

ALEXANDRE AUBIES-TROUILH

**Exploitation et mise à disposition de nouvelles  
techniques de modélisation géologique 3D afin  
d'apprécier la géométrie des plis-failles**

Thèse présentée  
à la Faculté des études supérieures de l'Université Laval  
dans le cadre du programme de doctorat interuniversitaire en sciences de la Terre  
pour l'obtention du grade de Philosophæ Doctor (PhD)

Faculté des sciences et de génie  
UNIVERSITÉ LAVAL  
QUÉBEC

2009

# Résumé

L'anticlinal de San Corneli qui se situe dans les Pyrénées centrales espagnoles, est une structure plissée et faillée en contexte d'avant-pays de chaînes de montagnes. Cette structure compressive s'est mise en place lors du développement de la ceinture de chevauchement au-dessus de la plaque ibérique au Méso-Cénozoïque. Géométriquement, l'anticlinal de San Corneli correspond à un pli de propagation (8 km x 10 km) développé au-dessus du chevauchement de Boixòls, soit la structure la plus frontale de la nappe de Boixòls. Des structures extensives pré-compression ont été reconnues au sein de l'anticlinal ; il s'agit d'un réseau de failles normales et de fractures précoces ayant joué lors du dépôt de sédiments dans des bassins extensifs au Mésozoïque.

Notre problématique de recherche est de développer une méthodologie de modélisation 3D à partir de techniques existantes pour permettre de vérifier l'influence de ces failles normales sur le développement de l'anticlinal de San Corneli et leur effet sur la géométrie particulière de ce pli de propagation. D'autre part, dans cette région le couvert végétal est minimal et l'anticlinal de San Corneli affleure bien, permettant l'acquisition de nombreuses données de surface et facilitant la modélisation de la géométrie du pli. Afin d'avoir une meilleure compréhension des relations qui existent entre la géométrie de formation d'un pli et les failles précoces, la modélisation 3D s'avère indispensable.

La méthodologie utilisée consiste, dans un premier temps, en une modélisation inverse 3D. Le modèle géologique volumique est restauré à l'aide du module Restauration 3D proposé par gOcad, basée sur l'équilibrage de coupe. Cette technique permet d'obtenir un modèle paléogéographique 3D, et ainsi d'y déduire l'emplacement et la géométrie des failles normales préexistantes au moment du dépôt des sédiments dans le bassin. Dans le but de tester différentes hypothèses concernant le mode de développement de ce pli-faille nous avons effectué une série de modélisations directes 3D à partir du modèle paléogéographique. La modélisation directe 3D consiste à revenir à l'état actuel de déformation du modèle. Nous avons pu ainsi mieux apprécier la chronologie des événements qui ont affecté le pli et voir dans quelle mesure les failles précoces ont influencé la formation du pli de San Corneli. En ce sens, nous avons pu faire ressortir que l'orientation des failles préexistantes par rapport à la contrainte régionale compressive avait une importance sur le devenir de ces structures.

# Abstract

The San Corneli anticline located within the Spanish central Pyrenees, is a foreland fault-related fold. This compressive structure developed within the Boixòls thrust sheet during the emplacement of the fold and thrust belt above the Iberian plate during the Meso-Cenozoic. Geometrically, the San Corneli anticline corresponds to a fault propagation fold (8 km by 10 km). Pre-compression extensive structures have been recognized within the anticline. These syntectonic normal faults and fractures were formed during deposition of sediments in the mesozoic rifted basin.

The aim of our research is to determine the influence of these normal faults on the development of the San Corneli anticline and their effect on the particular geometry of this fault propagation fold. We used 3D geometrical modeling to gain a better understanding of the relationship between the pre-existing structures and the geometry and kinematics of the fault propagation fold. Furthermore, in this area the vegetative cover is minimal and the San Corneli anticline is very well exposed giving access to numerous field data and facilitating surface modeling of the present geometry of the fold.

Our methodology consists, as a first step, in reverse 3D modeling. The geological model volume is restored using the 3D Restoration plugin proposed by gOcad based on cross section balancing. This technique allows to obtain a 3D paleogeographic model, and thus to deduce the location and geometry of preexisting normal faults with depositing sediments in the basin. In order to test different assumptions about the mode of development of this fault propagation fold, we have conducted a series of 3D geometrical models directly from the paleogeographic model. The aim of 3D forward modeling is to revert to the current state of deformation of the model. We were able to better appreciate the chronology of events that have affected the fold and evaluate to what extent the early faults have influenced the kinematics of the San Corneli fold. In this sense, we were able to show that the orientation of pre-existing faults with respect to the regional compressive stress influences the way in which these faults will be reactivated, either in a vertical (reverse) or horizontal sense (strike-slip).

# Remerciements

Je tiens à remercier en premier lieu Donna Kirkwood pour m'avoir proposé un sujet de recherche aussi passionnant, pour m'avoir communiqué son enthousiasme contagieux envers la recherche et pour m'avoir aidé à développer mon raisonnement par ses conseils judicieux et des discussions stimulantes. Je remercie également Jacynthe Pouliot pour son écoute et ces conseils qui ont su me faire avancer dans le bon sens tout au long de ses dernières années.

Je tiens à remercier également le projet GeoTopo3D pour leur soutien financier tout au long de ce travail. GeoTopo3D est un projet financé par le réseau GEOIDE (GÉOMatique pour des Interventions Décisions Éclairées : <http://www.geoide.ulaval.ca>). GEOIDE est un réseau de centre d'excellence (RCE) subventionné par le gouvernement fédéral et des industries afin de consolider les compétences canadiennes en géomatique. Des experts d'horizons différents (des universités, des gouvernements et de l'industrie) y travaillent ensemble. GEOIDE agit en tant que lien stratégique donnant accès au financement de la recherche et à une banque de compétences au niveau mondial dans le domaine de la géomatique. Mon étude a débuté avec la fin de la phase II de GEOIDE et du projet RES#LON (2002-2005) : « Applications géomatiques adaptées pour l'exploration des ressources et des risques naturels », et s'inscrit dans le thème du projet GeoTopo3D de la phase III de GEOIDE (2005-2008), soit le développement de nouvelles méthodologies de fusion et d'intégration de données 3D appliquées aux géohasards et des géoressources.

Je remercie aussi Pierre Muron et Jérôme Massot pour l'aide et les conseils qu'ils m'ont apportés au sujet de la restauration 3D dont ils sont spécialistes.

Je remercie également Josep-Anton Munoz, Michel Malo et Jaume Verges qui ont partagé avec moi leurs connaissances du secteur de l'anticlinal de San Corneli, ainsi que

Joana Mencos qui nous a fourni un premier modèle géologique 3D du pli de San Corneli.

Je remercie également les étudiants de l'Université Laval en géologie et génie géologique ainsi que le personnel de ce département qui m'ont toujours aidé à m'intégrer dans cette université, malgré les différences de culture. Sur le terrain, en Espagne, Esther Bordet et Émilie Tremblay-Paquet m'ont été d'une aide très précieuse. Un merci particulier à Pierre Therrien (analyste informatique) pour ses explications qui m'ont souvent sorti de bien des problèmes informatiques.

Je ne voudrais pas oublier de remercier les personnes qui m'ont transmises leur passion pour les sciences de la terre et la géologie structurale en particulier, Gérard Duet, Yves Hervouët et Damien Dhont, mes professeurs de géologie structurale à l'Université de Pau et des Pays de l'Adour (Pau, France).

Je remercie aussi mes ami(e)s qui se reconnaîtront, pour leur présence lors des bons comme des mauvais moments de la vie. Ils ont toujours su me faire voir la vie du bon côté. Comment ne pas avoir également une pensée pour celle qui fut mon rayon de soleil ces deux dernières années, dont son soutien inconditionnel m'a donné la force de me dépasser, merci de tout mon coeur Hélène.

Enfin, comment ne pas remercier les personnes sans qui je ne serais pas là aujourd'hui, mes parents. Ils m'ont toujours soutenu dans mes choix, même lorsque ceux-ci m'ont apporté de l'autre coté de l'océan Atlantique à Québec. Si aujourd'hui je vous présente cette thèse c'est avant tout grâce à eux, merci à vous.

# Table des matières

Résumé	ii
Abstract	iii
Remerciements	iv
Table des matières	vi
Table des figures	ix
<b>1 Introduction</b>	<b>1</b>
1.1 Mise en Contexte . . . . .	1
1.2 Problématique . . . . .	3
1.3 Objectifs . . . . .	5
1.4 Méthodologie . . . . .	5
1.4.1 Le site d'étude . . . . .	6
1.4.2 La méthodologie de recherche . . . . .	7
1.4.3 Organisation du mémoire . . . . .	8
<b>2 Les concepts géologiques sur les plis-failles dans l'avant-pays.</b>	<b>9</b>
2.1 Introduction . . . . .	9
2.2 Les avant-pays . . . . .	10
2.2.1 Les chaînes de montagnes . . . . .	10
2.2.2 Les bassins d'avant-pays . . . . .	11
2.2.3 Les divers facteurs géologiques qui agissent sur la formation et déformation des bassins d'avant-pays . . . . .	12
2.3 Les plis et leurs caractéristiques géométriques et cinématiques . . . . .	14
2.3.1 Les plis . . . . .	15
2.3.2 Les plis-failles . . . . .	18
2.4 Conclusion . . . . .	21
<b>3 Les modèles géologiques 3D</b>	<b>22</b>
3.1 Introduction . . . . .	22

3.2	Rappels terminologiques . . . . .	23
3.2.1	Les données géoscientifiques . . . . .	23
3.2.2	La modélisation . . . . .	24
3.2.3	Catégorie de modélisation géométrique 3D . . . . .	25
3.2.4	Procédure de modélisation géologique 3D . . . . .	29
3.3	Les logiciels de modélisation géologique 3D . . . . .	31
3.4	Exploitation des modèles géologiques 3D . . . . .	33
3.4.1	La restauration géologique, une méthode géométrique . . . . .	34
3.4.2	La modélisation cinématique directe, une méthode cinématique . . . . .	42
3.5	Conclusion . . . . .	46
<b>4</b>	<b>Comparaison des techniques de restauration/modélisation 3D</b>	<b>48</b>
4.1	Introduction . . . . .	48
4.2	Construction de modèles géologiques 3D . . . . .	49
4.2.1	La modélisation géologique 3D surfacique . . . . .	49
4.2.2	La modélisation géologique 3D volumique . . . . .	52
4.3	La technique de restauration 3D dans gOcad . . . . .	54
4.3.1	La restauration surfacique . . . . .	54
4.3.2	La restauration volumique . . . . .	61
4.4	Méthodes de modélisation cinématique directe 3D . . . . .	67
4.5	Présentation de notre méthode de modélisation directe 3D . . . . .	72
4.5.1	Les relations géométriques des « <i>kinks parallèles</i> » en 2D. . . . .	73
4.5.2	Méthode des « <i>kinks parallèles</i> » en 3D. . . . .	83
4.5.3	Interface du tableur permettant la modélisation directe 3D. . . . .	85
4.6	Conclusion . . . . .	87
<b>5</b>	<b>Application à un cas réel, l'anticlinal de San Corneli (Espagne)</b>	<b>89</b>
5.1	Introduction . . . . .	89
5.2	Protocole pour l'application de la modélisation . . . . .	90
5.2.1	La création du modèle 3D . . . . .	92
5.2.2	La restauration du modèle 3D . . . . .	94
5.2.3	La modélisation directe 3D . . . . .	95
5.3	Résolution d'un problème géologique à l'aide d'outils de modélisation . . . . .	96
5.3.1	Contexte géologique . . . . .	96
5.3.2	Analyse des données disponibles . . . . .	104
5.3.3	Modélisation 3D du pli de San Corneli . . . . .	111
5.3.4	Restauration surfacique du pli de San Corneli . . . . .	115
5.3.5	Modélisation directe 3D du pli de San Corneli . . . . .	117
5.4	Discussion . . . . .	125
<b>6</b>	<b>Conclusions générales</b>	<b>129</b>

6.1	L'apport géologique de ce travail de recherche . . . . .	131
6.1.1	Les nouvelles connaissances acquises sur le développement des plis-failles. . . . .	132
6.1.2	Les relations de cause à effet des failles initiales sur le développement des plis-failles. . . . .	133
6.2	Les techniques de modélisation 3D pour une étude géologique . . . . .	134
6.2.1	Utilité de ces techniques pour connaître l'influence des failles précoces sur la formation des plis-failles. . . . .	134
6.2.2	Impacts des simplifications apportées au protocole d'un point de vue géologique . . . . .	135
	<b>Bibliographie</b>	<b>137</b>
	<b>Annexe I</b>	<b>145</b>
	<b>Annexe II</b>	<b>154</b>
	<b>Annexe III</b>	<b>157</b>

# Table des figures

1.1	<i>Carte géologique de l'anticlinal de San Corneli, modifiée de Mencos et al. (2005) [67]</i> . . . . .	6
1.2	<i>Diagramme sur la méthodologie de recherche suivie au départ de ce travail</i>	7
2.1	<i>Coupe ECORS à travers les Pyrénées montrant les différentes zones d'une chaîne de montagnes, simplifiée de Munoz (1996) [71]</i> . . . . .	10
2.2	<i>Un exemple de bassin flexural tiré de Cojan et Renard (1997) [20]</i> . . .	12
2.3	<i>Schéma montrant des dépôts syn-tectoniques sur un pli-faille</i> . . . . .	13
2.4	<i>Les différents types de fractures associées au plissement, modifiée de Cooper (1992) [22]</i> . . . . .	14
2.5	<i>Classification morphologique des plis tirée de Ramsay (1967)[78])</i> . . .	16
2.6	<i>Exemple de déformation d'un pli isopaque tiré de Mercier et Vergely, 1999 [69], les ellipses montrent la déformation à l'intérieur du pli.</i> . . .	17
2.7	<i>Exemple de plissement par glissement-applatissage hétérogène tiré de Mercier et Vergely, 1999 [69], les ellipses montrent la déformation à l'intérieur du pli.</i> . . . . .	18
2.8	<i>Différents types de plis-failles, modifiée de McClay (2004) [65]</i> . . . . .	19
2.9	<i>Différents modèles de formation de pli-failles tirés de McClay (2004) [65] et Allmendinger et al. (2004) [2]</i> . . . . .	20
3.1	<i>Les différents modes d'acquisition; A échantillonnage discret par sismique réflexion et B échantillonnage continu par acquisition aérienne.</i> .	24
3.2	<i>Classification des approches de modélisation géométrique 3D tirée de Pouliot et al. (2006) [76] (ligne pointillée pour modèle basé sur des surfaces et ligne continue pour des solides).</i> . . . . .	25
3.3	<i>Une représentation volumique par la méthode des Voxels, tirée de De la Losa (2000) [58].</i> . . . . .	26
3.4	<i>Le principe de modélisation par la méthode des Octrees, tirée de De la Losa (2000) [58].</i> . . . . .	27
3.5	<i>Une représentation volumique à l'aide d'un découpage irrégulier de l'espace. Ici, comme exemple, nous avons pris des tétraèdres.</i> . . . . .	27

3.6	<i>Un exemple de modèle en fil de fer : une sphère créée à partir du logiciel de modélisation Blender.</i> . . . . .	28
3.7	<i>Une représentation de volume par balayage.</i> . . . . .	29
3.8	<i>Exemple de modélisation par primitive dans le logiciel de modélisation Sketchup.</i> . . . . .	29
3.9	<i>Comparaison de la modélisation à partir d'une surface fermée et des bordures du modèle. Le modèle de surface fermée est en rouge et le modèle de fil de fer correspond au framemodel, ces deux modèles de départ nous permettent d'obtenir le solide en jaune.</i> . . . . .	31
3.10	<i>Exemples de représentations volumiques dans les logiciels commerciaux de modélisation 3D. A/ 3DMove : modélisation de surfaces géologiques d'un pli pour l'exploration pétrolière, B/ gOcad : modélisation de bloc de faille à partir de donnée d'anomalies magnétiques C/ Earthvision : modèle 3D d'une région avec des données de porosité interpolée pour un horizon donné et D/ Flac3D : modélisation d'un mouvement de faille normale; le bloc en jaune est le bloc qui s'effondre.</i> . . . . .	32
3.11	<i>Modélisation cinématique directe versus restauration</i> . . . . .	34
3.12	<i>Méthode de restauration de coupe tirée de Wickham et al., 1997 [100].</i> . . . .	36
3.13	<i>Restauration de surfaces par méthode de déformation finie, modifiée de Léger et al. (1997) [53]</i> . . . . .	38
3.14	<i>Restauration de surface par la méthode de Williams et al. (1997) [102]</i> . . . . .	38
3.15	<i>Restauration par le programme UNFOLD, modifiée de Gratier et Guillier (1993) [42]</i> . . . . .	39
3.16	<i>La méthode de restauration par glissement par flexure, modifiée de Griffiths et al. (2002) [45]</i> . . . . .	40
3.17	<i>Paramètres de la modélisation cinématique directe par la méthode des charnières parallèles de pli modifié de Mercier et al. (1997) [68]</i> . . . . .	43
3.18	<i>Paramètres de la modélisation cinématique directe par la méthode « tri-shear », les ellipses rouges et bleus indiquent la déformation (Allmendinger, 1998 [1]).</i> . . . . .	44
3.19	<i>Paramètres de la modélisation directe à partir de la feuille de calcul DETACH, Wilkerson et al. (2004) [101]</i> . . . . .	44
3.20	<i>Exemple de modélisation directe 3D à partir du logiciel Trishear3D</i> . . . . .	46
4.1	<i>Construction de surfaces à partir de coupes géologiques suivant le protocole proposé par Bédard (2006) [4] 1. Surfaces plissées et 2. Surfaces faillées, A) coupes géologiques, B) modèle surfacique issu des coupes géologiques, C) application de contraintes au modèle et D) modèle géologique 3D surfacique.</i> . . . . .	50

4.2	<i>Étapes de construction proposées par le module « modèle structural » dans le logiciel de modélisation 3D gOcad. 1. Surfaces plissées, A) modèle de départ et B) modèle géologique 3D surfacique. 2. Surfaces faillées, A) modèle de départ, B) création des failles, C) création des surfaces et D) modèle géologique 3D surfacique. . . . .</i>	51
4.3	<i>Modélisation de solides par la technique de modèle fil de fer. 1. Surfaces plissées et 2. Surfaces faillées : A) construction de la boîte qui délimite le modèle volumique, B) modèle fil de fer ou « framemodel », et C) le solide obtenu avec un assemblage de tétraèdres. . . . .</i>	53
4.4	<i>Installation de la contrainte géométrique « Fuzzy Vector Link (FVL) » dans gOcad . . . . .</i>	55
4.5	<i>Restauration de surfaces plissées par A) paramétrisation isométrique et B) « constrained mapping » . . . . .</i>	57
4.6	<i>Comparaison des résultats de la restauration de surfaces non faillées, des différences dues au calcul de la paramétrisation sont observées sur les surfaces jaunes. Nous observons aussi des différences entre les surfaces bleu et verte. . . . .</i>	58
4.7	<i>Résultats de la restauration de surfaces faillées par A) paramétrisation isométrique et B) « constrained mapping » . . . . .</i>	60
4.8	<i>Restauration de surfaces faillées en jouant sur les failles. . . . .</i>	60
4.9	<i>La restauration de volume à l'aide de vecteur de restauration, modifiée de Muron, 2005 [73]. 1. Modèle plissé 2. Modèle faillé . . . . .</i>	63
4.10	<i>Tests sur la restauration de volume, en faisant varier la propriété rhéologique du matériel. A. matériel carbonaté B. matériel argileux C. matériel gréseux. . . . .</i>	65
4.11	<i>Comparaison des résultats obtenus pour les tests sur la restauration de volume. A. superposition des modèles à matériel argileux (volume vert) et gréseux (volume gris), B. superposition des modèles à matériel argileux (volume vert) et carbonaté (volume jaune) et C. superposition des modèles à matériel carbonaté (volume jaune) et gréseux (volume gris). . . . .</i>	66
4.12	<i>Comparaison entre deux plis issus de la modélisation directe 2D : A- par la méthode « trishear » et B- par la méthode des « kinks parallèles » tirée de Mercier et al. (1997) [68]. . . . .</i>	68
4.13	<i>Tests avec le logiciel « Trishear3D » avec des failles de même direction, A) test1 : la faille normale précède le chevauchement et B) test 2 : la faille de chevauchement précède la faille normale. . . . .</i>	70
4.14	<i>Tests avec le logiciel « Trishear3D » avec des failles de directions différentes, A) test1 : la faille normale précède le chevauchement et B) test 2 : la faille de chevauchement précède la faille normale. . . . .</i>	71

4.15	<i>Un pli-faille tirée de Mercier et al. (1997) [68], les lignes pointillées vertes correspondent aux charnières du pli, ce pli résulte d'un déplacement D.</i>	74
4.16	<i>Pli de propagation et les différents angles permettant de décrire géométriquement les plis, modifiée de Mercier et al. (1997) [68]. A) état non déformé et B) état déformé du pli. S0 à S7 correspondent aux différents secteurs du pli.</i>	75
4.17	<i>Pli de propagation et les différentes zones qui permettent la modélisation directe, modifiée de Mercier et al. (1997) [68] A) avant le plissement et B) après le plissement.</i>	77
4.18	<i>Représentation des vecteurs de déplacement (<math>\vec{V}_d</math>) pour les points placés aux charnières du pli, soit a, b, c et d qui deviendront respectivement a', b', c' et d' en fonction du déplacement D, pour chacune des strates.</i>	79
4.19	<i>Modèle #1 : Modélisation directe 2D pour un pli-faille de géométrie simple.</i>	81
4.20	<i>Modèle #2 : Modélisation directe 2D pour un pli-faille affecté par des failles normales avant la déformation.</i>	82
4.21	<i>Exemple de surface obtenue par gOcad et importé dans le tableur pour la modélisation directe 3D, les points en jaune correspondent aux noeuds dans la surface.</i>	83
4.22	<i>Modèle #3 : modélisation directe 3D pour un pli-faille simple</i>	84
4.23	<i>Modèle #4 : modélisation directe 3D pour un pli-faille affecté par des failles normales parallèles à la déformation avant la déformation.</i>	85
4.24	<i>Modèle #5 : modélisation directe 3D pour un pli-faille affecté par des failles normales obliques à la déformation avant la déformation.</i>	85
4.25	<i>Interface du tableur de modélisation directe 3D avec la feuille de calcul des différentes données</i>	86
4.26	<i>Interface du tableur de modélisation directe 3D avec la feuille de calcul des coordonnées des points</i>	86
5.1	<i>Protocole de recherche basé sur la modélisation tridimensionnelle. A : modélisation géologique (fig. 5.2A), B : restauration (fig. 5.2B) et C : modélisation directe (fig. 5.2C)</i>	90
5.2	<i>Diagramme d'activité des différentes étapes du protocole</i>	91
5.3	<i>Construction d'un modèle géométrique surfacique. a) un MNT, b) la carte géologique corrigée par les données de satellite. c) Draper la carte géologique sur le MNT, d) les limites sont numérisées, e) numérisation des contacts de la coupe, profil et puits, f) création des failles et des horizons.</i>	93
5.4	<i>Carte géologique des Pyrénées (ZNP : Zone Nord Pyrénéenne ; ZSP : Zone de Couverture Sud Pyrénéenne).</i>	97
5.5	<i>Formation des Pyrénées modifiée de Munoz (<a href="http://www.ub.es/ggac/">www.ub.es/ggac/</a>)</i>	98

