Quelque soit la technique de restauration utilisée (coupes, cartes, ou volumes), toutes les méthodes ont pour objectifs de :

1. quantifier les *rétro-déformations* ;
2. identifier les *erreurs structurales* commises lors de la construction du modèle ;

3. comprendre l'*histoire tectonique* d'un modèle.

La quantification des rétro-déformations relève de l'analyse des réservoirs. Plusieurs travaux réalisés suggèrent d'utiliser l'ensemble ou partie des données de la rétro-déformation issue de la restauration pour déterminer une *probabilité de fracturation* [Macé, 2006], pour évaluer localement la *déformation tectonique résultante* [Rouby et al., 1993a], ou pour *interpréter* les séquences tectoniques appliquées au modèle [Rowan et al., 2003].

La validation d'un modèle structural par l'utilisation de techniques de restauration est une application courante aussi bien dans les milieux académiques qu'industriels [Moretti et al., 1990; Plesch et al., 2007]. L'équilibrage des coupes géologiques, le dépliage des surfaces (ou cartes), ou encore la restauration volumique ont tous pour objectifs de déterminer la cohérence géométrique ou géologique d'un modèle dans l'état restauré. En comparant plusieurs configurations d'un modèle géologique dans l'état restauré, on peut déterminer un critère de validité (géométrique dans le cas des méthodes cinématiques, ou géomécanique pour la restauration mécanique), tel que le réalisent Caumon and Muron [2006].

Enfin, appliquée séquentiellement, la restauration fournit chaque étape de la déformation tectonique. L'analyse de ces étapes permet de comprendre la suite des évènements tectoniques probables qui se sont déroulés depuis la genèse des objets sédimentaires jusqu'à l'époque actuelle. Combinée à une méthode de décompaction, la détermination des paléostructures grâce à la restauration ainsi que la connaissance des processus de migration peut être un élément critique pour l'exploration des hydrocarbures.

Toutefois, les méthodes de restauration actuelles souffrent de plusieurs problèmes. Une revue des différentes méthodes de restauration est effectuée dans le Chapitre 1. Leur application pour la tectonique salifère est également discutée à chaque fois que cela est possible. Trois de ces problèmes ont été adressés au cours de cette thèse pour lesquels une solution a été proposée. Il s'agit de la mise en à l'échelle de propriétés mécaniques, de la restauration des formations plastiques telles que les diapirs de sel et de la réduction d'incertitudes structurales.

Propriétés mécaniques

Dans le cadre de la restauration mécanique, les différentes unités géologiques sont décrites en termes de propriétés mécaniques à l'aide de deux paramètres indépendants : les coefficients de Lamé λ et μ , ou plus communément en géologie, le module d'Young E et le coefficient de Poisson ν .

Les propriétés mécaniques utilisées pour la restauration sont par nature hétérogènes, et en général définies à une échelle très fine. En restauration volumique, ces coefficients sont définis constants par couche ou par unité géologique. Une distribution hétérogène des

propriétés mécaniques engendre une distribution différente des déformations locales après restauration, et donc, des probabilités de rupture des matériaux. La prise en compte de cette hétérogénéité est primordiale pour l'estimation des déformations. Toutefois, une trop fine résolution des propriétés issues de simulations géostatistiques à partir des données de puits rend la restauration volumique peu souvent opérationnelle en terme de temps de calcul.

Il est donc nécessaire d'utiliser une méthode de mise à l'échelle des propriétés mécaniques. C'est l'objet d'une partie du travail présenté dans cette thèse (Chapitre 2). Cette méthode originale, qui est une extension des travaux de [Salamon \[1968\]](#) à une distribution aléatoire des propriétés mécaniques des matériaux, respecte la distribution naturelle des dépôts, à savoir une variabilité latérale faible et une variabilité verticale élevée. Le code de calcul développé au cours de cette thèse est détaillé dans le fichier de documentation, fourni avec la version électronique², sous la forme de diagramme de classe.

Les diapirs de sel et la restauration

Les diapirs de sel sont des formations géologiques présentes dans le sous-sol habituellement sous forme de dômes (ou diapirs), constitués principalement de sels (type NaCl ou Halite, parfois d'argile). Les diapirs de sel se forment par accumulation d'une couche d'évaporites sous-compactée mise en concurrence avec des roches encaissantes plus denses et plus visqueuses. Sous l'effet gravitaire et par déformation plastique, ces formations peuvent percer les couches géologiques sus-jacentes et environnantes par un jeu de phénomènes gravitaires et tectoniques, de contrastes de rhéologies des sédiments, et de la morphologie initiale [[Peric and Crook, 2004](#)].

Les diapirs de sel évoluent sous l'effet de différents processus comme la sédimentation, l'érosion, la dissolution (par l'eau), une rhéologie particulière et enfin les efforts tectoniques environnants. Leur formation et leur évolution sont très rapides en comparaison avec les autres phénomènes géologiques (sédimentation, érosion, subsidence, magmatisme). L'étude de leur comportement mécanique et de leur modélisation quantitative est complexe. Depuis une trentaine d'années, ces études font l'objet d'un grand intérêt dans les milieux académiques et dans l'industrie pétrolière car ils peuvent former des pièges pour les hydrocarbures, tel que le souligne [Willson and Fredrich \[2005\]](#).

L'acquisition sismique sur de tels objets est rendue difficile par la nature acoustique des matériaux qui les composent : la vitesse des ondes sismiques traversant le sel étant plus grande que celle traversant les roches encaissantes, il y a réfraction totale des signaux acoustiques [[Willson and Fredrich, 2005](#)]. Les roches sous-jacentes sont donc parfois difficiles à déterminer avec des techniques d'acquisition sismique classiques. Ainsi, des incerti-

2. Fichier "GoUpScale-devkit-UML.pdf"

tudes sur ces techniques et donc, sur l'interprétation de telles données persistent, malgré de récents progrès.

La méthode de restauration apparait, naturellement, comme un moyen de pallier ces erreurs sur des modèles géologiques comportant des diapirs de sel. Toutefois, la nature même des diapirs de sel (déformation plastique, événement rapide, topologie particulière) rend sa mise en œuvre délicate compte tenu des techniques de restauration actuelles.

Une méthode de restauration dite multi-surface (voir la définition Chapitre 1), dédiée, entre autres, au diapirs de sel a fait l'objet d'un développement informatique au cours de ce travail de thèse. Ce code informatique, dont la méthodologie est présentée au Chapitre 3, a été réalisé en langage objet C++, et constitue un modèle d'extension du projet GOCAD (plugin).

Réduction des incertitudes d'un modèle structural

Peu de travaux sur les utilisations de la restauration comme outil de validation de modèles structuraux sont disponibles dans la littérature [Maerten and Maerten, 2004a]. Pourtant, l'incertitude existante sur la caractérisation des rejets de failles jouent un rôle majeur dans l'estimation des extensions des failles, la dimension de la zone endommagée, ainsi que la transmissibilité des failles. Caumon and Muron [2006] ont développé une méthode de sélection de modèles basée sur l'utilisation de la restauration pour valider les modèles de déplacements des failles les plus adéquats. Le propos de cette étude est d'étendre la méthodologie proposée par ces derniers auteurs en trois dimensions.

La restauration volumique implémentée par Muron [2005] fournit un tenseur de rétro-déformation en tout point du modèle. A partir de ce tenseur de rétro-déformation, il est possible de déterminer le contexte tectonique résultant et de le comparer aux mesures de puits caractérisant la compression/extension ou le cisaillement. Une étude préliminaire utilisant un critère de sélection original (initialement introduit par Wallace [1951] et Bott [1959], puis utilisé par Guiton [2001] pour discriminer les différents types de fracturation en modélisation génétique) est présentée dans le Chapitre 4 sur un anticlinal de la zone sub-Andine, en Bolivie. Son utilisation et les résultats qu'elle produit sont également discutés.

Organisation du mémoire

Le premier chapitre détaille les diverses méthodes de restauration (en coupes, en cartes et en volumes). Les problématiques associées aux différentes techniques de restauration y sont également documentées. En effet, du fait de leur domaine d'application, chacune de ces méthodes est destinée à un type particulier de modèles. Par exemple, La restauration volumique nécessite un support maillé, comportant une distribution des propriétés des

matériaux, une gestion de la déformation discontinue, et une prise en compte des lois de comportement particulières. On montrera que les méthodes de restauration généralement utilisées pour des contextes non salifères sont peu ou pas adaptées au cas des diapirs de sel.

Le deuxième chapitre présente l'importance d'une distribution hétérogène des propriétés mécaniques des matériaux lors de la restauration en volume d'un modèle. Une méthode de mise à l'échelle des propriétés mécaniques pour des formations de couches géologiques y est également présentée. Elle prend comme principale hypothèse la nature initiale des distributions de dépôt des matériaux (géométrie isotrope transverse). Chaque cellule grossière est considérée comme un échantillon sur lequel sont effectuées des simulations numériques, correspondant à des essais mécaniques, à l'aide de calcul par éléments finis. Cette méthode est comparée à une méthode analytique, proposée par [Salamon \[1968\]](#) sur un modèle de roche parfaitement stratifié, discrétisé pour notre méthode par des maillages structurés réguliers.

Le troisième chapitre introduit la notion de diapir de sel, tant dans sa genèse, que dans sa structure générique (séquences halokinétiques). Ce chapitre introduit également un ensemble de paradigmes à respecter pour la restauration des diapirs de sel. La conservation des séquences halocinétiques, comme l'influence du sel sur les roches encaissantes sont des concepts à considérer pour la mise en œuvre d'une méthode de restauration adaptée. Une méthode conciliant une approche multi-cartes de conservation des éléments propres aux diapirs de sel est présentée dans ce chapitre. L'accent est porté sur la conservation des relations stratigraphiques. Deux applications de cette méthode de restauration sont présentées : un modèle issu d'une expérience de terrain dans le Bassin de La Popa dans l'état du Nuevo León (au Mexique) et un modèle réalisé à partir d'une imagerie sismique 3D d'un bloc dans le Golfe du Mexique (non présentée dans ces travaux pour des raisons de confidentialité). Le contexte géologique de ces modèles sont discutés par rapport à la bibliographie et de l'intérêt qu'il suscite pour l'utilisation d'une méthode de restauration. Le Bassin de La Popa est situé sur l'extension Sud de la chaîne plissée chevauchante de l'Amérique du Nord (Laramide). Ce bassin présente plusieurs synclinaux d'extraction de sel et plusieurs structures diapiriques. L'une d'elle, "El Papalote", représente un analogue de diapirs très fréquents dans le Golfe du Mexique et au Brésil (Campos). Le compte-rendu du travail de terrain et de la construction du modèle est présenté dans ce chapitre. Enfin, une restauration séquentielle est proposée ainsi qu'une analyse des résultats qu'elle suggère.

Le quatrième chapitre s'intéresse à l'analyse et la réduction de la réduction des incertitudes structurales à l'aide de la restauration. Deux approches déjà disponibles sont présentées et discutées. Une extension de l'une de ces méthodes à la troisième dimension est formalisée. Un modèle de failles est perturbé, chacune de ces perturbation donnant lieu à une nouvelle représentation de la structure (la topologie du réseau de failles est cepen-

dant conservée). Chacun de ces modèles est restauré et une analyse du régime tectonique permet, à l'aide de données de puits disqualifiantes, de sélectionner un sous-ensemble de modèles respectant des critères de validité. Cette méthodologie est appliquée à un modèle simplifié de la zone sub-andine en Bolivie.

Chapitre 1

Restauration structurale : un outil de validation des modèles géologiques

Sommaire

1.1 Méthodes de restauration	9
1.2 Méthodes cinématiques	12
1.3 Méthodes mécaniques	41
1.4 Conclusions	45

La modélisation du sous-sol se heurte le plus souvent à une question récurrente : À quel point pouvons-nous être certains des structures que nous avons interprétées et modélisées ? L'acquisition sismique, les mesures sur forages, la comparaison avec des analogues affleurant en surface comportent toutes un degré d'incertitude. Une autre question, aussi importante pour les géologues, est : Comment cette structure a-t-elle évoluée dans le temps ? L'intégration numérique des observations de phénomènes naturels permet aujourd'hui une analyse plus fine des interprétations réalisées. Elle offre une quantité d'outils nouveaux permettant de statuer sur telle ou telle hypothèse.

Un des outils utilisés en géologie numérique pour valider les modèles structuraux s'appelle la *Restauration*. Ce chapitre dresse l'état de l'art des précédents travaux concernant la restauration structurale et la gestion des diapirs de sel dans la restauration.

1.1 Méthodes de restauration

D'après [Dahlstrom \[1969\]](#), la restauration consiste à retrouver séquentiellement l'état de dépôt des couches géologiques, avant déformation. On appelle cet état, l'état palinospas-

tique³. Originellement appelée équilibrage de coupes, puis dépliage de cartes et enfin restauration volumique, la restauration a vu son domaine d'application s'étendre avec l'avènement des techniques informatiques en trois dimensions. Dans l'industrie, comme dans le milieu de la recherche, la restauration est principalement utilisée afin de s'assurer de la cohérence d'un modèle structural [Gibbs, 1983]. Elle sert également à comprendre les mécanismes tectoniques mis en jeu [Rouby, 1994].

Ces méthodes se divisent en deux catégories, cinématique et mécanique, également classées selon la dimension des données à valider (coupes, cartes, ou volumes). Les méthodes de restauration cinématique se caractérisent par le fait que le type de déformation des couches sont une données d'entrée du problème alors que les méthodes de restauration mécanique les déduisent.

En cinématique ou en mécanique, on distingue trois grandes familles de méthodes de restauration d'après la dimension des données à valider :

1. *La restauration en coupes* (figure 1.1). Elle consiste à équilibrer une coupe structurale : i) en fixant un ensemble de lignes (un des bords de la coupe par exemple), ii) en imposant l'horizontalité de la surface stratigraphique la plus jeune et iii) en accommodant le reste des blocs de failles de l'ensemble de la coupe en minimisant les variations d'aires. L'une des limitations majeures de cette méthode réside dans le fait que la déformation ne peut être accommodée hors du plan de la coupe (déformations planes). De fait, la construction des coupes doit se faire perpendiculairement aux grands axes de déformations. Cette technique s'applique donc mal aux structures dont les déformations sont réparties inégalement dans les trois dimensions ;
2. *La restauration en cartes* (figure 1.2). Le dépliage de cartes (dit aussi de surface) vise à imposer une paléotopographie, le plus généralement plane, bien que celle-ci puisse être définie quelconque [Cornu and Bertrand, 2005; Lallier, 2008], sur un, voire plusieurs niveaux de référence. L'ensemble des transformations appliquées à ces surfaces vise à minimiser les déformations dans ce plan. Toutefois, l'intérêt de cette méthode est limité à la vérification de cohérence intrinsèque d'une surface géologique. Même s'il est possible de transférer les déformations obtenues sur la surface la plus jeune aux horizons sous-jacents (antérieurs), l'accès aux déformations à l'intérieur même des couches est limité ;
3. *La restauration en volumes* (figure 1.3). La restauration volumique s'appuie avant tout sur une description topologique d'un modèle défini par des frontières, le volume pouvant être entièrement discrétisé. La frontière du modèle représentant l'horizon le plus jeune est mise à plat, tandis que l'ensemble du volume est déformé en respectant un ensemble de règles géométriques ou mécaniques. L'avantage particulier de tels types de techniques de restauration réside dans la description tridimension-

3. Se rapporte à une coupe ou une carte qui montre le positionnement initial des éléments géologiques

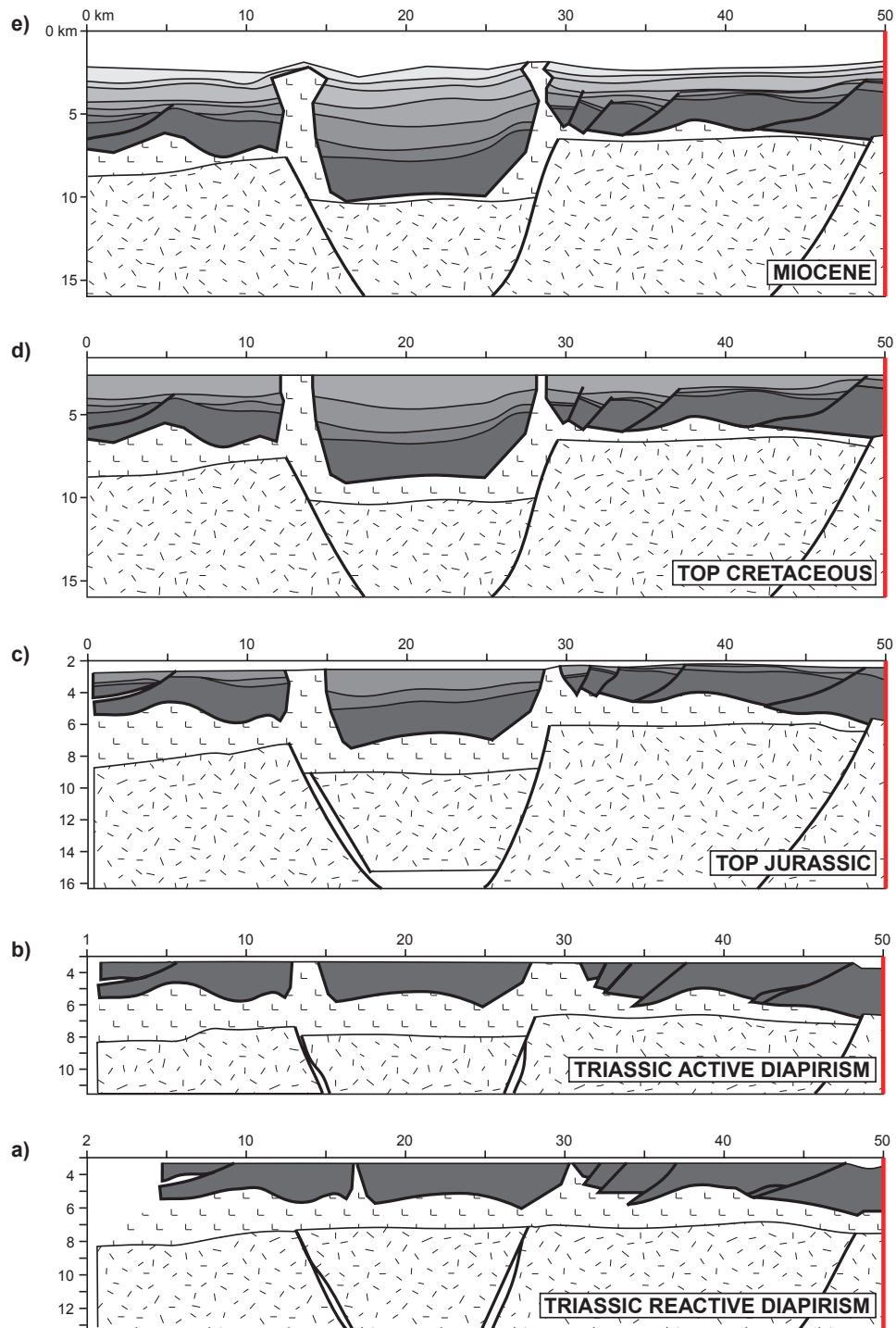


Figure 1.1 – Restauration séquentielle d’une coupe extraite des diapirs Machar et Medan dans la dépression orientale du Graben Central, en Mer du Nord, du Miocène au Triasique. La restauration est effectuée avec l’outil LOCACE [Moretti and Larrere, 1989], sans décompaction. Les lignes rouges verticales sur la droite des sections sont fixes durant la restauration. Modifié d’après Hossack [1995].

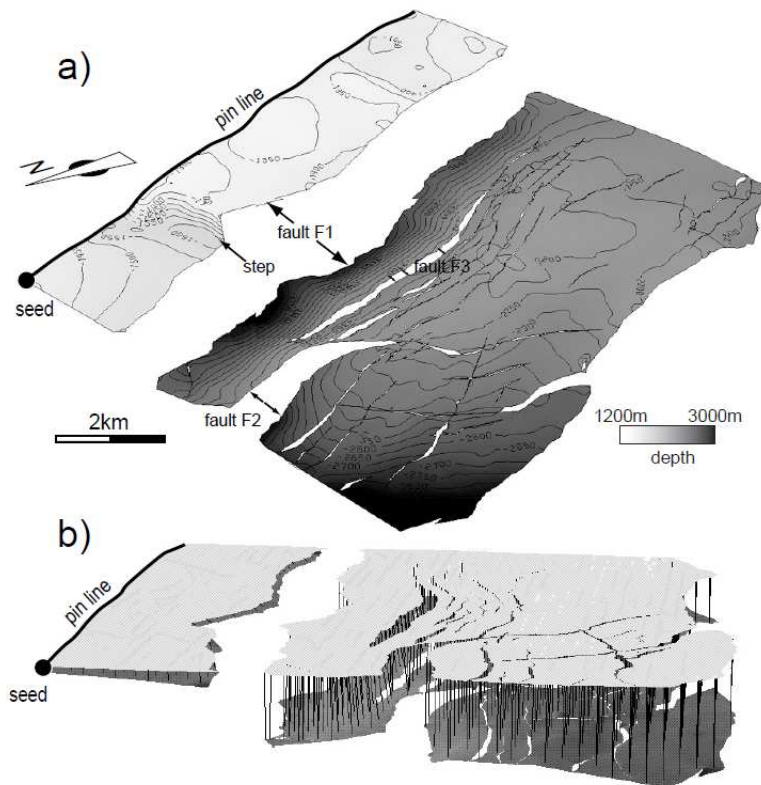


Figure 1.2 – Vue en perspective d’un horizon restauré [Rouby *et al.*, 2000] : a) état actuel et b) état restauré (par une méthode de restauration de flexion-glissement). La “pin line” est la ligne sur laquelle les points sont fixes.

nelle des objets à restaurer. La répartition des déformations résultantes de telles transformations présente ainsi un réalisme adapté à une analyse de réservoir.

Toutes ces méthodes ont pour vocation à vérifier la cohérence géométrique (pour les approches cinématiques) ou géomécanique (pour les approches mécaniques). Cependant, elles sont inégales face aux autres objectifs de la restauration. Le plus petit dénominateur commun de ces différentes méthodes de restauration est l’objectif de conservation de la matière. Ces méthodes sont abondamment documentées dans Rouby [1994]; Mallet [2002]; Massot [2002] et Muron [2005]. Nous en transcrivons ici les points essentiels.

1.2 Méthodes cinématiques

Historiquement, les auteurs des différentes méthodes de restauration ont cherché à approcher les modes de déformation prédominants des structures analysées. Bien qu’un ensemble complexe de déformations, à plusieurs échelles, s’applique en général à une structure, ces méthodes visent à reproduire, à l’échelle du réservoir, voire du bassin, le mode

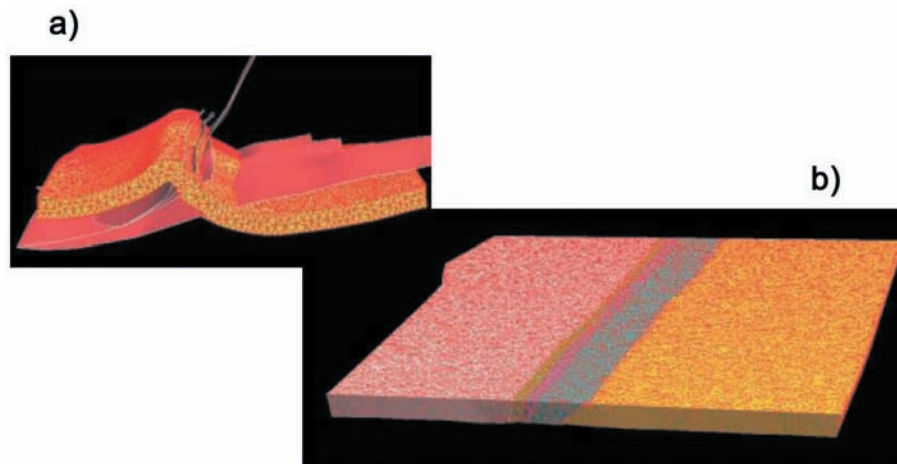


Figure 1.3 – Restauration d’un anticlinal faillé, situé dans la zone sub-andéenne en Bolivie [Moretti *et al.*, 2006]. a) Géométrie initiale. b) Géométrie restaurée. Le volume des sédiments est préservé.

de déformation prédominant de manière inverse. Plusieurs règles géométriques sont ainsi mises au point afin de rendre compte de la déformation choisie. Ces règles ont également pour objectif de respecter le principe de conservation de la matière, qui se transforme ainsi en conservation des aires ou des volumes [Goguel, 1952, p.147].

1.2.1 Modes de déformation

La déformation considérée dans ces travaux est principalement la déformation ductile et ses principaux modes, à savoir le cisaillement et la flexion [Ramsay and Huber, 1983].

Cisaillement Le cisaillement simple est une déformation pendant laquelle les grains des matériaux sont déplacés les uns par rapport aux autres par un mécanisme de glissement, dont les directions sont relativement parallèles, comme la figure 1.4 en donne un exemple.

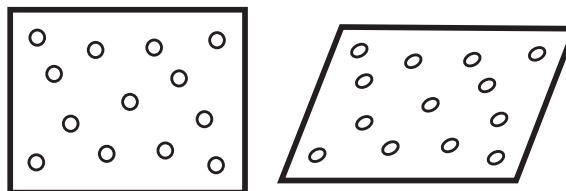


Figure 1.4 – Matériau subissant un cisaillement. A gauche : matériau initial. A droite : matériau déformé.

Flexion La flexion se met en place dans des roches où la structure initiale est un lamina-ge plan dont les grains sont déformés par un jeu de cisaillements simples de directions parallèles à la stratification. On distingue trois types de plissements par flexion. La figure 1.5 illustrent ces trois types.

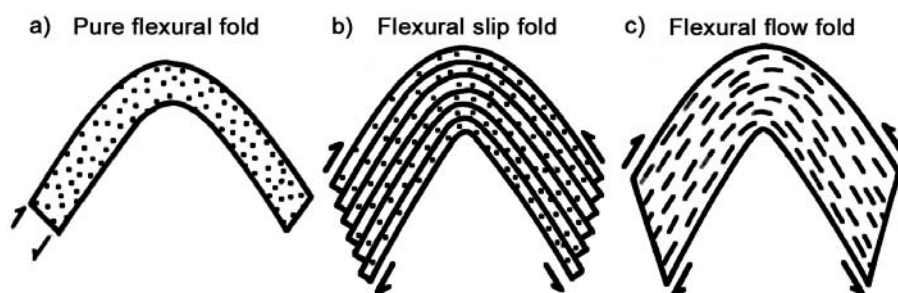


Figure 1.5 – Types de flexions. a) Pli en flexion pure. b) Pli en flexion-glisement. c) Pli en flexion-écoulement. Modifié d’après Ramsay and Huber [1983].

1. Le plissement par *flexion pure*, figure 1.5 a), est le cas où la couche subit une rotation externe, donnant lieu à un pli (*pure flexural folds*). Dans ce cas, la surface externe (*extrados*) est en extension tandis que la surface interne (*intrados*) est en compression. La surface centrale est appelée *surface neutre*. Elle ne subit aucune déformation longitudinale ;
2. Le plissement par *flexion-glisement*, figure 1.5 b), est un cas particulier du plissement par flexion pure (*flexural slip folds*). Lorsqu’un empilement de couches compétentes, peu cohésives à leurs interfaces, est plissé, les couches glissent les unes sur les autres, tel un jeu de cartes que l’on plie ;
3. Le plissement par *flexion-écoulement*, figure 1.5 c), est le cas où des couches compétentes sont intercalées entre des couches incompétentes (*flexural flow fold*). Les couches compétentes seront sous l’influence d’un plissement par flexion-glisement tandis que les couches incompétentes seront exposées à un cisaillement parallèle aux couches [Ramsay and Huber, 1983].

1.2.2 Restauration en coupes

D’après Wickham and Moeckel [1997], la restauration des coupes géologiques consiste à transformer les limites stratigraphiques, déformées dans l’état actuel, en un état “moins” déformé à une date antérieure de leur histoire structurale. Développée dans son état actuel par Dahlstrom [1969], la restauration en coupes trouve ses origines dans une ancienne méthode de calcul de la profondeur au détachement [Chamberlin, 1910; Goguel, 1952].

À la fin des années 1980 et au début des années 1990, l’intérêt grandissant de cette méthode a trouvé un écho retentissant pour déterminer les paléostructures, comme le

montrent les nombreuses références bibliographiques de ces années [Gibbs, 1983; Cooper and Trayner, 1986; Ford, 1987; Rowan and Kligfield, 1989; Moretti and Larrere, 1989], en contexte compressif, décrochant, extensif ou combinant tous les styles structuraux. Notamment, en exploration pétrolière, la détermination (même approximative) des paléo-structures à l'aide de la restauration en coupes permet d'évaluer l'évolution des prospects, et donc les réserves éventuelles en hydrocarbures.

Initialement développée uniquement pour le contexte compressif [Chamberlin, 1910; Dahlstrom, 1969; Hossack, 1979], elle est étendue au contexte extensif dès 1983 par Gibbs [1983].

Contexte compressif

Les premières méthodes de restauration utilisées dès 1910 par Chamberlin sont les méthodes de restauration en coupes, en contexte compressif. Tout comme les méthodes qui suivront, elles respectent le principe de conservation de la matière, ici réduit au principe de la conservation des aires des interfaces entre couches. Une telle approche consiste à construire la coupe géologique dans un axe, perpendiculairement à l'axe du pli principal de la zone d'étude. Deux hypothèses cinématiques sont ensuite nécessaires pour respecter le principe de conservation. Le niveau repère (généralement le toit) est imposés à devenir horizontal et la couche sous-jacente à conserver une épaisseur constante. Ensuite, une ligne verticale et un point doivent demeurer fixe au cours de la transformation; c'est généralement un des bords du modèle (*pin line* et *pin point* en anglais).

Il existe principalement quatre types de méthodes pour la restauration en coupes en contexte compressif : la *méthode de conservation de la surface transférée* et la *méthode de conservation de la surface totale*, avec leurs variantes.

1. La *méthode de la surface transférée* est la première des méthodes à avoir été développée [Chamberlin, 1910]. La longueur d'un horizon restauré en contexte compressif est plus grande qu'initialement, conduisant à une surface en excès. Ainsi, un niveau de référence, de longueur initiale l_0 et de longueur finale l (avec $l_0 < l$), est soulevé lors de la déformation, définissant une surface en excès (d'aire A) par rapport à l'épaisseur de la coupe. Dans la méthode de la conservation de la *surface transférée*, initialement développée par Chamberlin [1910], puis formalisée par Dahlstrom [1969], on considère que la surface en excès, acquise lors de la déformation, est "transférée" sur la coupe en dessous du niveau de l'épaisseur de la coupe lors de la restauration. Cet excédent de matière produit est ainsi transféré en conservant l'aire de la surface perdue (cf figure 1.6);
2. La méthode de la conservation de la *surface totale*, développée par Denison and Woodward [1963], Kiefer and Denison [1972], et Hossack [1979], consiste à appliquer le principe de conservation des aires à toutes les couches constituant la coupe. Pour un banc, si celui-ci est de longueur et hauteur initiale l_0 et h_0 , il sera dans l'état

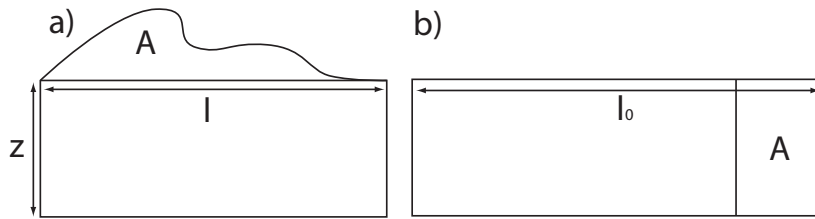


Figure 1.6 – Méthode de la surface transférée. a) État non restauré en vue en coupe : une surface (d’Aire A) sera transféré au dessus du niveau de référence à cause du raccourcissement. b) État restauré : la surface transféré est égale à la surface perdue à cause du raccourcissement.

restauré de longueur et de hauteur l_1 et h_1 , telles que :

$$l_0 \times h_0 = l_1 \times h_1 \quad (1.1)$$

3. Dans son article de 1969, [Dahlstrom](#) indique également une autre méthode de restauration en coupes : la méthode de conservation des longueurs et des épaisseurs. C’est une variante de la méthode de la conservation de la surface totale. On s’attache à conserver seulement la longueur des bancs et la hauteur des niveaux repères ;
4. Par ailleurs, il est possible de combiner, sur une même coupe, la méthode de conservation des longueurs pour les couches plus compétentes et la méthode de conservation de la surface totale pour les couches moins compétentes, tel que le proposent [Ménard \[1988\]](#) et [Mitra and Namson \[1989\]](#).

Contexte extensif

Développée plus tardivement [[Gibbs, 1983](#); [Rowan and Kligfield, 1989](#)], la transposition au contexte extensif de la restauration en coupes rencontre plusieurs écueils possibles :

1. Le principe de conservation des volumes n’est plus applicable. Les phénomènes de compaction (évacuation de l’eau et tassement des matériaux par effet de pression lithostatique) imposent une diminution du volume à travers le temps. L’application de cette variation de volume utilisée dans ces méthodes se base ainsi sur des lois empiriques permettant de calculer la compaction, dépendante de la porosité et de la profondeur d’enfouissement ;
2. En contexte extensif, la géométrie des failles listriques syn-sédimentaires (verticales en “surface”, plus horizontales en profondeur) et l’asymétrie des rejets qui y sont liés ne peuvent plus être restaurés en considérant un mode de déformation par flexion. Comme le souligne [Rouby \[1994\]](#), le glissement-aplatissement est le style de déformation le plus couramment observé en contexte extensif ;

3. La majeure partie des méthodes de restauration en coupes, en contexte extensif, se rapporte à la description de la déformation géométrique des structures de type demi-graben, dont les séries chevauchantes de la faille normale sont considérées immobiles alors que les séries chevauchées sont mobiles et seront celles qui accommoderont les mouvements de restauration, généralement par rotation de blocs rigides [Moretti *et al.*, 1988], par flexion glissement [Davison, 1986], ou par cisaillement [Verall, 1981, construction de Chevron]. Une restauration de type déformation cisailante consiste à conserver les longueurs selon une direction (la direction cisailante).

Restaurations en coupe de diapir de sel

Les méthodes de restauration classiques, telles que présentées plus haut, suggèrent une conservation des aires des bancs de sédiments. Trusheim [1960] illustre l'évolution des diapirs de sel Zechstein (Permien) du nord de l'Allemagne à l'aide de diagrammes de restauration palinspastique (figure 1.7), pour lesquels les règles de restauration ne sont pas précisées. En 1957, ce dernier auteur introduisit le premier le terme d'halocinèse pour désigner la formation de structures salifères ainsi que les implications stratigraphiques et structurales résultant du mouvement "autonome" du sel sous l'influence de la gravité, tel que le diapirisme était expliqué à l'époque [Trusheim, 1957]. La prise en compte de l'halocinèse est ainsi rendue difficile, du fait que l'aire de l'interface sel-sédiments ne *doit pas* être conservée (l'approximation "comportement élastique" ne tient plus). Dès la fin des années 1980, les méthodes de restauration deviennent plus rigoureuses, comme le note Hossack [1995], notamment grâce à l'utilisation croissante de l'informatique. Ce dernier introduit des règles générales pour le traitement des diapirs de sel en restauration en coupe, qui étaient généralement admises :

- Orientation de la section ;
- Conservation de l'aire des sédiments durant la restauration ;
- Le volume de sel est laissé en tant qu'espace vide (non traité). Hossack [1995] souligne par ailleurs que cette hypothèse constitue l'incertitude majeure de cette approche.

Pour le dernier point, ce dernier auteur distingue deux cas :

- Diapirisme actif ou passif (voir définition Chapitre 3, Section 3.1.4) : les volumes de sel sont alors généralement proches de la surface. Dans ces cas, la dissolution du sel est présente. Le volume englobant les évaporites diminue au cours du temps. La restauration en coupe de structures salifères dans de tels contextes introduit ainsi une augmentation des aires du sel, de façon rétrograde dans le temps, ce qui correspond à une perte de volume dans le sens génétique.
- Évacuation de sel et extension : ce sont des types de restauration équivalents. Dans les deux cas, ils induisent un abaissement du niveau de référence par rapport à l'élévation régionale.

Un exemple de ce type de restauration est donné dans le cas du diapirisme en contexte extensif, Moretti *et al.* [1990]. Ils reconstruisent une nappe de sel situé au large de la

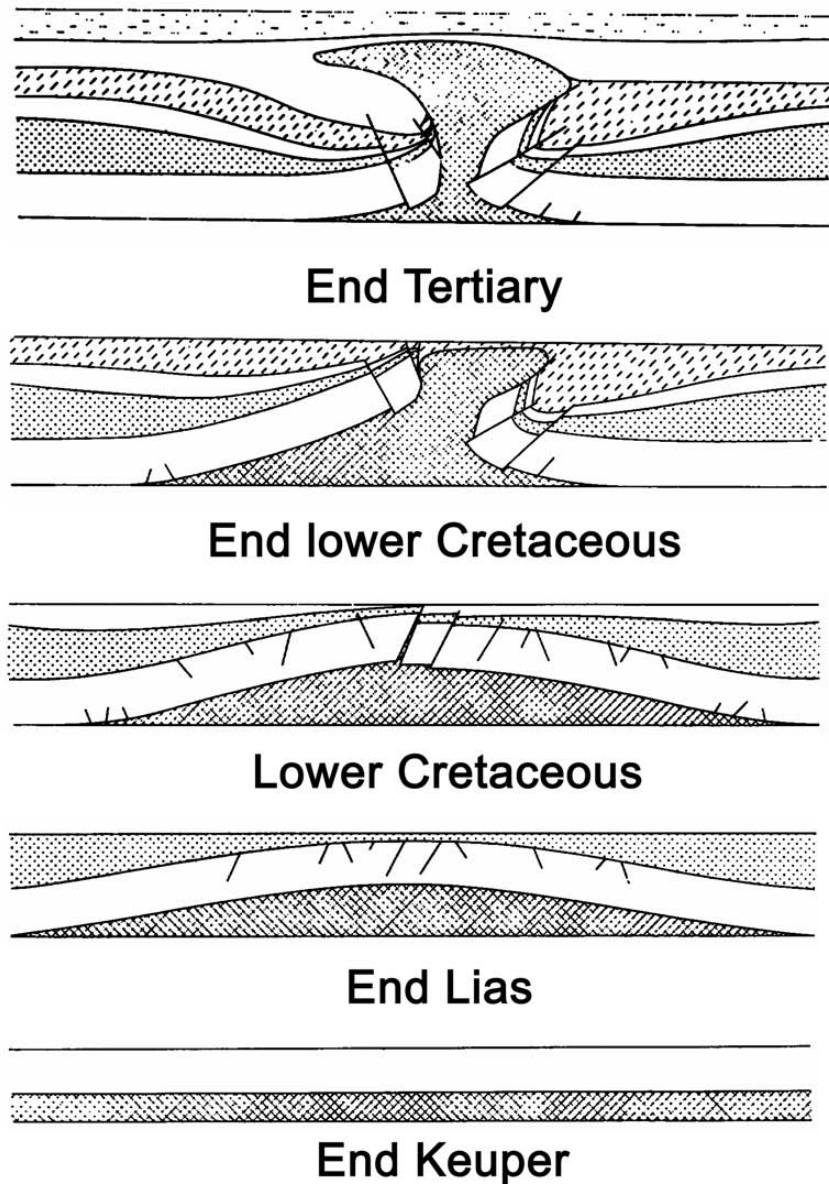


Figure 1.7 – Diagramme schématique de restauration du stock d'évaporite Zechtein (Permien), situé dans le Nord de l'Allemagne. Modifié d'après [Trusheim \[1960\]](#).

Louisiane à l'aide du logiciel LOCACE [[Moretti and Larrere, 1989](#)]. Le logiciel LOCACE permet plusieurs types de déformation, cisaillement simple, rotation rigide de bloc, ou encore méthode libre, utilisée pour les bancs ductiles (dessinées à la main par l'utilisateur). La figure 1.8 illustre 3 des différentes méthodes de reconstruction utilisées, d'après [Moretti et al. \[1990\]](#).

La restauration séquentielle des structures salifères allochtones dans le delta du Mississipi (Golfe du Mexique) est présentée à la figure 1.9 a). Les composantes structurelles de

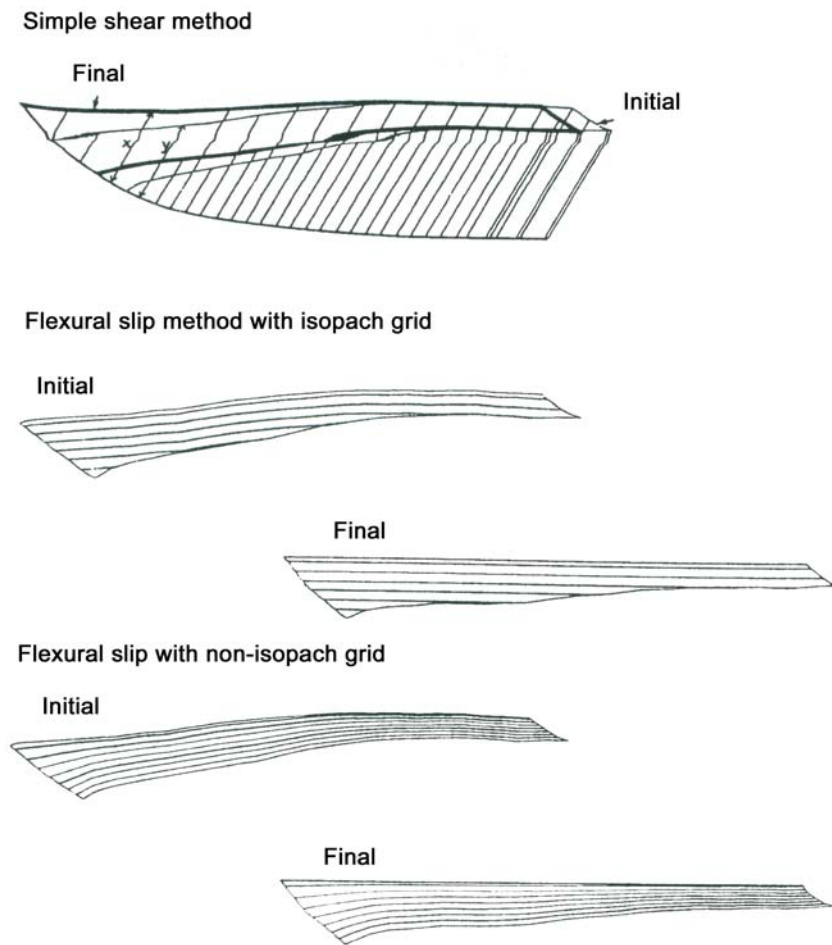


Figure 1.8 – Trois méthodes de restauration utilisées par le logiciel LOCACE. a) Cisaillement simple. b) Flexion-glisement avec une grille isopaque, préservant les aires et les longueurs des bancs parallèles à la grille. c) Flexion-glisement avec une grille anisopaque, utilisée pour des couches ayant un gradient d'épaisseur. Cette dernière méthode préserve les aires et toutes les longueurs. D'après [Moretti *et al.* \[1990\]](#).

ce profil consiste en une nappe de sel allochtone, une faille de croissance, dont le rejet horizontal (extension) est important et une chaîne de plissement mineure. Cette restauration séquentielle s'étale, façon rétrograde, du Plio-Pléistocène au Crétacé moyen.

Ces auteurs soulignent l'incohérence des résultats de la restauration par l'importance de l'ouverture de la soudure (faille normale au centre de la figure) pendant la restauration, notamment à l'étape d). L'aire comprenant le sel et cet espace, libéré pour le sel au début du Miocène, est significativement plus importante que l'aire du sel présent aujourd'hui. Ils en concluent que cette section n'est pas équilibrable en deux dimensions et en appellent à une restauration volumique.

Par ailleurs, ils estiment la variation de volume possible d'occupation du sel à chaque étape par le calcul des cartes isopaques, ces cartes isopaques indiquant l'épaisseur mini-

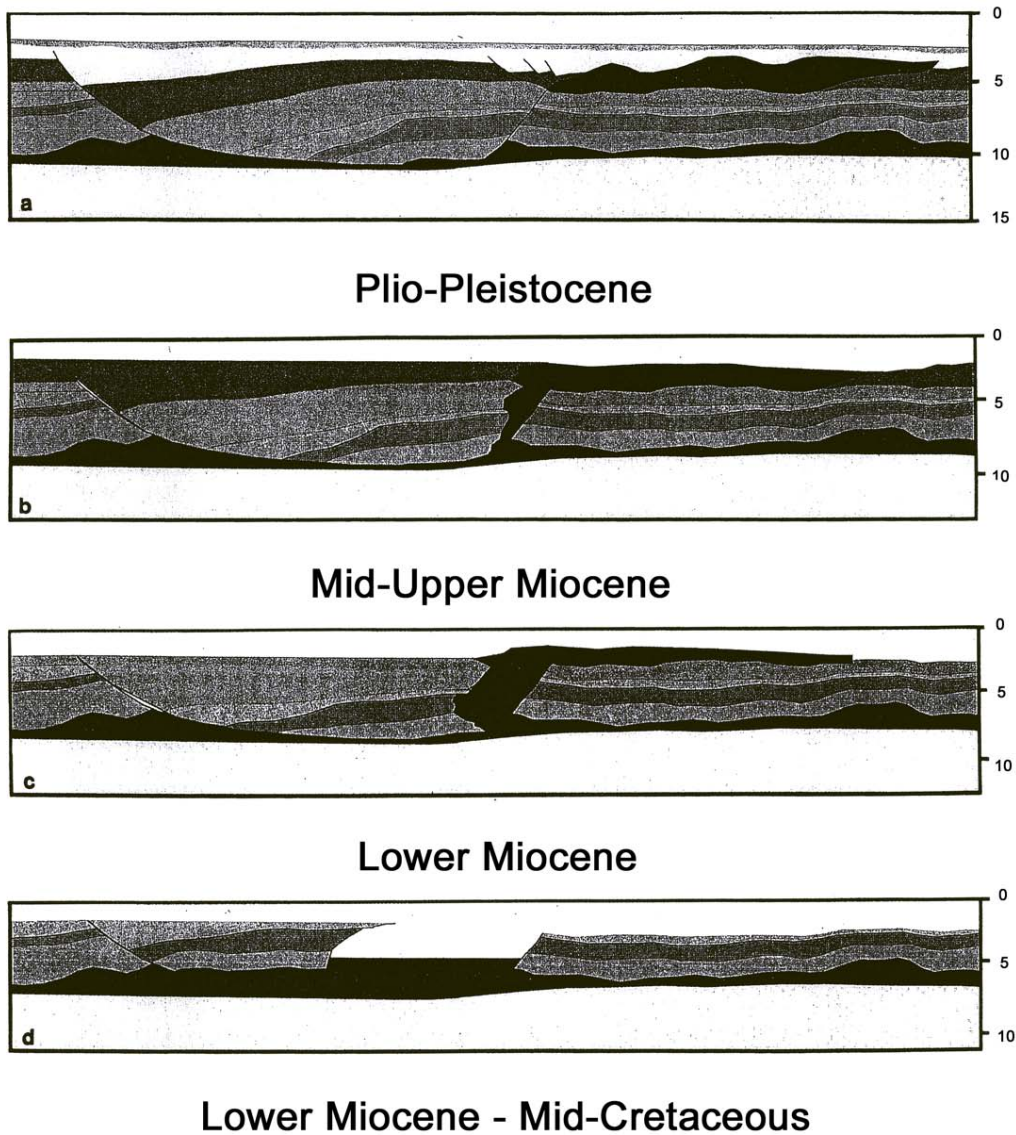


Figure 1.9 – Restauration séquentielle d’une nappe de sel allochtone, dans le delta du Mississippi (Golfe du Mexique), utilisant le logiciel LOCACE, méthode “flexion-glisement avec une grille anisopaque”. Les bords gauches et droits sont définis comme des “pin lines”. a) État actuel. Le profil est composé d’une nappe de sel allochtone, d’une faille normale et d’une chaîne de plissement. b) Restauration de la fin du Miocène. On peut noter la forme dentelée de la faille normale. c) Restauration de la fin du Miocène inférieur. Le fossé, créé par la restauration de la faille normale, est amplifiée. d) Restauration du Miocène inférieur. Le toit de l’unité restaurée n’est pas, comme le souligne les auteurs, un marqueur stratigraphique temporel bien défini. Le fossé créé au niveau de la faille est à nouveau amplifié. D’après [Moretti *et al.* \[1990\]](#).

mum du sel. L'intérêt d'une telle approche, qui s'apparente aux méthodes en cartes qui se développeront plus tard, réside dans la possibilité de prendre en compte l'ensemble des corps sédimentaires (ici les évaporites) ne se trouvant pas sur un même axe. [Moretti et al. \[1990\]](#) concluent leur étude en proposant une estimation à 18% de la quantité de sel dissout.

Les méthodes de restauration en coupes, en compression ou extension, bien qu'applicables dans des cas où les déformations restent confinées le long d'un axe, sont limitées quant à leur utilisation dans le cas de la tectonique salifère [[Rowan, 1996](#)]. *La tectonique salifère est un phénomène principalement tridimensionnel* et les structures qu'elle engendre le sont également.

Les méthodes de restauration en coupes, utilisée dans un certains nombre de contexte, sont toujours des méthode éculées, encore aujourd'hui dans les milieux industriels. Toutefois, durant les années 1990, plusieurs travaux visent à étendre la restauration aux cartes, représentant dans l'espace la géométrie des horizons stratigraphiques.

1.2.3 Restauration en cartes

Les méthodes de coupes équilibrées se limitent principalement au cas des déformations planes [[Rouby, 1994](#)]. Un déplacement sur une faille (normale ou inverse) s'accompagnant d'une composante décrochante ne peut pas être restauré en utilisant une méthode de coupes équilibrées. Une représentation en trois dimensions des horizons stratigraphiques ainsi qu'une méthode de restauration associée à cette représentation est alors nécessaire.

1.2.3.1 Restauration en cartes et déformation continue

La première approche de restauration en carte est de celle de [Cobbold \[1979\]](#) en adaptant la méthode de minimisation d'écarts entre grains, lors de la déformation d'agrégats cristallins de [Etchécopar \[1974\]](#), à la restauration structurale.

De fait, les méthodes de restauration en cartes traitant de la déformation continue sont issues d'une problématique de terrain. En effet, on cherche ici à évaluer l'ensemble des déformations continues non uniformes, dans le cas des plis principalement, sur toute une carte, à partir un certain nombre de points de mesures de cette déformation.

La carte à restaurer est discrétisée par des triangles ou quadrangles suffisamment petits pour que la déformation puisse être considérée comme homogène sur chacun d'eux. Le traitement de la déformation sur l'ensemble de la carte est réalisé en utilisant des techniques d'Éléments Finis. Lorsque la déformation est connue d'après des relevés de terrain, celle-ci est imposée sur les éléments considérés. L'ensemble des autres éléments est ajusté, par rotation et translation, de façon à minimiser (au sens des moindres carrés) les vides et à éviter les recouvrements qui peuvent apparaître. Cet ajustement peut s'effectuer de façon manuelle [[Schwerdtner, 1977](#)] ou numériquement [[Cobbold, 1979](#); [Schultz-Ela, 1988](#);

Gratier and Guillier, 1993]. Gratier and Guillier [1993] ont développé le logiciel UNFOLD, traitant de la déformation continue de surfaces. Cette méthode vise à projeter chaque élément triangulaire sur un niveau de référence et à les ajuster les uns par rapport aux autres. Percevault and Cobbold [1982] et Cobbold and Percevault [1983] ont appliqué cette méthode pour déterminer le cisaillement Sud-Armoricain et son champ de déplacements associé. La connaissance d'un nombre suffisant de marqueurs de la déformation est donc requis pour l'application de cette méthode.

1.2.3.2 Restauration en cartes et déformation discontinue

La restauration en cartes de structures discontinues consiste à trouver un état plan de l'horizon faillé, bloc rigide par bloc rigide, et à fermer les failles en minimisant la projection du rejet dans le plan horizontal, que l'on appelle aussi la "carte des rejets horizontaux" ou *cut off lens map* en anglais [McCoss, 1988]. Cette carte est réalisée en projetant les intersection des horizons stratigraphiques avec les failles sur un plan horizontal, comme l'illustre la figure 1.10.

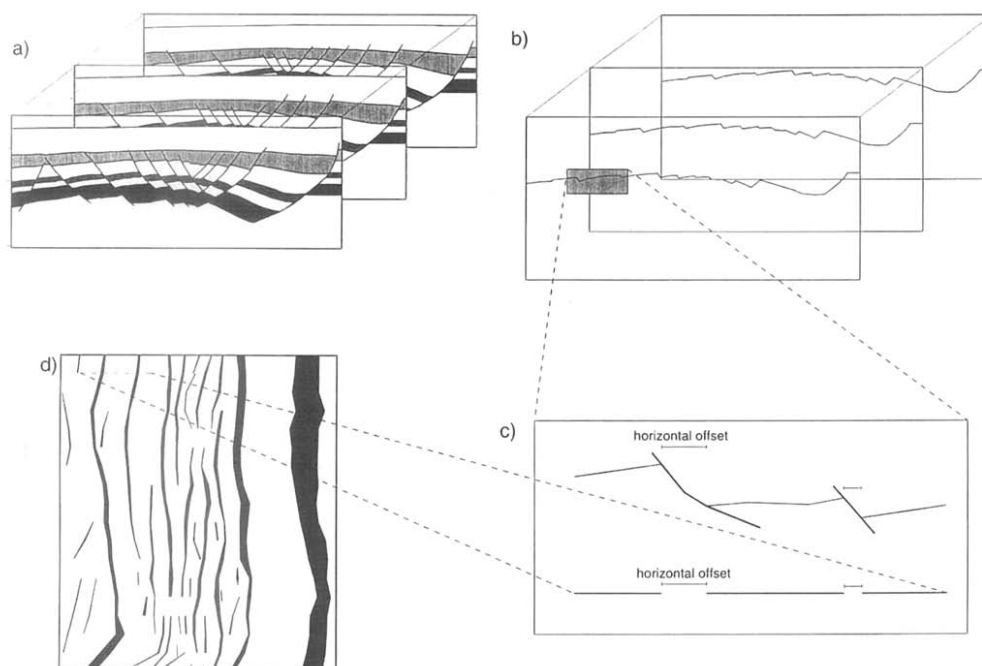


Figure 1.10 – Construction de la carte des rejets horizontaux. A partir de coupes géologiques (figure a), un horizon stratigraphique est construit et les composantes horizontales des failles sont calculées (Figure b et c). La carte des rejets horizontaux (Figure d) correspond aux parties noires de cette figure. D'après Rouby *et al.* [1996].

On peut ainsi distinguer les restaurations en cartes dans les trois contextes tectoniques : compressif, extensif et décrochant. Dans le cas d'une faille normale, on crée un vide entre

les compartiments de la faille alors que pour une faille inverse, on définira un recouvrement. Pour le contexte décrochant, la carte des rejets horizontaux correspondra au tracé des bords de faille. La méthode implique que l'ensemble des déformations est accommodé par des mouvements de blocs rigides.

Contexte compressif [Davy and Cobbold \[1989\]](#) ont proposé une restauration manuelle de la collision Inde-Asie (contexte compressif), pour laquelle ils utilisent simplement une carte et des ciseaux. Chaque bloc est découpé selon les chevauchements et séparés des autres d'une distance égale au chevauchement. [Bourgeois \[1994\]](#) a informatisé cette méthode en se basant sur la méthode de restauration en cartes de [Rouby et al. \[1993a\]](#).

Contexte décrochant [Audibert \[1991\]](#) utilise les mesures paléomagnétiques pour déterminer la rotation induite sur certains blocs rigides. Chacun des autres blocs est ensuite ajusté itérativement à l'aide de rotations et translations rigides, pour minimiser les recouvrements et espaces vides.

Contexte extensif Dans le contexte extensif, il s'agit de refermer les vides créés entre blocs de failles lorsqu'ils ont été ramenés à un niveau stratigraphique non déformé. [Guillier \[1991\]](#), [Gratier et al. \[1991\]](#), et [Gratier and Guillier \[1993\]](#) ont appliqué la méthode, initialement prévue pour le contexte compressif, au cas extensif, en ajustant manuellement les vides (et recouvrements éventuels) créés par les failles normales.

[Rouby et al. \[1993a\]](#) suggère une méthode similaire de restauration qui a l'avantage de proposer une minimisation des recouvrements et des espaces vides par moindres carrés. L'algorithme consiste à minimiser la somme des distances au carré des rejets horizontaux, en appliquant des rotations et des translations de blocs. Cette méthode a été appliquée sur le bassin sédimentaire du Campos, situé sur la marge passive brésilienne [[Rouby et al., 1993b](#)] et sur le delta du Niger [[Rouby et al., 1996](#)].

1.2.3.3 Approche paramétrique de la restauration en cartes

Comme le souligne [Massot \[2002\]](#), les outils de restauration en cartes utilisant un algorithme d'ajustement local des éléments discrétisant la surface peuvent présenter trois principales limites :

1. Les approximations faites dans la description géométrique des modèles restent une limite à l'interprétation de l'état restauré. De même, la rhéologie des roches des différents bancs est simplifiée par des hypothèses sur les modes de déformation dans les différents blocs de failles ;
2. La convergence numérique de telles méthodes est sensible à l'ensemble des heuristiques choisies pour l'ajustement local des éléments rigides (critères de distorsion ou

d'ajustement avec les éléments voisins). Ces critères pouvant atteindre des minimas locaux, la convergence peut ne pas être atteinte au niveau global ;

3. Enfin, outre quelques exceptions comme LOCACE [Moretti and Larrere, 1989], RESTORE [Schultz-Ela and Duncan, 1991], pour les logiciels travaillant en coupes, ou UNFOLD [Gratier *et al.*, 1991; Gratier and Guillier, 1993], nombre de logiciels, notamment anciens, présentent une ergonomie et une utilisation laissant peu de place à l'expertise des géologues structuraux.

Basé sur les travaux de Levy [1999], la solution apportée par Mallet [2002] et Massot [2002] consiste en une approche paramétrique. L'état de dépôt des couches géologiques est considéré comme un espace paramétrique en deux dimensions. Sur la figure 1.11, Chaque point $X = [x, y, z]^t$ de l'horizon plissé et faillé est associé à un couple de coordonnées (u, v) dans l'espace paramétrique.

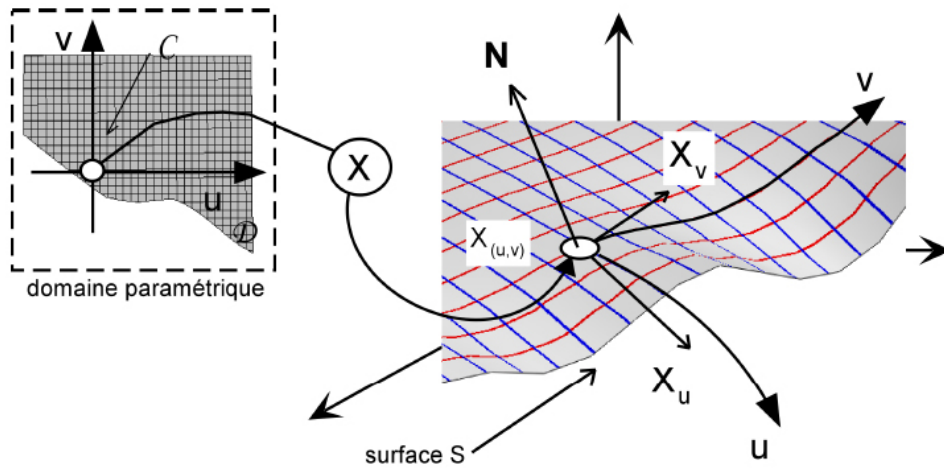


Figure 1.11 – Paramétrisation de surface. Chaque point de la surface à restaurer (\mathcal{S} , à droite) est mis en correspondance avec un point de l'espace paramétrique (\mathcal{C} , à gauche). D'après Massot [2002].

Trouver l'état restauré d'un horizon revient ainsi à trouver une fonctionnelle permettant de relier X à (u, v) . Cette méthode impose également la conservation des angles du repères local de l'espace paramétrique.

Le principal avantage de cette technique réside dans le fait que le calcul des critères d'ajustement ou de déformation est global, utilisant le moteur d'interpolation lisse discrète [Mallet, 2002, DSI] dont la convergence est évaluée sur des quantités calculées sur l'ensemble de l'objet en question – ici un horizon stratigraphique. Cette méthode est détaillée dans le Chapitre 3, Section 3.3.1. Cette méthode de restauration est, comme le note Massot [2002], une approximation continue, en cartes, du glissement banc sur banc.

Elle diffère des autres types de restauration par le fait que, par construction, on n’observe pas de superposition ou de vide au niveau de l’appariement des blocs de failles, après restauration. La paramétrisation est continue au niveau des failles. La validation d’une structure restaurée peut se faire par l’analyse de la distribution des rétro-déformations, notamment en utilisant la dilatation des éléments surfaciques. Son utilisation dans le cas de la tectonique salifère autorise ainsi l’évaluation des déformations surfaciques enregistrées par les horizons stratigraphiques, adjacents aux diapirs ou autres structures salifères.

La section suivante présente un exemple d’application de la restauration en cartes au cas d’une tectonique salifère. Cet exemple permet de mettre en lumière l’apport de ce type de restauration, par rapport aux restaurations en coupes. On rappelle ici que la critique principale qui peut être adressée aux méthodes en coupes relève de la nature tridimensionnelle des déformations induites par le sel.

1.2.3.4 Restauration en cartes de structures salifères

Les approches adoptées pour la restauration de la tectonique salifère en carte s’apparente pour la plupart à quantifier les déplacements des composantes horizontales des rejets des failles associées. [Rouby *et al.* \[1993b\]](#) restaurent plusieurs horizons stratigraphiques (Crétacé supérieur et Oligocène) de la marge passive du Campos au Brésil.

Chaque horizon stratigraphique est décrit en termes de sa carte de rejet horizontal. Pour chacun des rejets horizontaux (*cut-off lenses* en anglais), la somme des distances au carré entre les éléments frontières (au niveau des failles) est minimisé en ajustant les blocs de failles (considérés comme rigides) par des rotations et des translations, au sens des moindres carrés. Chaque horizon est traité indépendamment des autres.

Dans le cas de la marge passive du Campos, les sédiments montrent des déformations sur un niveau de décollement, de faible épaisseur, apposé sur un dépôt d’évaporites (Aptien). Ce domaine comprend une partie extensive près de la côte et une partie compressive, au niveau de la marge. L’ensemble des déformations structurales peut être ainsi caractérisé par un glissement gravitaire. Ce glissement gravitaire s’accompagnant de lobes, la restauration en coupes est à proscrire. Ces derniers auteurs ont proposé de restaurer deux horizons stratigraphiques (Crétacé supérieur et Oligocène), figure 1.12. L’interface sel-encaissant n’est pas pris en compte dans la restauration et chaque horizon est restauré indépendamment des autres.

La méthodologie utilisée est celle développée par [Rouby *et al.* \[1993a\]](#), qui n’est pas spécifique à la tectonique salifère. Toutefois, la restauration en cartes appliquée à ce type de tectonique (glissement gravitaire sur un décollement de sel) a permis d’évaluer les paléo-déplacements associés. Cette restauration permet d’évaluer la mobilité des sédiments dans le temps. Contrairement aux techniques de restauration en coupes, celle-ci permet de :

- S’affranchir des limitations liées aux déformations hors du plan de la coupe ;

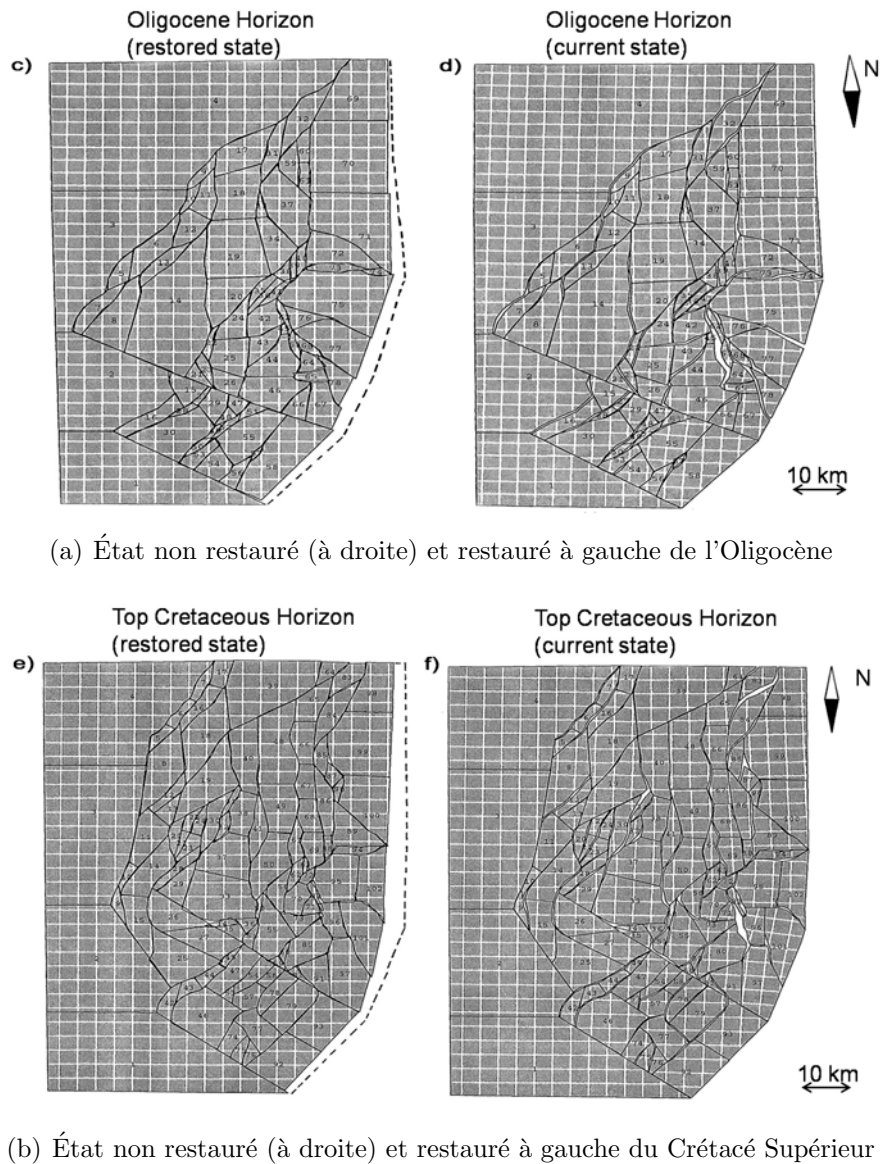


Figure 1.12 – Restauration en cartes de deux horizons stratigraphiques du Bassin du Campos. D'après [Rouby et al. \[1993b\]](#).

- Ne pas traiter l'interface sel-sédiments directement, sujets à une déformation plastique (voir Chapitre 3, Section 3.1.4) ;
- Ne pas être spécifique à un mode de déformation spécifique (extension ou compression) ;

Malgré tout, il subsiste plusieurs obstacles à une restauration satisfaisante, appliquée à une structure influencée par une tectonique salifère :

- Comme souligné par [Rouby et al. \[1993b\]](#), les champs de déplacements calculés pour chaque horizon sont indépendants des événements tectoniques précédents. Cet aspect est limitatif pour la gestion de la tectonique salifère, et est également l'une

- des critiques générales pour la restauration en cartes : on ne peut pas prendre en compte les mouvements bancs sur bancs ;
- La restauration en cartes ne permet pas d’accéder à la variation des volumes des sédiments ;
 - Enfin, l’évolution des séquences de dépôts, aux alentours des diapirs de sel, est très largement influencée par l’interaction eustatisme, tectonique régionale et taux de sédimentation, qui sont des processus s’échelonnant dans le temps.

Bien que la restauration en cartes permet d’acquérir une évaluation de la déformation pour chaque horizon restauré, ce type de méthodes ne permet pas de caractériser l’histoire cinématique d’une structure géologique. La restauration multi-cartes, telle que présentée dans la section suivante, permet de pallier ce problème.

1.2.4 Restauration multi-cartes

Les méthodes de restauration multi-cartes, développées à la fin de années 1990 et au début des années 2000, sont une extension des méthodes de restauration en cartes en trois dimensions. Nous les distinguons ici des méthodes en volume car elles ne définissent pas les déformations des matériaux situés entre les horizons. Les règles de conservation de la matière sont toujours déterminées *via* des règles géométriques de déformation : ce sont des méthodes cinématiques.

Disposant de plusieurs horizons stratigraphiques, un niveau de référence est restauré en utilisant l’une des méthodes précédemment exposées, et des lois régissant les comportements inter-horizons sont spécifiées afin de régler la rétro-déformation des autres horizons. Ces lois cinématiques sont tirées du mode de déformation principal du modèle considéré : cisaillement ou flexion. Elles s’assurent également de la fermeture des failles sur le niveau de référence restauré tout en préservant les rejets des failles dans le modèle.

Muron [2005] qualifie ces méthodes de pseudo-volumes ou 2, 5-D car les volumes des roches sont représentés par un nombre fini d’horizons stratigraphiques pour lesquelles des règles géométriques de déformation sont définies afin d’assurer une cohérence géométrique et géologique du modèle. On peut classer ces méthodes en deux types : les méthodes de construction géométrique et les méthodes d’optimisation multi-critères.

1.2.4.1 Les méthodes de construction géométrique

Elles consistent à restaurer séquentiellement un modèle géométrique (uniquement constitué de surfaces). Lors de la restauration, le traitement du toit du modèle H_0 (ou du niveau de référence) se fait différemment des autres horizons $H_{(1,n)}$, $n + 1$ étant le nombre d’horizons stratigraphiques du modèle. H_0 est restauré en utilisant l’une des techniques précédemment exposées. Quant aux horizons stratigraphiques des dépôts plus anciens,

$H_{(1,n)}$, ils sont transformés de façon à conserver les épaisseurs des différentes couches, et ce en appliquant des règles de conservation des distances inter-horizons dépendantes (1) du mode de déformation choisi et (2) du traitement des failles. Les règles cinématiques imposées peuvent toutefois ne pas assurer la conservation de l'aire des horizons $H_{(1,n)}$.

Méthode de Samson [1996]

Pour ce faire, Samson [1996] procède à une restauration du toit du modèle (représenté par une surface triangulée). Ce dernier considère une projection isométrique entre un horizon à restaurer et une surface cible de paramétrisation dérivable (c'est-à-dire suffisamment régulière), cf. figure 1.13.

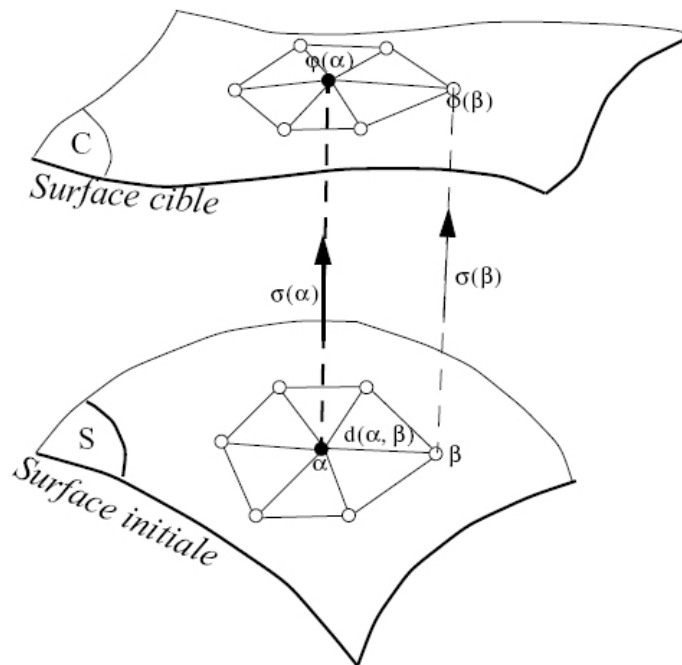


Figure 1.13 – Projection de l'horizon à restaurer \mathcal{S} sur une surface cible \mathcal{C} . ϕ est la fonction de transformation de \mathcal{S} à \mathcal{C} et σ la direction de projection. D'après Samson [1996].