5.6	<i>Coupe ECORS à travers les Pyrénées, montrant les différentes zones de cette chaîne de montagne : Zone Axiale, Zone Nord Pyrénéenne (ZNP), Zone Sud Pyrénéenne (ZSP), ainsi que la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) et le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP).</i> . . . . .	99
5.7	<i>Géométrie du bassin d'Organya le long de trois coupes géologiques d'après Garcia-Senz (2002) [39]</i> . . . . .	100
5.8	<i>Diagramme chronostratigraphique de la Zone Sud Pyrénéenne (ZSP), associé aux événements tectoniques affectant le bassin Mésozoïque, modifié de Munoz et Garcia-Senz (2000) [70].</i> . . . . .	102
5.9	<i>Carte géologique du pli de San Corneli (Espagne), modifiée de Mencos et al. (2005) [67]</i> . . . . .	103
5.10	<i>Schéma évolutif de l'anticlinal de San Corneli, modifiée de Bausà et al. (2003) [3]. a) Rifting, b) début de l'inversion tectonique c) formation du pli.</i> . . . . .	103
5.11	<i>a) Schéma des structures présentes dans le pli de San Corneli, modifié de Garcia-Senz (2002) [39] et b) schéma du bassin d'Organya modifié de Bond et McClay (1995) [7]</i> . . . . .	104
5.12	<i>Localisation des secteurs étudiés, image de satellite tirée de GoogleEarth. a) vue d'Ouest d'Aramunt, b) vue d'Ouest de Villanoveta, c) vue d'Ouest d'Orcau et d) vue d'Est de Bastur.</i> . . . . .	105
5.13	<i>Coupes géologiques schématiques du pli anticlinal de San Corneli.</i> . . . .	106
5.14	<i>Analyse statistique des données de terrain sur stéréogramme pour la coupe A-A'</i> . . . . .	107
5.15	<i>Analyse statistique des données de terrain sur stéréogramme pour la coupe B-B'</i> . . . . .	108
5.16	<i>Rosace montrant les différentes familles de fractures</i> . . . . .	109
5.17	<i>Modèle Numérique de Terrain du secteur de San Corneli</i> . . . . .	109
5.18	<i>Mosaïque d'orthophotos du secteur de San Corneli, résolution 25m.</i> . . . .	110
5.19	<i>Exemple d'image sismique du pli de San Corneli, gracieuseté du laboratoire de géodynamique de Barcelone.</i> . . . . .	111
5.20	<i>Modèle fourni par le laboratoire de géodynamique de l'université de Barcelone, selon Mencos et al. (2005) [67]. Les surfaces rouges correspondent aux failles, la surface rose à la base des unités de Santa – Fe (Céno-manien supérieur), verte à celle de Reguard (Turonien), bleue à celle de Montagut (Coniacien) et jaune à celle d'Herbasavina – Collades (Santonien Supérieur).</i> . . . . .	112
5.21	<i>Construction du modèle géologique surfacique initial 3D</i> . . . . .	113
5.22	<i>Modèle géologique initial 3D, présentation des différentes vues du modèle.</i>	114
5.23	<i>Incohérence dans le modèle restauré</i> . . . . .	115
5.24	<i>Modèle restauré du pli de San Corneli</i> . . . . .	116

5.25	<i>Essai # 1 : Modèle direct 3D du pli de San Corneli sans faille normale oblique : A) modèle paléogéométrique issu de la restauration, B) pli issu de la modélisation directe et C) modèle initial . . . . .</i>	119
5.26	<i>Essai # 2 : Modèle final 3D du pli de San Corneli, sans faille mais avec variation de l'épaisseur du Crétacé inférieur, A) modèle paléogéométrique issu de la restauration et B) pli issu de la modélisation directe. . . . .</i>	120
5.27	<i>Essai # 3 : Modélisation finale 3D de l'anticlinal de San Corneli affecté par les failles normales santonniennes N160°, A) modèle paléogéométrique issu de la restauration et B) pli issu de la modélisation directe. . . . .</i>	121
5.28	<i>Essai # 4 : Modélisation finale 3D de l'anticlinal de San Corneli affecté par les failles normales santonniennes N100°, A) modèle paléogéométrique issu de la restauration et B) pli issu de la modélisation directe. . . . .</i>	122
5.29	<i>Essai #5 : Modélisation directe 3D du pli de San Corneli avec toutes les structures, A) modèle paléogéométrique issu de la restauration et B) pli issu de la modélisation directe. . . . .</i>	123
5.30	<i>Essai # 6 : Modélisation directe 3D du pli de San Corneli avec toutes les structures et une variation latérale d'épaisseur, A) modèle paléogéométrique issu de la restauration et B) pli issu de la modélisation directe. . . . .</i>	124
5.31	<i>Modèle évolutif du secteur de San Corneli. . . . .</i>	128

*« La vie, c'est comme une bicyclette ; il faut avancer  
pour ne pas perdre l'équilibre. »- Albert Einstein*

# Chapitre 1

## Introduction

### 1.1 Mise en Contexte

Depuis toujours, les géologues essaient d’avoir une idée sur la géométrie des structures géologiques. La représentation spatiale de ces structures ou objets géologiques prend une part importante dans leurs études. Afin de représenter ces objets, les géologues utilisent des cartes et des coupes géologiques. Ces cartes et coupes permettent de localiser les objets mais ne sont que des projections de ceux-ci sur un plan en 2D. Il en découle des pertes d’information sur la géométrie de l’objet. Pour pouvoir avoir un aperçu de la géométrie d’un objet géologique, la modélisation géologique 3D est de plus en plus utilisée en géologie. Cette méthode de représentation spatiale, issue d’algorithmes mathématiques, permet de modéliser dans un même objet géologique ses propriétés géométriques et physiques (Mallet, 2002 [59]). La modélisation 3D en géologie n’est pas nouvelle, seulement très peu exploitée du fait de la complexité d’utilisation qui restreint le nombre d’utilisateurs à des spécialistes (Gratier *et al.*, 1991 [43]; Mason, 1997 [61]; Galera *et al.*, 2003 [38]; Bédard, 2006 [4]). La modélisation géologique 3D permet de mieux faire ressortir la géométrie des objets géologiques dans les trois dimensions d’un espace, ce qui permet d’obtenir des modèles très proches de la réalité, aidant ainsi à avoir une meilleure représentation de l’objet. En ce sens, les logiciels de modélisation 3D sont donc des aides pour l’interprétation géologique grâce à la représentation de la troisième dimension. Ceci présente un grand progrès pour le géologue qui travaille traditionnellement à partir de cartes et de coupes géologiques pour comprendre et interpréter la géologie d’une région. En effet, dans la nature, nous pouvons définir un objet géologique spatialement et géométriquement par rapport aux trois directions de l’espace : les axes Nord-Sud et Est-Ouest, et l’axe vertical correspondant à l’altitude et/ou la profondeur. Même si la modélisation géologique propose l’exploitation des trois

dimensions géométriques, les objets qui compose la réalité géologique comme une faille, un contact stratigraphique, peuvent eux être dimensionnés différemment, selon le niveau de représentation désirée. Par exemple, un plan de faille et un contact stratigraphique, peuvent être considérés comme des objets 2D, car ils peuvent être représentés par des surfaces. De même, les dômes de sel, les réservoirs pétroliers et les corps minéralisés qui peuvent être représentés par des volumes peuvent être considérés comme des objets 3D.

La modélisation 3D est une technique qui permet de représenter ces objets géologiques dans un univers en 3D. Ceci permet donc de reproduire et d'étudier la géométrie dans l'espace (x, y, z) des objets géologiques. Selon l'office de la langue française (OLF, 2004), la modélisation dans le monde de l'informatique est « *la description dans un langage compréhensible par l'ordinateur de la forme, du mouvement et des caractéristiques d'un objet ou d'un ensemble d'objets qui crée un modèle* ». Le modèle correspond à une représentation simplifiée d'un objet naturel dans le but d'en faire l'étude. Les objets en 3D seront donc représentés sur un plan en 2D, comme un écran d'ordinateur par exemple, en gardant toutes leurs propriétés géométriques. Au delà d'une visualisation 3D, la modélisation 3D permet de faire des mesures, de se déplacer et de modifier le modèle géologique 3D obtenu. De nombreux logiciels existent, endossant le label 3D. Cependant, seuls quelques uns sont de véritables logiciels de modélisation géologique 3D (par exemple : gOcad, 3Dmove et Earth Vision), les autres ne permettant que la visualisation des objets par des méthodes d'illusion optique comme la perspective par exemple.

Grâce aux outils de modélisation de données spatiales qui sont de plus en plus puissants, la représentation d'objets géologiques complexes en trois dimensions comme la géométrie des plis-failles en contexte d'avant-pays qui est le sujet de cette étude, est rendue possible (Mallet, 2002 [59]; Bédard, 2006 [4]; Fallara *et al.*, 2006 [33]; Pouliot *et al.*, 2006 [76]). Les techniques informatiques à la base de la modélisation géologique se sont améliorées, grâce entre autres à des interfaces graphiques permettant à des non-programmeurs de générer des modèles géologiques. Par contre, l'automatisation de la modélisation tridimensionnelle peut être erronée, car l'ordinateur ne tiendra pas compte de tous les cas géologiquement possibles, sauf si le scénario lui est imposé. Un des rôles du géologue consiste donc à valider la cohérence géologique de ces scénarios, afin de mieux contraindre la modélisation. Pour cela, le géologue doit bien contrôler l'information des données d'entrée pour s'assurer de la validité des données de sortie. En effet, une connaissance approfondie de plusieurs domaines de la géologie, comme entre autres la géologie structurale, la sédimentologie, est nécessaire avant d'aborder la modélisation d'objets géologiques. Pensons à l'évolution structurale des avant-pays des chaînes de montagnes qui peut être très complexe. Des structures précoces, comme des

failles normales, peuvent jouer influençant peut-être ainsi la mise en place de structures compressives telles que les plis-failles. La subsidence rapide d'un bassin flexural qui se forme en avant d'une chaîne de montagnes est possible grâce à l'activation de ces failles normales. Ces failles peuvent être reprises ultérieurement en compression au moment de l'incorporation du bassin au sein de la chaîne de montagnes et être ainsi réactivées en failles inverses : c'est le phénomène d'inversion tectonique (Chalarton et Malo, 1998 [16], Casas *et al.*, 2000 [14], Laumonier et Autran, 2001 [52], Soto *et al.*, 2002 [88]). De ce fait, la nature et la géométrie des plis-failles, les facteurs influençant la géométrie d'une chaîne d'avant-pays, les caractéristiques des bassins d'avant-pays, le lien entre la sédimentation et la tectonique, les phénomènes d'inversion tectonique et de réactivation de fractures et de failles (*cf.* Chapitre 2) sont d'autant de concepts importants à comprendre avant d'entreprendre l'exercice de modélisation géologique.

Afin de mettre en évidence les phénomènes d'inversion tectonique et la réactivation de fractures précoces, les techniques utilisées en général sont l'équilibrage de coupe (*cross section balancing*) et la modélisation cinématique directe (*forward modeling*). Ces méthodes permettent de mieux comprendre la cinématique de la déformation et l'évolution des structures lors d'un épisode orogénique : elles sont utilisées depuis plusieurs années et sont bien comprises (Galera *et al.* 2003 [38]). La méthodologie pour générer des coupes en 2D existe depuis longtemps (Chamberlin, 1910 [17] et Dahlstrom, 1969 [26]) et nécessite des règles précises (*cf.* Chapitre 3), qui ont servi de base pour la modélisation en 3D. De plus, de nos jours, il est également possible d'effectuer une étude géologique approfondie sur la géométrie des plis en cours de déformation, mais seulement en 2D. Il existe des logiciels, comme par exemple gOcad, qui donnent la possibilité de faire de la rétro-déformation (Lepage *et al.*, 2004 [55] ; Muron et Mallet, 2004 [74]). Par contre, les outils permettant d'effectuer la modélisation cinématique directe 3D sont en cours de développement et d'expérimentation. Ces techniques d'interprétation permettent d'apprécier le comportement d'un ensemble géologique au cours du temps, en réponse à la déformation et donc de mieux comprendre l'évolution cinématique.

## 1.2 Problématique

La morphologie des plis-failles dans les zones d'avant-pays, dépend de plusieurs paramètres, pour la plupart physiques, tels que la rhéologie du matériel déformé, la nature des structures profondes, les contraintes associées à la formation de l'orogène, pour n'en nommer que quelques uns. Notre intérêt se portera plus particulièrement sur les structures précoces extensives qui se sont formées dans le bassin d'avant-pays, et comment

celles-ci ont pu influencer la géométrie du pli-faille, en analysant des paramètres géométriques tels que les valeurs angulaires au sein du pli, les pendages des flancs du pli, l'épaisseur des strates, le pendage des failles et leurs positions.

Les failles normales peuvent être réactivées et rejouer en mouvement inverse par inversion tectonique positive lorsqu'un bassin d'avant-pays est incorporé dans une chaîne de montagne. Cette inversion facilite donc la propagation des chevauchements tout en modifiant leur géométrie, ainsi que la localisation des rampes et des plats. En effet, la théorie sur la fracturation de Mohr-Coulomb prévoit que les structures cassantes en extension se forment avec un pendage de  $60^\circ$  alors que des structures cassantes en compression, comme les chevauchements se forment avec un pendage de  $30^\circ$  (Mercier et Vergely, 1999 [69]). Ainsi, la géométrie des structures compressives, plis et failles, sera potentiellement modifiée. Nous pouvons donc nous demander si ces failles peuvent avoir influencé la géométrie des plis lorsque ces structures se développent dans un bassin comportant des failles normales : en quoi la géométrie des structures compressives sera-t-elle modifiée et comment l'orientation des failles normales précoces affectera-t-elle la géométrie finale des plis et des failles ?

Afin de trouver des éléments de réponse à ces questions, l'utilisation des outils de modélisation 3D s'avère indispensable. En effet, les structures qui nous intéressent sont des objets spatiaux qui sont définis dans les trois directions de l'espace. Les techniques qui consistent à faire l'étude structurale d'objets géologiques par des coupes sériées et de la restauration de coupes géologiques, permettent de quantifier la déformation dans le plan de la coupe. Les techniques de restauration et/ou de modélisation cinématique 2D sont très utilisées et très connues (Massot, 2002 [63], Muron et Mallet, 2004 [74], Muron, 2005 [73]). Cependant ces techniques d'interprétation bidimensionnelles ne tiennent compte ni des variations latérales ni de la géométrie spatiale d'un objet géologique. Aussi, du fait de la complexité que représentent tous les paramètres externes qui agissent sur un objet géologique, comme la rhéologie du matériel déformé, l'évolution de la déformation au cours du temps, ou encore l'érosion, pour n'en citer qu'un nombre restreint, la prise en compte de ces paramètres rend les techniques de restauration 3D et de modélisation directe 3D plus difficiles à mettre en place. En effet, il faut dans ce cas tenir compte de la déformation de l'objet dans l'espace tridimensionnel et traiter le problème en utilisant des données spatiales en 3D. Ces techniques sont en cours de développement et présentement plutôt rares (Cornu *et al.*, 2000 [23]).

Les outils informatiques, comme les logiciels de modélisation 3D, permettent la mo-

délisation d'objets de géométrie simple. Cependant les structures géologiques ont une géométrie plus complexe que celle d'objets créés par l'homme, comme par exemple les ponts, les édifices et les maisons. Ceci rend la modélisation géologique plus difficile (Bédard, 2006 [4]), car la géométrie réelle des objets géologiques est irrégulière. De plus, les techniques de modélisation géologique 3D et de restauration 3D, sont basées sur des algorithmes mathématiques. Une des questions qui se pose alors est de savoir si ces techniques peuvent représenter de manière cohérente les phénomènes géologiques tels que la déformation. De plus, lors de la création du modèle géologique 3D, des simplifications peuvent être apportées dans la représentation de ce modèle qui peuvent malheureusement faire perdre de l'information, comme le nombre réel de failles dans le modèle. Il est donc nécessaire de bien prendre conscience de ce risque et de voir quels effets cela aura sur les modèles. Il est alors indispensable de bien comprendre non seulement le fonctionnement de ces techniques de modélisation tridimensionnelle, mais aussi les phénomènes géologiques à modéliser dans le but d'obtenir des modèles cohérents et de qualité.

### 1.3 Objectifs

L'objectif principal de ce travail de recherche est de rendre accessible et de faciliter l'utilisation des techniques de modélisation 3D pour des géologues. En ce sens, trois objectifs spécifiques ont été définis :

- Démontrer les avantages et la pertinence de la modélisation 3D lors de la restauration et de la modélisation directe pour des études géométriques des objets géologiques.
- Confirmer l'application possible et simple de ces techniques de modélisation 3D dans un contexte spécifique de modélisation géologique, soit l'étude du pli de San Corneli dans la chaîne des Pyrénées en Espagne.
- Perfectionner au besoin certaines techniques de modélisation 3D.

### 1.4 Méthodologie

La démarche que nous proposons consiste en la répétition d'expériences de modélisation 3D. Cette approche empirique passe par la création de plusieurs modèles en 3D d'un contexte structural spécifique : un modèle géologique surfacique « actuel », des modèles géologiques rétro-déformés en 3D et des modèles géologiques créés par mo-

délimitation cinématique directe en 3D. Pour la confection de ces modèles, nous avons utilisé la plate-forme de modélisation gOcad. Chaque modèle 3D créé dans gOcad nous apporte des informations sur la géométrie et le comportement des structures précoces ainsi que la géométrie des plis-failles.

### 1.4.1 Le site d'étude

Dans le but d'étudier l'influence entre les structures précoces et la géométrie de formation des plis-failles, nous avons choisi d'étudier un cas réel et bien connu. Il fallait identifier une région caractérisée par la réactivation de structures précoces et qui correspondait à une structure plissée et faillée. Nous avons donc choisi l'anticlinal de San Corneli (fig. 1.1), situé dans l'avant-pays de la chaîne de montagnes des Pyrénées, dont de nombreux ouvrages ont documenté l'existence de structures précoces pouvant avoir été réactivées (Muñoz, Martinez et Vergés (1986) [72], Vergés et Muñoz (1990) [98], Capote *et al.* (2003) [12], Casas *et al.* (2003) [15], Sussman *et al.* (2004) [92]).

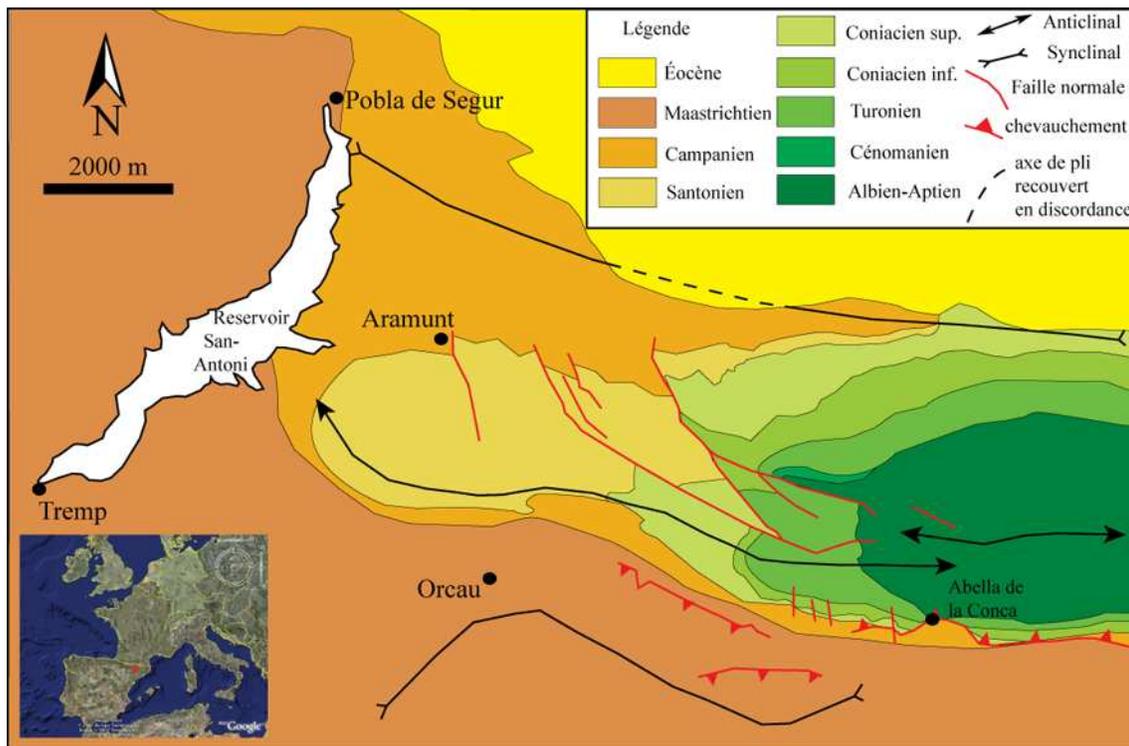


FIG. 1.1 – Carte géologique de l'anticlinal de San Corneli, modifiée de Mencos *et al.* (2005) [67]

L'anticlinal de San Corneli, localisé dans les Pyrénées orientales, est un pli-faille dont

la géométrie est bien connue (Berastegui *et al.*, 1990 [6] ; Deramond *et. al.*, 1993 [28]). La qualité de l'expression topographique de la structure et la qualité des affleurements en surface disponibles sont des éléments facilitant la modélisation de cette structure. Des failles normales ayant subi une inversion tectonique lors de la phase compressive alpine y sont décrites par plusieurs auteurs dont Muñoz, Martinez et Vergés (1986) [72], Vergés et Muñoz (1990) [98], et Capote *et al.* (2003) [12]. Les caractéristiques géologiques de ce site d'étude seront détaillées au chapitre 5.