Cette projection nécessite de minimiser la distance de tous les points d'un même triangle. La minimisation s'effectue par optimisation aux moindres carrés. Les triangles sont ensuite modifiés de telle sorte à minimiser le changement d'aire. Cette méthode est en fait une extension de celle utilisée dans le logiciel UNFOLD [Gratier, 1993], pour laquelle la disposition initiale des triangles n'est pas réhibitoire.

Par la suite, des tétraèdres sont formés en joignant chaque triangle (a, b, c) de cette surface restaurée au point le plus proche de l'horizon le plus proche. Ce point est choisi de telle sorte que la longueur de la projection sur la base (a, b, c) est la plus petite, comme

l'illustre la figure 1.14. La conservation de l'épaisseur des couches est assurée lorsqu'après restauration du toit, les sommets des tétraèdres ainsi définis sont déplacés pour conserver la hauteur initiale du tétraèdre.

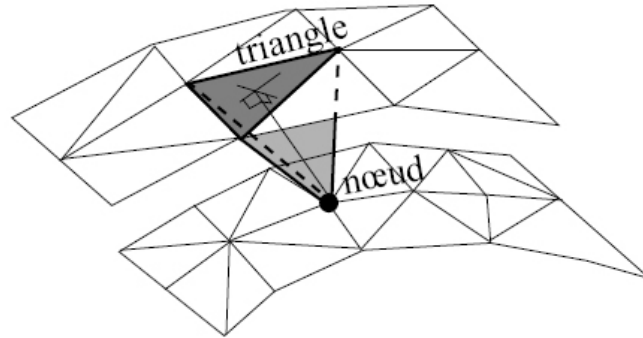


Figure 1.14 – Construction d'un tétraèdre pour la conservation de l'épaisseur. D'après Samson [1996].

Une fois le modèle restauré, l'aire du mur fixe du modèle (*pin wall*, équivalent de *pin line* pour les méthodes de restauration en coupes, cf. figure 1.15), est conservée en imposant un déplacement des points de cette surface dans le plan tangent et en minimisant la distorsion de cette surface.

Samson [1996] applique cette méthode au cas d'un pli déversé, illustré sur la figure 1.15. Il montre dans cette exemple d'application que la restauration du modèle choisi indique une erreur de modélisation dans le creux du pli : l'épaisseur de la couche diminue au niveau des axes du pli.

Ce type de restauration est toutefois sensible aux maillages des surfaces utilisés. En effet, selon la position du sommet de chaque tétraèdre choisi, la hauteur ainsi défini ne représente pas, *a priori*, l'épaisseur apparente de la couche. Ce problème est abordé dans le Chapitre 3 où est proposée une méthode de restauration conservant les épaisseurs apparentes pour la gestion du sel.

Pour traiter les failles, Jacquemin [1999] propose de supprimer les espacements produits par la restauration en projetant les bords de faille de chacun des horizons sur la surface de faille, tel que montré sur la figure figure 1.16. Les cibles de projection de ces points sont calculées à partir d'une paramétrisation de la surface, choisie de telle sorte à privilégier une des directions du gradient de la paramétrisation. Les points du bord sont alors projetés sur la surface de faille en utilisant cette direction et une interpolation sous contraintes des distances de projection.

Méthode de Williams *et al.* [1997]

Egan *et al.* [1997]; Williams *et al.* [1997] proposent une méthode similaire :

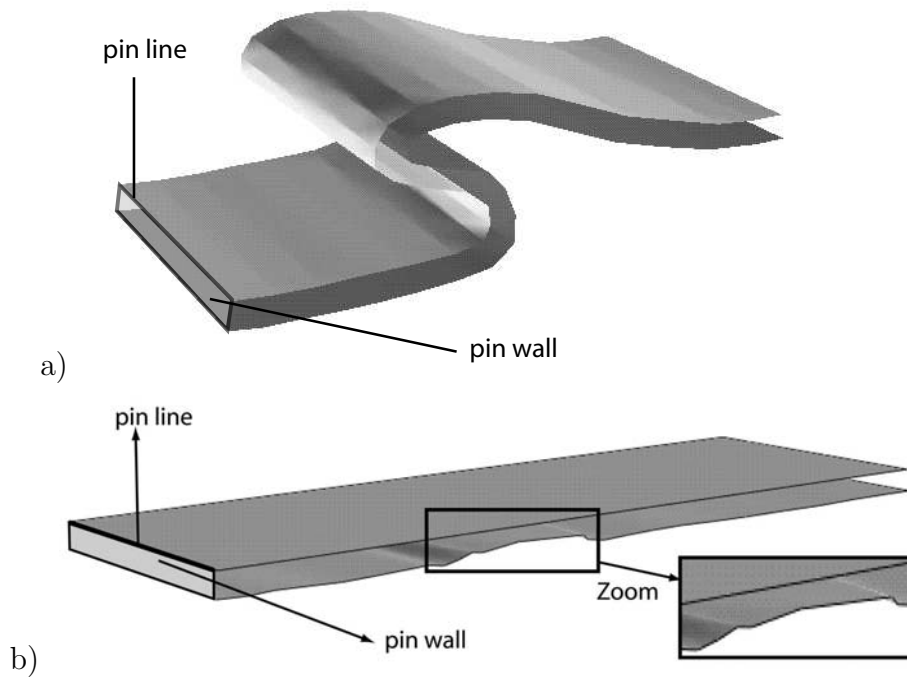


Figure 1.15 – Restauration multi-surfaces d’une structure en pli déversé par la méthode de conservation des aires. a) Structure en pli déversé. b) Structure en pli déversé, dépliée. On note la perte de volume de la partie centrale de la couche indiquant une incohérence d’épaisseur sur la charnière du pli. Ceci met en exergue un problème de modélisation de la structure. Notamment, ce pli n’est effectivement comme le souligne Samson [1996]. Modifié d’après [Samson, 1996].

1. Avant restauration, chaque surface maillée représentant les horizons $H_{(1,n)}$ est interpolée de façon à ce que chacun des nœuds de ces surfaces partage les mêmes coordonnées (x, y) avec au moins un point en commun avec les autres surfaces $H_{(0,n)}$, comme le montre la figure 1.17 ;
2. Le niveau de référence (généralement le toit du modèle) est restauré en utilisant une méthode de flexion, s’apparentant à celle de Gratier *et al.* [1991] ;
3. Chacune des surfaces sous-jacentes est ensuite modifiée en déplaçant chacun des nœuds du même vecteur de déplacement que le nœud ayant le même couple de coordonnées (x, y) sur le niveau de référence. Dans cette étape, la conservation des distances inter-bancs s’apparente donc à un mode de déformation caractérisant le cisaillement. L’aire des surfaces sous-jacentes n’est donc pas conservée par défaut ;
4. Ensuite, la position en (x, y) des nœuds des horizons $H_{(1,n)}$ peut être modifiée afin d’ajuster l’aire de ces horizons ;
5. Enfin, les horizons $H_{(1,n)}$ sont ré-interpolés utilisant la méthode exposée en 1.

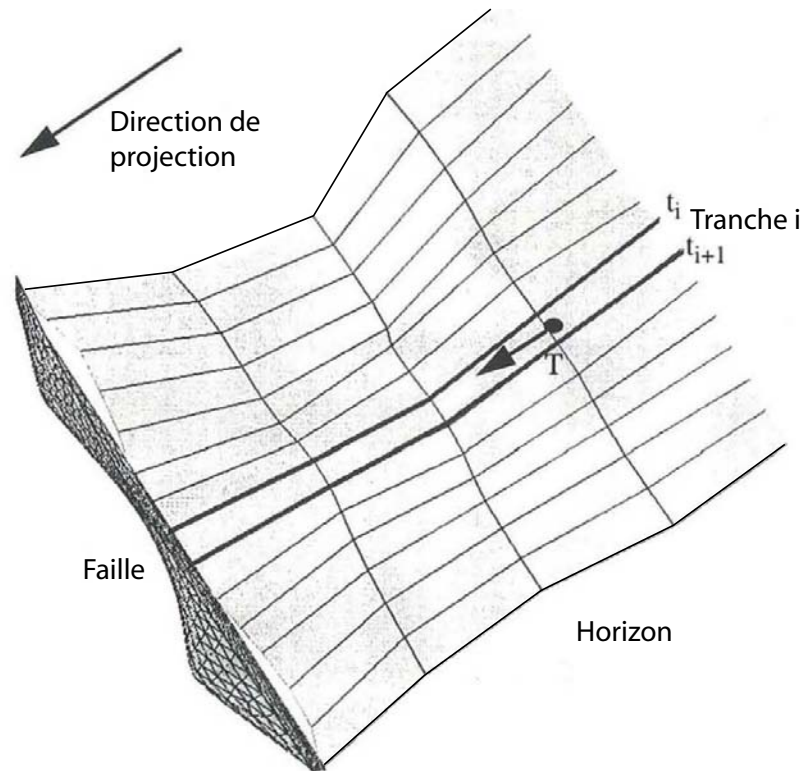


Figure 1.16 – Projection d’un horizon sur une faille. Le gradient de la paramétrisation de l’horizon est choisi pour chaque tranche de l’horizon de façon à suivre la direction de projection. Modifié d’après [Jacquemin \[1999\]](#)

Cette technique est appliquée séquentiellement et peut être couplée à une méthode de décompaction. A chaque étape, le toit de la séquence est restauré en approchant un mode de flexion, tandis que les couches inférieures sont déformées par cisaillement. Les surfaces sont ensuite ajustées afin de conserver, au mieux, les aires.

Du point de vue des modèles de diapirs de sel, les roches situées proches du stock d’évaporites sont déformés par des processus plastiques [[Fossum and Fredrich, 2002](#)]. Le mode de cisaillement pour la restauration des roches encaissants reste un mode à privilégier proche des stocks de sel mais devient inapproprié lorsque l’on s’éloigne des diapirs.

Méthode de [Griffiths et al. \[2002\]](#)

[Griffiths et al. \[2002\]](#) ont implémenté une méthode qui restaure un ensemble d’horizons stratigraphiques en conservant les volumes, les longueurs des lignes dans une direction donnée de plissement, et les épaisseurs orthogonales des bancs. Elle utilise également le mode de déformation de flexion-glissement, supposant des déformations planes.

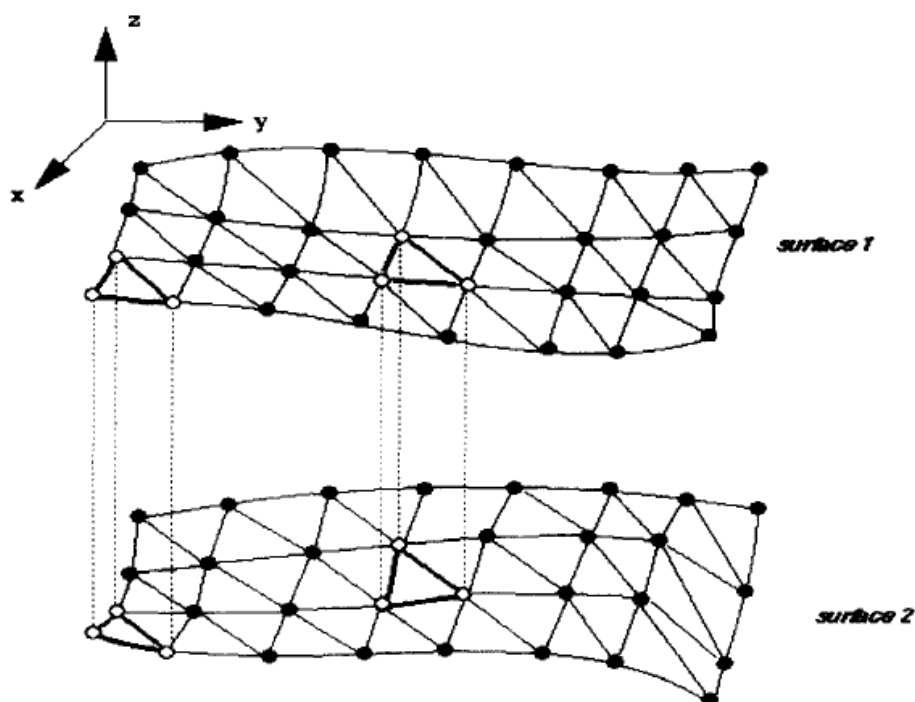


Figure 1.17 – Chaque surface est interpolée de façon à ce que chacun des points partage les coordonnées (x, y) avec un des points de la surface à restaurer [Williams *et al.*, 1997].

Cette méthodologie (et la précédente) a été utilisée pour développer le logiciel 3DMove par la compagnie Midland Valley Exploration Ltd (<http://www.mve.com>).

Comme le résume Muron [2005], cette méthode peut se rapporter à une restauration d'un ensemble de coupes non parallèles, pour lesquelles une direction privilégiée de plissement a été identifiée. Le niveau de référence, généralement le toit du modèle, notée surface modèle ("Template surface") est restaurée en utilisant une méthode de flexion-glisement, supposant des déformations planes, perpendiculairement à l'axe des plis, tel qu'illustré sur la figure 1.18.

A partir de chaque point de la surface à restaurer, un plan parallèle au plan de dépliage est défini. L'intersection de la surface passive avec ce plan est calculée (ligne passive). Un modèle en ligne de coudes (calculée par "kink method" est évalué à partir de la surface modèle (ligne polygonale). Ceci caractérise alors le système de glissement. La ligne polygonale résultant des frontières de domaines de pendage peut être restauré sur l'intersection de la surface cible avec le plan parallèle au plan de dépliage. La ligne passive est déformée de façon à conserver la distance du point courant avec la ligne polygonale, la distance

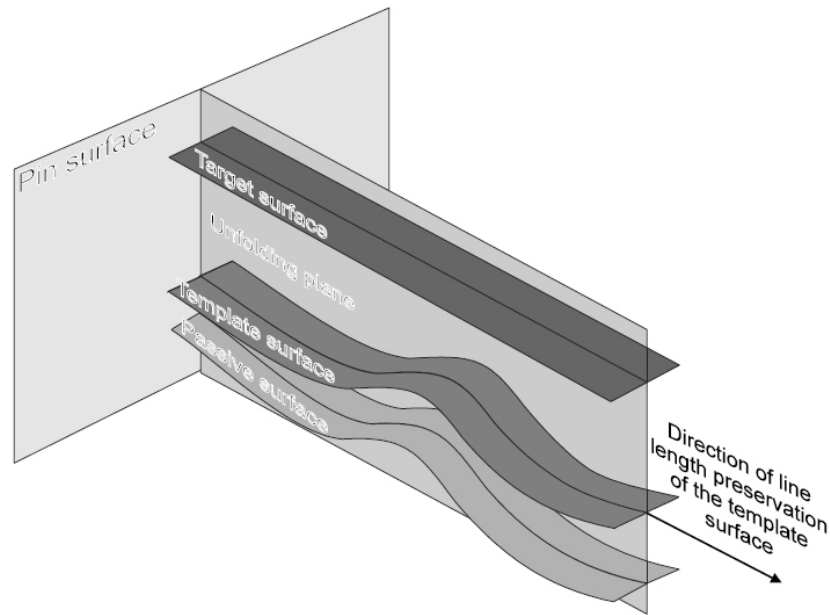


Figure 1.18 – Définition d’un axe de pli. Il est noté “Unfolding plane”, plan de dépliage, “Template surface”, le toit du modèle et “Passive surface”, les horizons sous-jacents. Le mode de déformation est la flexion-glisement. L’ensemble des surfaces passive sont restaurées en suivant le modèle de restauration utilisé pour le toit. La “Pin surface” est définie comme étant une surface sur laquelle il n’y a pas de glissement. D’après [Griffiths et al. \[2002\]](#).

curvilinéaire de ce point à la pin surface, et sa position latérale, orthogonale avec le plan de dépliage (notée respectivement h , s et t sur la figure 1.19).

Comme le souligne [Griffiths et al. \[2002\]](#), l’avantage de cette méthode réside dans le fait que la restauration d’un ensemble de surfaces est réalisée en une seule étape. Elle permet ainsi de conserver les volumes dans les bancs de ce modèle, tout du moins dans les plans verticaux choisis. Par ailleurs, ce mode de déformation caractérise la flexion-écoulement [[Ramsay and Huber, 1983](#)].

Toutefois, pour le cas des diapirs de sel, cette méthode est limitée par l’hypothèse des déformations planes, et par la définition de surface axiale de déformation pour les structures diapiriques. [Yin and Groshong \[2006\]](#) utilisent cette méthode pour restaurer deux diapirs de l’Est du Texas et du Nord de l’Allemagne. Ils définissent sur chacun des blocs de failles radiales, induites par la surrection du diapir, une surface axiale au centre du bloc. Ils restaurent ces deux diapirs en utilisant une méthode de restauration en cisaillement inclinée et une méthode de restauration en flexion-glisement. Ils montrent que la restauration en flexion-glisement fournit des résultats acceptables alors que la restauration en cisaillement incliné produit des structures restaurées présentant nombre de vides relativement important au niveau des traces des failles. Cette conclusion corro-

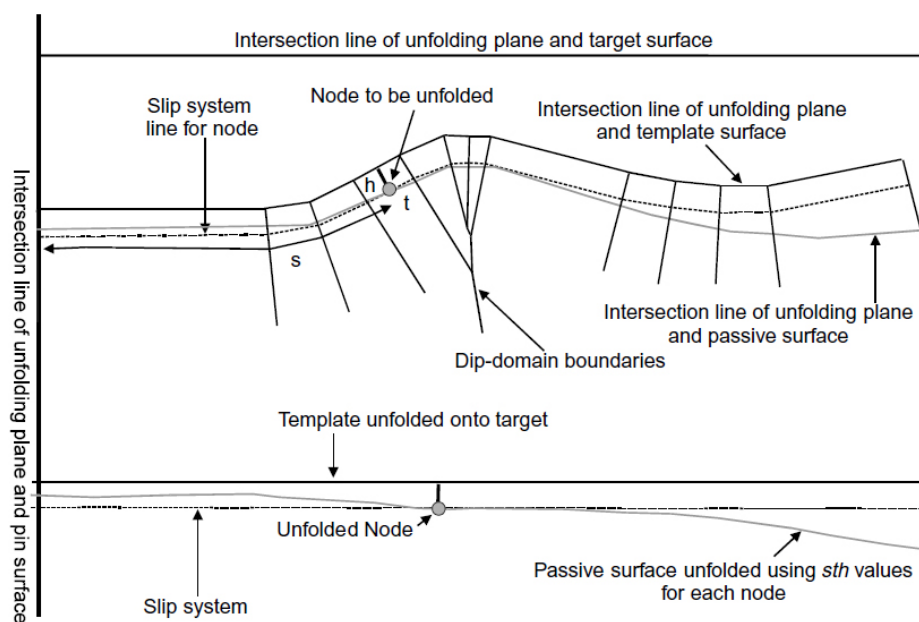


Figure 1.19 – Construction d’un modèle de restauration. La ligne gris clair est l’intersection d’une surface passive avec le plan de dépliage. Une ligne polygonale, construite en ligne en coudes, définit un modèle de dépliage par morceau sur un niveau de référence (“Target surface”). Un certain nombre de points sont choisis sur la surface passive. D’après Griffiths *et al.* [2002].

bore les résultats généralement obtenus en utilisant une restauration avec un mode de déformation de flexion-glisserment dans le cas de diapirisme actif et d’un raccourcissement structural [Brewer and Groshong, 1993; Hudec and Jackson, 2004; Mohr *et al.*, 2005; Back *et al.*, 2008]. En extension, et proches des diapirs, les méthodes de restauration par cisaillement incliné sont plus adoptées [Rowan and Kligfield, 1989; Schultz-Ela, 1992], bien qu’elles puissent produire des résultats incohérents, notamment en restauration en coupes [Rowan, 1996].

Méthode de Rouby *et al.* [2000]

Rouby *et al.* [2000] ont étendu leur méthode décrite dans la Section 1.2.3.2 à plusieurs modes de déformation. Les horizons de chaque bloc rigide sont restaurés en utilisant cette technique. La fermeture des failles s’effectue en combinant plusieurs modes de déformation : flexion-glisserment, cisaillement incliné homogène ou cisaillement incliné hétérogène (pour lesquelles les directions sont orientées selon l’azimut du pendage local de la surface). La fermeture des failles est ensuite réalisée sur chacune des surfaces en annulant le rejet dans la carte des rejets horizontaux par optimisation de mouvement de blocs rigides.

Le glissement le long des failles est ainsi un résultat de la restauration (dont la direction et la valeur sont obtenus par optimisation).

Cette méthode ne spécifie pas les relations inter-horizons : chaque horizon est restauré indépendamment des autres. Toutefois, ces auteurs proposent de calculer la géométrie de chaque horizon au moment du dépôt en appliquant le champ de déplacements obtenu par la restauration à une carte isopaque associée à chaque horizon.

Dans la perspective de restauration des diapirs de sel, cette méthode, bien que ne traitant pas d'une restauration véritablement $3 - D$, combine plusieurs modes de déformation. Cette combinaison de modes de déformation s'observe sur les bancs déposés syn-cinématiquement par rapport au diapirisme, à mesure que l'on s'éloigne du diapir [Giles and Lawton, 2002].

1.2.4.2 les méthodes d'optimisation multi-critères

Ces méthodes cherchent un compromis dans le poids accordé aux différents critères utilisés lors de la restauration : (1) horizontalité du toit dans l'état palinspastique (état restauré), (2) conservation des longueurs des strates (pendant le glissement ou le litage), et (3) conservation locale de volume [Thibaut, 1994; Léger *et al.*, 1997]. Ce type de techniques s'apparente aux méthodes usuellement appliquées à l'inversion sismique ou à la théorie du problème inverse [Tarantola, 1987; Labrunye, 2004]. La restauration est transformée alors en un problème d'optimisation sous contraintes.

Chaque horizon est représenté par des B-Splines⁴ cubiques, qui seront modifiées itérativement, pour minimiser la fonction objective globale défini par les trois critères (1), (2), et (3), cités plus haut (par une procédure de Gauss-Newton). L'état restauré correspond ainsi à la représentation paramétrique, sous la forme de B-Splines, de chaque horizon. Un résultat de restauration sur un cas synthétique est présenté sur la figure 1.20.

Bien que cette méthode ait l'avantage de respecter plusieurs contraintes de déformation usuellement adoptées, la représentation par B-Spline du modèle structural de surface compromet son utilisation dans le cas de structure complexe telle que les diapirs peuvent présenter.

1.2.5 Méthodes de restauration cinématique en volumes

Par restauration cinématique en volumes, nous entendons les méthodes de restauration pour lesquelles le (ou les) mode(s) de déformation (cisaillement ou flexion) restent spécifiés en tant que données d'entrée et pour lesquelles on peut accéder, d'une manière ou d'une autre, à la déformation des roches situées entre les horizons stratigraphiques.

4. Combinaison linéaire de courbes de Bézier généralisées

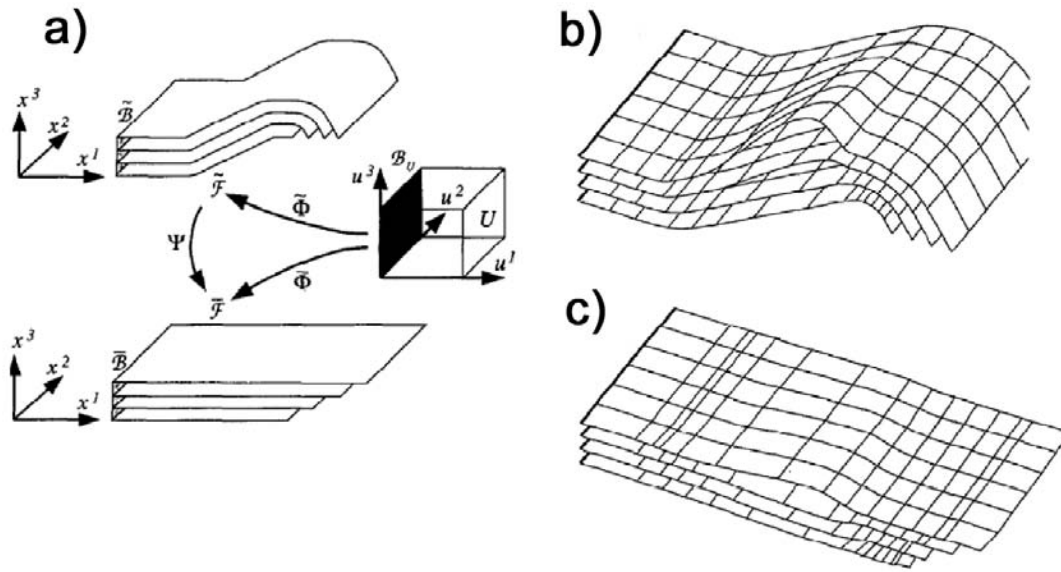


Figure 1.20 – Restauration multicritère à base de B-Spline et optimisation multi-critère. a) Représentation paramétrique à partir de fonctions B-Spline cubiques. b) État non restauré. c) État restauré. D’après Léger *et al.* [1997].

1.2.5.1 Une méthode de restauration 3-D basée sur DSI

Mallet [2002] et Massot [2002] proposent une méthodologie basée sur la notion de milieu continu. Cette méthodologie se divise en six étapes (cf. figure 1.21) :

1. Un niveau de référence (généralement l’horizon supérieur) est restauré grâce à une des méthodes de restauration en cartes (blocs rigides, éléments finis, approche paramétrique). C’est l’étape a) de la figure 1.21 ;
2. Le champ des vecteurs de restauration est calculé dans le volume d’intérêt (recoupant l’ensemble du modèle structural), par interpolation, en respectant un ensemble de critères d’optimisation. Notamment, le champs des vecteurs de restauration sont supposés continus à l’intérieur des blocs de failles et discontinus au niveau des failles. Cette interpolation est effectuée sur un maillage structuré régulier (type boîte à sucre). Ce sont les étapes b), c), d) et e) de la figure 1.21 ;
3. La couche la plus récente est enlevée et le processus est itéré jusqu’à la base du modèle. C’est l’étape f) de la figure 1.21.

Les critères utilisés dans l’optimisation sous contraintes (réalisée par moindres-carrés pondérés) sont la conservation du volume et la minimisation de la déformation. Cette méthode s’apparente à celle développée par Thibaut [1994] et Léger *et al.* [1997]. Toutefois, chaque horizon n’est pas représenté par des fonctions polynomiales, type B-Spline, mais par une paramétrisation contrainte [Levy, 1999]. Elle est étendue ici en volumes. Dans cette méthode, le support maillé utilisé ne permet pas de la prise en compte précise de la géométrie

restaurée (effet de crénelage – *aliasing* en anglais ou *stair-stepped*), notamment pour des géométries complexes comme les diapirs de sel.

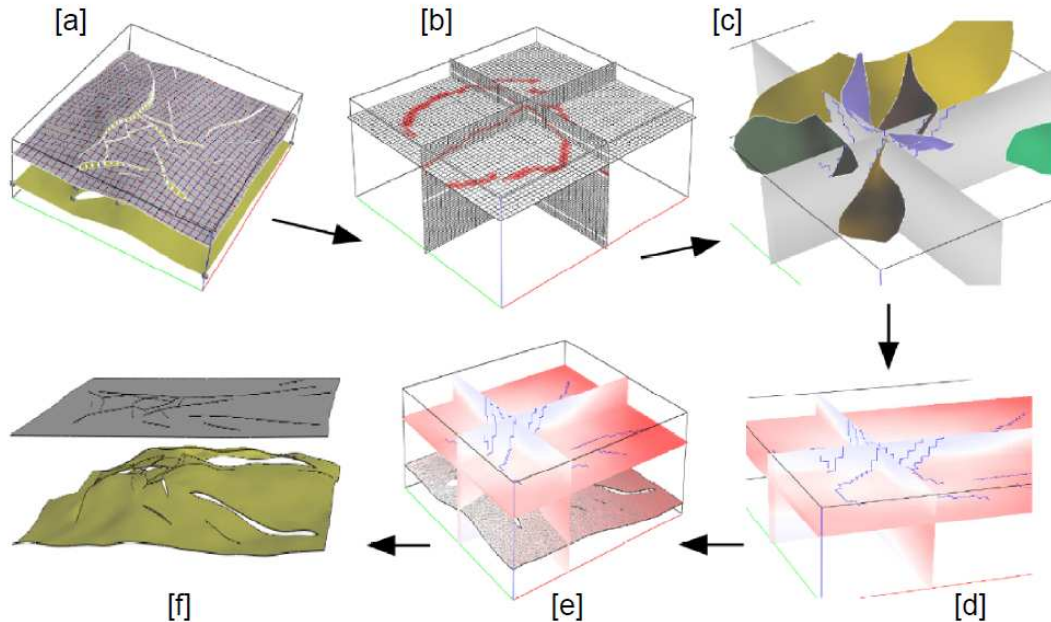


Figure 1.21 – Restauration en volume. a) Restauration surfacique du niveau de référence. b) Discrétisation du modèle sur un maillage structuré régulier. c) Inclusion des failles d) interpolation contrainte des vecteurs de restauration. e) Extraction des vecteurs de restauration sur les horizons stratigraphiques inférieurs. f) Restauration des horizons inférieurs. D’après [Massot \[2002\]](#).

[Muron \[2005\]](#) propose d’étendre cette méthode sur des maillages tétrédriques, intégrant en sus du critère de minimisation du volume, une minimisation de la déformation dépendante du mode de déformation considéré. Dans le procédé d’optimisation sous contraintes, appelé ici interpolation lisse discrète, ou *DSI* [[Mallet, 2002](#)], il intègre trois contraintes de minimisation de la déformation :

1. Une contrainte de *minimisation isotrope de la déformation*, identique dans toutes les directions pour chaque tétraèdre ;
2. Une contrainte de *minimisation anisotrope cisailante* pour laquelle les longueurs le long d’une direction privilégiée sont conservées ;
3. Une contrainte de *minimisation anisotrope par flexion-écoulement* où chaque horizon conserve ses propriétés métriques : les longueurs, les angles et les aires sont préservés.

Cette extension s’affranchit des limitations dues au maillage.

1.2.5.2 Une méthode de restauration utilisant l'instabilité de Rayleigh-Taylor

Le chapitre 3 introduit la formation de structures salifères comme un jeu complexe de phénomènes plus ou moins inter-dépendants tels que la gravité, les propriétés rhéologiques des roches, la morphologie générale des structures initiales ainsi que le contexte tectonique. La plupart des évaporites se déforment de façon visco-élastique [Weijermars *et al.*, 1993]. La relaxation des contraintes⁵ à l'intérieur des évaporites s'effectuant de façon très rapide, le sel peut être traité comme un fluide purement visqueux, et ce, à l'échelle des taux de déformation géologique. Par ailleurs, les roches présentes dans les diapirs de sel sont incompressibles. Ainsi, étant généralement de densité moindre que les roches encaissantes, un ensemble sel-sédiments est donc gravitationnellement instable.

Cette instabilité gravitationnelle est appelée instabilité de Rayleigh-Taylor, ou instabilité R-T [Chandrasekhar, 1961]. Celle-ci apparaît lorsque l'interface entre deux fluides visqueux, non-miscibles, de densités différentes, est perturbée spatialement [Biot and Ode, 1965].

La modélisation mathématique de telles instabilités au vu de la simulation d'un diapir de sel est un sujet relativement ouvert, notamment vis-à-vis des conditions aux limites à choisir et du mode de déformation. Elles diffèrent principalement entre les approches diffusives de fluides visqueux dont l'évolution de l'interface est traquée selon des méthodes par automates cellulaires ou par des méthodes spectrales [Zaleski and Julien, 1992; Podladchikov *et al.*, 1993, respectivement], les écoulements de Stokes entre deux fluides visqueux de densités différentes [Kaus and Podladchikov, 2001] et les approches par advection gravitationnelle [Ismail-Zadeh *et al.*, 2004].

Par exemple, Podladchikov *et al.* [1993] ont simulé numériquement la génération des formes diapiriques en utilisant une équation de diffusion pour des fluides non-miscibles de viscosités et de densités différentes, approchant ainsi l'instabilité de Rayleigh-Taylor. Ils ont montré l'influence de plusieurs facteurs sur la forme de ces diapirs :

- Le taux de sédimentation ;
- La variation de la viscosité dans les roches encaissantes ;
- La géométrie du socle sur lequel reposent les évaporites.

Le mécanisme de déformation du sel, ici imposé, est un modèle de diffusion d'un fluide visqueux Newtonien incompressible.

Plusieurs auteurs utilisent ce type de modélisation pour simuler le comportement de l'interface sel-sédiments, de façon rétrograde en temps [Kaus and Podladchikov, 2001; Ismail-Zadeh *et al.*, 2004]. Ce type d'approches est à la limite de la différenciation des méthodes cinématiques et mécaniques. Nous les plaçons à la jonction de celles-ci.

5. Il y a diminution des contraintes dans un matériau soumis à une déformation constante.

Kaus and Podladchikov [2001] ont étendu en trois dimensions la méthode de Podladchikov *et al.* [1993] et en effectuant une simulation inverse (considérée dans ces travaux comme une “restauration”), ils accèdent à la géométrie passée de l’interface sel-sédiments.

Ils définissent un système instable de deux fluides non-miscibles, superposés, ayant la même viscosité et de densités différentes. Des perturbations spatiales sont initiées à l’interface des deux fluides et l’équation de Stokes (régissant le mouvement de fluides newtoniens incompressibles) est résolue par une méthode spectrale dans la direction horizontale et par différences finies dans la direction verticale, le type de grille utilisée étant une grille régulière. L’équation 1.2 définit le système de Stokes pour chaque couche :

$$\frac{\partial V_i}{\partial x_i} = 0, \quad (1.2)$$

$$-\frac{\partial P}{\partial x_i} + \mu \Delta V_i + \rho g_i = 0 \quad (1.3)$$

Où P est la pression, V_i est la vitesse, x_i sont les coordonnées, μ la viscosité, g la gravité, et ρ la densité.

L’interface des deux fluides est calculée à l’aide d’un algorithme implicite de “time-marching” avec un pas de temps adaptatif. Les perturbations à l’interface évoluent exponentiellement avec le temps telles que $A(t) = A_0 \exp(q \times t)$, où A_0 est l’amplitude initiale de la perturbation, q le taux de croissance et t le temps. La modélisation inverse est effectuée en calculant l’évolution de l’interface avec un pas de temps négatif pour $A(t)$, à partir de l’équation 1.2. Les résultats qu’ils obtiennent sont illustrées à la figure 1.22.

Ces calculs ont nécessité sept jours de calcul pour une grille $128 \times 128 \times 513$ sur un Pentium II, 400MHz avec 1GB de mémoire vive.

Kaus and Podladchikov [2001] montrent l’applicabilité (limitée) de cette méthode pour la restauration de structures diapiriques, très déformées. En effet, la modélisation inverse de l’équation de Stokes de deux fluides non-miscibles permet d’accéder à la forme générales de la perturbation initiale de l’interface entre ces deux fluides. Toutefois, comme ces auteurs le soulignent, si les diapirs présentent des surplombs, l’estimation de la configuration initiale est largement mal estimée. Par ailleurs, il semble notable que, dans ce type de modélisation, les configurations possibles des sédiments, telles qu’elles peuvent apparaître à partir de surrection diapirique, ne sont pas prises en compte. En effet, l’évolution des séquences halocinétiques (les discordances notamment) ne peut être prise en compte par l’écoulement de fluides immiscibles, les roches en contact pouvant être de même densité.

Bien que les résultats permettent de mieux appréhender les processus mis en œuvre, ce type de méthodes est mal adapté aux objectifs généraux de la restauration. La validation des structures présentées par les roches, et non l’évolution de l’interface sel-sédiments, doit rester son objectif principal, principalement en vue de l’exploration d’une zone pétrolière. Par ailleurs, les surrections diapiriques allogènes ou autogènes entraînent généralement *de*

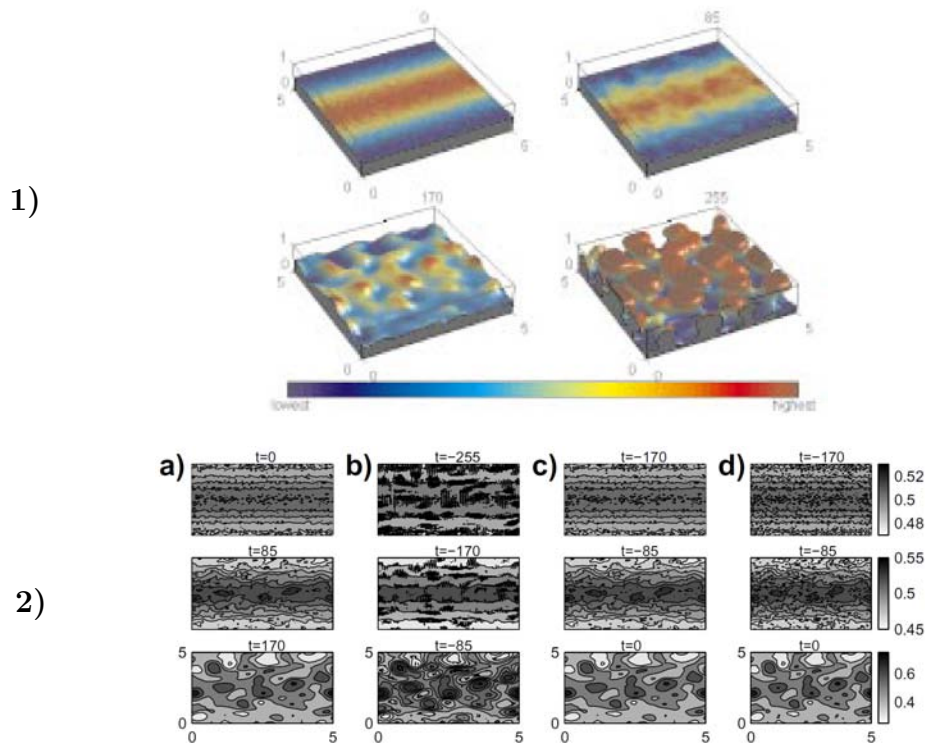


Figure 1.22 – Restauration de diapirs de sel utilisant l’approche par instabilité de Rayleigh-Taylor. Figure 1) : trois étapes ($t = 0$, $t = 85$, $t = 170$ et $t = 255$) de l’évolution génétique de l’interface sel-sédiments à l’aide de l’écoulement de Stokes. La perturbation initiale de l’interface est un bruit normalement distribué, d’amplitude 10^{-2} avec une variance de 5×10^{-4} (données adimensionnelles). Les nombres au-dessus des modèles correspondent à des temps adimensionnels et ceux en-dessous aux hauteurs relatives. Figure 2) : restauration de l’interface sel-sédiments (en vue de dessus) en utilisant un pas de temps “négatif” dans l’écoulement de Stokes, à partir des trois étapes de la figure 1 (l’échelle représente l’altitude normalisée). Figure 2-a) : tracé des contours de l’interface simulée aux temps $t = 0$, $t = 85$ et $t = 170$. Figure 2-b) : simulation inverse à partir du temps $t = 255$. Figure 2-c) : simulation inverse à partir du temps $t = 170$. Figure 2-d) : simulation inverse à partir du temps $t = 170$ avec un bruit supplémentaire d’amplitude 5×10^{-3} . On remarquera que les tracés correspondent (pas de tracés d’erreur dans ces travaux). D’après [Kaus and Podladchikov \[2001\]](#).

facto des réseaux de failles dans la topologie n’est pas discutée ici [[Schultz-Ela and Jackson, 1996](#)]. Le type de méthodes présentées auparavant ne permet pas de prendre en compte de telles discontinuités, aspect rédhibitoire dès lors que l’on s’intéresse à l’équilibrage des structures géologiques.

Toutefois, on peut noter l'intérêt éventuel de coupler cette méthodologie de calcul de l'interface sel-sédiments avec une méthode de restauration plus "classique" pour les sédiments post-évaporites.

1.2.6 Conclusions sur les méthodes de restauration cinématique

Toutes ces méthodes de restauration permettent une restauration de l'ensemble des horizons stratigraphiques de manière consistante (préservant les relations d'épaisseurs entre eux ou la forme de l'interface sel-sédiments). Pour la plupart, leur application est relativement aisée et le temps de calcul appréciable (mis à part les méthodes par instabilité R-T). Elles fournissent un bon substitut pour qui souhaite réaliser une restauration rapide afin de se rendre compte de la cohérence d'un modèle structural. Toutefois, comme le note [Muron \[2005\]](#), elles ne peuvent s'affranchir de certaines limites :

- *les géométries complexes* telles que les branchements de failles syn-sédimentaires (failles en Y) et les discordances ne peuvent être restaurées. Un branchement de failles syn-sédimentaires nécessite, par exemple lors d'une restauration, de disposer d'une relation de glissement sur les surfaces de failles (voir [1.2.2](#)). Quant aux discordances, ces méthodes de restauration cinématique pré-supposent des comportements de déformation, qui ne sont pas nécessairement connus à chaque étape ;
- *les déformations entre horizons stratigraphiques* ne sont pas accessibles, pour les restaurations en coupes ou en sections, où elles se cantonnent au cas des petites déformations. Pour les restaurations en coupes ou en cartes, les roches entre les horizons stratigraphiques ne sont pas représentées et de fait, leurs rétro-déformations ne sont pas évaluées. De même, l'usage des méthodes de restauration en volume, utilisant une approche par optimisation globale [[Muron, 2005](#)] est limitée aux comportements géométriques linéaires.

Plus tardivement, et afin de pallier au dernier point notamment, les recherches en restauration se sont portées sur les approches mécaniques, *i.e.* décrivant des continuums volumiques sur lesquels sont appliquées des conditions aux limites en déplacements et pour lesquels sont définis des lois de comportement. La section suivante en présente les points principaux.

1.3 Méthodes mécaniques

Comme exposées précédemment, les approches cinématiques privilégient la formulation des modes de déformation comme une donnée d'entrée de la restauration considérée. A l'opposé, les méthodes de restauration basées sur une approche mécanique du problème de déformation fournissent comme résultat le mode de déformation prépondérant. Elles expriment les déformations des roches comme un problème mécanique, dans lequel leurs lois de comportement (généralement élastiques) sont définies sur tout le modèle et où

les conditions aux limites sont imposées en déplacements. La résolution de ce problème mécanique se fait généralement par Éléments Finis.

Plusieurs références à ce sujet sont disponibles dans la bibliographie [de Santi *et al.*, 2003; Muron, 2005; Maerten *et al.*, 2006; Moretti *et al.*, 2006]. Les références à des logiciels commerciaux dont les potentiels scientifiques n'ont pas été présentés par des articles ou résultats de conférences ne font pas l'objet d'une analyse dans ce travail, faute d'informations suffisantes.

Elles ont toutes comme tronc commun la discrétisation du volume d'étude en éléments finis sur lequel des conditions en déplacements (conditions de Dirichlet) sont imposées, que ce soit sur le toit du modèle pour une condition de *dépliage* ou sur les bords pour des conditions de *fermeture cinématique* du problème. Elles diffèrent généralement par leur implémentation, notamment pour la gestion des contacts des failles. Dans la bibliographie qui suit, l'ensemble des méthodes mécaniques, les roches sont modélisées par des matériaux isotropes et élastiques, ceci afin d'autoriser une réversibilité des processus. Cette limitation de cette approche, qui s'apparente ainsi à un exercice de pensée, implique qu'une grande partie des déformations ne sont pas pris en compte. Par ailleurs, par défaut, les matériaux sont choisis homogènes et constants par blocs de failles, à défaut d'effectuer une mise à l'échelle des propriétés des matériaux depuis des données de puit par exemple⁶. On rappelle que les roches ne sont généralement pas prises en compte dans les méthodes cinématiques ; seules les interfaces sont modélisés.

Le détail de l'implémentation des Éléments Finis n'étant pas l'objectif de ce travail, le lecteur est invité à se reporter aux références à ce sujet [Hugues, 1987; Zienkiewicz and Taylor, 2000; Belytschko *et al.*, 2000]. Nous nous attacherons ici à comparer ces méthodes.

Historiquement, de Santi *et al.* [2003] sont les premiers à avoir implémenté une méthode de restauration en volumes réellement tri-dimensionnelle à partir d'une extension de leur travail en 2D [de Santi *et al.*, 2002]. Le modèle géométrique est discrétisé en éléments finis (tétraèdres linéaires).

Sur chaque bloc de failles est affecté un module d'Young et un coefficient de Poisson (caractérisant ainsi un matériau élastique isotrope). Les contacts au niveau des failles sont traités en simulant un glissement par la méthode de la relaxation dynamique [Underwood, 1983] couplée à la méthode des Éléments Finis [Zienkiewicz and Taylor, 2000]. La méthode de la relaxation dynamique est une méthode explicite itérative. Elle est utilisée pour calculer la solution statique d'un problème de mécanique structurale. La relaxation dynamique vise à approcher la solution statique d'un problème par la solution du régime permanent à la réponse transitoire d'un chargement linéaire (en temps). Elle est amplement utilisée pour les cas de géométrie et de matériaux non-linéaires comme le montrent ces auteurs dans les exemples utilisés [Papadrakakis, 1981; Oakley and Knight, 1995]. de Santi *et al.*

6. Ce problème est traité dans le Chapitre 2.

[2003] montrent ainsi l'utilité de ce formalisme sur un cas synthétique de failles listriques où le glissement des surfaces de failles est alors possible.

Les limitations de cette méthode résident principalement dans la difficulté de réaliser le maillage qui sert de support au calcul par éléments finis, ainsi que des problèmes de stabilité numérique propres aux méthodes de relaxation dynamique [Cassell and Hobbs, 1976].

Muron [2005] reprend les travaux de de Santi *et al.* [2003] dans le cadre de la relaxation dynamique mais l'étend au cas des lois de comportement hyper-élastique, approchant ainsi les cas des grandes déformations. Il utilise, dans le cadre des Éléments Finis, une formulation lagrangienne actualisée, pour laquelle les différentes dérivées partielles utilisées sont calculées dans l'espace déformé, par rapport aux coordonnées des points dans cet espace. Il propose également une implémentation de la restauration en Éléments Finis par une approche statique non-linéaire. Dans cette approche, il distingue deux cas. Notons \mathbf{F}^{ext} et \mathbf{F}^{int} respectivement, l'ensemble des forces extérieures et intérieures appliquées au modèle :

1. Cas linéaire : la relation liant contrainte, déformation et déplacement est linéaire. On peut alors relier \mathbf{F}^{int} et le déplacement \mathbf{u} par une relation matricielle. A l'équilibre, le système se rapporte à : $\mathbf{F}^{ext} = \mathbf{F}^{int} = \mathbf{K}\mathbf{u}$, ou \mathbf{K} est appelé matrice de rigidité. Ce système est alors résolu en utilisant des techniques d'analyse numérique ;
2. Cas non linéaire : dans le cas où les matériaux ne sont plus considérés comme ayant un comportement linéaire, on cherchera à linéariser l'équation suivante :

$$\mathbf{F}^{int}(\mathbf{u}) - \mathbf{F}^{ext}(\mathbf{u}) = \mathbf{0} \quad (1.4)$$

Dans le cas non-linéaire, il est possible d'utiliser une loi de comportement Néo-Hookéenne [Treolar, 1947], une extension de la loi de Hooke au cas des grandes déformations.

La gestion des failles se fait par une relation de maître-esclave. Dans cette formulation, pour une même faille, une des surfaces de faille est définie comme maître (séries chevauchantes par exemple) alors que l'autre surface est définie comme esclave (séries chevauchées). Les mouvements des points de la surface maître sont relativement réduits tandis que les mouvements des points de la surface esclave sont contraints à se déplacer sur les faces des tétraèdres de la surface maître sur lesquels ils ont été projetés.

Muron illustre la méthode sur un modèle fortement faillé pour lequel les blocs de failles glissent les uns sur les autres, *cf.* figure 1.23. Avec cette méthode, il est alors possible de prendre en compte un réseau de failles comprenant des branchements de failles (en Y) dans la restauration.

On peut noter que, dans cette approche, le rejet transverse des failles est spécifiés par l'utilisateur. L'ensemble des déformations étant minimisées dans les approches mécaniques, la définition des rejets transverses peut également influencer la distribution de la

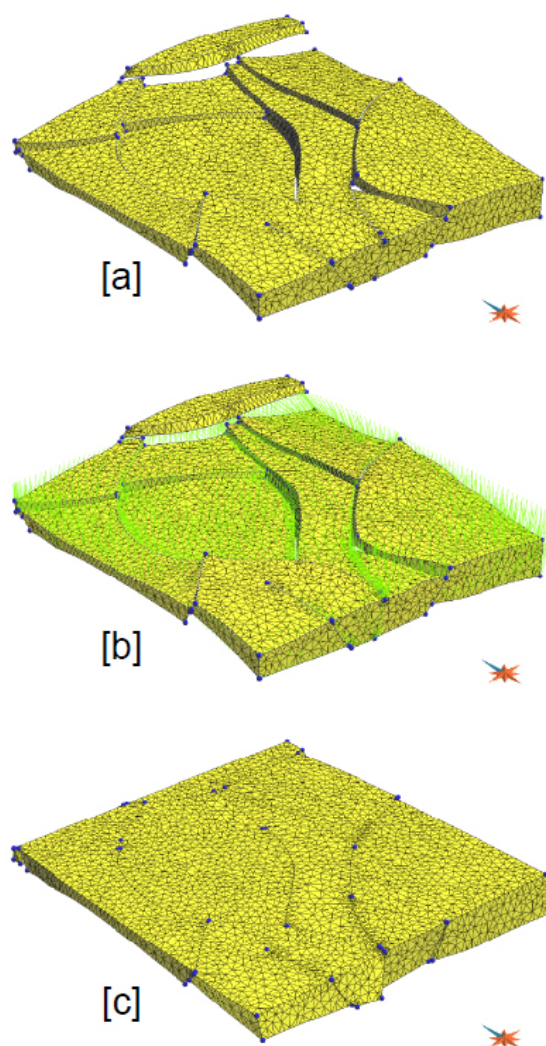


Figure 1.23 – Restauration d’un réseau de faille complexe. a) Modèle initial. b) Modèle initial avec les vecteurs de restauration (vecteurs en vert). c) Modèle restauré. D’après [Muron \[2005\]](#).

déformation au niveau des bords de failles, localement. L’optimisation des rejets transverses afin de minimiser les écarts de la dilatation est l’approche utilisée par [Caumon and Muron \[2006\]](#); [Corbel and Caumon \[2007\]](#). Ces derniers utilisent ce concept dans le cadre de la restauration en cartes. Leur approche est présentée plus en détail dans le Chapitre 4. L’une des utilisations de la restauration, outre la validation de modèles structuraux, est la réduction d’incertitudes structurales. Une étude de l’extension de la méthode de ces derniers auteurs en 3 dimensions est présentée dans le Chapitre 4.

[Maerten et al. \[2006\]](#) utilisent une méthode par éléments frontières (*Boundary Element Method* en anglais) pour calculer l'état restauré. Ils utilisent dans ce travail l'approche adoptée par le logiciel Poly3D [[Thomas, 1993](#)], développé par Stanford Rock Fracture Project. Dans cette méthode, seuls les éléments frontières et les surfaces de failles sont discrétisés (en tant qu'éléments triangulaires). Cette méthode est basée sur la résolution analytique (au sens des équations intégrales représentant les équations aux dérivées partielles décrivant les mouvements des particules composant le modèle) du problème des valeurs aux frontières. Les conditions en déplacements sur les frontières de failles sont déduites de l'analyse de la distribution des rejets de failles du cube sismique utilisé. Enfin, une dernière condition aux limites est une condition placée à distance de la zone d'application en déformations ou en contraintes qui peut être déduite du régime tectonique régional. Ils ont proposé cette méthode comme un outil pour contraindre les failles subsismique. En l'appliquant au réservoir Oseberg Sor, ils suggèrent une distribution fractale des plans de failles où une zone de contraintes faibles de cisaillement est localisable.

Dans une autre approche, [Maerten and Maerten \[2006\]](#) utilisent le formalisme des Éléments Finis, par lesquels ils résolvent les équations matricielles en utilisant une procédure itérative. De ce fait, la déformation est désormais accessible sur tout le volume et il n'est plus nécessaire de disposer d'une distribution initiale des rejets de failles.

Enfin, [Moretti et al. \[2006\]](#) intègrent, dans un outil appelé Kine3D, l'approche mécanique dans le géomodeleur GOCAD en le couplant à un code Éléments Finis⁷. Celui-ci permet d'imposer des conditions en déplacements, des conditions de glissement pour les failles, et des propriétés de matériaux constantes par blocs. Ils appliquent cette méthode dans le cas d'un anticlinal faillé, en compression, situé dans la zone sub-andéenne (cf. figure 1.3). Ils l'appliquent également afin de modéliser les résultats obtenus lors d'une simulation d'un glissement par gravité le long d'une marge où plusieurs chenaux sableux sont inter-stratifiés dans une matrice argileuse. La restauration a permis dans ce cas de quantifier la rotation du champ de contraintes.

1.4 Conclusions

La méthode de restauration, sous toutes ses formes, permet de valider plusieurs interprétations et de quantifier l'évolution structurales des modèles. Cette méthode consiste principalement à retrouver séquentiellement l'état de dépôt des différentes couches géologiques en conservant la quantité de matière. Dans ce chapitre, plusieurs implémentations de la méthode ont été présentées.

7. Code Aster, développé par Électricité De France.

Elles sont divisées en deux grandes familles : les *méthodes cinématiques* et les *méthodes mécaniques*. La première famille de méthodes consiste à supposer au préalable les modes de déformation prédominants. Elles supposent également une conservation des aires ou des volumes. Pour le cas des méthodes mécaniques, la restauration se base sur les concepts de mécanique du milieu continu où les modes de déformation prédominants sont le résultat de la restauration. L'ensemble des critères utilisés sont alors régis par la minimisation de l'énergie mécanique de déformation appliquée à un modèle pour lequel on impose des conditions de chargement en déplacements et des matériaux élastiques isotropes (généralement).

Dans le cas d'une tectonique salifère, les méthodes de restauration sont peu ou pas adaptées. En effet, les processus de déformation des roches encaissantes et de la genèse des structures salifères (aussi appelée halocinèse) sont intimement liés à la tectonique régionale mais aussi à la viscosité relative du sel et des roches encaissantes. Les évaporites (ou assimilées) fluent⁸ dans des conditions isochores sous l'effet de n'importe quelle contrainte déviatorique [Munson, 1979; Carter and Hansen, 1983]. Les structures géologiques évoluant sous l'effet du diapirisme ont également des géométries réellement 3D et complexes.

Plusieurs limitations sont à signaler pour chacune de ces méthodes. Un géologue structural doit garder en mémoire le domaine d'application de chacune d'elles lorsqu'il/elle cherche à l'appliquer pour un modèle particulier :

1. Dans le cas des méthodes de *restauration en coupes* en compression ou en extension, toutes ont pour limites d'application les cas où la déformation est contenue dans le plan de la coupe ;
2. Pour les méthodes de *restauration en cartes*, la convergence numériques est souvent sensible au choix des heuristiques d'optimisation. La restauration de réseaux de failles complexes n'est généralement pas présentée dans la bibliographie. Enfin, l'accès aux déformations entre horizons stratigraphiques est également limitée ;
3. Les méthodes de restauration mécaniques présentent l'avantage d'offrir une représentation 3D de la déformation induite, mais il apparaît que leur mise en œuvre est à la fois complexe, et parfois impossible. Une méthode de restauration utilisant une formulation implicite des conditions aux limites, récemment développée, permet de prendre toutefois en compte les discordances sans nécessiter un maillage extrêmement fin aux environs de cette discordance [Durand-Riard *et al.*, accepted]. Le choix des propriétés des matériaux élastiques utilisés lors de la restauration peuvent également fausser les interprétations de probabilités de rupture.

8. On appelle fluage d'un matériau le phénomène de déformation irréversible qui augmente avec le temps sous l'effet d'une contrainte constante. La vitesse de fluage augmente généralement lorsque la température du matériau augmente [Ashby and Jones, 1980].

Chapitre 2

Mise à l'échelle des propriétés mécaniques dans le cadre des Géosciences

Sommaire

2.1	Restauration et propriétés mécaniques	48
2.2	Résumé étendu	48
2.3	Upscaling Mechanical Properties in Layered Geological Formations	53

La restauration structurale de modèle géologique permet, entre autres, d'obtenir la distribution des dilatations à la suite d'une déformation d'un modèle déplié. En effet, la restauration volumique, telle que défini dans la bibliographie [Maerten and Maerten, 2004b; Muron, 2005; Moretti *et al.*, 2006], est effectuée en choisissant des propriétés mécaniques de matériaux élastiques. Ces propriétés sont choisies de manière à approcher le comportement général des roches en présence dans chacun des blocs de failles. Un matériau très compétent (ou raide) sera modélisé par un Module d'Young élevé alors qu'un matériau plutôt ductile (mou) sera caractérisé par un Module d'Young faible, relativement aux matériaux plus compétents. Toutefois, ces propriétés élastiques sont généralement définis dans la bibliographie comme constantes et homogènes par bloc de failles, ce qui n'est pas réaliste.

Des études récentes [Hu *et al.*, 2008; Hu, 2008b] montrent que l'hypothèse des propriétés élastiques constantes par bloc a tendance à sous estimer les déformations relatives (et donc la probabilité de rupture) par rapport aux matériaux hétérogènes.

Nous montrons dans ce chapitre une technique de mise à l'échelle des propriétés mécaniques dans le cas où le modèle structural comporte une distribution hétérogène des matériaux à petite échelle.

2.1 Restauration et propriétés mécaniques

La restauration mécanique, comme présenté dans le chapitre précédent (Chapitre 1, Section 1.3, utilise des lois de comportement élastique ou hyperélastique, c'est-à-dire dont le travail est indépendant du chemin de charge [Belytschko *et al.*, 2000]. Par exemple, la loi de Hooke est décrite par deux paramètres : les paramètres de Lamé λ et μ , ou plus communément, le module d'Young E et le coefficient de Poisson ν . Une loi néo-hookéenne, telle que Treolar [1947] la présente, est une extension de la loi de Hooke en grandes déformations qui repose également sur ces paramètres. Elle exprime le second tenseur de Piola-Kirchoff \mathcal{S} par la relation suivante, décrite par Belytschko *et al.* [2000] :

$$\mathcal{S} = \lambda \ln J C^{-1} + \mu(1 - C)^{-1} \quad (2.1)$$

Où J est le jacobien, C le tenseur droit de Cauchy-Green (pour lequel $E = \frac{1}{2}(C - 1)$).

2.2 Résumé étendu

La restauration volumique fait souvent l'hypothèse d'une homogénéité des propriétés mécaniques d'entrée [Muron, 2005; Maerten *et al.*, 2006; Moretti and Titeux, 2007]. L'objectif de ce chapitre est de montrer qu'à petite échelle, les propriétés mécaniques élastiques, issues d'une simulation géostatistique à partir de données de puits conduisent à des matériaux hétérogènes anisotropes à plus grandes échelles.

Or, les méthodes sous-jacentes exploitée en restauration volumique utilisent toutes, de près ou de loin, des éléments finis (éléments d'ordre 1), sur des maillages non-structurés. Dans ce cas, les temps de calcul lors de tels processus sont dépendants du nombre de mailles utilisées pour discrétiser le modèle, de la machine de calcul utilisée, ainsi que du nombre de contacts à honorer lors de la restauration et de la loi de comportement.

Ce chapitre vise à présenter une méthode permettant de mettre à une échelle plus grossière des propriétés mécaniques décrivant des matériaux élastiques isotropes distribués initialement sur une grille plus fine. L'hypothèse utilisée dans ces travaux est que la distribution mise à l'échelle doit respecter une forme naturelle de distribution de sédiments, dans un environnement plat. Comme l'ont montré Wheeler [1958]; Vail *et al.* [1977]; Van Wagoner [1995], la dispersion latérale des faciés sédimentaires est moins importante que la variation verticale (en tout cas dans l'espace géochronologique).

Chaque cellule élémentaire du maillage grossier est l'équivalent d'un échantillon dont le type de loi de comportement est connu, à savoir isotrope transverse. Cette loi de comportement comporte 5 paramètres intrinsèques indépendants qui vont pouvoir être déterminés à l'aide de trois expériences numériques. Chacun de ces tests fournit une description fine des tenseurs des déformations et des contraintes aux deux échelles de description. Pour l'échelle fine, nous considérons la loi de Hooke. Pour la loi grossière, les éléments du ten-

seur des déformations et de contraintes sont égaux aux moyennes volumiques de ceux définis à fines échelles. Nous connaissons également la loi tensorielle reliant le tenseur des déformations et des contraintes à l'échelle grossière. Dans le cas d'une loi de comportement élastique transverse isotrope, ce tenseur, d'ordre 4, est composé uniquement de 5 paramètres qu'il est alors aisé d'identifier.

La figure 2.1 résume l'ensemble de l'algorithme proposé.

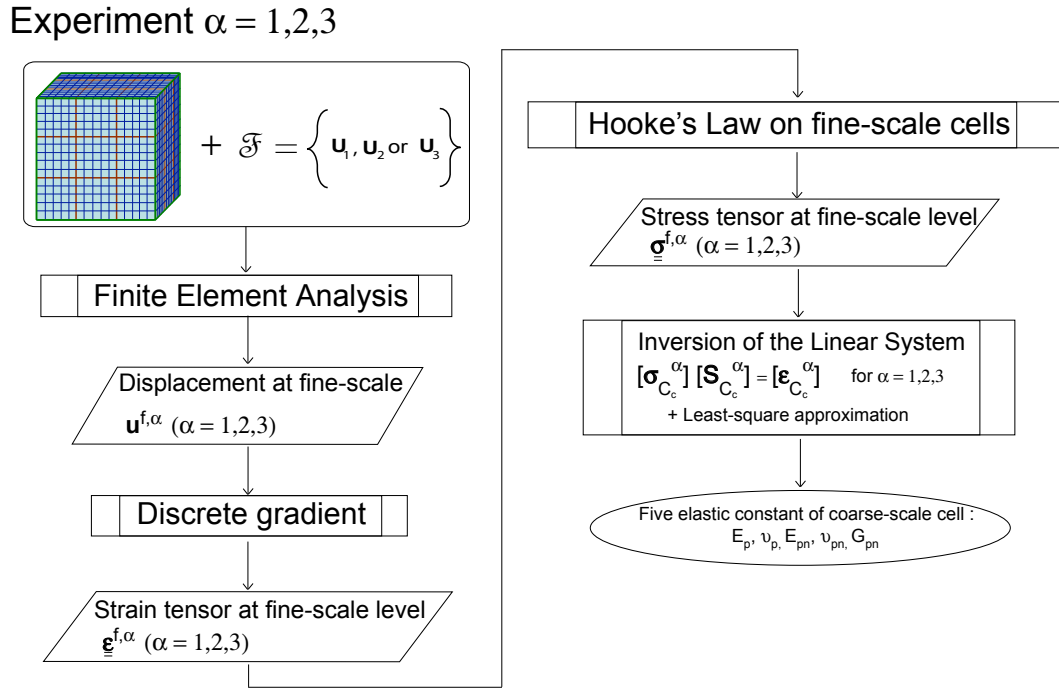


Figure 2.1 – Procédure pour la mise à l'échelle des propriétés mécaniques sur chacune des cellules grossière. L'indice $\alpha = 1$ traduit un essai de traction dans la direction \mathbf{u} , $\alpha = 2$ pour une traction dans la direction \mathbf{n} , et $\alpha = 3$ pour un cisaillement simple dans la direction \mathbf{n}

Les résultats de cette méthode sont comparés avec 3 types de situations pour lesquelles la solution théorique est connue. En effet, Salamon [1968] calcule une solution analytique pour les valeurs des paramètres caractérisant un matériau isotrope transverse, mis à l'échelle à partir de matériaux constants par plan à une échelle plus fine (*cf.* Annexe A pour les formules de ces paramètres).

Le tableau, Table 2.1 et la figure 2.2 montrent la répartition des matériaux à l'échelle fine et grossière (propriétés mises à l'échelle). La figure Fig 2.2 détaille la correspondance des grilles fines et grossières.

Table 2.1 – Propriétés mécaniques utilisées dans les expériences, constantes par Plan, à l'échelles fines.

Propriété	Plan 1	Plan 2	Plan 3	Plan 4	Plan 5
E (in GPa)	25.5	70	35	60	50
ν	0.1	0.15	0.2	0.25	0.3

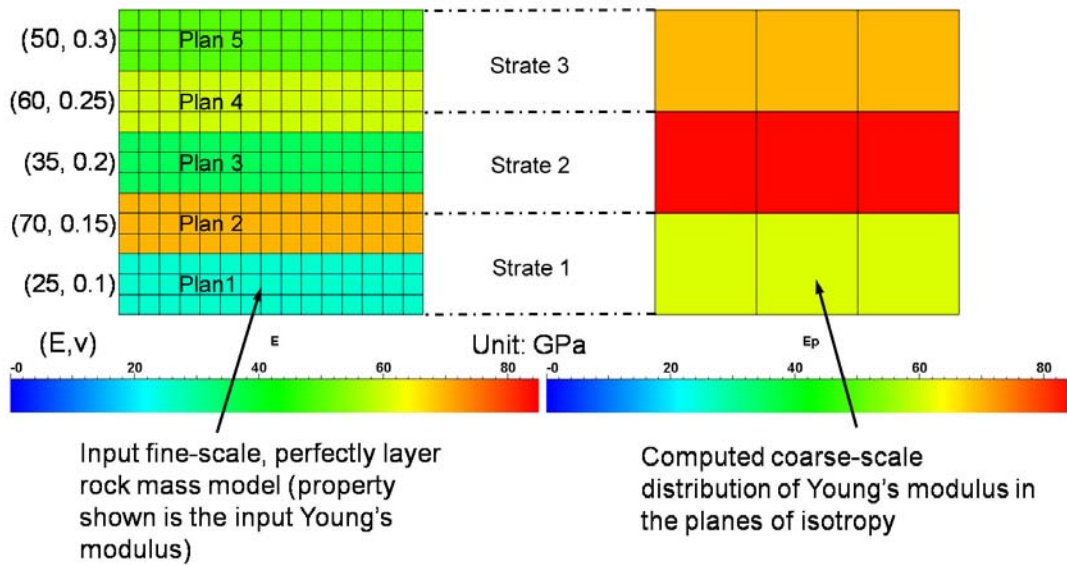


Figure 2.2 – Description des correspondances de cellules fines et grossières, utilisées pour la comparaison avec la méthode analytique de [Salamon \[1968\]](#). Distribution des matériaux dans les maillages fins et grossiers (modèles parfaitement stratifié). Seuls les modules d'Young sont représentés (E et E_p) : à gauche, distribution spatiale des modules d'Young E à l'échelle fine ; à droite, distribution spatiale des modules d'Young E_p calculés à échelle grossière. L'unité est le GPa. La grille de droite (cellules fines) est peuplée de matériaux constants par plan. Les dimensions des cellules fines sont 1 m x 1 m x 1 m et les dimensions des cellules grossières sont 5 m x 5 m x 5 m.

Les résultats numériques des paramètres des matériaux mis à l'échelle sont comparés avec la méthode analytique de [Salamon \[1968\]](#) dans le tableau [Table 2.2](#).

Les résultats de ces analyses dans le cas où les matériaux sont parfaitement stratifiés montrent que la méthode de mise à l'échelle utilisée est en accord avec la solution analytique (présentée en [Annexe A](#)). L'erreur est inférieure à 0.1 % lorsque le contraste entre les modules d'Young est inférieur à 20 %. Quand le contraste est important (strate 1 : contraste en Module d'Young de ≈ 150 %), le maximum d'erreur est atteint, 16 % car le gradient devient trop grand pour effectuer une interpolation linéaire des dérivées du

Table 2.2 – Comparaison des résultats analytiques et numériques

Strate 3 (haut)	Numérique	Analytique	Erreur Relative
E_p (in GPa)	54.03	54.04	0.02 %
E_{pn} (in GPa)	53.61	53.93	-0.4 %
ν_p	0.279	0.278	0.4 %
ν_{pn}	0.281	0.282	0.7 %
G_{pn} (in GPa)	20.93	21.14	1 %
Strate 2 (milieu)			
E_p (in GPa)	47.05	47.07	-0.04 %
E_{pn} (in GPa)	42.51	43.34	1.9 %
ν_p	0.199	0.198	-0.5 %
ν_{pn}	0.187	0.202	7.4 %
G_{pn} (in GPa)	17.71	18.64	5 %
Strate 1 (bas)			
E_p (in GPa)	43.33	43.32	-0.2 %
E_{pn} (in GPa)	33.21	34.28	3 %
ν_p	0.125	0.132	5.3 %
ν_{pn}	0.099	0.119	16 %
G_{pn} (in GPa)	17.43	19.13	8.9 %

premier ordre sur un support trop faible. C'est l'une des principales limites de la méthode. Une des solutions envisagées est de considérer toutes les cellules voisines dans le calcul des dérivées, tel que le suggèrent [Wen *et al.*, 2003].

Conclusions et perspectives Dans ce chapitre, une méthode de mise à l'échelle des propriétés mécaniques a été développée. Elle a pour but de donner, à partir d'une distribution des matériaux élastiques isotropes définis à petite échelle, une distribution équivalente en énergie mécanique de matériaux élastiques isotropes transverses sur une échelle plus grossière.

Les résultats de la mise à l'échelle, comparés à une solution analytique, dans le cas simple d'un modèle parfaitement stratifié présentent une erreur relative en accord avec les limites accordées par la théorie de l'homogénéisation [Hashin, 1962]. Sur des cas où il y a une variabilité latérale des propriétés, les résultats sont inclus dans les limites de Voigt-Reuss [Voigt, 1889; Reuss, 1929].

Cette méthode peut être appliquée au préalable d'un procédé de restauration volumique, utilisant l'approche mécanique décrit dans la Section 1.3. Partant d'une distribution fine et hétérogène des matériaux, a contrario de l'usage courant, il est alors possible de disposer d'un modèle équivalent, défini sur un maillage plus grossier (pour lequel les calculs

éléments finis seront plus rapides). Les matériaux homogénéisés utilisés dans ce nouveaux maillages pourront être définis à l'aide de cette méthode.

Les actuelles limitations de la méthode peuvent être dépassées en calculant les 5 paramètres du tenseur de rigidité des matériaux élastiques transverses isotropes de chaque cellule incluant les cellules voisines pour construire l'échantillon courant.

Upscaling Mechanical Properties in Layered Geological Formations

M.-O. Titeux^{9 10 11} and J.-J. Royer^{12 13}

Submitted to Mathematical Geosciences (currently being reviewed, major revisions)

9. Corresponding author

10. Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy-Université, École Nationale Supérieure de Géologie, Rue du doyen Marcel Roubault, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy, France

11. e-mail : titeux@gocad.org

12. Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Centre National de la Recherche Scientifique, École Nationale Supérieure de Géologie, Rue du doyen Marcel Roubault, 54501 Vandoeuvre-lès-Nancy, France

13. e-mail : royer@gocad.org

Abstract

In geomodeling applications such as 3D restoration processes, it is often necessary to model the large-scale mechanical behavior of a reservoir while rock properties are determined at finer scales from scarce sampled data points such as borehole samples or from seismic data interpretations. Thus, the challenging problem is to determine the equivalent properties of the heterogeneously elastic materials defined on a fine scale meshed grid such as those used in geostatistics to an upscaled intermediate reservoir scale. This work presents an upscaling technique for heterogeneous transversely isotropic elastic medium which represents an advance in mechanical reservoir behavior studies. Each coarse cell is composed of fine scale cells which are supposed to behave as isotropic elastic materials. The main point of this work is to assume that the coarse cells are transversely isotropic (unidirectional material) which is a reasonable assumption for layered media such as those encountered in oil and gas reservoirs. On each coarse cell, the upscaled local equivalent stiffness tensor is evaluated from three numerical mechanical experiments. The resulting mechanical equilibrium equations are solved using Finite Elements. The method is compared on simple cases with the analytical solutions given by the bibliography on homogeneous layered media.

KEYWORDS : upscaling, mechanical properties, transversely isotropic medium, layered geological formation

2.3.1 Introduction

Shared Earth Model (Energistics¹⁴) focuses on the integration of subsurface knowledge across many disciplines. However, current geomodeling methods are mainly concerned with the Geophysics/Geology/Reservoir aspects [Aki and Richards, 1980; Mallet, 2002; Aziz and Settari, 1979] and little work have been done on integration of the geomechanical knowledge.

A good understanding of geomechanical properties is yet essential in interpreting seismic data [Mukerji *et al.*, 2001], in understanding fractured reservoirs [Macé *et al.*, 2005], in unfolding geological 3D balanced formations [Muron, 2005; Moretti *et al.*, 2006; de Santi *et al.*, 2003], in characterizing reservoir subsidence [Geertsma, 1989; Boutéca *et al.*, 1996; Ferféra *et al.*, 1997; Michael, 2001; Hu *et al.*, 2006, 2008] and in hydro-geomechanical computations [Rouainia *et al.*, 2006].

A geostatistically based approach for determining coarse-scale reservoir models from fine-scale well-logs has been suggested by Ma *et al.* [2008] and Ma [2008]. In this work, it is proposed to combine both spatial and frequency statistics. They recommend to compute facies probability maps from geologic propensity analysis. A frequency analysis can then

14. <http://www.energistics.org>, previously known as POSC

detect estimation biases in this initial geostatistical model.

One important aspect for integrating geomechanical properties in large scale subsurface models is the management of scale effects : at the sample scales, such as well log or core, mechanical properties may often be considered isotropic ; however, at the grid block scale of a reservoir (typically $100 \times 100 \times 2$ m), upscaled properties, possibly anisotropic, should be considered.

Several references can be found on upscaling fluid-flow related properties [Quintard and Whitaker, 1988; Renard and Marsily, 1997; Trykozko *et al.*, 2001; Royer *et al.*, 2002; Wen *et al.*, 2003; Artus and Noetinger, 2004]. In mechanical upscaling techniques, extended works can be found in material sciences Milton [2001, see], but very few of them concerned geosciences [Backus, 1962; Rijpsma and Zijl, 1998; Zijl *et al.*, 2002; Chalon *et al.*, 2004; Royer and Titeux, 2007]. Most works often used periodical boundary conditions to bound the stiffness tensor of coarse cells, a method usually referred as “Homogenization” [Paul, 1960; Hashin, 1962; Hashin and Shtrikman, 1962; Hill, 1963]. Upscaling mechanical properties techniques aim at estimating a set of equivalent mechanical properties which lead to the same mechanical behavior regarding identical loads or shearings at both scales. Chalon *et al.* [2004] suggested applying the virtual work principle to compute the lower and upper bounds of the mechanical properties of a coarse geological model populated with isotropic elastic materials at the fine scale. The stiffness tensor is then estimated using two types of boundary conditions which are expressed either in terms of admissible strain (displacements) or homogeneous stress loads. Finite elements are then used to solve the equilibrium equations to compute the displacements or the resulting stresses. The two sets of equations are thus extracted from potential energy theorem and its complementary.

This work proposes a similar approach to compute the average stress and strain fields given a specific set of loads. However, it differs in the sense that it simplifies the general formulation by assuming that coarse cells behave as an elastic transversely isotropic medium, a reasonable assumption in case of layered geological formations. The components of the stiffness tensor are then computed accordingly.

2.3.2 Settings and Experiments

Initial elastic properties of materials, *i.e.* the Young’s modulus and the Poisson’s ratio, are assumed to be known at any point in the considered model at fine scale. Both geological and fine scale models are represented by two regular structured grids, for which properties are described as cell-centered. These two grids have two different cell sizes. In the following, they will be referred as the *fine scale grid* (or cells) and *coarse scale grid* (or cells), respectively.

Thus, in the fine scale grid, materials are supposed to be isotropic elastic and in the coarse scale grid, transversely isotropic elastic. The method presented in this paper determines the equivalent coarse stiffness tensor given this behavior assumption, which is natural in layered sedimentary formations. In most cases, properties of materials in these formations are strongly anisotropic in the vertical direction compared to the horizontal or along-layer anisotropic ones. Indeed, vertical variations record time climate imprints, tidal, sediment sources and type of erosion changes during sedimentation, while horizontal variations are rather related to larger spatial amplitude variations and mainly linked to paleo-geographical records such as the disposal flow direction, tidal or ebb-currents, meandering, and erosion, etc [Wheeler, 1958; Vail *et al.*, 1977; Van Wagoner, 1995]. Technically, this behavior assumption also simplifies the stiffness tensor by reducing the number of unknowns to be estimated¹⁵. However, this approach requests both the fine-scale and the coarse-scale upscaled meshes to be conformal (i.e share the same cell edges). This limitation may be removed for two reasons : (1) every property is cell-centered and (2) it is always possible to re-interpolate the fine-scale properties on a local temporary conformal fine mesh. When this situation is not met, it is also possible to interpolate the upscaled properties on nearby coarse cells.

2.3.2.1 Coarse scale

Theory The upscaling procedure is developed here for non-folded and non-faulted structured regular grid (sugar box type of grids). An theoretical framework to extend the methodology to the general case of irregular structured grids can be found in Royer and Titeux [2007]. The application to unstructured grids is under development.

For regular grids, a coarse model is built from the fine grid by re-meshing (i.e. building conformal coarse cells from the fine one) at a given scale dimension regarding the upscaling requirements. Each coarse cell is sub-meshed into a set of fine scale cells. A coarse grid is depicted in figure 2.3.

At the coarse-scale level of description, it is assumed that the cells of the grid behave as transversely isotropic elastic materials. This kind of behavior is appropriate to describe layered geological medium, because it is orthotropic with isotropic mechanical properties along each horizontal plane, a reasonable assumption which can be done on common non-fractured oil and gas sedimentary reservoirs [Watkinson and Cobbold, 1981]. In the plane (\mathbf{u}, \mathbf{v}) , the materials are supposed isotropic elastic, while in the direction \mathbf{n} , they behave independently.

15. Five coefficients instead of 36 in the general case

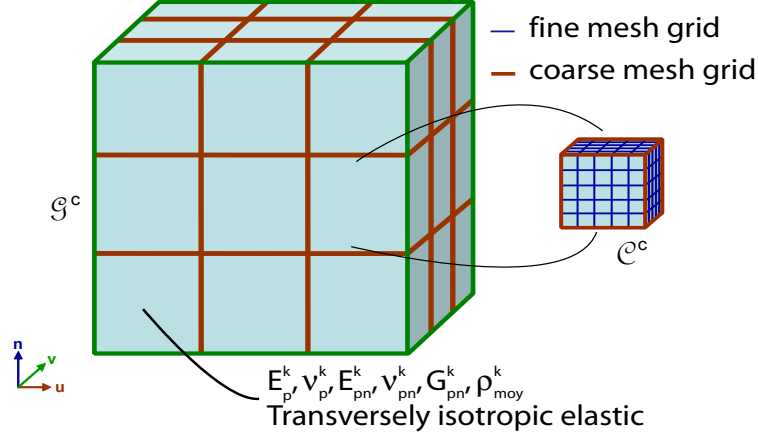


Figure 2.3 – Regular coarse mesh grid with a zoom on a re-meshed fine-scale sub-cell.

According to [Mavko et al. \[2003\]](#), the compliance tensor $\underline{\underline{\mathbf{S}^c}}$ of an orthotropic but planar isotropic material coarse cell should have the following form :

$$\underline{\underline{\mathbf{S}^c}} = \begin{pmatrix} S_{11} & S_{12} & S_{13} & 0 & 0 & 0 \\ S_{12} & S_{11} & S_{13} & 0 & 0 & 0 \\ S_{13} & S_{13} & S_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & S_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & S_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & S_{66} \end{pmatrix} \quad \text{with} \quad S_{66} = S_{11} - S_{12} \quad (2.2)$$

Note that the compliance tensor in Eq. (2.2) is symmetrical.

If the material is assumed to be elastic, the compliance tensor can be expressed in function of independent elastic constants, namely Young's modulus E_p and Poisson's ratio ν_p in the symmetry plane (\mathbf{u}, \mathbf{v}), the Young's modulus E_{pn} and Poisson's ratio ν_{pn} in the orthogonal direction \mathbf{n} , and the shear modulus G_{pn} in the vertical direction \mathbf{n} :

$$\underline{\underline{\mathbf{S}^c}} = \begin{pmatrix} \frac{1}{E_p} & -\frac{\nu_p}{E_p} & -\frac{\nu_{pn}}{E_{pn}} & 0 & 0 & 0 \\ -\frac{\nu_p}{E_p} & \frac{1}{E_p} & -\frac{\nu_{pn}}{E_{pn}} & 0 & 0 & 0 \\ -\frac{\nu_{pn}}{E_{pn}} & -\frac{\nu_{pn}}{E_{pn}} & \frac{1}{E_{pn}} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2G_{pn}} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2G_{pn}} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{1+\nu_p}{E_p} \end{pmatrix} \quad (2.3)$$

On each coarse cell, mechanical experiments are performed for various appropriate boundary conditions, and the resulting equilibrium equations are solved using finite ele-

ments. They lead to the estimation of the coarse-scale strain and of the coarse-scale stress, denoted by $\underline{\underline{\mathbf{E}}}$ and $\underline{\underline{\mathbf{\Sigma}}}$, respectively. They are related by Hooke's Law which can be written in a tensorial form for anisotropic materials as [Timoshenko, 1955] :

$$\underline{\underline{\mathbf{E}}} = \underline{\underline{\mathbf{S}^c}} \underline{\underline{\mathbf{\Sigma}}} \quad (2.4)$$

This fundamental equation is the keystone of the upscaling procedure developed in this work.

Discussion In this work, it is assumed that the upscaled cells are *transversely isotropic elastic material*. This is a very strong hypothesis because most properties along a horizon are often truly anisotropic (not only transversely isotropic). This implies that the upscaled compliance tensor is not in general symmetric, even at a fine scale. Transposed into an upscaled permeability framework, this means that the upscaled permeability tensor of an isotropic scalar field is spherical. This is true in average only if the permeability field at the fine scale is isotropic. This is not true in sedimentary layers which often present anisotropy along the depositional direction. For a more general framework, it would be necessary to write a transversely isotropic compliance tensor in the following general form :

$$\underline{\underline{\mathbf{S}^c}} = \begin{pmatrix} S_{11} & S_{12} & S_{13} & 0 & 0 & 0 \\ S_{21} & S_{22} & S_{23} & 0 & 0 & 0 \\ S_{31} & S_{32} & S_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & S_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & S_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & S_{66} \end{pmatrix} \quad \text{With } S_{66} = S_{11} - S_{12} \quad (2.5)$$

Note that the compliance tensor $\underline{\underline{\mathbf{S}^c}}$ is no more symmetrical as the off-diagonal terms $S_{ij}, i \neq j, i, j \leq 3$ are not equal, and the number of unknown terms is 9.

However, in this work we consider a symmetric compliance tensor, as described in Equation 2.2.

2.3.2.2 Mechanical experiments

To determine the equivalent compliance tensor $\underline{\underline{\mathbf{S}^c}}$ of the coarse-scale cells, several numerical tests are performed on each coarse-scale cell changing the boundary conditions in order to obtain independent results and to involve them into a linear system. In the following, a numerical mechanical test performed on a given coarse-scale cell will be referred as an *experiment*.

Mechanical properties of the fine-scale material The material is assumed to be heterogeneous isotropic elastic at fine scale so that the local stiffness tensor $\underline{\underline{\mathcal{S}}^f(\mathbf{x})}$ is known on each fine-scale cell \mathbf{x} and has the following form :

$$\underline{\underline{\mathcal{S}}^f(\mathbf{x})} = \frac{1}{E(\mathbf{x})} \begin{bmatrix} 1 & -\nu(\mathbf{x}) & -\nu(\mathbf{x}) & 0 & 0 & 0 \\ -\nu(\mathbf{x}) & 1 & -\nu(\mathbf{x}) & 0 & 0 & 0 \\ -\nu(\mathbf{x}) & -\nu(\mathbf{x}) & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 + \nu(\mathbf{x}) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 + \nu(\mathbf{x}) & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 + \nu(\mathbf{x}) \end{bmatrix} \quad (2.6)$$

where $E(\mathbf{x})$ is Young's modulus, and $\nu(\mathbf{x})$ Poisson's ratio of the cell at location \mathbf{x} .

Applying Hooke's law on fine-scale cells Applying Hooke's law for a given set of boundary conditions, it is always possible to compute the induced average displacements on each face of the coarse cell as the sum of the displacements of each fine-scale cell, along each direction. Because the coarse-scale cell is assumed to be a homogeneous transversely isotropic elastic material, it has been shown in Section 2.3.2.1 that five independent elastic constants are needed to characterize this material, implying that only three experiments are necessary to determine the mechanical properties E_p , ν_p , E_{pn} , ν_{pn} and G_{pn} :

- *two uniaxial tractions* along the directions \mathbf{u} and \mathbf{n} , respectively. One face, which is normal to \mathbf{u} or \mathbf{n} , is blocked, and a displacement is imposed along this direction on the opposite face. Mechanically, these experiments would allow the evaluation of the transverse Young's modulus E_p and Poisson's ratio ν_p , and the normal ones E_{pn} and ν_{pn} , respectively ;
- *a pure shear* colinear to \mathbf{n} . A displacement, colinear to \mathbf{n} is imposed on a face that is normal to \mathbf{u} , while, on the opposite face, the same displacement but with opposite direction is imposed. This experiment would characterize the shear modulus G_{pn} of a transversely isotropic material.

Performing numerical mechanical experiments A coarse-scale cell \mathcal{C}^c is loaded with a traction along the direction \mathbf{u} , or along the direction \mathbf{n} , or with a pure shear colinear to \mathbf{n} . The generic experiment on the coarse-scale cell is sketched in figure 2.4.

The resulting displacements of the fine-scale cells $\mathcal{C}^{f,k}$ composing \mathcal{C}^c are computed using finite element analysis. The boundary conditions of the coarse-scale cells are expressed in terms of displacements on two specific opposite faces of the cube. The other faces are left free.

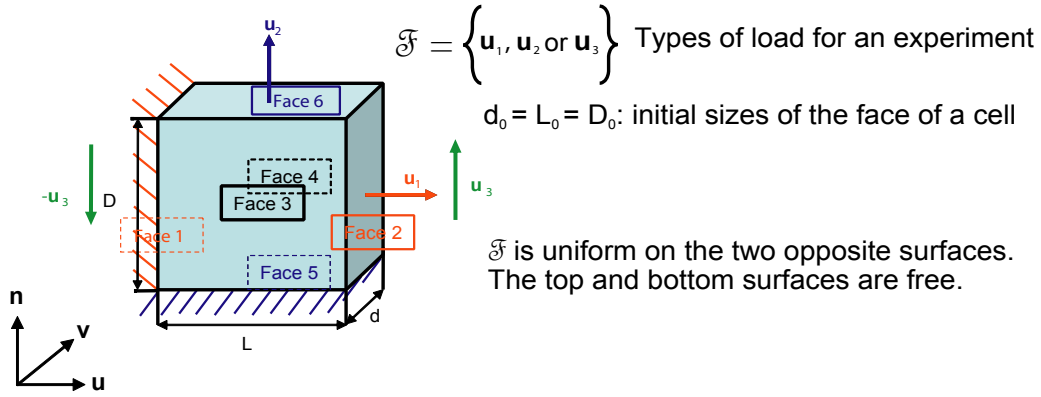


Figure 2.4 – A generic experiment - Traction experiments are the blue and red boundary conditions, as the shearing experiment is the green boundary condition.

2.3.3 Upscaling paradigms

Zijl *et al.* [2002] developed an homogenization technique for upscaling rigidity tensor in the case of Hooke's Law for geomechanical models. The technique implies a periodic medium.

It is proposed in this paper to consider a more simplified approach in which the medium is assumed to be a stratified random medium. Then, only the fine-scale strain and stress (ε_{ij} and σ_{ij} resp.) are identified to the coarse-scale ones (E_{ij} and Σ_{ij} resp.) requiring two (or more generally three) numerical experiments, described in the following section as a summary of the concepts developed in Zijl *et al.* [2002].

2.3.3.1 Volume Averaging Operator

A volume averaging operator $\langle \cdot \rangle_{C^c}$ is first introduced

Definition 2.3.1 Denoting C^c a coarse-scale cell, the spatial averaging operator $\langle \cdot \rangle_{C^c}$ is defined for any quantity f piecewise continuous on $\overline{C^c}$, by :

$$\langle f \rangle_{C^c} = \frac{1}{\mathcal{V}(C^c)} \iiint_{C^c} f(x', y', z') dx' dy' dz' \quad (2.7)$$

where x, y, z are the cartesian coordinates of the center location of C^c .

$\langle f \rangle_{C^c}(\mathbf{u})$ is the approximated value of f on the coarse-scale cell C^c . In a discrete fashion, it is defined as the average of the values of f over all the n_f fine-scale cells $C^{f,k}$ of C^c :

$$\langle f \rangle_{C^c}(x, y, z) = \frac{1}{\mathcal{V}(C^c)} \sum_{k=1}^{n_f} f(x^{f,k}, y^{f,k}, z^{f,k}) \quad (2.8)$$

$$\text{for } \bigcup_{k=1}^{n_f} \mathcal{C}^{f,k} = \mathcal{C}^c, \text{ and } \mathcal{C}^{f,k} \cap \mathcal{C}^{f,j}, \begin{cases} j = \{1, \dots, n_f\} \\ k = \{1, \dots, n_f\} \\ j \neq k \end{cases}$$

where $(\mathbf{x}^{f,k}, \mathbf{y}^{f,k}, \mathbf{z}^{f,k})$ are the coordinates of the center of the fine cell $\mathcal{C}^{f,k}$, and $\mathcal{V}(\mathcal{C}^c)$ is the volume of the coarse cell \mathcal{C}^c composed by $\mathcal{C}^{f,k}, k \in [1, n_f]$.

The quantity $\langle \mathbf{u}_i \rangle_{\mathcal{C}^c} = \frac{1}{\mathcal{V}(\mathcal{C}^c)} \sum_{k=1}^{n_f} \mathbf{u}_i^{f,k}$, for $\bigcup_{k=1}^{n_f} \mathcal{C}^{f,k} = \mathcal{C}^c$ is called the averaged i^{th} component of the fine-scale displacement on \mathcal{C}^c , for example.

2.3.3.2 Preservation of the expression for the strain

Displacements resulting from different loadings should be the same in both fine and coarse scales. Thus, the i^{th} component of the coarse-scale displacement \mathbf{u}_i^c should be equal to the averaged i^{th} component of the fine-scale displacements $\langle \mathbf{u}_i \rangle_{\mathcal{C}^c}$.

Consequently, the i^{th} component $\partial_i \mathbf{u}_j^c$ of the coarse-scale gradient vector $\nabla \mathbf{u}_j^c$ must be equal to the i^{th} component $\langle \partial_i \mathbf{u}_j \rangle_{\mathcal{C}^c}$ of the averaged fine-scale gradient vectors $\nabla \mathbf{u}_j^f$.

Then, the coarse-scale strain is equal to the fine-scale strain averaged over the fine cells $\mathcal{C}^{f,k}$ composing the coarse-scale cell \mathcal{C}^c , which is the upscaled strain. It results :

$$\begin{aligned} E_{ij} &= \langle \varepsilon_{ij} \rangle_{\mathcal{C}^c} = \frac{1}{\mathcal{V}(\mathcal{C}^c)} \sum_{k=1}^{n_f} \varepsilon_{ij}^{f,k} = \frac{1}{\mathcal{V}(\mathcal{C}^c)} \sum_{k=1}^{n_f} \frac{1}{2} \left(\partial_i \mathbf{u}_j^{f,k} + \partial_j \mathbf{u}_i^{f,k} \right) \\ &= \frac{1}{2} \langle \partial_i \mathbf{u}_j + \partial_j \mathbf{u}_i \rangle_{\mathcal{C}^c} = \frac{1}{2} \left(\langle \partial_i \mathbf{u}_j \rangle_{\mathcal{C}^c} + \langle \partial_j \mathbf{u}_i \rangle_{\mathcal{C}^c} \right) \end{aligned} \quad (2.9)$$

Applying the first requirement, the above equation simplified into :

$$\boxed{E_{ij} = \frac{1}{2} \left(\partial_i \mathbf{u}_j^c + \partial_j \mathbf{u}_i^c \right)} \quad (2.10)$$

Eq. (2.10) means that the coarse-scale strain is defined by the symmetric part of the coarse-scale displacement gradient.

2.3.3.3 Preservation of the expression for the stress divergence

In this paragraph and in the next one, a tensorial notation will be used for writing the components ij of the stress tensors $\boldsymbol{\sigma}$. It implies that component numbers are written as exponents (i.e. σ^{ij}) instead of current indices (i.e. σ_{ij}). In tensor analysis, these two notations have a special meaning as they distinguish the *contravariant* and *covariant* components of a tensor. However, for sake of notation simplification, even if the notation

with lower case indices for the stress tensor is incorrect, as shown in the energy expression, this notation will be used in the other paragraphs in which many indices appear.

The second upscaling requirement is that the coarse-scale stress Σ^{ij} is equal to the averaged fine-scale stress $\langle \sigma^{ij} \rangle_{\mathcal{C}^c}$, considered as the upscaled stress.

$$\Sigma^{ij} = \langle \sigma^{ij} \rangle_{\mathcal{C}^c} \quad (2.11)$$

Consequently, the divergence of stress is preserved :

$$\begin{aligned} \langle \partial_i \sigma^{ij} \rangle_{\mathcal{C}^c} &= \frac{1}{\mathcal{V}(\mathcal{C}^c)} \sum_{k=1}^{n_f} \partial_i (\sigma^{ij})^{f,k} \\ &= \partial_i \left(\frac{1}{\mathcal{V}(\mathcal{C}^c)} \sum_{k=1}^{n_f} (\sigma^{ij})^{f,k} \right) \\ &= \partial_i \langle \sigma^{ij} \rangle_{\mathcal{C}^c} \end{aligned} \quad (2.12)$$

Then, the second upscaling requirement implies that :

$$\boxed{\langle \partial_i \sigma^{ij} \rangle_{\mathcal{C}^c} = \partial_i \Sigma^{ij}} \quad (2.13)$$

Thus, the influence of the divergence of stress in the *Local Equilibrium Equations* is identical both in the coarse-scale and in the fine-scale description. The *Local Equilibrium Equation* is then given by :

$$\begin{aligned} &\textit{At the fine-scale level} \\ \mathbf{div} \underline{\underline{\sigma}} + \mathbf{f}^k &= \mathbf{0} \quad \forall \mathcal{C}^{f,k}, k \in [1, n_f] \\ &\textit{On average at the coarse cell level} \\ \langle \mathbf{div} \underline{\underline{\sigma}} \rangle_{\mathcal{C}^c} + \langle \mathbf{f} \rangle_{\mathcal{C}^c} &= \mathbf{0} \quad \mathcal{C}^c = \bigcup_{k=1}^{n_f} \mathcal{C}^{f,k} \\ &\boxed{\mathbf{div} \underline{\underline{\Sigma}} + \langle \mathbf{f} \rangle_{\mathcal{C}^c} = \mathbf{0}} \end{aligned} \quad (2.14)$$

where \mathbf{f}^k is the body force applied to the fine-scale cells $\mathcal{C}^{f,k}$ ($\mathbf{f}^k = \rho^k \mathbf{g}$, where ρ^k is the density of fine-scale cells $\mathcal{C}^{f,k}$ and \mathbf{g} the gravity).

2.3.3.4 Preservation of the expression for the energy

The last upscaling requirement is that the coarse-scale energy is equal to the averaged fine-scale one. The deformation energy δw is the work per unit volume of the external forces and of the inertia in the displacement field required to deform the material. If the displacement field is reduced to a movement of a rigid body which induces no variation

of the internal forces, the deformation energy is null. In general, the deformation energy is equal to [Morse and Feshbach, 1953] :

$$\delta w = \text{tr} (\underline{\underline{\boldsymbol{\sigma}}} \otimes \delta \underline{\underline{\boldsymbol{\varepsilon}}}) = \sum_{(i,j)} \sigma^{ij} \delta \varepsilon_{ij} = \sigma^{ij} \delta \varepsilon_{ij}$$

where δ means an infinitesimal quantity and according to the Einstein convention, a repeated index means that it is a sum. \otimes is the tensorial product.

As the total deformation energy is the integral of δw on the cell volume :

$$w = \int_{\mathcal{V}(\mathcal{C}^c)} \delta w = \int_{\mathcal{V}(\mathcal{C}^c)} \sigma^{ij} \delta \varepsilon_{ij}$$

The deformation energy of a coarse-scale cell \mathcal{C}^c is thus equal to :

$$w^c = \text{tr} (\underline{\underline{\boldsymbol{\Sigma}}} \otimes \underline{\underline{\boldsymbol{E}}}) = \sum_{(i,j)} \Sigma^{ij} \delta E_{ij} = \Sigma^{ij} \delta E_{ij}$$

The last upscaling requirement assumes that the coarse-scale deformation energy is equal to the average fine-scale deformation energy, i.e. :

$$w^c = \langle \text{tr} (\underline{\underline{\boldsymbol{\sigma}}} \otimes \underline{\underline{\boldsymbol{\varepsilon}}}) \rangle_{\mathcal{C}^c} = \left\langle \sum_{(i,j)} \sigma^{ij} \delta \varepsilon_{ij} \right\rangle_{\mathcal{C}^c} = \langle \sigma^{ij} \delta \varepsilon_{ij} \rangle_{\mathcal{C}^c}$$

This last requirement can be rewritten in terms of compliance tensor as the following :

$$\begin{aligned} w^c &= \text{tr} (\underline{\underline{\boldsymbol{\Sigma}}} \otimes \underline{\underline{\boldsymbol{E}}}) = \text{tr} \left(\underline{\underline{\boldsymbol{\Sigma}}} \otimes \left(\overline{\overline{\boldsymbol{\mathcal{S}}^c}} \underline{\underline{\boldsymbol{\Sigma}}} \right) \right) = \underline{\underline{\boldsymbol{\Sigma}}}^t \overline{\overline{\boldsymbol{\mathcal{S}}^c}} \underline{\underline{\boldsymbol{\Sigma}}} \\ &= \langle \text{tr} (\underline{\underline{\boldsymbol{\sigma}}} \otimes \underline{\underline{\boldsymbol{\varepsilon}}}) \rangle_{\mathcal{C}^c} = \left\langle \text{tr} \left(\underline{\underline{\boldsymbol{\sigma}}}^t \overline{\overline{\boldsymbol{\mathcal{S}}^f}} \underline{\underline{\boldsymbol{\sigma}}} \right) \right\rangle_{\mathcal{C}^c} = \left\langle \underline{\underline{\boldsymbol{\sigma}}} \overline{\overline{\boldsymbol{\mathcal{S}}^f}} \underline{\underline{\boldsymbol{\sigma}}} \right\rangle_{\mathcal{C}^c} \end{aligned}$$

with

$$\begin{aligned} \left\langle \underline{\underline{\boldsymbol{\sigma}}} \overline{\overline{\boldsymbol{\mathcal{S}}^f}} \underline{\underline{\boldsymbol{\sigma}}} \right\rangle_{\mathcal{C}^c} &= \frac{1}{\mathcal{V}(\mathcal{C}^c)} \sum_{p=1}^{n_f} \sum_{(i,j)} \sum_{(k,l)} (\sigma^{ji})^{f,p} (\mathcal{S}_{ijkl})^{f,p} (\sigma^{kl})^{f,p} \\ &= \frac{1}{\mathcal{V}(\mathcal{C}^c)} \sum_{p=1}^{n_f} \underline{\underline{\boldsymbol{\sigma}}}^{f,p^t} \overline{\overline{\boldsymbol{\mathcal{S}}^f}} \underline{\underline{\boldsymbol{\sigma}}}^{f,p} \end{aligned}$$

Finally, it comes :

$$\boxed{\underline{\underline{\boldsymbol{\Sigma}}}^t \overline{\overline{\boldsymbol{\mathcal{S}}^c}} \underline{\underline{\boldsymbol{\Sigma}}} = \left\langle \underline{\underline{\boldsymbol{\sigma}}}^t \overline{\overline{\boldsymbol{\mathcal{S}}^f}} \underline{\underline{\boldsymbol{\sigma}}} \right\rangle_{\mathcal{C}^c}}$$

This requirement implies that thermodynamic expressions such as energy potentials are preserved during upscaling. It also implies, according to Aki and Richards [1980], that the upscaled compliance tensor is symmetric.

Summary of the requirements

The upscaling requirements are summarized below :

- (i) $E_{ij} = \frac{1}{2} (\partial_i \mathbf{u}_j^c + \partial_j \mathbf{u}_i^c)$
- (ii) $\partial_i \Sigma^{ij} = \langle \partial_i \sigma^{ij} \rangle_{C^c}$
- (iii) $\underline{\underline{\Sigma}}^t \underline{\underline{\mathcal{S}}}^c \underline{\underline{\Sigma}} = \left\langle \underline{\underline{\sigma}}^t \underline{\underline{\mathcal{S}}}^f \underline{\underline{\sigma}} \right\rangle_{C^c}$

In this section, the relations between the parameters at the coarse-scale and fine-scale levels were determined. [Zijl et al. \[2002\]](#) have proved that displacement-stress averaging (combination of requirement (i) and (ii)) may lead to the definition of the coarse-scale compliance tensor, which determines the transversely isotropic behavior of the coarse-scale cells.

The next section introduces the implemented procedures to determine the geomechanical tensorial properties of the coarse-scale cells from the fine-scale cells. That is to say : *How to determine the coarse-scale compliance tensors from isotropic elastic properties defined at the fine scale ?*

2.3.3.5 Equivalent properties

In the following, a matrix rather than a tensor notation is used for tensors¹⁶.

From the requirements (i) and (ii), the coarse-scale strain and stress can be estimated by :

$$E_{ij} = \langle \varepsilon_{ij} \rangle_{C^c}; \quad \Sigma^{ij} = \langle \sigma^{ij} \rangle_{C^c}; \quad (2.15)$$

Then, according to Eq. (2.4), the requirements (i) and (ii) can be written for each experiment α as :

$$\begin{aligned} \underline{\underline{\mathbf{E}}}^\alpha &= \underline{\underline{\mathcal{S}}}^c \underline{\underline{\Sigma}}^\alpha \\ \langle \underline{\underline{\varepsilon}}^\alpha \rangle_{C^c} &= \underline{\underline{\mathcal{S}}}^c \langle \underline{\underline{\sigma}}^\alpha \rangle_{C^c} \end{aligned}$$

The form of $\underline{\underline{\mathcal{S}}}^c$ is then known and the relations between $\langle \varepsilon_{ij} \rangle_{C^c}$ and $\langle \sigma^{ij} \rangle_{C^c}$, for $(i, j) \in [1, 2, 3]$ can be written as follows :

16. Both notations are indeed equivalent in a Cartesian coordinate system.

$$\begin{aligned}
 \langle \varepsilon_{11}^\alpha \rangle_{C^c} &= \frac{1}{E_p} \langle \sigma_{11}^\alpha \rangle_{C^c} - \frac{\nu_p}{E_p} \langle \sigma_{22}^\alpha \rangle_{C^c} - \frac{\nu_{pn}}{E_{pn}} \langle \sigma_{33}^\alpha \rangle_{C^c} \\
 \langle \varepsilon_{22}^\alpha \rangle_{C^c} &= -\frac{\nu_p}{E_p} \langle \sigma_{11}^\alpha \rangle_{C^c} + \frac{1}{E_p} \langle \sigma_{22}^\alpha \rangle_{C^c} - \frac{\nu_{pn}}{E_{pn}} \langle \sigma_{33}^\alpha \rangle_{C^c} \\
 \langle \varepsilon_{33}^\alpha \rangle_{C^c} &= -\frac{\nu_{pn}}{E_{pn}} \langle \sigma_{11}^\alpha \rangle_{C^c} - \frac{\nu_{pn}}{E_{pn}} \langle \sigma_{22}^\alpha \rangle_{C^c} + \frac{1}{E_{pn}} \langle \sigma_{33}^\alpha \rangle_{C^c} \\
 \langle \varepsilon_{23}^\alpha \rangle_{C^c} &= \frac{1}{2G_{pn}} \langle \sigma_{23}^\alpha \rangle_{C^c} \\
 \langle \varepsilon_{13}^\alpha \rangle_{C^c} &= \frac{1}{2G_{pn}} \langle \sigma_{13}^\alpha \rangle_{C^c} \\
 \langle \varepsilon_{12}^\alpha \rangle_{C^c} &= \frac{1 + \nu_p}{E_p} \langle \sigma_{12}^\alpha \rangle_{C^c}
 \end{aligned}$$

These equations can be written as the following over-determined linear system :

$$[\boldsymbol{\varepsilon}_{C^c}^\alpha] = [\boldsymbol{\sigma}_{C^c}^\alpha] [\boldsymbol{S}_{C^c}] \quad (2.16)$$

Supposing the coarse-scale cells behave as transversely isotropic materials, the last two equations over determine the system (although, without them, it is still an over-determined problem). Therefore, to overcome this drawback, it was decided to merge the last two equations within the previous ones, as as depicted in Eq. 2.17.

In conclusion, each experiment implies four equations with the five following unknowns : E_p , ν_p , E_{pn} , ν_{pn} and G_{pn} . Mathematically, only three experiments are necessary to estimate the five unknowns using 3×4 equations, leading to an over-determined system, which is solved using a least-squares procedure.

2.3.3.6 Procedure

The procedure used to solve this over-determined problem is described in the following Algorithm 1. Also, figure 2.5 gives a summary of the whole procedure as a flow-chart.

In each experiment, the determination of the displacement fields is performed by a finite element analysis, knowing the boundary conditions in terms of displacements [Hugues, 1987; Zienkiewicz and Taylor, 2000].

Experiment $\alpha = 1,2,3$

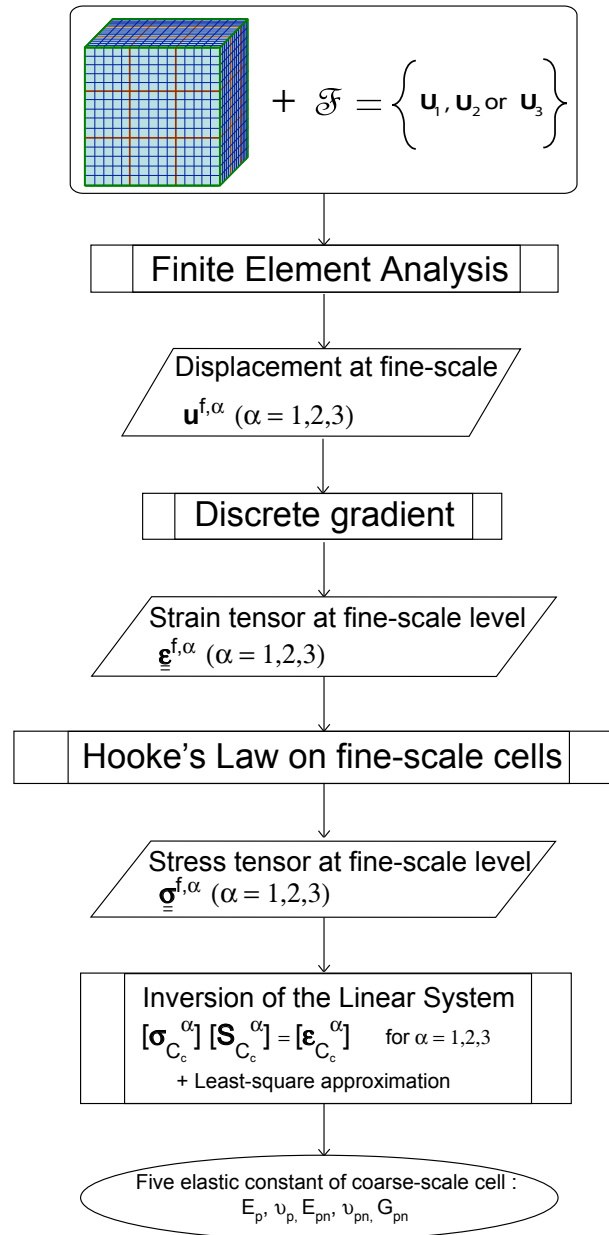


Figure 2.5 – Flow chart of the whole procedure for determining the upscaled mechanical properties on each coarse-scale cell. $\alpha = 1$ stands for a traction along the \mathbf{u} direction, $\alpha = 2$ for a traction along the \mathbf{n} direction, and $\alpha = 3$ for a pure shear collinear to \mathbf{n} .

$$\begin{pmatrix} \langle \varepsilon_{11}^\alpha + \varepsilon_{12}^\alpha \rangle_{C^c} \\ \langle \varepsilon_{22}^\alpha + \varepsilon_{12}^\alpha \rangle_{C^c} \\ \langle \varepsilon_{33}^\alpha \rangle_{C^c} \\ \langle \varepsilon_{23}^\alpha + \varepsilon_{13}^\alpha \rangle_{C^c} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \langle \sigma_{11}^\alpha + \sigma_{12}^\alpha \rangle_{C^c} & 0 & -\langle \sigma_{22}^\alpha - \sigma_{12}^\alpha \rangle_{C^c} & -\langle \sigma_{33}^\alpha \rangle_{C^c} & 0 \\ \langle \sigma_{22}^\alpha + \sigma_{12}^\alpha \rangle_{C^c} & 0 & -\langle \sigma_{11}^\alpha - \sigma_{12}^\alpha \rangle_{C^c} & -\langle \sigma_{33}^\alpha \rangle_{C^c} & 0 \\ 0 & \langle \sigma_{33}^\alpha \rangle_{C^c} & 0 & -\langle \sigma_{11}^\alpha + \sigma_{22}^\alpha \rangle_{C^c} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \langle \sigma_{23}^\alpha + \sigma_{13}^\alpha \rangle_{C^c} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{1}{E_p} \\ \frac{1}{E_{pn}} \\ \frac{\nu_p}{E_p} \\ \frac{\nu_{pn}}{E_{pn}} \\ \frac{1}{2G_{pn}} \end{pmatrix} \quad (2.17)$$

Finite elements computations are performed in GOCAD using *FemPack* plugin, a finite element plug-in developed for restoring complex geological structures by Muron [2005].

The following algorithm 1 summarizes the general approach using Finite Elements.

Algorithm 1 Upscaling properties using finite element approach

```

for Each coarse cell do
  for Each fine cell do
    Compute the stiffness tensor
  end for
  for Each experiment do
    Applying a specific displacement boundary condition
    Resolution of the equilibrium equations using Finite Element Analysis
    Computing the averaged fine-scale displacement
    Discrete Gradient
    Evaluation of the resulting strain tensors at the fine-scale
    Procedure FS_Hookes_Law :
    Computing the stress tensors
    Computation of Coarse Scale strain and stress tensors
    Averaging the tensor components
  end for
end for

```

2.3.4 Applications

Two types of tests have been considered :

1. *Analytical models* : an analytical solution is known when upscaling perfectly stratified rock mass models with homogeneous distribution of constant mechanical properties per each layer, and of course for perfect isotropic medium.
2. *Numerical models* : A stratified rock mass with slight lateral variations is then investigated. It is also of interest to highlight how lateral variations impact the scale factor (factor between the size of the scale) of the upscaled properties.

2.3.4.1 Analytical results

Homogeneous models The upscaled compliance tensor of a perfect isotropic medium with homogeneously constant Young's modulus E and Poisson's ratio ν , is of course those of an isotropic medium with the same Young's modulus and Poisson's ratio. This test has been performed on a fine grid to test the code used in the procedure, results are given in figure 2.6. As expected from the theory, the five *upscaled* properties are therefore equal to :

$$\begin{aligned}
 E_p &= E_{pn} = E \\
 \nu_p &= \nu_{pn} = \nu \\
 G_{pn} &= \frac{E}{1+\nu}
 \end{aligned}$$

Protocol : The input properties are constant and homogeneous on the whole fine-scale grid. Poisson's ratio ν is fixed at different values $\{0.2, 0.25, 0.3, 0.35\}$, respectively, when the input, Young's modulus E , ranges from 10 GPa to 120 GPa, with a step of 10 GPa.

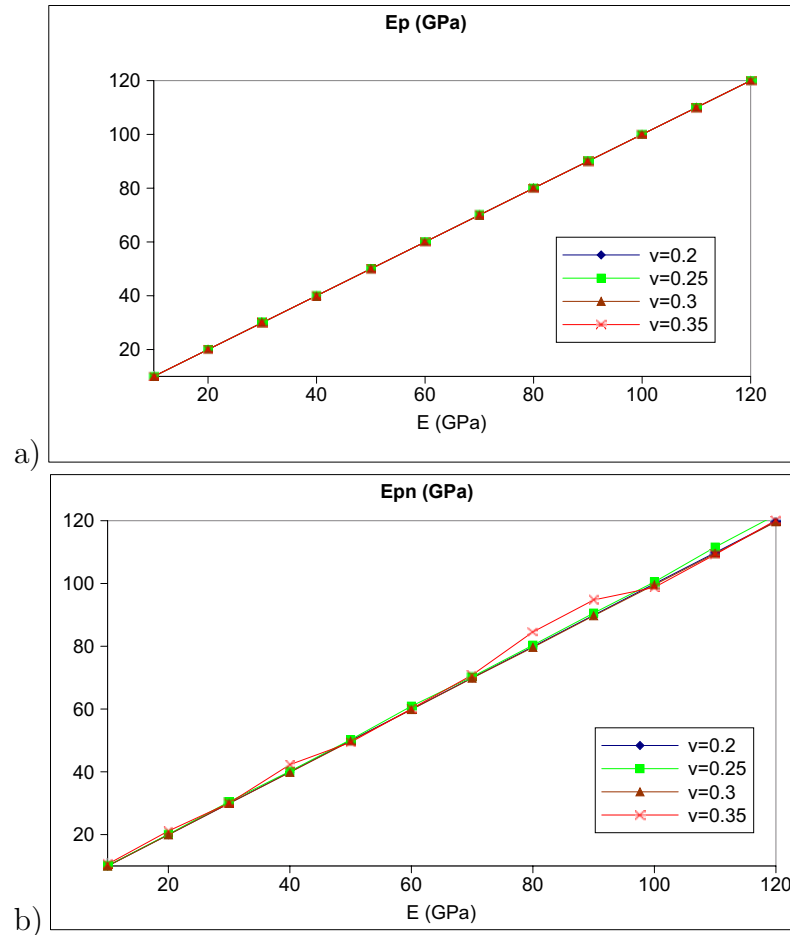


Figure 2.6 – E_p and E_{pn} vs. input Young's modulus E for various Poisson's ratio ν . Blue diamonds are for 0.2, green squares for 0.25, brown triangles for 0.35 and red crosses for 0.4 for both figures 2.6 a) and b).

Discussion : As expected, the *upscaled* bulk moduli and Poisson's ratios are equal to the ones of the fine-scale model. The relationship between the input, Young's modulus, and the upscaled transverse and vertical ones $E_p = E_{pn} = E$ is effectively a straight line of slope equal to 1, and they are independent on the input, Poisson's ratio, ν (lines are superposed). The bulk modulus G_{pn} verifies the expected $G_{pn} = E/(1+\nu)$ relationship. However, when the input Poisson's ratio, varies the slopes of G_{pn} decreases when ν increases (Fig. 2.8, especially at large Young's modulus E). For $\nu = 0.35$, computed ν_{pn} shows important variations (Fig. 2.7). These variations may be explained by numerical instabilities : ν_{pn} is

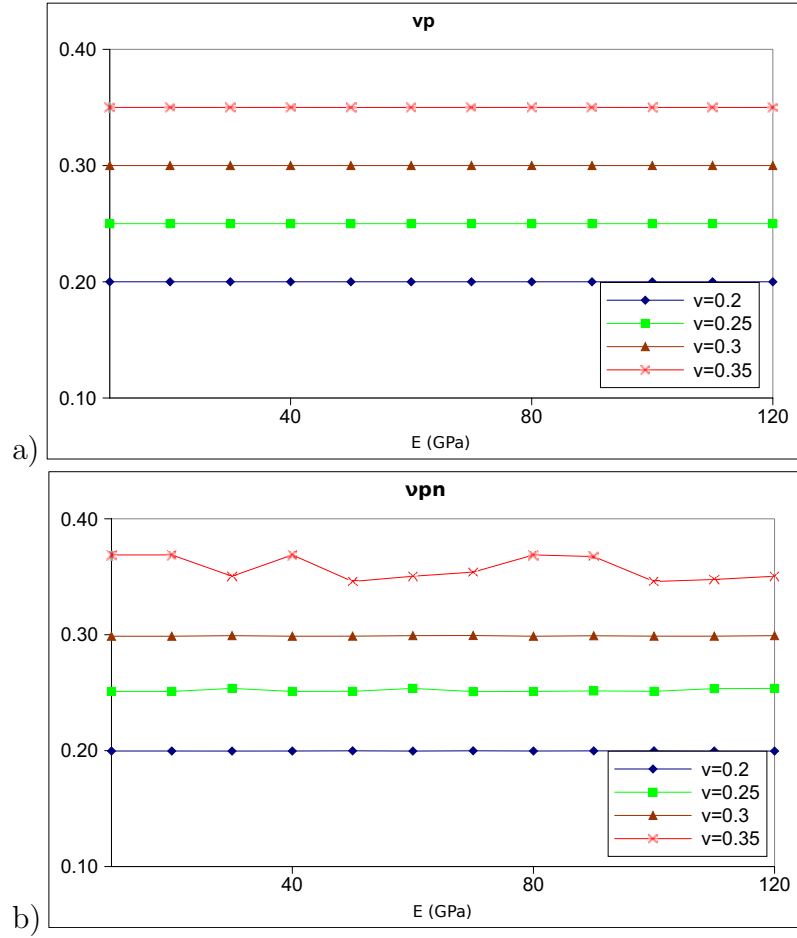


Figure 2.7 – ν_p and ν_{pn} vs. input Young's modulus E for various Poisson's ratio ν . Blue diamonds are for 0.2, green squares for 0.25, brown triangles for 0.35 and red crosses for 0.4 for both figures 2.6 a) and b).

computed through the computation of ν_{pn}/E_{pn} for which E_{pn} is about tens of 10^9 GPa in rock materials, whereas ν_{pn} is less than 0.5. We are therefore dependant on the stability of E_{pn} for the computation of ν_{pn} .

Despite these slight differences, attributed to numerical accuracy when solving the equilibrium equations, we consider that these results show the consistency of the implemented upscaling procedure.

Variations on homogeneous models For fixed Young's modulus E and Poisson's ν values, these tests aim at verifying that the displacement magnitude imposed on the faces of the coarse scale cell during the experiments, the number of experiments used, and the

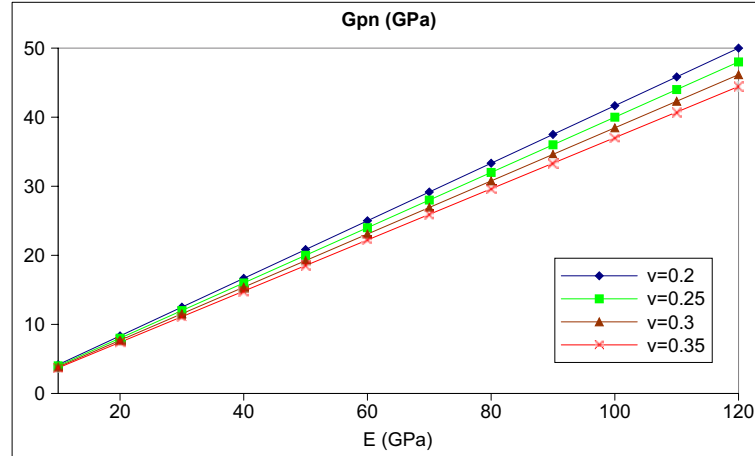


Figure 2.8 – G_{pn} vs. input Young's modulus E for different Poisson's ratio ν . Blue diamonds are for 0.2, green squares for 0.25, brown triangles for 0.35 and red crosses for 0.4.

strain formulation onto upscaled properties have no impact.

Protocol-1 : the displacement magnitude imposed on the coarse cell faces ranges from 0.2 m to 4 m. Results are reported in figures 2.9 and 2.10, respectively.

Discussion : The resulting estimated upscaled mechanical properties fit perfectly the theoretical expected values. A detailed analysis of the results shows that the estimations of Young's modulus and Poisson's ratios are less accurate for the first experiments where the displacements are lower than 0.4m, while the estimated values of the bulk modulus G_{pn} are remarkably accurate. Table 2.3 gives the accuracy against the displacement magnitudes.

Table 2.3 – Accuracy on estimated upscaled values against displacement magnitudes

Parameter	Displacements (in m)		
	0.2	0.4	$0.4 < D < 4$
E_p (in GPa)	1%	10^{-3}	$< 10^{-5}$
E_n (in GPa)	2%	$2 \cdot 10^{-3}$	$< 10^{-5}$
ν_p	5%	$5 \cdot 10^{-3}$	$< 10^{-5}$
ν_n	-5%	$-5 \cdot 10^{-3}$	$< 10^{-5}$

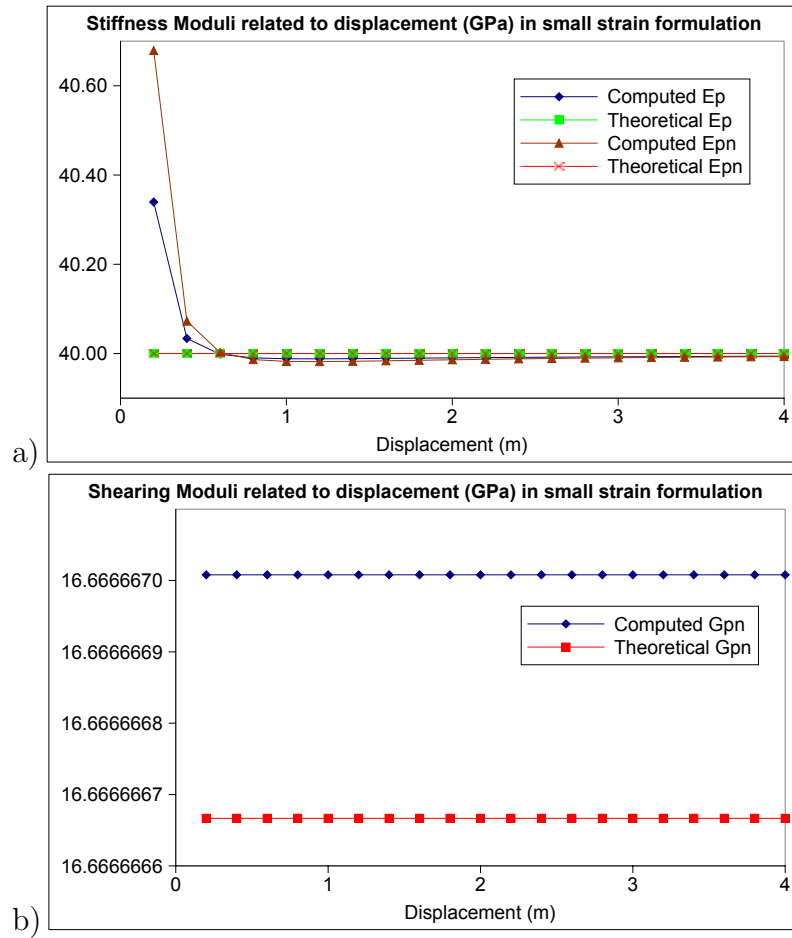


Figure 2.9 – Influence of displacements for E_p , E_{pn} and G_{pn} (two tractions and one shear) : Figure 2.9 a) computed and theoretical stiffness moduli E_p (blue diamonds and green squares respectively) and E_{pn} (brown triangles and red crosses resp.); Figure 2.9 b) computed and theoretical shearing moduli G_{pn} (blue diamonds and red squares respectively).

Protocol-2 : In order to compare the influence of experiment number on the upscaling procedure accuracy, a complete set of oedometric tests and shearing were successively applied and solved. It concerns from 1 to 6 experiments including tractions along \mathbf{u} , \mathbf{v} and \mathbf{n} , and shears collinear to \mathbf{u} , \mathbf{v} , and to \mathbf{n} (see Table 2.4).

Discussion-2 : It is clear that accuracy is maximum (errors being almost null) when the experiment number is equal to six (three tractions and three shearings). The maximum error is estimated to 42% for the transverse Young's modulus E_{pn} , and 39% for the transverse Poisson's ratio ν_{pn} , while errors are null for the planar ones E_p and ν_p , respectively in the case of only one traction in the \mathbf{u} direction. However, the error is also very small for the

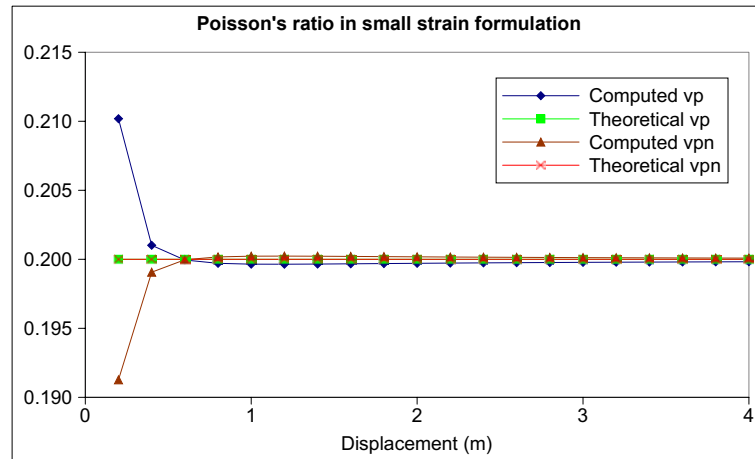


Figure 2.10 – Influence of displacements for ν_p and ν_{pn} in the case of two tractions and one shear experiments. Computed and theoretical ν_p are in blue diamonds and green squares whereas ν_{pn} are in brown triangles and red crosses respectively.

bulk modulus G_{pn} whatever the experiment number. The two last compatible equations in Eq. (2.16) were merged leading to the over-determined system (Eq. (2.17)) and because the medium is isotropic and homogeneous. The merging eliminates the redundancy of the E_{pn} and ν_p unknowns in the system of Eq. (2.17) which is compensated by adding the boundary conditions.

Therefore, it can be noticed that, at least, two experiments must be made in the case of a homogeneous distribution of input parameters.

Perfectly stratified rock mass models For the specific case of a perfectly stratified rock mass model (where input properties are constant per layer), an analytical formula has been suggested by Salamon [1968], cf. Appendix A.

Numerical experiments were conducted on stratified medium and compared to the above Salamon's analytical solution.

Protocol-1 : A perfectly layered model is built at the fine scale with five homogeneous layers each divided into three sublayers, filled with different elastic isotropic materials. On top of this fine mesh, a coarse model was built with only three layers. This case is exactly the situation presented by Salamon [1968] in his paper.

The fine-scale mesh is composed by five layers with five different geologically realistic materials as described in Table 2.5.

Experiment	Traction	Shearing	E_p (num)	E_p (theo)	E_{pn} (num)	E_{pn} (theo)
1	\mathbf{u}	–	39.99 GPa	40 GPa	23.01 GPa	40 GPa
2	\mathbf{u}, \mathbf{v}	–	40 GPa	40 GPa	40.08 GPa	40 GPa
3	$\mathbf{u}, \mathbf{v}, \mathbf{n}$	–	40 GPa	40 GPa	40 GPa	40 GPa
4	$\mathbf{u}, \mathbf{v}, \mathbf{n}$	$\mathbf{n} \perp \mathbf{u}$	40 GPa	40 GPa	40 GPa	40 GPa
5	$\mathbf{u}, \mathbf{v}, \mathbf{n}$	$\mathbf{n} \perp \mathbf{u}, \mathbf{n} \perp \mathbf{v}$	40 GPa	40 GPa	40.08 GPa	40 GPa
6	$\mathbf{u}, \mathbf{v}, \mathbf{n}$	$\mathbf{n} \perp \mathbf{u}, \mathbf{n} \perp \mathbf{v}, \mathbf{v} \perp \mathbf{n}$	40 GPa	40 GPa	40.08 GPa	40 GPa

Experiment	ν_p (num)	ν_p (theo)	ν_{pn} (num)	ν_{pn} (theo)	G_{pn} (num)	G_{pn} (theo)
1	0.199	0.2	0.122	0.2	16.67 GPa	16.67 GPa
2	0.2	0.2	0.2	0.2	16.67 GPa	16.67 GPa
3	0.2	0.2	0.199	0.2	16.67 GPa	16.67 GPa
4	0.2	0.2	0.199	0.2	16.67 GPa	16.67 GPa
5	0.2	0.2	0.199	0.2	16.67 GPa	16.67 GPa
6	0.2	0.2	0.199	0.2	16.67 GPa	16.67 GPa

Table 2.4 – Type of experiments in protocol-2. $\mathbf{n} \perp \mathbf{u}$ is a shearing along \mathbf{n} on face $\perp \mathbf{u}$.

It can be noticed that a large contrast on the materials' mechanical property between layers 1, 2 and 3 has been introduced, as large as 174 % for the Young's modulus between the first and the second layer. Upscaled Young's modulus values on a three layer coarse scale model are shown on figure 2.11.

Table 2.6 gives the numerical results of the upscaled mechanical properties in each of the three layers of the coarse-scale grid.

Table 2.5 – Mechanical properties used in the numerical experiment

Property	Layer 1	Layer 2	Layer 3	Layer 4	Layer 5
E (in GPa)	25.5	70	35	60	50
ν	0.1	0.15	0.2	0.25	0.3

Table 2.6 – Comparison of numerical and analytical results

Layer 3 (top)	Numerical	Salamon	Relative error
E_p (in GPa)	54.03	54.04	0.02 %
E_{pn} (in GPa)	53.61	53.93	−0.4 %
ν_p	0.279	0.278	0.4 %
ν_{pn}	0.281	0.282	0.7 %
G_{pn} (in GPa)	20.93	21.14	1 %
Layer 2 (middle)			
E_p (in GPa)	47.05	47.07	−0.04 %
E_{pn} (in GPa)	42.51	43.34	1.9 %
ν_p	0.199	0.198	−0.5 %
ν_{pn}	0.187	0.202	7.4 %
G_{pn} (in GPa)	17.71	18.64	5 %
Layer 1 (bottom)			
E_p (in GPa)	43.33	43.32	−0.2 %
E_{pn} (in GPa)	33.21	34.28	3 %
ν_p	0.125	0.132	5.3 %
ν_{pn}	0.099	0.119	16 %
G_{pn} (in GPa)	17.43	19.13	8.9 %

Discussion : The upscaled values calculated when applying the numerical code fit to the analytical solution, with a maximum error less than 16 % for large contrasted Young’s modulus (in average the error is less than 1.8% for low contrasted layers). Moreover, the discrepancy between numerical results and the analytical solution is less than 0.1 % when mechanical properties of the layers are close to each other (i.e. around 20 % contrast in the Young’s modulus). When the contrast is large, the high discrepancy is attributed to numerical instability when estimating the derivatives in the numerical approach, and to the assumptions made by [Salamon \[1968\]](#) for deriving the analytical formula.

An additional protocol including six experiments (three tractions and three shearings) was run on the same model to study the errors against the experiment numbers. The resulting errors are similar ; this indirectly suggests that large errors observed in the case of high contrasted mechanical properties are not linked to the experiment numbers, and that three experiments seems to be enough to characterize a perfectly stratified rock mass. A quite large but limited error is observed when fine scale materials have a high contrast (more than 150 % in Young's modulus as observed previously) along the stratigraphic column.

The advantages of the numerical approach is the possibility to upscale heterogeneous lateral variations in the mechanical properties which cannot be handled by Salamon's methodology.

2.3.4.2 Numerical results

Stratified Random Medium Protocol : A random stratified medium has been simulated using a sequential Gaussian simulation on a $15 \times 15 \times 15$ cell fine grid. Spatial variability was described using an anisotropic spherical variogram with ranges equal to $a_p = 6$ m and $a_n = 3$ m in the horizontal and vertical directions, respectively. Poisson's coefficient is fixed to a constant $\nu = 0.3$, while Young's modulus is normally distributed with an average at $m_E = 60$ GPa and a standard deviation $\sigma_E = 3$ GPa. The upscaled values are computed on a $3 \times 3 \times 3$ cell coarser grid using the presented method plug-in. Results are shown in figure 2.12 and figure 2.13.

Discussion : All upscaled distributions are bounded by the input distribution of E and ν . Low contrasts have been insured by the simulation method for which a standard deviation of only 3 GPa was chosen.

Furthermore, output distributions of ν_p and ν_{pm} are affected by the distribution of E . In the hypothesis under which the upscaled medium is transversely isotropic, Poisson's ratio should not change through coarse mesh. However, standard deviation for Poisson's ratio is at maximum of 1.1×10^{-4} .

Conclusions

Upscaling geomechanical properties is of paramount importance in a number of structural issues such as restoration, fracture characterization and failure studies of complex heterogeneous geological materials.

Results are in good agreements with theoretical analytical ones when applied to simple cases. Errors are less than 1% in case of non too contrasted materials, up to 17% when

variations are as high as 150%. Therefore, this technique might not be of interest when input distributions present a high contrast. The advantages of the numerical approach is the possibility to study heterogeneous anisotropic random medium. Five parameters are requested to describe the upscaled medium.

Further work would be helpful to fully validate the suggested method. It would consist in comparing the displacement fields computed for identical set of loads at both scales. Further developments may be pursued along the way of the extended upscaling, i.e. applying loads on neighbor cells rather than on boundary faces of the current cell as proposed by [Wen *et al.* \[2003\]](#). A new method for upscaling mechanical properties has been investigated using both an analytical approach and a numerical procedure. This method was validated onto simple analytical models and then applied onto a random heterogeneous medium. The suggested method assumes a transversely isotropic behavior for the coarser upscaled medium which seems to be reasonable when compared with analytical results. The equivalent stiffness tensor is therefore computed assuming a set of boundary conditions including pure shearing and pure tractions on external faces of the upscaled cells.

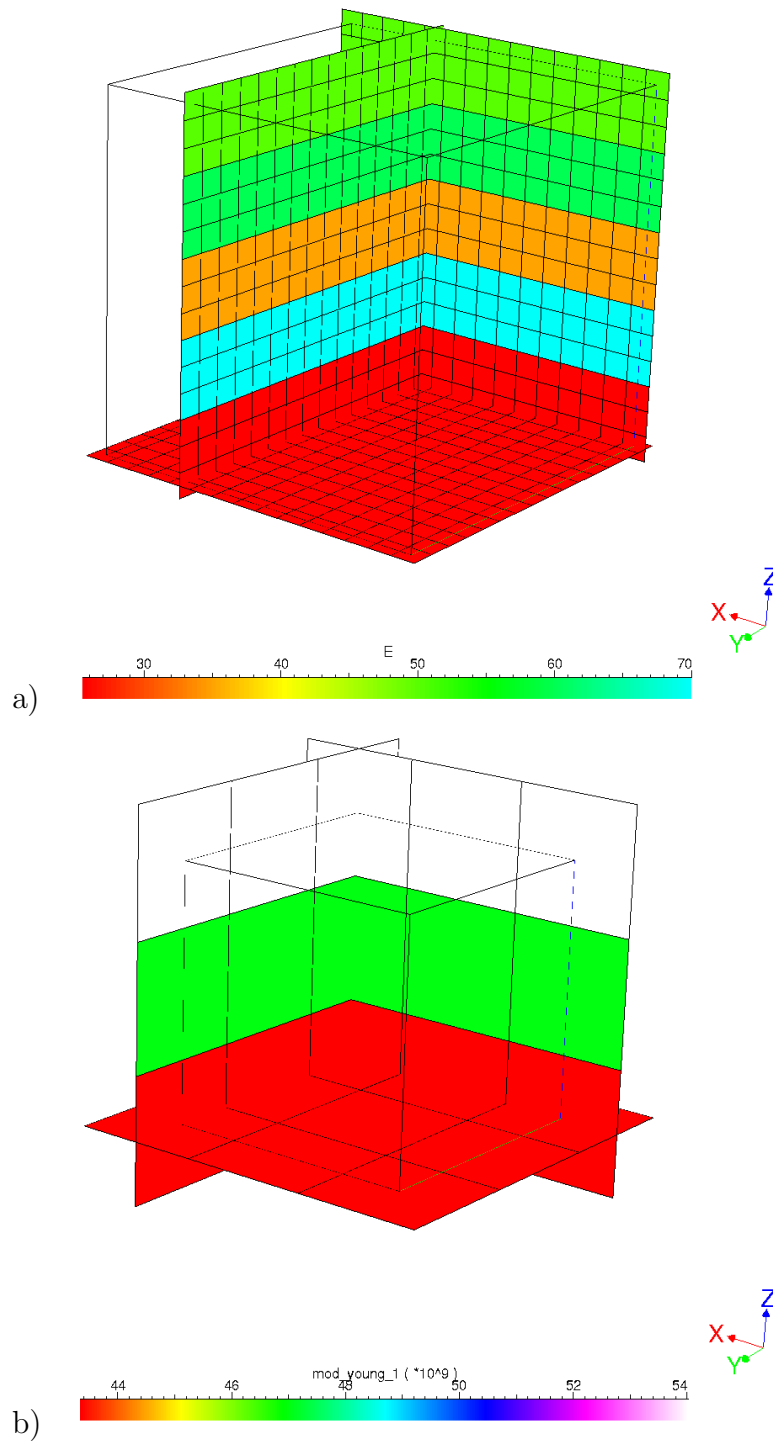


Figure 2.11 – Distribution of materials in the fine-scale and coarse-scale meshes (perfect layered models). Young's moduli are shown here (E and E_p) : Figure 2.11 a) input spatial distribution of materials Young's Moduli E in the fine scale model ; Figure 2.11 b) computed spatial distribution of materials stiffness moduli (only E_p is shown) in the coarse scale model. Unit is the GPa.

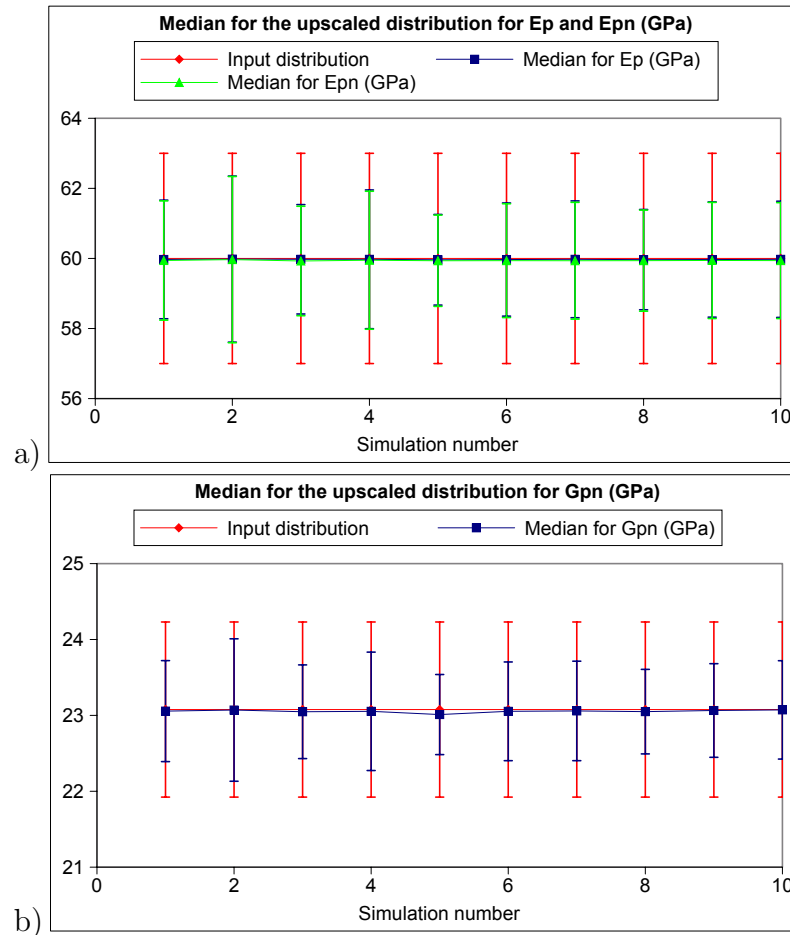


Figure 2.12 – Comparison of m_{E_p} , σ_{E_p} , $m_{E_{pn}}$, $\sigma_{E_{pn}}$, $m_{G_{pn}}$, $\sigma_{G_{pn}}$ for different sequential Gaussian simulations : Figure 2.12 a) the red diamonds represent the median of the input distribution of E , the blue squares the median of the computed distribution of E_p , and the green triangles the median of the computed distribution of E_{pn} . Distribution are represented in the same colors as the symbols ; Figure 2.12 b) the red diamonds represent the median of the input G distribution (computed from input distribution of E and ν) and the blue squares the median of computed distribution shearing moduli G_{pn} . Distribution are represented in the same colors as the symbols.

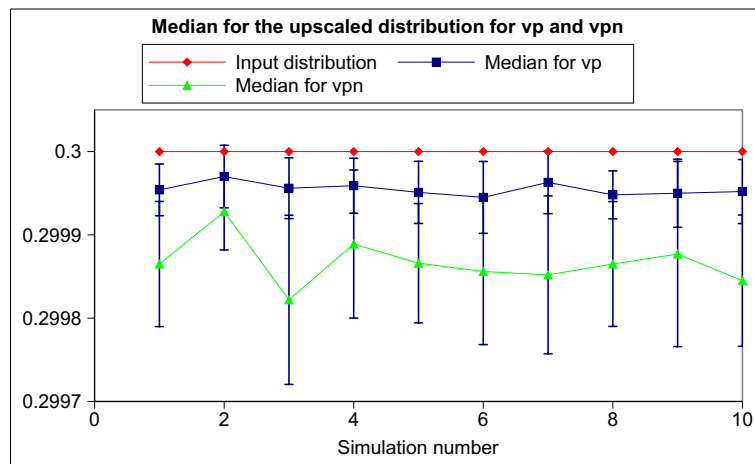


Figure 2.13 – Comparison of m_{ν_p} , σ_{ν_p} , $m_{\nu_{pn}}$, $\sigma_{\nu_{pn}}$ for different sequential Gaussian simulations : the red diamonds represent the median of the input distribution of ν , the blue squares represent median of the computed distribution of ν_p , and the green triangles represent the median of the computed distribution of ν_{pn} . Distribution are represented in the same colors as the symbols.

Chapitre 3

Restauration multi-surfaces des modèles géologiques de diapirs de sel

Sommaire

3.1 Les diapirs de sel	82
3.2 Paradigme de la restauration des diapirs de sel	90
3.3 Méthode de restauration à l'aide du concept des fibres	94
3.4 Application au Bassin de La Popa, Mexique	103
3.5 Application au diapir Grand Isle 16 (GI-16)	122
3.6 Conclusions	126

La compréhension et la validation de modèles de diapirs de sel présentent des enjeux à la fois scientifiques et économiques. La restauration structurale de diapirs de sel présente en premier lieu un intérêt scientifique car elle permet la compréhension de l'évolution temporelle des structures halokinétiques et de l'enveloppe du diapir de sel. D'un point de vue économique, elle permet également l'analyse de l'évolution des prospects pétroliers dans le temps. On peut ainsi détailler la migration des hydrocarbures ou obtenir une approximation de l'état de déformation aux environs des flancs du diapir.

Dans ce chapitre, un paradigme de restauration de diapir de sel, présenté par Rowan [1993], est détaillé. Une méthode de restauration multi-cartes, utilisant un calcul d'épaisseur apparente et de conservation des séquences halokinétiques y est présentée. Enfin, cette méthodologie est appliquée sur le bassin salifère de la Popa situé au nord-est du Mexique et sur un diapir allochtone en milieu marin au nord du Golfe du Mexique, reconstruit à partir d'un cube sismique¹⁷.

Dans la section suivante, la formation d'évaporites ainsi que la genèse des diapirs de sel sont présentées.

17. Données fournies par les compagnies ExxonMobil Upstream Research, ExxonMobil Production et WesternGeco

3.1 Les diapirs de sel

Cette partie présente une revue détaillée des diapirs de sel. En premier lieu, les caractéristiques physico-chimiques du sel sont présentées ainsi que la formation géologique d'évaporites et ses environnements de dépôt. Enfin, les processus d'halocinèse sont précisés et les formes des diapirs ainsi produits décrites.

3.1.1 Le sel gemme ou halite

Propriétés chimiques

La forme la plus courante des composés cristallins de sel présents dans les évaporites est un sel à base de sodium (halite). D'un point de vue chimique, le sel, de façon générale, est un composé ionique constitué de cations et d'anions, formant un composant neutre et sans charge nette. Les ions le composant peuvent être minéraux ou organiques et mono-atomiques ou poly-atomiques.

En géologie, il se présente sous la forme de structure cristalline (réseau cubique d'ions hexa-coordonnés, c'est-à-dire que chaque anion est entouré de façon octaédrique par six cations et vice-versa) isométrique de chlorure de sodium (NaCl), appelé aussi sel gemme ou halite, du grec *hals* = sel et *lithos* = pierre. Les deux photos, figures 3.1 a) et b), en présentent une illustration. Il est incolore dans sa forme pure, mais peut présenter une couleur bleue ou rose en présence d'impuretés (généralement des sulfates, des halogénures et des borates).