### 1.4.2 La méthodologie de recherche

En partant de connaissances géologiques et d'une étude bibliographique détaillée qui nous a conduits à l'examen de thèmes spécifiques, comme par exemple la modélisation 3D, la restauration ainsi que la géométrie des plis-failles, nous avons établi une succession d'étapes à suivre pour pouvoir répondre à la problématique (fig. 1.2). Cette procédure nous a permis de proposer un protocole, c'est-à-dire une démarche qui guide pas à pas le géologue pour faire une étude détaillée des relations entre les structures précoces et la géométrie des plis-failles.

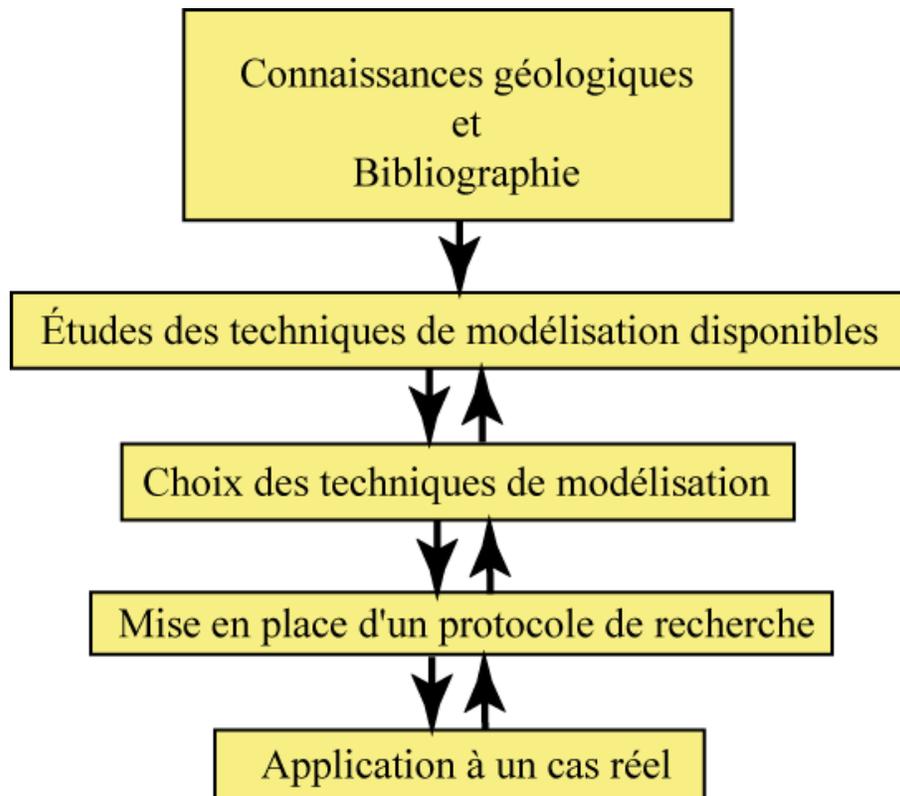


FIG. 1.2 – Diagramme sur la méthodologie de recherche suivie au départ de ce travail

### 1.4.3 Organisation du mémoire

Ce travail de recherche a consisté à explorer les différents outils informatiques disponibles ainsi que ceux présentement en développement dans le but de définir une méthodologie qui nous permettra de répondre à nos objectifs géologiques. Cette thèse se décompose en six chapitres. Dans un premier temps, il y sera expliqué les concepts géologiques qui ont été abordés tout au long de ce travail. Nous avons pu ainsi mettre en évidence la complexité des avant-pays d'une chaîne de montagnes. En ce sens, nous avons vu que des structures extensives, telles que les failles normales, peuvent exister en contexte extensif autant qu'en contexte compressif, ce qui rend difficile la compréhension d'une zone d'étude. Pour cela, une approche géomatique peut être une solution pour répondre à ces besoins géologiques. Ainsi, les différentes approches méthodologiques et les différentes techniques de modélisation seront abordées pour bien comprendre les différents principes à la base de la modélisation géologique 3D. Nous y discuterons de l'apport de la 3D par rapport aux techniques qui existaient déjà en 2D. Nous enchaînerons alors avec la présentation d'une étude plus poussée des techniques disponibles pour mettre au point le protocole méthodologique qui nous permettra de répondre à notre problématique. Ainsi, nous présenterons la démarche que nous avons choisie pour contourner la difficulté de l'outil informatique pour la résolution du problème de modélisation directe 3D. Enfin, nous appliquerons notre protocole méthodologique sur un cas d'étude réel, le pli de San Corneli (Espagne). Pour conclure, nous présenterons une synthèse des résultats de ce travail de recherche, ainsi que nos conclusions.

# Chapitre 2

## Les concepts géologiques sur les plis-failles dans l'avant-pays.

### 2.1 Introduction

Ce travail de recherche se veut une étude géométrique de l'évolution structurale des plis-failles en contexte d'avant-pays des chaînes de montagnes à l'aide d'outils informatiques de modélisation de données à référence spatiale. Dans l'objectif d'obtenir des modèles géologiques 3D les plus cohérents possibles, une bonne connaissance de ces concepts géologiques est essentielle. Pour cela, il est important de bien comprendre les concepts liés aux avant-pays d'une chaîne de montagnes, ainsi que ceux qui concernent les plis et tout particulièrement les plis-failles.

Dans ce chapitre, nous expliquerons le contexte géologique des avant-pays d'une chaîne de montagnes ainsi que le type de structures géologiques que nous pouvons y rencontrer. L'avant-pays d'une chaîne de montagnes est une zone complexe qui peut avoir subi plusieurs phases de déformation et donc renfermer plusieurs structures géologiques génétiquement différentes, soit celles formées en contexte compressif et celles formées en contexte extensif.

## 2.2 Les avant-pays

### 2.2.1 Les chaînes de montagnes

Plusieurs facteurs influencent le développement et la géométrie d'une chaîne de montagne tels que la nature du socle, l'architecture de la séquence stratigraphique, les comportements rhéologiques des unités lithologiques, l'histoire tectonique de la région, la convergence des plaques, ainsi que la présence de structures profondes. Par exemple, au sein même de l'orogène pyrénéen, trois grands ensembles géométriquement distincts sont reconnus. Ce sont les zones axiale et externe ainsi que les zones de failles imbriquées (fig. 2.1).

La partie la plus déformée, celle au coeur de la chaîne, correspond à la zone axiale. La zone externe et la zone de failles imbriquées qui font partie de l'avant-pays, viennent ensuite, et sont de moins en moins affectées par la déformation. L'avant-pays d'une chaîne de montagnes est une zone très importante économiquement comme en témoigne le potentiel pétrolier énorme des grands champs pétroliers de l'Alberta (Canada) et des Cordillères des Andes.

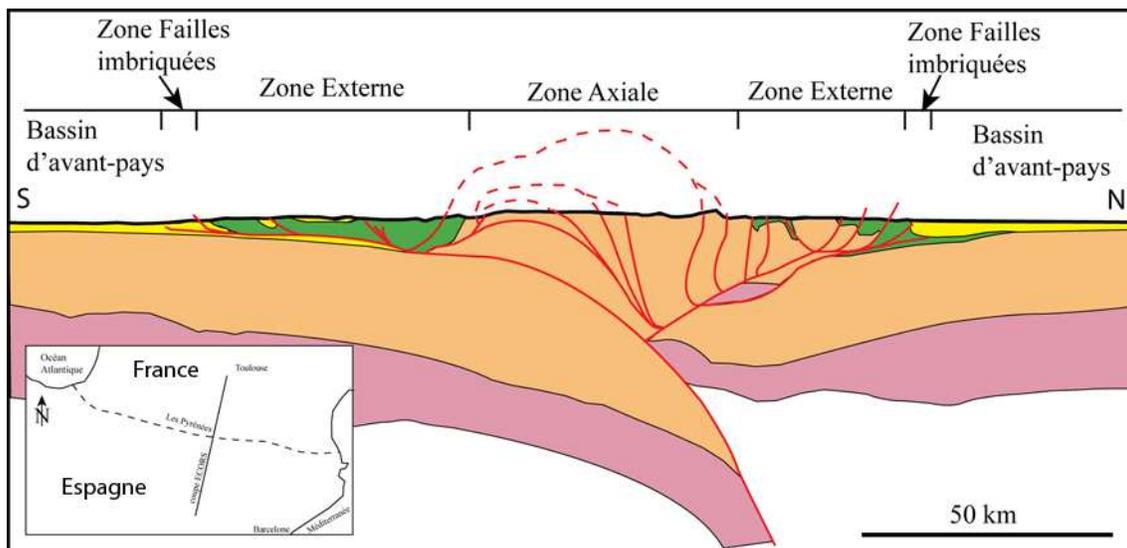


FIG. 2.1 – Coupe ECORS à travers les Pyrénées montrant les différentes zones d'une chaîne de montagnes, simplifiée de Munoz (1996) [71]

Structuralement, la zone externe est caractérisée par un ensemble de failles de chevauchement et de plis formés par le déplacement le long d'un plan de décollement

basal. Ces failles constituent des niveaux de décollement subhorizontaux au sein de l'empilement stratigraphique et peuvent accommoder des déplacements horizontaux de quelques centaines de mètres à plus d'une dizaine de kilomètres (Capote *et al.*, 2003 [12]). Elles entraînent également la déformation des couches stratigraphiques au-dessus et au-dessous de la surface de décollement. Dans la plupart des cas, des structures plissées se développent dans le toit d'une faille de chevauchement et ont été désignées comme des plis de propagation de faille ou des plis de rampe en fonction du mécanisme de développement. La zone de failles imbriquées, quant à elle, correspond à la zone la moins déformée de la chaîne de montagnes. Elle est affectée, tout comme la zone externe, par des failles inverses qui déforment les couches lithologiques. Par contre, les déplacements le long de ces plans de faille n'impliquent qu'une dizaine voir quelques centaines de mètres. Les plis développés dans cette zone possèdent une géométrie plus simple que ceux de la zone axiale de la chaîne.

### 2.2.2 Les bassins d'avant-pays

Le bassin d'avant-pays ou bassin flexural (fig.2.2) correspond à la zone d'accumulation de sédiments qui se forme à l'avant d'un orogène. La formation de tels bassins est liée à l'évolution de la chaîne de montagnes, que ce soit en contexte de marge active (ex. la chaîne andine) ou de collision intracontinentale (ex. les Pyrénées). Cet ensemble est un bassin tectoniquement actif où s'accumulent des sédiments provenant de l'érosion de la chaîne de montagnes en formation. Le bassin d'avant-pays se forme par fléchissement de la lithosphère sous la charge que représente la chaîne de montagnes (Cojan et Renard, 1997 [20], Lacombe et Mouthereau, 1999 [50]). La flexure de la croûte est ainsi affectée par une extension régionale qui s'accompagne du développement de nombreuses failles normales et fractures à l'avant de la zone de subduction et de l'orogène (Bradley et Kidd, 1991 [8]). Ces structures en extension sont formées par une relâche de la lithosphère et sont le résultat d'une accommodation de la contrainte que représente la surcharge pondérale créée par l'orogène. Au cours du développement de la chaîne de montagnes, des failles de chevauchement se propagent de plus en plus loin vers l'avant-pays affectant éventuellement les bassins flexuraux. La partie ainsi déformée de ces bassins se retrouve donc incorporée à la zone de failles imbriquées et éventuellement à la zone externe.

Il existe deux types de bassin d'avant-pays, tous deux dissymétriques : les bassins d'avant-pays *sensu-stricto* et les bassins d'avant-pays en *piggy-back* (Fermor, 1999 [34]).

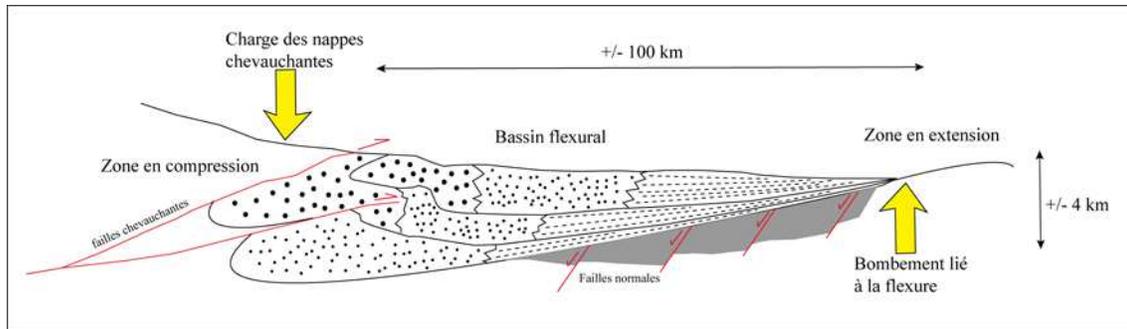


FIG. 2.2 – Un exemple de bassin flexural tiré de Cojan et Renard (1997) [20]

Les bassins d'avant-pays *sensu-stricto* (par exemple le bassin molassique Suisse) sont formés de matériaux clastiques et carbonatés. Ils peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres et sont peu ou pas déformés. D'épaisses formations continentales se retrouvent à proximité des fronts de chevauchement alors qu'en bordure du bassin, les dépôts montrent des terminaisons en biseaux avec des discordances angulaires.

Les bassins de type *piggy-back* correspondent à la partie du bassin d'avant-pays qui a été déformée et incorporée dans la chaîne de montagne (Fermor, 1999 [34]). Ces bassins ne sont pas larges, quelques dizaines de kilomètres tout au plus, et peuvent recevoir des sédiments détritiques provenant de sources de toutes les directions. Ils sont transportés et déplacés pendant la période orogénique et affectés par des plis et des failles de chevauchement.

### 2.2.3 Les divers facteurs géologiques qui agissent sur la formation et déformation des bassins d'avant-pays

L'avant-pays d'une chaîne de montagne est une zone complexe où des relations existent entre la tectonique et la sédimentation (Cojan et Renard, 1997 [20]). La sédimentation rencontrée dans les différents bassins d'avant-pays nous renseigne sur les différents événements tectoniques de la région. En effet, un épaissement des séquences lithologiques, par exemple à l'arrière d'un anticlinal, peut nous indiquer un dépôt pendant la formation de ce pli (fig. 2.3). La séquence de dépôt qui caractérise les bassins d'avant-pays évolue de dépôts marins vers des dépôts continentaux, traduisant ainsi l'activité tectonique du bassin s'amenuisant dans le temps et menant au remplissage du bassin. En ce qui concerne les dépôts marins, Sinclair (1997) [87] les a divisés en trois unités stratigraphiques distinctes. La première, dite « unité inférieure (*Lower Unit*) », est constituée de sédiments carbonatés de plate-forme, suivi de « l'unité intermédiaire (*Middle Unit*) » qui est composée de mudstone riche en organismes planctoniques et enfin

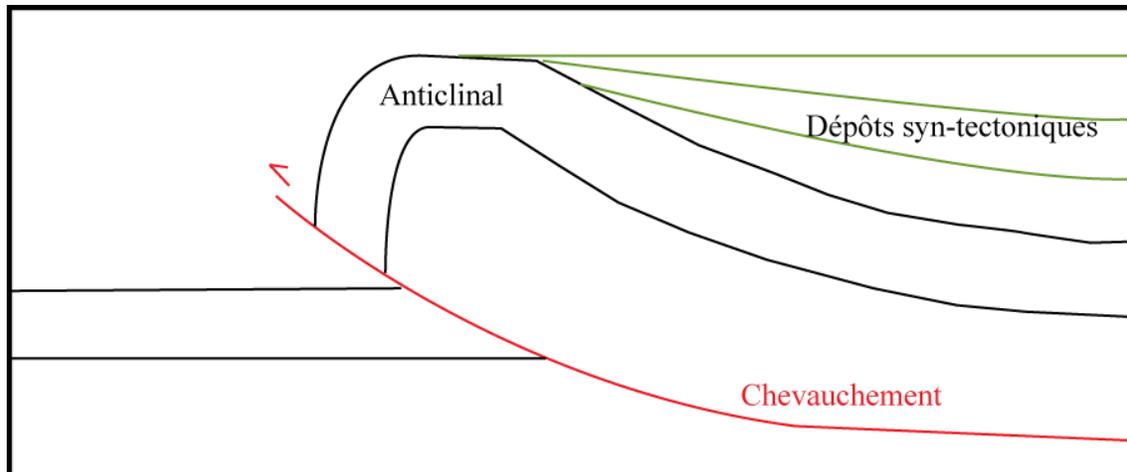


FIG. 2.3 – Schéma montrant des dépôts syn-tectoniques sur un pli-faille

« l'unité supérieure (*Upper Unit*) » qui est formée d'alternance de grès et de matériaux détritiques plus fins, souvent déposées par des courants de turbidité. Les dépôts continentaux quant à eux, sont représentés par des sédiments fluviaux, des cônes deltaïques ou des éventails sous-marins. Cet ensemble sédimentaire, appelé dépôt molassique, est généralement important en terme d'épaisseur. Les sédiments détritiques qui remplissent le bassin, proviennent de l'érosion de la chaîne en formation et la composition des sédiments molassiques reflète donc la nature de la couverture sédimentaire qui est en cours de déformation et d'érosion (Cojan et Renard, 1997 [20]).

Lorsque les nappes de charriage d'une chaîne de montagne se mettent en place, les sédiments déposés dans la zone externe se plissent à leur tour pour former des structures anticlinales et synclinales. Les dépôts subséquents présentent alors une géométrie particulière, dite en « *On Lap* », se déposant en discordance angulaire sur les plis en cours de formation (Cojan et Renard, 1997 [20]). Une des caractéristiques de ce type de dépôt est que l'épaisseur varie en devenant de plus en plus importante dans la zone de dépôt centre. Ces dépôts sont de bons marqueurs chronologiques et permettent de dater la déformation en temps relatif (Cojan et Renard, 1997 [20]).

Dans certains cas, les failles normales préexistantes du bassin d'avant-pays peuvent être réactivées lors d'une phase subséquente de déformation compressive (Chalaron et Malo, 1998 [16], Casas *et al.*, 2000 [14], Laumonier et Autran, 2001 [52], Soto *et al.*, 2002 [88]). Ce phénomène se nomme l'inversion tectonique positive. Lacombe et Mouthereau (1999) [50] ont montré que seule une lithosphère rigide permet l'inversion des structures préexistantes. Lors de la réactivation de failles normales préexistantes, le

développement et la géométrie des failles de chevauchement subséquente seront influencées. En effet, les chevauchements qui théoriquement présentent de faibles pendages, auront localement des pendages plus importants, là où les failles normales ont été reprises, déterminant ainsi la localisation des rampes. De ce fait, il est probable que la géométrie et l'orientation des plis associés aux chevauchements en soient affectées. De plus, les failles normales et les fractures du bassin d'avant-pays peuvent aussi jouer soit en facilitant le développement de failles de chevauchement, soit en jouant localement tout simplement pendant la formation du pli. En effet, lors de la formation de plis, des fractures associées à la même contrainte régionale se développent (Cooper, 1992 [22]) perpendiculairement et parallèlement à l'axe de pli ou bien encore obliques à celui-ci (Fig. 2.4). Les failles et fractures préexistantes peuvent donc avoir été reprises et donc influencer la formation de ces fractures associées au plissement (Cooper, 1992 [22]).

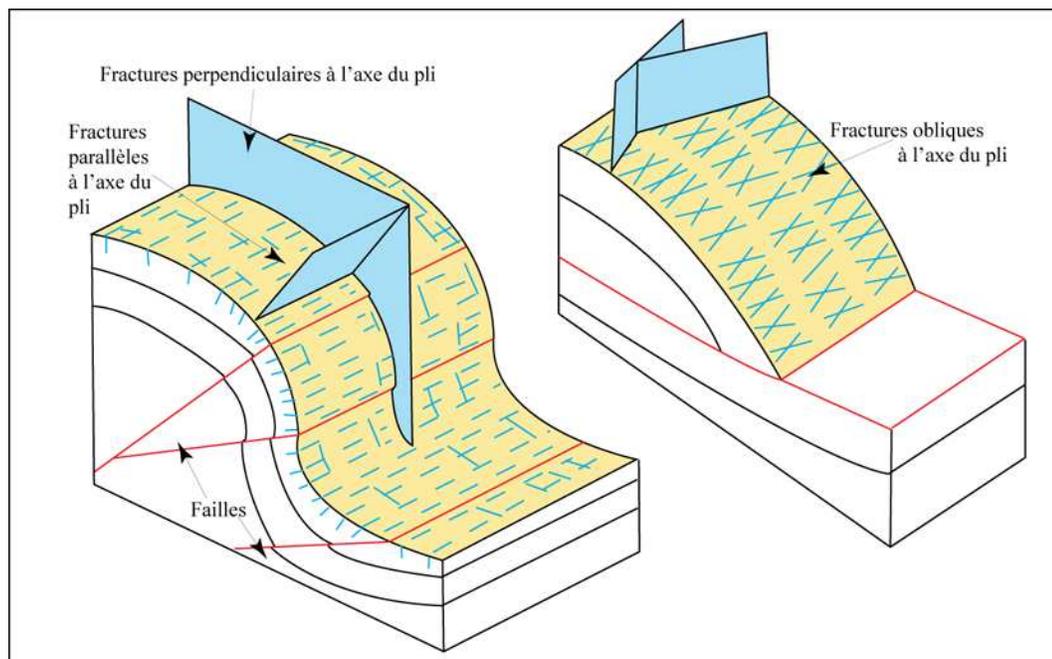


FIG. 2.4 – Les différents types de fractures associées au plissement, modifiée de Cooper (1992) [22]

### 2.3 Les plis et leurs caractéristiques géométriques et cinématiques

Pour mieux comprendre la géométrie des plis-failles et surtout les techniques de restauration qui sont basées sur les différents modes de déformation, il est important

de bien cerner le mécanisme de développement à l'origine de ces structures plissées. De plus, le fait de connaître les mécanismes de formation d'un pli nous aidera à valider la pertinence des outils géomatiques.

Lors d'une phase tectonique compressive, différentes structures se développent et affectent les strates des bassins d'avant-pays, soit des structures cassantes, comme par exemple des failles et fractures ou des structures ductiles comme les plis. Dans cette partie, nous nous intéresserons aux plis en général afin de comprendre leur formation, mais aussi à des plis plus particuliers, les plis-failles qui se forment à l'avant d'une chaîne de montagne et qui sont génétiquement reliés au développement de failles.