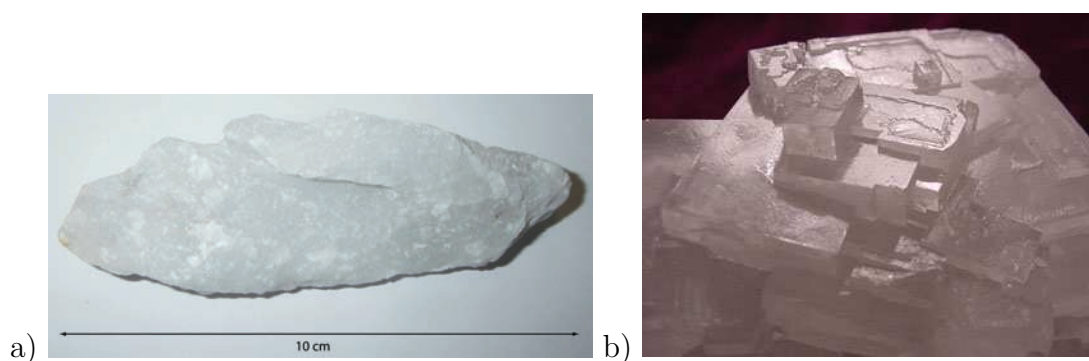


Figure 3.1 – a) Photo d'un échantillon d'une halite, prélevé sur le diapir "El Papalote", dans le bassin de La Popa (Mexique). b) Photo d'une halite (zoom 2.8), prise dans le cadre du projet "Minerals in Your World" [USGS and Mineral Information Institute, 2003], par l'United States Geological Survey.

Propriétés physiques

La densité moyenne de la halite (principalement constituée de chlorure de sodium) est de 2.16 kg m^{-3} . Sa température de fusion est de l'ordre de 801°C en conditions normales de pression et de température [Lide, 2008]. Bien que cette température diminue avec la pression, le sel reste donc sous forme solide dans les formations géologiques (lorsqu'il n'est pas en présence d'eau). Sa solubilité dans l'eau (égale à 35.9 g/100 mL à 25°C) induit une interaction non-négligeable du sel gemme avec les infiltrations aqueuses dans les couches géologiques (processus de mouillage et de dissolution). Par exemple, Buchanan *et al.* [1996] estiment de 0% à 50% la quantité de volume de sel dissout durant une restauration en coupes dans la Mer du Nord. Enfin, le sel gemme, sous sa forme sous-compactée, se déforme comme un fluide visqueux ou selon une loi de puissance, dont la viscosité varie entre 10^{17} et 10^{19} Pa s . Cette valeur peut varier selon la taille des grains et la présence d'eau [Urai *et al.*, 1986; van Keken *et al.*, 1993].

En terme de modélisation, le sel, à cause de la relaxation relativement rapide des contraintes (effets de viscosité), peut être traité comme un fluide visqueux parfait, newtonien ou en loi de puissance [Hudec and Jackson, 2007].

Le sel gemme se rencontre en géologie sous la forme d'évaporites, mises en contact direct avec les sédiments post-évaporitiques, généralement de densité et viscosité supérieure. La formation d'évaporites est détaillée dans la section suivante.

3.1.2 Le sel gemme dans la sédimentation évaporitique

Le sel sous forme solide est l'un des seuls matériaux produits par l'éco-système de la planète en quantité quasi illimitée. En effet, il provient principalement de l'évaporation de l'eau de mer ou de saumures. L'eau s'évaporant, des particules détritiques sont déposées et les ions qu'elle contenait sont précipités sous forme de sels, à la suite d'une augmentation de leurs concentrations. Cette augmentation de concentration provient d'apports terrigènes et de l'évaporation de l'eau contenue dans les saumures. L'ensemble des matériaux déposés constituent ainsi une séquence évaporitique [Hardie *et al.*, 1979].

Les conditions de formation des évaporites sont particulières :

- Climat aride ;
- Confinement du milieu, mais alimenté en eau (nécessité d'apport continu en ions).

Les types de milieux sont donc les lagunes, peu ou pas reliées à la mer, les lacs salés (la Mer d'Aral par exemple), les zones de rift continentaux (la Mer Morte), les zones de bassins intra-cratoniques, les zones de collision, les bassins fermés où stagnent les eaux. On y trouve principalement les minéraux suivants (par ordre de cristallisation) : des sulfates (le gypse $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ et l'anhydrite CaSO_4 ; ces deux derniers étant souvent présents

en affleurement des structures salifères, ce sont les principaux composants des roches de couverture des diapirs de sel), des sels de sodium (le sel gemme, ou halite NaCl), des sels de potasses (la carnallite $\text{KMgCl}_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$, la sylvinite KCl et la polyhalite $\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_4$). Il est également possible de trouver dans ces évaporites des variétés minérales sous forme de traces, telles que le Lithium (Li, dans le désert de l'Atacama, au Chili) des chlorures, des halogénures et des sulfates. Leur teneur ne dépasse généralement pas 0.1% [Willson and Fredrich, 2005].

La halite reste prépondérante (94%) dans les structures salifères du Nord du Golfe du Mexique, d'après des mesures de la compagnie Shell par diffraction à rayon X [Willson and Fredrich, 2005]. Ces dépôts sont souvent intercalés dans des séquences de schistes argileux, de dolomies et de calcaires [Foucault and Raoult, 1995].

3.1.3 Répartition mondiale

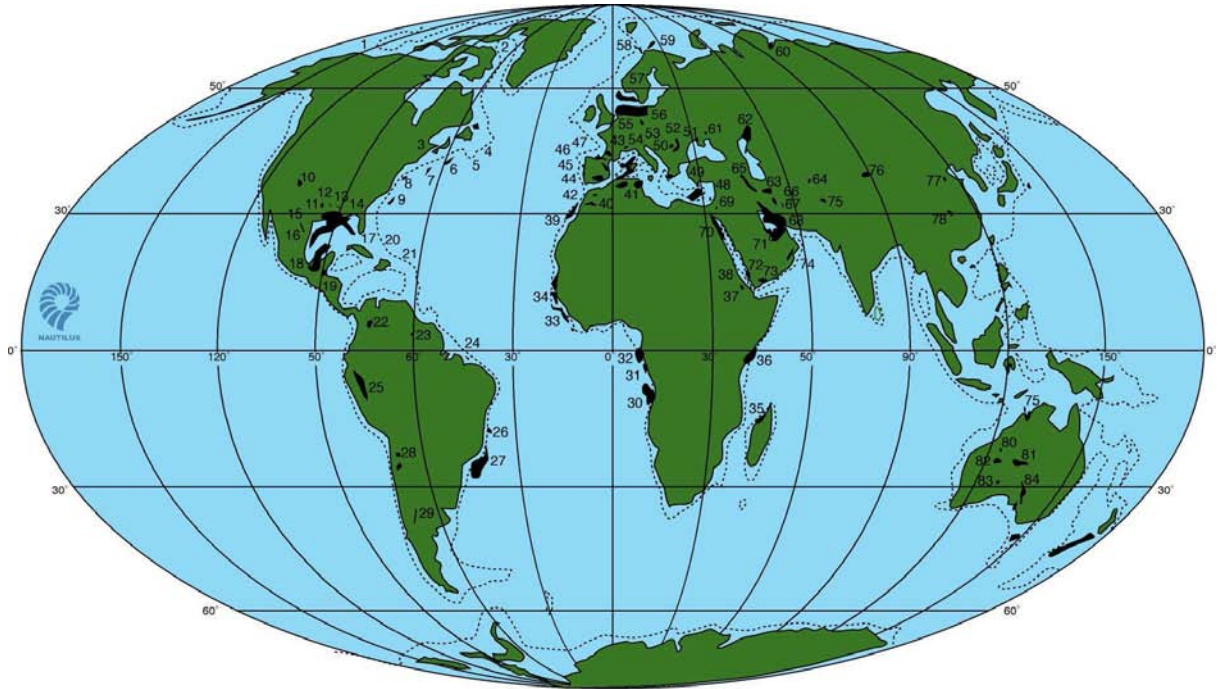
Bien que les bassins salifères soient distribués à travers le monde (figure 3.2), Rowan [2007] souligne que ces bassins restent concentrés dans les bassins d'effondrement et le long des marges passives. La plupart des dépôts de sel se sont formés durant les phases précoces post-rift [Jackson and Vendeville, 1994]. Les dépôts évaporitiques salifères se forment donc principalement à la succession de la phase d'extension de la croûte continentale, après subsidence du système des grabens ou des demi-grabens.

Ces dépôts salifères peuvent également se former lors de la réunion des conditions générales de formation des bassins d'évaporites, à savoir des bassins limniques ou lacustres, présentant un climat aride et un apport terrigène ou marin de plus en plus restreint. Il existe aujourd'hui plusieurs exemples de ce type de bassin salifère : les bassins salifères d'Abu Dhabi (désert Sabkhas dans la péninsule arabique), la Mer Méditerranée, la Mer Morte, la Mer Rouge et enfin le Bassin Priscaspien (Kazakhstan).

Par la suite, ces évaporites, présentant des propriétés physico-chimiques très différentes des roches sédimentaires les entourant, vont contribuer à un développement syn-cinématique de structures de dépôts caractéristiques. Le développement des structures salifères telles que les diapirs, les bonnets, les langues sub-horizontales, les nappes, les décollements par gravité (renversement sur les flancs d'un anticlinal) sont regroupés sous le terme d'halocinèse.

3.1.4 Halocinèse et tectonique salifère

L'halocinèse est un processus de formation des diapirs, typique des séries sédimentaires très épaisses, par la migration d'une masse saline vers le haut. Plus précisément, un diapir (du grec *diapirein*, transpercer) est un anticlinal dont les couches les plus internes, constituées de roches salifères, ont percé l'enveloppe sus-jacente. La formation de diapir



Giant: 2-Sverdrup, 4-Jeanne d'Arc, 5-Grand Banks, 10-Paradox, 11-East Texas, 12-North Louisiana, 14-Gulf Coast, 18-Salinas, 22-Zipaquira, 31-Cabinda, 32-Gabon, 47-Aquitaine, 55-Southern North Sea, 56-Northwest German, 57-Northern North Sea, 58-Tromso, 61-Dnepr-Donetz, 62-North Caspian, 64-Tadjik, 68-Zagros, 70-Suez, 71-Arabian, 72-Red Sea East, 74-Oman.

Subgiant: 6-Scotian, 13-Mississippi, Sabinas, 19-Petenchiapas, 23-Takutu, 25-Oriente-Ucayali, 26-Esperito Santo, 27-Campos-Santos, 30-Kwanza, 39-Essaouira, 40-Atlas, 41-Pelagian, 46-Cantabrian, 49-Ionian, 50-South Adriatic, 51-Carpathian, 52-Transylvanian, 63-Great Kavir, 77-Bohai Bay, 79-Bonaparte, 80-Canning, 81-Amadeus.

Nonproductive: 1-Chukchi, 3-Moncton, 7-Georges Bank, 8-Baltimore Canyon, 9-Carolina, 15-South Texas, 17-Sigsbee, 20-Cuban, 21-Haitian, 24-Barreirinhas, 28-Atacama, 29-Neaquen, 33-Liberia, 34-Senegal, 35-Comoros, 36-West Somali, 37-Danakil, 38-Red Sea West, 42-Algerian-Alboran, 43-Balearic, 44-Ebro, 45-Jaca, 48-Levantine, 53-Ligurian, 54-Rhodanian, 59-Nordkapp, 60-Yenisey Khatanga, 65-Tabriz, 66-Yazd-Kalut, 67-North Kerman, 69-Dead Sea, 73-Hadhramaut, 75-Salt Range, 76-Qaidam, 78-Jiangnan, 82-Woolnough, 83-Officer, 84-Flinders.

Figure 3.2 – Répartition mondiale des bassins salifères, d'après Jackson and Talbot [1991].

est un sujet de discussion actif qui a débuté au début du XX^e siècle (environ 5500 références sur GeoRef en 2009). L'idée prévalant alors était de considérer la remontée du sel dans les couches supérieures comme la remontée d'un fluide visqueux lors d'une instabilité de Rayleigh-Taylor [Nettleton, 1934], sous l'influence seule de la différence de densité et de viscosité [Barton, 1933]. Il s'agit en fait d'un phénomène secondaire.

A partir des années 1980, plusieurs travaux ont mis en évidence le comportement du sel à "remplir l'espace" [Jackson *et al.*, 1994]. Le diapirisme s'effectue sous l'action d'une tectonique extérieure telle qu'une extension régionale ou un raccourcissement latéral [Ven-

deville and Jackson, 1992; Nilsen *et al.*, 1995]. En effet, le principal mécanisme responsable du diapirisme est une contrainte différentielle qui s'opère entre la résistance à la fracturation des roches encaissantes et la contrainte tangentielle liée à la viscosité des évaporites : ceci est considéré comme le moteur de l'halocinèse. Si les chargements mécaniques, tels que la gravité, les déformations appliquées ou parfois les différences thermiques, sont suffisants, le sel peut remonter. L'extrusion des roches salines peut alors s'accompagner "d'un redressement des couches encaissantes, pouvant aller jusqu'à leur écaillage, éventuellement leur retournement (plis extravasés en champignon)" [Encyclopédie Larousse en ligne, 2008]. La figure 3.3 est une illustration de ce redressement sur le diapir "El Papalote" (bassin de La Popa, Mexique). Les flancs (ici carbonatés) des couches encaissantes sont retournés, quasiment à la verticale.

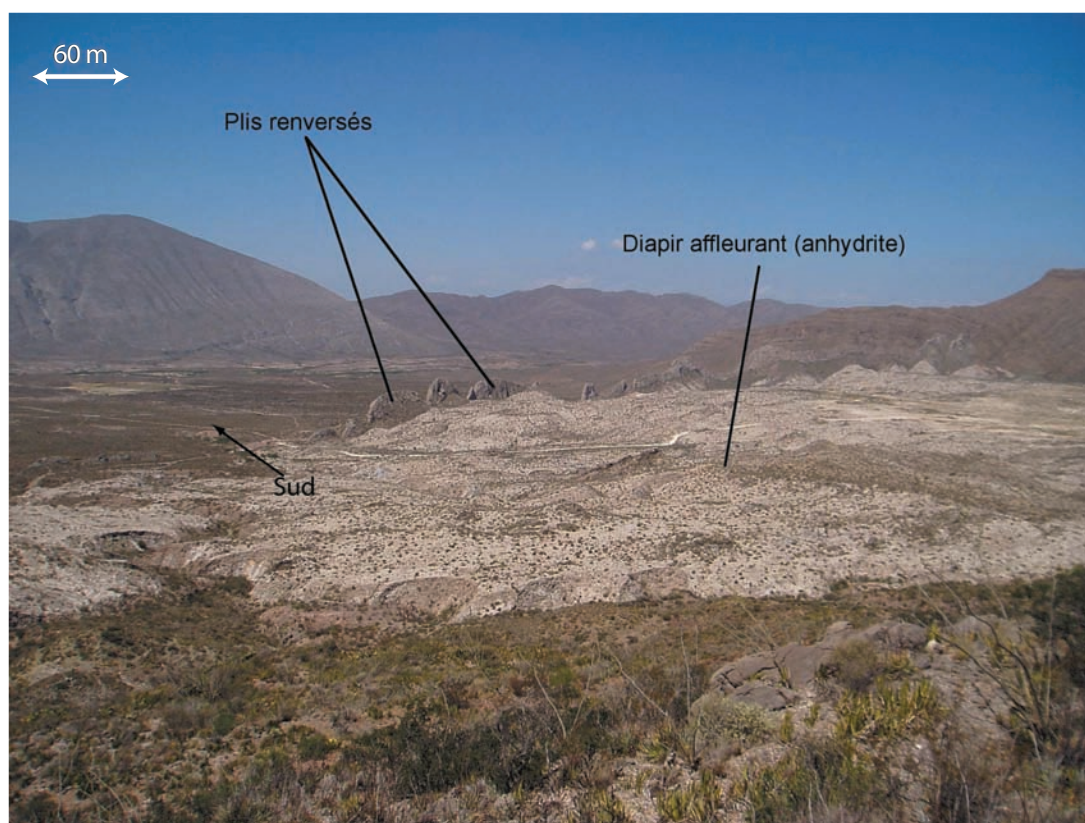


Figure 3.3 – Plis renversés sur le flanc sud du diapir "El Papalote" (Bassin de La Popa, Mexique).

Jackson *et al.* [1994] récapitulent l'ensemble des modes de formation de percement des diapirs de sel avec leurs formes caractéristiques (figure 3.4).

Le diapirisme est le résultat de processus concurrentiels. L'évolution d'un diapir peut se différencier en trois types [Vendeville and Jackson, 1993] :

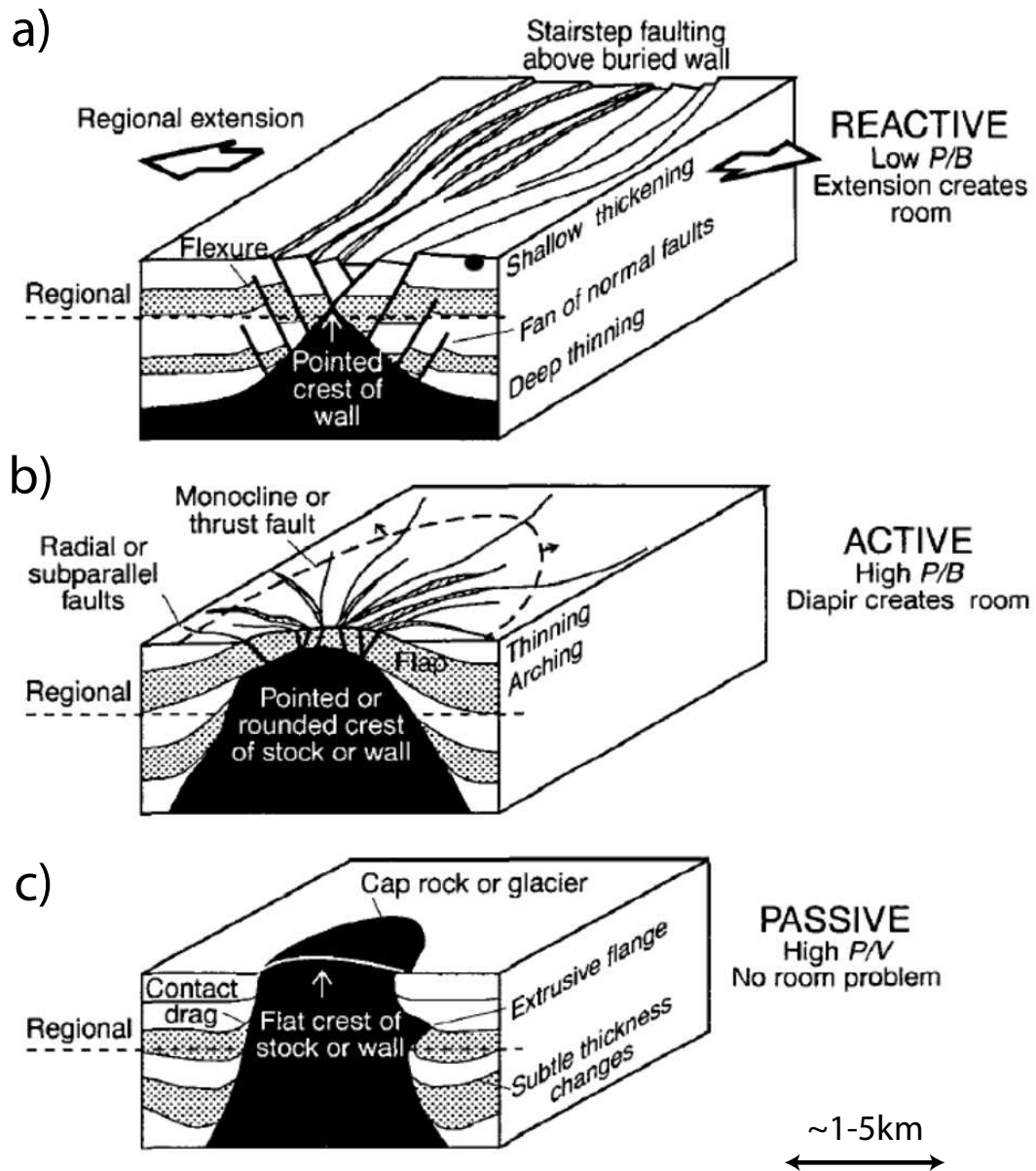


Figure 3.4 – Les trois modes de percements des diapirs de sel et leurs structures caractéristiques. Le niveau de référence est la ligne en pointillés. P, V et B sont, respectivement, la contrainte due à la pression du sel, la contrainte due à la viscosité du sel et la résistance à la fracturation des roches encaissantes. D'après Jackson *et al.* [1994].

- *Diapirisme Réactif.* Durant la phase d'extension, le diapir perce progressivement le graben (ou demi graben) initial. Le bloc de failles glisse dans les évaporites tant que la pression du sel et la résistance à la flexion des roches encaissantes le permettent. Une extension plus importante engendrera de nouvelles failles depuis les zones fracturées

pré-existantes. L'extension est ainsi un mécanisme dans lequel l'épaisseur des roches encaissantes diminue, favorisant le diapirisme sous-jacent. Cet effet sera ralenti, voire annulé, si le taux d'accommodation est suffisant pour pallier cette diminution d'épaisseur [Vendeville and Jackson, 1993], figure 3.4 a).

- *Diapirisme Actif*. Lorsque le diapir est suffisamment grand et le toit (les roches encaissantes) suffisamment fin, la pression à la crête du diapir lui permet de se frayer un passage au travers des roches encaissantes se trouvant au dessus et sur les côtés [Schultz-Ela et al., 1993]. Cette remontée, dite alors *active*, autorise également de draguer les strates adjacentes, figure 3.4 b).
- *Diapirisme Passif*. Par définition, le diapirisme devient passif lorsqu'il émerge des roches encaissantes. Les sédiments s'accumulent autour du diapir en s'amincissant au niveau de la crête. Ce toit constitué des sédiments déposés est régulièrement détruit par l'érosion. Selon la résistance à la flexion de l'encaissant, on peut observer des changements d'épaisseur dans les strates syn-cinématiques (cf. figure 3.5). L'équilibre entre taux d'accommodation, eustatisme et montée du diapir (en prenant en compte la dissolution) détermine alors la forme géométrique de ce qui est appelé une séquence halocinétique [Giles and Lawton, 2002], figure 3.4 c).

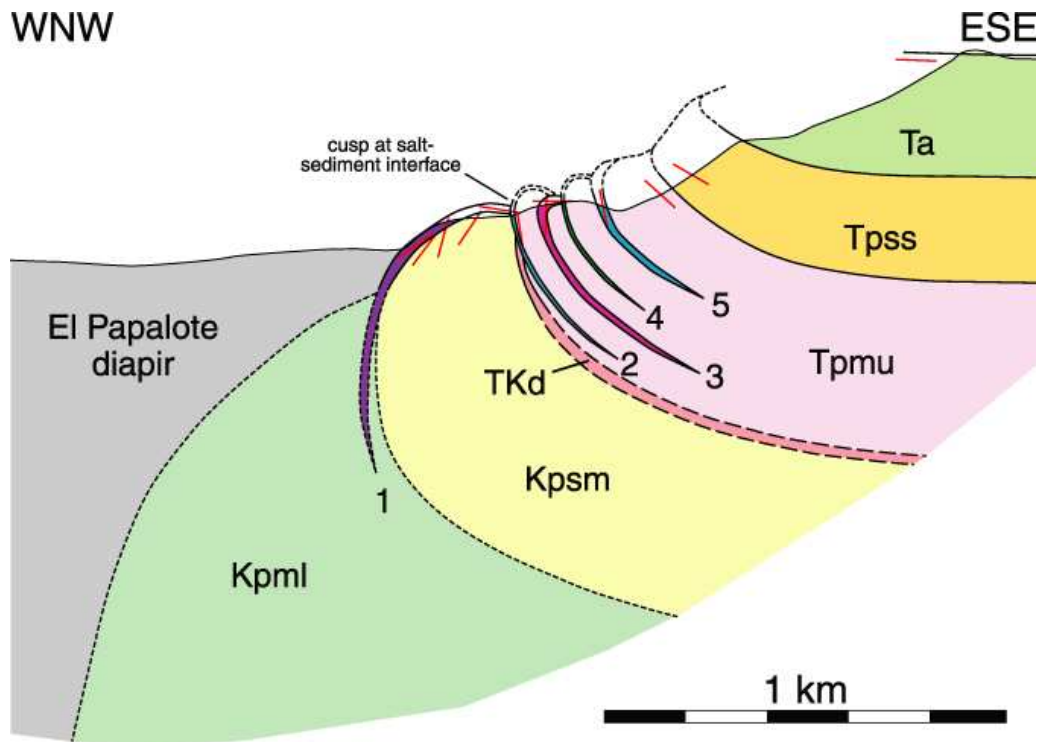


Figure 3.5 – Demi coupe du diapir “El Papalote”. A proximité des flancs du diapir, les strates (syn-cinématiques) ont une épaisseur de plus en plus faible (discordances halocinétiques). D’après Rowan et al. [2003].

Par ailleurs, les structures halocinétiques sont généralement des pièges favorables à l'accumulation d'hydrocarbures.

3.1.5 Diapirs et systèmes pétroliers

Outre la particularité des structures formées lors de l'halocinèse, la tectonique salifère comporte un intérêt économique pour la recherche d'hydrocarbures. En effet, la plupart des plus grandes zones riches en hydrocarbures se trouvent dans des bassins salifères : le Golfe du Mexique, le Golfe Persique, le Bassin du Congo, la Mer du Nord, le Bassin de compression au Brésil et le Bassin Pricaspien (Kazakhstan). Cette importance du sel dans les prospects pétroliers peut se résumer à trois points fondamentaux :

1. *Réservoir*. La remontée du sel se fait sous les conditions d'une résistance critique à la fracturation des roches encaissantes. Par conséquent, l'halocinèse favorise la formation des réservoirs et permet de constituer d'excellentes couvertures.
2. *Pièges structuraux*. La remontée du sel dans les roches encaissantes crée un ensemble de pièges structuraux et stratigraphiques. La superposition des discordances, des anticlinaux et des structures en forme de "tortues" (structures ressemblant à des anticlinaux formées lors de la subsidence d'un diapir) tend à favoriser le piégeage des fluides.
3. *Scellement*. Le sel est imperméable : il ne permet pas les écoulements des fluides. Il se crée ainsi un scellement sur les flancs des diapirs auxquels s'adjoignent des pièges structuraux.
4. *Migration*. Étant imperméable aux fluides, la présence d'un diapir contribue à la migration de ces fluides le long des flancs de ce diapir.

Le schéma, figure 3.6, résume, à titre d'exemple, les prospects éventuels autour d'un diapir de sel, formés par un diapirisme actif (voir Section 3.1.4).

3.1.6 Discussions

Comme souligné par [Hudec and Jackson \[2007\]](#), les diapirs de sel sont à plus d'un titre des objets géologiques complexes, dont la genèse est influencée par un jeu de processus concurrentiels :

- contexte tectonique ;
- géométrie initiale ;
- contraintes différentielles entre la contrainte de cisaillement due à la viscosité et la résistance à la fracture de l'encaissant ;
- différences de densités et de viscosité entre le sel et les roches encaissantes (instabilités de Rayleigh-Taylor).

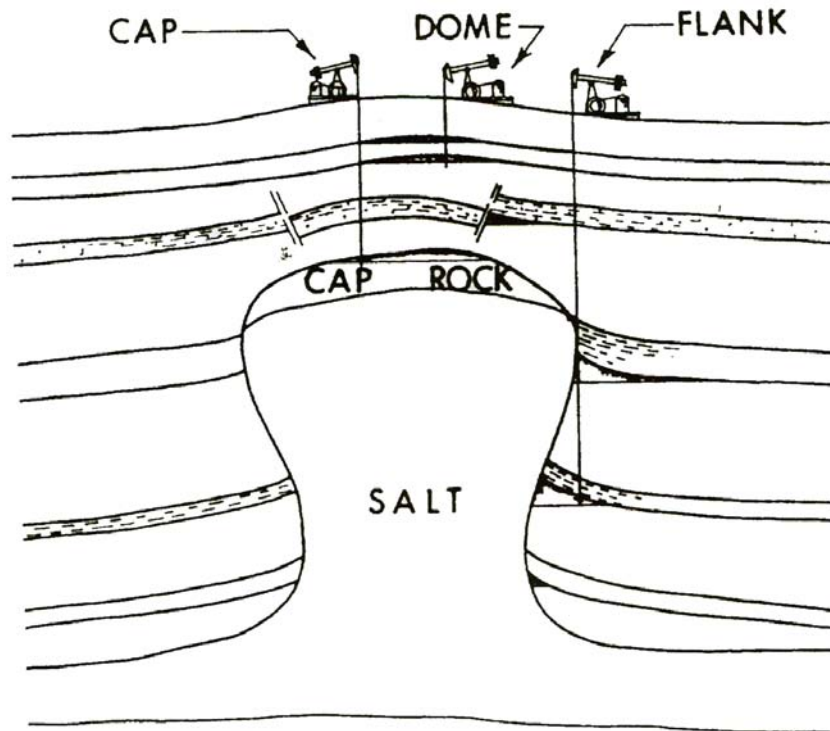


Figure 3.6 – Prospects pétroliers possibles autour d'un diapir de sel [Hyne, 1995].

Les diapirs de sel sont des formations géologiques complexes faisant intervenir des processus tectoniques régionaux, des contrastes de contraintes appliquées au sel et aux roches encaissantes, ainsi que des différences de densité et de viscosité. Cette partie a permis l'exposé de leur formation ainsi que des différentes propriétés et caractéristiques les définissant. Les méthodes de restauration présentées dans le Chapitre 1, bien que disponibles pour des domaines d'applications multiples, sont peu ou pas adaptées à la tectonique salifère [Rowan, 1993].

3.2 Paradigme de la restauration des diapirs de sel

La genèse et l'évolution des structures salifères sont soumises à plusieurs facteurs. Comme le souligne Rowan [1993], les bassins salifères en contexte extensif peuvent être soumis à l'influence de un ou plusieurs des facteurs suivants :

1. *Sédimentation* : processus durant lequel les roches sont déposées, avec des épaisseurs variables, dépendant de leur provenance, de leur faciès et de topologie des fonds marins ;
2. *Compaction*, traduisant une diminution de l'épaisseur des sédiments ;
3. *Eustatisme* : variations du niveau marin ;

4. *Déformations due aux failles*, associées principalement à l'extension régionale et/ou au retrait des évaporites ;
5. *Mouvement du sel* : retrait des évaporites, diapirisme ou flux latéral due au chargement sédimentaire et à l'extension régionale ;
6. *Isostasie* : subsidence par chargement sédimentaire ;
7. *Subsidence thermique* : subsidence régionale liée au refroidissement post-rift de la lithosphère.

Ces différents facteurs influencent ainsi la géométrie du bassin salifère, à savoir les formes de l'interface sel/sédiments, la géométrie ou le type des discordances en contact avec les évaporites de sel et la géométrie des failles.

3.2.1 Procédé général de restauration d'un diapir de sel

Rowan [1993] propose une méthodologie type pour la restauration des structures salifères. Il l'a appliqué, avec une méthode de restauration en coupe, sur la partie Est du bloc Green Canyon, situé au large de la Louisiane, dans le Nord du Golfe du Mexique. Elle permet de supprimer l'influence, de façon inverse, de ces divers facteurs.

1. Établissement d'un niveau de base du modèle, suffisamment profond pour ne pas être influencés par les déformations subies, les failles, et les mouvements de sel ;
2. Décompaction. En utilisant les courbes empiriques, dédiées respectivement aux grès en surpression du Golfe du Mexique, aux grès normaux, aux calcaires, grès, et un mélange de calcaires et de grès pour la Mer du Nord, et aux roches carbonatées, Dickinson [1953]; Baldwin and Butler [1985]; Sclater and Christie [1980]; Schmoker and Halley [1982] déterminent les épaisseurs des blocs déposés. Le sel est toujours considéré comme non-compactable et sa porosité est égale à 0 ;
3. Ajustement isostatique. Les variations dues aux chargements lithostatiques sont ajustées en utilisant, dans le cas d'un bassin en extension pour les travaux de Rowan [1993], un modèle d'isostasie de Airy ;
4. Subsidence thermique. En cas de phase précoce post-rift, l'influence d'un affaissement du socle doit être supprimée dans la procédure de restauration du diapir de sel ;
5. Ajustement des conditions aux limites du modèle de restauration. A cette étape, les conditions aux limites nécessaires à la restauration structurale du modèle contenant le diapir de sel peuvent être spécifiées.
6. Restauration structurale ;
7. Dans le cas d'une restauration séquentielle, cette étape consiste à enlever la couche se situant sur le niveau de référence (procédure appelée en anglais "backstripping"), et à reprendre cette procédure à l'étape 2.

Ce paradigme d'une procédure de restauration appliquée aux diapirs de sel, présentée par Rowan [1993] présente l'avantage de supprimer les facteurs influençant l'évolution d'un diapir de sel de manière inverse et de façon séquentielle. Elle laisse également la liberté du choix de la méthode de restauration structurale de chacun des modèles.

Dans la Section 3.1.1, les différents types de diapirisme ont été présentés : diapirisme actif, réactif, et passif. Ils sont liés à la vitesse de déformation, la vitesse de sédimentation et le taux de remontée des évaporites. La forme des diapirs est ainsi influencée par ces facteurs ainsi que la résistance à la fracturation des roches encaissantes et la viscosité des évaporites. Tous ces facteurs contrôlent donc la forme des diapirs de sel, comme le montre Koyi [1998].

L'objectif du travail présenté dans ce mémoire a été d'implémenter une méthode de restauration adaptée aux limitations et aux caractéristiques des diapirs de sel.

3.2.2 Restauration mécanique ou restauration cinématique ?

Le Chapitre 1 récapitule l'ensemble des méthodes de restauration en coupes, en cartes et en volumes. Il est usuellement distingué dans la littérature les méthodes cinématiques (pour lesquelles le mode de déformation est une donnée d'entrée du problème) des méthodes mécaniques (ou pseudo-mécanique, qui représentent les roches sous la forme de milieu continu discrétisé en volume). Ces deux classes de méthodes ont des avantages et des inconvénients distincts qui sont détaillés sur le tableau suivant, Table 3.1.

	Méthodes cinématiques	Méthodes mécaniques
Mode de déformation	<i>prescrit</i>	<i>résultat</i>
Hétérogénéités des sédiments	<i>non prise en compte</i>	<i>prise en compte</i>
Rapidité	$\oplus \oplus$	\ominus
Changement de topologie	\oplus	\ominus
Traitement de la déformation discontinue	\ominus	\oplus ¹⁸

Table 3.1 – Comparaison des méthodes de restauration pour la tectonique salifère.

Une méthode de restauration en volume, utilisant les concepts de milieu continu (type méthode de Santi *et al.* [2003]), a l'avantage de détailler les rétro-déformations sur l'ensemble du volume du modèle ainsi qu'au niveau des failles. Toutefois, la convergence de la méthode utilisée, le plus généralement les Éléments Finis [de Santi *et al.*, 2003; Muron *et al.*, 2005; Moretti, 2008] ou par une méthode aux moindres carrés, type *Discrete Smooth Interpolation* [Mallet, 2002; Massot, 2002; Muron *et al.*, 2005], est relative au support maillé utilisé pour de telles approximations numériques.

18. Pour les réseaux de failles complexes, en trois dimensions.

Par ailleurs, tel que souligné dans la Section 3.1.4, les processus responsables de l'évolution d'un diapir de sel sont d'une part très largement non élastiques et d'un point de vue cinématique, impliquent des changements de topologie très important, d'autre part.

La figure 3.7 est une carte de mécanisme de déformation du sel. Une carte de mécanisme de déformation est une façon de répertorier les modes de fracturation d'un matériau sous un certains nombre de conditions données (contraintes et températures principalement). Le sel se déforme plus facilement en présence de cisaillement qu'il ne le fait en contraintes tri-axiales, et ce, quelle que soit la contrainte moyenne.

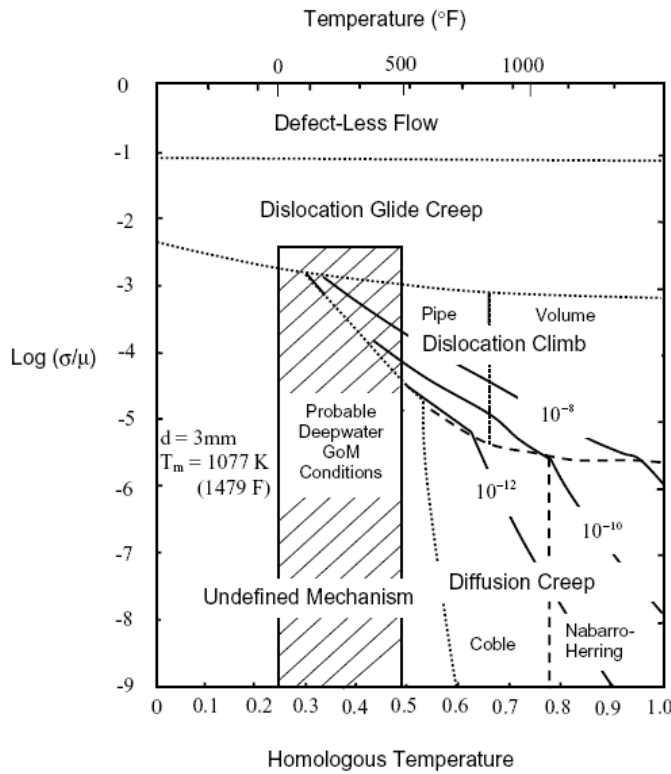


Figure 3.7 – Carte des mécanismes de déformation du sel. La partie hachurée rassemble les sels que l'on peut rencontrer dans le Golfe du Mexique. La température homogénéisée est la température normalisée par la température de fusion du solide, soit environ 800 °C pour la halite. D'après Fossun and Fredrich [2002].

Fossun and Fredrich [2002] rapportent également que le sel peut fluer sous n'importe quelle contrainte déviatorique selon certaines conditions de températures¹⁹.

De plus, le processus de dissolution du sel par l'eau modifie grandement l'évaluation des volumes au cours du temps [Buchanan *et al.*, 1996]. A titre d'exemple, Pilcher and Blumstein [2007] ont estimé le taux de dissolution de la halite dans l'eau de mer du bassin

19. Une contrainte déviatorique est un chargement pour lequel les composantes de la contrainte ne sont pas les même dans toutes les direction. Aussi connue sous le nom de contrainte différentielle, le tenseur de contrainte déviatorique [Jaeger and Cook, 1979] est défini par l'équation 3.1 :

$$\underline{\underline{\sigma}}_d = \underline{\underline{\sigma}} - \frac{1}{3}tr(\underline{\underline{\sigma}})\underline{\underline{I}} \quad (3.1)$$

où $tr()$ est la trace, $\underline{\underline{I}}$ le tenseur identité, $\underline{\underline{\sigma}}$ le tenseur des contraintes et $\underline{\underline{\sigma}}_d$ le tenseur déviatorique

de l'Orca, situé au Nord du Golfe du Mexique, à environ à 0,5 million de tonnes par an. Une restauration mécanique d'un modèle de diapir de sel ne surestimerait que de façon très importante le volume de sel à chaque étape de la restauration. Par ailleurs, les changements de topologie (inhérents aux séquences halocinétiques) impliquent de pouvoir utiliser des méthodes de remaillage local au niveau de ces changements de topologie.

Toutes ces limitations à la restauration d'un diapir en volume nous ont amené à développer une méthodologie intermédiaire adaptée à un certain nombre de ces problèmes. La section suivante détaille la méthode de restauration iso-paramétrique de Levy [1999], Massot [2002] et Mallet [2002], que nous avons étendu à une méthode multi-surfaces.

3.3 Méthode de restauration à l'aide du concept des fibres

La méthode proposée afin de pallier à l'ensemble des difficultés liées à la restauration de diapir de sel est une approche similaire à celle de Egan *et al.* [1997], Rouby *et al.* [2000] et Griffiths *et al.* [2002]. Le modèle structural est constitué d'un ensemble d'horizons stratigraphiques, d'une interface sel/sédiments constituant le diapir et de son réseau de failles, le tout représenté sous la forme de surfaces triangulées. Le procédé de restauration proposé consiste à restaurer le niveau de référence choisi et à propager les déformations aux surfaces sous-jacentes. Au contraire de Samson [1996], Egan *et al.* [1997], et Griffiths *et al.* [2002], le procédé de propagation de la déformation aux surfaces sous-jacentes ne dérive pas de la déformation observée (flexion, cisaillement ou mode hétérogène). L'horizon restauré (appelé ici le datum) est enlevé du modèle et on passe à la couche géologique suivante. Dans ce procédé, aucune méthode de décompaction n'est appliquée bien qu'une utilisation éventuelle n'en soit pas rédhibitoire.

La restauration du datum s'effectue en utilisant la méthode iso-paramétrique, introduite à la Section 1.2.3.3. Nous la présentons en détail dans la suite de cette section.

Par ailleurs, la méthodologie développée dans ce travail s'appuie sur des travaux antérieurs utilisés par Cognot *et al.* [2001] pour les constructions de maillages structurés irréguliers à base de cellules hexaédriques²⁰. La notion d'épaisseur, développée dans la suite de cette section, est similaire à celle de fibre (ou ligne de courant) développée dans le travail de Cognot *et al.* [2001]. Nous rappelons la méthode de construction de ces fibres puis nos modifications de concept pour l'adapter à la restauration.

20. Ces grilles sont appelées *SGrid* dans le logiciel GOCAD.

3.3.1 Restauration isoparamétrique

La méthode de restauration utilisée pour le datum du modèle est celle présentée dans les travaux de thèse de [Massot \[2002\]](#). Une paramétrisation isométrique de la surface à restaurer est calculée en utilisant les travaux de [Levy \[1999\]](#) et [Mallet \[2002\]](#). Le tenseur métrique utilisé pour l'interpolation du champ de paramétrisation de la surface permet alors de calculer les vecteurs de restauration en chaque point de la surface à restaurer.

Représentation paramétrique d'une surface faillée

Une représentation paramétrique d'une surface \mathcal{S} (faillée ou non) nécessite de définir une fonction de transformation, notée ici ϕ . Cette fonction bijective de l'espace \mathbb{R}^3 (dans lequel est défini \mathcal{S}) à un espace bi-dimensionnel \mathbb{R}^2 , nommé espace paramétrique (figure 3.8) définit la paramétrisation, notée \mathcal{D} , de \mathcal{S} (cf. Eq. 3.2).

$$\mathbf{x} = (x_{(u,v)}, y_{(u,v)}, z_{(u,v)})^t \in \mathcal{S} \xrightarrow{\phi} \mathbf{u} = (u, v)^t \in \mathcal{D} \quad (u, v) \in \mathcal{D} \xrightarrow{\phi^{-1}} \mathbf{x} \in \mathcal{S} \quad (3.2)$$

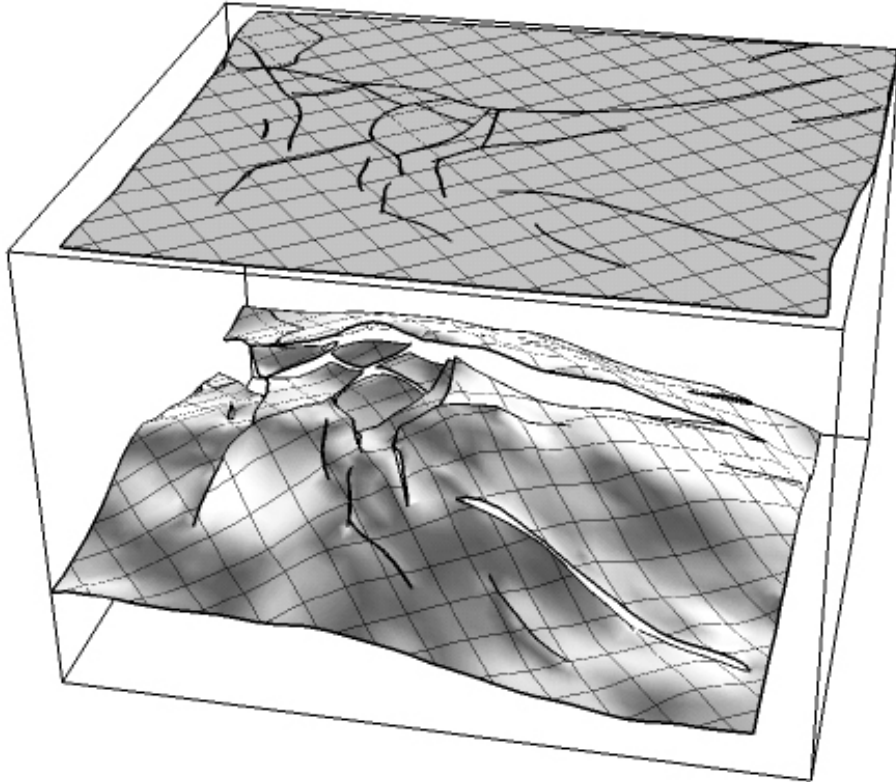


Figure 3.8 – La paramétrisation est une fonction de transformation ϕ , définissant une bijection entre la surface déformée \mathcal{S} et un domaine \mathcal{D} de \mathbb{R}^2 . D'après [\[Levy, 1999\]](#).

Le calcul de ϕ s'effectue en interpolant l'ensemble de points (u, v) de la paramétrisation \mathcal{D} sur la surface \mathcal{S} à l'aide d'un interpolateur de moindres carrés pondérés, D.S.I. [Mallet, 2002]. ϕ correspond alors au calcul des coordonnées des points de \mathcal{S} dans le domaine \mathcal{D} .

Sur chacune des surfaces \mathcal{S} et \mathcal{D} , on peut définir un tenseur métrique $\underline{\underline{G}}(u, v)$. Ce tenseur métrique est défini de la manière suivante (Eq. 3.3) :

$$\underline{\underline{G}} = \begin{pmatrix} \|\mathbf{x}_u\|^2 & \mathbf{x}_u \cdot \mathbf{x}_v \\ \mathbf{x}_u \cdot \mathbf{x}_v & \|\mathbf{x}_v\|^2 \end{pmatrix} \quad (3.3)$$

où \mathbf{x}_u et \mathbf{x}_v sont les gradients de la surface au point considéré.

$$\mathbf{x}_u = \frac{\partial \mathbf{x}}{\partial u} \quad ; \quad \mathbf{x}_v = \frac{\partial \mathbf{x}}{\partial v} \quad (3.4)$$

Les coordonnées (u, v) sont donc initialisées en un point donné, appelé graine, r_0 (par exemple, là où la courbure est la plus faible [Lallier, 2008]). Les gradients \mathbf{x}_u et \mathbf{x}_v sont localement évalués à l'aide d'une direction initiale spécifiée par l'utilisateur. Par la suite, l'algorithme évolue de proches en proches en respectant les propriétés du tenseur métrique G (Eq. 3.5) :

$$\begin{aligned} \det(\underline{\underline{G}}) &= 1 \\ \text{tr}(\underline{\underline{G}}) &= 2 \end{aligned} \quad (3.5)$$

et

$$\mathbf{x}_u \perp \mathbf{x}_v$$

Afin d'assurer la continuité de la paramétrisation d'un horizon faillé et la minimisation des déformations, la méthode doit respecter plusieurs contraintes :

- La conservation des propriétés métriques : longueurs, aires, et angles doivent être conservés durant la déformation. Cette contrainte est imposée par le respect des propriétés du tenseur métrique : \mathbf{x}_u et \mathbf{x}_v doivent être orthonormés. Cette contrainte est assurée en utilisant l'algorithme 2.
- La fermeture des failles. Cette contrainte impose la continuité de \mathbf{u} à travers les failles. Chaque bord de faille est une paramétrisation curviligne et chaque point de l'un des bords est mis en relation avec un point de l'autre bord de la faille. La contrainte est que la valeur de (u, v) est la même sur chaque point en correspondance²¹.

Sur l'ensemble des contraintes imposées, une interpolation par moindres carrés pondérés contraintes (MxDSI [Mallet, 2002; Muron *et al.*, 2005]) est utilisée afin de déterminer le couple (u, v) sur toute la surface \mathcal{S} .

21. Dans le logiciel GOCAD, cette contrainte est appelée "Fuzzy Vectorial Link".

Algorithm 2 Contraintes isométriques

Requiert: La surface \mathcal{S} à restaurer ; Deux piles de vecteurs \mathbf{P}^u_{liste} et \mathbf{P}^v_{liste} pour stocker les gradients ; La direction initiale du gradient \mathbf{P}^v_{init} ; La graine de (u, v) , notée r_0 ;

Calculer la normale à \mathcal{S} en r_0 : \mathbf{N}_{r_0} ;

Initialiser $\mathbf{P}^v_0 = \mathbf{N}_{r_0}$ et $\mathbf{P}^u_0 = \mathbf{P}^v_0 \wedge \mathbf{N}_{r_0}$

Pour Tous les autres noeuds r_n de la surface \mathcal{S} **Faire**

$N(r_n)$ est la normale au point r_n ;

$\theta(r_n)$ est la rotation entre N_{r_0} et $N(r_n)$;

$\mathbf{Cu}(r_n) = Pv$ ayant subi une rotation $\theta(r_n)$;

$\mathbf{Cv}(r_n) = \mathbf{Cu}(r_n) \wedge N(r_n)$;

Normaliser \mathbf{Cu} et \mathbf{Cv} ;

$Pu = \mathbf{Cu}$ et $Pv = \mathbf{Cv}$;

Fin Pour

Restauration isométrique basée sur DSI

Le tenseur de déformation de la transformation $\mathcal{S} \rightarrow \mathcal{D}$ est en fait le tenseur de rétro-déformation. En effet, la paramétrisation dans l'espace \mathbb{R}^2 définit un état palinspastique \mathcal{D} , dans lequel à chaque point (u, v) , correspond une position sur l'horizon stratigraphique. Par définition, \mathcal{D} est plat. Si l'interpolation de \mathbf{x}_u et \mathbf{x}_v se fait de façon continue à travers les failles, celles-ci se retrouvent fermées dans l'état palinspastique.

Comme le souligne [Massot \[2002\]](#), l'approche paramétrique de la restauration se rapporte aux méthodes de restauration dite de flexion-glissement telles que [Gratier and Guillier \[1993\]](#) et [Rouby et al. \[1993a\]](#) l'implémentent. Toutefois, l'approche paramétrique permet une approche continue du glissement banc sur banc.

Le tenseur de déformation calculé est donné par l'équation 3.6 :

$$\underline{\underline{\boldsymbol{\varepsilon}}} = \frac{1}{2}(\underline{\underline{\mathbf{G}}}_{\mathcal{S}} - \underline{\underline{\mathbf{G}}}_{\mathcal{D}}) \quad (3.6)$$

Où $\underline{\underline{\mathbf{G}}}_{\mathcal{S}}$ et $\underline{\underline{\mathbf{G}}}_{\mathcal{D}}$ sont les tenseurs métriques dans l'état non restauré et dans l'état restauré, respectivement.

Ainsi, la surface \mathcal{S} est le modèle structural dans l'état déformé (non restauré) et sa représentation dans le domaine paramétrique correspond à l'état restauré.

On calcule alors les vecteurs de restauration qui, à partir de chaque point de \mathcal{S} , donnent la position du point correspondant (u, v) sur la surface restaurée \mathcal{D} (cf. [Massot \[2002\]](#) pour de plus amples détails).

3.3.2 Notion de fibre

Un des impératifs des méthodes de propagation de la déformation réside dans la conservation d'une épaisseur bien définie au préalable. À partir de chaque point de l'une des

surfaces, il n'existe qu'un et un seul vecteur reliant ce point à un point de la surface sous-jacente. Appelons l'un de ces vecteur $\mathbf{Fib}_k^{(n,n+1)}$ reliant un point de la surface n à la surface m . $\mathbf{Fib}_k^{(n,n+1)}$ définit donc une épaisseur orientée. Ce champ de vecteur doit respecter un certain nombre de conditions afin de procéder à une restauration multi-surfaces cohérente :

1. Les vecteurs d'épaisseur $\mathbf{Fib}_k^{(n,n+1)}$ ne doivent pas se croiser : s'ils se croisaient la surface déformée après restauration de l'horizon de référence contiendrait des triangles inversés ;
2. Les vecteurs d'épaisseur $\mathbf{Fib}_k^{(n,n+1)}$ doivent être localement parallèles aux failles. La fermeture des failles doit aussi être respectées en trois dimensions ;
3. Les vecteurs d'épaisseur $\mathbf{Fib}_k^{(n,n+1)}$ doivent suivre les contacts Failles-Failles. La cohérence structurale du modèle doit être respectée.

En formalisant ces propriétés, on obtient la définition suivante du champ d'épaisseur, Définition 3.3.1 :

Definition 3.3.1 *Soit un modèle structural comportant l horizons stratigraphiques notés \mathcal{S}_n pour $n \in [0, l]$, \mathcal{S}_0 étant l'horizon de référence à une étape de la restauration. Soit \mathcal{F}_k l'ensemble des failles du modèle structural, $k \in [0, f]$.*

Nous définissons l'ensemble des fibres $\mathbf{Fib}_k^{(n,n+1)}$ ($k \in \mathcal{S}_n$) comme le champ d'épaisseur de la couche n pour $n \in [0, l - 1]$ tels que :

- $\forall n \in [0, l - 1], \forall (i, j) \in (\mathcal{S}_n)^2, \mathbf{Fib}_j^{(n,n+1)}$ et $\mathbf{Fib}_i^{(n,n+1)}$ ne s'intersectent pas entre les surface \mathcal{S}_n et $\mathcal{S}_{(n+1)}$;
- Soit $\mathcal{V}_{(n,k)}$ un voisinage de $\mathcal{S}_n \cap \mathcal{F}_k$, alors $\forall k \in [0, f], \forall n \in [0, l - 1], \forall i \in \mathcal{V}_{(n,k)}, \mathbf{Fib}_i^{(n,n+1)} \parallel \nabla \mathcal{F}_k$;
- $\forall (k, p) \in [0, f]^2, \forall n \in [0, l - 1], \forall i \in \mathcal{S}_n \cap \mathcal{F}_k, \mathbf{Fib}_i^{(n,n+1)} \parallel \nabla \mathcal{F}_k \cap \nabla \mathcal{F}_p$;

Cette définition de l'épaisseur est en fait celle donnée par [Cognot et al. \[2001\]](#) pour la construction de grille irrégulière structurée en forme de pavé, construction réalisée par extrusion anisotrope de la surface de référence. Les vecteurs d'épaisseur $\mathbf{Fib}_k^{(n,n+1)}$ sont appelés dans leur travaux des fibres. Le schéma 3.9 illustre cette définition.

3.3.3 Méthodologie générale

La méthodologie proposée consiste en la méthode itérative suivante :

1. Sélection de la surface de référence \mathcal{S}_r , généralement située au toit de la formation ;
2. Calcul des fibres $\mathbf{Fib}_k^{(n,n+1)}$ ($n \in [0, l-1]$) rejoignant la surface \mathcal{S}_{n+1} à la surface inférieure \mathcal{S}_n ;

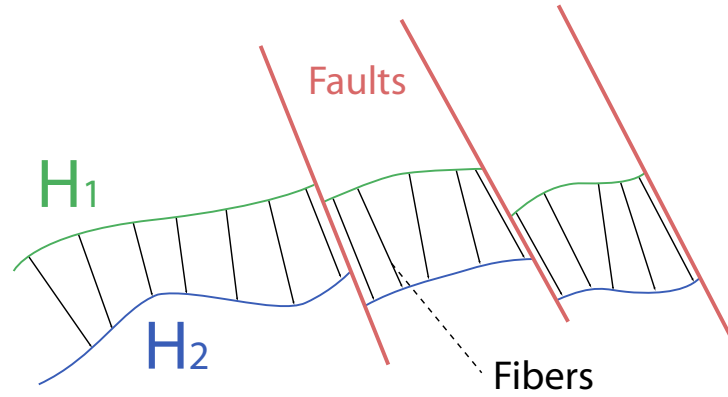


Figure 3.9 – Épaisseurs apparentes calculées entre deux horizons stratigraphiques, parallèles aux failles et à l'interface sel-sédiments.

3. Restauration de \mathcal{S}_l en imposant une contrainte d'orthogonalité pour $\mathbf{Fib}_k^{(l-1,l)}$ avec la surface \mathcal{S}_l , et une contrainte de parallélisme de $\mathbf{Fib}_k^{(l-1,l)}$ avec le réseau de faille \mathcal{F}_k ($k \in [0, f]$) et l'interface sel-sédiments, notée \mathcal{S}_d ;
4. Reconstruction des surfaces \mathcal{S}_n , à l'aide des fibres $\mathbf{Fib}_k^{(n,n+1)}$, pour $n \in [0, l - 1]$.

La méthodologie de restauration multi-surfaces est détaillé dans l'algorithme 3.

Algorithm 3 Restauration multi-surfaces d'un modèle structural

Requiert: Un ensemble d'horizons stratigraphiques notés \mathcal{S}_n pour $n \in [0, l]$, \mathcal{S}_0 étant l'horizon de référence ; un ensemble de failles notées \mathcal{F}_k , $k \in [0, f]$;

Calculer la paramétrisation contrainte de $\partial\mathcal{S}_n$, $\forall n \in [0, l - 1]$;

Déterminer les champs $\mathbf{fib}^{(n,n+1)}$, $\forall n \in [0, l - 1]$ à l'aide de l'outil dédié développé par [Cognot et al. \[2001\]](#) ;

Pour $n \in [0, l - 1]$ **Faire**

Calculer le champ de restauration \mathcal{R}_n de la surface \mathcal{S}_n

Projeter chacune des surfaces \mathcal{S}_k , $k \in [n, l - 1]$;

Interpoler le champ de restauration \mathcal{R}_n sur les surfaces \mathcal{S}_k , $k \in [n, l - 1]$;

Appliquer le champ de restauration \mathcal{R}_n sur chacune des surfaces \mathcal{S}_k , $k \in [n, l - 1]$ dans l'état déformé ;

Retirer l'horizon \mathcal{S}_n du modèle ;

Fin Pour

Le mode de déformation inter-banc n'est précisé *a priori* dans cette méthode. Il est toutefois interprété comme de la flexion-glisement à l'image des méthodes proposées par [Griffiths et al. \[2002\]](#) aux localisations où les surfaces sont développables. L'accommodation au niveau des failles se fait par un cisaillement incliné hétérogène. C'est une extension de la méthode proposée par [Rouby et al. \[2000\]](#) à plusieurs surfaces.

Dans le cas des diapirs de sel, l'interface sel-sédiments est considéré comme une faille. De ce fait, les champs d'épaisseur sont localement parallèles à la surface du diapir et le mode de déformation peut être également approché par un cisaillement incliné hétérogène. Ainsi, cette méthode combine une restauration par approche paramétrique pour le toit du modèle et un calcul d'épaisseurs apparentes pour les bancs sous-jacents. Nous avons appelé cette méthode la méthode "FAST" (voir figure 3.10).

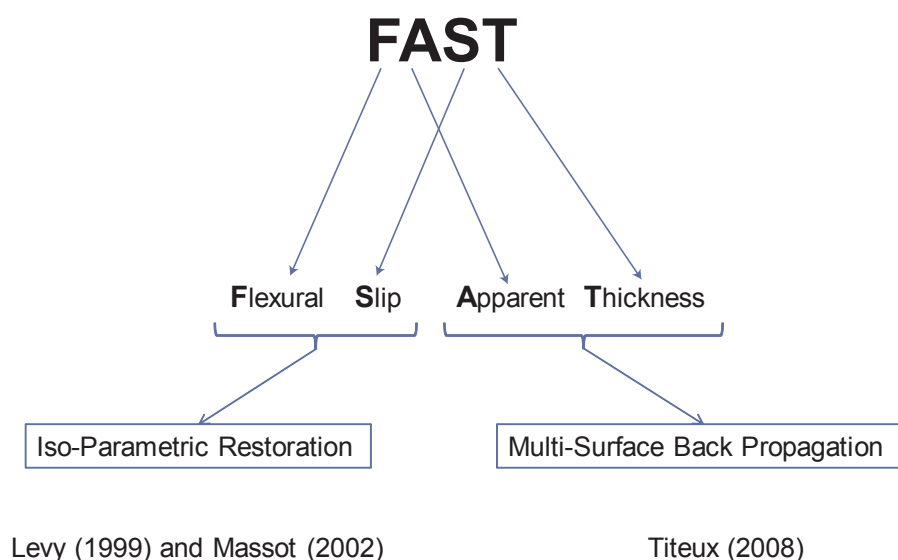


Figure 3.10 – Méthode de restauration multi-surface FAST : Flexural-Slip Apparent Thickness (flexion-glisement et épaisseurs apparentes).

3.3.4 Discussions

Une méthode de restauration multi-surfaces permettant de traiter les diapirs de sel en trois dimensions a été présentée. Cette méthode a été implémentée en langage C++ dans un plugin GOCAD dans le cadre de ce travail²².

Cette méthode utilise une description du modèle structural sous la forme de surfaces triangulées. Entre chaque limite de couche, un champ d'épaisseur apparente (appelée fibres) est calculé. Ce champ de fibre correspond à l'épaisseur entre chaque couche mais devient parallèle aux discontinuités du modèle structural (failles, interface sel-sédiments et discordances). Comme toutes les méthodes de restauration multi-cartes de construction géométrique, cette méthode traite le toit du modèle différemment des autres surfaces. Le toit est restauré en utilisant une méthode de restauration par approche paramétrique,

22. Ce plugin est accessible à ses membres (travail technique sous copyright de l'Association Scientifique pour la Géologie et ses Applications).

puis, la déformation est propagée à l'aide de ce champ de fibres sur l'ensemble des surfaces sous-jacentes. Cette méthode peut également s'appliquer de façon séquentielle. Une fois le toit du modèle restauré et la déformation propagée aux horizons sous-jacents, la couche en dessous du toit peut être enlevée du modèle, la surface juste en dessous prise comme le nouveau toit. L'interface sel-sédiments est considéré à la fois comme une discontinuité dans ses parties transperçantes (les diapirs par exemple), notées \mathcal{P}_t et comme un "horizon" dans ses parties non-transperçantes, notées \mathcal{P}_{nt} . La déformation des parties \mathcal{P}_t est contrainte par la déformation des horizons que le diapir transperce, après que la déformation ait été propagée sur l'ensemble des horizons stratigraphiques. La déformation des parties \mathcal{P}_{nt} est traitée comme un horizon stratigraphique : leur état restauré est calculé à l'aide du champ de fibres.

Cette méthode a plusieurs avantages et inconvénients décrits ci-après

Avantages

- Cette méthode de restauration multi-cartes est également utilisable dans des contextes autres que la tectonique salifère. En effet, chaque discontinuité (telle que les failles) est intégrée dans l'état restauré *via* le calcul des champs des fibres. Calculés sur chaque horizon stratigraphique, ceux-ci sont contraints à être parallèles aux réseaux de failles. Ainsi, disposant d'un modèle structural défini par des surfaces triangulées (composé d'horizons stratigraphiques et d'un réseau de failles), le toit du modèle est restauré et la propagation de la déformation aux horizons sous-jacents peut se faire en respectant les relations de discontinuités (notamment le rejet) à chaque étape de la restauration ;
- Comparativement aux méthodes en volumes (cinématiques et mécaniques par éléments finis), la procédure ne vise à calculer des champ de déformation qu'à l'aide d'une méthode d'interpolation par moindres carrés. Elle est donc plus rapide à mettre en œuvre et nécessite moins de temps de calcul.
- Dans les méthodes de restauration appliquées à la tectonique salifère, le volume n'est généralement pas considéré : il est laissé comme un vide (mis à part pour les méthodes utilisant l'instabilité de Rayleigh-Taylor où ce sont les sédiments qui ne sont pas traités). Dans la méthode développée au cours de ce travail, le volume de sel, bien qu'un comportement (type rhéologique) ne soit pas spécifié, est contraint à se déformer entre les différents états palinspastiques du modèles structural. Ainsi, la variation du volume de sel est limitée ;
- La mise en œuvre de cette méthode nécessite uniquement la construction de surfaces triangulées, la création du maillage volumique d'un diapir étant très difficile, souvent réhibitoire pour appliquer les méthodes mécaniques [Durand-Riard *et al.*, [accepted](#)]. Elle est donc relativement flexible ;

- Bien que les volumes entre les limites de couches ne soit pas pris en compte, cette méthode permet de restaurer les structures en trois dimensions ;
- Les champs de fibres étant parallèles aux discontinuités, les discordances sont conservées ;
- Cette méthode s'apparente également à la première implémentation de la méthode Géochron [Mallet, 2004; Moyen, 2005]. Cette méthode fournit une paramétrisation géochronologique (telle que Wheeler [1958] le suggère) dans laquelle les objets géologiques sont décrits dans un espace (U, V, T) , U et V se rapproche de la définition donnée à la Section 3.3.1.

Inconvénients

- Toutefois, les fibres représentent les épaisseurs apparentes et non les épaisseurs réelles, la propagation des déformations aux horizons sous-jacents peut introduire des biais dans les différents états restaurés, notamment pour les déformations plastiques des sédiments ;
- Comme le note Cognot *et al.* [2001], le calcul des champs des fibres ne permet pas de traiter des failles en Y ;
- Ne traitant pas de la déformation entre les couches et aucune loi de comportement n'étant pas considérée, le champ de contraintes est inaccessible. Le champ de contraintes permettrait d'accéder à un état de fracturation et donc d'évaluer les potentiels de réservoir d'un modèle ;
- C'est une méthode cinématique. Donc, la rhéologie des couches est simplifiée à son strict minimum : conservation des tenseurs métriques pour la paramétrisation du toit du modèle et conservation des épaisseurs apparentes ;

La topologie d'un modèle géologique, déformé sous l'effet d'une tectonique salifère, est complexe. Le maillage d'un tel modèle en volume apparaît difficile. Nous n'avons pas pu d'ailleurs en réaliser de façon systématique sur l'ensemble des modèles dont nous disposons à l'aide des différents outils de maillages appliqués aux géosciences. Par ailleurs, l'halocinèse est un procédé qui perturbe la topologie d'un tel modèle, signifiant une modification du maillage au cours de sa restauration éventuelle.

Nous avons donc fait le choix d'implémenter une méthode de restauration en trois dimensions, qui permet de passer outre ces limitations. Comme toutes les autres méthodes cinématiques, elle ne s'affranchit pas des limites de ce type de méthode, notamment de la caractérisation de la déformation dans tout le volume. Toutefois, son application est relativement simple et rapide. L'accès à un état restauré d'un modèle permet de décrire, dans une approximation de premier ordre, les relations géométriques entre les différents dépôts au cours de leur déformation, sous l'effet de processus halocinétiques.

La section suivante présente un exemple d'application de cette méthode sur le bassin salifère de La Popa au Mexique. Le modèle structural en trois dimensions a été construit à partir de données de terrain.

3.4 Application au Bassin de La Popa, Mexique

Le bassin salifère de La Popa (dont la figure 3.11 présente une vue aérienne et la figure 3.16 une coupe interprétée) est situé dans l'État du Nuevo León au Nord-Est du Mexique. La méthode de restauration permettant de prendre en compte la tectonique salifère, section 3.3, a été appliquée à ce Bassin, dont l'âge des sédiments varie du Jurassique Supérieur à l'Éocène Moyen. Le Bassin de La Popa est situé dans l'équivalent Mexicain de l'orogène du Laramide aux États Unis (Crétacé Supérieur-Tertiaire Inférieur), la Sierra Madre Orientale. Les évaporites de sel, Oxfordien-Kimmeridgien, sont distribués dans des structures diapiriques remarquablement bien exposées à travers le bassin : trois diapirs et une soudure salifère²³, longue de 25 km. Les motifs de sédimentation révèlent une tectonique salifère active de l'Aptien Supérieur à l'Éocène Moyen [Lawton *et al.*, 2001].



Figure 3.11 – Photo aérienne du bassin de La Popa (LandSat).

Après avoir présenté le contexte régional de ce bassin, la méthode de reconstruction implicite à l'aide des données de télédétection est brièvement introduite [Caumon *et al.*,

23. *Salt weld* en anglais.

2007]. Nous proposons de construire un modèle structural à l'échelle de ce bassin, en prenant en compte des mesures de terrain, réalisés par plusieurs auteurs (que nous avons complétés par quelques mesures de pendages) et des interprétations de coupes géologiques. Ce modèle structural, constitué de surfaces triangulées, est restauré en utilisant la méthode de restauration développée dans le cadre de ce travail. Les résultats de la restauration en 3-D sont présentés et discutés, notamment à l'aide de coupes réalisées sur le modèle 3-D dans les différents états restaurés au niveau des diapirs de sel.

3.4.1 Contexte géologique

Le bassin de La Popa est situé entre le 25' et 26' parallèles et le 100' et 101' méridiens, dans l'état du Nuevo León, au Mexique, au sein de la zone orogénique de Sierra Madre Orientale. Cette zone a été raccourcie durant la continuation mexicaine de l'orogène américain du Laramide, l'orogène Hidalgoan.

Structures

La Sierra Madre Orientale (figure 3.12) peut être divisée, comme son équivalent Nord-américain, en une tectonique de couverture à l'Ouest et une tectonique de fond à l'Est. Toutefois, ce schéma global est discutable en plusieurs endroits, en particulier pour le bassin de La Popa [Padilla y Sanchez, 1982].

La figure 3.13 est une photo aérienne interprétée (issue de Google Maps) de l'orogène de la Sierra Madre Orientale, mettant en relation les différents styles structuraux et les épaisseurs des évaporites. La zone Monterrey-Salttillo peut être divisée en six provinces structurales (au moins) : le Bassin de Sabinas (structures de grandes amplitudes en pli à noyau de sel), le bloc de Coahuila (soulèvement du socle), le bassin du Parras (détachement sur un niveau d'argile), les saillies de Monterrey (plis coffrés détachés sur des évaporites), l'Arche de Tamaulipas (soulèvement du socle) et le bassin de La Popa (diapirs de sel).

Stratigraphie

Les roches exposées au bassin de La Popa sont divisées en deux groupes : roches du Jurassique Supérieur (présente seulement dans les diapirs de sel), et des sédiments du Crétacé Inférieur à Eocène Moyen. La colonne stratigraphique de ce bassin est décrite, figure 3.14. L'épaisseur des évaporites de sel (formation Minas Viejas, Oxfordien, non représenté sur la colonne stratigraphique 3.14) varie entre 1200 m et 3500 m à travers le bassin [Weidie and Murray, 1967; Lopez-Ramos, 1982]. La section stratigraphique du bassin de La Popa après le Crétacé Inférieur n'excède pas 7000 m. Le remplissage du bassin est dominé par les schistes argileux du Parras et les sédiments du groupe Difunta. Le groupe Difunta est essentiellement composé d'unités silico-clastique mais contient 350

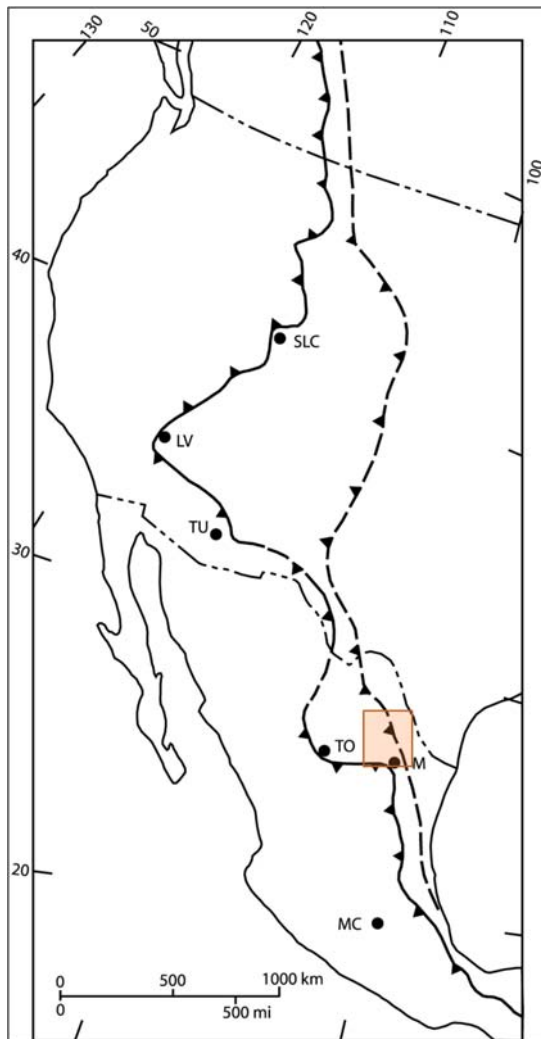


Figure 3.12 – L’orogène du Laramide en Amérique du Nord. La ligne solide représente la séparation de la tectonique de couverture et la ligne en pointillés celle de la tectonique de fond. Le carré rouge désigne la zone détaillée à la figure 3.13, notamment le Bassin de La Popa. Abréviations : SLC, Salt Lake City ; LV, Las Vegas ; TU, Tucson ; TO, Torreón ; M, Monterrey ; MC, Mexico City. D’après Gray [2008]; Aranda-Garcia [1991].

m de sédiments et de fines unités lenticulaires carbonatées, également appelées lentilles [McBride *et al.*, 1974], présentes principalement autour des structures diapiriques.