### 2.3.1 Les plis

#### La morphologie des plis

Les plis possèdent tous des caractéristiques géométriques qui leurs sont propres. Ils peuvent être droits, déjetés, déversés ou couchés, à axe horizontal ou plongeant, symétrique ou asymétrique, cylindrique ou même conique. Les classifications permettant une analyse morphologique des plis sont basées soit sur l'orientation du plan axial et de l'axe du pli (Fleuty, 1964 [36]) ou sur la forme géométrique d'une strate plissée, voire l'épaisseur relative de cette strate sur les flancs par rapport à la charnière (Ramsay, 1967 [78]), mesurée sur une coupe orthogonale du pli étudié. D'autre part, la géométrie des plis est en lien avec le contexte géodynamique régional. En ce sens, la géométrie des plis diffère d'une partie d'un orogène à une autre. Citons en exemple, les plis de la zone de failles imbriquées et les plis de la zone externe qui peuvent être des plis de propagation ou des plis sur rampe.

Les plis possèdent différentes morphologies qui peuvent servir à caractériser leur mode de formation. À partir des isogones, lignes d'isopendage des surfaces plissées, Ramsay (1967)[78] a proposé une classification morphologique des plis significative de leur mode de formation (fig. 2.5). Cette classification rend compte de l'évolution de l'épaisseur des flancs du pli par rapport à l'épaisseur de la charnière. Les plis isopaques correspondent aux plis de classe 1B tandis que les plis de classe 2 sont dits anisopaques. Selon la classification de Ramsay (1967) [78]), les plis isopaques présentent des isogones de pendage convergentes et possèdent une épaisseur des strates constante. Ce type de plis est généralement présent en bordure de chaîne de montagnes, dans les bassins

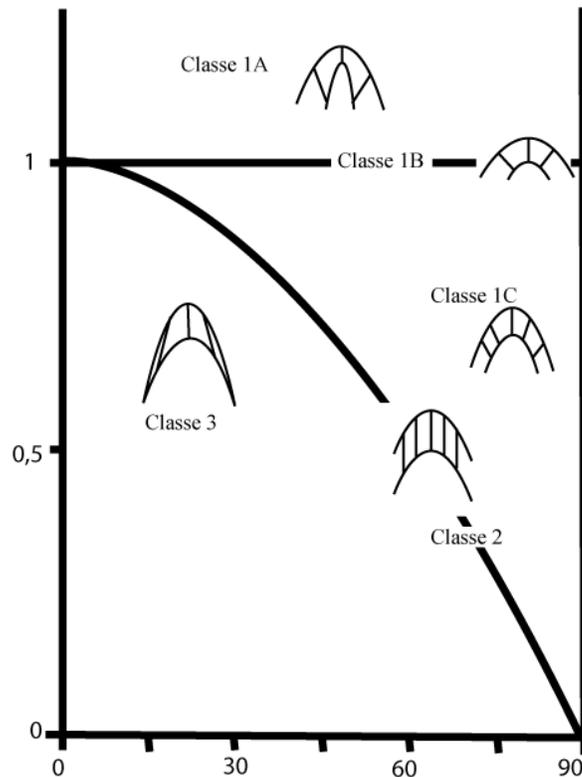


FIG. 2.5 – Classification morphologique des plis tirée de Ramsay (1967)[78]

sédimentaires comprimés par l'orogénèse (Mattauer, 1998 [64]). Les plis semblables anisopaques sont caractérisés par des isogones de pendage parallèles et par une épaisseur des strates plus grande au niveau de la charnière qu'au niveau des flancs du pli.

### Le développement des plis

En ce qui concerne le développement des plis, deux mécanismes interviennent : la flexion et le glissement-applatissage. Le plissement par flexion engendre généralement des plis isopaques alors que le glissement-applatissage produit des plis semblables. Les formes de plis les plus répandus résultent de déformations supplémentaires telles que l'applatissage homogène ou hétérogène induit par le comportement mécanique des roches voisines (Mercier et Vergely, 1999 [69]).

**A. Le mode de plissement par flexion et les plis isopaques :** Lorsqu'un matériel est compétent, il se déforme par flexion. Le mécanisme de flexion est la somme de deux composantes des forces externes : la somme des moments de ces forces externes

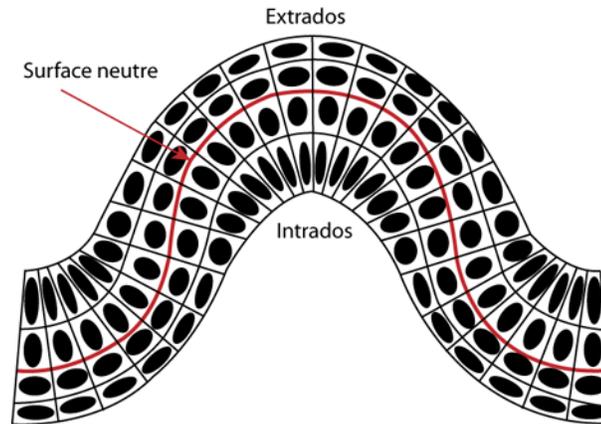


FIG. 2.6 – Exemple de déformation d'un pli isopaque tiré de Mercier et Vergely, 1999 [69], les ellipses montrent la déformation à l'intérieur du pli.

(moment de flexion) et une force de cisaillement (Mercier et Vergely, 1999 [69]). Si lors du plissement par flexion, il n'existe que des moments de flexion, le mode de plissement sera alors appelé flexion par glissement ou flexion pure. À contrario, s'il existe une composante force de cisaillement, le mode de plissement sera alors par flexion cisaillement ou flexion simple.

Le mécanisme de la flexion qu'il soit par glissement ou cisaillement, est essentiel dans la formation des plis isopaques (fig. 2.6). Un pli isopaque peut subir des déformations de charnière ou de flanc. Le mécanisme de flexion qui entraînent la déformation de charnière est la flexion pure, alors que la flexion simple est à l'origine de la déformation des flancs.

**B. Le mode de plissement par glissement-applatissage :** En ce qui concerne le mode de plissement par glissement-applatissage, ce mode de déformation résulte de conditions de température et pression très élevées. Ceci peut entraîner que le mécanisme qui agit sur les strates semble uniquement une translation passive le long de plans de cisaillement (Mercier et Vergely, 1999 [69]).

Les plis semblables anisopaques sont le résultat du mode de plissement par glissement-applatissage (fig. 2.7).

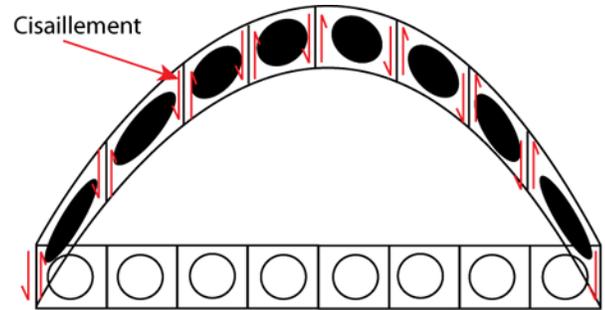


FIG. 2.7 – Exemple de plissement par glissement-applatissement hétérogène tiré de Mercier et Vergely, 1999 [69], les ellipses montrent la déformation à l'intérieur du pli.

### 2.3.2 Les plis-failles

Les plis-failles se définissant comme des plis déversés ou couchés dont le flanc inverse a été laminé (Foucault et Raoul, 1997 [37]). Il existe trois types de plis-failles (fig. 2.8), les plis de détachement, les plis de propagation et les plis sur rampe. Un pli de détachement est moins affecté par la déformation qu'un pli de propagation et qu'un pli sur rampe.

Même si ces plis peuvent se ressembler géométriquement, ils diffèrent dans leur mode de développement. D'après Wallace et Homaz (2004) [99], les plis-failles se développent comme des plis de détachement, puis selon qu'il y ait une terminaison au décollement ou pas, ces plis évoluent vers des plis de propagation ou des plis sur rampe. Pour Salvini et Storti (2004) [84], le style de déformation pendant le plissement dépend de trois facteurs principaux qui sont le mécanismes de plissement, la rhéologie des différentes strates et les contraintes de déformation. Mais quelque soit leur géométrie, ces plis-failles sont formés à partir de couches qui ne présentent aucune variation d'épaisseur au niveau des charnières. Leur géométrie est donc similaire aux plis de classe 1B (plis isopaques) Comme nous l'avons vu précédemment, la morphologie des plis reflète leur mode de formation. Nous pouvons donc dire que leur mode de formation est la déformation par flexion.

#### Les plis de détachement

Les plis de détachement se développent avec la propagation d'un chevauchement à pendage très faible dans l'avant-pays d'une chaîne de montagne. Un épaissement structural, ayant pour but d'accommoder le déplacement des strates parallèlement au

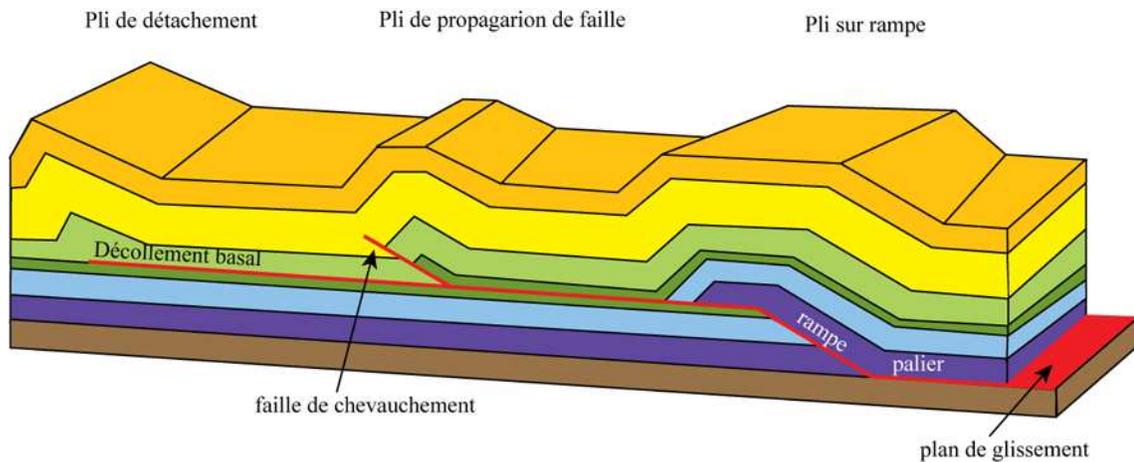


FIG. 2.8 – *Différents types de plis-failles, modifiée de McClay (2004) [65]*

décollement, se forment au dessus de la surface de détachement (Poblet et McClay, 1996 [75]). Cet épaississement est souvent dû à un fort contraste de compétence des roches. La surface de décollement se trouvera alors dans les strates les moins compétentes comme par exemple des évaporites qui s'épaississent sous la contrainte de déformation. Le pli sera alors marqué par les strates plus compétentes qui recouvrent les strates incompétentes. La géométrie des plis de détachement est très diversifiée. Bien que la cinématique joue un rôle important dans la définition des plis de détachement, seule la géométrie est suffisante pour caractériser ces plis (Wallace et Homza, 2004 [99]).

D'un point de vue cinématique, les plis de détachement peuvent être formés avec migration de la charnière, sans rotation des flancs et propagation du décollement, ou alors avec une charnière fixe, rotation des flancs et sans propagation du décollement (McClay, 2004 [65]). Une autre variable cinématique importante dans l'origine des plis de détachement est le rapport entre la propagation de la faille et le pli.

### Les plis de propagation de faille

Un pli de propagation de faille est issu, par définition, de la propagation d'une faille de décollement à travers des couches sédimentaires qui seront plissées. La morphologie de tels plis-failles ne suffit pas pour conclure que nous avons affaire à un pli de propagation. En effet, il faut que le pli se soit formé en même temps que la propagation de la faille. Plusieurs modèles cinématiques existent pour reproduire la formation des plis de propagation de faille (Suppe (1983) [89], Chester et Chester (1990) [18], Suppe et Medwedef (1990) [90], Mercier *et al.* (1997) [68], Allmendinger *et al.* (2004) [2]).

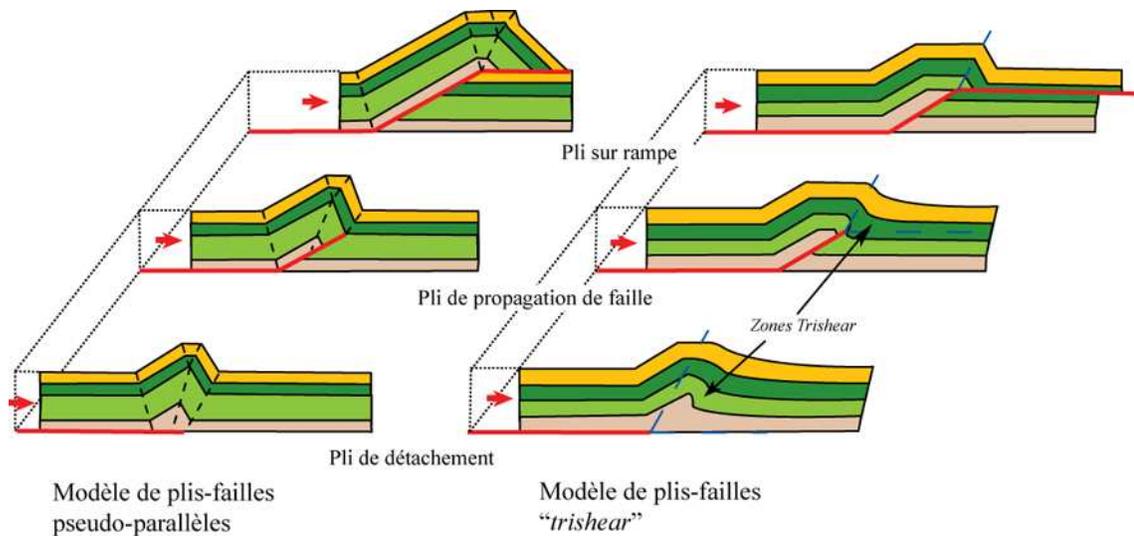


FIG. 2.9 – Différents modèles de formation de pli-failles tirés de McClay (2004) [65] et Allmendinger et al. (2004) [2]

Suppe et Medwedef (1990) [90], ainsi que Chester et Chester (1990) [18], proposent un modèle dont l'épaisseur constante des strates (fig. 2.9). Dans leur modèle, le flanc arrière est pseudo-parallèle à la rampe, tandis que le flanc avant subit une rotation et la charnière peut également migrer vers l'avant.

Erslev et Mayborn (1997) [32] proposent quant à eux un modèle avec une charnière fixe et la rotation des deux flancs. Dans les modèles d'Erslev et de Mayborn (1997) [32], le « cisaillement des couches parallèles » est le mécanisme qui permet d'avoir les charnières fixes et la rotation des flancs avec un épaissement des strates au niveau des deux flancs. Cependant, le changement d'épaisseur et la cinématique proposée, ont été documentées dans relativement peu d'exemples de plis interprétés comme des plis de propagation (Wallace et Homza, 2004 [99]).

Allmendinger (1998) [1] propose comme modèle pour les plis de propagation de faille, le modèle cinématique *trishear* (fig. 2.9) qui se trouve à mi-chemin entre les deux précédents modèles. Pour cela, il suppose comme point de départ que le matériel transporté par la faille de chevauchement se déplace à vitesse constante. Le matériel qui compose le mur est considéré fixe et pour conserver l'aire, la zone triangulaire de cisaillement (*zone trishear*) est symétrique par rapport à l'extrémité de la rampe. Il définit ainsi cinq paramètres contrôlant la géométrie des plis de propagation : l'angle

de pendage de la rampe du pli, le déplacement le long de la faille de chevauchement, les positions de X et Y pour l'extrémité du décollement, l'angle apical de la *zone trishear* et le rapport propagation sur glissement (P/S) du pli. À partir de la géométrie finale connue des plis, il est facile de retrouver plusieurs de ces paramètres. Cependant, deux paramètres posent problème car ils ne sont pas mesurables directement sur le terrain, et sont donc issus d'expérience ou de test en laboratoire. Il s'agit de l'angle apical de la *zone trishear* et le rapport P/S. Allmendinger (1998) [1] propose alors une méthode dite inverse, pour permettre d'obtenir ces deux paramètres.

### Les plis sur rampe

La morphologie des plis sur rampe est semblable à celle des plis de propagation de faille. Cependant, les plis sur rampes correspondent à des plis présentant une géométrie en palier-rampe-palier. En d'autres termes, il s'agit de plis sur une surface de décollement qui se propage au delà du pli. Les modèles concernant la formation de tels plis sont reliés à ceux des plis de propagation de faille, tels que les modèles proposés par Chester et Chester (1990) [18], Suppe et Medwedef (1990) [90] et Mercier *et al.* (1997) [68]. Les strates constituant le toit de la structure se déplacent par glissement le long des paliers et de la rampe. Selon ces auteurs, les plis de propagation de faille peuvent évoluer en plis sur rampe avec l'augmentation de la déformation dans une chaîne de montagne.

## 2.4 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons vu les notions de base sur les connaissances géologiques à propos des avant-pays des chaînes de montagne et des plis. Ce chapitre montre toute la complexité du travail du géologue qui veut représenter la géométrie réelle de ces objets géologiques. De plus, la difficulté augmente lorsqu'il voudra comprendre la formation de ces objets ainsi que leur évolution.

Pour cela, il existe de nos jours des techniques de représentation spatiale. Les logiciels qui permettent de telles représentations sont de plus en plus performants et proposent de nouveaux outils pour aider à l'interprétation géologique comme la restauration 3D.

# Chapitre 3

## Les modèles géologiques 3D

### 3.1 Introduction

Dans le but de mieux connaître l'histoire géologique d'une région, mais surtout l'interaction entre les différentes structures géologiques présentes sur un site donné, le géologue doit récupérer un grand nombre de données que ce soit des données de terrain ou des données issues de l'interprétation d'images sismiques ou satellitaires. Afin de compléter la synthèse de ces données géoscientifiques, il est pertinent d'agréger celles-ci sous la forme d'un modèle géologique. L'assemblage des données en un tout cohérent formant le modèle qui permettra d'aider à comprendre le fonctionnement complexe de certaines structures, de produire de nouvelles connaissances géologiques, de montrer et partager celles-ci sous une forme concrète et normée, et donc accessible à un large public. La construction de la carte géologique est une pratique très répandue et reconnue dans la communauté géologique. Cependant, la carte présente quelques limites par exemple : elle ne permet pas de visualiser directement la géométrie d'une structure géologique tel un pli.

Qu'en est-il alors de l'utilisation des modèles géologiques 3D ? Une revue de littérature nous a permis de constater que les modèles géologiques 3D sont utilisés (Bédard *et al.*, 2002 [5] Mallet, 2002 [59] ; Lepage, 2002 [54] ; Galera *et al.*, 2003 [38] ; Lachance, 2005 [49] ; Bédard, 2006 [4] ; Dhont *et al.*, 2008 [29]) même si cette utilisation semble être limitée à certains spécialistes (Bédard, 2006 [4]). Puis, il semble persister une certaine confusion quant à leur interprétation et la complexité associée à leurs mécanismes de construction. Il nous apparaît donc essentiel de préciser en premier lieu la terminologie associée à la construction de modèles, d'un point de vue géométrique et thématique, et

de faire un inventaire des techniques de stockage de ces modèles. Ces techniques sont très variées et elles peuvent largement guider les étapes de construction et l'utilisation possible que nous pourrions faire de ces modèles 3D. Puis nous poursuivrons ce chapitre en présentant différents mécanismes pour exploiter, au delà de la visualisation, ces modèles géologiques 3D. On parlera en particulier de la restauration et de la modélisation directe. Nous terminerons en discutant les fonctionnalités de certains logiciels de modélisation 3D, en particulier ceux spécialisés pour la construction et l'exploitation des modèles géologiques 3D.

## 3.2 Rappels terminologiques

### 3.2.1 Les données géoscientifiques

Selon le site du Ministère des Ressources naturelles et Faune du Québec ([www.mrnf.gouv.qc.ca](http://www.mrnf.gouv.qc.ca)) : « une donnée est la représentation d'une information, codée dans un format permettant son traitement par ordinateur ». Il existe plusieurs types de données : les données spatiales, les données géométriques, les données graphiques et les données descriptives, selon l'Office Québécois de la Langue Française [OQLF], 1993.

- Les données spatiales correspondent à l'ensemble des données géométriques, descriptives et des métadonnées utilisées dans une application géomatique.
- Les données dites géométriques, nous renseignent sur la position ou la forme d'une entité d'un objet géométrique.
- Les données graphiques portent sur la représentation visuelle d'une entité d'un objet géographique. Elles correspondent à la couleur, et/ou la largeur du trait.
- Les données descriptives permettent de reconnaître un objet géographique parmi une série de même nature. Les données descriptives sont textuelles, numériques ou alphanumériques.

Il existe deux modes d'acquisition des données 3D. La première consiste en un échantillonnage dit discret et la seconde à un échantillonnage dit continu.

L'échantillonnage discret (fig. 3.1A) permet d'obtenir aléatoirement des objets qui seront alors représentés par des points ou des lignes lors de la modélisation. Les données peuvent être collectées de diverses manières sur le terrain, par GPS ou par la sismique. Elles peuvent également résulter de l'interprétation de photos aériennes.

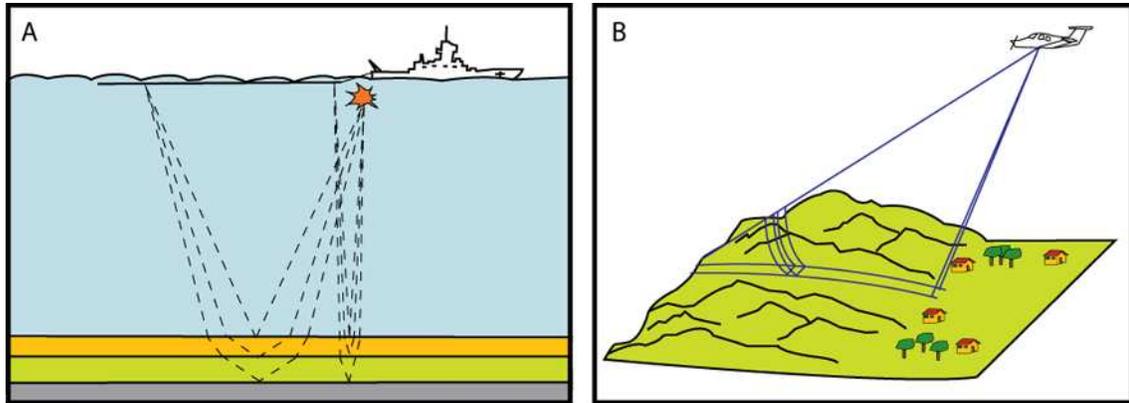


FIG. 3.1 – Les différents modes d’acquisition ; A échantillonnage discret par sismique réflexion et B échantillonnage continu par acquisition aérienne.