La figure 3.15 est une carte géologique [Lawton *et al.*, 2001] du bassin de La Popa. On peut noter la présence de deux diapirs affleurant : “El Gordo” et “El Papalote”. Le trait noir en gras, de l’Est à l’Ouest-Nord-Ouest de la carte, correspond à l’affleurement de la soudure salifère (*weld*), parfois considérée, à tort, comme une faille inverse [Giles and Lawton, 1999]. Le synclinal au Sud-Ouest de “El Gordo”, synclinal El Delgano, ainsi que celui situé sur le versant Sud de la soudure, synclinal Carroza, sont des candidats directs pour les synclinaux d’évacuation du sel pour ces deux structures. La localisation du diapir “El Papalote”, sur le versant d’un anticlinal, en fait sa spécificité. L’asymétrie des séquences halocinétiques, affleurantes, indiquent une direction Sud-Ouest/Nord-Est de la remontée de ce diapir, seulement pour la section stratigraphique du Tertiaire.

Plusieurs auteurs [Lawton *et al.*, 2001; Rowan *et al.*, 2003; Millán-Garrido, 2003] suggèrent une connexion des volumes de sel en profondeur, la localisation et la géométrie du

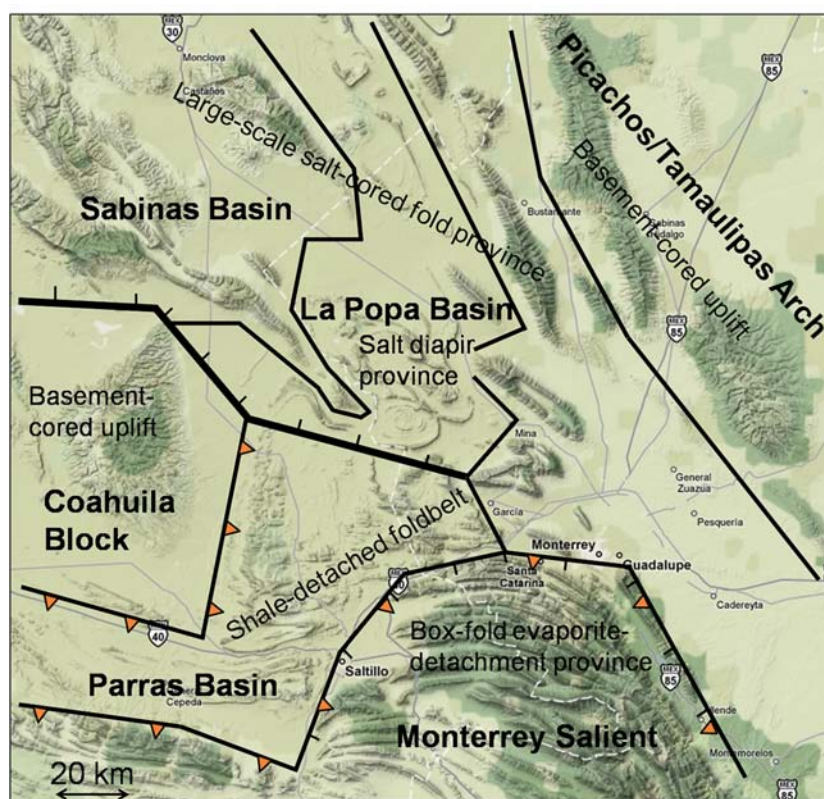


Figure 3.13 – Image Google map avec l’attribut “terrain” (indiquant les zones géographiques) avec les différentes provinces structurales. La ligne en gras montre la faille de San Marcos. D’après [Gray \[2008\]](#).

volume de sel en profondeur différent entre les diverses interprétations. Dans ce travail, nous avons choisi l’interprétation de [Lawton *et al.* \[2001\]](#), figure 3.16. En effet, le pendage des axes des médians des diapirs “El Gordo” et “El Papalote” sont opposés l’un de l’autre par rapport à un axe vertical (-30° pour “El Gordo” et 60° pour “El Papalote”).

Résumé

A la fin du Jurassique, le bassin de La Popa est un fossé d’effondrement dans lequel sont déposées des évaporites (du Jurassique Moyen au Jurassique Supérieur). Durant la distension continentale, le dépôt évaporitique s’accompagne de volcanisme : des inclusions magmatiques et mafiques sont observables à l’affleurement du diapir “El Papalote”. Ces inclusions mafiques et magmatiques sont interprétées comme ayant été transportées depuis le socle jusqu’à la surface durant la remontée du diapir. Progressivement, l’halite a laissé place à un dépôt de gypse, dans des conditions de sabkha²⁴. Durant l’extension crustale,

24. Une *sabkha* est un mot arabe signifiant “sel-plat”. Comme leur nom l’indique, ce sont des zones relativement plates, très salines, souvent proches de dunes. Elles se forment généralement proches des lignes de côtes arides par évaporations et peuvent également comporter des dépôts carbonatés et siliciclastiques.

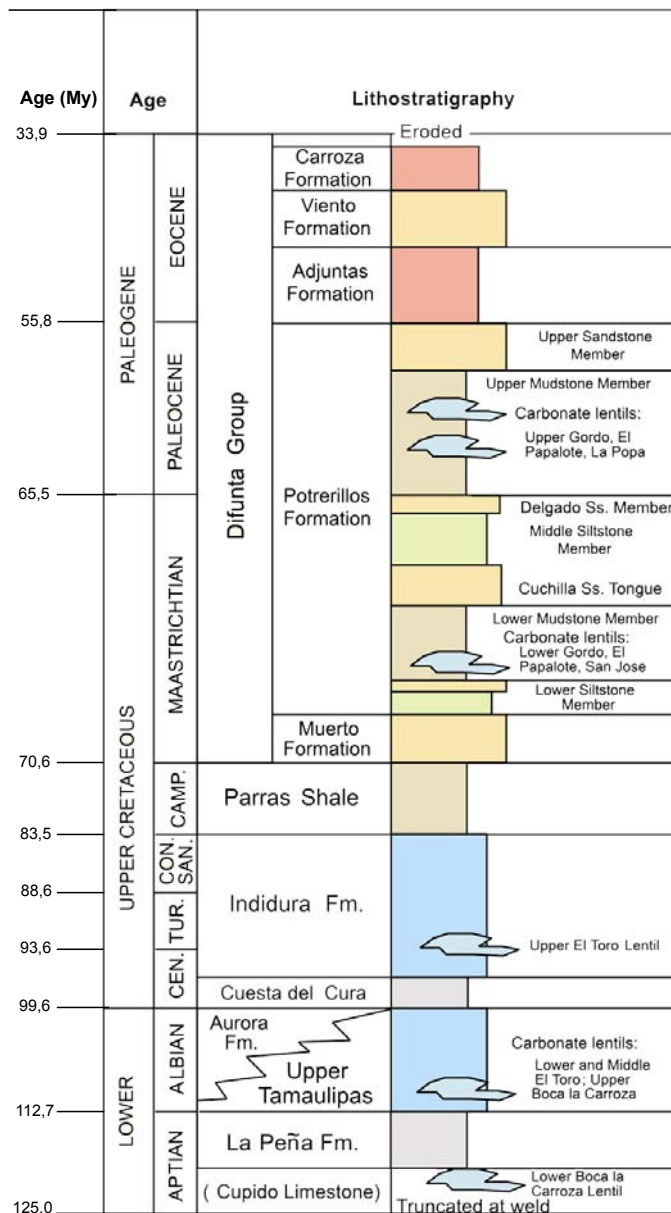


Figure 3.14 – Colonne stratigraphique du Crétacé et Paléogène du bassin de La Popa. L’activité orogénique débute dans les argiles du Parras et continue durant le groupe Difunta. D’après Lawton *et al.* [2001] et Gray [2008].

plusieurs failles normales (dont la faille de San Marcos, qui délimite l’extrémité Sud de La Popa) se sont développées, localisant ainsi la déposition des évaporites.

Durant l’orogène Hidalgoan, les dépôts, variant progressivement mais très rapidement de continental à marin, sont raccourcis sur le niveau de décollement que constitue les évaporites, puis les grès du Parras. La séquence régressive (composée majoritairement de calcaires, de carbonates et d’argiles) Jurassique inférieure – Crétacé Inférieur, dans le bassin de La Popa ne sont pas visibles en affleurement. Plusieurs des formations de cet âge visibles dans le bassin sont corrélatives avec cette séquence (Zuloaga, Olvido, La Caja, La Casita, Cupido, La Peña, Tamaulipas Supérieur et Aurora) et sont principalement observables sur le versant Sud du *weld*.

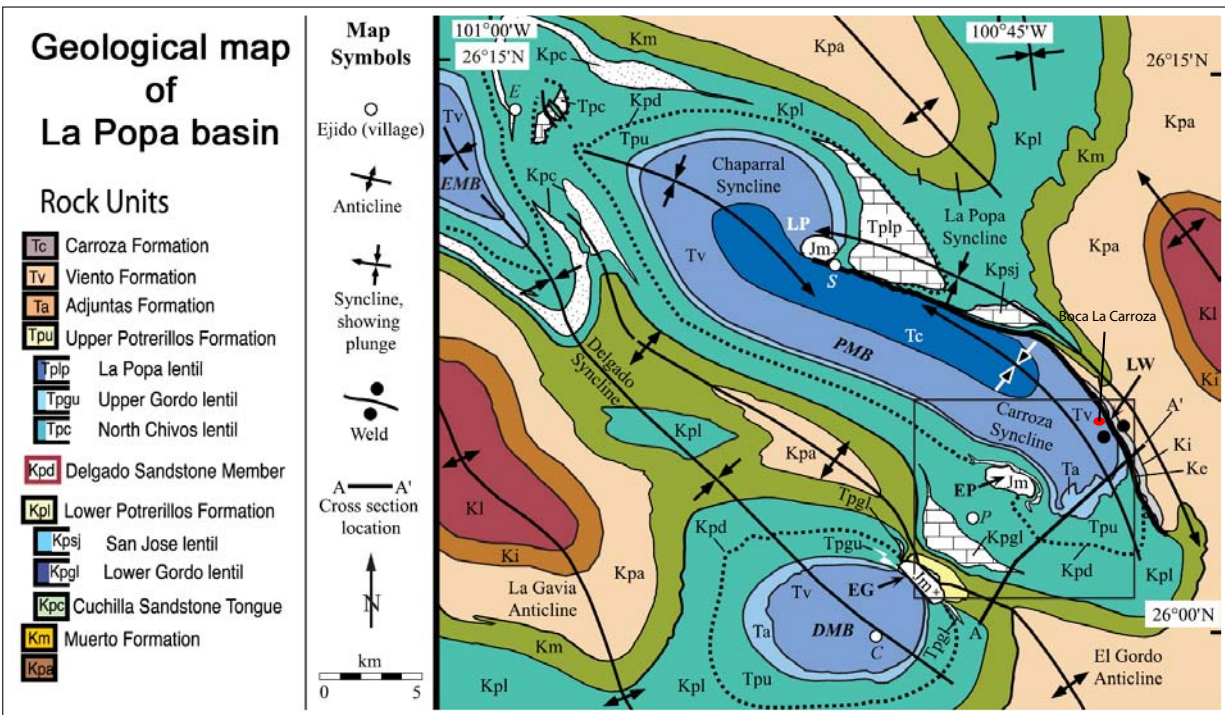


Figure 3.15 – Carte géologique du bassin de La Popa. Les structures de sel sont colorées en blanc. D’après Aschoff and K.A. [2005] and Shelley and Lawton [2005].

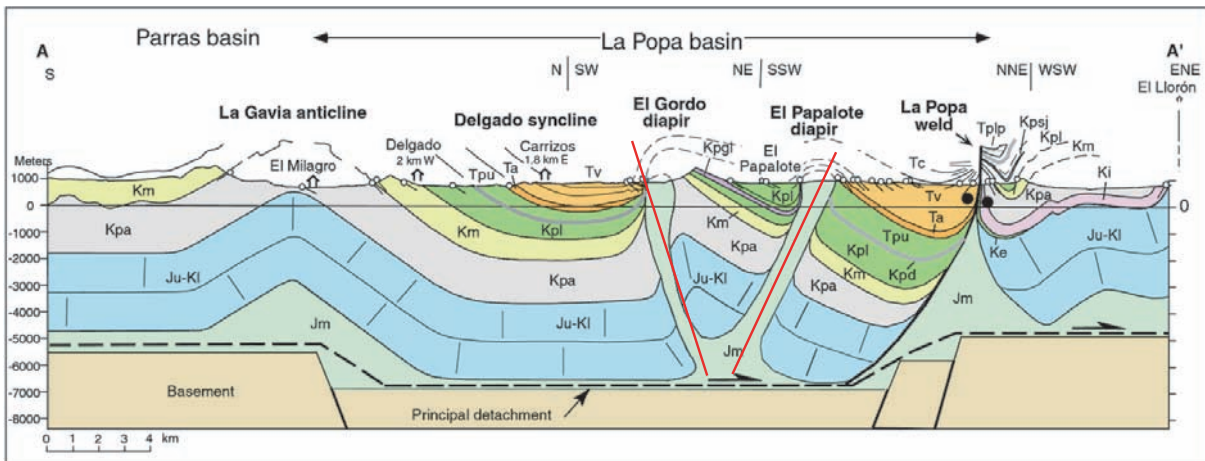


Figure 3.16 – Coupe AA’ de la figure 3.15, orientée Sud-Ouest/Nord-Est. Les traits rouges correspondent aux axes médians des structures diapiriques “El Gordo” et “El Papalote”. D’après Lawton et al. [2001].

La géométrie des structures varie sensiblement des autres provinces de la Sierra Madre Orientale, adjacentes au bassin de la Popa (*cf.* figure 3.13). Cette variation des domaines structuraux est interprétée comme étant liée à la distribution de l’épaisseur des évaporites [Gray and Johnson, 1997]. Par ailleurs, dans le bassin de La Popa, on observe

trois structures diapiriques affleurantes : deux diapirs et une soudure (notée *weld* par la suite). Le développement de telles structures s'accompagne de séquences halocinétiques, contrôlées par le ratio du taux net de remontée du diapir et du taux de sédimentation (voir Section 3.4.2).

La construction du modèle tri-dimensionnel de La Popa constitue donc un challenge par la nature des données utilisées (cartes et coupes géologiques interprétées, topographie, et contours du socle à partir d'acquisition magnétique) mais également par la complexité des structures qui le composent. Nous proposons donc de construire ce modèle en agrégeant un ensemble de données issues de la bibliographie, en utilisant une méthode de reconstruction implicite et de proposer une restauration multi-surfacique séquentielle (méthode présentée dans ce chapitre). Ceci constitue l'un des premiers modèles tri-dimensionnels du bassin de La Popa publiés à ce jour. La section suivante présente la méthode de reconstruction utilisée, les données disponibles et enfin un aperçu du modèle structural en trois dimensions.

3.4.2 Construction du modèle structural en trois dimensions

Afin d'appliquer la méthode de restauration à l'aide du concept des fibres, présentée à la Section 3.3, un modèle structural en trois dimensions, représenté par des surfaces triangulées, doit être construit. Dans cette section, la méthode de construction par une approche implicite est introduite, succinctement. Les données utilisées pour la construction du modèle sont détaillées. Enfin, les résultats de la restauration multi-surfaces sont présentés et discutés.

Méthode de construction

Les géométries complexes des séquences halocinétiques (exposées au paragraphe 3.4.2 pour le diapir "El Papalote") nécessitent de disposer d'une méthode de construction évitant les projections à partir de coupes. Utilisant une méthode de construction par approche implicite, [Moyen \[2005\]](#), [Frank \[2006\]](#) et [Caumon *et al.* \[2007\]](#) suggèrent de calculer un champ scalaire 3-D représentant une fonction stratigraphique. Dans cette représentation, les interfaces géologiques sont des iso-surfaces de ce champ scalaire. Ce champ est interpolé dans un volume discrétisé à l'aide d'un maillage, conforme aux failles seulement. Cette interpolation est effectuée à l'aide de la méthode *D.S.I.* [[Mallet, 2002](#)], dont les contraintes sont définies par les limites de couche (digitalisés à partir des cartes géologiques, des coupes et de plusieurs marqueurs géomorphologiques, *cf.* figure /refFig-LaPopa-InitData), de leurs orientations (une contrainte de gradient constant est imposé pour chaque couche), et enfin d'un maillage (ici tétraédrique) conforme aux discontinuités structurales (telles

que les failles et les interfaces sel-sédiments). La figure 3.17 détaille le workflow général d'une telle méthode.

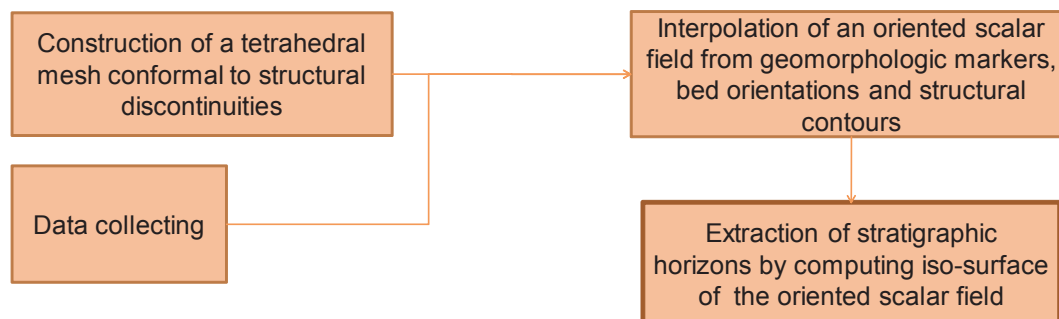


Figure 3.17 – Workflow général de la méthode de construction par approche implicite. Cette méthode a été intégrée dans le géomodeleur GOCAD sous la forme d'un *plugin*, nommé StructuralLab [Caumon *et al.*, 2007].

Données disponibles

Dans la zone d'étude, il n'existe pas de ligne ou cube sismique, publié tout du moins. Les données à disposition consistent principalement en des mesures de terrain, des cartes géologiques, des coupes et un modèle numérique de terrain ²⁴ (SRTM MNT). La plupart des données utilisées dans cette étude sont issues de la bibliographies [Eguiluz de Antuñano, 1989; Lawton *et al.*, 2001; Giles and Lawton, 2002; Rowan *et al.*, 2003; Millán-Garrido, 2003; Shelley and Lawton, 2005; Higuera-Díz and Fischer, 2005], notamment les cartes et coupes géologiques issus de ces travaux. Une interprétation de la profondeur au socle, à partir de données gravimétriques et aéromagnétiques ²⁴ a également été utilisée afin de contraindre la profondeur des évaporites sur l'ensemble du modèle. À la suite de 3 séjours de terrain au bassin de La Popa (d'une durée d'une semaine chacun), destinés principalement à se familiariser avec ce bassin, des mesures de pendages ont été acquises et utilisées pour la construction du modèle. La figure 3.18 rassemble les contacts digitalisés géoréférencés sur les cartes géologiques et les coupes (quatre coupes sont visibles).

Séquences halocinétiques et interface sel-sédiments

Selon Giles and Lawton [2002], une séquence halocinétique est une "succession relativement conforme de strates génétiquement influencées par les mouvements de surrection proches de la surface des structures diapiriques, près d'un diapir. Elles présentent des discordances angulaires entre elles qui disparaissent lorsque l'on s'éloigne du diapir." Les onlaps entre strates et leur amincissement peuvent avoir lieu dans ces séquences et vers le

24. Données fournies par la compagnie ExxonMobil Upstream Research Company

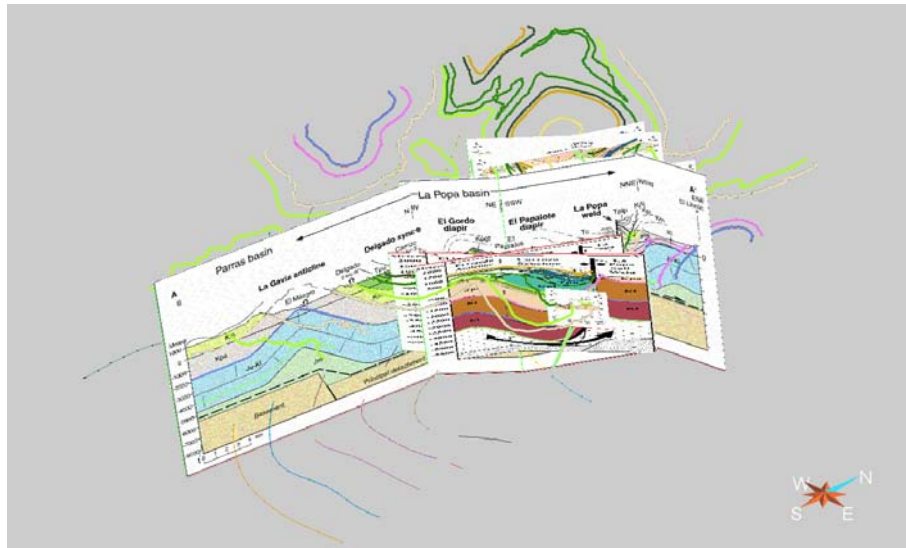


Figure 3.18 – Données initiales pour la construction du modèle du bassin de La Popa : contours digitalisés sur les cartes géologiques et les coupes, ainsi qu’un modèle numérique de terrain

diapir, indiquant une concurrence des processus de déposition et d’halocinèse. Ces unités peuvent être, selon l’eustatisme au temps de dépôt, de fines couches lenticulaires ou “lentilles”, généralement carbonatées.

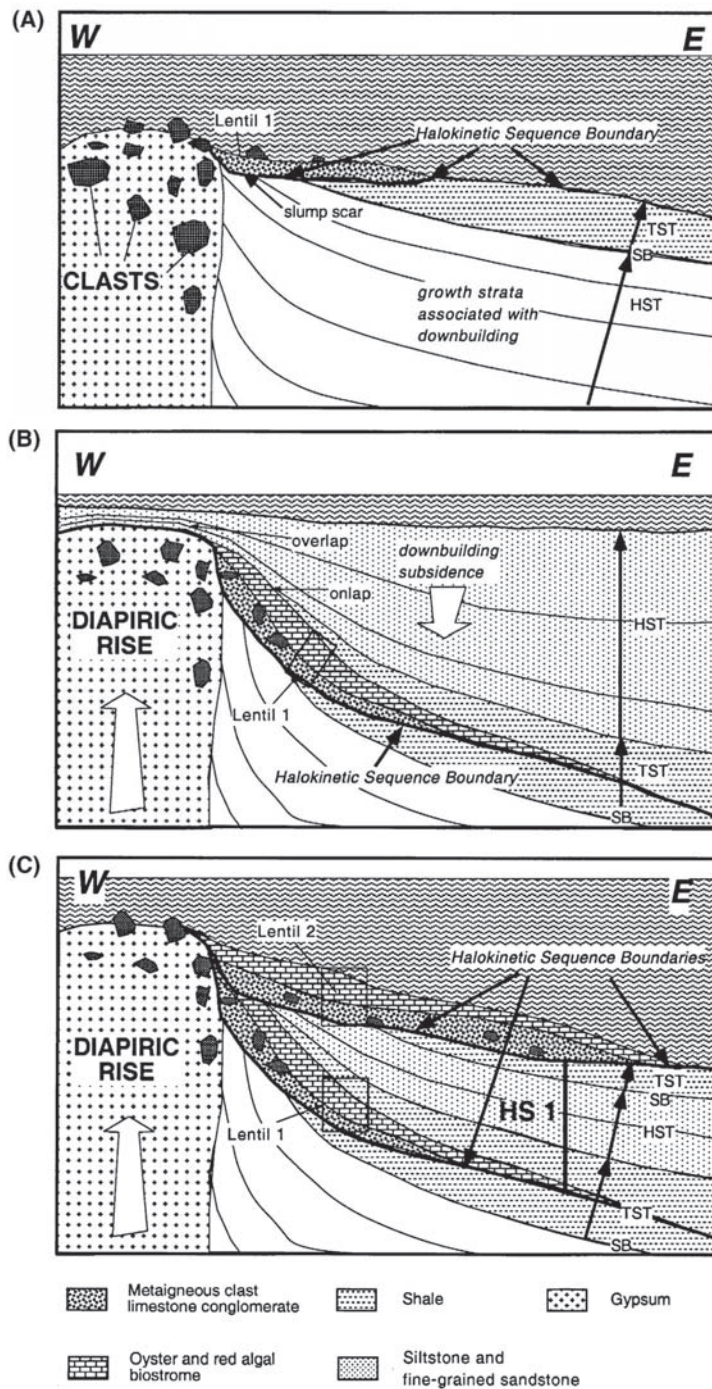
La formation de ces séquences peuvent être interprétées comme la réponse aux variations de taux de formation du relief bathymétrique aux mouvements verticaux de sel par rapport au taux de sédimentation local. La figure 3.19 illustre sur un schéma l’évolution d’une séquence halocinétique en fonction de la sédimentation locale et des variations de relief, d’après [Giles and Lawton \[2002\]](#).

La figure 3.20 est une carte géologique détaillée autour du diapir “El Papalote”. On peut ainsi noter la répartition “circulaire” des lentilles carbonatées autour du diapir “El Papalote”, à l’affleurement.

Ces lentilles (résultat dans un dépôt sur un niveau bathymétrique local plus élevé autour et au-dessus du dôme en érection) sont donc des objets de faible épaisseur, répartis autour de la structure diapirique.

Les dimensions de telles lentilles sont de l’ordre de plusieurs centaines de mètres de longueurs. Par ailleurs, l’architecture de ces lentilles est complexe. La figure 3.21 est une photo interprétées des lentilles adjacents au diapir “El Papalote” [[Giles and Lawton, 2002](#)]. La prise de vue est orientée vers le Sud-Ouest, la photo étant prise depuis le Nord-Est du diapir.

Or, la dimension de la zone à l’étude est de 50 km (direction Nord-Sud) sur 37 km (direction Est-Ouest), avec des sédiments situés au maximum à 3500 m de profondeur.



Phase 1 ($R_{net} > A_{sed}$) : le diapir perce la surface et crée un dôme.

Phase 2 ($R_{net} < A_{sed}$) : l'apport de sédiments silicicatés augmente, confinant et enfouissant le diapir plus vite qu'il ne remonte.

Répétition de la phase 1 ($R_{net} > A_{sed}$), générant la séquence halocinétique suivante.

Figure 3.19 – Modèle de développement séquentiel des séquences halocinétiques du diapir “El Papalote”, en fonction de la sédimentation locale et des variations de relief. On note R_{net} le taux net de surrection du diapir (taux de remontée du sel corrigé par le taux de dissolution et le taux de subsidence) et A_{sed} le taux de sédimentation. D’après [Giles and Lawton \[2002\]](#).

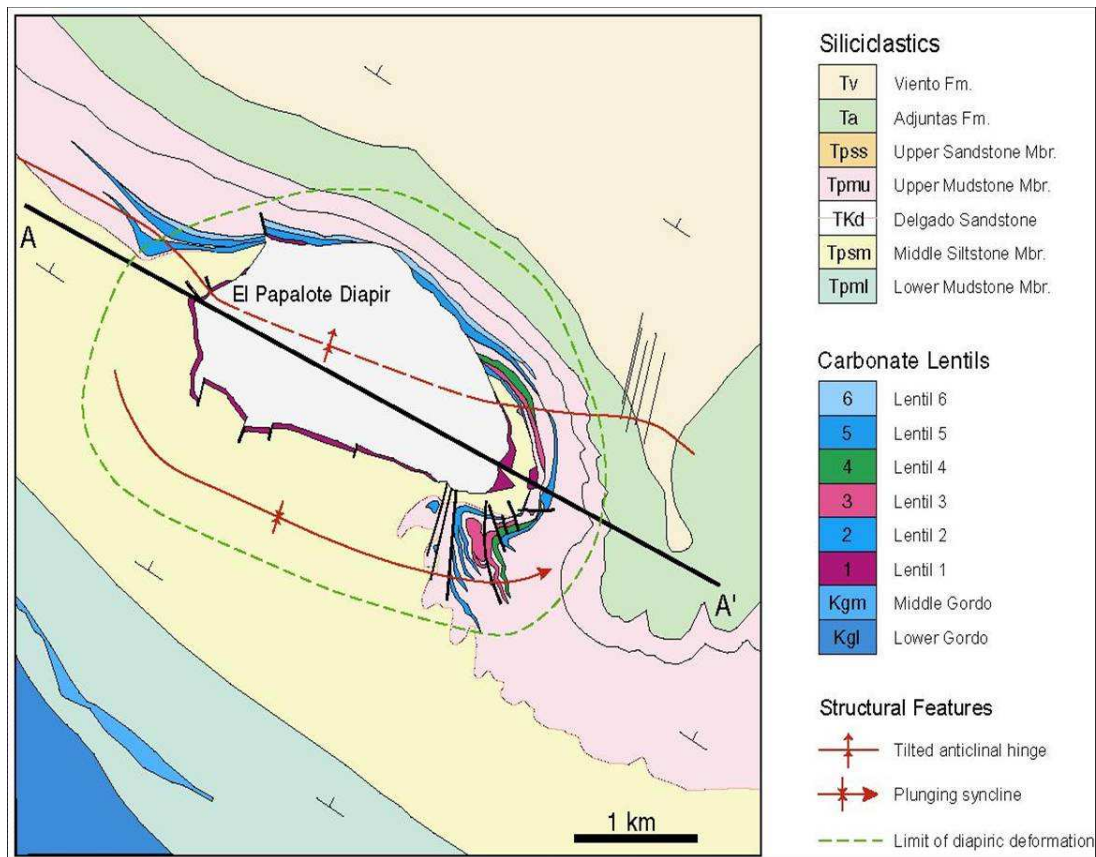


Figure 3.20 – Carte géologique détaillée du diapir “El Papalote”. D’après Rowan *et al.* [2003].

La modélisation de ces objets nécessite donc une résolution du modèle relativement fine. Toutefois, la géométrie des séquences halocinétiques fournissent des informations qualitatives sur les interactions tectono-stratigraphiques lors de la formations des diapirs.

Comme indiqué plus haut, la soudure de sel a pu être considérée, à tort, comme une faille inverse [Giles and Lawton, 2002]. Dans l’approche implicite (utilisant le plugin StructuralLab) il est nécessaire de disposer d’un maillage tétraédrique, conforme aux discontinuités. Uniquement pour des contraintes de modélisation, l’interface sel-sédiments au niveau du *weld* a été considérée comme une surface de faille (discontinuité pour le maillage). Utilisant les interprétations de profondeur au socle, des mesures des discontinuités en surfaces, ainsi que plusieurs coupes interprétatives au niveau du *weld*, un maillage tétraédrique (dont les dimensions moyennes des maille sont de l’ordre de 600 m) a été généré figure 3.22. Le maillage, illustré à la figure 3.22, comporte une discontinuité (versant Nord du *weld*) et ses mailles ont une dimension moyenne de 600m. Il comporte plus de 800000 tétraèdres. Les mesures de terrain indiquent quelques mètres à quelques dizaines de mètres d’épaisseur pour les lentilles, l’épaisseur moyenne des autres strates

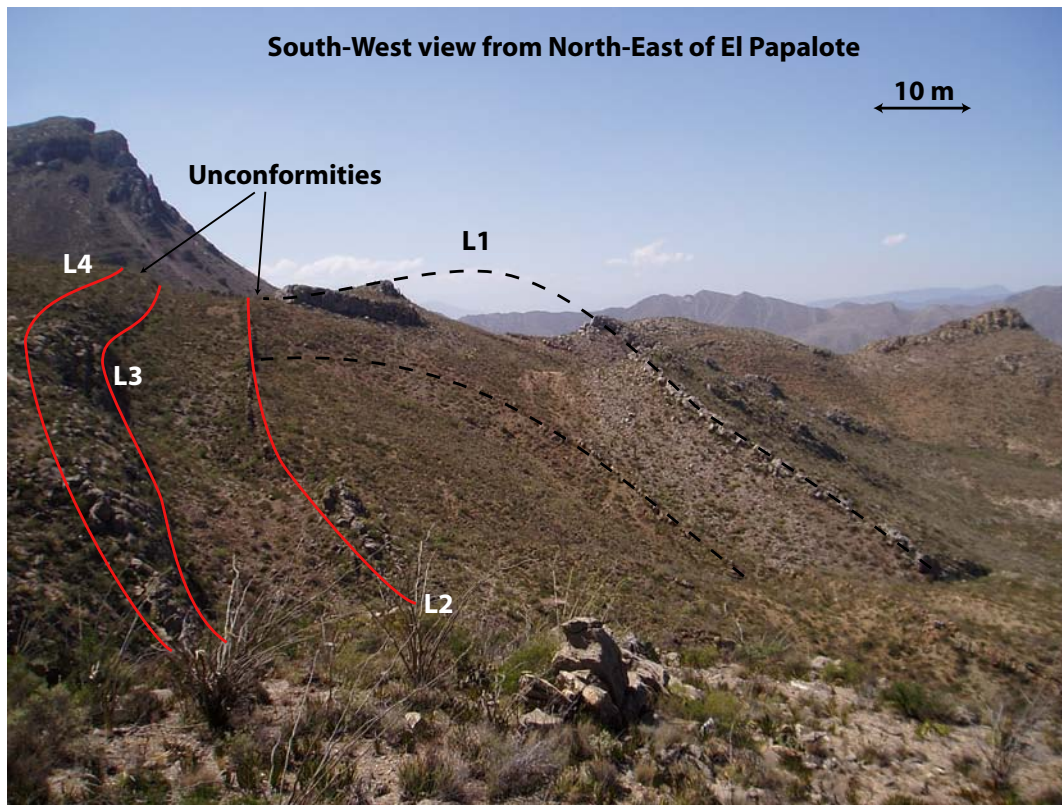


Figure 3.21 – Photo interprétée des lentilles adjacentes à “El Papalote”. Les lentilles carbonatées présentent plusieurs discordances angulaires, qui tendent à s’amenuiser .

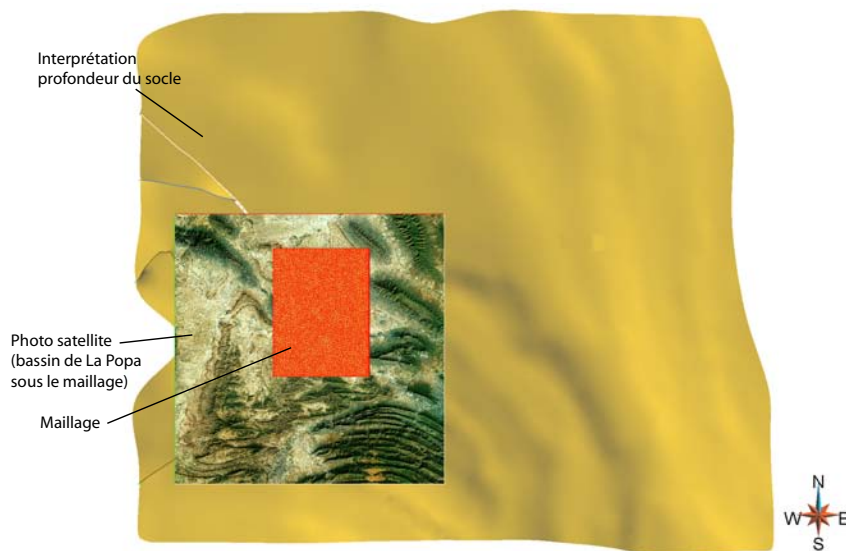


Figure 3.22 – Maillage tétraédrique généré à partir des discontinuités de La Popa. Pour une raison de résolution des mailles (à l’intérieur du *weld*), seul le versant Nord du *weld* a été inclus dans ce maillage. Le versant Sud est modélisé sous forme de limite implicite.

étant de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Le maillage est toutefois raffiné au niveau de l'interface sel-sédiments (diapirs et *weld*) à des tétraèdres de dimensions moyennes de 50 m, cette résolution devenant plus grossière à mesure que l'on s'éloigne de ces interfaces. Ainsi, la prise en compte des lentilles nécessiterait un maillage extrêmement fin, au moins localement autour des lentilles. Nous avons donc fait le choix de ne pas considérer les lentilles dans ce travail.

A l'aide des coupes interprétées en profondeur, les limites de l'interface sel-sédiments peuvent être digitalisées dans l'espace géoréférencé. Ces lignes de contact sont ensuite utilisées comme contrainte dans l'interpolation du champ scalaire représentant la propriété stratigraphique du sel. La figure 3.23 illustre l'iso-surface correspondant à l'iso-valeur de cette propriété (la profondeur relative dans cet exemple).

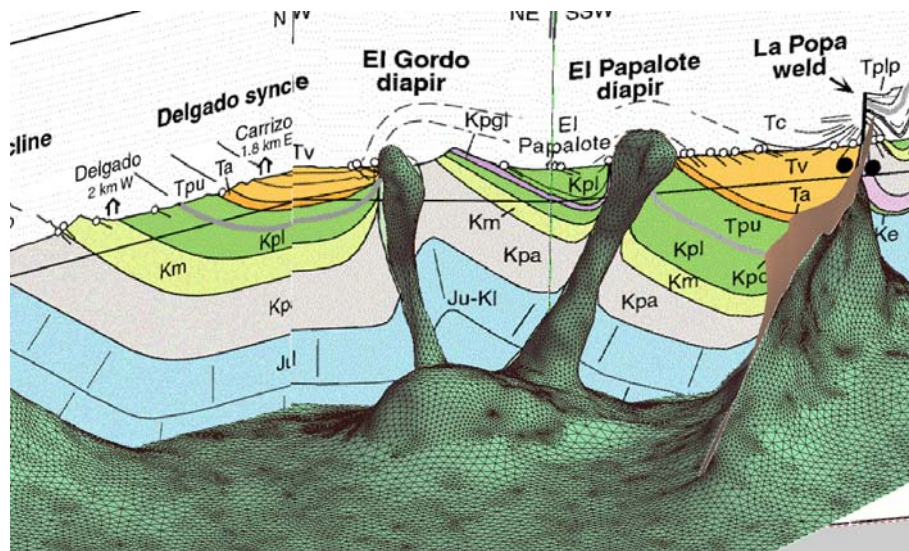


Figure 3.23 – Vue en perspective des interfaces sel-sédiments au niveau de “El Papalote” and “El Gordo”. La coupe AA’ (figure 3.16), géoréférencée, est indiquée sur la figure 3.15. La construction de l’interface sel-sédiments respecte les données utilisées.

Cette procédure est itérée pour l’ensemble des limites stratigraphiques notés suivant la convention généralement adoptée pour ce bassin.

La formation Boca La Carroza (tableau 3.2) est exposée sur le versant Sud du *weld* (quasiment vertical à cet endroit), à la localisation qui porte le même nom (point rouge sur la figure 3.15). Bien qu’étant une unité riche en variété sédimentaire, la localisation parcellaire de cette unité (pratiquement affleurante qu’au niveau du *weld*) avec des pendages presque verticaux m’a convaincu de ne pas prendre en compte Boca La Carroza dans cette modélisation.

Nom	Formation	Faciès	Age	Épaisseur maximale	Notes
Kl	Boca La Carroza Inf.	Calcaire Bassin sédimentaire Marin profond	Aptien		Exposée seulement sur le versant Sud du <i>weld</i>
Ki	Indidura	Carbonates Bassin sédimentaire Marin profond	Cénomanién/Santonien		
Kpa	Parras	Schistes argileux Bassin sédimentaire Turbidites (prodeltaïque) Tempêtes littorales	Campanien	1500 m	
Km	Muerto	Grès et argiles Système deltaïque Infratidal, avant-plage Tidal, et lagunaire	Maastrichtien	700 m	
Kpl	Potrerrillos Inf.	Grès et argiles Plateforme deltaïque	Maastrichtien	2300 m	Groupe Difunta Contiennent les lentilles les plus jeunes
Tpu	Potrerrillos Sup.	Grès et argiles Plateforme deltaïque	Paléocène		
Ta	Adjuntas	Grès Estuarien Plaines côtières	Yprésien	260 m	
Tv	Viento	Grès Tidal, cotier	Yprésien	730 m	Groupe Difunta
Tc	Carroza	Argiles Fluvial Alluvial (inondations)	Lutétien ^a	620 m	

a. Selon Vega-Vera and Perrilliat [1989]

Table 3.2 – Nomenclature des unités stratigraphiques. D’après Weidie and Murray [1967]; McBride *et al.* [1974]; Lawton *et al.* [2001].

Modèle structural 3-D

Le modèle structural 3-D ainsi constitué comporte une interface sel-sédiments et les horizons stratigraphiques du Crétacé. Il est constitué de sept surfaces triangulées représentant les horizons stratigraphiques (Boca La Carroza n'est pas pris en compte, et les données de Carroza – Tc – ne permettent pas de construire correctement cet horizon sur l'ensemble du modèle), l'interface sel-sédiments et le socle. Une surface de discontinuité (type faille) a été utilisée pour modéliser le versant Nord du *weld*. Ces surfaces sont représentées sur la figure 3.24.

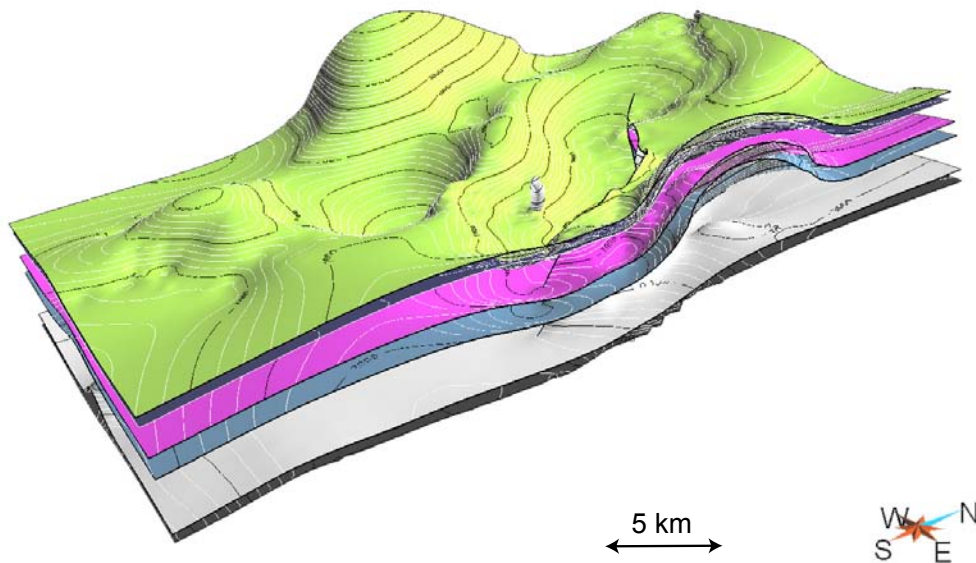


Figure 3.24 – Perspectives en 3-D du modèle structural du bassin de La Popa, construit à l'aide de la méthode de [Moyen \[2005\]](#); [Frank \[2006\]](#); [Caumon *et al.* \[in prep\]](#). Vue depuis le Sud vers le Nord du bassin. L'érosion topographique n'est pas incluse dans cette vue. Images et modèle réalisés à l'aide du logiciel GOCAD.

Nous rappelons ici que ce modèle a été construit à partir de données de terrain et de coupes interprétatives. La restauration de ce modèle a donc pour vocation à quantifier les déformations halocinétiques du concept que l'on se fait du bassin de La Popa.

3.4.3 Restauration multi-cartes séquentielle de La Popa

La figure 3.25 présente deux étapes de restauration du modèle de La Popa, utilisant la méthode FAST.

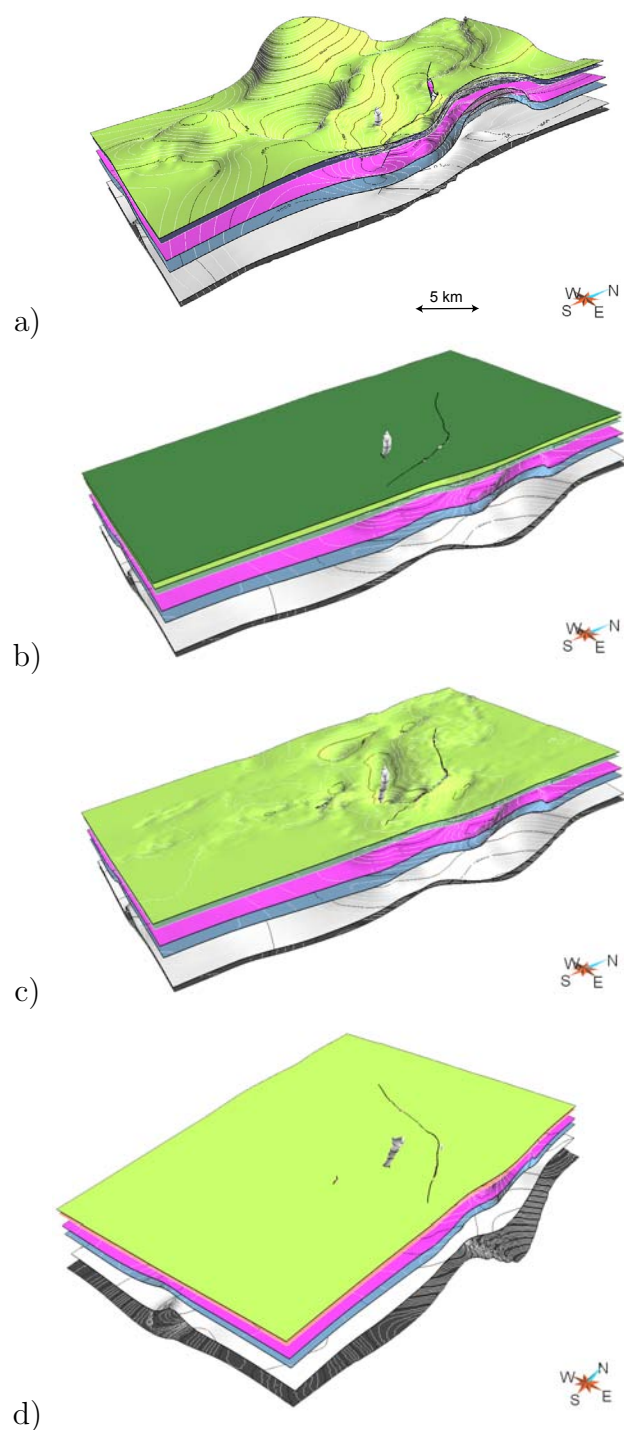


Figure 3.25 – Restauration séquentielle en deux étapes. Vert clair : Km, Muerto. Vert foncé : Kpl, Potrerillos Inférieure. Figure a : modèle initial (sans l'érosion topographique, surface Kpl). Figure b : état restauré 1 (première étape de restauration). Le datum est la formation Potrerillos Inférieure, nommée Kpl (surface de couleur verte foncé). Figure c : modèle restauré 1 sans Kpl. Figure d : état restauré 2 (deuxième étape de restauration). Le datum est la formation Muerto, nommée Km.

A partir de chacune de ces étapes de restauration, une coupe située sur le diapir “El Papalote”, d’un axe Sud-Ouest/Nord-Est a été extraite. Ces coupes (réalisée en “coupant” chacun des modèles restaurés) sont illustrées sur les figures 3.26 et 3.27.

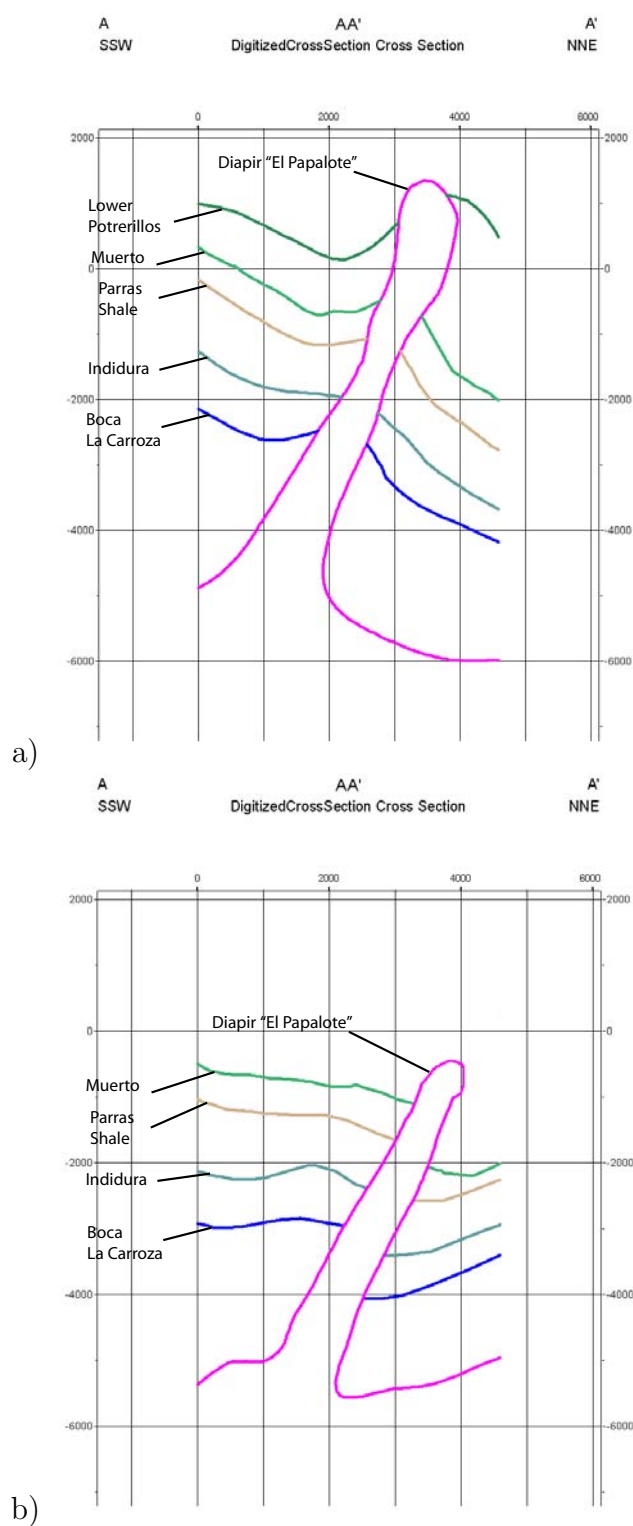


Figure 3.26 – Coupes réalisées sur l'état initial et l'état restauré (première étape) au niveau du diapir "El Papalote".

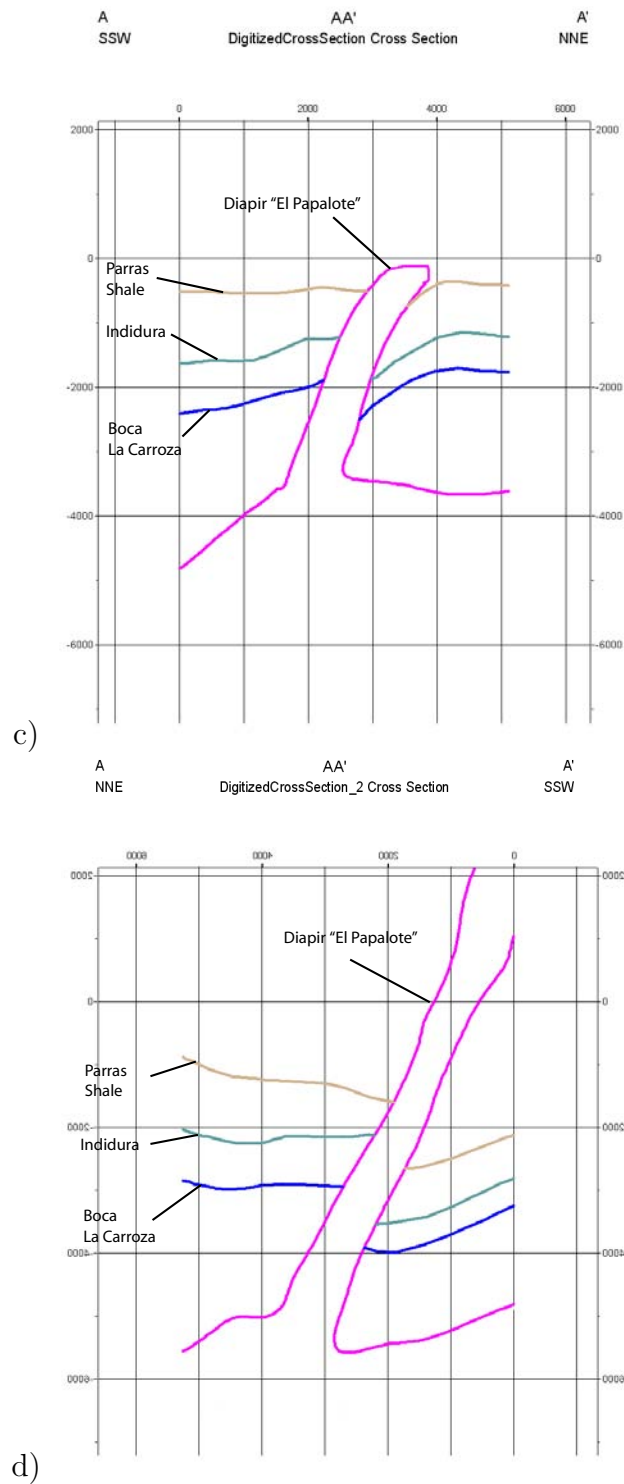


Figure 3.27 – Coupes réalisées sur l'état initial et l'état restauré (deuxième étape) au niveau du diapir "El Papalote".

On peut remarquer l'évolution des épaisseurs des couches du Muerto et du Potrerillos Inférieur durant ces deux étapes de restauration.

3.4.4 Discussions

Au moment du dépôt des argiles du Parras (Campanien), La restauration du modèle présente une sédimentation asymétrique autour du diapir “El Papalote” (figure 3.27 c). L'épaisseur des argiles du Parras sont évaluées à 400 m sur le versant Sud de ce diapir et à 1500 m sur le versant Nord. Cette asymétrie tend à disparaître à mesure que l'on s'éloigne de ce diapir. Cette même observation peut être faite pour la formation Muerto.

Nous interprétons cette asymétrie par une évacuation du stock de sel, situé au Nord du diapir “El Papalote”, durant le Campanien et le Maastrichtien Inférieur. Le bassin d'évacuation du sel de “El Papalote” peut avoir ainsi migré du Nord-Est au Sud-Ouest durant le Maastrichtien Supérieur (durant ou après la déposition de la formation Potrerillos Supérieur), car l'épaisseur des couches varie autour du diapir “El Papalote”, pour les formation Muerto et Potrerillos Inférieur.

D'après cette hypothèse, la restauration du modèle de La Popa permet de mettre en lumière les relations existantes entre “El Papalote” et le *weld*. Chacune de ces structures salifères ont pu avoir partagé le même mini-bassin d'évacuation du sel jusqu'à, au moins, le Maastrichtien Inférieur. Ce même type d'observations a été faite par Rowan *et al.* [2003]. Cette restauration multi-surface permet donc de valider cette observation.

Toutefois, dans la méthode utilisée, l'ajustement isostatique, la compaction, l'eustatisme et la subsidence n'ont pas été pris en compte, tel que Rowan [1993] le suggère. Ainsi, une estimation des variations des volumes de sel est biaisée.

3.5 Application au diapir Grand Isle 16 (GI-16)

Un deuxième exemple d'application est présenté. Cet exemple n'est pas concluant et invalide la méthode de restauration. De fait, il en pose des limites à cette méthode.

En effet, le modèle sur lequel la méthode FAST a été appliquée consiste principalement en un ensemble d'horizons stratigraphiques et une interface sel/sédiments enveloppant un volume fermé d'évaporite. La méthode a pu être appliquée une fois (une seule étape).

3.5.0.1 Contexte géologique

Un modèle de diapir, situé à approximativement 90 km de La Nouvelle Orléans, Louisiane, dans le Golfe du Mexique, a été construit à partir du cube sismique d'un bloc actuellement en production par la compagnie ExxonMobil, figure 3.28.

Ce bloc consiste en une structure salifère allochtone d'évaporites de sel. Il est limité par deux failles majeures et un ensemble de faille contre-régionales. Ce modèle a été construit en simplifiant des interprétations réalisées à partir d'un cube pré-calé dont la migration

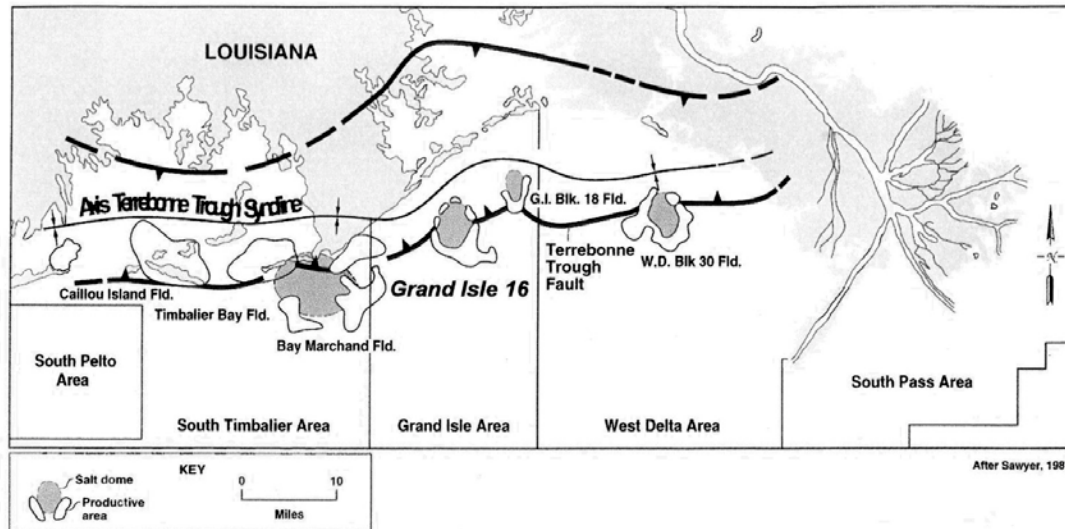


Figure 3.28 – Éléments structuraux régionaux de la dorsale salifère au sud de la Louisiane (Golfe du Mexique, USA). D'après Steiner [1976].

en profondeur a été effectuée. Il est composé de quatre d'horizons stratigraphiques pour lesquels il est observables des discordances proches de l'interface sel-sédiments.

Ce corps salifère allochtone est composé d'une enveloppe fermée, dont le développement semble avoir été syn-cinématique de la faille majeure Terrebone.

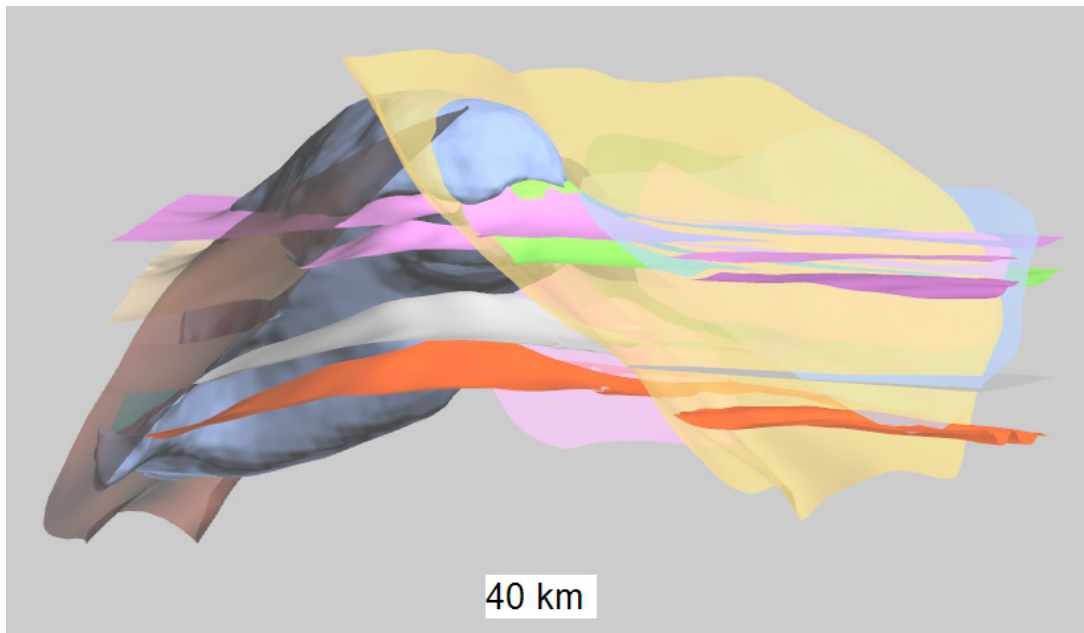
3.5.0.2 Modèle structural

Le modèle construit est présenté à la figure 3.30. Le diapir est situé à la vergence de deux systèmes de failles antithétiques, dont les dépôts varient du Crétacé au Paléocène.

La construction de ce diapir a nécessité de linéariser les bords de failles issus de l'interprétation initiale du bloc sismique. En effet, comme le montre la figure 4.1, dans le Chapitre 4, la présence de variations verticales relativement périodiques entraîne une incohérence de la dilatation dans l'état restauré. Cette incohérence ne pouvant être expliquée à partir des observations de la sismique, il a été décidé de linéariser ces bords de faille, rendant, par là même, ce jeu de données synthétiques.

3.5.0.3 Restauration séquentielle

Ce modèle est ensuite restauré en appliquant la méthode proposée en 3.3. Les vecteurs de fibres, ou épaisseurs apparentes sont montrés à la figure 3.31.



(a) Vue Sud du modèle. Les séquences halocinétiques accommodent les failles que le diapir suit

Figure 3.29

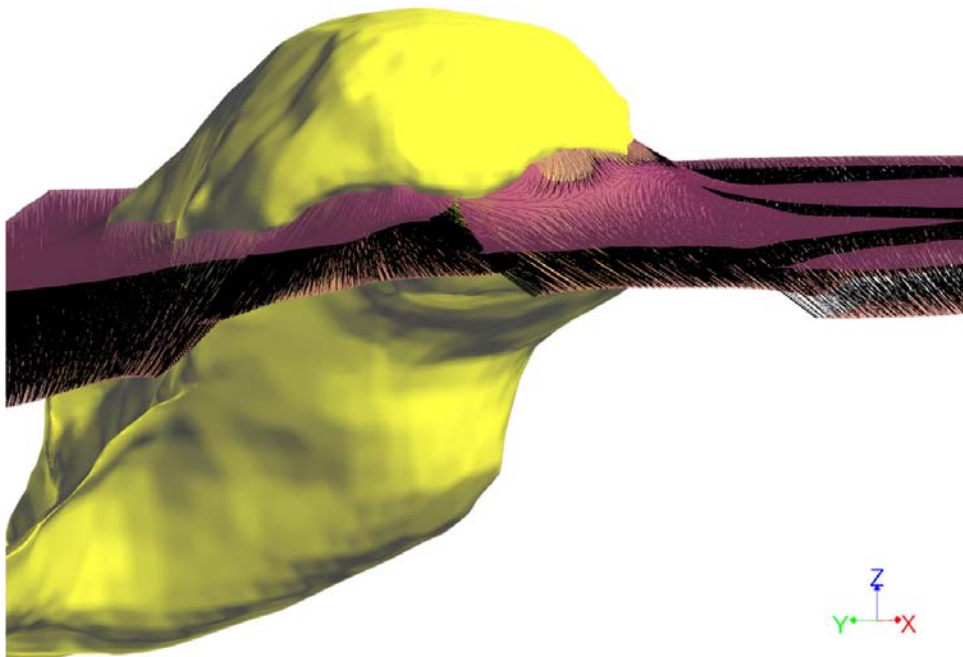
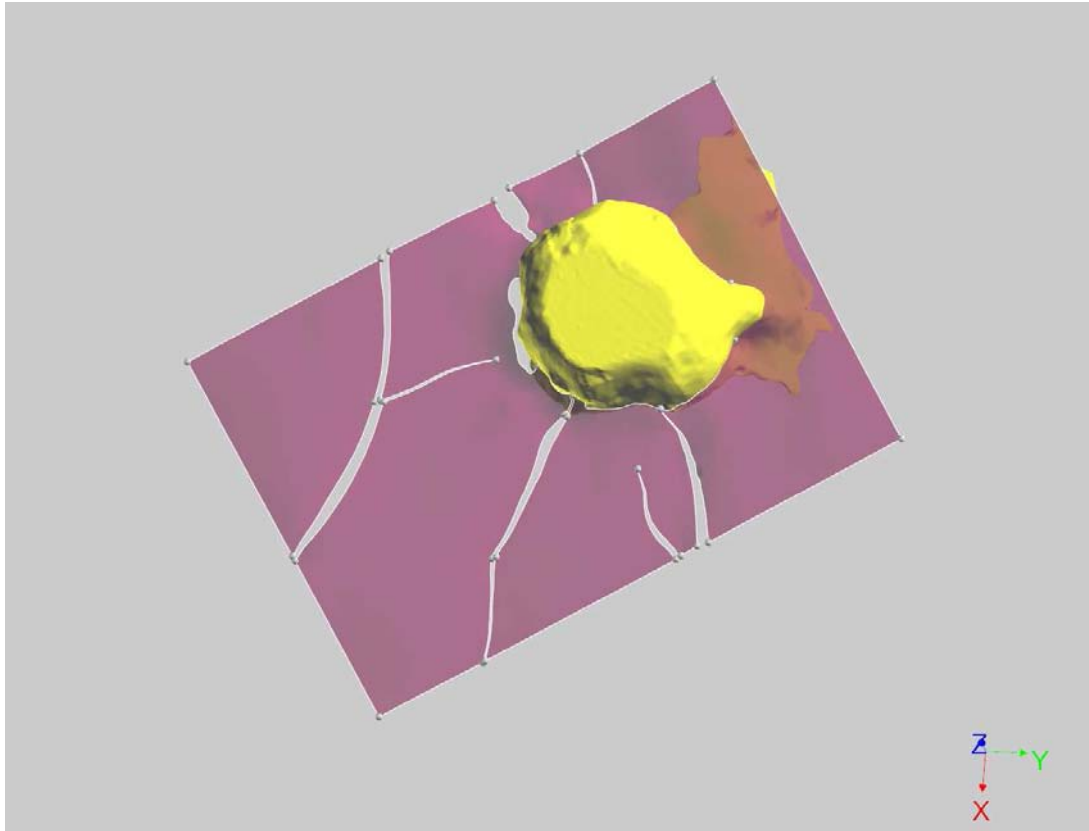


Figure 3.31 – Épaisseurs apparentes montrées pour une couche (flèches noires) du modèle GI-16.



(a) Vue de dessus

Figure 3.30 – Construction d'un modèle synthétique de diapir de sel.

Une étape de restauration a pu être réalisée avec le code FAST, *cf.* figure 3.32. La variation de volume de sel (que l'on peut calculer car c'est un volume fermé) est de l'ordre de 3 %.

On peut noter, sur la vue en coupe, que la discordance est conservée. Toutefois, le volume de sel restant confiné, il est impossible de trouver une position au toit du sel à la deuxième étape. Ce volume de sel répond au comportement de l'instabilité de Rayleigh-Taylor.

3.5.0.4 Discussions

Le calcul d'épaisseurs apparentes dans le cas d'un volume fermé n'est pas possible en utilisant la technique présentée plus haut. De fait, ce type d'halocinèse ne peut pas être pris en compte à l'aide de la méthode FAST.

On peut suggérer comme hypothèse simplificatrice que les évaporites n'affleurent jamais (conservation du volume) et indiquer une profondeur moyenne du toit de ce volume à l'aide d'un taux de sédimentation de sédimentation régionale, de fait en négligeant les

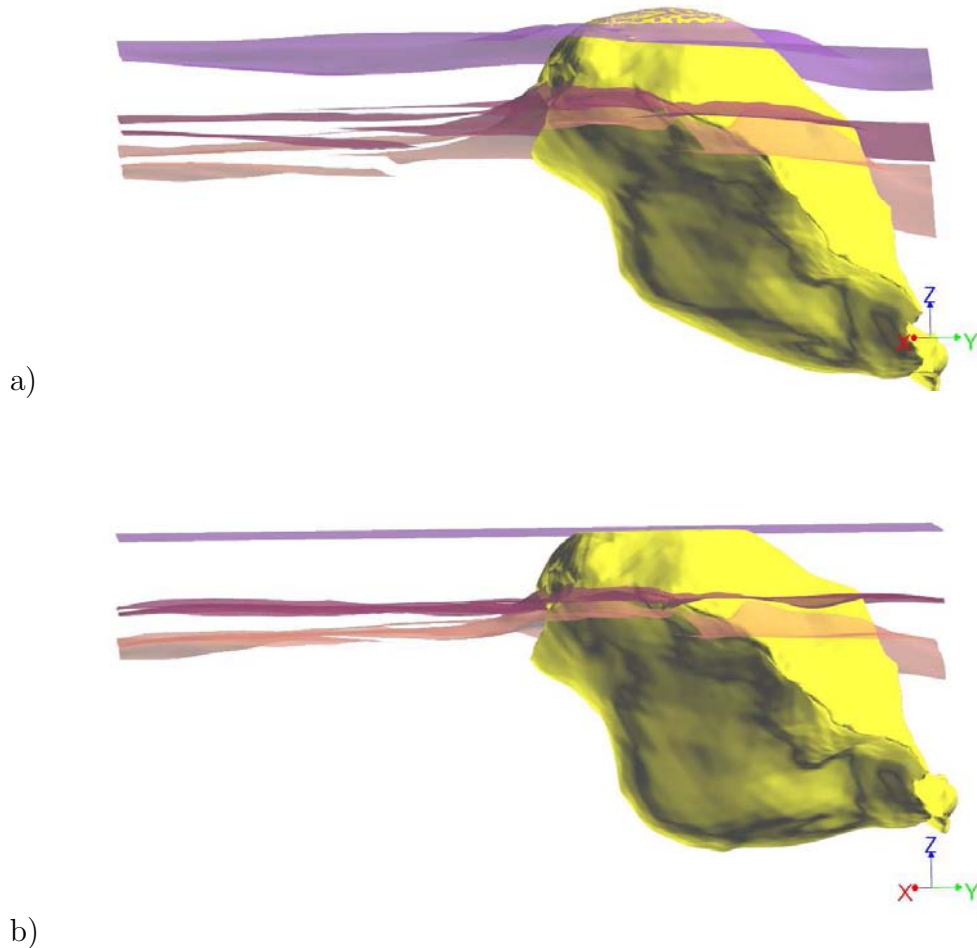


Figure 3.32 – Restauration du modèle de diapir. a) Première séquence. b) Deuxième séquence.

apports tectoniques. Toutefois, la mobilité de ce volume de sel doit être régi à l'aide d'un processus physique. La méthode de restauration FAST ne permet de définir une variation autochtone de l'interface sel/sédiment. Un couplage avec une méthode telle que présentée par [Kaus and Podladchikov \[2001\]](#), *cf.* Chapitre 1 pourrait être envisagé pour ce type de diapirisme.

3.6 Conclusions

Une méthode de restauration multi-surface, combinant une restauration approchant la flexion-glissement pour le toit du modèle et une conservation des épaisseurs apparentes

(méthode appelée FAST) a été développée. Cette technique de restauration est une méthode cinématique et n’approche pas les déformations en volume. Ainsi, elle ne conserve pas les volumes des sédiments.

La méthode de restauration proposée par notre travail a l’avantage de pouvoir être applicable à des modèles structuraux en trois dimensions, influencés par une tectonique salifère. Par ailleurs, c’est une approximation au premier ordre des processus de déformations affectant ce type de tectonique. Elle permet d’acquérir une estimation qualitative et rapide de l’état restauré²⁵. Ce type d’approche est similaire à la simulation d’écoulements à l’aide de lignes de courant [Fetel, 2007]. L’implémentation d’une telle méthode est également plus aisée à mettre en œuvre que les méthode mécanique utilisant les éléments finis [Muron, 2005].

L’apport de ce travail a été d’étendre une méthode de restauration en surface (la méthode paramétrique) à une méthode multi-surface, pour laquelle les déformations inter-bancs sont un cisaillement incliné hétérogène. Comme il a été précisé auparavant, l’application d’une méthode en coupe en flexion donne de meilleurs résultats qu’une méthode en cisaillement pour les diapirs de sel. Ainsi, la méthode proposée apparait limitée. Toutefois, la remarque de Yin and Groshong [2006] fut de pouvoir accommoder correctement les failles avec une méthode en cisaillement. L’utilisation de la méthode paramétrique et conservation des épaisseurs apparentes autorise une accommodation “continue” des bords de failles (l’accommodation dépend de la conservation des épaisseurs apparentes). Par ailleurs, l’un des premiers modèles 3-D du bassin de La Popa a été construit au cours de ce travail, en utilisant une méthode de reconstruction implicite [Moyen, 2005; Frank, 2006; Caumon *et al.*, 2007]. Ce modèle comprends un ensemble des surfaces triangulées, délimitant les horizons stratigraphiques, du Jurassique Supérieur au Crétacé. La reconstruction de l’interface sel-sédiments, à partir des données de terrain, met en lumière trois structures diapiriques dans ce bassin (bien qu’il soit très probable que plusieurs autres structures diapiriques existent mais n’atteignent pas l’affleurement) : les diapirs “El Gordo” et “El Papalote”, ainsi qu’une soudure (*weld*) d’axe Est-Ouest, long de 25 km.

L’application de la méthode FAST sur le bassin de La Popa indique une possible migration du mini-bassin d’évacuation des évaporites pour le diapir “El Papalote” du Nord-Est au Sud-Ouest, durant le Campanien au Crétacé Inférieur. D’après Aschoff and K.A. [2005], les diapirs ont une influence locale sur la distribution des sédiments durant leurs remontées. La restauration de ce modèle corrobore de telles observations. Une restauration complète du modèle structural construit doit être effectuée, tout en intégrant les ajustements pour les différents processus affectant les strates (isostasie, eustatisme, compaction et subsidence) pour proposer un modèle de migration de ce mini-bassin à

25. Mis à part la construction du modèle, le temps de calcul de l’état restauré du modèle de La Popa est de l’ordre de 3 minutes, sur une station de travail Dell, modèle M6400, avec un processeur Intel Core 2 Duo, cadencé à 2,53 GHz et disposant de 8 Go de mémoire vive.

travers l'évolution du bassin salifère.

Il n'a pas été possible d'appliquer la méthode FAST sur le cas d'un volume de sel fermé, situé dans le Golfe du Mexique, limitant ainsi cette technique aux cas où les évaporites sont reliés à une base. Une approche combinant un méthode cinématique et un ensemble de lois physique que [Kaus and Podladchikov \[2001\]](#), qui spécifierait à chaque étape de restauration la position et la forme du volume de sel en réponse à partir des conditions de déplacements donnés par la restauration, pourraient permettre en compte ce genre de structures.

En perspectives de ce travail, l'évolution de l'interface sel-sédiments pourrait être mieux prise en compte dans cette méthode. Une contrainte approchant un phénomène de pression constante pourrait être envisagé afin de déformer cette interface. Dans une autre approche, on pourrait combiner cette approche cinématique pour les horizons stratigraphiques avec la méthode de restauration utilisant l'instabilité de Rayleigh-Taylor pour la déformation de l'interface sel-sédiments.

Chapitre 4

Réduction des incertitudes structurales à l'aide d'une restauration

Sommaire

4.1 Incohérences géologiques, incertitudes et nouvelles méthodes de restauration	130
4.2 Réduction des incertitudes	140
4.3 Application au cas d'un anticlinal faillé de la zone sub-Andine (Bolivie)	150
4.4 Conclusions	171

La restauration (ou coupes équilibrées en 2D) peut être utilisée pour estimer les erreurs de modélisation commises lors de la construction d'un modèle structural. Elle s'opère en reconstituant séquentiellement l'état de dépôt des différentes séquences stratigraphiques d'un modèle structural. Lorsque le modèle est incohérent, ces erreurs de modélisation apparaissent comme des incohérences géologiques sur l'état restauré du modèle.

Ces erreurs peuvent être le résultat d'un mauvais choix des hypothèses de dépôts ou d'informations incomplètes. Une analyse précise des processus géologiques mis en œuvre, et les acquisitions sismiques précises actuelles contribuent à réduire l'incertitude d'un modèle géologique. La quantification de ces incertitudes, et leurs localisations, est donc primordiale pour mieux évaluer les cibles potentielles d'hydrocarbures en place et mieux comprendre leur genèse.

L'objectif de ce chapitre est de proposer une méthodologie pour réduire les incertitudes structurales sur les surfaces de failles d'un modèle structural tridimensionnel. Dans ce chapitre, on s'attachera à décrire l'origine des incertitudes lors de la construction d'un modèle structural. Par la suite, une méthode de réduction des incertitudes utilisant la restauration en cartes [Caumon *et al.*, 2007] est présentée. La notion d'incohérence d'un

modèle structural est introduite. Cette notion se base traditionnellement sur l'incohérence géométrique des structures restaurées. Or, en restauration paramétrique et mécanique, [Massot \[2002\]](#) souligne que ces incohérences géométriques n'existent plus, car les contacts au niveau des failles sont conservés au cours de la restauration. Ce dernier auteur, ainsi que [Moretti *et al.* \[2006\]](#), suggèrent de caractériser l'incohérence structurale à partir du tenseur des déformations. Dans ce chapitre, un nouvel indicateur de l'incohérence est proposé : le facteur de forme de l'ellipsoïde de contraintes. La discrimination de modèles incohérents est établie à partir de cet indicateur. Cette méthode est appliquée sur un anticlinal faillé de la zone sub-Andine en Bolivie.

4.1 Incohérences géologiques, incertitudes et nouvelles méthodes de restauration

Les nouvelles méthodes de restauration, restauration paramétrique (Section [1.2.3.3](#)) et restauration volumique (Section [1.3](#)), ne permettent plus d'observer directement les incohérences géologiques de la géométrie de l'état restauré. L'analyse de l'état restauré est effectuée en caractérisant la déformation d'un objet géologique lors de sa restauration. Après avoir illustré sur un exemple les incohérences de modélisation d'une restauration paramétrique, la gestion des incertitudes dans la construction des modèles structuraux est présentée. Puis, on montre comment la restauration peut aider à réduire ces incertitudes.

4.1.1 Incohérences et restauration paramétrique

La figure [4.1](#) présente un exemple de restauration en cartes utilisant l'approche paramétrique de [Levy *et al.* \[2000\]](#) et [Massot \[2002\]](#). Il s'agit d'un horizon stratigraphique situé dans le Golfe du Mexique, affecté par la montée d'un dôme de sel. Cet horizon est extrait du modèle Grand Isle-16, bloc en production au large de La Nouvelle-Orléans. Le bloc Grand Isle-16 est situé au Nord-Est du Golfe du Mexique. Il est situé à approximativement 96km au Sud de La Nouvelle-Orléans, Louisiane. Ce bloc consiste en une structure salifère autochtone d'évaporites de sel, et de dépôts dont l'âge varie du Jurassique au Tertiaire. L'horizon de la figure [4.1](#) représente la limite stratigraphique d'un dépôt de sédiments de l'Éocène. Cet horizon est restauré sans utiliser la méthode multi-surface de diapirs de sel présentée dans le Chapitre [3](#), mais en utilisant la méthode paramétrique de [Levy *et al.* \[2000\]](#) et [Massot \[2002\]](#).

Chaque bord des failles a été restauré en imposant le rejet transverse entre les deux points les plus proches sur chacun des bords de chaque faille. Le volume de sel est laissé libre, il n'a pas été contraint dans cette restauration. Enfin, la géométrie du toit est supposée plane dans l'état restauré. La propriété représentée sur la figure [4.1](#) est la dilatation totale.

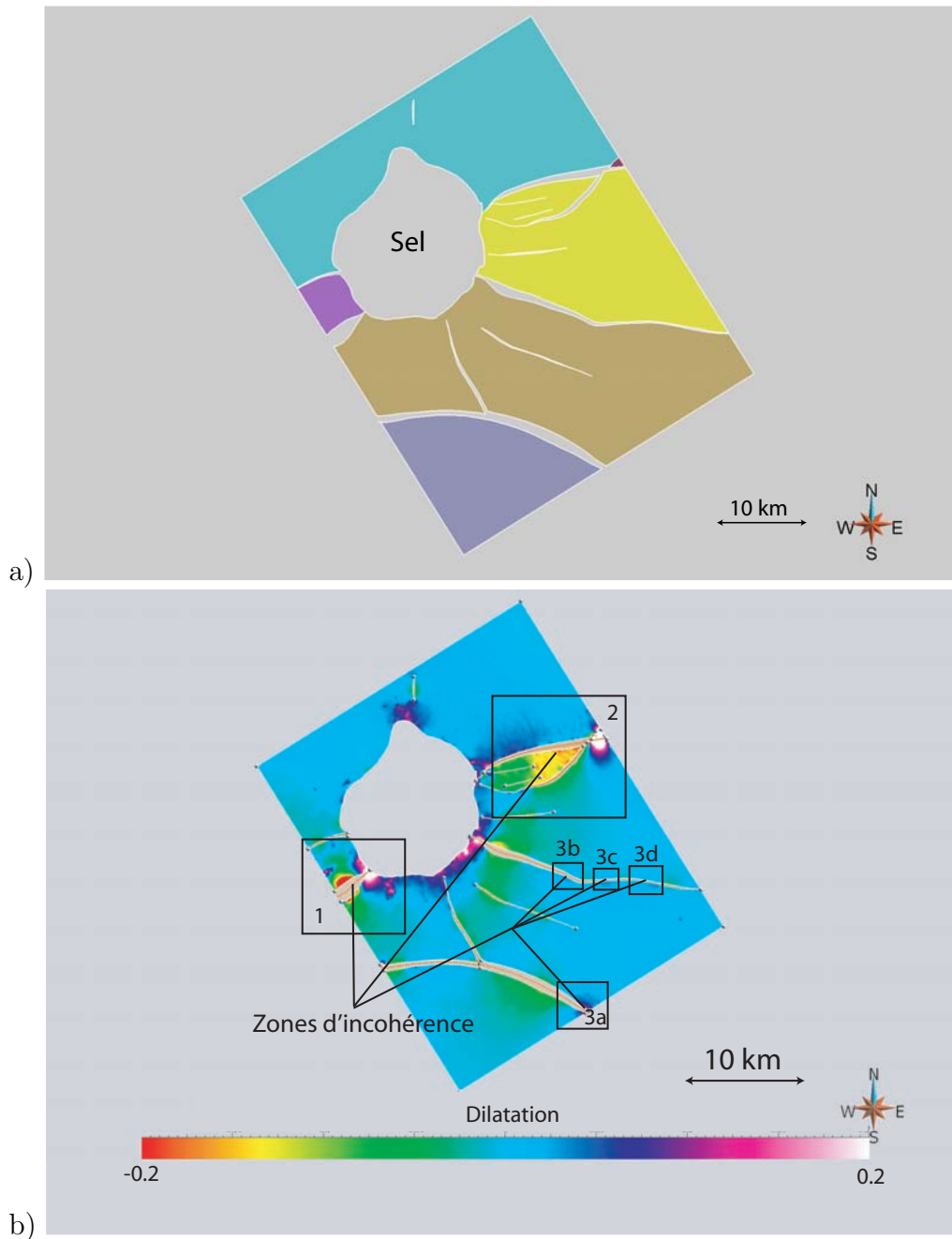


Figure 4.1 – Restauration paramétrique en cartes et incohérences. L'état palinspastique d'un horizon stratigraphique, ici impliqué dans la montée d'un diapir de sel, restauré grâce à une méthode paramétrique, ne montre pas d'incohérence géométrique. a) État initial. b) État restauré. La propriété de dilatation, associée à la rétro-déformation est affichée. Les rectangles sont centrés sur des zones de dilatation peu concomittantes avec l'hypothèse de flexion-glissement (variations latérales de la dilatation importantes).

Les caractéristiques mécaniques calculées lors de la restauration (rétro-déplacements, tenseurs des déformations, dilatation ou encore tenseurs des contraintes) peuvent être uti-

lisés comme indicateurs de la fracturation [Macé, 2006; Moretti *et al.*, 2007, par exemple]. L'utilisation de la restauration comme indicateur de la fracturation sont détaillées dans la Section 4.2.2.

Hormis l'interface sel-sédiment qui n'a pas été contrainte, il n'est plus possible de repérer les vides et les superpositions des couches au niveau des failles restaurées comme c'est le cas dans les approches plus classiques. Toutefois, l'analyse de la dilatation permet d'identifier plusieurs zones (carrés noirs) où la dilatation présente d'importantes variations. Ces zones sont interprétées, non pas comme des zones où le potentiel de fracturation est importante, mais comme une erreur de modélisation des bords de failles et des choix des rejets transverses pour la restauration :

1. En effet, la géométrie des failles dans l'état actuel, ainsi que le contexte géologique suggèrent notamment pour les bords de failles qui ne sont pas en contact avec le sel, un dépôt sur glissement gravitaire pour ces failles. La plupart des failles observées sont des failles normales, exceptées au voisinage de l'interface sel-sédiments qui a été largement déformée.
2. Des variations longitudinales de la dilatation le long des bords de failles, passant de la compression à l'extension, en moins de 1 km sont observées dans les blocs numérotés 1 et 2 de la figure 4.1. Aucun autre marqueur n'indique une inversion structurale dans l'ensemble de la structure (dans les sédiments contemporains dont l'horizon stratigraphique est illustré plus haut). Les failles normales ne sont donc pas réactivées en compression, sur tout ou partie d'entre elles. Il s'agit donc d'incohérences de modélisation, observables dans le modèle restauré.
3. Les blocs 3a, 3b, 3c et 3d de la figure 4.1 présentent des extremums locaux de la dilatation, plus probablement reliés à des défauts de modélisation des composantes verticales des rejets : les déformations appliquées à ces blocs relativement peu déformés dans l'état initial sont des mouvements rigides de blocs (les distances de ces défauts au diapir est de l'ordre de 10 à 20 km).

A partir d'une population de modèles perturbés, l'analyse statistique de la déformation (ou de la dilatation dans cet exemple) permettrait de caractériser la cohérence de ces modèles et *de facto* sélectionner un sous-ensemble de cette population.

La section suivante présente, succinctement, les différentes méthodes possibles pour perturber un modèle structural (notamment pour les géométries de failles) et ainsi quantifier l'effet des incertitudes.

4.1.2 Évaluation des incertitudes

Malgré les avancées notables de l'imagerie sismique, la géométrie des structures extraites de ces données peut présenter des incertitudes dues au choix particulier du modèle

de vitesse ou encore à la résolution des acquisitions sismiques [Thore *et al.*, 2002]. Il semble adéquat d'intégrer ces incertitudes lors de la modélisation structurale. L'incertitude sur la géométrie des failles provient principalement de la conversion temps-profondeur et de la résolution verticale des cubes sismiques. Elle peut être intégrée, par exemple, à l'aide d'interpolations contraintes de la surface de faille, à partir des images sismiques [Lecour, 2000].

La plupart des méthodes proposées dans la bibliographie portent sur la perturbation des géométries et du réseau des failles [Lecour *et al.*, 2001; Cherpeau *et al.*, 2009], simulant stochastiquement les formes des failles et respectant certaines règles géométriques et topologiques pour les failles au niveau des horizons [Thore *et al.*, 2002]. Cette simulation est réalisée en incorporant des données issues de la géophysique pour générer des champs de probabilités pour la forme des horizons et des réseaux de failles.

La notion d'incertitude structurale, provenant des connaissances *a priori* de la distribution des attributs sismiques, introduit des biais lors de l'interprétation structurale [Thore *et al.*, 2002]. Lecour [2000] synthétise six sources d'incertitudes structurales, toutes issues de l'acquisition, du traitement et de l'interprétation sismique :

- Le positionnement des réflecteurs lors de l'acquisition ;
- L'apparition de multiples (fantômes dus aux réflexions multiples) lors de la sommation de plusieurs traces de réflecteur ;
- Le champ de vitesse calculé pour la migration temps-profondeur peut également introduire des biais au niveau du pendage et de la localisation des failles ;
- Le pointé de la sismique ne peut s'affranchir du "bruit" associé aux différents marqueurs stratigraphiques ;
- Le calage aux puits et leur positionnement, notamment ;
- Enfin, la lithologie, qui peut bruiser de façon inhérente (tel que le sel ou l'argile) le signal sismique [Samson *et al.*, 1996].

4.1.3 Génération de modèles structuraux

La quantification des incertitudes structurales est intégrée au modèle structural sous la forme de perturbation géométrique [Samson, 1996; Lecour, 2000]. Il existe plusieurs méthodes de perturbation de surfaces appliquées aux modèles géologiques :

- *Perturbation stochastique* : à partir de l'enveloppe d'incertitudes de la surface de faille, un champ de déplacements est simulé et interpolé sur l'ensemble de la surface de faille. Une fonction aléatoire, corrélée spatialement, permet de générer un ensemble de surfaces de faille équiprobables [Lecour, 2000]. Quatre types de fonctions aléatoires ont été proposées par cet auteur : décalage latéral de la surface de faille, modification du pendage, modification de la géométrie en carte et enfin une combinaison de ces trois modes (cf. figure 4.2).

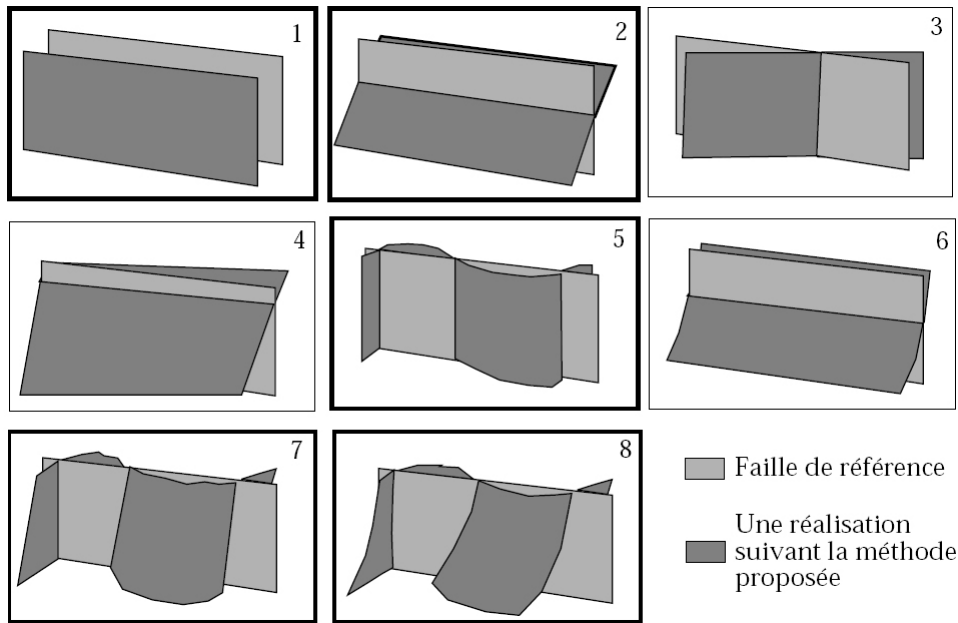


Figure 4.2 – Différentes fonctions aléatoires utilisées dans les travaux de [Lecour \[2000\]](#) pour la perturbation de surface de faille.

- *Perturbation par formes libres* : c'est l'approche classique utilisée en Conception Assistée par Ordinateur. [Sederberg and Parry \[1986\]](#) déplacent les points de contrôle des polynômes de Bernstein trivariants afin de modifier une surface paramétrée. [Borrel and Rappoport \[1994\]](#) ont introduit la méthode de déformation contrainte simple (SCoDeF, en anglais), qui utilise des fonctions B-Spline définies par des points de contrôle et dont les zones d'influence sont déterminées par un rayon, choisis par l'utilisateur. En déplaçant un point de la surface, l'ensemble de la surface sous influence des B-Splines est modifiée en conséquence. [Zhang and Caumon \[2006\]](#) ont proposé une méthodologie utilisant la méthode SCoDeF afin de perturber stochastiquement les failles des grilles stratigraphiques (maillages irréguliers structurés, sous forme de mailles hexaédriques), respectant l'équation de continuité Eq. 4.1

$$\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0 \quad (4.1)$$

avec $(u_x, u_y, u_z)^t$ le vecteur déplacement à un point donné.

Un exemple de cette méthode est présenté figure 4.3.

[Tertois and Mallet \[2005\]](#) ont proposé une extension de ces méthodes au cas des maillages tétraédriques, cf. figure 4.4. Cette méthode requiert la définition d'un point de contrôle, une zone d'influence et un vecteur de déplacement. La perturbation est ensuite propagée au maillage tétraédrique de façon continue et en temps réel.

- *Perturbation par formes implicites* : une représentation implicite d'un objet géométrique consiste à décrire un ensemble de ses sous-parties topologiques à l'aide de

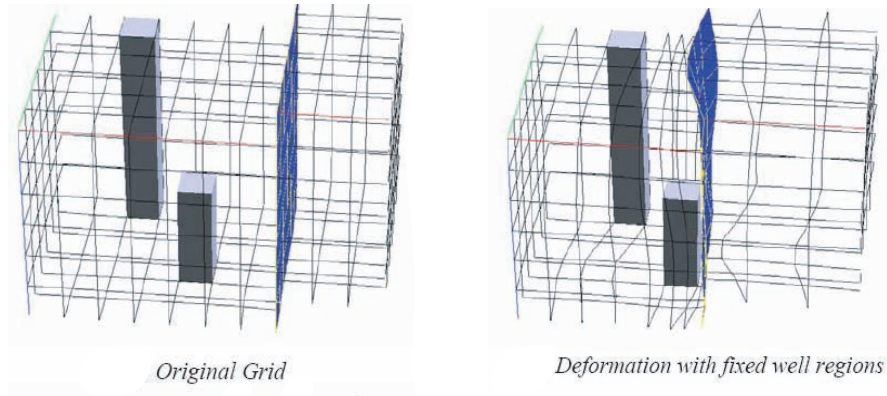


Figure 4.3 – Perturbation d’une grille stratigraphique, utilisant la méthode SCoDeF. D’après [Zhang and Caumon \[2006\]](#).

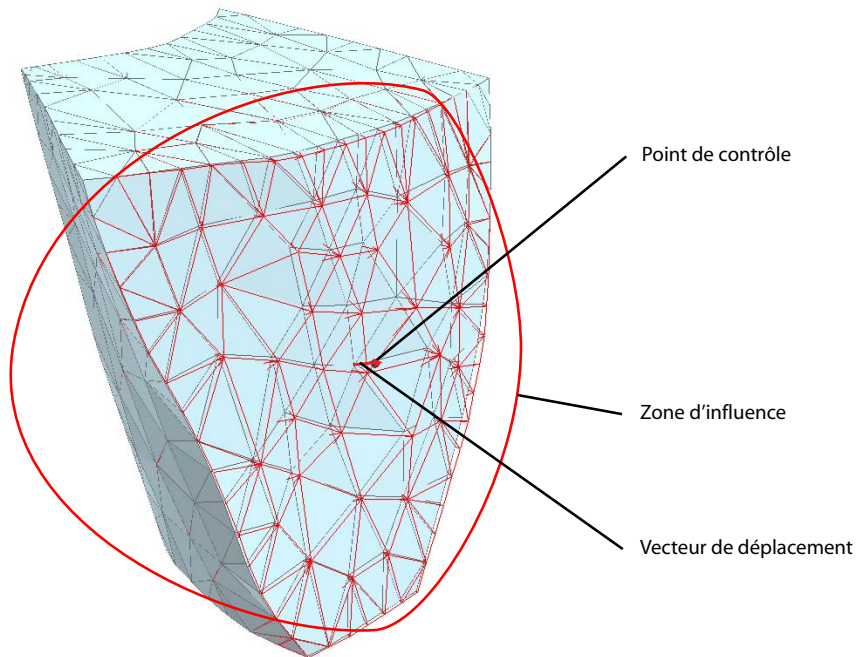


Figure 4.4 – Édition de faille en temps-réel sur un maillage tétraédrique. D’après [Tertois and Mallet \[2005\]](#).

fonctions ou de propriétés. Une modification de ces fonctions (ou propriétés) permet alors de modifier la géométrie de ces sous-parties topologiques. Cette méthodologie a été utilisée par [Bloomenthal and Wyvill \[1990\]](#) en déformant implicitement les formes d’un objet par modification du squelette du modèle. Ce squelette est défini par des fonctions Splines ou des lignes polygonales. Chacun de ces éléments est associé à une fonction de perturbation implicite. Récemment, [Frank \[2006\]](#) a

proposé de définir une fonction implicite φ sur l'ensemble d'un modèle volumique (fonction définie en tout point d'un corps géométrique fermé). Les perturbations géométriques sont alors effectuées sur une isosurface \mathcal{S}_n , définie par une isovaleur de φ . Cette perturbation est réalisée en déplaçant des points de contrôle de cette surface et en ré-interpolant la fonction implicite φ sur l'ensemble du volume, pour honorer les points de contrôle déplacés. L'interpolation se fait à l'aide de la méthode *D.S.I.* [Mallet, 2002], modifié par Frank and Mallet [2005] pour une interpolation en temps-réel (chaque interpolation n'est calculée qu'à la demande). La figure 4.5 illustre la perturbation par forme implicite d'un modèle faillé pour lequel a été calculée une propriété temps géochronologique, à l'aide de la paramétrisation GéoChron [Mallet, 2004].

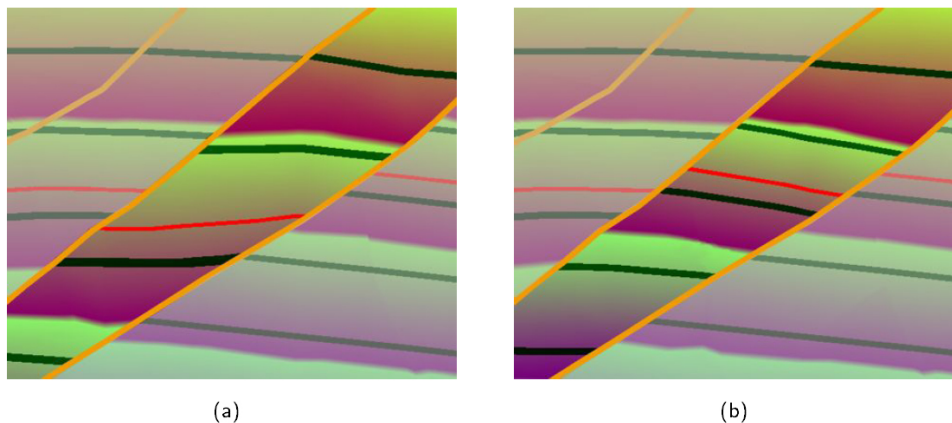


Figure 4.5 – Perturbation d'un modèle faillé par forme implicite. La figure (a) montre un modèle faillé pour lequel une propriété de temps géochronologique a été calculée (conforme et discontinue aux failles). Un horizon interpolé en tant que isosurface de cette propriété est tracé en rouge. La figure (b) montre le même modèle pour lequel la fonction temps a été éditée uniquement entre les deux failles. La propriété temps dans les régions extérieures n'a pas été modifiée [Frank and Mallet, 2005].

On peut également citer les méthodes de perturbation de modèles définis par frontières [Weiler, 1987; Lepage, 2003]. Caumon *et al.* [2003, 2004] ont proposé de perturber localement, en temps réel, les interfaces définissant un modèle par frontières, tout en respectant des contraintes topologique pour conserver la validité de la représentation :

- *Contrainte 1* : les notions de voisinage géométrique et topologique doivent être maintenues au cours de la déformation géométrique ;
- *Contrainte 2* : l'interface déformée ne doit pas recouper une autre interface après modification.

Plusieurs méthodes sont donc disponibles pour intégrer les incertitudes dans la construction d'un modèle structural, de façon intégrée à la réalisation du modèle ou post-opérateur

(perturbation). De nombreux travaux sont actuellement à l'étude afin d'améliorer ces méthodes. On pourra citer [Cherpeau et al. \[2009\]](#), par exemple, qui suggèrent de générer un ensemble de réseaux de failles à partir d'enveloppes d'incertitudes autour de celles-ci.

Pour des raisons de facilité d'utilisation et d'implémentation, la deuxième méthode développée par [Lecour \[2000\]](#), visant à modifier le pendage des failles a été retenue pour cette étude.

A partir d'un ensemble de modèles intégrant ces enveloppes d'incertitudes, la deuxième étape de la méthode de réduction des incertitudes consiste à sélectionner un sous-ensemble de ces modèles perturbés ou générés selon certaines lois. C'est sur cette deuxième étape que nous avons porté notre attention. L'utilisation de la restauration en volume permet, en outre, de disposer d'une approximation, aussi grossière soit-elle, de l'état des contraintes. En l'occurrence, en approchant le comportement des matériaux par une loi élastique, cette approximation se rapporte à la caractérisation des fractures en utilisant des critères de rupture, encore appelés *limites élastiques*.

Dans la section suivante, une méthode de réduction d'incertitudes utilisant la restauration en cartes est décrite, méthode dont s'inspirent les résultats présentés dans ce chapitre.

4.1.4 Incertitudes structurales et restauration

L'approche traditionnelle de la restauration consiste à restaurer une coupe ou une carte et à modifier la géométrie restaurée si celle-ci présente des incohérences. Les approches paramétriques, pour les restaurations en cartes, ou les méthodes volumiques imposent la conservation des discontinuités lors de la restauration. Ainsi, les incohérences géométriques observées, telles que les espaces vides ou les superpositions de matériaux, dans l'état restauré ne peuvent plus être observées. Dans cette nouvelle classe de méthodes, l'analyse de la déformation est devenue un outil indispensable quant à la qualification de la cohérence d'un modèle.

4.1.4.1 Incertitudes structurales et restauration en cartes

Une première approche réalisée par [Caumon and Muron \[2006\]](#) et [Corbel and Caumon \[2007\]](#), utilisant la restauration en cartes (méthode paramétrique, Section 1.2.3.3) afin de caractériser les incertitudes sur le rejet transverse des failles, est à la base de l'approche présentée ici. Ces derniers auteurs ont proposé de simuler, à l'aide d'un échantillonnage de Monte-Carlo, plusieurs modèles de déplacements des failles (figure 4.6), conformes aux données géométriques disponibles et aux modes de déformation connus. Tel que le

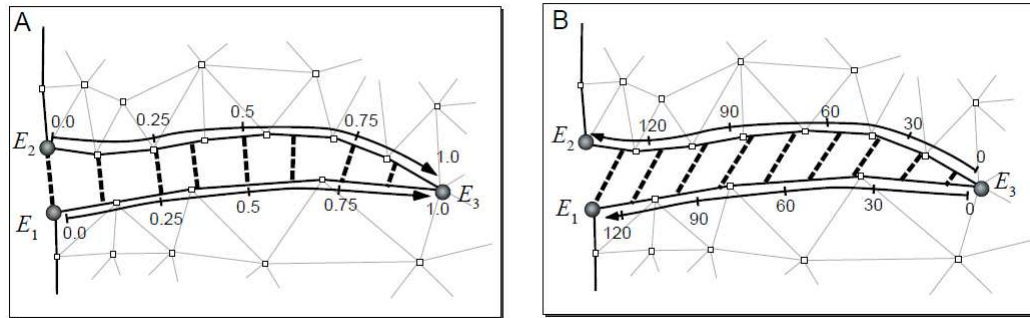


Figure 4.6 – Simulation de rejet de failles. Figure (A) : le déplacement est défini à partir des coordonnées curvilinéaires normalisées. Figure (B) : le déplacement est calculé à partir des coordonnées métriques définies par l'extrémité de la faille. D'après [Caumon and Muron \[2006\]](#).

montre la figure 4.6, la composante transverse est modifiée à partir d'une paramétrisation différente des bords de failles :

1. Coordonnées curvilinéaires définies à partir du bord de faille ;
2. Coordonnées métriques définies par l'extrémité de la faille.

La restauration en carte est ensuite utilisée pour calculer la probabilité du rejet de faille. Chacun des modèles est restauré et plusieurs paramètres sont extraits afin de caractériser les incertitudes. Les modèles cohérents sont ensuite sélectionnés en utilisant un algorithme de Metropolis-Hastings [[Tarantola, 1987](#)]. Dans leurs travaux, les différents paramètres choisis pour le calcul des incertitudes sont principalement des écarts-types des paramètres liés à la rétro-déformation calculée à partir de la restauration :

- La dilatation est centrée à 0 ;
- Le rapport des élongations principales est centré à 1 (le tenseur des déformations étant supposé isotropique) ;
- Le produit scalaire des gradients des vecteurs curvilinéaires, utilisés lors de la paramétrisation de la surface, est centré à 0 (orthogonalité de la paramétrisation).

Cette méthode permet ainsi de choisir des modèles pour lesquels la distribution de la dilatation est la plus probable. L'exemple introduit en 4.1.1 présentait des zones où la dilatation variait de façon importante dans son état restauré. Dans le cas des travaux de [Caumon and Muron \[2006\]](#), les figures 4.7 a) et b) illustrent deux modèles perturbés, utilisant une méthode d'optimisation locale des rejets de faille et leur dilatation respective calculée à partir de la restauration. La connaissance de l'incertitude sur le rejet transverse tel que le présentent [Caumon and Muron \[2006\]](#) et [Corbel and Caumon \[2007\]](#) impose de pouvoir disposer d'un échantillonnage suffisant des modèles respectant cette incertitude. Dans les travaux de ces derniers auteurs, l'accent est porté sur la modification du rejet transverse des failles.

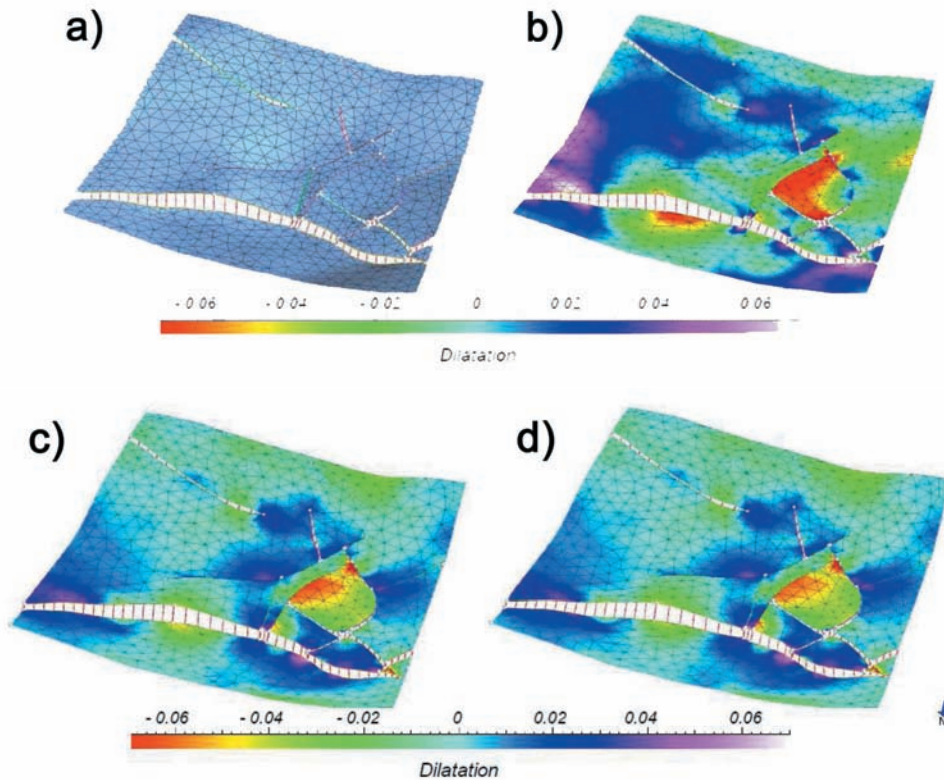


Figure 4.7 – Dilatation calculée pour deux modèles localement perturbés. a) Modèle initial. b) Modèle initial avec la propriété de dilatation, calculée à partir de la rétro-déformation. c) et d) Modèles perturbés avec deux optimisations locales des rejets différentes (pour comparaison), avec la propriété de dilatation, calculée à partir de la rétro-déformation. D’après [Corbel and Caumon \[2007\]](#).

Afin d’utiliser la restauration en trois dimensions, il s’agit de choisir des méthodologies de perturbation équivalentes permettant la modification géométrique des surfaces de failles, des cartes de rejet, et des topologies du réseau de failles.

La perturbation des géométries des failles (et leurs incertitudes) peut alors être prise en compte dans la détermination d’un ensemble de modèles *a posteriori*. Pour sélectionner les modèles les plus probables, la restauration en volume permet de calculer ces paramètres de sélection sur tout le volume.

4.1.4.2 Incertitudes structurales et restauration en volumes

La restauration en volume peut se faire en calculant un champ de déformations issu d’une approximation du comportement des roches en tant que matériaux élastiques. Ce

calcul se fait généralement à l'aide d'un code en Éléments Finis. La géométrie du toit de la séquence est imposée (telle qu'une surface plane par exemple) et la configuration finale du modèle est calculée en respectant le principe de minimisation de l'énergie de déformation. En restauration volumique (et également en restauration en cartes par approche paramétrique), chaque discontinuité est traitée comme un contact parfait (sans friction) qui doit être respecté au cours de la déformation.

De ce fait, l'établissement des incohérences géologiques est impossible dans les restaurations traditionnelles en coupes : les incohérences géométriques ne peuvent plus être mises en exergue dans l'état restauré. Plusieurs auteurs [Massot, 2002; Muron, 2005; Maerten and Maerten, 2006; Moretti *et al.*, 2006] suggèrent de déterminer les incohérences des modèles structuraux à l'aide de la restauration volumique en examinant les disparités des distributions de la déformation (déformations principales et dilatation).

Par ailleurs, l'hypothèse de comportement élastique des roches permet d'évaluer le tenseur des contraintes, à l'aide de la loi de Hooke (Eq. 2.6). Ce tenseur peut être caractérisé par un facteur de forme de l'ellipsoïde des contraintes. Il permet d'estimer localement le contexte tectonique prédominant (compression, extension et décrochement). On extrait localement l'état de déformation prédominant grâce au facteur de forme de l'ellipsoïde des contraintes. Disposant également de mesures locales de la déformation (type mesure-essai sur carotte au niveau des puits, caractérisation des tectoglyphes en affleurement ou état de fracturation), cette méthode permet alors de caler un sous-ensemble de modèles générés sur les mesures en utilisant ce critère.

En s'appuyant sur les notions développées sur les méthodes en cartes, la section suivante présente la méthode de réduction d'incertitudes structurales à l'aide de la restauration en trois dimensions.

4.2 Réduction des incertitudes

L'avènement des techniques de restauration en volume (cf. Chapitre 1), basées notamment sur l'utilisation de la méthode des Éléments Finis, ouvre plusieurs sujets de recherche quant à son utilisation dans un contexte d'exploration pétrolière. En effet, en utilisant les résultats de la restauration en volume, propres à l'analyse mécanique traditionnelle, il est alors possible d'utiliser la restauration comme un outil de contrôle de la qualité (*i.e.* la cohérence) tant au niveau géométrique que mécanique (ou cinématique dans la mesure où les roches sont considérées comme élastiques).

L'objectif de ce travail a été d'analyser le potentiel de la restauration en volume pour la réduction des incertitudes structurales. L'objectif est de contraindre la géométrie des surfaces des failles d'un modèle structural à partir des connaissances du (ou des) mode(s) de déformation principal(x) d'une structure géologique. Dans ce chapitre, les diapirs de

sel (et principalement l'ensemble des roches se comportant comme des solides fortement visco-plastiques, *i.e.* argiles) ne sont pas traités. Cette méthodologie nécessite de disposer d'un ensemble de modèles provenant soit de plusieurs interprétations, soit de perturbations géométriques à partir d'un modèle de référence. Un ensemble d'invariants (mécaniques ou géométriques) sont calculés et permettent de discriminer un sous-ensemble des modèles perturbés. Ce type de problème fait partie de la classe des problèmes inverses [Tarantola, 1987] pour lesquels le traitement d'un ensemble de données *a priori* rend possible une classification sur les critères des modèles de départ.

La méthodologie générale peut être décrite comme suit :

- (i) Une enveloppe d'incertitudes sur la géométrie des failles (toutes ou partie) est déterminée au préalable, en utilisant des déformations libres de formes, des déformations contraintes, ou déterminée à partir d'un nombre fini des paramètres de la surface de failles (tel que le pendage par exemple) ;
- (ii) Chacun des modèles perturbés est restauré en utilisant une méthode mécanique (telle que Muron *et al.* [2005] pour cette étude). Les invariants mécaniques sont calculés à partir du champ de déplacements ;
- (iii) Enfin, un sous-ensemble de modèles est déterminé à partir d'une ou plusieurs lois de sélection.

Cette procédure permet de choisir un sous-ensemble des modèles perturbés les plus compatibles avec l'exigence de la construction d'un modèle cohérent. Le modèle doit ainsi respecter le modèle cinématique connu, la distribution des fractures, ou encore la minimisation de la dilatation.

4.2.1 La restauration mécanique comme outil de sélection des modèles cohérents

La première étape de la méthode proposée dans ce chapitre, qui s'appuie sur des travaux précédemment énoncés, consiste à générer un ensemble de modèles structuraux perturbés. Une deuxième étape vise à calculer un (ou plusieurs) critère(s) de sélection, à partir de l'état restauré. En restauration en cartes, les travaux antérieurs proposent de calculer des paramètres liés à la déformation des horizons stratigraphiques, comme la dilatation ou les composantes principales du tenseur des déformations [Maerten and Maerten, 2006; Caumon and Muron, 2006; Corbel and Caumon, 2007; Moretti, 2008]. Dans cette partie, il est présenté un troisième paramètre, le facteur de forme de l'ellipsoïde des contraintes, utilisé notamment dans les méthodes d'inversion du glissement des failles.

On considère ici que le problème inverse peut être modélisé à l'aide de la notion de continuum mécanique et une hypothèse de comportement élastique des roches (pour respecter la conservation du volume des roches durant la déformation). L'utilisation de la

géomécanique permet de sélectionner les modèles les plus probables à partir de critères mécaniques. Par exemple, [Maerten *et al.* \[2006\]](#) ont utilisé une perturbation locale des contraintes (calculée à partir de la restauration), dues à des mouvements de failles afin de réduire l'incertitude structurale sur un ensemble de modèle stochastiquement perturbés à partir d'un modèle de référence, cf. figure 4.8. Dans ce cas, l'élasticité est utilisée afin de conserver le volume et de minimiser l'énergie de déformation.

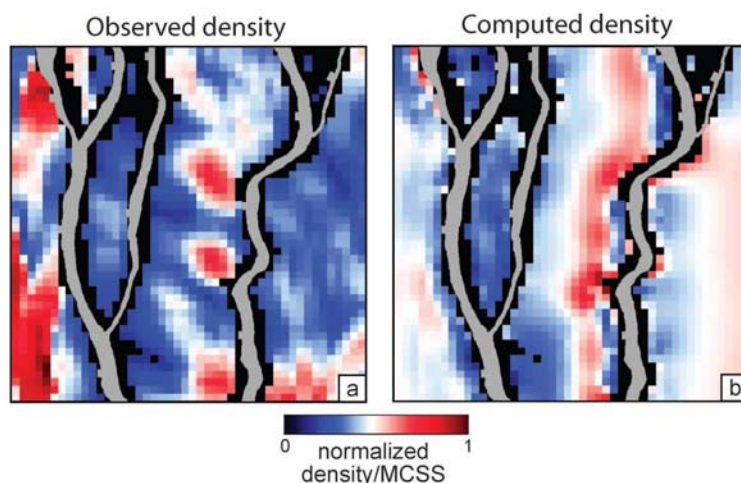


Figure 4.8 – Comparaison des champs de contraintes de cisaillement de Coulomb observés a) et calculés b) à partir de la méthode par éléments frontières. Sur chaque élément de la discrétisation des frontières du modèle, des conditions en déplacements sont appliquées à partir de la distribution du glissement, déduite du cube sismique. D'après [Maerten *et al.* \[2006\]](#).

4.2.2 Déformation, fracturation et plissement

Sous des conditions de contraintes suffisantes, la déformation des roches ductiles entraîne une fracturation lorsque la cohésion du matériau ne permet plus de conserver son intégrité²⁶. En effet, l'état de contrainte local contrôle la genèse ou la propagation des fractures. Leurs modes d'ouverture dépendent cependant du contexte tectonique, et donc de la forme de l'ellipsoïde définie par les vecteurs propres du tenseur des contraintes. Ces modes d'ouverture des fractures, qui peuvent se combiner, sont au nombre de trois en fonction de la direction du déplacement le long des bords de la surface de décohésion (cf. figure 4.9).

- Mode I : ouverture ;
- Mode II : glissement plan ;

26. Ou lorsque le critère de rupture est atteint.

– Mode III : glissement anti-plan.

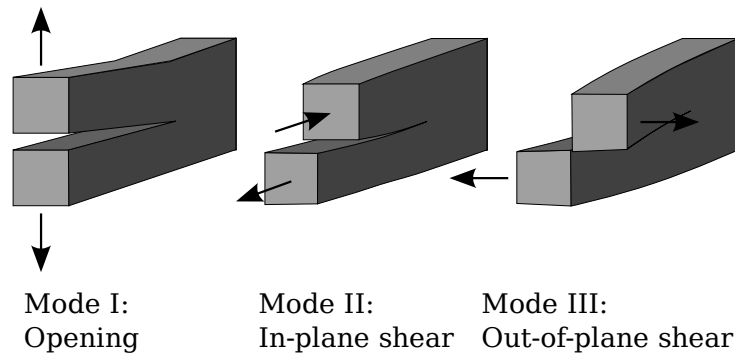


Figure 4.9 – Les trois modes de fracturation. Les flèches indiquent la direction de déplacement. Mode I : ouverture. Mode II : glissement plan. Mode III : glissement anti-plan. D’après Irwin [1957] et Rice [1968].

Les différents modes de fracturation sont initiés dans des contextes tectoniques particuliers. La figure 4.10 montre les différentes familles de fractures en fonction de ce contexte. Dans cette figure, la convention utilisée correspond à celle utilisée en géologie [Anderson, 1951] : si σ_1 est vertical, le régime tectonique est l’*extension* ; si σ_2 est vertical, le régime tectonique est le *décrochement* ; si σ_3 est vertical, le régime tectonique est la *compression*.

Une orientation spécifique des contraintes principales est caractéristique de chacun des modes principaux : mode 1 et 3, extension et compression, mode 2, décrochement. A l’échelle macroscopique (*i.e.* où les déformations non-linéaires sont délimitées à des petites zones), l’orientation des contraintes principales est accessible.

La formation et l’activation des fractures s’effectuent sous des conditions particulières de l’état local de la contrainte. Ainsi, on définit un critère, appelé *critère de rupture*, permettant de préciser la limite d’élasticité d’un matériau, et par ce biais, quantifier la résistance intrinsèque de ce matériau à la rupture. Un critère de rupture caractérise la condition en contraintes pour laquelle le matériau perd localement sa cohésion. Le matériau, ne résistant plus aux contraintes *in situ*, se disloque localement, et les contraintes sont dites “relaxées”. Le comportement à la rupture peut être caractérisé selon plusieurs paramètres :

1. La déformation ;
2. Les contraintes principales, utilisées dans le critère de Mohr-Coulomb [Coulomb, 1773; Mohr, 1900] ou celui de Tresca [Tresca, 1864] ;
3. L’énergie de déformation : les critères basés sur l’énergie consistent à déterminer l’énergie de déformation suffisante afin d’atteindre un seuil de fracturation. On peut

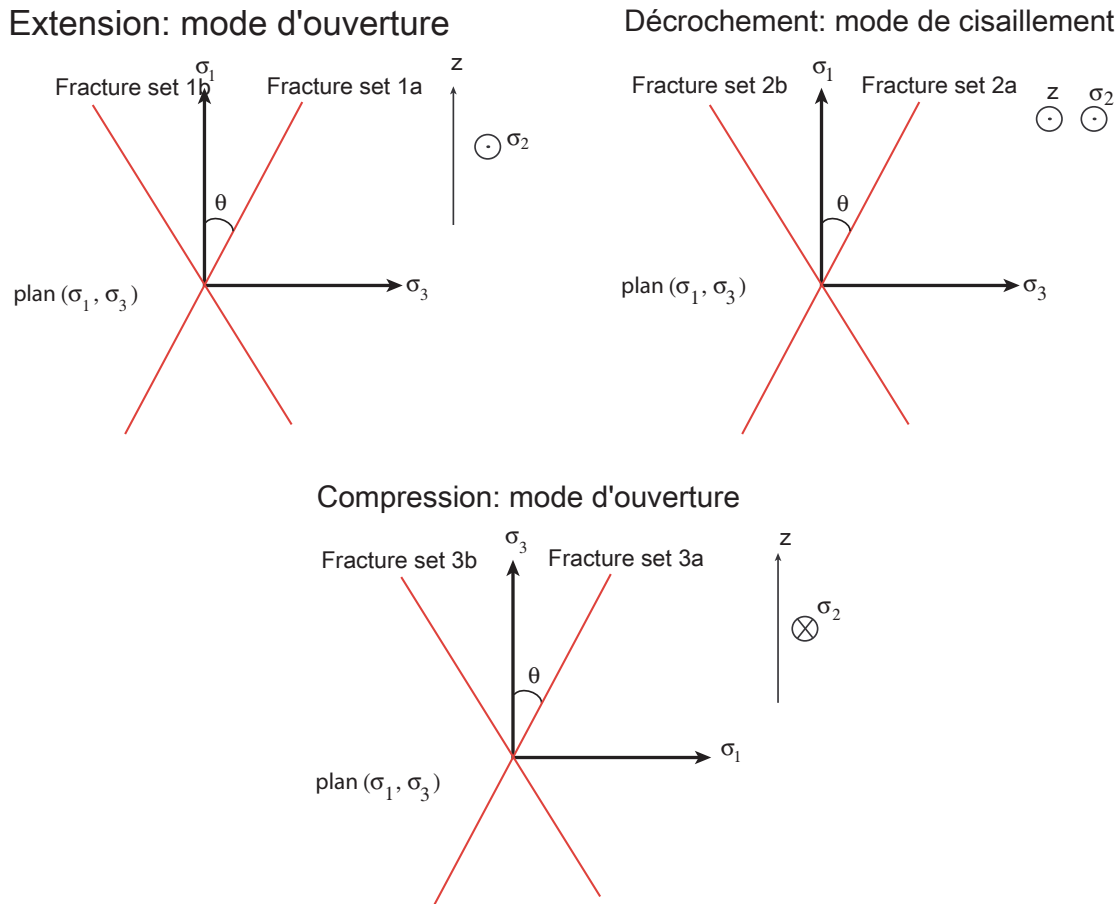


Figure 4.10 – Les différentes familles de fractures en fonction du contexte tectonique. L'orientation du plan moyen de la fracturation est un paramètre pris en compte notamment pour la détermination des plans de glissement dans le critère de rupture de Mohr-Coulomb, par exemple.

citer le critère de Griffiths [Griffith, 1924] ou le critère de Von Mises [von Mises, 1913].

Le critère de Mohr-Coulomb, comme le souligne Mandl [1988] et Guiton [2001], permet l'analyse des contributions des plans de discontinuités d'un matériau homogène isotrope. Ce critère a été choisi dans ce travail. Le calcul de ce critère est basé sur la relation entre les contraintes principales et un plan de glissement. Ce critère se formalise selon la

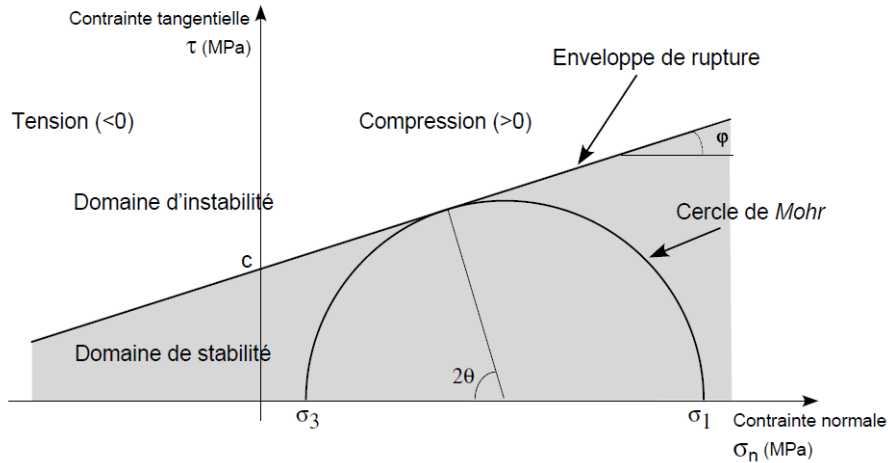


Figure 4.11 – Représentation graphique du critère de rupture de Mohr-Coulomb. τ et σ_n sont la contrainte tangentielle et la contrainte normale, respectivement. Le critère de Mohr-Coulomb est représenté par une demi-droite tangente définie par $\mu = tg(\varphi)$ et le coefficient de cohésion C . Le tracé du cercle de Mohr (passant par σ_1 et σ_3) permet de déterminer s'il y a fracturation lorsque celui-ci est tangent ou sécant avec les demi-droites. L'orientation des plans de fracturation forment alors un angle θ avec σ_3 . Le critère de Mohr-Coulomb s'exprime alors selon l'équation suivante, avec la convention géomécanique : $C \leq \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \frac{1}{\cos(\varphi)} - \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} tg(\varphi)$. D'après [Macé \[2006\]](#).

relation [4.3](#)²⁷

$$\tau + \mu\sigma_n - C \leq 0 \quad (4.3)$$

avec τ la contrainte tangentielle, σ_n la contrainte normale, μ le coefficient de frottement interne et C la cohésion du matériau. Cette relation peut être représentée graphiquement à partir des contraintes principales (figure [4.11](#)).

[Macé \[2006\]](#) propose d'évaluer une probabilité de densité de fracturation, ainsi qu'une probabilité des orientations de ces fracturation à l'aide des contraintes de la rétro-déformation et une enveloppe des paramètres φ et C du critère de Mohr-Coulomb.

Nous proposons d'utiliser ses travaux en sélectionnant une sous-famille des fractures générées. Seules les fractures générées à partir des contraintes liées à la tectonique régionales (l'une des contraintes principales verticales).

27. La convention de mécanique a été choisie pour orienter σ et τ . Celle-ci est inverse de celle utilisée en géomécanique où il est plus classique d'écrire le critère de rupture selon :

$$C \leq \tau + \mu\sigma_n \quad (4.2)$$

Comme le souligne [Guiton \[2001\]](#), l'étude de terrain ou les relevés de carottes permettent de caractériser les contraintes enregistrées (ou paléo-contraintes) à l'aide de marqueurs du mouvement d'origine tectonique sur les plans de failles ou les fractures, appelés aussi tectoglyphes. Un tectoglyphe peut être représenté par les stries sur une surface de glissement de faille, les surfaces stylolithiques ou encore l'orientation des minéralisations le long des joints. L'orientation des tectoglyphes permet alors d'accéder à l'orientation des paléo-contraintes qui ont engendrées ces structures.

Dans ce sens, [Angelier \[1979\]](#) propose de déterminer l'orientation des composantes principales du tenseur des paléo-contraintes à l'aide des pendages et azimuts des populations de failles. Dans cette approche, ce dernier fait l'hypothèse que chaque population de failles est générée à partir d'un seul évènement tectonique, et donc gouvernée par un unique tenseur de contraintes régionales. Cette approche est limitative à des cinématiques structurales pour lesquelles les séquences tectoniques sont composées d'un seul évènement. Cette remarque met ainsi en évidence la difficile nécessité de trier les mesures effectuées sur le terrain (les tectoglyphes) relativement à un même évènement tectonique. Cette problématique est commune avec la restauration qui accommode à chaque étape de restauration l'ensemble des déformations affectant la couche de référence (généralement la plus contemporaine). Plusieurs méthodes afin de pallier ce problème sont disponibles dans la littérature quant à l'inversion des paléo-contraintes à partir de populations de failles, utilisant principalement des triages statistiques, basés sur les ensembles de Cantor [[Etchecopar et al., 1981](#); [Otsubo et al., 2008](#); [Perez-Lopez and Paredes, 2006](#)], ou encore en transposant les invariants des tenseurs des paléo-contraintes dans un espace paramétrique, espace- σ [[Fry, 2001](#)] ou en utilisant la transformée de Hough [[Yamaji et al., 2006](#)].

[Sassi and Faure \[1997\]](#) ont également utilisé ce critère afin de discriminer les types de glissement de failles en déterminant le régime de contraintes par modélisation numérique (méthode des éléments finis ou des éléments distincts) de la déformation sur trois cas d'étude. Le tenseur des contraintes est ainsi calculé sur l'ensemble du modèle et ses composantes principales évaluées au vu de la classification de [Anderson \[1951\]](#).

Inversement, et c'est l'objectif de ce travail, la restauration permet d'accéder à une évaluation du tenseur des paléo-déformations. Poursuivant l'hypothèse selon laquelle les roches se comportent comme des matériaux élastiques (loi de Hooke ou néo-hookéenne pour les grandes déformations), le tenseur des contraintes se calcule selon l'équation [Eq. 2.4](#). Les directions principales du tenseur des paléo-contraintes à l'aide du rapport de forme de ce tenseur. Selon [Wallace \[1951\]](#) et [Bott \[1959\]](#), le rapport de forme des contraintes (aussi appelé facteur de forme de l'ellipsoïde des contraintes, dont les axes principaux sont définis par les contraintes principales) permet de déterminer la direction du glissement sur le miroir de faille. Il est choisi deux définitions du rapport de forme du tenseur des paléo-contraintes, R et R^* , d'après [Guiton \[2001\]](#).

Definition 4.2.1 R et R^* sont définis par :

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (4.4)$$

où $\sigma_1 > \sigma_2 \geq \sigma_3$ sont les trois valeurs propres (ordonnées) du tenseur, dans le référentiel local, des contraintes $\underline{\underline{\sigma}}$.

$$\text{En extension, } \sigma_z = \sigma_1 \quad R^* = 2 + R \quad (4.5)$$

$$\text{En décrochement, } \sigma_z = \sigma_2 \quad R^* = 2 - R \quad (4.6)$$

$$\text{En compression, } \sigma_z = \sigma_3 \quad R^* = R \quad (4.7)$$

avec σ_z la contrainte verticale.

Cette classification, principalement issue de la mécanique, peut être mise en relation avec celle issue de la géologie qui considère une des contraintes principales comme étant verticale, soit la classification de [Anderson \[1951\]](#). En identifiant la direction de contrainte principale la plus verticale et en calculant R^* , on peut décrire quelles sont les conditions de l'état local des contraintes et caractériser la rupture du matériau. on peut ainsi évaluer les orientations probables des fractures, en relation avec la tectonique régionale. Comparativement au travail de [Macé \[2006\]](#), on extrait ainsi qu'une sous-partie des fractures potentielles, que l'on peut qualifier d'indicateur de fracturation régional.

En pratique, les orientations des composantes principales du tenseur des contraintes sont évaluées. Une des composantes principales du tenseur des paléo-contraintes est identifiée comme étant la plus verticale. La longueur de la composante verticale est évaluée (elle doit être la plus grande). Elle est stockée puis utilisée comme un indice de confiance. En chaque point du continuum, le calcul de R et de R^* (transformation linéaire de R de 0 à 3, en fonction de l'orientation de $\sigma_1 > \sigma_2 \geq \sigma_3$) est utilisé pour caractériser le régime des contraintes à l'aide du stéréogramme figure [4.12](#). D'après ce diagramme, une valeur de R^* comprise entre 0 et 1 correspond à un état de compression, alors qu'une valeur de 3 correspond à un état d'extension, l'orientation de ces régimes tectoniques dépendant de l'agencement des trois contraintes principales.

La contrainte la plus verticale est notée $\vec{\sigma}_v$, et sa composante verticale $p_z \left(\vec{\sigma}_v \right)$. Si $\vec{\sigma}_v$ est vertical, alors $p_z \left(\vec{\sigma}_v \right) = 1$. Dans ce cas, le trièdre $\left(\vec{\sigma}_1, \vec{\sigma}_2, \vec{\sigma}_3 \right)$ définit un référentiel dont l'un des plans est horizontal, R^* calculé correspondant exactement à la définition [4.2.1](#). Si les axes principaux sont orientés avec le même angle en valeur absolu, soit 45° , avec l'axe vertical, alors $p_z \left(\vec{\sigma}_v \right) = \frac{\sqrt{2}}{2}$. Ainsi, $\frac{\sqrt{2}}{2} \leq p_z \left(\vec{\sigma}_v \right) \leq 1$, la borne inférieure $\frac{\sqrt{2}}{2}$ valant pour un indice de confiance faible et 1 pour un indice de confiance fort.

A des fins de lisibilité, cet indicateur de confiance est noté $QC(R^*)$, soit l'équation 4.8 :

$$QC(R^*) = p_z(\vec{\sigma}_v) \quad (4.8)$$

On calcule donc R^* uniquement pour $QC(R^*) \geq \text{valeurlimite}$. Ce nouveau facteur $\overline{R^*}$ définit l'indicateur de fracturation régional. La caractérisation de l'orientation du trièdre des direction principales des contraintes définit le mode possible de fracturation [Guiton, 2001], ainsi que les orientations des fractures potentielles influencées par la tectonique régionale.

Pour simplifier, on peut synthétiser le diagramme figure 4.12 de Guiton [2001] avec le tableau suivant, Table 4.1.

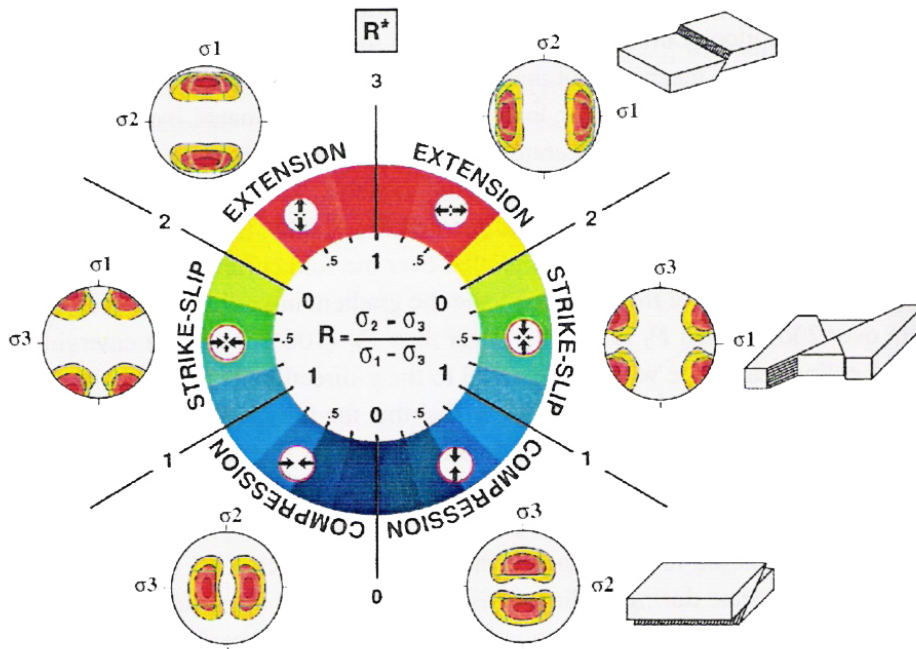


Figure 4.12 – Facteur de forme de l'ellipsoïde des contraintes R^* . Les stéréogrammes montrent l'orientation des axes des contraintes principales, $\vec{\sigma}_1$, $\vec{\sigma}_2$ et $\vec{\sigma}_3$. D'après Guiton *et al.* [2003].

Le calcul de R^* est effectué à partir du champ de déplacements issus de la restauration. Une rétro-compression, dans le sens de la restauration, dénotée par $R^* = 0$ (par exemple) signifie en fait une extension dans le sens de déformation génétique (opposé des champs de déplacements issus de la restauration). La figure 4.13 récapitule l'ensemble des étapes de la méthodes proposée pour la réduction d'incertitudes utilisant la restauration volumique.

R^*	0	1.5	3
Contexte tectonique	compression	décrochement	extension
Mode de fracturation	Mode 1 et 3	Mode 2	Mode 1
Familles de fractures ^a	1 a/b et 3 a/b	2 a/b	1 a/b

Table 4.1 – Contexte tectonique en fonction de R^* . D’après [Guiton \[2001\]](#).

a. Cf. figure 4.10.

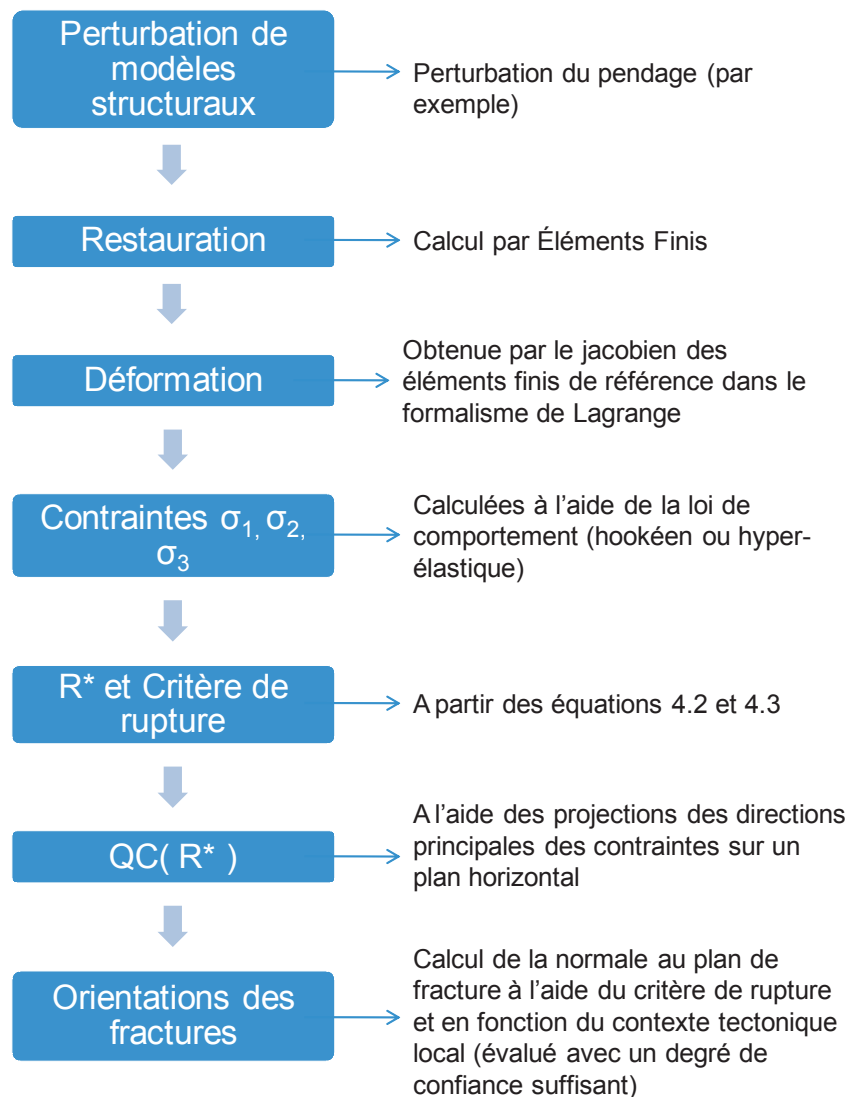


Figure 4.13 – Procédure pour réduire les incertitudes utilisant la restauration structurale et le régime tectonique local.

Par la suite, nous prendrons la convention suivante : les valeurs de R^* caractérisent la déformation génétique de l'état restauré vers l'état actuel. Cette convention est récapitulée dans le tableau 4.2) :

	Déformation génétique	Rétro-déformation
$0 \leq R^* \leq 1$	compression	rétro-extension
$1 \leq R^* \leq 2$	décrochement	rétro-cisaillement (dans le sens opposé)
$2 \leq R^* \leq 3$	extension	rétro-compression

Table 4.2 – Correspondance entre rétro-déformations et déformations génétiques pour le facteur de forme des contraintes modifié R^* .

Cette méthodologie est appliquée dans la section suivante sur un cas réel d'anticlinal situé dans la zone sub-Andine en Bolivie.

4.3 Application au cas d'un anticlinal faillé de la zone sub-Andine (Bolivie)

L'approche présentée ci-dessus est appliquée au cas d'un anticlinal faillé, situé dans la zone sub-Andine en Bolivie. Le modèle utilisé est celui présenté par [Moretti et al. \[2006\]](#) et [Moretti et al. \[2007\]](#) en tant qu'application du code Kine3d3 en restauration mécanique. Il est proposé d'utiliser une perturbation du pendage de la faille sub-horizontale, la plus à l'Est du modèle. Le pendage est modifié de façon globale, et le modèle volumique (maillage tétraédrique) reconstruit pour chaque perturbation. En effet, les outils de perturbations de maillages tétraédriques, conservant la topologie n'étaient pas à disposition dans le géomodeleur GOCAD au moment de la rédaction de ce travail.

4.3.1 Contexte géologique

La zone sub-Andine se situe à la frontière Est des Andes et chevauche le Chili, l'Argentine, le Paraguay et la Bolivie. La zone d'étude est à la limite Est des Cordillères [[Roeder, 1988](#); [Sheffels, 1990](#); [Moretti et al., 1996](#)]. C'est un système Néogène de chevauchement, orienté vers l'Est. Il est principalement affecté par plusieurs niveaux de décollement sous-jacents [[Baby et al., 1992](#); [Moretti et al., 1996](#); [Colletta et al., 1999](#)]. Comme le note [Florez-Niño et al. \[2005\]](#), ce système constitué de dépôts sédimentaires Paléozoïques à Quaternaires forme un réservoir sédimentaire caractéristique des zones de compression. Il est principalement constitué de grès peu poreux et d'argiles.

Stratigraphie

Les nappes de charriage consistent principalement en une séquence silico-clastique, de type dépôt de plateforme datant du Paléozoïque et du Mésozoïque. Le principal niveau de décollement est situé dans l'unité argileuse Silurien Kirusillas ainsi que, de façon secondaire, les formations Dévoniennes Iquiri, Icla et Los Monos [Baby *et al.*, 1992]. Dans cette super-séquence (Ordovicien Supérieur à Dévonien Supérieur), la lithologie progresse, ensuite, d'argileuse (roches mères) à gréseuse (Paléozoïque), alternativement, et principalement des dépôts de plateformes silico-clastiques marins, dans un contexte d'avant-pays. Cette para-séquence Dévonien-Silurien mesure environ 10 km d'épaisseur [Moretti *et al.*, 2002]. L'ensemble des grès de cet ensemble forme de bons réservoirs, notamment la formation Huamampampa qui constitue la totalité de la couche à l'étude dans cette partie.

L'architecture évolue ensuite vers un dépôt d'avant pays de type continental Néogène, d'une épaisseur d'environ 3 km.

Structures

Le développement de cette chaîne de plissement a débuté à la fin de l'Oligocène et s'est principalement déroulé durant les dernières 6 Ma, depuis la fin du Miocène [Gubbels *et al.*, 1993; Moretti *et al.*, 1996]. Les structures de ces chaînes de plissement présentent une faible épaisseur, ayant des variations d'amplitude en fonction du niveau de décollement et du raccourcissement, décroissant de 140 km à 70 km du Nord au Sud.

Comme le note Moretti *et al.* [1996], l'évolution structurale de la zone est un jeu entre les variations de raccourcissement et les différents niveaux de décollement. Au front Est en Bolivie, la rotation des axes transverses des anticlinaux indiquent que les Andes y forment un arc. La répartition Nord-Sud des sédiments, épais au Nord, plus fins au Sud pourrait indiquer une variation latérale de faciès. De fait, plusieurs structures transverses (d'axe Est-Ouest) sont initiées et des rotations régionales des contraintes [Fischer and Wilkerson, 2000].