Les données 3D peuvent aussi être obtenues à partir d’un échantillonnage continu (fig. 3.1B) qui produit des images et des photos et dont les données 3D couvrent toute la région d’étude. Des données géophysiques (données gravimétriques par exemple), des photos aériennes ou images satellitaires peuvent produire des données 3D continues.

### 3.2.2 La modélisation

Un modèle est une représentation possible d’objets naturels dans le but d’en faire l’étude, qu’elle soit statique (du genre géométrique) ou cinématique (du genre simulation). Pour générer des modèles, nous avons entre autre besoin de données. Il peut donc ressortir plusieurs types de modèle en fonction du type de données utilisées. Le modèle géologique procure ainsi une représentation simplifiée des structures géologiques. Pour décrire un modèle géologique, Mallet (2002) [59] parle de méthodes mathématiques décrivant les propriétés physiques, géométriques et topologiques des structures géologiques. Le modèle géologique selon Mallet (2002) [59] correspond à la représentation géométrique d’un objet réel à l’aide de l’outil informatique. Massot (2002) [63] nous dit que « *le concept de modèle géologique est difficilement définissable, car il dépend de la spécialité du géologue* ». En effet, selon qu’il soit géophysicien, sédimentologue, géochimiste ou structuraliste, le géologue ne voit pas de la même manière le modèle, car les besoins de leurs modèles sont différents. En ce sens, un modèle géologique doit aider à la compréhension et à l’interprétation géologique (Bédard, 2006 [4]).

Dans ce travail de recherche, nous avons choisi de modéliser des objets géologiques

dans un univers 3D. Parce que les objets géologiques possèdent trois dimensions géométriques, nous allons principalement exploiter la modélisation 3D pour construire les modèles géologiques. Un univers ou espace 3D est une « *représentation numérique possible d'un environnement en 3D, imitant le monde réel ou proposant un monde imaginaire, dans lequel on peut évoluer de façon interactive* » (www.granddictionnaire.com). Les objets géologiques présents dans un tel univers peuvent présenter différentes dimensions. Par exemple, un forage ou un puits pourrait être représenté des objets linéaires donc des objets 1D, une faille qui est considérée comme une surface pourrait donc être un objet 2D et une strate qui est un volume de roche correspondrait alors à un objet 3D.

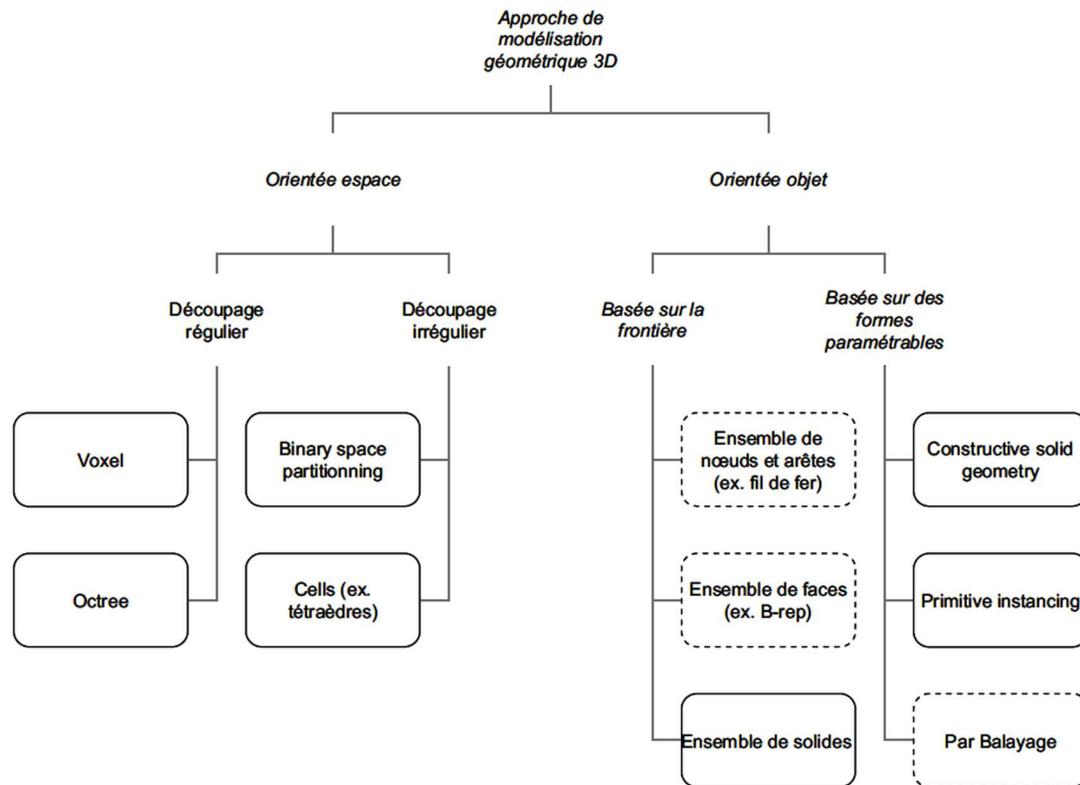


FIG. 3.2 – Classification des approches de modélisation géométrique 3D tirée de Pouliot et al. (2006) [76] (ligne pointillée pour modèle basé sur des surfaces et ligne continue pour des solides).

### 3.2.3 Catégorie de modélisation géométrique 3D

Les travaux de De la Losa (2000) [58] et Brunet (1992) [9] discutent de la manière dont peuvent être modélisés des objets et les diverses façons de stocker les données utilisées pour la modélisation. Ils décrivent quatre grandes classes de modélisation : les

modèles descriptifs, les modèles par balayage, les modèles constructifs et les modèles par frontière, dont les données 3D peuvent être stockées sous forme vectorielle ou matricielle. Selon Pouliot *et al.* (2006), ces mêmes grandes classes de modélisation géométrique peuvent être perçue selon deux approches de modélisation soit orientée espace, soit orientée objet (fig. 3.2). Cette manière de classer les modèles géométriques nous paraît utile pour bien mettre en évidence les différentes techniques d’acquisition de données 3D, et les besoins d’analyse subséquents qui dans notre cas sont liés à des exercices de modélisation.

### Modèle géométrique 3D orienté espace

L’espace est partagé en deux, soit l’espace occupé par l’objet qui sera rempli par des primitives et l’espace où l’objet n’y est pas, l’espace sera alors vide (Pouliot *et al.*, 2006) [76]). Avec ce genre de structure, il n’y a généralement pas de trous car tout l’espace est occupé. Deux modes de découpage de l’espace pour les modèles géométriques 3D existent ; ce découpage peut se faire de manière régulière ou irrégulière.

**Le découpage régulier de l’espace :** Selon Pouliot *et al.* (2006) [76], le découpage se fait à partir de cubes élémentaires qui peuvent être de taille fixe (le voxel) ou variable (l’octree).

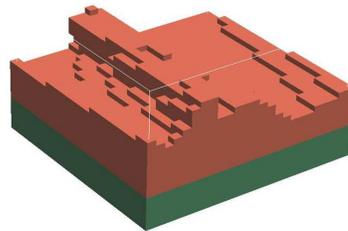


FIG. 3.3 – Une représentation volumique par la méthode des Voxels, tirée de De la Losa (2000) [58].

(1) La modélisation par voxels : La modélisation par voxels (fig. 3.3) divise l’espace en cubes élémentaires de taille fixe, c’est l’extension 3D des pixels (Marsh, 2004 [60]). Cette méthode est simple à stocker et elle permet le calcul de volumes. Cependant, le volume de données peut devenir très important selon la résolution des voxels et la taille de l’objet modélisé.

(2) La modélisation octree : Le modèle octree (fig. 3.4) permet de limiter le volume de données en se basant sur une méthode de compression inspirée du quaterne déjà utilisé en 2D. Cela permet de regrouper des voxels de taille plus réduite présents dans une même zone pour ne définir qu'un seul voxel de taille plus importante. L'espace est alors découpé en cubes de tailles différentes. Ce découpage peut être représenté par un arbre, la racine étant l'espace global, les noeuds étant des cubes découpés en huit, et les feuilles stockent l'information « espace occupé » ou « espace inoccupé » (De la Losa, 2000 [58] ; Marsh, 2004 [60]).

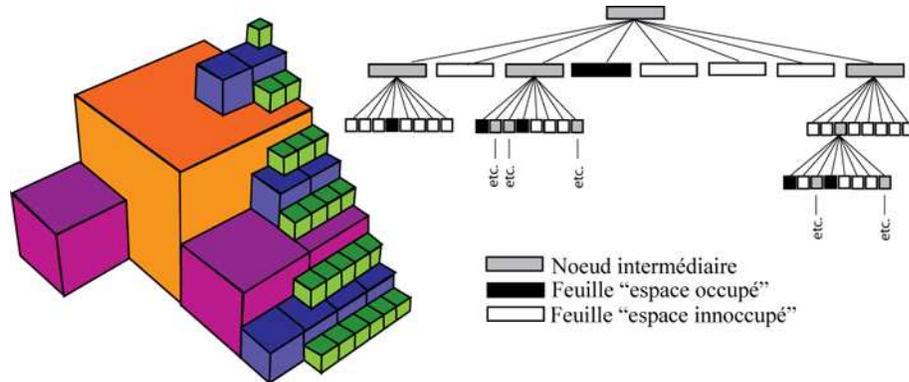


FIG. 3.4 – *Le principe de modélisation par la méthode des Octrees, tirée de De la Losa (2000) [58].*

**Le découpage irrégulier de l'espace :** Il s'agit, ici, d'un découpage à l'aide, non plus de structures de forme cubique, mais de structures plus complexes (fig. 3.5) comme par exemple les tétraèdres (Pouliot *et al.*, 2006) [76]). Ce type de représentation permet d'obtenir les meilleurs résultats pour des objets naturels (Mallet, 2002 [59]).

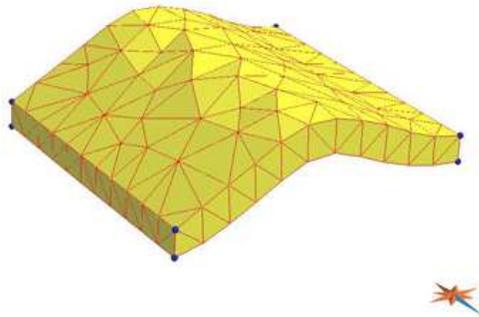


FIG. 3.5 – *Une représentation volumique à l'aide d'un découpage irrégulier de l'espace. Ici, comme exemple, nous avons pris des tétraèdres.*

## Modèle géométrique 3D orienté objet

Il s'agit, ici, de représenter l'objet par son enveloppe (Pouliot *et al.*, 2006 [76]) : (1) les modèles par frontières, (2) les modèles par balayage et (3) les modèles constructifs.

(1) Les modèles par frontières : Parmi les modèles vectoriels traitant les objets surfaciques, nous retrouvons les modèles par frontières (fig. 3.6), les modèles fil de fer et les modèles B-rep (*Boundary-representation*). Le modèle fil de fer ne conserve que les coordonnées des points. L'objet n'est représenté que par les points et les lignes et ne permet donc pas de distinguer les espaces vides ou pleins (Marsh, 2004 [60]). Le modèle B-rep comprend des faces qui sont limitées par des arêtes qui sont elles-mêmes limitées par des sommets (Gong *et al.*, 2004 [41]). Cette méthode permet de décomposer des objets géométriques complexes en un groupe de formes solides simples comme les tétraèdres par exemple.

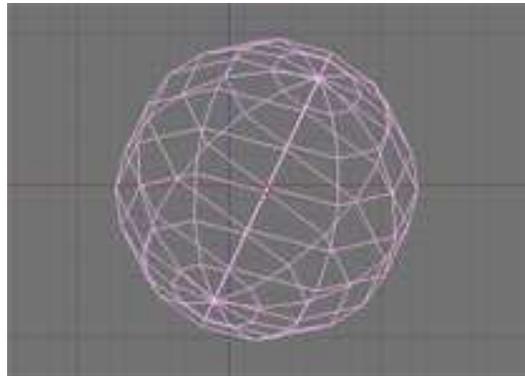


FIG. 3.6 – Un exemple de modèle en fil de fer : une sphère créée à partir du logiciel de modélisation Blender.

(2) Les modèles par balayage : Une autre technique est la modélisation par balayage (fig. 3.7). Cette méthode est basée sur le mouvement d'un objet (point, ligne, surface) et sur une trajectoire ou vecteur qui nous donne un volume (De la Losa, 2000 [58] ; Ramos, 2003 [77]). Cette méthode fonctionne bien avec des objets réguliers mais n'est pas adaptée aux environnements géologiques qui contiennent des objets complexes.

(3) Les modèles constructifs : Les modèles vectoriels traitant les objets surfaciques sont le plus souvent des modèles constructifs : « *Constructives Solid Geometries* (CSG) » et les « *primitives instancing* » (fig. 3.8). Les modèles CSG décrivent les volumes complexes en terme de formes élémentaires ou de primitives qui sont combinées

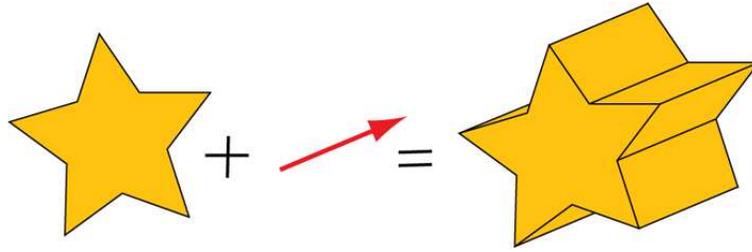


FIG. 3.7 – Une représentation de volume par balayage.

par des opérateurs booléens hiérarchisés. La modélisation « *primitive instancing* » utilise des primitives complexes et paramétrables pour la construction d'objets. Ce type de modèle n'est pas adapté à la modélisation géologique, car les objets que nous pouvons modéliser avec de telles méthodes, ont une forme trop régulière (De la Losa, 2000 [58]; Marsh, 2004 [60]).

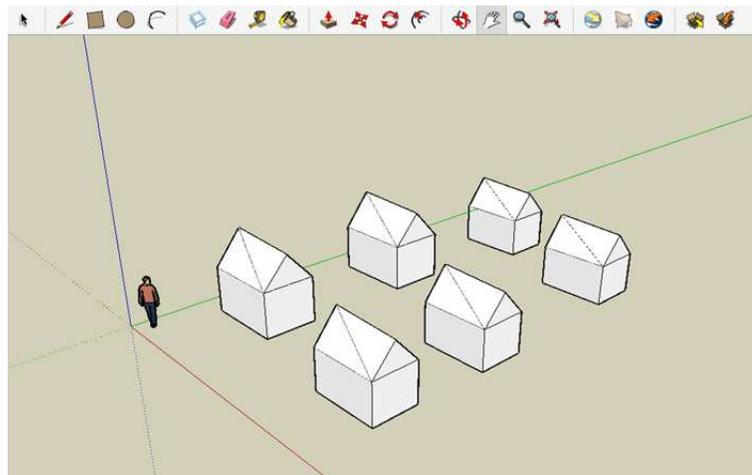


FIG. 3.8 – Exemple de modélisation par primitive dans le logiciel de modélisation Sketchup.

### 3.2.4 Procédure de modélisation géologique 3D

Si les procédures de modélisation géométriques 3D sont diverses, il en est tout autant pour les procédés associés à la construction de modèles géologiques (Bédard, 2006 [4]; Fallara *et al.*, 2006 [33]; Mallet, 2002 [59]).

Tout comme Pouliot *et al.*, 2006 [76] le faisait dans leur classification des approches de modélisation géométrique, la distinction des procédés selon qu'ils intègrent des données surfaciques ou des données volumétriques a été jugée importante pour les besoins

de la présente thèse. Nous présenterons donc les divers procédés de modélisation géologique selon qu'ils exploitent ou non des données surfaciques ou volumiques.

**La modélisation surfacique :** La modélisation surfacique peut être considérée comme une modélisation d'objet 2D dans un univers 3D (Larrivée *et al.*, 2006 [51]). Par objet 2D, nous entendons des objets qui contiennent dans une surface, comme par exemple des failles ou des limites entre deux strates.

La création de surface peut se faire à partir de données discrètes 3D. Nous pouvons ainsi numériser des lignes ou des points à partir de coupes géologiques, de cartes géologiques, de photos aériennes. Cette méthode est bien documenté (Bédard, 2006 [4]; Fallara *et al.*, 2006 [33]), couplée avec des études de terrain précises permet au géologue d'obtenir un modèle géologique cohérent qui pourra être utilisé pour faire de l'interprétation.

**La modélisation volumique :** Selon Larrivée *et al.* (2006) [51], lorsque nous modélisons un objet 3D dans un univers 3D, il s'agit de modélisation volumique. Par objet 3D, nous entendons un objet qui est représenté par le volume qu'il occupe dans l'espace, par exemple une strate ou encore un dôme de sel. Il est possible d'effectuer la modélisation géologique de tels objets 3D, qui seront considérés comme des solides. Cette approche de la modélisation géologique présentent des avantages intéressants (Lachance, 2005 [49]), par exemple les modèles peuvent être générer par des structures vectorielles ou des structures matricielles. Cependant, pour des raisons de stockage de données, les techniques de modélisation vectorielle sont plus intéressantes. De plus, comme nous l'avons vu dans la section précédente, le découpage irrégulier de l'espace à partir de tétraèdres est bien approprié pour la création d'objet naturel 3D (Mallet, 2002 [59]). Pour modéliser un solide, deux alternatives s'offrent à nous, la modélisation à partir de « *surfaces fermées* » ou la modélisation à partir des bordures du modèle.

La modélisation à partir de surfaces fermées est simple à réaliser (fig. 3.9). Lorsque nous avons un objet géologique, nous pouvons le définir par la surface qui l'enveloppe. Cette surface ne doit pas posséder de bordure ; il s'agit ainsi d'une surface dite : « *surfaces fermées* ». Pour créer le solide qui lui correspond, cette surface doit être remplie, par exemple de tétraèdres. Cependant, ce solide ne possède aucune propriétés particulières, il faudra les lui ajouter ultérieurement.

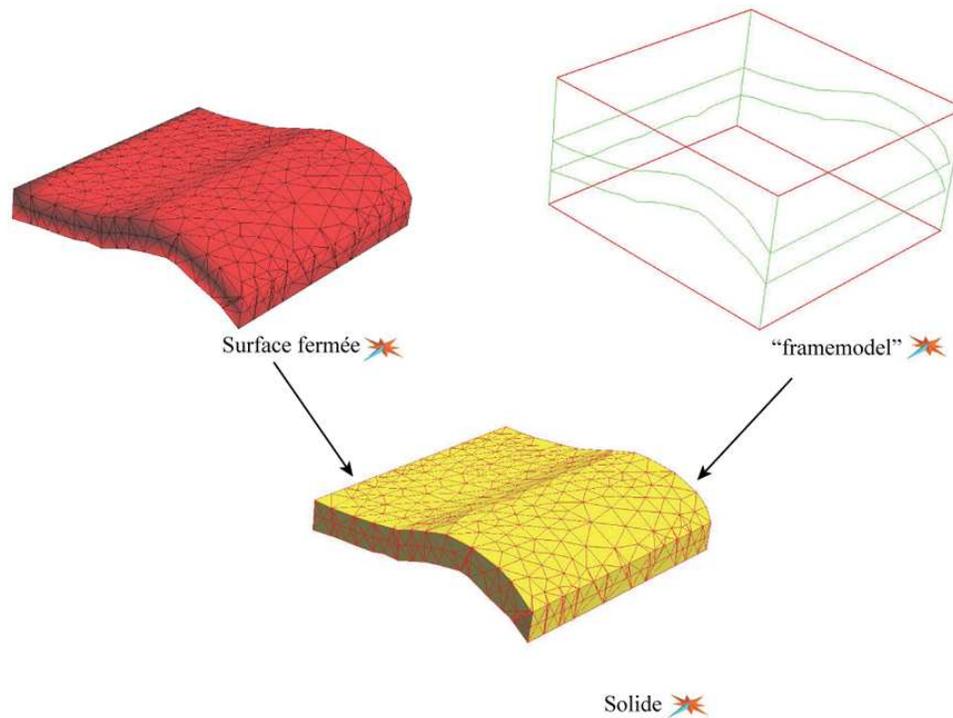


FIG. 3.9 – Comparaison de la modélisation à partir d’une surface fermée et des bordures du modèle. Le modèle de surface fermée est en rouge et le modèle de fil de fer correspond au framemodel, ces deux modèles de départ nous permettent d’obtenir le solide en jaune.

La modélisation à partir des bordures de l’objet consiste à générer un squelette pour l’objet. Ce squelette correspond en fait à un modèle fil de fer. La modélisation à partir d’un modèle fil de fer nous permet d’obtenir un solide en remplissant les espaces du modèle. Cette technique est basée sur la modélisation par représentation des frontières (fig. 3.9). Le solide qui en résulte possède alors des propriétés telles que, par exemple les caractéristiques propres à un matériau. Pour créer un tel modèle, il faut mettre en relation chaque élément du modèle (noeuds, lignes et surfaces) et appliquer des contraintes aux différents noeuds, lignes et surfaces.

### 3.3 Les logiciels de modélisation géologique 3D

Afin de pouvoir appliquer la modélisation 3D, de nombreux logiciels existent sur le marché. Ils sont utilisés dans divers domaines comme la géomatique, l’archéologie,

l'architecture, la médecine et bien sûr la géologie. En ce qui concerne la géologie, nous avons étudié et testé des logiciels comme gOcad, 3Dmove, Earthvision, Flac3D, qui sont les plus fréquemment utilisés et servent entre autres à identifier plus efficacement des cibles potentielles de minéralisation ou des réservoirs de gaz et pétrole. Nous vous présentons dans cette section un bref aperçu des points forts de ces logiciels. En effet, ils ne sont pas tous basés sur les mêmes méthodes de modélisation et donc proposent des alternatives différentes quant à la résolution de notre problématique de départ.

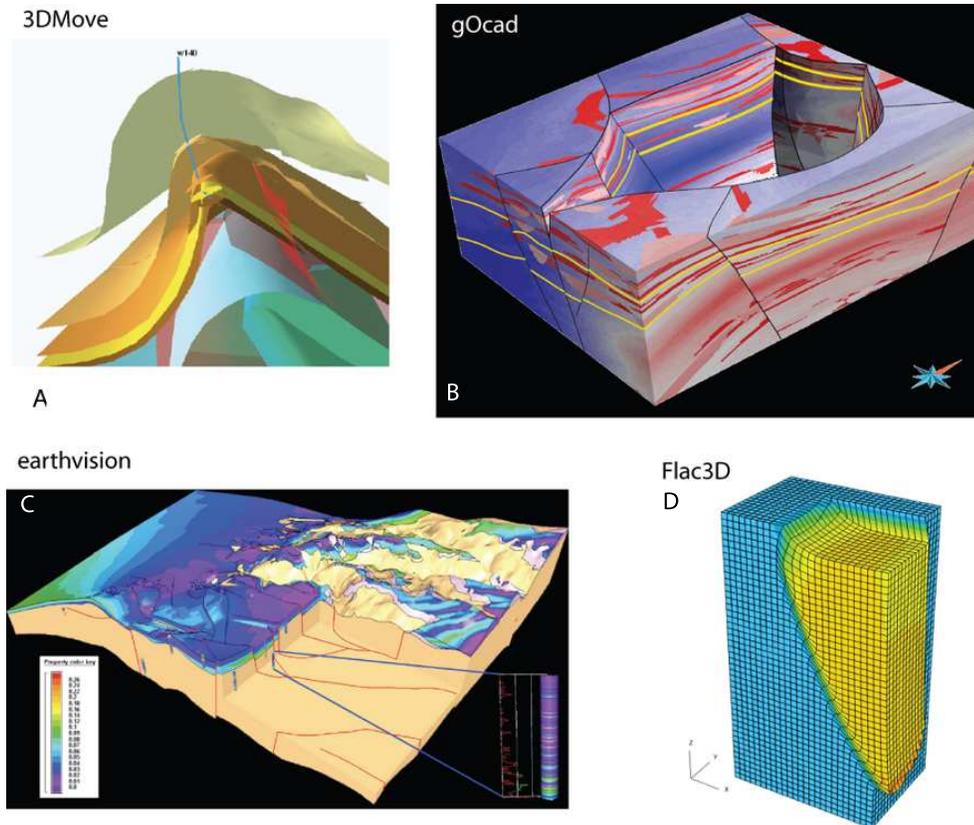


FIG. 3.10 – Exemples de représentations volumiques dans les logiciels commerciaux de modélisation 3D. A/ 3DMove : modélisation de surfaces géologiques d'un pli pour l'exploration pétrolière, B/ gOcad : modélisation de bloc de faille à partir de donnée d'anomalies magnétiques C/ Earthvision : modèle 3D d'une région avec des données de porosité interpolée pour un horizon donné et D/ Flac3D : modélisation d'un mouvement de faille normale ; le bloc en jaune est le bloc qui s'effondre.

Flac3D (*Fast Lagrangienne Analysis of Continuum*) (fig. 3.10 D) d'Itasca Houston Inc. ([www.itascacg.com](http://www.itascacg.com)) est un logiciel de modélisation qui permet la modélisation volumique en divisant le modèle en cellules comparables à des voxels. Il utilise le principe de déformation finie pour modéliser des comportements complexes : des problèmes qui se composent de plusieurs étapes, de grands déplacements, des comportements non li-

néaires du matériel et des systèmes instables. Cet outil numérique a été créé pour les mêmes besoins que les modèles analogiques, c'est-à-dire une représentation la plus réaliste possible des phénomènes naturels, par exemple des écoulements de fluides, ou des simulations de glissements de terrain.

EarthVision (fig. 3.10 A) de Dynamic Graphic Inc. ([www.dgi.com](http://www.dgi.com)) est un logiciel qui permet de créer des modèles volumiques par cellule du type voxel, à partir de données de surface. Avec un tel modèle géologique 3D, il est possible d'en isoler les propriétés mécaniques et physiques. Ceci nous permet de faire des études de porosité ou d'écoulement de fluides par exemple (Dhont *et al.*, 2007 [29]).

3DMove (fig. 3.10 C) de Midland Valley ([www.mve.com](http://www.mve.com)) offre la possibilité de créer des modèles surfaciques et volumiques. De plus, Midland Valley propose avec ce logiciel, un utilitaire de restauration des modèles géologiques en utilisant les techniques de glissement parallèle aux failles, de cisaillement simple ou incliné, de glissement flexural et de la restauration par rapport à une cible, pour la restauration de volume. Ce module de 3DMove fut mis au point au cours de ces dernières années et donc en même temps que cette étude.

Enfin, gOcad (fig. 3.10 B) de Paradigm ([www.earthdecision.com](http://www.earthdecision.com)) a été mis au point à l'institut National Polytechnique de Lorraine à Nancy, par l'équipe du Pr Mallet. Il est possible de créer des modèles surfaciques et volumiques. Les modules de restauration étaient, tout comme pour 3DMove, en développement en même temps que notre étude. Massot (2002) [63] a développé un module pour la restauration de surface, et Muron (2005) [73] un module pour la restauration de volume.

### 3.4 Exploitation des modèles géologiques 3D

Dans le but de mettre en place notre protocole méthodologique permettant de résoudre un problème géologique, nous avons réalisé un inventaire des méthodes existantes pour la restauration et la modélisation cinématique directe. Dans cette section, nous allons les décrire en commençant par les méthodes de restauration suivies des méthodes de modélisation cinématique.

En géologie, il peut être utile de retrouver l'état initial des objets déformés pour connaître la géométrie d'un bassin sédimentaire par exemple. Il peut également être utile de retrouver l'état déformé pour mieux comprendre les mécanismes de déformation. Ce problème de construction des modèles géologiques peut se résoudre de deux façons (fig. 3.11) :

- Soit, nous partons du modèle final et nous recherchons quel était le modèle initial : il s'agit de la méthode inverse correspondant à la restauration.
- Soit, nous partons d'un modèle initial et nous recherchons le modèle final : il s'agit de la méthode directe correspondant à la modélisation cinématique directe.

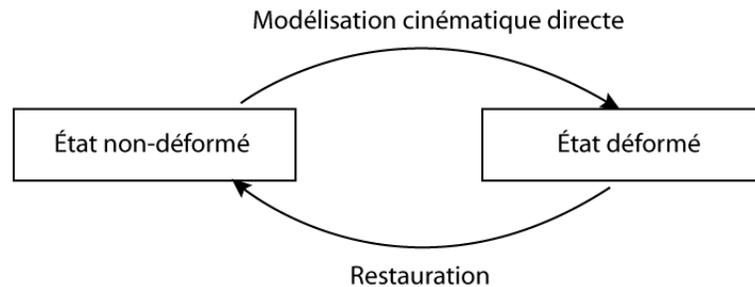


FIG. 3.11 – *Modélisation cinématique directe versus restauration*

### 3.4.1 La restauration géologique, une méthode géométrique

La restauration des surfaces géologiques déformées consiste à déplier ces dernières pour permettre au géologue de retrouver la géométrie de cette structure avant la déformation. Dans la littérature, plusieurs termes sont utilisés pour désigner cette technique : la restauration de coupe, la rétro-déformation, l'équilibrage ou dépliage de coupe (Elliott, 1983 [30], Gratier et Guillier, 1993 [42]; Lepage *et al.*, 2004 [55]; Muron et Mallet, 2004 [74]). Nous utiliserons le terme restauration dans la suite de ce texte. La restauration permet d'obtenir une représentation de l'environnement géologique avant que ce dernier ne soit déformé. Cette représentation, issue de la restauration, correspond à un modèle paléogéométrique, soit un modèle montrant la géométrie à un temps donné du secteur que nous voulons étudier.

Parce que la restauration est d'abord basée sur les propriétés mécaniques de l'objet, nous allons nous attarder à suivre les modifications de la géométrie des objets (certains la nomme méthode géométrique par opposition à cinématique). Grâce à cette méthode, des scientifiques ont pu, par exemple, calculer le raccourcissement d'une chaîne de montagne ou retrouver la géométrie des paléobassins (Muñoz *et al.*, 1986 [72]; Elliott, 1983

[30]; Butler, 1983 [11]; Mason, 1997 [61]; Fitzgerald *et al.*, 1999 [35]). Depuis quelques années, les outils de modélisation 3D nous permettent de mieux exploiter les possibilités d'une telle pratique. En effet, des logiciels spécialisés et des algorithmes ont été développés pour permettre d'effectuer ces manipulations en modélisation géologique 3D. Le principe de base de cette technique en 2D qui consiste à revenir à l'état initial d'une région, reste la même en 3D. Cependant au lieu de travailler en coupe, il s'agit de travailler dans un espace en 3D (Gratier et Guillier, 1993 [42]; Lepage *et al.*, 2004 [55]; Muron et Mallet, 2004 [74]). Dans un premier temps, nous présenterons ici les méthodes de restauration géologique 2D ou restauration 2D, suivies des méthodes de restauration géologique 3D.

### A. La restauration 2D : coupes équilibrées

La restauration 2D a débuté avec Chamberlin en 1910 [17]. Il s'agissait à l'époque de déplier des structures plissées en contexte compressif dans deux directions de l'espace : une direction par rapport à l'horizontale (X ou Y) et l'autre par rapport à la profondeur (Z). Plus tard, les techniques d'équilibrage de coupes ont été formalisées par Dahlstrom en 1969 [26] et puis par Hossack en 1979 [48]. C'est en 1983 que Gibbs [40] adapte ces techniques en domaine extensif.

Ces méthodes de dépliage sont basées sur la conservation de la matière, la constance de l'épaisseur des couches géologiques et le dépôt des strates à l'horizontale. De plus, les conditions aux limites sont supposées connues le long d'une ligne verticale qui reste fixe au cours de la déformation, c'est ce que l'on nomme le point d'encrage. Le but est donc de déplier une coupe géologique pour revenir à l'horizontalité des couches (Elliott, 1983 [30]; Butler, 1983 [11]; Mason, 1997 [61]; Fitzgerald *et al.*, 1999 [35]). Pour cela, il faut tenir compte de la géologie structurale (c'est-à-dire les failles et les types de plis) et de la sédimentologie. Selon Elliott (1983), une coupe équilibrée est viable et admissible, si les quatre niveaux de confiance suivants sont obtenus pour équilibrer les coupes (fig. 3.12) :

1. Choisir la section la plus représentative du secteur que nous voulons étudier.
2. Créer une coupe géologique le long de cette section, sachant que plusieurs solutions sont possibles.
3. À partir de la coupe géologique, faire une coupe équilibrée qui respecte les contraintes géologiques de cette région d'étude.
4. Valider le modèle de rétro-déformation.

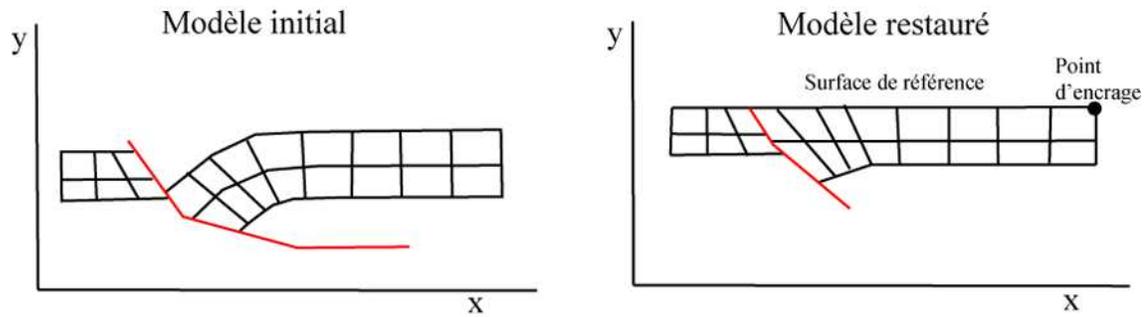


FIG. 3.12 – Méthode de restauration de coupe tirée de Wickham *et al.*, 1997 [100].

Dans la suite de cette partie, nous allons voir quelques-unes des méthodes de restauration 2D les plus répandues :

**Restauration à partir du tenseur des déformations** Pour Wickham *et al.* (1997) [100] (fig. 3.12), la restauration de chaque domaine se fait par une transformation obtenue par des équations Eulériennes. Pour cela, il y intègre les tenseurs des contraintes.

**Restauration par glissement flexural** Dans leurs modèles de restauration, Bulnes et McClay (1999) [10] utilisent des algorithmes de glissement flexural et de glissements vertical et oblique. Pour cela, une partie de la coupe géologique est considérée fixe et ne subit aucune déformation. Cette technique permet de conserver les longueurs.

**Mise en équation de la restauration** Pour ces méthodes, les coupes se font perpendiculairement à l'axe du pli, afin de respecter la morphologie réelle des structures. De plus, plusieurs paramètres sont à prendre en compte :

- L'érosion : lorsqu'une coupe est dépliée, il se peut que du matériel ait été érodé et transporté hors de la zone étudiée. Si cette contrainte est connue, il est alors possible de combler les lacunes causées par ce phénomène. Pour cela, il faut connaître le taux d'érosion.
- Les contraintes sédimentologiques : deux options sont possibles, soit les surfaces sont conservées, soit le taux d'érosion et/ou le taux de sédimentation sont pris en compte, ce qui entraînera une variation dans les épaisseurs (Vergès *et al.*, 1995 [97]; Contreras, 2002 [21]).
- Les contraintes tectoniques : il s'agit de respecter les contraintes tectoniques dans le temps et dans l'espace.

Dans Contreras (2002) [21], ces paramètres sont mis en équation (3.1) :

$$\frac{\delta h}{\delta t} + v \cdot \Delta h = k \cdot \frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + s \quad (3.1)$$

Avec l'élévation de topographie notée  $h$ ,  $v$  ( $mm/an$ ) la vitesse de déformation tectonique due aux failles, la constante  $k$  ( $m^2/an$ ) représente le taux d'érosion ou de sédimentation (selon s'il est positif ou négatif) et  $s$  ( $mm/an$ ) est une constante due aux apports de sédiment externes.

## B. La restauration 3D : restauration de surfaces et de volumes

Pour passer de la restauration de coupes 2D à la restauration 3D, il s'agit de rajouter une dimension géométrique. Dans ce cas, nous ne travaillons plus avec des lignes en coupe mais avec des surfaces dans un univers 3D. Pour pouvoir faire de la restauration 3D, la paramétrisation des domaines est utilisée pour pallier à la difficulté de la description numérique du modèle (Léger *et al.* 1997 [53]). En effet, lorsque nous changeons de domaine paramétrique les calculs et équations pour la restauration s'en voient simplifiés, cette méthode reste géométrique. Les principes d'isométrie et de conservation des volumes sont respectés.

**Les méthodes proposées pour la restauration 3D de surface** Six approches différentes sont proposées pour la restauration 3D de surface.

**1) Par déplacement de la déformation finie (Fig. 3.13) :** Schwerdtner (1977) [86], Cobbold (1979) [19] et Gratier *et al.* (1989) [44], se sont servis du déplacement de la déformation finie en utilisant la trajectoire des contraintes. Des éléments finis ont été employés pour le déplacement de la déformation en carte, en utilisant des mesures de contraintes sur une couche compétente pliée et faillée.

**2) Par projection sur un plan horizontal (Fig. 3.14) :** Williams *et al.* (1997) [102] proposent que le dépliage de surface peut se faire par simple projection sur un plan horizontal. Dans ce cas, il n'y a pas de conservation des surfaces.

**3) La méthode UNFOLD (Fig. 3.15) :** Gratier *et al.* (1991) [43], Gratier et Guillier (1993) [42] et Thoué *et al.* (1997) [96] utilisent une technique itérative pour

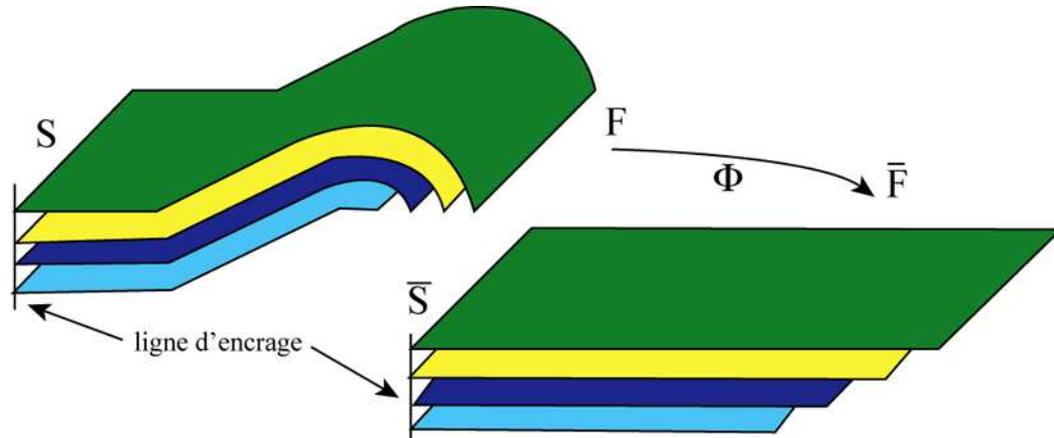


FIG. 3.13 – *Restauration de surfaces par méthode de déformation finie, modifiée de Léger et al. (1997) [53]*

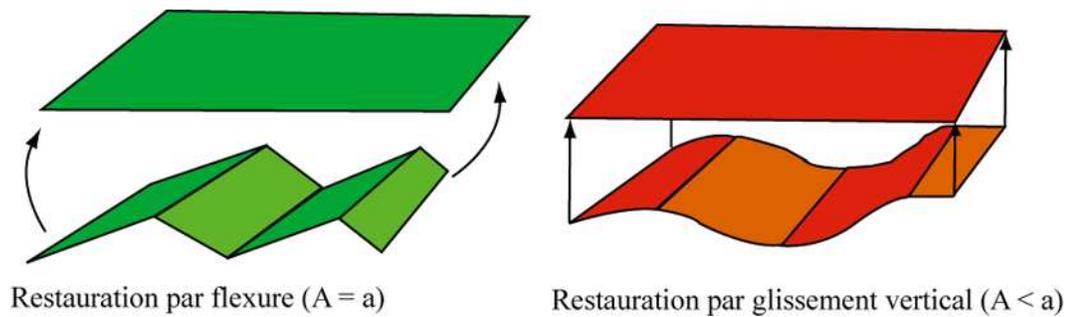


FIG. 3.14 – *Restauration de surface par la méthode de Williams et al. (1997) [102]*

la restauration (la méthode UNFOLD). Il s'agit de découper le modèle géologique en plusieurs blocs rigides (des « *dip – domains* » tel que défini par Suppe (1983) [89]) et de les ramener à l'horizontalité. Cette technique permet la conservation des surfaces et est dite géométrique, car elle ne tient pas compte du mouvement des failles. La procédure comprend 4 étapes comme montré sur la figure 3.15 : A) La génération de l'état déformé comme point de départ ; B) chaque élément géologique (les blocs de faille, les flancs des pli) est séparé en plusieurs blocs rigides ; C) chaque bloc rigide est ensuite restauré à l'horizontalité ; et D) les parties restaurées sont ensuite rassemblées pour former le modèle de surface restauré.

Rouby *et al.* (2002) [81] et Thibert *et al.* (2005) [95] ont poursuivi ces travaux basés sur UNFOLD. Rouby *et al.* (2002) [81] ont repris les principes de base de UNFOLD, mais au lieu de séparer le modèle en blocs rigides, ils traitent séparément les mailles constituant la surface à restaurer. Thibert *et al.* (2005) [95] reprennent l'idée de Rouby *et al.* (2002) [81], soit d'appliquer UNFOLD aux différentes mailles du modèle. En plus,

cette méthode prend en compte les transferts de masse au sein du modèle, pour qu'il soit le plus réaliste possible. Deux étapes sont obligatoires : i) restaurer les structures et évaluer les champs de déplacement et ii) exécuter le modèle avec le transfert de masse.

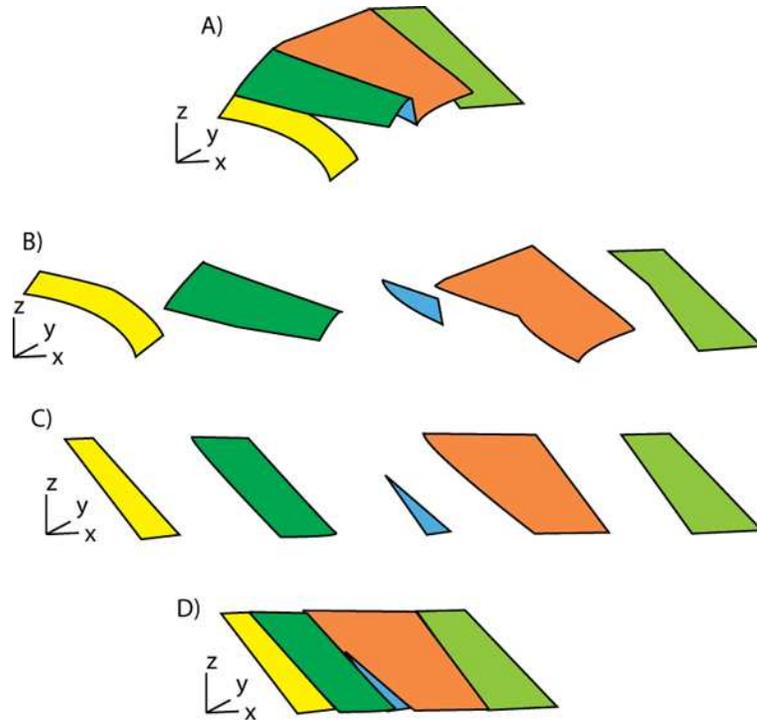


FIG. 3.15 – Restauration par le programme UNFOLD, modifiée de Gratier et Guillier (1993) [42]

4) **Glissement par flexure et quatre plans de référence (fig. 3.16)** : Griffiths *et al.* (2002) [45] utilisent la méthode de restauration de « *flexural – slip* » (glissement par flexure) semblable à celle utilisée par Gratier *et al.* (1991) [43], Gratier et Guillier (1993) [42] et Thoué *et al.* (1997) [96]. Dans la méthode de Griffiths *et al.* (2002) [45], la direction de dépliage devient un paramètre très important. Leur système procède alors en quatre plans de référence pour la restauration : 1) la surface de calibration (*Template surface*) : il s'agit de la surface déformée qui sera restaurée, 2) la surface cible (*Target surface*) : il s'agit d'un plan horizontal qui contiendra la surface restaurée, 3) la surface d'encrage (*Pin surface*) : cette surface définit la surface du « zéro glissement » pendant le processus de plissement, et elle recoupe les autres perpendiculairement, et 4) le plan de dépliage (*Unfolding plane*) : c'est un plan vertical qui contient la direction de déformation.