4.3.2 Génération des interprétations structurales

Le modèle présenté par Moretti *et al.* [2006] est extrait d'une zone restreinte du front Est sub-Andin, figure 4.14. Ce modèle structural constitue le modèle de référence de cette étude. Il sera nommé "modèle initial" ou modèle 1. A partir de ce modèle, seront générés plusieurs modèles perturbés. Le type de perturbations choisies pour cette application est la deuxième méthode présentée par Lecour [2000], à savoir une perturbation globale du pendage de faille. Cette méthode a l'avantage de pouvoir générer des perturbations modifiant le style tectonique originel et donc, le type de fracturation. Elle est également simple à utiliser. La construction du modèle structural est détaillée dans Moretti *et al.* [2007].

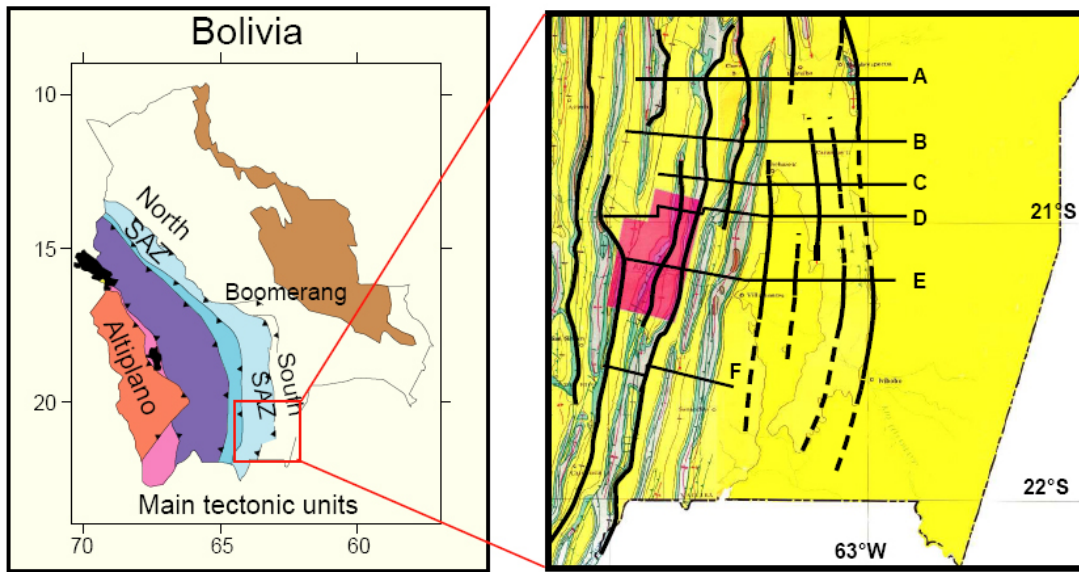


Figure 4.14 – Localisation de la zone d'étude. D'après [Moretti et al. \[2007\]](#).

L'épaisseur de l'unité considérée (formation Huamampampa, Dévonien, constituée de grès de Santa Rosa à grains moyens inter-stratifiés d'argiles) est de 1.2 km en moyenne. Cette séquence est le lieu de 3 zones de transfert de failles s'encrant sur le même niveau de décollement [[Moretti et al., 2007](#)].

Cinq modèles structuraux, notés Modèle 2, 3, 4 et 5 (ou "Final"), respectivement, sont générés à partir d'une perturbation incrémentale du pendage global du plan moyen de la faille la plus à l'Est, notée \mathcal{F}_{Est} , d'un angle de 10, 30, 50 et 70°, respectivement. Ces modèles sont maillés à l'aide de tétraèdres. Une modification du pendage de cette faille perturbe également les structures secondaires d'axe Nord-Sud.

Sur la figure 4.15, le modèle initial et 3 modèles perturbés (modèles 2, 3 et 5, la géométrie du modèle 4 étant sensiblement identique à celle du modèle 3) sont illustrés, ainsi que leur maillage respectif. On peut noter la différence des longueurs des horizons perpendiculairement aux surfaces de failles entre les modèles. Cette différence entraînera des disparités des zones de compression et d'extension lors de la restauration pour chacun de ces modèles.

Chacun de ces modèles caractérise donc un scénario structural différent. L'objectif de ce travail est donc de valider l'un des scénarii. La sélection est réalisée en restaurant tous les modèles avec les mêmes conditions aux limites. Pour chacun des modèles, le champ de déplacements associé à la restauration est calculé, ainsi que les champs de déformation qui en résultent. Connaissant la loi de comportement, les champs des contraintes peuvent être calculés sur tout le volume ainsi que le facteur de formes des ellipsoïdes des contraintes.

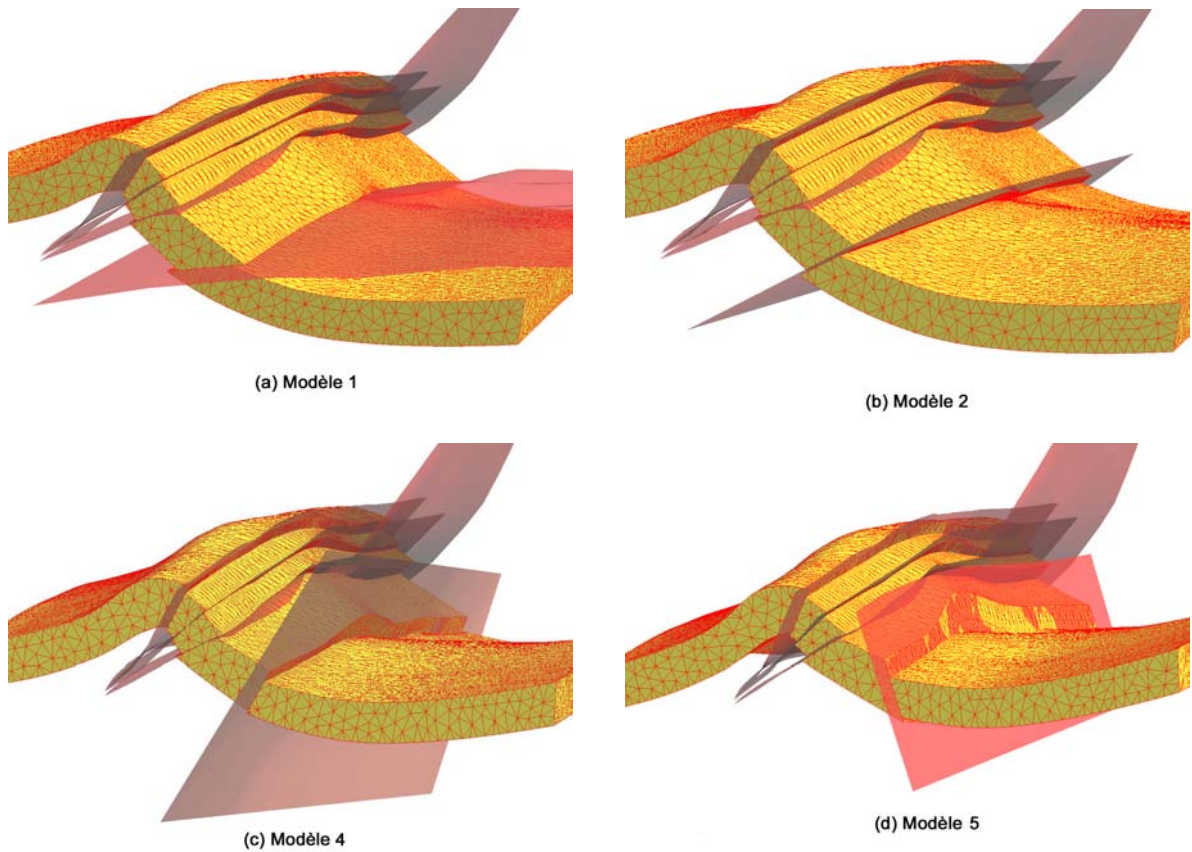


Figure 4.15 – Modification de pendage de surface de faille. La surface de faille la plus à l'est du modèle est perturbée en modifiant son pendage, transformant la faille inverse en faille normale. (a) Modèle 1 (modèle initial), (b) Modèle 2 (faille plus escarpée), (c) et (d) Modèles 4 et 5 (modèle final) avec des angles de pendage plus importants. Le modèle 3 n'est pas représenté ici : sa géométrie est relativement proche du modèle 4.

Le modèle 5 (avec \mathcal{F}_{Est} , faille normale), figure 4.15.d) implique un scénario en deux étapes tectoniques (compression, puis extension dans la même direction). Toutefois, ceci va à l'encontre des preuves acquises par les travaux de terrain [Florez-Niño *et al.*, 2005] et les quantifications cinématiques des déformations de la région [Colletta *et al.*, 1999; Lamb, 2001]. La quantification de R^* pour le modèle 5 sert ainsi de base de discussion pour comparer les modèles de cette étude.

4.3.3 Restauration et caractérisation de l'incohérence

Le calcul du facteur de forme de l'ellipsoïde des contraintes modifié (R^*) à partir de l'état restauré est illustré dans cette section pour chacun des modèles perturbés. Les mêmes conditions aux limites en déplacements sont appliquées pour chacune des restaurations. La méthode de restauration utilisée est une méthode mécanique [Muron, 2005],

utilisant un code Éléments Finis. Les matériaux sont élastiques isotropes. Les champs de déplacements déterminés à partir de ces restaurations sont utilisés pour calculer les champs de déformations (à l'aide de l'équation 2.10) ainsi que le facteur de formes de l'ellipsoïde des contraintes (Eq. 4.4), compte tenu des lois de comportements élastiques connues pour chacun des éléments (Eq. 2.6).

Conditions aux limites

Chacun des modèles est restauré en imposant les conditions aux limites de Dirichlet (en déplacements) suivantes :

1. L'horizontalité du toit du modèle ;
2. Sur le bord Est de l'anticlinal, aucun mouvement latéral et normal n'est autorisé, uniquement les mouvements verticaux ;
3. Pour les failles :
 - Les bords de failles sont fermés ;
 - Les contacts au niveau des failles sont conservés ;
 - Le même rejet transverse est spécifié pour chaque modèle ;
4. Un point est bloqué en mouvements tangents (mouvements Nord-Sud bloqués) sur la partie du toit du bloc le plus à l'Ouest de l'anticlinal.

Le tableau suivant, Table 4.3, récapitule les différents modèles utilisés, pour lesquels sont précisés la perturbation choisie et les conditions aux limites appliquées.

	Type de faille pour \mathcal{F}_{Est}
Modèle 1 (initial)	faille \mathcal{F}_{Est} inverse pendage : 0°
Modèle 2	faille \mathcal{F}_{Est} inverse pendage : $+10^\circ$
Modèle 3	faille \mathcal{F}_{Est} inverse pendage : $+30^\circ$
Modèle 4	faille \mathcal{F}_{Est} inverse pendage : $+50^\circ$
Modèle 5 (Final)	faille \mathcal{F}_{Est} normale pendage : $+70^\circ$

Table 4.3 – Les conditions aux limites appliquées pour la restauration volumique pour le modèle initial et les 4 modèles perturbés sont les suivantes : toit mis à plat, mur à l'Est fixé en x et y, fermeture des failles.

Matériaux

Les matériaux sont identiques pour chacun des blocs de failles et pour tous les modèles utilisés. Les propriétés rhéologiques (élastiques isotropes) ont été choisies à partir des travaux de [Balda and Cirigliano \[2006\]](#) pour une étude de perforation des couches Huamampampa en vue d'y établir un puits (la moyenne du module d'Young a été choisi) : 30 GPa pour le module d'Young et 0.3 pour le coefficient de Poisson. La loi de comportement utilisée est une loi hyper-élastique, approchant les grandes déformations.

Pour la quantification des fractures utilisant le critère de Mohr-Coulomb, il a été choisi une cohésion de ce matériau égale à $C = 20$ MPa et un angle de friction $\varphi = 30^\circ$, d'après les données relatifs aux grès de [Nemcok et al. \[2005\]](#) et [Lama and Vutukuri \[1978\]](#).

État restauré

Le calcul de l'état restauré est effectué par une restauration mécanique, à l'aide d'Éléments Finis, une loi de comportement hyper-élastique isotrope, et une approche statique non-linéaire [[Muron, 2005](#)]. Le résultat du calcul de la restauration mécanique est illustré figure [4.16](#) sur le modèle initial. Sur cette figure, la propriété affichée correspond au facteur de formes des contraintes R^* . Le calcul de R^* a été intégré dans le code de calcul en identifiant la contrainte principale la plus verticale de $\underline{\underline{\sigma}}$. La figure [4.17](#) illustre les quatre modèles perturbés dans leur état non restauré pour lesquels les facteurs de forme des contraintes $\overline{R^*}$ ont été calculés dans les cas où $QC(R^*) \geq 0.9$, ce qui correspond à $\vec{\sigma}_v$ faisant au plus $\approx 5.5^\circ$ avec la verticale. En remarque préliminaire, on constate que, sur l'extrados (face supérieure) de l'horizon le plus jeune, la composante décrochante diminue avec l'augmentation du pendage de \mathcal{F}_{Est} , ainsi qu'une "migration" du régime compressif vers l'Est dans le bloc le plus à l'Est.

4.3.4 Discussions

Une comparaison des distributions de R^* sur chacun de ces modèles a été réalisé en effectuant une courbe Quantile-Quantile (Q-Q plot en anglais). Cette méthode permet de comparer deux probabilités de distribution en traçant leurs quantiles l'un par rapport à l'autre. On comparera ainsi les quantiles de $\overline{R^*}$ du modèle 1 avec les modèles perturbés. On peut noter que la répartition de $\overline{R^*}$ sur les deux premiers modèles perturbés est relativement équivalente, passant du régime compressif à extensif pour les zones de relais de failles. Le modèle le plus perturbé (faille normale) présente toutefois une plus large propension au régime décrochant que le modèle initial.

Pour chacun des modèles, et selon la méthodologie présentée à la section [4.2](#), les orientations des fractures potentielles sont évaluées, en fonction de $\overline{R^*}$, $QC(R^*)$ et du critère de Coulomb. La caractérisation des orientations de fractures pour le modèle initial

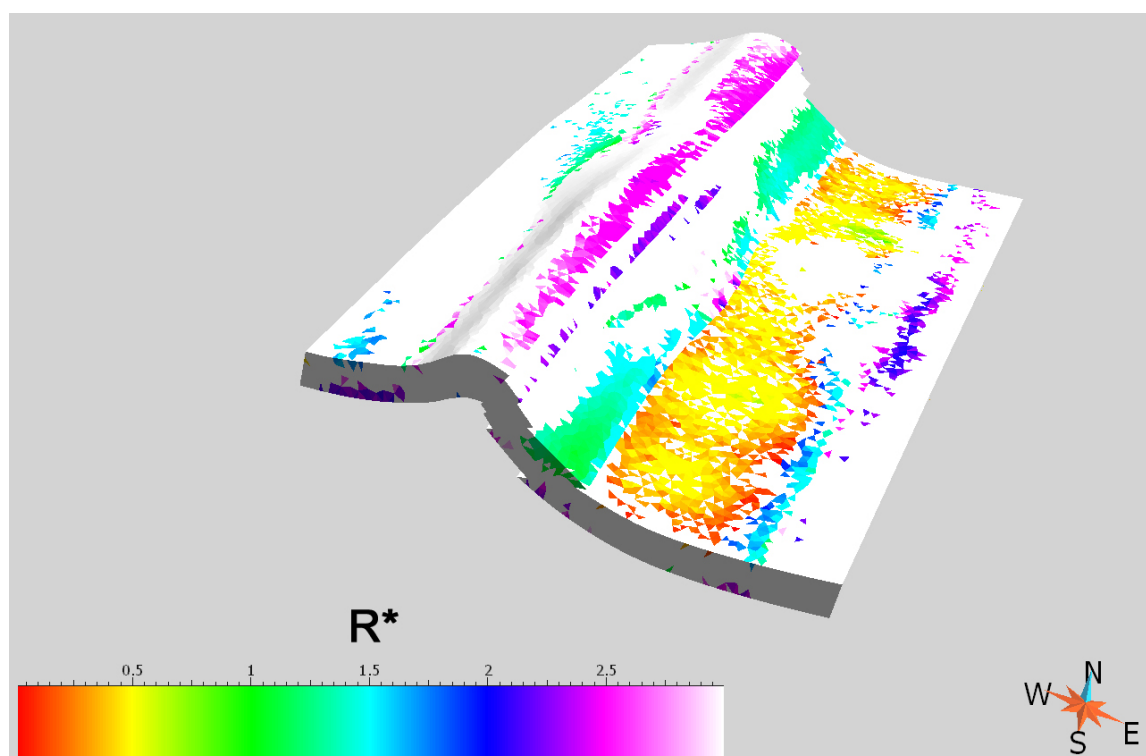


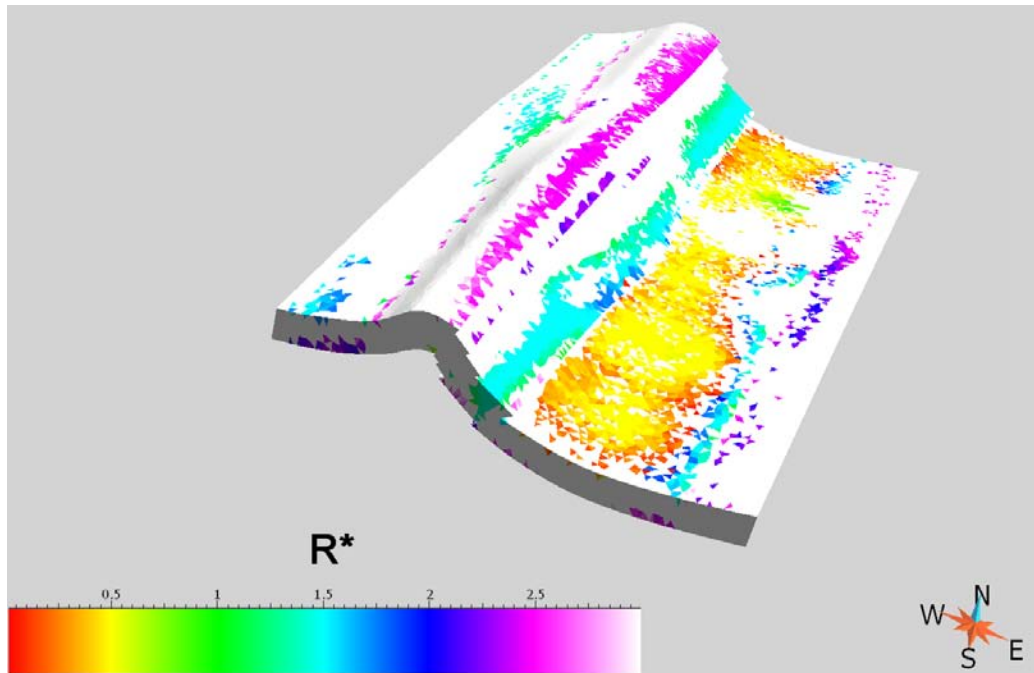
Figure 4.16 – Calcul du facteur de forme des contraintes ($\overline{R^*}$) sur un anticlinal faillé de la zone sub-Andine en Bolivie (Modèle initial). Ce facteur de forme est calculé à partir des rétro-déformations. La couleur blanche correspond à des non-valeurs (tétraèdres pour lesquels $QC(R^*) < 0.9$).

est illustrée par la figure 4.19²⁸. La nomenclature de la figure 4.10 indique deux familles, notées **a** et **b**, en fonction du signe de l'angle de friction dans le critère de rupture. Un ensemble de fractures d'une des familles indiquent donc l'orientation des fractures, le sens étant précisé selon qu'elle appartienne à la famille **a** ou **b**. Seul les azimuts de la famille **a** sont représentés dans les figures.

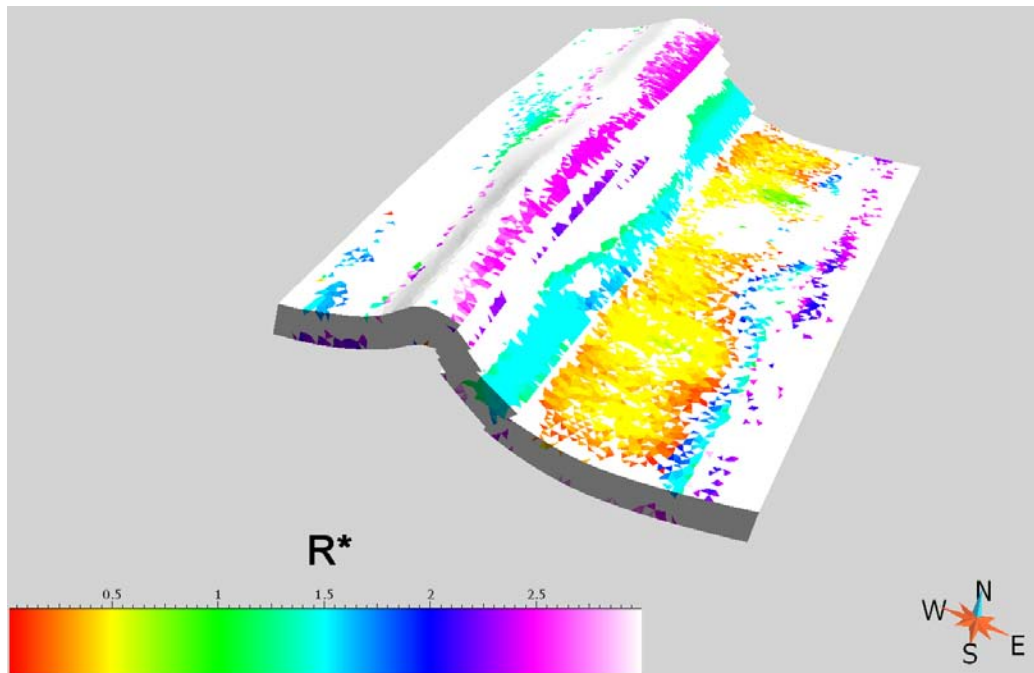
Florez-Niño *et al.* [2005] ont réalisé une étude de terrain visant à quantifier les réseaux de fractures (densités et orientations) dans la région sub-Andine Bolivienne. Ils répertorient également des orientations de fracture sur l'anticlinal Abra del Condor dans la formation Huamampampa (figure 4.19 **a**). Ces derniers ont montré qu'il existe une relation de premier ordre entre la densité et les dimensions des joints et des failles avec l'épaisseur des séquences stratigraphiques les confinant. Avec la procédure énoncée plus haut (rétro-déformation, facteur de forme des contraintes et critère de Mohr-Coulomb), on génère 3 familles de fractures relativement bien distinctes :

- Une famille Nord-Sud de fractures en compression et en extension, s'apparentant à des fractures de stratification, produites par le modèle mécanique choisi dans le-

28. Ce diagramme d'orientation en rose a été réalisé à l'aide de l'outil développé par Merland and Caumon [2009], sous un plugin GOCAD, nommé StereoNet

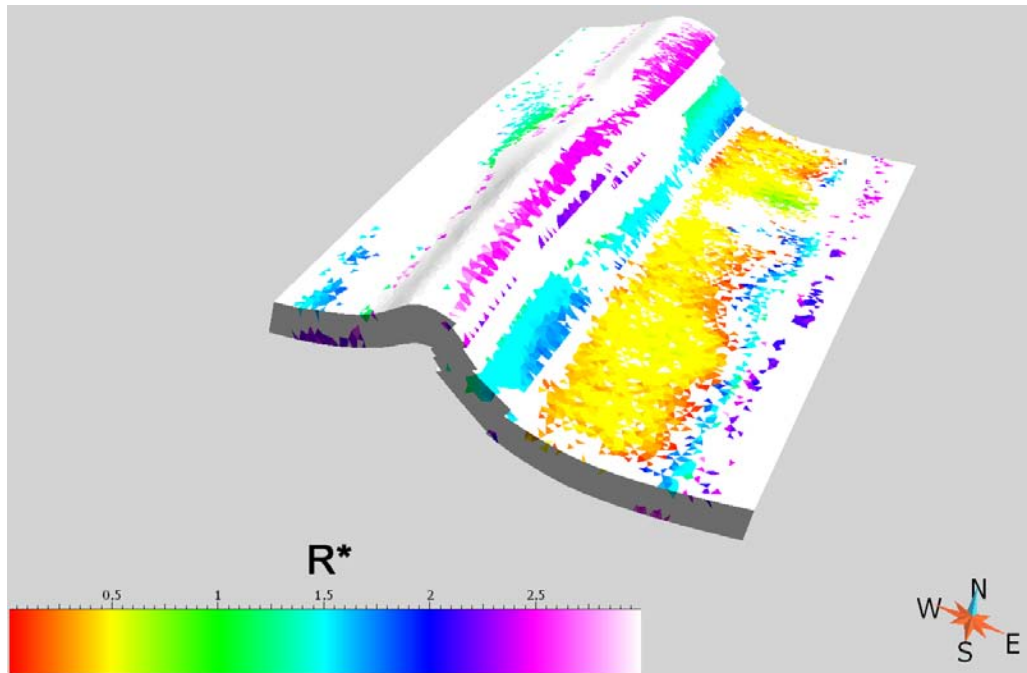


(a) Modèle 2 avec un pendage pour la faille \mathcal{F}_{Est} modifié de 10° avec le facteur de forme des contraintes modifié $\overline{R^*}$.

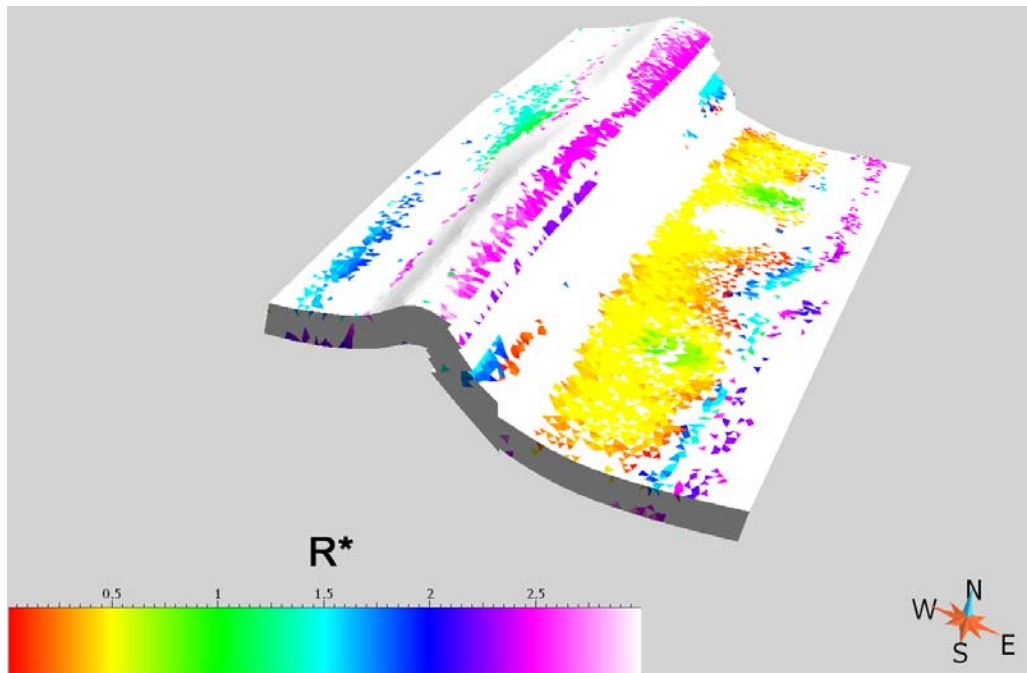


(b) Modèle 3 avec un pendage pour la faille \mathcal{F}_{Est} modifié de 30° avec le facteur de forme des contraintes modifié R^*

Figure 4.17 – Facteur de forme des contraintes modifié $\overline{R^*}$ sur les modèles perturbés 2 et 3, pour $QC(R^*) \geq 0.9$. La couleur blanche correspond à des non-valeurs (tétraèdres pour lesquels $QC(R^*) < 0.9$).



(a) Modèle 4 avec un pendage pour la faille \mathcal{F}_{Est} modifié de 50° avec le facteur de forme des contraintes modifié $\overline{R^*}$.



(b) Modèle 5 (Final) avec un pendage pour la faille \mathcal{F}_{Est} modifié de 70° avec le facteur de forme des contraintes modifié $\overline{R^*}$. La faille devient normale dans ce cas.

Figure 4.18 – Facteur de forme des contraintes modifié $\overline{R^*}$ sur les modèles perturbés 4 et 5, pour $QC(R^*) \geq 0.9$. La couleur blanche correspond à des non-valeurs (tétraèdres pour lesquels $QC(R^*) < 0.9$).

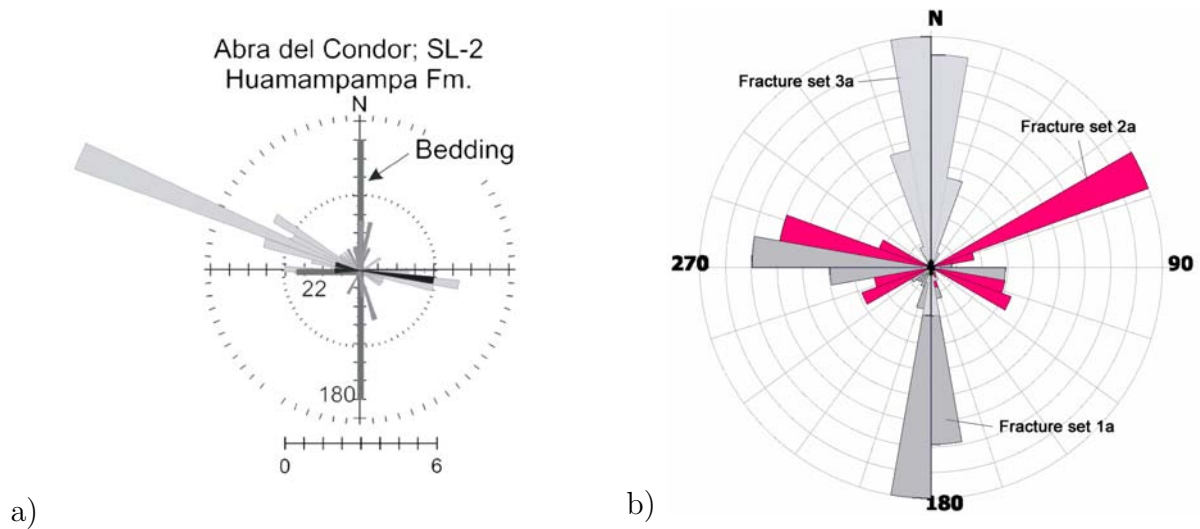


Figure 4.19 – Azimuts des fractures pour le modèle initial. Figure a : azimuts des fractures mesurées sur l'anticlinal Abra del Condor, formation Huamampampa [Florez-Niño *et al.*, 2005]. Figure b : azimuts des fractures générées (famille a), pour le modèle initial, à l'aide du facteur de forme \bar{R}^* , choisi avec $QC(R^*) \geq 0.9$ et du critère de Coulomb. La nomenclature utilisée est celle introduite à la figure 4.10. En rouge : fractures en cisaillement, en gris : fractures horizontales bancs sur bancs résultantes de l'hypothèse d'un matériel élastique isotrope sans glissement horizontal (voir texte).

quel aucun glissement n'est possible. L'accommodation se fait alors par fracturation horizontale. Cette famille de fracture n'est pas relevée dans les études de terrain ;

- Une famille Est-Ouest, d'une orientation de moins 45° , le sens de ce cisaillement (gauche ou droit) dépendant de la famille de fractures qui est choisie. Dans le modèle mécanique, les deux familles N140 et sa conjuguée N50 sont mises en évidence alors que les données de terrain relèvent uniquement la famille en cisaillement N140 ;
- Une famille Est-Ouest de fractures en compression.

Les familles de fractures en compression et en extension, d'orientation Nord-Sud, sont en sur-représentation par rapport au modèle de terrain de Florez-Niño *et al.* [2005]. Cette disparité peut être expliquée par la relation de constitution utilisée pour la restauration (isotropique élastique). En effet, la stratification naturelle des sédiments, notamment des grès (de la formation Huamampampa) d'environnement de dépôt plateforme marine, suggère une relation de constitution transverse isotrope, voire en mode de déformation banc sur banc. À partir de cette loi, les contraintes sont relaxées de façon préférentielle sur une isochrone, et la fracturation serait moindre selon l'axe Nord-Sud. Cette loi n'étant pas disponible dans le code Éléments Finis utilisé pour cette restauration, il pourrait être judicieux de tester cette hypothèse dans de futurs travaux. Acceptant cette hypothèse, les proportions relatives des azimuts de fractures sont relativement similaires aux mesures

effectuées par Florez-Niño *et al.* [2005]. Le diagramme des azimuts des fractures est calculé pour chacun des modèles perturbés et comparé aux mesure de terrain.

On note également que l'orientation des fractures générées à partir de la restauration correspond à l'orientation conjuguée des fractures mesurées sur le terrain. En effet, chaque mode de déformation peut engendrer deux familles de fractures (**a** ou **b**). A partir de la déformation issue de la restauration et du seul critère de Mohr-Coulomb, il est impossible d'estimer laquelle des deux familles des fractures est générée

Modèle 2

Le modèle 2, figure 4.17(a), est le modèle perturbé avec une modification de pendage de $+10^\circ$ avec le modèle initial. \overline{R}^* pour le modèle 2 présente une distribution spatiale similaire à celle du modèle 1, sur l'horizon le plus jeune. Toutefois, les modèles ne représentant pas la même géométrie, il est impératif de comparer les distributions en s'affranchissant des maillages.

La figure 4.20 illustre le Q-Q plot entre la distribution de \overline{R}^* pour le modèle 1 et la distribution de \overline{R}^* pour le modèle 2, choisis avec la condition $QC(R^*) \geq 0.9$. Les carrés correspondent au régime compressif, les losanges au régime décrochant et les tirets au régime extensif.

On observe une relation quasi linéaire par morceaux entre ces deux distributions, pour les domaines $[0, 1]$, $[1, 2]$ et $[2, 3]$. Le régime cisaillement n'est pas tout à fait linéaire. Le Q-Q plot pour ce régime présente une irrégularité au niveau de $\overline{R}^* = 1.3$, le coefficient de détermination de la régression linéaire étant de $R_{lin}^2 = 0.98$. De fait, les deux distributions de \overline{R}^* sont donc corrélées linéairement, pour le régimes compressif et extensif. L'influence de la modification de pendage de 10° a une influence légère sur le régime tectonique local, notamment le cisaillement.

La caractérisation des orientations de fractures pour le modèle 2 est illustrée par la figure 4.21. Les azimuts sont similaires à ceux des fractures générées à partir du modèle initial. Toutefois, les fractures en cisaillement sont proportionnellement plus nombreuses que les fractures en compression et en extension dans les modèles perturbés (on suppose que celles-ci sont surestimées par rapport au mesures de terrain) que dans le modèle initial. Afin de différencier le modèle initial et le modèle 2, la modification de l'angle de pendage étant de 10° , nous proposons pour de futurs travaux de comparer les localisations des fractures mesurées sur le terrain avec celles générées par la méthode proposée dans ce chapitre. Une autre solution envisagée pourrait être de choisir une méthodologie différente pour la perturbation des surfaces de failles n'induisant pas de changement de style tectonique, comme la méthode de perturbation par formes libres [Tertois *et al.*, 2007]. En modifiant globalement le pendage d'une faille, la restauration ne se différencie que par des mouvements différents de blocs rigides, et les contraintes sont localisées plus en amont

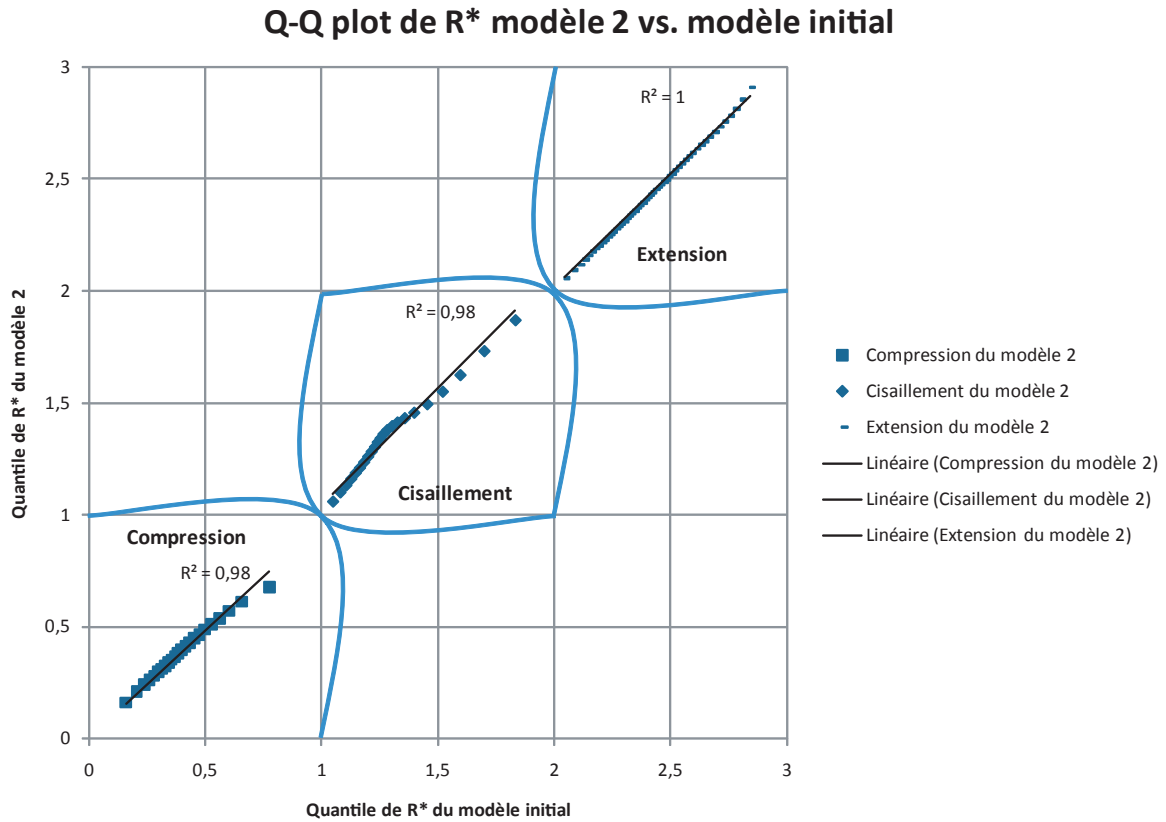


Figure 4.20 – Q-Q plot entre la distribution de $\overline{R^*}$ pour le modèle initial et la distribution de $\overline{R^*}$ pour le modèle 2, choisis avec la condition $QC(R^*) \geq 0.9$. Les carrés correspondent à la compression, les losanges au décrochement, et les tirets à la extension. On peut noter une relation quasiment linéaire par partie sur les trois régimes tectoniques entre le modèle 2 et le modèle initial.

ou en aval de la faille. En revanche, une modification locale de la géométrie d'une faille entraîne une distribution distincte des déformations autour de cette faille, notamment de la fracturation.

Modèle 3

Le modèle 3, figure 4.17(b) correspond à une modification de pendage de $+30^\circ$ pour la faille \mathcal{F}_{Est} avec le modèle initial. $\overline{R^*}$ pour le modèle 3 présente également une distribution spatiale similaire à celle du modèle 1, sur l'horizon le plus jeune.

La figure 4.22 illustre le Q-Q plot entre la distribution de $\overline{R^*}$ pour le modèle 1 et la distribution de $\overline{R^*}$ pour le modèle 3, choisis avec la condition $QC(R^*) \geq 0.9$. Les carrés

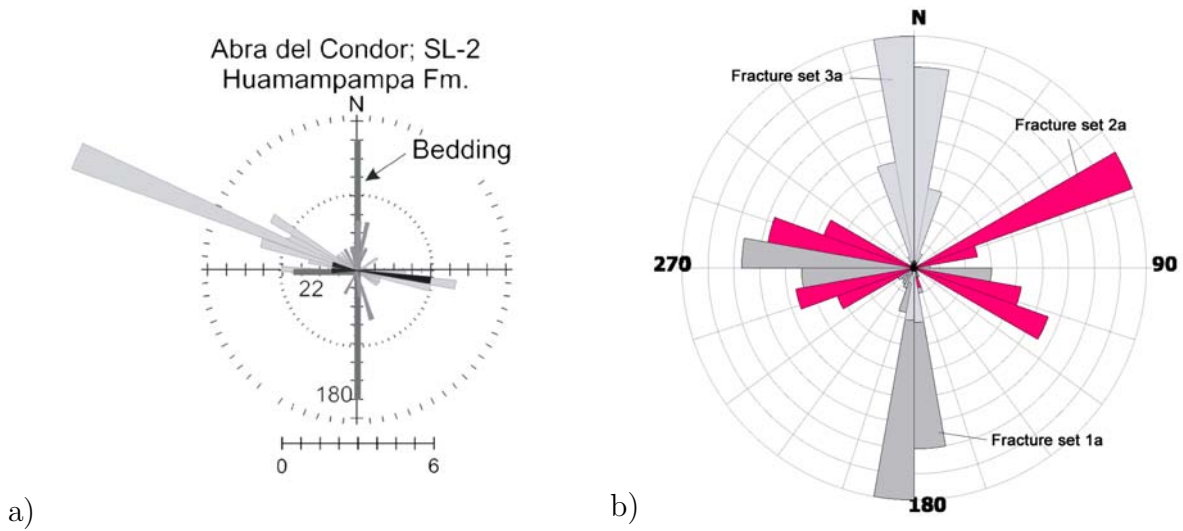


Figure 4.21 – Azimuts des fractures pour le modèle 2. Figure a : azimuts des fractures mesurées sur l'anticlinal Abra del Condor [Florez-Niño *et al.*, 2005]. Figure b : azimuts des fractures générées (famille **a**), pour le modèle 2, à l'aide du facteur de forme $\overline{R^*}$, choisi avec $QC(R^*) \geq 0.9$ et du critère de Coulomb. La nomenclature utilisée est celle introduite à la figure 4.10.

correspondent au régime compressif, les losanges au régime décrochant et les tirets au régime extensif.

Les régimes compressif et extensif sont relativement bien corrélés linéairement entre le modèle initial et le modèle 3. Le régime décrochant est cependant perturbé avec une modification de pendage de 30° (le coefficient de détermination étant de $R_{lin}^2 = 0.84$, 10% inférieur que le modèle 2). Une perturbation plus importante du pendage de la faille influe sur la répartition des régimes cisailants. La pente de cette régression linéaire (supérieure à 1) indique également que le régime cisaillement est plus développé dans le modèle 3 que dans le modèle 1.

La caractérisation des orientations des fractures pour le modèle 3 est illustrée par la figure 4.23. Dans cette distribution de fractures, les fractures en cisaillement gauche et droit sont équiprobables. Or, selon les mesures de terrain, un seul sens de cisaillement est privilégié. On peut donc éliminer ce modèle.

Toutefois, selon Baby *et al.* [1994], la zone sub-Andine et la partie Est des Cordillères forme un arrière arc, dans lequel il est possible d'observer une rotation des déformations principales. Ainsi, une orientation prédominante des fractures sont le résultat d'une rotation du champ de contrainte [Fischer and Wilkerson, 2000]. La relation du sens des orientations des fractures en cisaillement avec la structure régionale de cette chaîne de plissement n'est pas représentée dans le modèle 3. Il serait pertinent d'effectuer cette même

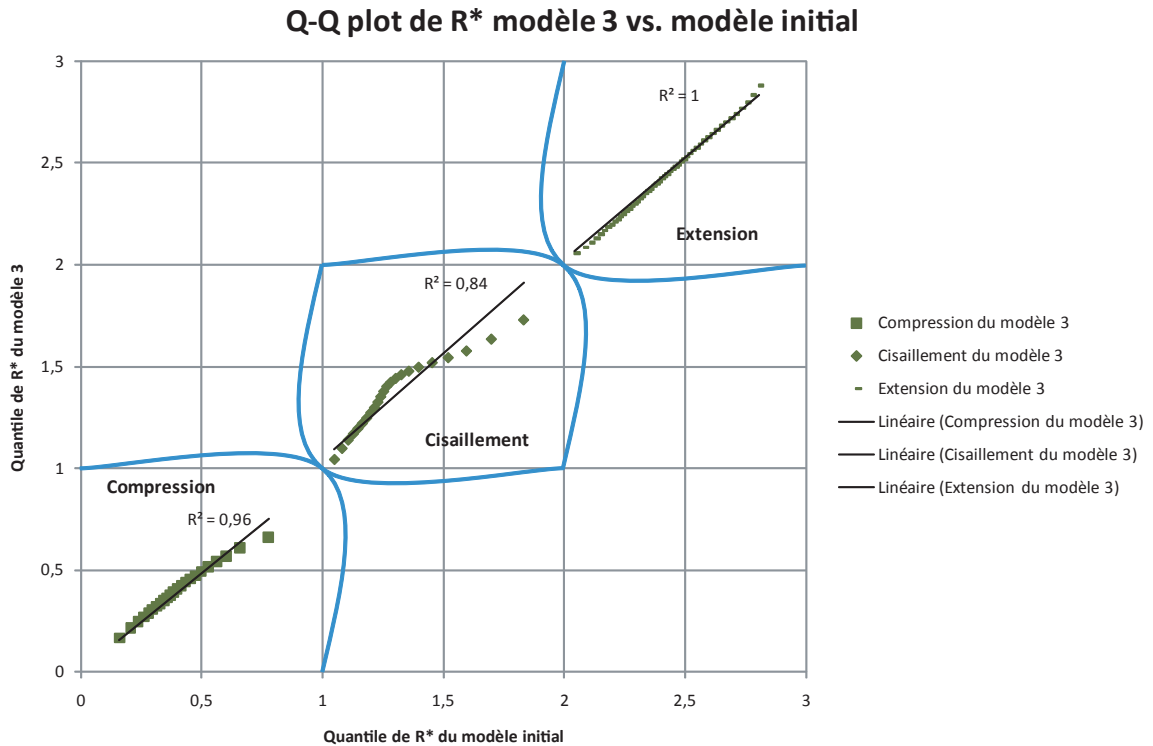


Figure 4.22 – Q-Q plot entre la distribution de $\overline{R^*}$ pour le modèle initial et la distribution de $\overline{R^*}$ pour le modèle 3, choisis avec la condition $QC(R^*) \geq 0.9$. Les carrés correspondent à la compression, les losanges au décrochement, et les tirets à la extension. On peut noter une relation relativement linéaire par partie sur les régimes en compression et extension entre le modèle 3 et le modèle initial. Le régime décrochant présente une irrégularités non-linéaires pour $\overline{R^*} = 1.3$.

approche avec un modèle construit à une échelle plus grande afin de restituer également cette rotation régionale du champs des contraintes.

Modèle 4

Le modèle 4, figure 4.18(a), correspond d'après la Table 4.3, à la modification de pendage de $+50^\circ$ avec le modèle initial. $\overline{R^*}$ pour le modèle 4 ne présente plus une distribution spatiale similaire à celle du modèle 1.

La figure 4.24 illustre le Q-Q plot entre la distribution de R^* pour le modèle 1 et la distribution de $\overline{R^*}$ pour le modèle 4, choisis avec la condition $QC(R^*) \geq 0.9$. Les carrés correspondent au régime compressif, les losanges au régime décrochant et les tirets au régime extensif.

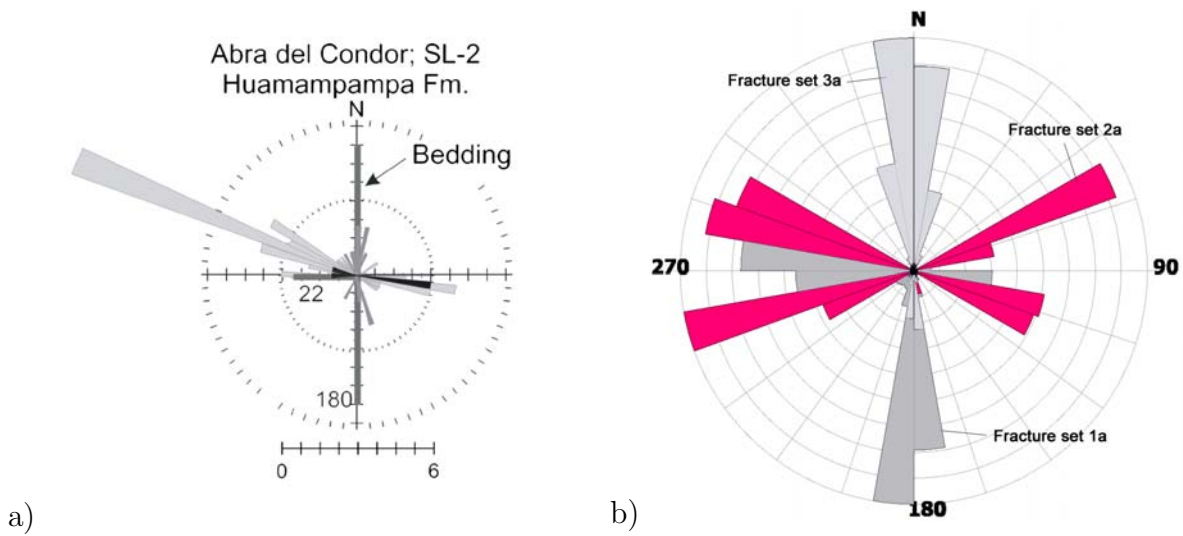


Figure 4.23 – Azimuts des fractures pour le modèle 3. Figure a : azimuts des fractures mesurées sur l’anticlinal Abra del Condor [Florez-Niño *et al.*, 2005]. Figure b : azimuts des fractures générées (famille **a**), pour le modèle 3, à l’aide du facteur de forme $\overline{R^*}$, choisi avec $QC(R^*) \geq 0.9$ et du critère de Coulomb. La nomenclature utilisée est celle introduite à la figure 4.10.

En régime compressif, $\overline{R^*}$ du modèle 4 n’est pas linéairement corrélé avec celui du modèle initial : le coefficient de détermination de la régression linéaire pour le domaine $[0, 1]$ est égal à $R_{lin}^2 = 0.66$. Pour le régime cisailant, la régression linéaire réalise un coefficient de détermination égal à $R_{lin}^2 = 0.5$. Une régression polynomiale (d’ordre 2), permet cependant de corrélérer les deux distributions avec un coefficient de détermination de $R_{poly}^2 = 1$ pour le domaine $[1, 2]$. Enfin, le régime extensif conserve une corrélation linéaire acceptable pour les deux distributions avec $R_{lin}^2 = 0.96$.

Une modification supplémentaire du pendage de \mathcal{F}_{Est} entraîne une perte progressive de la corrélation avec le modèle de référence pour le modèle 4 et un développement plus massif du régime cisailant.

La caractérisation des orientations des fractures pour le modèle 4 est illustrée par la figure 4.25. L’orientation des fractures en cisaillement est en moyenne de plus de 90° pour ce modèle, par rapport à la stratification. Or, les mesures de terrain font part d’un angle de plus de 45° pour les fractures en cisaillement. Comme énoncé plus haut, le modèle final présente un régime cisailant plus développé que les modèles précédents. Le diagramme d’orientation en rose fait également état d’une augmentation de l’angle de cisaillement.

Bien qu’une modification de l’angle du pendage global n’entraîne qu’une déformation en bloc rigide, la longueur des bancs est modifiée. Par ailleurs, le plan axial de la structure secondaire énoncée en 4.3.1 est désormais modifiée par la “coupure” de la surface de faille. L’accommodation, simultanée, des déformations dues à la structure de compression

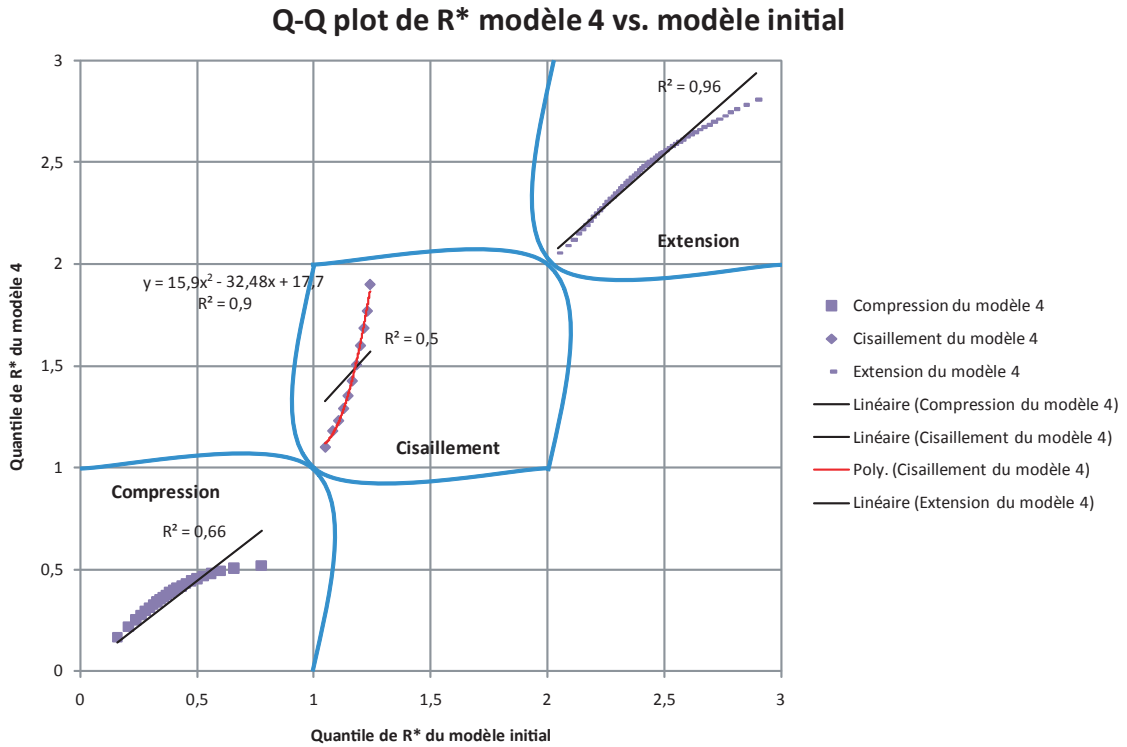


Figure 4.24 – Q-Q plot entre la distribution de $\overline{R^*}$ pour le modèle initial et la distribution de $\overline{R^*}$ pour le modèle 4, choisis avec la condition $QC(R^*) \geq 0.9$. Les carrés correspondent à la compression, les losanges au décrochement, et les tirets à la extension. Le régimes cisailants se corrént avec des lois polynomiales.

principale d'axe Est-Ouest et cette seconde structure, d'axe orthogonale à la première, entraîne un cisaillement dans la direction Est-Ouest, d'un angle d'environ 45° environ, tel qu'il est enregistré par les fractures. Si le plan axial de cette seconde structure est modifié, cet angle de cisaillement est aussi altéré. Il apparait alors justifié, au vu de ces hypothèses, d'éliminer le modèle 4.

Modèle 5 (Final)

Le modèle 5, figure 4.18(b), correspond d'après la Table 4.3, à la modification de pendage de $+70^\circ$ avec le modèle initial. Il sert de modèle de contradiction avec les diverses interprétations [Baby *et al.*, 1992; Moretti *et al.*, 1996; Colletta *et al.*, 1999].

La figure 4.24 illustre le Q-Q plot entre la distribution de $\overline{R^*}$ pour le modèle 1 et la distribution de $\overline{R^*}$ pour le modèle 5, choisis avec la condition $QC(R^*) \geq 0.9$. Les carrés correspondent au régime compressif, les losanges au régime décrochant et les tirets au régime extensif.

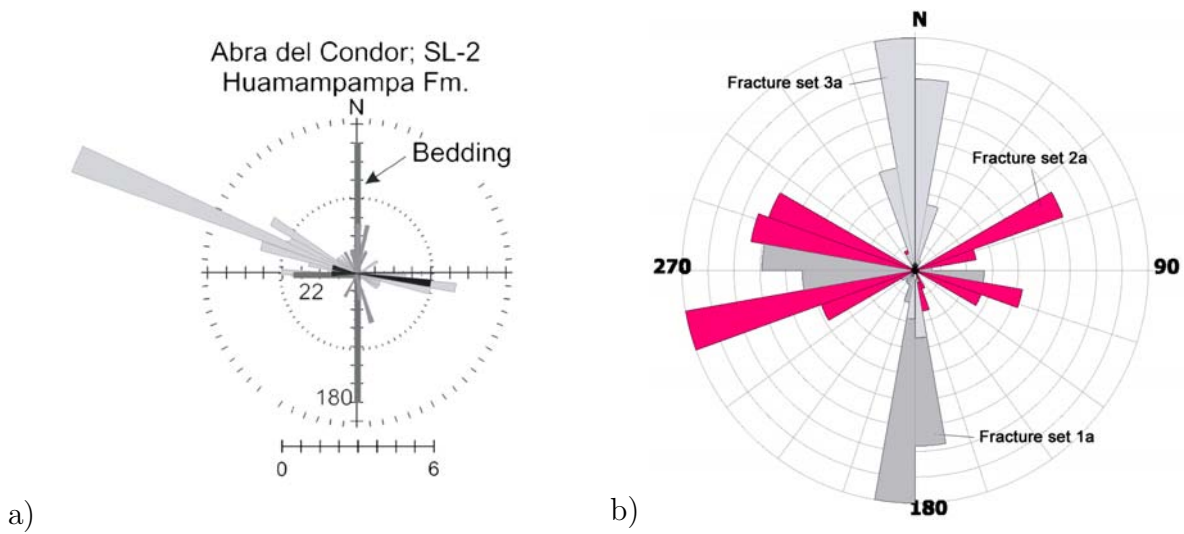


Figure 4.25 – Azimuts des fractures pour le modèle 4. Figure a : azimuts des fractures mesurées sur l'anticlinal Abra del Condor [Florez-Niño *et al.*, 2005]. Figure b : azimuts des fractures générées (famille **a**), pour le modèle 4, à l'aide du facteur de forme \overline{R}^* , choisi avec $QC(R^*) \geq 0.9$ et du critère de Coulomb. La nomenclature utilisée est celle introduite à la figure 4.10.

On obtient des résultats sensiblement semblables que pour le modèle 4. En régime compressif, \overline{R}^* du modèle 5 n'est pas linéairement corrélé avec celui du modèle initial. le coefficient de détermination est égal à $R_{lin}^2 = 0.66$. Pour le régime cisailant, la régression linéaire a un coefficient de détermination égal à $R_{lin}^2 = 0.5$. Une régression polynomiale (d'ordre 2), permet de corrélérer les deux distributions avec un coefficient de détermination de $R_{poly}^2 = 0.99$. Enfin, le régime extensif (correspondant à une compression en déformation génétique) conserve une corrélation linéaire acceptable pour les deux distributions avec $R_{lin}^2 = 0.96$.

La caractérisation des orientations des fractures pour le modèle Final est illustrée par la figure 4.27. Les observations et remarques faites pour le modèle 4 sont applicables au modèle Final. Une famille importante de fractures en cisaillement dont l'azimut est supérieur à 90° , par rapport à la stratification, est observable dans ce modèle.

Bilan

La figure suivante, 4.28 rassemble l'ensemble des Q-Q plots des modèles 2, 3, 4 et 5 avec le modèle 1. On observe une perte progressive de la corrélation linéaire entre \overline{R}^* du modèle 1 et les modèles perturbés avec l'augmentation du pendage de la faille \mathcal{F}_{Est} . Le régime cisailant devient de plus prépondérant comparativement à sa distribution dans le modèle initial. Cette structure, un anticlinal faillé d'axe Nord-Sud et un anticlinal d'amplitude

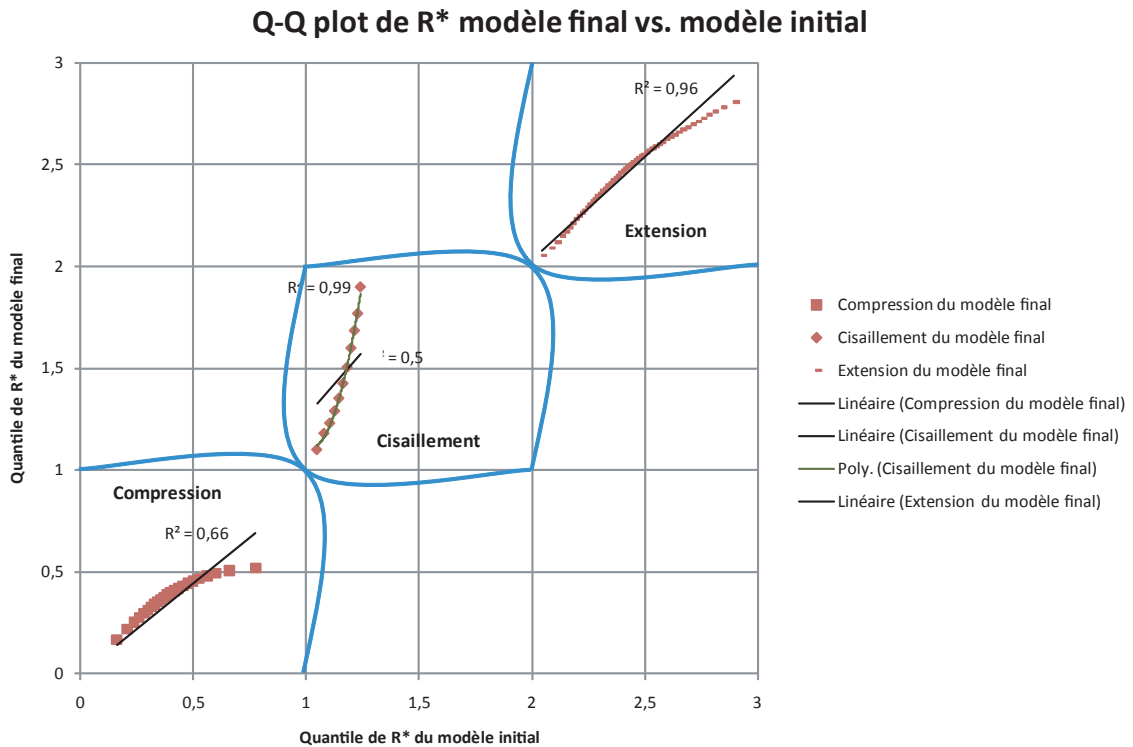


Figure 4.26 – Q-Q plot entre la distribution de $\overline{R^*}$ pour le modèle initial et la distribution de $\overline{R^*}$ pour le modèle final, choisis avec la condition $QC(R^*) \geq 0.9$. Les carrés correspondent à la compression, les losanges au décrochement, et les tirets à la extension.

moindre d'axe Est-Ouest, devient le *locus* de zones cisailantes si l'une des failles inverse est interprétée en faille normale.

L'accommodation des déformations, *via* la restauration, auxquelles est assujettie une couche de sédiments, s'effectue de façon séquentielle (lorsque la restauration est réalisée comme telle), et globale (toutes les déformations sont restaurées en une fois). Plusieurs déformations appliquées à la même strate avant le dépôt d'une autre séquence seront restaurées en même temps et de la même manière. Ainsi, la restauration ne peut pas prendre en compte que l'historique tectono-stratigraphique si elle n'est pas couplée avec la subsidence ou des connaissances sur les déformations d'ordre plus régional, comme le préconise Rowan [1993].

Lorsque le pendage de la faille \mathcal{F}_{Est} est augmenté, le plan axial de la structure secondaire mentionnée à la section 4.3.1 est modifié également (la faille \mathcal{F}_{Est} coupe cette structure perpendiculairement à son axe). De fait, l'accommodation des rétro-déformations de la compression Néogène est couplée avec l'accommodation des rétro-déformations de cette structure. Ainsi, l'accommodation des déformations de deux structures (anticlinaux), d'axes orthogonaux, formées à des temps différents, se traduit par un régime de cisaille-

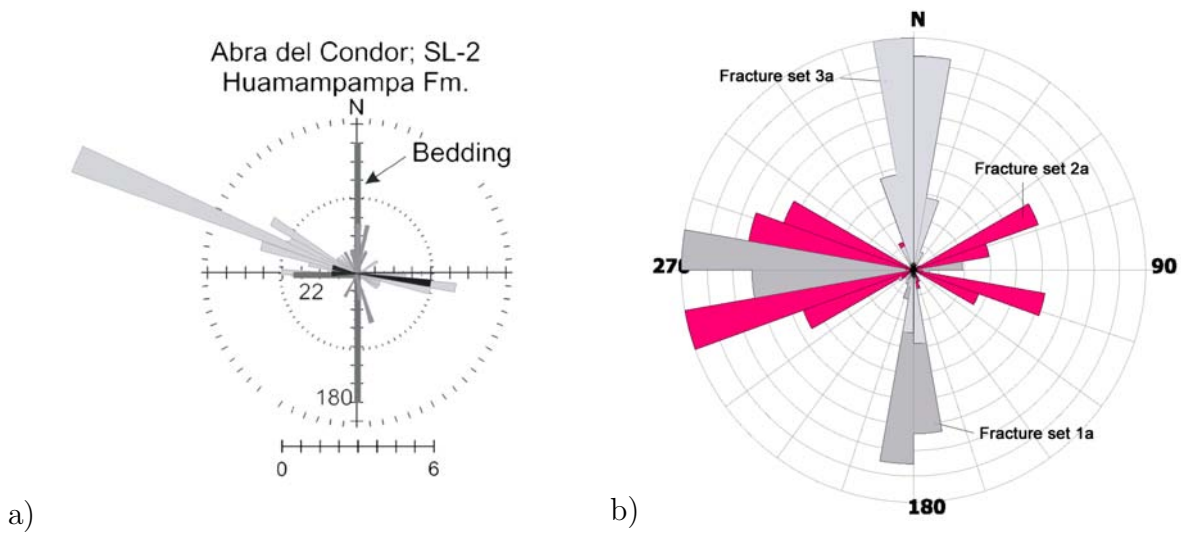


Figure 4.27 – Azimuts des fractures pour le modèle Final. Figure a : azimuts des fractures mesurées sur l’anticlinal Abra del Condor [Florez-Niño *et al.*, 2005]. Figure b : azimuts des fractures générées (famille a), pour le modèle Final, à l’aide du facteur de forme $\overline{R^*}$, choisi avec $QC(R^*) \geq 0.9$ et du critère de Coulomb. La nomenclature utilisée est celle introduite à la figure 4.10.

ment. Ce régime devient prépondérant si l’amplitude de l’une de ces structures augmente, ce qui est le cas si le pendage de la faille \mathcal{F}_{Est} augmente.

La figure 4.29 représente l’erreur relative calculée entre les fréquences cumulées de $\overline{R^*}$ du modèle initial avec les modèles perturbés. Les trois différents régimes tectoniques sont identifiés sur le graphique avec deux segments verticaux. Toutefois, cette séparation est approximative : elle diffère pour chacun des modèles. L’erreur ($\approx 50\%$) est la plus importante pour $\overline{R^*}$ pour les modèles 4 et 5 (modèle final), notamment pour le régime cisailant. Dans le régime compressif, l’erreur augmente pour tous les modèles à mesure que l’on approche du régime cisailant. $\overline{R^*}$ étant calculé à partir des contraintes principales et le matériau étant élastique, ses variations sont également continues, mais pas forcément monotone. Cette erreur est plus limitée pour le régime extensif, inférieure à 6% pour tous les modèles.

La figure 4.30 récapitule les diagrammes de Rose des orientations de fractures obtenus pour les mesures de terrain et l’ensemble de modèles utilisés pour l’étude.

L’azimut des familles de fractures cisailantes augmente avec l’augmentation du pendage de la faille \mathcal{F}_{Est} , d’environ 45° à 90° avec la stratification. Le modèle initial et le modèle 2 ont des distributions de fracturation similaires avec les mesures de terrain sur l’anticlinal Abra del Condor. Les modèles 3, 4 et le modèle Final génèrent des fractures cisailantes dont l’azimut est trop important pour être comparables avec les mesure de terrain. Ce sont les modèles qui ne seront pas sélectionnés.

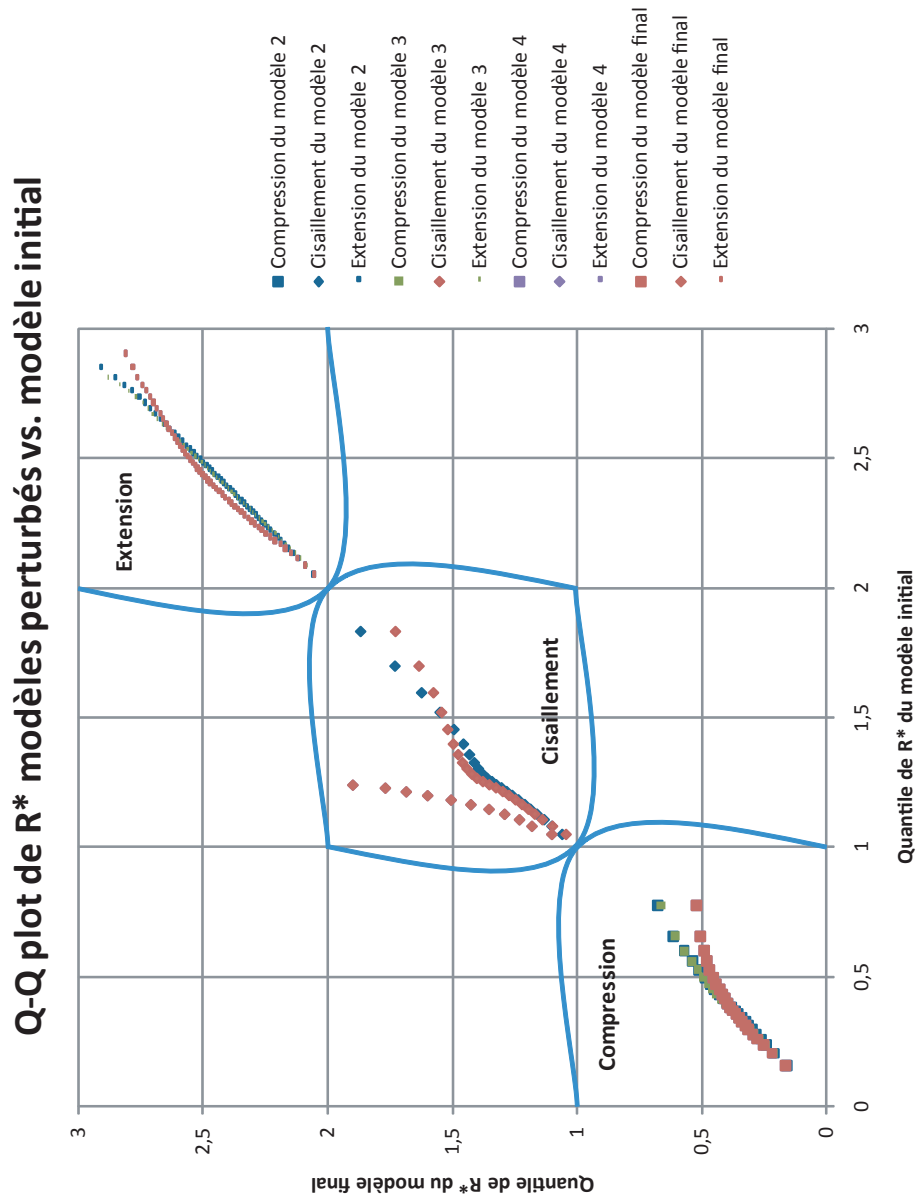


Figure 4.28 – QQ-plot des distributions de $\overline{R^*}$ des modèles perturbés par rapport au modèle initial. Les modèles 2 et 3 fournissent des distributions similaires au modèle initial. $\overline{R^*}$ des modèle 4 et 5 indiquent un décrochement plus important lors de la restauration (quantiles plus important pour le domaine $[1, 2]$ par rapport aux autres modèles.