L'algorithme de dépliage préserve plusieurs dimensions du modèle 3D original : La

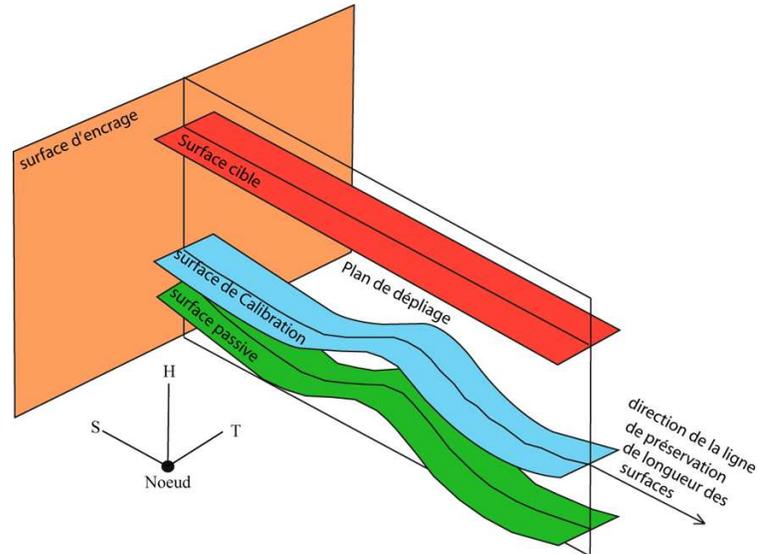


FIG. 3.16 – La méthode de restauration par glissement par flexure, modifiée de Griffiths *et al.* (2002) [45]

longueur des lignes de la surface dans l'orientation de la direction de dépliage, l'épaisseur entre deux surfaces, le volume des objets déformés et la surface de la section dans l'orientation de la direction de dépliage. Pour la restauration 3D, Griffiths *et al.* (2002) [45] utilisent un système local de coordonnées qu'ils nomment « STH » basé sur les plans de référence précédemment décrits (fig. 3.16).

**S** : est la distance du nœud à la surface d'encrage, mesurée suivant la ligne du système de glissement du nœud.

**T** : est la distance orthogonale du nœud avec le plan de dépliage.

**H** : est la distance orthogonale entre le nœud et la surface de calibration.

Ce système de coordonnées permet d'obtenir de façon plus simple l'état restauré du modèle 3D, car cette méthode est basée sur les noeuds dans le modèle et permet la connectivité entre les noeuds, alors que la méthode UNFOLD est basée sur les surfaces en les restaurant séparément.

**5) Méthode proposée par 3DMove :** Cette méthode de restauration est utilisée par Sanders *et al.* (2004) [85]. Ils y introduisent le temps par des simulations de modélisation cinématique directe 2D. Les paramètres principaux pour cette technique, sont la morphologie de la surface de la (ou des) faille(s), les déplacements le long de cette dernière et les relations entre les différents blocs de faille. Pour restaurer, ils utilisent alors 3DMove qui leur permet de décomposer la restauration en plusieurs étapes

qui suivent l'ordre chronologique des événements qu'ils ont définis par la modélisation cinématique directe 2D : 1) éliminer le mouvement des failles et 2) redonner la géométrie des surfaces lors du dépôt à un temps donné.

**6) Méthode proposée par gOcad :** Dans gOcad, il est possible de restaurer des modèles géologiques. Pour cela, le logiciel propose le module de restauration (*restorationKit*) mis au point par Massot (2002) [63] et Muron (2005) [73]. Leur méthodologie propose deux techniques de restauration, la première est une méthode de restauration par glissement flexural et la seconde par cisaillement simple.

Dans les deux cas, il s'agit pour l'utilisateur de contraindre les surfaces du modèle géologique à l'aide de contraintes telles que par exemple les déplacements le long des failles, et de générer des vecteurs de déplacement et de restauration. Le kit de restauration est basé sur des lois mathématiques de changement d'espace. La surface déformée subit alors une transformation pour la faire passer dans un espace paramétrique qui permet de simplifier les calculs de déplacement et d'obtenir ainsi les vecteurs. Des scripts simples permettent alors d'obtenir la surface restaurée.

Paradigm, distributeur du logiciel gOcad, propose également un logiciel en cours de développement à l'Institut Français du Pétrole (IFP) à Paris et qui fonctionne avec gOcad. Il s'agit de Kiné3D, un programme qui aide à l'interprétation géologique et permet la restauration des modèles géologiques. Les principes de base pour la restauration dans les modules de gOcad ou dans Kiné3D sont le glissement flexural et le cisaillement simple.

**Les méthodes proposées pour la restauration 3D de volume.** En ce qui concerne la restauration 3D de volume, une seule méthode a été étudiée, il s'agit de la méthode proposée par Muron (2005) [73]. Cette méthode consiste à déplier un modèle géologique 3D volumique généré par un découpage irrégulier de l'espace, soit des tétraèdres. Pour déplier un tel modèle, il faut au préalable donner à chaque noeud, à chaque arête, à chaque surface et à chaque tétraèdre des propriétés qui définissent les relations de voisinage entre les divers objets du modèle. Ensuite, il faut définir les conditions aux limites. Dans ce cas, il s'agit de choisir une surface de référence qui sera considérée horizontale, en général le toit du modèle. Puis, mettre les conditions de contrainte des failles. Considérant les conditions de frontière, les vecteurs restaurations (*r-vecteur*) sont in-

terpolés avec deux contraintes qui sont appelées déformation minimale et préservation de la masse appliquées à l'objet à restaurer. Ces contraintes sont attachées à chaque tétraèdre, et peuvent être pondérées afin de simuler différents types de comportement et de déformation des roches. En ce qui concerne la déformation minimale, le processus de dépliage est généré par un minimum de contraintes de déformation s'exerçant sur les tétraèdres. Cette contrainte propose trois styles de déformation :

- La déformation standard si le modèle de plissement n'est pas connu.
- La déformation par glissement par flexure.
- La déformation par glissement-applatissement.

Cette méthode permet également de changer les propriétés mécaniques du modèle, propriétés telles que la densité de la roche, le coefficient de Lamé et le coefficient de Poisson.

### 3.4.2 La modélisation cinématique directe, une méthode cinématique

La modélisation cinématique directe sert à valider des modèles (Mercier *et al.*, 1997 [68] ; Tavani *et al.*, 2006 [93]), à calculer les transferts comme les transferts de fluides et de masse, et apprécier l'évolution des propriétés des roches (Cornu *et al.*, 2000 [23]). La modélisation cinématique directe consiste donc à plisser un modèle pour étudier son évolution dans le temps, en faisant varier des paramètres physiques comme le raccourcissement ou des paramètres géométriques comme le pendage d'une faille ou les flancs d'un pli.

#### A. La modélisation cinématique directe en coupe

De nombreuses méthodes de modélisation cinématique directe sont proposées pour déformer des surfaces géologiques à partir de coupes équilibrées restaurées. Nous pouvons citer par exemple, les travaux de Suppe et Shaw (1994) [91] et de Allmendinger (1998) [1] qui utilisent la modélisation cinématique directe dans le but de mieux comprendre la formation des plis-failles.

**La méthode des « *parallel kink-folding* »** : En 1983, Suppe propose un modèle cinématique direct pour le développement des plis sur rampe. Cette technique respecte

les épaisseurs des strates géologiques et est basée sur les relations angulaires entre les flancs des plis-faille. Dans ce modèle, les auteurs considèrent un déplacement parallèle à la rampe. Chester et Chester (1990) [18], Mercier *et al.* (1997) [68], Salvani et Storti (2001) [83] proposent des modèles plus complexes en insérant le développement des rampes et des paliers au cours de la modélisation. Cependant, le principe de base reste le même : à partir de la géométrie de la rampe, il nous est possible de retrouver la géométrie du pli (fig. 3.17).

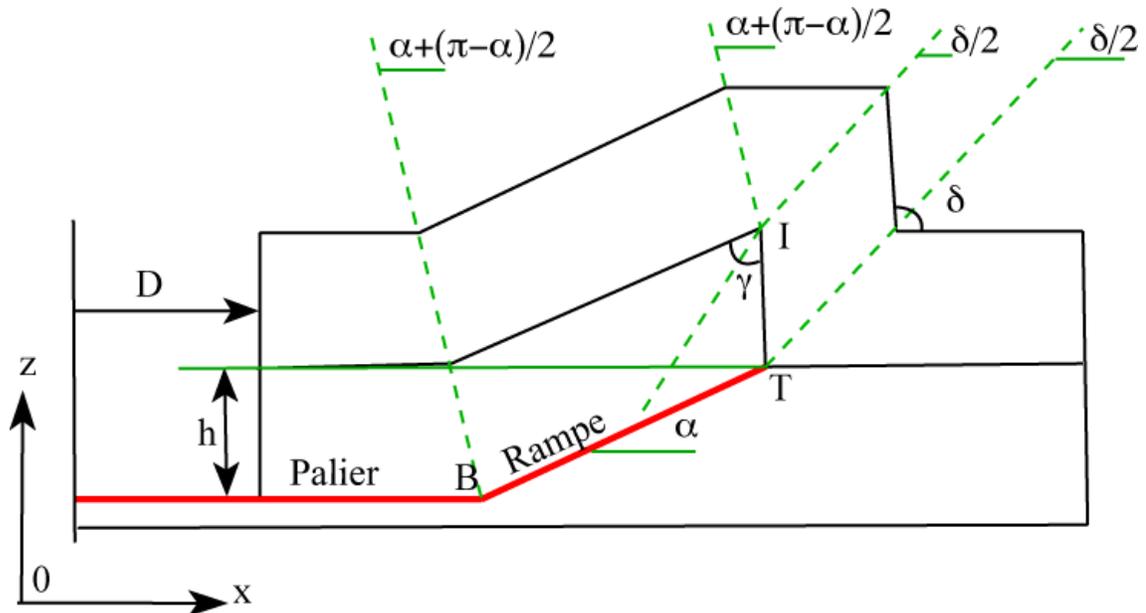


FIG. 3.17 – Paramètres de la modélisation cinématique directe par la méthode des charnières parallèles de pli modifié de Mercier *et al.* (1997) [68]

**La méthode de modélisation « trishear »** Erslev (1991) [31] et Allmendinger (1998) [1] proposent la modélisation « trishear », soit une méthode cinématique appliquée aux plis de propagation de faille. Le principe de base de cette méthode réside en l'utilisation des propriétés de cisaillement et de déplacement des surfaces. Géométriquement, le modèle se décompose en trois parties : le toit du pli, le plancher et la zone triangulaire (fig. 3.18). Le plancher qui se situe en dessous du décollement, est considéré fixe, même s'il subit une déformation en cisaillement simple dû à la propagation de la zone triangulaire. Le toit qui est au-dessus de la faille, se déplace de façon rigide, parallèlement à la faille. La zone triangulaire, se situe à l'extrémité de la faille et reste constante pendant la déformation. Les roches localisées dans cette zone se déforment en fonction d'un champ de vitesse et de la préservation de surface (Allmendinger, 1998 [1]).

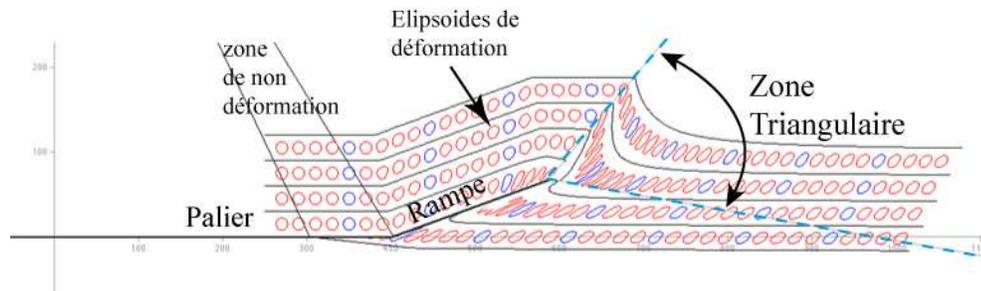


FIG. 3.18 – Paramètres de la modélisation cinématique directe par la méthode « tri-shear », les ellipses rouges et bleus indiquent la déformation (Allmendinger, 1998 [1]).

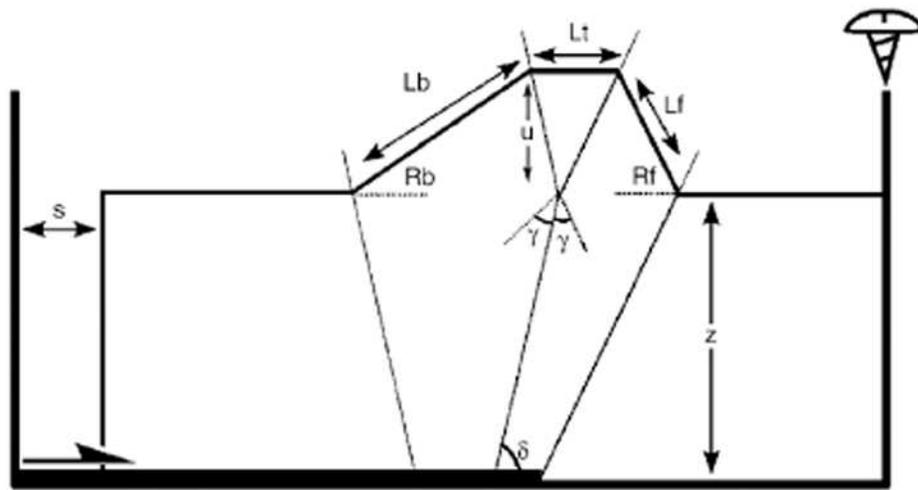


FIG. 3.19 – Paramètres de la modélisation directe à partir de la feuille de calcul DETACH, Wilkerson et al. (2004) [101]

**La modélisation de pli de détachement : DETACH** Wilkerson et al. (2004) [101] ont mis au point une feuille de calcul sur Microsoft Excel pour les plis de détachement. Cette grille de calcul se nomme DETACH et est basée sur les relations d'angle pour les plis de détachement (fig. 3.19), relations angulaires issus des travaux de Suppe (1983) [89]. Cette méthode est simple et permet de construire rapidement des sections transversales en utilisant les géométries des modèles cinématiques de Poblet et McClay (1996) [75]. Cependant, elle ne peut pas être généralisée en l'état pour les autres plis-failles.

## B. La modélisation cinématique directe 3D

La modélisation cinématique directe 3D correspond à l'observation de la formation d'une structure géologique dans un univers 3D. Les travaux sur la modélisation cinématique directe 3D sont très peu documentés, car très peu utilisés. Cette technique est surtout associée à la modélisation analogique. Quelques méthodes issues de la modélisation cinématique 2D existent. Selon Cornu *et al.* (2000) [23], l'approche la plus couramment utilisée pour la modélisation de bassin sédimentaire est la modélisation cinématique, car elle permet de trouver un chemin cohérent pour la déformation, en tenant compte du temps. Cependant, les premiers algorithmes de modélisation cinématique directe dite 3D, correspondaient à des modèles « pseudo-3D ». Certaines techniques, comme les modèles « *trishear* », sont en train d'évoluer de la 2D vers la « pseudo-3D » voir même la 3D (Allmendinger, 1998 [1], Cristallini et Allmendinger, 2001 [24], Cristallini *et al.*, 2004 [25]).

Cornu *et al.* (2000) [23] proposent un modèle cinématique direct 3D pour des bassins sédimentaires conceptuels. Selon eux, un bassin sédimentaire peut être divisé en plusieurs blocs rigides ; plus les blocs sont petits et plus les modèles géologiques seront cohérents. Afin de simplifier la modélisation cinématique directe 3D, ils utilisent la surface neutre du modèle géologique comme référence, diminuant ainsi la difficulté, en travaillant uniquement sur des surfaces plutôt que sur des volumes. Il devient alors plus simple de conserver les propriétés géométriques des blocs déformés, à savoir la longueur des arêtes par exemple. Le mécanisme de déformation qu'ils emploient alors, est la flexion. De plus, ils posent trois hypothèses de départ : la première concerne les couches qui se déforment par flexion et qui glissent les unes sur les autres, la deuxième hypothèse est de prendre en compte que la transformation peut se faire de façon isopaque et la troisième que l'aire de la surface neutre doit être conservée. À partir de là et d'un vecteur de déplacement, le bassin sédimentaire conceptuel est déformé afin d'analyser son comportement.

**Extension de la modélisation « *trishear* » en 3D** En ce qui concerne l'extension en 3D de la modélisation « *trishear* », il existe deux méthodes : une dite « pseudo-3D » et une autre qui correspond à de la « vraie » modélisation 3D. Pour la méthode « *trishear pseudo-3D* », la technique est d'utiliser une série de coupes parallèles afin d'obtenir un modèle 3D (Cristallini et Allmendinger, 2001 [24]). Ces coupes sont modélisées chacune de façon individuelle. Le modèle correspondant à du vrai « *trishear 3D* » tient compte de la cinématique dans les trois dimensions de l'univers global, et cela en respectant la conservation de volume (Cristallini *et al.*, 2004 [25]). À partir de ces méthodes, Cardozo

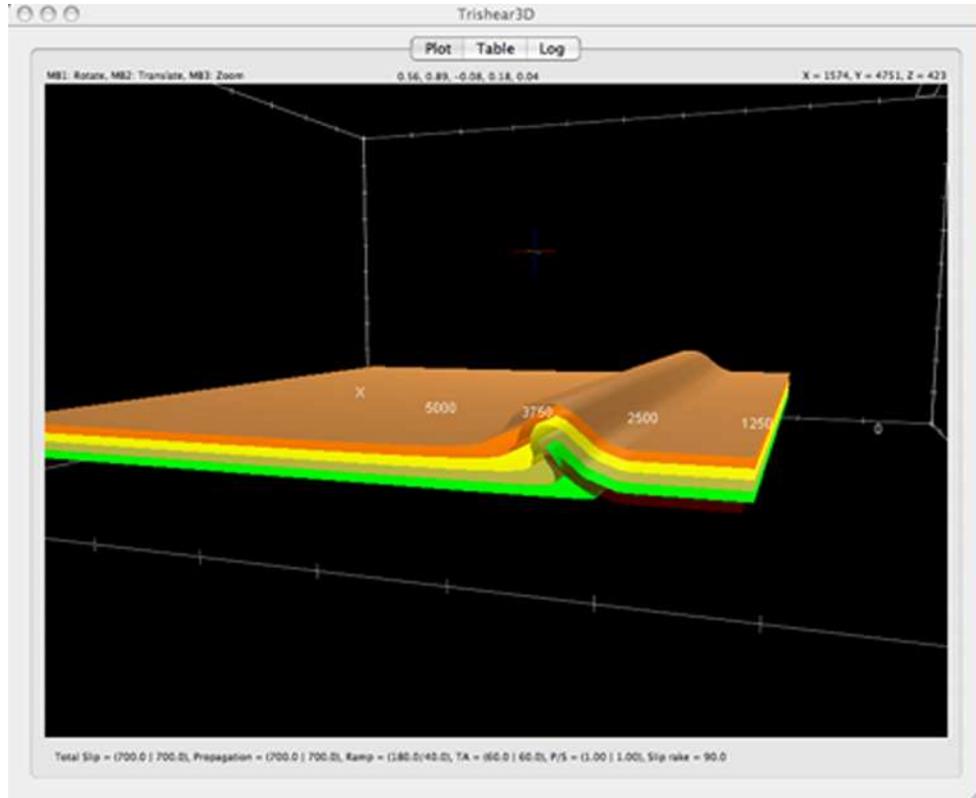


FIG. 3.20 – Exemple de modélisation directe 3D à partir du logiciel Trishear3D

(2005) [13] a mis au point un logiciel de modélisation cinématique 3D : Trishear3D (fig. 3.20). Ce logiciel tient compte des deux méthodes, « pseudo-3D » Cristallini et Allmendinger (2001) [24] et 3D réelle de Cristallini *et al.* (2004) [25].

**Extension de DETACH en 3D** Une extension de DETACH a été mise au point par Wilkerson *et al.* (2004) [101], qui est compatible avec des logiciels comme Geosec2D et gOcad (Wilkerson *et al.*, 2004 [101]). Cette extension n'est pas à proprement parler de la 3D, car elle correspond à une interpolation de part et d'autre de la coupe issue de DETACH. Cependant, cette extension permet de visualiser la géométrie des plis de détachement étudiés.

### 3.5 Conclusion

Ce chapitre se veut avant tout, une revue de ce qui se fait, et de ce qui est disponible présentement, en ce qui concerne la modélisation géologique tridimensionnelle. Dans la

première partie du chapitre, des notions spécifiques à la modélisation géométrique 3D ont été abordées pour permettre au lecteur une meilleure compréhension de ce travail. La deuxième partie de ce chapitre est consacrée à un inventaire des méthodes existantes pour les trois techniques de modélisation géologique 3D qui composera notre méthodologie. Nous avons ainsi vu que la modélisation 3D peut être abordée de différentes façons, soit en modélisant des surfaces ou en modélisant des volumes. De plus, il existe plusieurs logiciels commerciaux permettant la création de ces différents modèles géologiques 3D. Nous les avons explorés pour vérifier leur potentiel d'application pour la mise en place de notre protocole de modélisation géologique 3D. En ce qui concerne, par contre la restauration 3D que ce soit de surface ou de volume, la documentation se fait plus rare. Puisque cette technique était en cours de développement lors de notre projet, nous avons eu quelques difficultés pour la recherche d'information, entre autre. La modélisation cinématique directe 3D n'est guère mieux documentée. Cette méthode, tout comme la restauration 3D, est en cours de développement et il existe peu d'applications sur des cas réels.

Afin de pouvoir atteindre nos objectifs d'utilisation de la modélisation géologique 3D pour répondre à des problèmes géologiques, le choix du protocole méthodologique est très important. En effet, il nous fallait trouver un protocole qui ne nécessite pas d'autres connaissances que les connaissances géologiques, car nous voulions que ce protocole méthodologique puisse être applicable par les spécialistes en sciences de la Terre. En ce sens, une grande partie de notre travail fut donc de rechercher et d'identifier des solutions de remplacement pour les méthodes de modélisation géologique 3D encore en développement ou qui tout simplement n'existe pas encore. Le but de ce travail n'étant pas de créer un logiciel, un programme ou un script de restauration 3D et/ou de modélisation cinématique directe 3D, il a fallu chercher des solutions aux différents problèmes que nous rencontrions au fur et à mesure de notre avancement. Pour cela, nous avons dû contourner les difficultés liées à l'utilisation des outils informatiques pour proposer aux géologues une solution simple et efficace.