Le tableau 4.4 récapitule les résultats de fracturation obtenus pour les différents modèles. Ainsi, on choisira des 4 modèles perturbés le modèle 2. En effet, il présente une

Modèle	Type de faille pour \mathcal{F}_{Est}	Modes de fracturation par rapport aux mesures de terrain	Modèle éliminé ?
Initial	\mathcal{F}_{Est} <i>inverse</i> pendage : $+0^\circ$	Mode 2 prédominant Conjuguées des fractures mesurées Distribution équivalente Mode 1 et 3 sur-évalué ²⁸	Non ²⁹
2	\mathcal{F}_{Est} <i>inverse</i> pendage : $+10^\circ$	Mode 2 prédominant Conjuguées des fractures mesurées Distribution équivalente Mode 1 et 3 sur-évalué ²⁸	Non ²⁹
3	\mathcal{F}_{Est} <i>inverse</i> pendage : $+30^\circ$	Mode 2 prédominant Conjuguées des fractures mesurées Distribution relativement équivalente Mode 1 et 3 sur-évalués ²⁸	Oui
4	\mathcal{F}_{Est} <i>inverse</i> pendage : $+50^\circ$	Mode 2 prédominant Conjuguées et normales des fractures mesurées Distribution non équivalente Mode 1 et 3 sur-évalués ²⁸	Oui
Final	\mathcal{F}_{Est} <i>normale</i> pendage : $+70^\circ$	Mode 2 prédominant Normales des fractures mesurées Distribution non équivalente Mode 1 et 3 sur-évalués ²⁸	Oui

Table 4.4 – Tableau récapitulatif des résultats de la fracturation observée pour les différents modèles restaurés.

distribution des quantiles de \overline{R}^* quasiment identique à celle des quantiles de \overline{R}^* du modèle initial, le coefficient de détermination étant supérieur à 0.98, pour une régression linéaire par morceaux du Q-Q plot. Par ailleurs, la distribution des fractures est également identique. Afin de le distinguer du modèle initial, on peut proposer, en guise de perspective, de réaliser des perturbations locales de pendages d'amplitude inférieure à 10° et de réitérer le processus appliqué dans cette partie. Les autres modèles sont éliminés.

28. La loi de comportement élastique ne permet pas de relaxer les contraintes longitudinalement.

29. Nécessite de perturber localement le pendage de la faille pour les discriminer.

4.4 Conclusions

La restauration, usuellement utilisée pour caractériser la cohérence géométrique et géologique d'un modèle, peut également être appliquée pour caractériser le régime tectonique [Moretti *et al.*, 2006]. A l'instar de Corbel and Caumon [2007], ce travail suggère un moyen pour discriminer les données d'incertitudes structurales, en représentation volumique, en utilisant la restauration mécanique. Cette méthode s'appuie également sur les travaux de Guiton [2001] qui suggérait d'identifier les différents régimes tectoniques à partir des méthodes d'inversion originellement développées par Angelier [1989], sur les travaux de Macé [2006] qui évalue la probabilité de fracturation à l'aide des tenseurs de rétro-déformation, et de Caumon *et al.* [2007] qui caractérisent la cohérence des modèles restaurés au travers des variations de la dilatation.

L'accès à un état restauré d'un modèle géologique permet également de caractériser les contraintes sous des conditions fortes, à l'aide de concept de mécanique des milieux continus. Toutefois, et c'est la principale critique de ce travail, la fracturation, tel que présentée par Griffith [1920, 1924], apparait dès que la localisation de la déformation a lieu et qu'il s'en suit un endommagement irréversible du matériel. Il sort alors du domaine élastique et entre dans le domaine plastique. En utilisant l'hypothèse d'élasticité, on ne peut déterminer que des zones potentielles de fracturation. Les zones pour lesquels l'indicateur de fracturation régional n'est pas défini ne sont pas fracturées, même en utilisant un matériau élastique, et ce uniquement pour le champ de déformation concernés.

Cette limitation du domaine élastique (inhérente à l'approche mécanique des méthodes de restauration mécanique) ne permet donc pas d'évaluer la propagation des fractures²⁹ ainsi que l'interaction entre fractures.

Toutefois, l'approche proposée ici, ainsi que celles des auteurs cités plus haut, permet d'intégrer les connaissances éventuelles des divers réseaux de fractures à chacun des épisodes tectoniques restaurés lors du choix de modèles équiprobables. En extrayant les fractures potentielles reliées à la tectonique régionale à l'aide d'une indicatrice, notée $QC(R^*)$ dans ce chapitre, il est possible d'identifier le ou les modèles les plus probables. L'apport de ce travail a consisté à (i) combiner les trois approches et (ii) permettre d'effectuer un Contrôle Qualité sur un modèle structural. Par ailleurs, cette méthode a été appliquée sur un anticlinal de Bolivie où les résultats de la modélisation ont été confrontés à des mesures de terrain.

En perspective de ce travail, on peut suggérer d'approfondir plusieurs points qui ont été signalés au cours de ce chapitre :

- Une critique du travail présenté se confine notamment au type de perturbation utilisée pour les failles (modification globale de pendage). Comme signalé plus haut,

29. La propagation d'une fracture se définit comme l'agrandissement des épontes d'une fractures sous l'effet d'une énergie dite de Griffith, notée G , qui compense l'énergie nécessaire pour créer une nouvelle surface, dite énergie spécifique de surface, notée γ_c [Griffith, 1920].

ce type de modification n'entraîne que des modifications de la restauration en blocs rigides. Une méthode utilisant une perturbation type "P-Field" combinée avec une modification du maillage autour des failles telle que [Tertois et al. \[2007\]](#) utilisent afin de classer plusieurs modèles selon une méthode similaire à celle présentée dans ce chapitre, autoriserait de modifier localement les plans de glissement autour des failles.

- Dans cette étude, seuls les modèles structuraux ont été perturbés. Les conditions aux limites imposées aux différents modèles sont identiques. Une perturbation des conditions aux limites, tels que le suggèrent [Caumon et al. \[2007\]](#) pour le rejet transverse, pourrait être envisagé pour la restauration volumique ;
- Une approche plus "régionale" permet, en outre, d'identifier les relations entre variations de contraintes dues au changement de modèle et les différentes fracturation observées ;
- Enfin, une intégration de cette méthodologie dans une étude de réservoir, à l'aide de mesures aux puits, permettrait de caler l'ensemble de ces modèles avec des critères mesurés en profondeur.

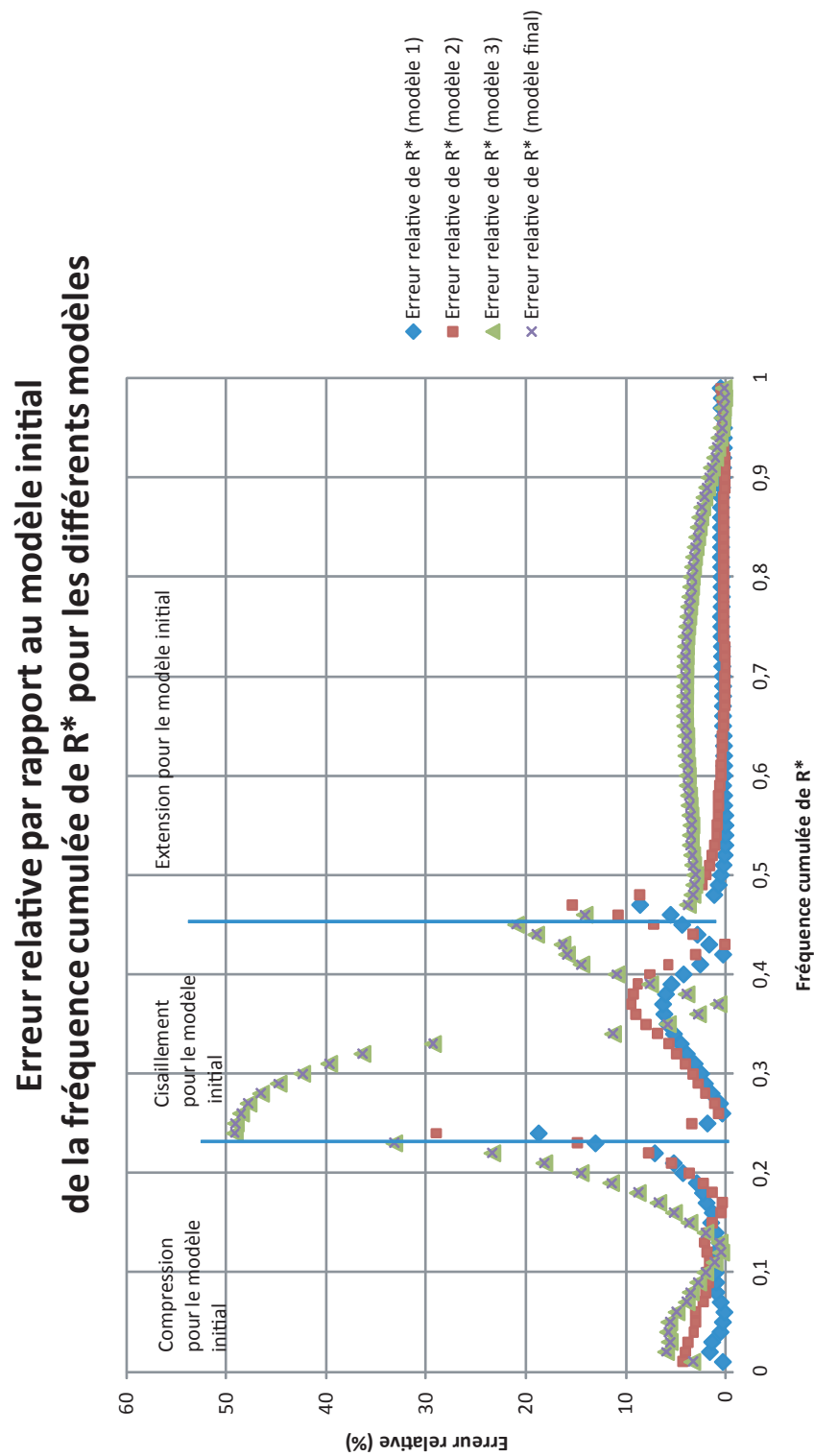


Figure 4.29 – Erreur relative calculée entre les fréquences cumulées de $\overline{R^*}$, choisi pour $QC(R^*) \geq 0.9$ du modèle 1 et des modèles perturbés.

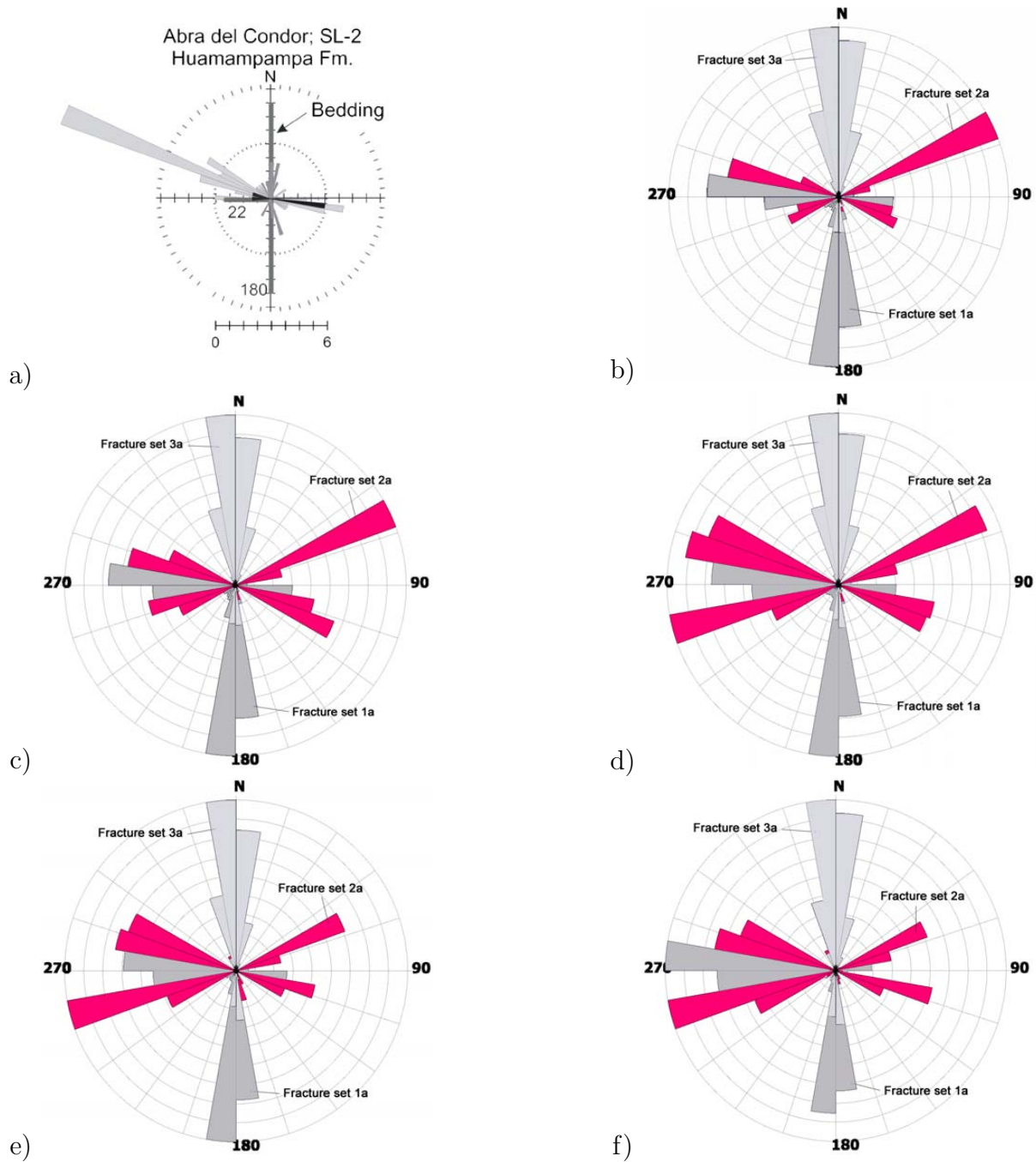


Figure 4.30 – Azimuts des fractures pour tous les modèles. Figure a : azimuts des fractures mesurées sur l'anticlinal Abra del Condor [Florez-Niño *et al.*, 2005]. Figure b : azimuts des fractures générées, pour le modèle initial. Figure c : azimuts des fractures générées, pour le modèle 2. Figure d : azimuts des fractures générées, pour le modèle 3. Figure e : azimuts des fractures générées, pour le modèle 4. Figure f : azimuts des fractures générées, pour le modèle Final.

Conclusions générales et perspectives

Ce mémoire de thèse a présenté les développements et résultats de trois nouvelles méthodes, toutes en relation avec la restauration structurale : la mise à l'échelle de propriétés mécaniques, la restauration multi-cartes adaptée à la tectonique salifère, et la réduction d'incertitudes à l'aide d'une restauration.

La mise à l'échelle de propriétés mécaniques

Dans cette méthode, l'objectif était de définir des propriétés mécaniques équivalentes à une échelle grossière, à partir de propriétés élastiques isotropes définies à une échelle fine. Il a été choisi de caractériser ces cellules grossières, peuplées par les propriétés fines, à l'aide de calcul éléments finis, en identifiant leur comportement avec des matériaux transverses isotropes. De ce fait, la distribution naturelle des dépôts de sédiments est respectée, pour laquelle les variations latérales sont moins importantes que les variations verticales.

Les résultats montrés dans ce chapitre présentent une erreur relative dans le cas d'un modèle parfaitement stratifié avec les résultats analytiques de [Salamon \[1968\]](#). Pour le cas des modèles présentant des variabilités latérales de lithofaciès, les propriétés des matériaux transverses isotropes mis à l'échelle sont limités par les limites de Voigt-Reuss, à savoir la moyenne volumique de la distribution initiale des propriétés isotropes élastiques.

Une validation supplémentaire de cette méthode serait de disposer de deux maillages représentant la même géométrie, mais avec des résolutions sensiblement différentes. En appliquant cette méthode de mise à l'échelle et en appliquant le même ensemble de conditions aux limites aux deux maillages, on pourrait ainsi comparer les résultats de déformations pour les deux modèles.

Dans le cadre de développements futurs, on propose pour étendre ce travail au cas des maillages tétraédriques l'algorithme [4](#). La figure [1](#) illustre le schéma de construction de \mathcal{C} .

Algorithm 4 Mises à l'échelle de propriétés mécaniques sur un maillage tétraédrique

Pour chaque tétraèdre grossier **Faire**

Construire une cellule hexaédrique, notée \mathcal{C} (type parallélépipède rectangle) englobant le tétraèdre grossier courant ;

Peupler \mathcal{C} avec les tétraèdres fins (avec les propriétés isotropes élastiques) étant inclus dans \mathcal{C} ;

Peupler les espaces restants avec des tétraèdres dont les propriétés mécaniques sont interpolées à partir des tétraèdres fins intersectés par \mathcal{C} ;

Pour chaque tétraèdre \mathcal{T} de \mathcal{C} **Faire**

Calculer le tenseur de tenseur de rigidité

Fin Pour

Pour chaque expérience **Faire**

Appliquer les conditions de déplacements spécifiques ;

Résoudre les équations de déformations utilisant les Éléments Finis

Évaluation du tenseur des déformations et des contraintes résultantes sur chaque tétraèdre \mathcal{T} ;

Fin Pour

Estimation des 5 paramètres du matériau transverse isotrope de \mathcal{C} ;

Fin Pour

Restauration multi-surfaces des modèles géologiques de diapirs de sel

Ce travail a permis l'extension de la restauration multi-cartes au cas de la tectonique salifère. Cette méthode de restauration combine une restauration paramétrique pour le toit du modèle avec la conservation des épaisseurs apparentes. Cette technique, implémentée sous la forme d'un code C++, permet notamment de conserver les discordances dues au développement des séquences halocinétiques, liées à la remontée de diapir de sel.

cette méthode est une méthode cinématique, appliquée sur un modèle structural défini par des surfaces triangulées. Elle n'approche pas les lois de comportement des sédiments en présence. De fait, bien qu'elle puisse être qualifiée de 3-D, elle ne permet pas de conserver les sédiments.

Cette méthode a été appliquée au cas du bassin salifère de La Popa au Mexique. Une reconstruction en 3-D par une méthode implicite de ce bassin a été proposée à partir de données de terrain. La restauration multi-cartes de ce bassin a permis de proposer un modèle de déplacement du mini-bassin d'évacuation du stock de sel lié à la formation du diapir "El Papalote".

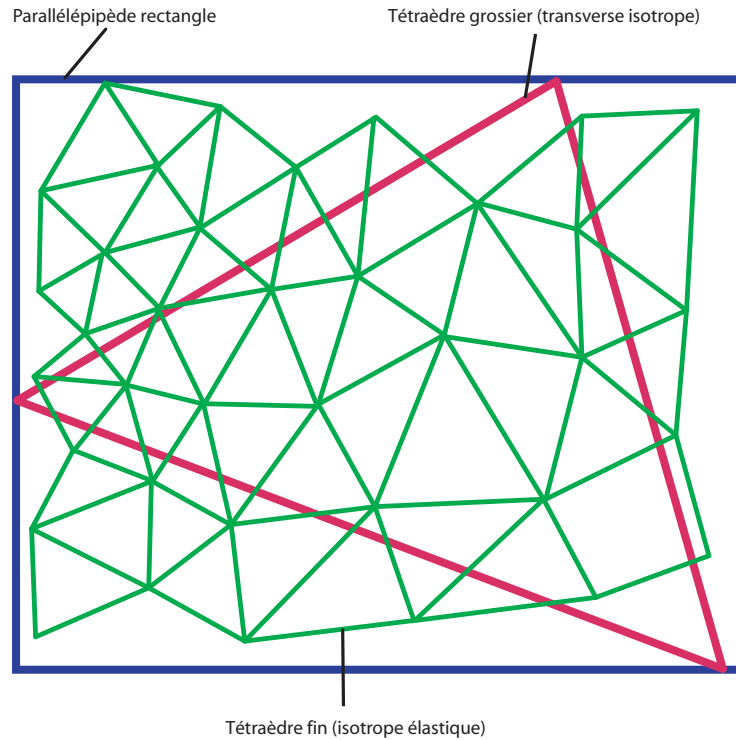


Figure 1 – Extension de la méthode de mise à l'échelle pour des maillages tétraédriques. Vue en 2-D de la construction de \mathcal{C} .

Une extension de cette méthode de restauration serait de traiter plus spécifiquement de l'interface sel-sédiments, en déformant, sous contraintes, cette interface. Par exemple, on peut citer deux types de déformations sous contraintes : à l'aide d'une loi approchant un champ de pression sur cette surface ou en utilisant une instabilité de Rayleigh-Taylor.

Dans un autre registre, [Durand-Riard *et al.* \[accepted\]](#) ont proposé de décrire les conditions aux limites appliquées à un modèle structural de manière implicite. Un modèle structural, discrétisé à l'aide d'un maillage seulement conforme aux failles, peut être alors restauré sans prendre en considération la résolution nécessaire au niveau des discordances. Il peut être envisageable d'adapter cette méthode au cas des diapirs de sel, en ne maillant pas les diapirs et en appliquant à l'interface sel-sédiments une condition de pression.

Par ailleurs, pour le modèle de La Popa, il est indispensable d'enlever les effets des différents processus affectant la sédimentation autour des diapirs : isostasie, subsidence, décompaction et eustatisme.

Réduction des incertitudes structurales à l'aide d'une restauration

Ce travail a également permis de traiter de la réduction d'incertitudes à l'aide de la restauration volumique. Dans ce cadre, il s'agit de disposer d'un ensemble de modèles structuraux, perturbés à partir d'une enveloppe d'incertitudes, notamment sur les failles. Chacun de ces modèles perturbés étant maillés, il est possible d'appliquer les mêmes conditions aux limites en vue d'une restauration en volume, utilisant les Éléments Finis par exemple.

A partir de ces restaurations, on extrait un paramètre de forme de l'ellipsoïde des contraintes et un critère de rupture élastique. En isolant uniquement les zones fracturées (à partir du critère de rupture) pour lesquelles le facteur de forme caractérise une déformation d'ordre régional, il est possible de valider ou d'invalider plusieurs modèles perturbés à partir de mesures de terrain.

Cette méthodologie a été appliquée sur un anticlinal situé dans la zone sub-Andine en Bolivie. Les résultats obtenus à partir des restaurations de ces modèles ont été comparés aux mesures de terrain effectuées par [Florez-Niño *et al.* \[2005\]](#). Le tableau 1 récapitule les résultats de fracturation obtenus pour les différents modèles. On a pu ainsi invalider trois des modèles perturbés : modèles **3**, **4** et **Final**.

En extension de ce travail, nous proposons de ne pas se limiter à une seule modification du pendage de l'une des failles. Plusieurs travaux de recherche sont menés en ce sens, notamment [Cherpeau *et al.* \[2009\]](#) qui proposent de générer des réseaux de failles à l'aide de simulations stochastiques. Une alternative au travail proposé dans ce mémoire serait de perturber les conditions aux limites de la restauration, pour étudier leurs influences sur les tectoniques induites. Enfin, une validation, telle qu'il a été proposé à partir de mesures de terrain des fractures, à partir de données issues de puits est envisageable.

Modèle	Type de faille pour \mathcal{F}_{Est}	Modes de fracturation par rapport aux mesures de terrain	Modèle éliminé ?
Initial	\mathcal{F}_{Est} inverse pendage : $+0^\circ$	Mode 2 prédominant Conjuguées des fractures mesurées Distribution équivalente Mode 1 et 3 sur-évalué	Non
2	\mathcal{F}_{Est} inverse pendage : $+10^\circ$	Mode 2 prédominant Conjuguées des fractures mesurées Distribution équivalente Mode 1 et 3 sur-évalué	Non
3	\mathcal{F}_{Est} inverse pendage : $+30^\circ$	Mode 2 prédominant Conjuguées des fractures mesurées Distribution relativement équivalente Mode 1 et 3 sur-évalués	Oui
4	\mathcal{F}_{Est} inverse pendage : $+50^\circ$	Mode 2 prédominant Conjuguées et normales des fractures mesurées Distribution non équivalente Mode 1 et 3 sur-évalués	Oui
Final	\mathcal{F}_{Est} normale pendage : $+70^\circ$	Mode 2 prédominant Normales des fractures mesurées Distribution non équivalente Mode 1 et 3 sur-évalués	Oui

Table 1 – Tableau récapitulatif des résultats de la fracturation observée pour les différents modèles restaurés sur l’anticlinal de Bolivie.

Annexe A

Modèles de roches parfaitement stratifiées

According to [Salamon \[1968\]](#), if the layers i are perfectly stratified, E_{pn} , ν_{pn} and G_{pn} of the compliance tensor described in Equation 2.3 are defined by :

$$\begin{aligned} \nu_p &= \frac{\sum_i \frac{f_i \nu_i E_i}{1 - \nu_i^2}}{\sum_i \frac{f_i E_i}{1 - \nu_i^2}}, & \nu_{pn} &= (1 - \nu_p) \sum_i \frac{f_i \nu_i}{1 - \nu_i^2}, \\ E_p &= (1 - \nu_p^2) \sum_i \frac{f_i E_i}{1 - \nu_i^2}, & E_{pn} &= \frac{1}{\sum_i \left[\frac{f_i}{E_i} \left(1 - \frac{2\nu_i^2}{1 - \nu_i} \right) \right] + \frac{2\nu_{pn}^2}{(1 - \nu_p)E_p}}, \\ G_{pn} &= \frac{E_p}{2(1 + \nu_p)} \end{aligned} \tag{A.1}$$

Where f_i is the volume fraction of layer i .

Bibliographie

- K. Aki and P. G. Richards. *Quantitative seismology; theory and methods*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, California (USA), 1980.
- E. M. Anderson. *The Dynamics of Faulting*. Oliver and Boyd, 2nd edition, 1951.
- J. Angelier. Determination of the mean principal direction of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56 :17–26, 1979.
- J. Angelier. From orientation to magnitudes in plaeostress determination using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11(1–2) :37–50, 1989.
- M. Aranda-Garcia. El segmento San Felipe del cinturón cabalgado, Sierra Madre Oriental, estado de Durango, Mexico. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 16 :18–36, 1991.
- V. Artus and B. Noetinger. Up-scaling Two-Phase Flow in Heterogeneous Reservoir : Current Trends. *Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP*, 59(2) :185–195, 2004.
- J. L. Aschoff and Giles K.A. Salt diapir-influenced, shallow-marine sediment dispersal patterns : Insights from outcrop analogs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89(4) :447–469, 2005.
- M. F. Ashby and D. R. H. Jones. *Engineering Materials 1 : An Introduction to their Properties and Applications*. Pergamon Press, 1980.
- M. Audibert. *Déformation discontinue et rotation de blocs, méthodes numériques de restauration : Application à Gallilée*. PhD thesis, Université Rennes 1, 1991.
- K. Aziz and A. Settari. *Petroleum Reservoir Simulation*. Elsevier Applied Science Publishers, 1979.
- P. Baby, G. Hérail, R. Salinas, and T. Sempere. Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross-section balancing : example from the foreland thrust system of the southern Bolivian Subandean Zone. *Tectonics*, 11 :523–36, 1992.

- P. Baby, B. Guillier, J. Oller, G. Montemurro, and D. Zubieta. Sintesis estructural des subandino boliviano. In *Memorias del XI congreso geologico de Bolivia*, pages 161–169, 1994.
- S. Back, F. F. Strozky, P. A. Kukla, and J. J. Lambiasse. Three-dimensional restoration of original sedimentary geometries in deformed basin fill, onshore Brunei Darussalam, NW Borneo. *Basin Research*, 20 :99–117, 2008.
- G. E. Backus. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *Journal of Geophysical Research*, 67 :4427–4440, 1962.
- Claudio Balda and Raül Cirigliano. Estudio de causas de aprisionamiento de trepanos impregnados. *Petrotecnia*, 3 :58–64, 2006.
- B. Baldwin and C. O. Butler. Compaction curves. *AAPG Bulletin*, 69 :622–625, 1985.
- D. C. Barton. Mechanics of formation of salt domes with special reference to gulf coast domes of texas and louisiana. *AAPG Bulletin*, 17(9) :1025–1083, 1933.
- T. Belytschko, W. K. Liu, and B. Moran. *Nonlinear Finite Elements for Continua and Structures*. Wiley, 2000.
- M. A. Biot and H. Ode. Theory of gravity instability with variable overburden and compaction. *Geophysics*, 30 :213–227, 1965.
- J. Bloomenthal and B. Wyvill. Interactive techniques for implicit modeling. In *SI3D : Proceedings of the 1990 symposium on Interactive 3D graphics*, pages 109–116, NY, USA, 1990. ACM Press, New York.
- P. Borrel and A. Rappoport. Simple Constrained Deformations for geometric modeling and interactive design. *ACM Trans. Graph.*, 13(2) :137–155, 1994.
- M. H. P. Bott. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96(96) :109–117, 1959.
- O. Bourgeois. Restauration numérique de la déformation discontinue dans les domaines en compression. Application à dépression de Tadjik. Master’s thesis, Université Rennes I, Rennes, France, 1994.
- M. J. Boutéca, J.-P. Sarda, and F. Schneider. Subsidence Induced by the Production of Fluids. *Revue de l’Institut Français du Pétrole*, 51 :1365–379, 1996.
- R. C. Brewer and R. H. Groshong. Restoration of cross-sections above intrusive salt domes. *AAPG Bulletin*, 77 :1769–1780, 1993.

-
- P. G. Buchanan, D. J. Bishop, and D. N. Hood. Development of salt-related structures in the Central North Sea : results from section balancing. In G. I. Alsop, D. J. Blundell, and I. Davison, editors, *Salt Tectonics*, volume 100 of *Geological Society Special Publication*, pages 111–128. The Geological Society, 1996.
- N. L. Carter and F. D. Hansen. Creep of Rocksalt. *Tectonophysics*, 92 :275–333, 1983.
- A. C. Cassell and R. E. Hobbs. Numerical Stability of Dynamic Relaxation Analysis of Non-Linear Structures. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 10 :1407–1410, 1976.
- G. Caumon and P. Muron. Surface restoration as a mean to characterize transverse fault slip uncertainty. In *26th Gocad Meeting Proceedings*, 2006.
- G. Caumon, C. H. Sword, and J.-L. Mallet. Constrained modifications of non-manifold b-rep models. In *Proceedings of the 8th ACM Symposium on Solid Modeling and Applications*, pages 310–315, NY, USA, 2003. ACM Press, New York.
- G. Caumon, C. H. Sword, and J.-L. Mallet. Interactive editing of sealed geological 3d models. *Mathematical Geology*, 36(4) :405–424, 2004.
- G. Caumon, C. Antoine, and A.-L. Tertois. Building 3d geological surfaces from field data using implicit surfaces. In *Proceedings of the 27th Gocad Meeting*. Gocad Research Consortium, 2007.
- G. Caumon, M.-O. Titeux, G. G. Gary Gray, J. Clément, and C. Antoine. 3D Stratigraphic model building from remote sensing data using implicit surfaces on tetrahedral meshes. *IEEE Trans Geoscience and Remote Sensing*, pages xx–xx, in prep.
- F. Chalon, M. Mainguy, P. Longuemar, and P. Lemonnier. Upscaling of elastic properties for large scale geomechanical simulations. *Int. J. Numer. Anal. Meth. Geomech.*, 28 :1105–1119, 2004.
- T. T. Chamberlin. The Appalachian folds of central Pennsylvania. *Journal of Structural Geology*, 18 :228–251, 1910.
- S. Chandrasekhar. *Hydrodynamic and Hydromagnetic Stability*. Oxford University Press, 1961.
- N. Cherpeau, G. Caumon, and B Lévy. Stochastic simulations and perturbations of structural models including topological changes. In *Proceedings of the 29th Gocad Meeting*, 2009.
- P. R. Cobbold and M. N. Percevault. Spatial integration of strain using finite elements. *Journal of Structural Geology*, 5 :299–305, 1983.

- P. R. Cobbold. Removal of finite deformation using strain trajectories. *Journal of Structural Geology*, 1 :62–72, 1979.
- R. Cognot, J.-L. Mallet, L. Souche, and J. Massot. Fiber based sgrid construction. In *Proceedings of the June 2001 Gocad Meeting*, 2001.
- B. Colletta, J. Letouzey, J. Soares, and M. Specht. Detachment versus fault propagation folding : insights from the Sub Andean ranges of Southern Bolivia. In *Thrust Tectonics Conference*. Royal Holloway of London, 1999.
- M. A. Cooper and P. M. Trayner. Thrust surface geometry : implications for thrust-belt evolution and section-balancing techniques. *Journal of Structural Geology*, 8 :305–312, 1986.
- S. Corbel and G. Caumon. Transverse Fault Throw Uncertainty Assessment : Latest Advances. In *27th Gocad meeting*. Gocad Research Group, Nancy Université, 2007.
- T. G. M. Cornu and G. Bertrand. Backward modeling of the rifting kinematics in the Upper Rhine Graben : insights from an elastic-perfect contact law on the restoration of a multi-bloc domain. *Int. Journal of Earth Sciences*, 94(4) :751–757, SEP 2005. 4th EUCOR-URGENT International Symposium on Assessing Natural Hazards in a Densely Populated Area, Basel, SWITZERLAND, SEP 29-OCT 01, 2003.
- C.A. Coulomb. Sur une application des règles, de maximis et minimis à quelque problèmes de statique, relatifs à l'architecture. *Mémoires de mathématique et de physique par divers savants, Académie Royales des Sciences*, 7 :343–382, 1773.
- C. D. A. Dahlstrom. Balanced cross-sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6 :743–757, 1969.
- I. Davison. Listric normal fault profiles : calculation using bed-length balance and fault displacement. *Journal of Structural Geology*, 8 :209–210, 1986.
- P. Davy and P. R. Cobbold. Indentation tectonics in nature and experiment. 1 : Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 14 :129–141, 1989.
- M. R. de Santi, J. L. E. Campos, and L. F. Martha. A finite element approach for geological section reconstruction. In *22th Gocad Meeting*, 2002.
- M. R. de Santi, J. L. E. Campos, and L. F. Martha. 3D geological restoration using a finite element approach. In *23rd Gocad Meeting Proceedings*, 2003.
- J. M. Denison and H. P. Woodward. Palinspastic maps of central Appalachians. *AAPG Bulletin*, 47 :666–680, 1963.

-
- G. Dickinson. Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana. *AAPG Bulletin*, 37 :410–432, 1953.
- P. Durand-Riard, G. Caumon, and P. Muron. Balanced restoration of geological volumes with relaxed meshing constraints. *Computers and Geosciences*, x :xx–xx, accepted.
- S. S. Egan, T. S. Buddin, S. J. Kane, and G. D. Williams. Three-dimensional modelling and visualisation in structural geology : new techniques for the restoration and balancing of volumes. In *Proceedings of the 1996 Geoscience Information Group Conference on Geological Visualisation : the Intelligent Picture ? Electronic Geology 1*, pages 67–82, 1997.
- S. Eguiluz de Antuñano. La formación carbonera y sus implicaciones tectónicas, estados de Coahuila y Nuevo León. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 50(1) :3–39, 1989.
- Encyclopédie Larousse en ligne. Diapir. http://www.larousse.fr/ref/nom-commun-nom/diapir_43203.htm, 2008.
- A. Etchécopar. *Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin*. PhD thesis, Université Nantes, Nantes, France, 1974.
- A. Etchécopar, G. Vasseur, and M. Daignières. An inverse problem in micro-tectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3 :51–65, 1981.
- F. Ferféra, J.-P. Sarda, M. Boutéca, and Vincke O. Experimental Study of Monophasic Permeability Changes under Various Stress Paths. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 34 :3–4, 1997.
- E. Fetel. *Quantifications des incertitudes liées aux simulations d'écoulement dans un réservoir pétrolier à l'aide de surfaces de réponse non linéaires*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, January 2007.
- J. C. Fiduk, P. Weimer, B. D. Trudgill, M. G. Rowan, P. E. Gale, R. L. Phair, B. E. Korn, G. R. Roberts, W. T. Gafford, R. L. Lowe, and T. A. Queffelec. The Perdido Fold Belt, Northwestern Deep Gulf of Mexico, Part 2 : Seismic Stratigraphy and Petroleum Systems. *AAPG Bulletin*, 83(4) :578–612, 1999.
- M. P. Fischer and S. Wilkerson. Predicting the orientation of joints from fold shape ; results of pseudo-three dimensional modeling and curvature analysis. *Geology*, 28 :15–18, 2000.
- J.-M. Florez-Niño, A. Aydin, G. Mavko, M. Antonellini, and A. Ayaviri. Fault and fracture systems in a fold and thrust belt : An example from Bolivia. *AAPG Bulletin*, 89(4) :471–493, 2005.

- M. Ford. Practical application of the sequential balancing technique : an example from the Irish Variscides. *Journal of the Geological Society of London*, 144 :885–891, 1987.
- A. F. Fossum and J. T. Fredrich. Salt Mechanics Primer for Near-Salt and Sub-Salt Deepwater Gulf of Mexico Field Developments. Technical Report SAND2002-2063, Sandia National Laboratories, Albuquerque, NM, 2002.
- A. Foucault and J.-F. Raoult. *Dictionnaire de Géologie*. Masson, Paris, 1995.
- T. Frank and J.-L. Mallet. Rapid deformation of iso-contours by interactive edition of implicit functions. In *25th Gocad Meeting Proceedings*, 2005.
- T. Frank. *Advanced Visualization and Modeling of Tetrahedral Meshes*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 2006.
- N. Fry. Stress space : striated faults, deformation twins, and their constraints on paleostress. *Journal of Structural Geology*, 23(1) :1–9, 2001.
- J. Gari. *Modélisation stratigraphique haute résolution 3D de systèmes sédimentaires carbonatés : les affleurements de la marge carbonatée du Beausset du Cénomaniens au Coniacien moyen (Provence, France)*. PhD thesis, Université de Provence, 2008.
- J. Geertsma. On the Alert for Subsidence. *AGIP Review*, 6 :39–43, 1989.
- A. D. Gibbs. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 9 :153–160, 1983.
- K. A. Giles and T. F. Lawton. Attributes and evolution of an exhumed salt weld, La Popa basin, Northeastern Mexico. *Geology*, 27 :323–326, 1999.
- K. A. Giles and T. F. Lawton. Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapir, northeastern Mexico. *AAPG Bulletin*, 86(5) :823–840, May 2002.
- J. Goguel. *Tectonics*. Freeman and Company, San Francisco, 1952.
- J.-P. Gratier and B. Guillier. Compatibility constraints on folded and faulted strata and calculation of total displacement using computational restoration (UNFOLD program). *Journal of Structural Geology*, 15(3-5) :391–402, 1993.
- J.-P. Gratier, B. Guillier, A. Delorme, and F. Odonne. Restoration and balance of a folded and faulted surface by best-fitting of finite-element : principle and applications. *Journal of Structural Geology*, 13 :111–115, 1991.
- J.-P. Gratier. Unfold User Manual. Technical report, Laboratoire de Géophysique et Tectonophysique (CNRS, Université Joseph Fourier), Grenoble, France, 1993.

-
- G. G. Gray and C. A. Johnson. Structural evolution of the saltillo-monterrey corridor, sierra madre oriental : Applications to exploration challenges in fold-thrust belts. In AAPG/AMPG International Research Symposium on Oil, Gas Exploration, and Production, editors, *Thrust Belts Guidebook*, page 50, 1997.
- G. G. Gray. Structural evolution of the Saltillo-Monterrey corridor, Sierra Madre Oriental : A Field Guidebook to the Monterrey Salient and La Popa Basin. Privately published, 2008.
- A. A. Griffith. The phenomenon of rupture and flow in solids. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 221 :163–198, 1920.
- A.A. Griffith. The theory of rupture. In *Proceedings of the 1st Int. Cong. on Appl. Mech.*, pages 55–63, Delft, 1924.
- P. Griffiths, S. Jones, N. Salter, F. Schaefer, R. Osfield, and H. Reiser. A new technique for 3-D flexural-slip restoration. *Journal of Structural Geology*, 24 :773–782, 2002.
- T. L. Gubbels, B. L. Isacks, and E. Farrar. High-level surfaces,. *Geology*, 21 :695–698, 1993.
- B. Guillier. *Dépliage automatique de strates plissées et faillées : application à l'équilibrage des structures naturelles*. PhD thesis, Université Grenoble I, Grenoble, France, 1991.
- M. Guiton, Y. Leroy, and W. Sassi. Activation of diffuse discontinuities and folding of sedimentary layers. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 108(B4) :ETG3.1–ETG3.20, 2003.
- M. Guiton. *Contribution of pervasive fractures to the deformation during folding of sedimentary rocks*. PhD thesis, Ecole Polytechnique (Paris, France), 2001.
- L. A. Hardie, J. P. Smoot, and H. P. Eugster. Saline lakes and their deposits : a sedimentological approach. In A. Matter and M. E. Tucker, editors, *Modern and ancient lake sediments*, volume 2 of *Special Publication*, pages 7–41. International Association of Sedimentology, 1979.
- Z. Hashin and S. Shtrikman. On some variational principles in anisotropic and nonhomogeneous elasticity. *Jour. Mech. Phys. Solid*, 10 :335–342, 1962.
- Z. Hashin. The elastic moduli of heterogeneous materials. *Jour. Appl. Mech.*, 29 :143–150, 1962.
- I. C. Higuera-Díz and M. P. Fischer. Geometry and kinematics of the Nuncios detachment fold complex : Implications for lithotectonics in northeastern Mexico. *Tectonics*, 24 :1–19, 2005.

- R. Hill. Elastic properties of reinforced solids, some theoretical principles. *Jour. Mech. Phys. Solids*, 11 :281–288, 1963.
- J. R. Hossack. The use of balanced cross-section in calculation of orogenic contraction : a review. *Journal of Geological Society of London*, 136 :705–711, 1979.
- J. Hossack. Geometric rules of section balancing for salt structures. In M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, editors, *Salt tectonics : a global perspective*, volume 65 of *AAPG Memoir*, chapter Geometric rules of section balancing for salt structures, pages 29–40. AAPG, 1995.
- T. M. Hu, F. Fournier, J.-J. Royer, and C. Joseph. Impact of uncertainties in rock mechanical properties on subsidence evaluation. In *Int. Asso. for Mathematical Geology*, page 5p. *XIth Int. Congress*, Liège, Belgique,, 2006.
- T. M. Hu, F. Fournier, and J.-J. Royer. Are uncertainties on the spatial distribution of rock properties influential in coupled reservoir / geomechanical modelling? In *3rd Int. Conf. on Coupled T-H-M-C processes in Geo-Systems*. Lille, France, 2008.
- T. M. Hu. *Modélisation génétique des réservoirs : méthodologie de mise en œuvre et d'analyse des incertitudes*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, 2008b.
- M. R. Hudec and M. P. A. Jackson. Regional restoration across the Kwanza Basin, Angola : Salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin. *AAPG Bulletin*, 88(7) :971–990, July 2004.
- M. R. Hudec and M. P. A. Jackson. Terra infirma : Understanding salt tectonics. *Earth-Science Reviews*, 82 :1–28, 2007.
- T. J. R. Hugues. *The Finite Element Method : Linear Static and Dynamic Finite Element Analysis*. Prentice-Hall, New Jersey, 1987.
- N. J. Hyne. *Nontechnical Guide to Petroleum Geology, Exploration, Drilling and Production*. PenWell Publishing, 1995.
- G. R. Irwin. Analysis of stresses and strains near the end of a crack traversing a plate. *Journal of Applied Mechanics*, 24 :361–364, 1957.
- A. Ismail-Zadeh, I. Tsepelev, C. Talbot, and A. Korotkii. Three-dimensional forward and backward modelling of diapirism : numerical approach and its applicability to the evolution of salt structures in the Pricaspian basin. *Tectonophysics*, 387 :81–103, 2004.
- M. P. A. Jackson and C. J. Talbot. A Glossary of Salt Tectonics. The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Geological Circular, 1991. 44p.

-
- M. P. A. Jackson and B. C. Vendeville. Regional extension as a geologic trigger for diapirism. *Geological Society of America Bulletin*, 106(1) :57–73, 1994.
- M. P. A. Jackson, B. C. Vendeville, and D. D. Schultz-Ela. Structural Dynamics of Salt Systems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22 :93–117, 1994.
- P. Jacquemin. Balanced unfolding : Removing gaps between horizons and faults. In *19th Gocad Meeting Proceedings*, 1999.
- J. C. Jaeger and N. G. W. Cook. *Fundamentals of rock mechanics*. London, Chapman and Hall, 1979.
- B. J. P. Kaus and Y. Y. Podladchikov. Forward and Reverse Modeling of the Three-Dimensional Viscous Rayleigh-Taylor Instability. *Geophysical Research Letters*, 28(6) :11095–11098, 2001.
- J. D. Kiefer and J. M. Denison. Palinspastic map of Devonian strata. *AAPG Bulletin*, 56 :161–166, 1972.
- H. Koyi. The shape of salt diapirs. *Journal of Structural Geology*, 20 :321–338, 1998.
- E. Labrunye. *Extraction automatique d'information géologique à partir d'images sismiques tridimensionnelles*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 2004.
- F. Lallier. Map restoration : latest advances. Master's thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, 2008.
- R. D. Lama and V. S. Vutukuri. *Handbook on mechanical properties of rocks*. Trans tech Publications, 1978.
- S. Lamb. Vertical axis rotation in the Bolivian orocline, South America 2. Kinematic and dynamical implications. *Journal of Geophysical Research*, 106(B11) :26,633–26,653, 2001.
- T.F. Lawton, Vega F.J., K.A. Giles, and Rosales-Domínguez C. Stratigraphy and origin of the La Popa Basin, Nuevo León and Coahuila, Mexico. In C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, editors, *The western Gulf of Mexico Basin : Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*, volume 75 of *AAPG Memoir*, pages 219–240. AAPG, 2001.
- M. Lecour, R. Cognot, I. Duvinage, P. Thore, and J.-C. Dulac. Modelling of stochastic faults and fault networks in a structural uncertainty study. *Petroleum Geoscience*, 7(S) :31–42, 2001.

- M. Lecour. *Incertitudes concernant la géométrie des failles*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 2000.
- F. Lepage. *Génération de maillages tridimensionnels pour la simulation des phénomènes physiques en géosciences*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 2003.
- B. Levy, J-L. Mallet, and J. Massot. Parameterization dealing with complex fault networks and strongly folded surfaces. In *20th Gocad Meeting Proceedings*, 2000.
- B. Levy. *Topologie Algorithmique, Combinatoire et Plongement*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 1999.
- M. Léger, M. Thibaut, J.-P. Gratier, and J.-M. Morvan. A least-square method for multi-surface unfolding. *Journal of Structural Geology*, 19(5) :795–743, 1997.
- D. R. Lide. *Handbook of Chemistry and Physics*. CRC Press, 89th edition, 2008.
- E. Lopez-Ramos. *Geología de México*. D. F. 2, Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, México, 1982.
- Y. Z. Ma, A. Seto, and E. Gomez. Frequentist Meets Spatialist : A Marriage Made in Reservoir Characterization. In *2008 SPE Annual Technical Conference and Exhibition (SPE 115836)*, Denver, Colorado, USA., 2008.
- Y. Z. Ma. Simpson’s Paradox in Natural Resource Evaluation. *Mathematical Geosciences*, 41(2) :193–213, 2008.
- L. Macé, P. Muron, and J.-L. Mallet. Integration of Fracture Data into 3D Geomechanical Modeling to Enhance Fractured Reservoirs Characterization,. In *SPE Annual Technical Conference and Exhibition (SPE 95827)*, Dallas, Texas, USA., 2005.
- L. Macé. *Caractérisation et modélisation numériques tridimensionnelles des réseaux de fractures naturelles*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, 2006.
- F. Maerten and L. Maerten. 3-d geomechanical techniques to better characterizing complex structural models : (i) slip inversion and (ii) restoration. In *Proceedings of the 2004 AAPG ACTE*, 2004. Abstract.
- L. Maerten and F. Maerten. Chronologic modeling of faulted and fractured reservoirs using geomechanically-based restoration. In *Proceedings of the 2004 AAPG ACTE*, 2004. Abstract.
- L. Maerten and F. Maerten. Chronologic modeling of faulted and fractured reservoirs using geomechanically based restoration : Technique and industry applications. *AAPG Bulletin*, 90(8) :1201–1226, 2006.

-
- L. Maerten, P. Gillespie, and J.-M. Daniel. Three-dimensional geomechanical modeling for constraint of subseismic fault simulation. *AAPG Bulletin*, 90(9) :1337–1358, 2006.
- J.-L. Mallet. *Geomodeling*. Oxford University Press, 2002. 666 p.
- J.-L. Mallet. Space-Time Mathematical Framework for Sedimentary Geology. *Journal of Mathematical Geology*, 36 :1–32, 2004.
- G. Mandl. *Mechanics of tectonic faulting*. Elsevier, New-York, 1988.
- J. Massot. *Implémentation de méthodes de restauration équilibrée*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 2002.
- G. Mavko, T. Mukerji, and J. Dvorkin. *The Rock Physics Handbook - Tools for Seismic Analysis in Porous Media*. Cambridge University Press., 2003.
- E. F. McBride, A. E. Weidie, J. A. Wolleben, and R. C. Laudon. Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 84 :1603–1622, 1974.
- A. M. McCoss. Restoration of transpression/transtension by generating the three-dimensional segmented helical loci of deformed lines across structure contour maps. *Journal of Structural Geology*, 10 :109–120, 1988.
- R. Merland and G. Caumon. Stereonet visualization in gocad. In ASGA, editor, *29th Gocad Meeting Proceedings*, volume 29. Gocad Consortium, 2009.
- S. B. Michael. Geomechanical analysis and decision analysis for mitigating compaction related casing damage. In *SPE 71695. SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, 2001. New Orleans, Louisiana.
- H. Millán-Garrido. Geometry and kinematics of compressional growth structures and diapirs in the La Popa basin of northeast Mexico : Insights from sequential restoration of a regional cross section and three-dimensional analysis. *Tectonics*, 23 :1–21, 2003.
- G.W. Milton. *The Theory of Composites*. Cambridge Monographs on Applied and Computational Mathematics, Cambridge Univ. Press, 2001.
- S. Mitra and J. Namson. Equal-area balancing. *American Journal of Science*, 289 :563–599, 1989.
- G. Ménard. *Méthodologies générales de construction des coupes équilibrées*. Gratier, J.-P., 1988.
- M. Mohr, P. A. Kukla, J. L. Urai, and G. Bresser. Multiphase salt tectonic evolution in nw germany : seismic interpretation and retro-deformation. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 94 :917–940, 2005.

- O. Mohr. Welch umsttinde bedingen die elastizitltsgrenze und den bruch eines materials? *Zeitschrift Verein Deutsch Iwenieur*, 44 :1524–1530, 1900.
- I. Moretti and M. Larrere. LOCACE : Computer-aided construction of balanced geological cross-sections. *Geobyte*, 4 :16–24, 1989.
- I. Moretti and M.-O. Titeux. 3-D Restoration Using Elasticity and/or Elastic Relaxation. In *AAPG Annual Meeting (Long Beach, CA, USA)*, 2007.
- I. Moretti, B. Colletta, and R. Vially. Theoretical models of block rotation along circular faults. *Tectonophysics*, 153 :313–320, 1988.
- I. Moretti, S. Wu, and A.W. Bally. Computerized balanced cross-section LOCACE to reconstruct an allochtoneous salt sheet, Offshore Louisiana. *Marine and Petroleum Geology*, 7 :371–377, 1990.
- I. Moretti, P. Baby, E. Mendez, and D. Zubieta. Hydrocarbon generation in relation to thrusting in the sub andean zone from 18 to 22 degrees s, bolivia. *Petroleum Geoscience*, 2(1) :17–28, 1996.
- I. Moretti, P. Labaume, S. Sheppard, and J. Boulègue. Compartmentalization of the Migration Pathways in the Sub Andean Zone, Bolivia. *Tectonophysics*, 348 :5–24, 2002.
- I. Moretti, F. Lepage, and M. Guiton. Kine3D : a New 3D Restoration Method Based on a Mixed Approach Linking Geometry. *Oil Gas Science and Technology – Rev. IFP*, 61(2) :277–289, 2006.
- I. Moretti, V. Delos, J. Letouzey, A. Otero, and J.-C. Calvo. The Use of Surface Restoration in Foothills Exploration : Theroy and Application to the Sub-Andean Zone of Bolivia. In O. Lacombe, F. Roure, J. Lavé, and J. Verges, editors, *Thrust Belts and Foreland Basins*, pages 149–162. Springer, 2007.
- I. Moretti. Working in complex areas : New restoration workflow based on quality control, 2d and 3d restorations. *Marine and Petroleum Geology*, 25(3) :205–218, 2008.
- P. M. Morse and H. Feshbach. *Methods of theoretical physics*. McGraw-Hill, New York, 1953.
- R. Moyen. *Paramétrisation 3D de l'espace en géologie : le modèle Géochron*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 2005.
- T. Mukerji, A. Jorstad, P. Avseth, G. Mavko, and J. R. Granli. Mapping lithofacies and pore fluid probabilities in a north sea reservoir : Seismic inversions and statistical rock physics. *Geophysics*, 66 :988–10014, 2001.

-
- D. E. Munson. Preliminary Deformation-Mechanism Map for Salt (with Application to WIPP). Technical Report SAND79-0076, Sandia National Laboratories, Albuquerque, NM, 1979.
- P. Muron, A.-L. Tertois, J.-L. Mallet, and J. Hovadik. An efficient and extendible interpolation framework base on the matrix formulation of the discrete smooth interpolation. In *25th Gocad Meeting Proceedings*, 2005.
- P. Muron. *Méthodes numériques 3-D de restauration des structures géologiques faillées*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 2005.
- M. Nemcok, S. Schamel, and R. A. Gayer. *Thrustbelts : Structural Architecture, Thermal Regimes and Petroleum Systems*. Cambridge University Press, 2005.
- L. L. Nettleton. Fluid Mechanics of Salt Domes. *AAPG Bulletin*, 18(9) :1175–1204, Sept. 1934.
- K. T. Nilsen, B. C. Vendeville, and J.-T. Johansen. Influence of regional tectonics on halokinesis in the Nordkapp basin, Barents Sea. In M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, and S. Snelson, editors, *Salt tectonics : a global perspective*, volume 65 of *AAPG Memoir*, pages 413–436. AAPG, 1995.
- D.R. Oakley and N.F. Knight. Adaptive Dynamic Relaxation algorithm for non-linear hyperelastic structures, Part II Single Processor Implementation. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 126 :91–109, 1995.
- M. Otsubo, A. Yamaji, and A. Kubo. Determination of stresses from heterogeneous focal mechanism data : An adaptation of the multiple inverse method. *Tectonophysics*, 457(3-4) :150–160, 2008.
- R. Padilla y Sanchez. *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico*. Ph.d. thesis, University of Texas at Austin, Austin, Texas, 1982. 217 p.
- M. Papadrakakis. A Method for the Automated Evaluation of the Dynamic Relaxation Parameters. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 25(1) :35–48, 1981.
- B. Paul. Prediction of elastic constants of multiphase materials. *Trans. of the Metallurgical Society of AIME*, 218 :36–41, 1960.
- M. N. Percevault and P. R. Cobbold. Mathematical removal of regional ductile strain in central brittany : evidence of wrench tectonics. *Tectonophysics*, 82 :317–328, 1982.

- R. Perez-Lopez and C. Paredes. On measuring the fractal anisotropy of 2-D geometrical sets : Application to the spatial distribution of fractures. *GEODERMA*, 134(3-4) :402–414, OCT 2006. 6th International Workshop on Fractal Mathematics Applied to Soil and Related Heterogeneous Systems, El Barco de Avila, SPAIN, JUL 02-06, 2004.
- D. Peric and A.J.L. Crook. Computational strategies for predictive geology with reference to salt tectonics. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 193(48-51) :5195–5222, 2004.
- R. S. Pilcher and R. D. Blumstein. Brine volume and salt dissolution rates in Orca Basin, northeast Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 91(6) :823–833, 2007.
- A. Plesch, J. H. Shaw, and D. Kronman. Mechanics of low-relief detachment folding in the Bajiaochang field, Sichuan Basin, China. *AAPG Bulletin*, 91(11) :1559–1575, 2007.
- Y. Podladchikov, C. Talbot, and A. N. B. Poliakov. Numerical models of complex diapirs. *Tectonophysics*, 228 :189–198, 1993.
- M. Quintard and S. Whitaker. Two-phase flow in heterogeneous porous media : the method of large-scale averaging. *Transport in Porous Media*, 3 :357–413, 1988.
- J.G. Ramsay and M.I. Huber. *The Techniques of Modern Structural Geology - Volume 2 : Folds and Fractures*. Academic Press, 1983.
- P. Renard and G. De Marsily. Calculating equivalent permeabilities : A review. *Advances in Water Resources*, 20(5-6) :253–278, 1997.
- A. Reuss. Calculation of the flow limits of mixed crystals on the basis of the plasticity of mono-crystals. *Zeitschrift fuer Angewandte Mathematik und Mechanik*, 9 :49–58, 1929.
- J. R. Rice. Mathematical analysis in the mechanics of fracture. In H. Liebowitz, editor, *Fracture : An Advanced Treatise*, volume 2, pages 191–311, New-York, 1968. Academic Press.
- G. Rijpsma and W. Zijl. Upscaling of Hooke’s Law for Imperfectly Layered Rocks. *Mathematical Geology*, 30(8) :943–969, 1998.
- D. Roeder. Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). *Tectonics*, 5 :23–39, 1988.
- M. Rouainia, H. Lewis, C. J. Pearce, N. Bicanic, G. Couples, and M. A. Reynolds. Hydrogeomechanical modelling of seal behaviour in overpressured basins using discontinuous deformation analysis. *Engineering Geology*, 82(4) :222–233, 2006.

-
- D. Rouby, P. R. Cobbold, P. Szatmari, S. Demercian, D. Coelho, and J. A. Rici. Least-squares palinspastic restoration of regions of normal faulting : application to the Campos Basin (Brazil). *Tectonophysics*, 221 :439–452, 1993.
- D. Rouby, P. R. Cobbold, P. Szatmari, S. Demercian, D. Coelho, and J.A. Rici. Restoration in plan view of faulted Upper Cretaceous and Oligocene horizons and its bearing on the history of salt tectonics in the Campos Basin (Brazil). *Tectonophysics*, 228 :465–445, 1993.
- D. Rouby, T. Souriot, J. P. Brun, and P. R. Cobbold. Displacements, strains and rotations within the Afar depression (Djibouti) from restoration in map view. *Tectonics*, 15 :952–965, 1996.
- D. Rouby, H. Xiao, and J. Suppe. 3-D Restoration of Complexly Folded and Faulted Surfaces Using Multiple Unfolding Mechanism. *AAPG Bulletin*, 84(6) :805–829, 2000.
- D. Rouby. *Restauration en carte des domaines faillés en extension, methode et applications*. PhD thesis, Université de Rennes I, Rennes, France, 1994.
- M. G. Rowan and Kligfield. Cross-section restoration and balancing as an aid to seismic interpretation in extensional terranes. *AAPG Bulletin*, 73 :955–966, 1989.
- M. G. Rowan, T. Lawton, and K. Giles. Near-salt deformation in La Popa basin, Mexico, and the northern Gulf of Mexico : A general model for passive diapirism. *AAPG Bulletin*, 87(5) :733–756, 2003.
- M. G. Rowan. A systematic technique for the sequential restoration of salt structures. *Tectonophysics*, 228 :331–348, 1993.
- M. G. Rowan. Benefits and limitations of section restoration in areas of extensional salt tectonics : an example from offshore Louisiana. *Geological Society, London, Special Publications*, 99 :147–161, 1996.
- M. G. Rowan. Practical salt tectonics. AAPG Lectures, 2007.
- J.-J. Royer and M.-O. Titeux. Generalized Hooke’s Law in a Curvilinear Space. Application to Upscaling. In *27th Gocad Meeting Proceedings*, 2007.
- J.-J. Royer, J.-Ch. Voillemont, and D. Thenin. Upscaling Relative Permeability with GOCAD using a Streamline-based Approach. In *22th Gocad Meeting Proceedings*, 2002.
- M. D. G. Salamon. Elastic moduli of a stratified rock mass. *Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 5 :519–587, 1968.

- L. Salles, M. Ford, P. Joseph, N. Leseur, and A. Le Solleuz. 3D Structural Control of Turbidite Deposition in a Foreland Fold and Thrust Belt : The Annot Sandstone Depocentre of Sanguinières, SE France. In *AAPG Annual Convention, San Antonio, Texas*, 2008.
- P. Samson, O. Dubrule, and N. Euler. Quantifying the impact of structural uncertainties on gross-rock volume estimates. In SPE, editor, *SPE 35535, E3-DRM '96 : European 3-D reservoir modelling conference & exhibition : Stavanger*, Stavanger, 1996.
- P. Samson. *Equilibrage de structures géologiques dans le cadre du projet Gocad*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 1996.
- W. Sassi and J.-L. Faure. Role of faults and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins : inferences from numerical modelling. *Tectonophysics*, 266 :101–119, 1997.
- J. W. Schmoker and R. B. Halley. Carbonate porosity versus depth : a predictable relation for south Florida. *AAPG Bulletin*, 66 :2561–2570, 1982.
- D. D. Schultz-Ela and K. Duncan. Restore© user's manual and software. 1 disk, The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, 1991.
- D. D. Schultz-Ela and M. P. A. Jackson. Relation of subsalt structures to suprasalt structures during extension. *AAPG Bulletin*, 80(12) :1896–1924, 1996.
- D. D. Schultz-Ela, M. P. A. Jackson, and B. C. Vendeville. Mechanics of active salt diapirism. *Tectonophysics*, 228 :275–312, 1993.
- D. D. Schultz-Ela. Application of three-dimensional finite-element method to strain field analysis. *Journal of Structural Geology*, 10 :263–272, 1988.
- D. D. Schultz-Ela. Restoration of cross-sections to constrain deformation processes of extensional terranes. *Marine and Petroleum Geology*, 9 :372–388, 1992.
- W. M. Schwerdtner. Geometric interpretation of regional strain regimes. *Tectonophysics*, 39 :515–531, 1977.
- J. G. Sclater and P. A F. Christie. Continental stretching : an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *Journal of Geophysical Research*, 85 :3711–3739, 1980.
- T. W. Sederberg and S. R. Parry. Free-form deformation of solid geometric models. In *Computer Graphics (Proceedings of ACM SIGGRAPH 86)*. ACM Press, New York, NY, USA., 1986.

-
- B. Sheffels. Lower bound on the amount of crustal shortening in the central bolivian andes. *Geology*, 18 :812–815, 1990.
- D. C. Shelley and T. F. Lawton. Sequence stratigraphy of tidally influenced deposits in a salt-withdrawal minibasin : Upper sandstone member of the Potrerillos Formation (Paleocene), La Popa basin, Mexico. *AAPG Bulletin*, 89(9) :1157–1179, 2005.
- R. J. Steiner. Grand Isle Block 16 field, offshore Louisiana. *AAPG Memoir*, 24 :229–238, 1976.
- A. Tarantola. *Inverse Problem Theory*. Elsevier, 1987.
- A.-L. Tertois and J.-L. Mallet. Real-time Fault Editing in a Tetrahedralised Volume. In *25th Gocad Meeting Proceedings*, 2005.
- A.-L. Tertois, G. Caumon, and M.-O. Titeux. Fault uncertainty and ranking in tetrahedral models. In *27th Gocad Meeting Proceedings*, 2007.
- M. Thibaut. *Géologie des surfaces de failles et dépliage 3D (Méthodes et Applications)*. PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 1994.
- A. L. Thomas. Poly3d : A three-dimensional, polygonal element, displacement discontinuity boundary element computer program with applications to fractures, faults and cavities in earth’s crust. Master’s thesis, Stanford University, California, USA, 1993.
- P. Thore, A. Shtuka, M. Lecour, T. Ait-Ettajer, and R. Cognot. Structural uncertainties : determination, management and applications. *Geophysics*, 67(3) :840–852, 2002.
- S. Timoshenko. *Strength of materials*. Van Nostrand New York, 1955.
- L. R. G. Treolar. Stresses and birefringence in rubber subjected to general homogeneous strain. *Proceedings of the Physical Society*, 60 :135–144, 1947.
- H. Tresca. Mémoire sur l’écoulement des corps solides soumis à de fortes pressions. *Compte Rendu de l’Académie des Sciences*, 59 :754–758, 1864.
- F. Trusheim. Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 109 :101–51, 1957.
- F. Trusheim. Mechanism of salt migration in Northern Germany. *AAPG Bulletin*, 44 :1519–1540, 1960.
- A. Trykozko, W. Zijl, and A. Bossavit. Nodal and mixed finite elements for the numerical homogenization of 3D permeability. *Computational Geoscience*, 5 :61–84, 2001.
- P. G. Underwood. *Dynamic Relaxation*, chapter 5, pages 246–265. North-Holland, 1983.

- J. L. Urai, C. J. Spiers, H. J. Zwart, and G. S. Lister. Weakening of rock salt by water during long-term creep. *Nature*, 324 :554–557, 1986.
- USGS and Mineral Information Institute. Minerals of your world - ha-lite. <http://republicans.resourcescommittee.house.gov/archives/ii00/subcommittees/emr/usgsweb/index.html>, 2003. Image du domaine public.
- P. R. Vail, Jr. R. M. Mitchum, R. G. Todd, J. M. Widmier, S. Thompson, J. B. Sangree, J. N. Bubb, and W. G. Hatlelid. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, volume 26, pages 49–212. AAPG Memoir, 1977.
- P. R. Vail. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part I : Seismic stratigraphy interpretation procedure. In A. W. Bally, editor, *Atlas of Seismic Stratigraphy*, volume 27 of *AAPG Studies in Geology*, pages 1–10. AAPG, 1987.
- P. E. van Keken, C. J. Spiers, A. P. van den Berga, and E. J. Muyzerta. The effective viscosity of rocksalt : implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism. *Tectonophysics*, 225(4) :457–476, 1993.
- J. C. Van Wagoner. Overview of sequence stratigraphy of foreland basin deposits : terminology, summary of papers, and glossary of sequence stratigraphy. In *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits*, volume 64, pages ix–xxi. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1995.
- F. J. Vega-Vera and M. Perrilliat. La presencia del Eoceno marino en la cuenca de la Popa (Grupo Difunta), Nuevo León : Orogenia post-Ypresiana. *Revista de la Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 8 :67–70, 1989.
- B. C. Vendeville and M.P.A. Jackson. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9 :331–353, 1992.
- B. C. Vendeville and M. P. A. Jackson. Rates of extension and deposition determine whether growth faults or salt diapirs form. In J. M. Armentrout, R. Bloch, H. C. Olson, and B. F. Perkins, editors, *Rates of geologic processes : tectonics, sedimentation, eustasy and climate : implications for hydrocarbon exploration : Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, fourteenth annual research conference, program with papers*, pages 263–268, Houston, Texas, 1993.
- P. Verall. Structural interpretation with applications to north sea problems. course notes no. 3. Technical report, Joint Association of Petroleum Exploration Courses, 1981.
- W. Voigt. Über die Beziehung zwischen den beiden Elastizitätskonstanten isotroper Körper. *Annals of Physics*, 38 :573–587, 1889.

-
- R. von Mises. Mechanik der festen korper im plastisch deformablen zustand, gott. *Nachr. Math.-Phys. Klasse*, 1 :585–592, 1913.
- R. E. Wallace. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, 59 :118–130, 1951.
- A. J. Watkinson and P. R. Cobbold. Axial directions of folds in rocks with linear/planar fabrics. *Journal of Structural Geology*, 3(3) :211–217, 1981.
- A. E. Weidie and G. E. Murray. Geology of the parras basin and adjacent areas of northeastern mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51 :678–695, 1967.
- R. Weijermars, M. P. A. Jackson, and B. C Vendeville. Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics*, 217 :143–174, 1993.
- K. J. Weiler. *The radial edge structure : A topological representation for non-manifold geometric modeling.*, chapter Geometric Modeling for CAD Applications. Springer Verlag, 1987.
- X. H. Wen, L. Durlofsky, and M. G. Edwards. Use of border regions for improved permeability upscaling. *Mathematical Geology*, 35(5) :521–547, July 2003.
- H. E. Wheeler. Time-stratigraphy. *Bulletin of American Association of Petrology and Geology*, 42 :1047–1063, 1958.
- J. Wickham and G. Moeckel. Restoration of structural cross-sections. *Journal of Structural Geology*, 19(7) :975–986, 1997.
- Wikipedia. Lidar. <http://fr.wikipedia.org/wiki/Lidar>, 2009.
- G. D. Williams, S. J. Kane, T. S. Buddin, and A. J. Richards. Restoration and balance of complex folded and faulted rock volumes : flexural flattening, jigsaw fitting and decompaction. *Tectonophysics*, 273 :203–218, 1997.
- S.M. Willson and J.T. Fredrich. Geomechanics Considerations for Through- and Near-Salt Well Design. In *paper SPE 95621, presented at the SPE Annual Technical Conference*, 2005.
- A. Yamaji, M. Otsubo, and K. Sato. Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 28(6) :980–990, 2006.
- H. Yin and R. H. Groshong. Balancing and restoration of piercement structures : geologic insights from 3d kinematic models. *Journal of Structural Geology*, 28 :99–114, 2006.

- S. Zaleski and P. Julien. Numerical simulation of Rayleigh-Taylor instability for single and multiple salt diapirs. *Tectonophysics*, 206 :55–69, 1992.
- L. Zhang and G. Caumon. Perturbation of Fault Network Building on a Stratigraphic Grid. In *26th Gocad Meeting Proceedings*, 2006.
- O. C. Zienkiewicz and R. L. Taylor. *The finite element method - Volume I : The Basis*. Butterworth-Heinemann, 5th edition, 2000.
- W. Zijl, M. A. N. Hendriks, and C. M. P't Hart. Numerical Homogenization of the Rigidity Tensor in Hooke's Law Using the Node-Based Finite Element Method. *Mathematical Geology*, 34(3) :291–322, 2002.

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :

Monsieur Peter Robert COBBOLD, Directeur de Recherche, Université de Rennes, Rennes

Monsieur Richard SINDING-LARSEN, Professeur, University of Trondheim, Norway

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur Marc-Olivier TITEUX

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE,
une thèse intitulée :

**"Restauration et incertitudes structurales : changement d'échelles des propriétés
mécaniques et gestion de la tectonique salifère"**

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 5 4 5 0 1
VANDŒUVRE CEDEX

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : « Géosciences »

Fait à Vandoeuvre, le 26 août 2009

Le Président de l'I.N.P.L.

F. LAURENT



Restauration et incertitudes structurales : changement d'échelles des propriétés mécaniques et gestion de la tectonique salifère

Résumé

Un des objectifs de la restauration structurale, sujet de cette thèse, est de mettre en évidence les défauts d'interprétation ou les zones potentiellement fracturées. L'extension de cette technique en volume nécessite la définition *a priori* des propriétés des matériaux utilisés, notamment lorsque ces propriétés sont définies à une échelle fine. Une première partie, ce travail propose une méthode de mise à l'échelle des propriétés mécaniques utilisées pour les calculs de restauration en volume. La principale hypothèse repose sur la loi de comportement utilisée pour les matériaux définis à l'échelle grossière, supposés isotropiques transverses élastiques. Le calcul des propriétés équivalentes se fait par identification, après simulation par Éléments Finis. Cette technique a l'avantage d'assurer la conservation de l'énergie pour le même type de chargement.

Dans une dernière partie, ce travail traite la gestion de la tectonique salifère lors de la restauration structurale. Les diapirs de sel présentent des topologies, des rhéologies, et des séquences de dépôt très caractéristiques. Ce mémoire présente une méthodologie de restauration multi-cartes, dont la prise en compte des relations inter-horizons est respectée dans les séquences halocinétiques. Une application de cette méthode est présentée sur le bassin de La Popa (Mexique) où les différentes interprétations réalisées au travers de leurs restaurations sont comparées.

Mots-clés : restauration structurale, homogénéisation, propriétés mécaniques, diapir de sel.

Restoration and structural uncertainties : upscaling of mechanical properties and management of salt tectonics

Abstract

Structural restoration of geological models is undertaken to evaluate the geometrical and geological coherency of an interpretation. It can be used to determine deformation rates in different tectonic regimes. In addition, this technique has been used to evaluate high strain zones, and thus, potential fractured zones. Structural restoration attempts to reverse the effects of deformation history to an assumed initial pre-deformation state. Volumetric restoration techniques generally employ entirely continuum mechanic methods. The continuum mechanic model behaviors are dependent on the definition of the materials for which it is imposed reversibility by using elasticity behavior laws. This property is chosen based upon the predominant rock type in the fault block, generally at small scales. To overcome this issue, a methodology to upscale elastic isotropic materials has been implemented by treating upscaled materials as elastic transversely isotropic materials. This insures energy conservation for the same types of loading.

Another focus of this work has been the management of salt tectonics in restoration procedures. A multi-surfaces restoration methodology has been developed based on the conservation of apparent thicknesses between stratigraphic layers and an iso-parametric restoration. This technique avoids the dependence of the volumetric restoration on a material model, while properly treating the restoration of unconformities and halokinetic sequences that characterize the flanks of salt structures. This technique has been tested on a field data set over a salt-withdrawal basin in the La Popa Basin (northeastern Mexico).

Keywords : structural restoration, homogenization, mechanical properties, salt diapir