# Chapitre 4

## Comparaison des techniques de restauration/modélisation 3D

### 4.1 Introduction

Reproduire des phénomènes naturels complexes par ordinateur, comme par exemple le raccourcissement et le plissement des strates au cours d'un événement orogénique n'est pas chose facile. Il faut d'une part pouvoir qualifier et quantifier ces phénomènes naturels et posséder des outils informatiques performants qui permettent de modéliser ces phénomènes. De nos jours, avec les progrès au niveau du développement d'ordinateur de plus en plus puissant, la difficulté n'est plus le temps de calcul ou la possibilité de modéliser, mais bien de pouvoir traduire mathématiquement par des équations ou algorithmes ces phénomènes naturels afin de pouvoir les visualiser. Par exemple, en ce qui concerne le calcul de la déformation de la lithosphère qui est due aux seules forces exercées à sa périphérie (Lliboutry, 1998 [57]), l'équation est :

$$\Gamma \left( \frac{\delta^2}{\delta x^2} + \frac{\delta^2}{\delta y^2} \right)^2 \zeta + (\rho_a - \rho_e) g \zeta = - \int_{-H/2}^{+H/2} \rho g z . dz$$

où ( $H$ ) est l'épaisseur de la lithosphère, ( $\zeta$ ) sa déflexion, ( $x$ ,  $y$  et  $z$ ) les positions des différents points, ( $\rho$ ) la densité (a : asthénosphère et e : eau), ( $g$ ) la gravité et ( $\Gamma$ ) le comportement élastique. Comme nous l'avons vu dans le chapitre 3, de nombreux auteurs ont mis ces phénomènes naturels en équation dans le but de les modéliser numériquement. Cependant, même si des techniques de modélisation cinématique existent, elles sont peu nombreuses et pour la plupart à un stade de développement. Elles sont également plus ou moins décrites en détail et surtout leur implantation dans des systèmes informatiques est encore très limitée. L'objectif de notre thèse étant de rendre acces-

sible des solutions innovantes en matière de modélisation géologique 3D, nous avons donc comme défi de comprendre ces diverses techniques, de les placer en perspective les unes par rapport aux autres et de mettre en évidence la réelle valeur ajoutée de celle-ci en matière de connaissances géologiques. Pour relever ces défis, nous allons proposer un protocole méthodologique pour l'exploitation efficace des techniques disponibles. Ce protocole sera un guide qui permettra de fournir un ensemble de règles à suivre, des conditions de déroulement pour pouvoir réaliser des expérimentations sur les méthodes de modélisation 3D. Avant de présenter le protocole, et pour assurer une compréhension optimale des diverses techniques, nous allons présenter une comparaison de celles-ci en présentant différents exercices de modélisation tridimensionnelle.

Dans ce travail de recherche, nous proposons de nous intéresser à trois techniques de modélisation 3D, soit la modélisation géologique, la restauration et la modélisation directe. Une combinaison de ces trois techniques permettra de mieux apprécier comment les relations géométriques évoluent au cours de la déformation de strates et de la même façon les relations spatiales entre les plis et les failles au cours d'un épisode orogénique.

## 4.2 Construction de modèles géologiques 3D

Dans le but de décrire et de faciliter la compréhension des deux premières techniques utilisées au cours de notre recherche (c'est-à-dire la modélisation géologique et la restauration), nous utiliserons le logiciel gOcad. De plus, ce logiciel propose des fonctionnalités associées aux deux catégories de modélisation géométrique précédemment présentée, soit orientée espace, soit orientée objet. En ce qui concerne la représentation spatiale d'un objet, et comme nous l'avons vu, il existe deux modes de représentation, soit une représentation dite « surfacique » qui consiste en la modélisation de surface définissant un objet 2D, et une représentation dite « volumique » qui consiste en la modélisation d'un objet 3D ou solide. Nous avons donc tenté de mieux comprendre comment fonctionnaient ces modes de représentation spatiale, qui sont de plus en plus utilisés en exploration géologique.

### 4.2.1 La modélisation géologique 3D surfacique

Il existe deux méthodes pour la modélisation géologique 3D surfacique, soit une méthode « manuelle », soit une méthode « automatisée ». Ici, nous vous présenterons

ces deux méthodes pour bien mettre l'emphase sur leurs avantages et inconvénients. La technique de modélisation géologique 3D surfacique qui consiste à construire des surfaces 3D (*cf.* chapitre 3) s'avère simple et rapide à réaliser. L'utilisateur doit d'abord posséder quelques informations sur les structures géologiques. Ces informations peuvent correspondre à des coupes géologiques, des informations de surface (la présence de faille, de plis). Une fois ces informations numérisées dans un outil de modélisation et géoréférencées dans un même système de référence, l'étape suivante consiste à construire le modèle géologique 3D.

Pour cela, Bédard 2006 propose un guide méthodologique, duquel nous nous inspirons dans cette thèse. Sa proposition résume bien les grandes étapes techniques à réaliser et se décompose en quatre étapes distinctes : 1) l'importation de données de surface provenant de relevés de terrain, cartes géologiques, images de satellite et de données de sous-surface tels que les puits, coupes géologiques et profils sismiques, 2) l'extension du domaine spatial pour le modèle, 3) la construction des objets géométriques, et 4) la validation des relations topologiques entre les objets géologiques 3D. La figure 4.1 illustre ces quatre étapes de la modélisation géologique 3D. Pour l'importation des données (fig. 4.1 A), il s'agit ici de coupes géologiques qui ont été numérisées dans le logiciel. Le domaine spatial choisi pour la modélisation géologique est délimité par les deux coupes géologiques (fig. 4.1 B), et les surfaces peuvent donc être construites. Dans le but de construire des surfaces qui correspondent au mieux à la réalité, le géologue peut ajouter des contraintes, comme par exemple des contraintes en bordure du modèle pour respecter l'espace défini à la deuxième étape (fig. 4.1 C).

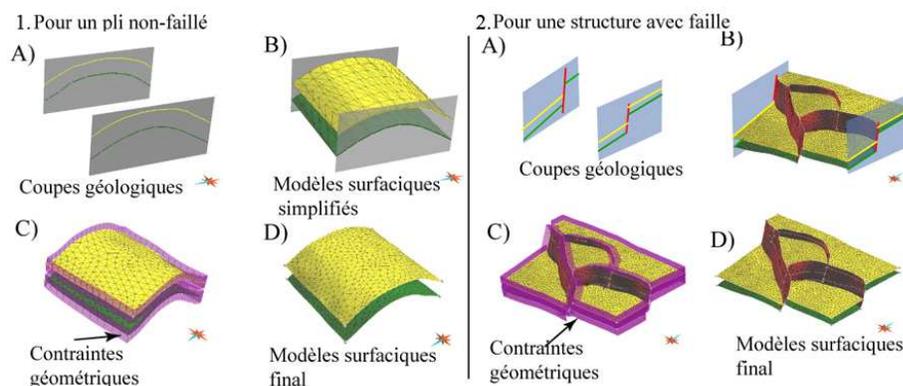


FIG. 4.1 – Construction de surfaces à partir de coupes géologiques suivant le protocole proposé par Bédard (2006) [4] 1. Surfaces plissées et 2. Surfaces faillées, A) coupes géologiques, B) modèle surfacique issu des coupes géologiques, C) application de contraintes au modèle et D) modèle géologique 3D surfacique.

Cette technique de modélisation nécessite une bonne connaissance des différents éléments géologiques qui constituent le modèle 3D. En effet, lors de la construction du modèle géologique, nous devons attribuer aux diverses primitives géométriques (points, lignes et surfaces qui constituent le modèle) des contraintes géométriques telles que des limites pour les bordures et des points d'encrage contrôlant la forme d'une surface par exemple, afin de respecter la morphologie géologique réelle. Ces contraintes géométriques seront explicitées par le spécialiste, le géologue, à partir de connaissances géologiques, provenant des données elles-mêmes ou de d'autres sources d'information comme par exemple la documentation papier ou des discussions avec d'autres experts. Le géologue pourra ainsi améliorer les résultats issus de la modélisation géologique 3D.

Il est proposé dans le logiciel gOcad, un module d'aide à la modélisation de surface, il s'agit ici, d'une méthode automatisée. Le module « Modèle Structural de gOcad » permet à l'utilisateur de suivre une procédure méthodique clairement définie dans le logiciel. Cette procédure se divise aussi en quatre étapes (fig. 4.2) : à partir du modèle géologique 3D déjà construit (fig. 4.1 D), 1) assigner un type (horizon ou faille) à chaque surface (fig. 4.2 A), 2) créer une arborescences de failles (fig. 4.2 B), 3) découper les surfaces de type « horizon » par les failles et 4) le modèle géologique 3D résultant est visible (fig. 4.2 C). Si le modèle géologique ne comporte pas de failles, les étapes 2 et 3 ne sont tout simplement pas prises en compte.

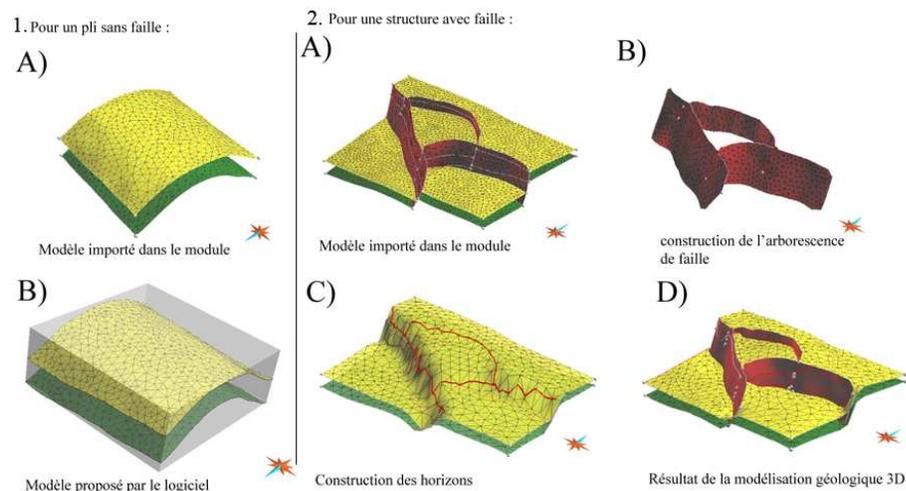


FIG. 4.2 – Étapes de construction proposées par le module « modèle structural » dans le logiciel de modélisation 3D gOcad. 1. Surfaces plissées, A) modèle de départ et B) modèle géologique 3D surfacique. 2. Surfaces faillées, A) modèle de départ, B) création des failles, C) création des surfaces et D) modèle géologique 3D surfacique.

## 4.2.2 La modélisation géologique 3D volumique

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 3, la modélisation volumique est l'opération qui permet la création d'un solide. Pour cela, il est possible de le générer soit à partir d'un découpage régulier de l'espace (voxels), soit à partir d'un découpage irrégulier (par exemple les tétraèdres).

### A. La modélisation géologique 3D volumique à partir d'un découpage régulier de l'espace

Afin de générer un modèle géologique 3D volumique à partir d'un découpage régulier de l'espace, nous partons d'un modèle géologique surfacique. Il faut alors, au préalable définir un espace qui contiendra le modèle. Cet espace est généralement une boîte dans laquelle nous créerons le solide. Selon la précision de l'étude, il nous sera possible de définir la taille ou la résolution des voxels. Ensuite, cet espace sera découpé en plusieurs parties qui correspondront aux différentes zones composant le modèle. Par exemple, pour la modélisation de trois strates découpées par une faille, nous aurons six parties, soit pour chaque strate, deux parties, une au-dessus et l'autre au-dessous de la faille.

Si cette méthode semble simple, elle comporte des inconvénients, comme par exemple ne pas suivre les limites réelles dans le modèle. En effet, le fait d'avoir des voxels, soit des cubes, ne permet pas d'obtenir des surfaces lisses pour représenter des limites de failles par exemple. Ceci a pour conséquence d'entrer des erreurs pour la géométrie du modèle. De plus, un modèle obtenu à partir d'un découpage régulier de l'espace est volumineux en terme de stockage. Pour ces diverses raisons, nous n'avons pas retenu cette méthode.

### B. La modélisation géologique 3D volumique à partir d'un découpage irrégulier de l'espace

Comme pour la modélisation volumique à partir d'un découpage régulier, la modélisation volumique à partir d'un découpage irrégulier nécessite la création d'un modèle géologique surfacique au préalable. Si la surface est construite à partir de l'assemblage de triangles, le solide lui, peut être formé par un assemblage de tétraèdres, un tétraèdre étant formé à partir de quatre triangles. Il existe deux techniques de modélisation volumique : 1) envelopper l'objet 3D que l'on désire modéliser par une surface fermée

et la remplir avec des tétraèdres dont la base de chacun d'eux sera constituée des différents triangles de la surface et 2) mettre en relation les différentes primitives (noeuds, lignes et surfaces) à l'aide des contraintes géométriques, permettant ainsi d'obtenir un modèle fil de fer délimitant les frontières du modèle géologique volumique. Le choix de la technique de construction se fera en fonction des besoins de l'utilisateur.

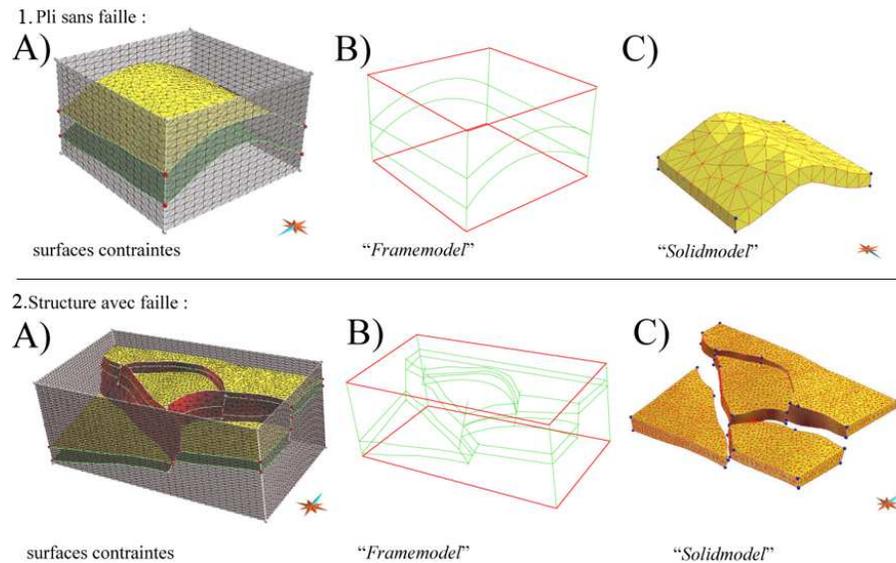


FIG. 4.3 – Modélisation de solides par la technique de modèle fil de fer. 1. Surfaces plissées et 2. Surfaces faillées : A) construction de la boîte qui délimite le modèle volumique, B) modèle fil de fer ou « framemodel », et C) le solide obtenu avec un assemblage de tétraèdres.

En ce qui concerne les solides utilisés pour la restauration volumique, il s'agit des solides issus du modèle fil de fer, le « *Solidmodel* ». En effet, cette technique permet de stocker dans les « *Solidmodel* » ainsi construits, des informations pertinentes pour la restauration volumique. La construction d'un « *Solidmodel* » par modèle fil de fer est donc une étape essentielle avant de procéder à la restauration de volume. Pour obtenir un « *Solidmodel* », il faut d'abord délimiter le modèle dans un espace choisi (fig. 4.3 A) en créant des surfaces en bordure du modèle. Le modèle fil de fer, le « *framemodel* », sera obtenu en contraignant géométriquement les différentes primitives entre elles à partir de ces surfaces. Cette étape permet ainsi de définir les relations de voisinage entre les différentes surfaces servant à délimiter les frontières du modèle volumique (fig. 4.3 B). Une fois le modèle fil de fer créé, il suffit de régénérer les triangles 2D constituant les surfaces et ensuite de créer les tétraèdres 3D. Le « *Solidmodel* » ainsi construit (fig. 4.3 C) possède des informations topologiques issues des relations de voisinage entre les objets géométriques ainsi que toute autre information pertinente sur la nature même du matériel telle que la rhéologie, le type de roche et sa granulométrie.

## 4.3 La technique de restauration 3D dans gOcad

Des techniques de restauration 3D sont actuellement en cours de développement par les programmeurs de gOcad. Comme il en existe plusieurs à paramétrage variable, nous avons jugé important et pertinent de présenter en détail ce module. Ces explications devraient aider la compréhension de ces techniques et éventuellement leur paramétrage spécifique, fonction de besoins particuliers.

### 4.3.1 La restauration surfacique

Le module de restauration de surface dans gOcad est issu des travaux de Massot (2002) [63] repris par la suite par Muron (2005) [73]. Il existe plusieurs techniques de restauration de surface (*Cf.* chapitre 3) se basant sur deux méthodes différentes :

1) une méthode séquentielle où les surfaces à restaurer sont divisées en plusieurs parties rigides possédant soit un pendage égal, ou appartenant au même bloc de faille, ceci dans le but de pouvoir les remettre à plat, puis d'annuler le jeu des failles. Citons en exemple la méthode UNFOLD (Gratier *et al.*, 1991 [43]; Gratier et Guiller, 1993 [42]; Rouby, 1994 [80]; Rouby *et al.*, 2000[82]).

2) une méthode continue qui correspond à remettre à plat sur un plan cible les surfaces triangulées. Ces méthodes permettent d'annuler le plissement et le jeu des failles en une seule étape (Massot, 2002 [63]; Griffiths *et al.*, 2002 [45]).

Nous ne testerons que la méthode continue pour ce travail de recherche, car elle présente la particularité de pouvoir restaurer simultanément les failles et les plis. Le module de restauration du logiciel gOcad est d'ailleurs basé sur la méthode continue.

Le plan cible utilisé dans la méthode continue est obtenu par paramétrisation de la surface à restaurer pour minimiser la distorsion. Chaque triangle de cette surface est considéré rigide et indéformable. D'autre part, les triangles sont traités individuellement afin d'éviter les recouvrements et les espaces vacants. Selon Massot (2002) [63], le fait de minimiser la distorsion globale présente l'avantage d'assurer l'unicité de la solution. Un triangle de la surface à restaurer sera alors choisi par l'utilisateur et mis à

plat, tout en considérant ce triangle comme fixe pour la restauration, c'est-à-dire qu'il correspond à un point d'ancrage de la surface. À partir de ce triangle, et par relation de propagation aux triangles du voisinage, la surface pourra être mise à plat.

Pour pouvoir restaurer une surface, il faut lui assigner des contraintes géométriques et/ou des propriétés. Une des contraintes géométriques, les plus importantes dans le cas des surfaces faillées est le « *Fuzzy Vector Link (FVL)* ». Cette contrainte oblige toute bordure de faille à se projeter sur une autre, simulant ainsi le concept de rejet des failles (fig. 4.4). Lorsque cette contrainte est assignée à la surface, il est conseillé de générer la propriété qui lui est rattachée soit le « *Property Fuzzy Vector Link (PFVL)* » dans le but de tenir compte de cette contrainte lors de la création du plan cible par paramétrisation (Massot, 2002 [63] et Muron, 2005 [73]). Trois autres propriétés sont également utiles pour la paramétrisation, il s'agit de deux propriétés vectorielle (U et V) qui correspondent aux directions des axes définissant le plan cible et d'une propriété scalaire (UV) qui correspond aux coordonnées du plan cible dans l'espace paramétrique. Pour les surfaces faillées, seules les propriétés vectorielles et scalaires sont pertinentes.

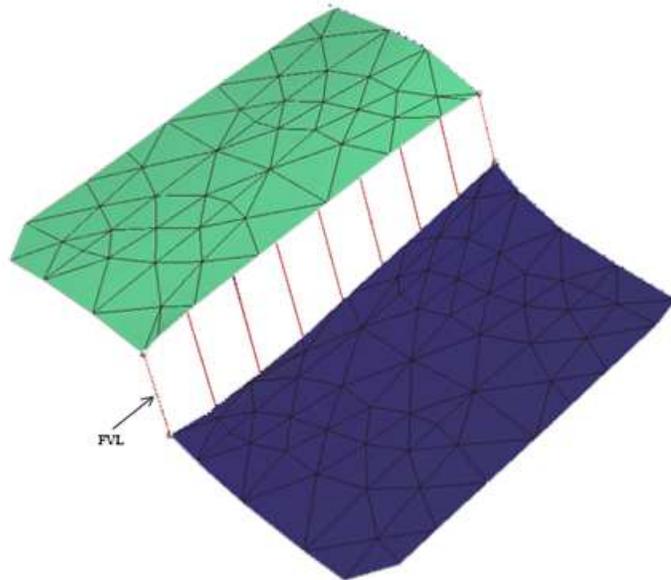


FIG. 4.4 – Installation de la contrainte géométrique « *Fuzzy Vector Link (FVL)* » dans *gOcad*

La paramétrisation est une fonction mathématique qui consiste à mettre en correspondance une surface dans un espace 3D avec son image dans un espace 2D, soit une surface mise à plat et ne possédant que deux dimensions. Ceci permettra de définir le plan cible servant de référence pour la mise à plat des surfaces triangulées (Levy et

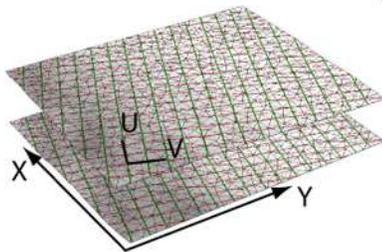
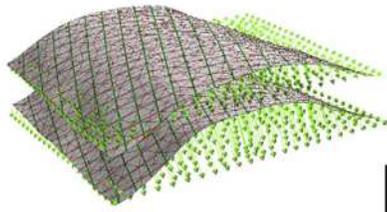
Mallet, 1999 [56]). Dans le cas de la restauration surfacique, la paramétrisation se fait à partir des propriétés vectorielles précédemment décrites (U, V, UV et PFVL). Le calcul de l'espace 2D via « *parameterizer 2D* » se fait de trois façons différentes dans le module de restauration de gOcad, tout en respectant au mieux la conservation de l'aire de la surface à restaurer : 1) soit par une transformation isométrique, c'est-à-dire une transformation qui conserve les longueurs de la surface (« *Isometric Mapping* »), 2) soit en tenant compte des contraintes géométriques, par exemple les « *Fuzzy Vector Link (FVL)* » (« *Constrained Mapping* »), 3) ou alors en respectant la conformité géométrique de la surface à restaurer, c'est-à-dire que si deux lignes sur la surface à restaurer se coupent avec un angle donné, les images de ces lignes sur le plan cible se couperont avec le même angle (« *Conformal Mapping* »). Le choix de la méthode dépend des besoins de la restauration et des hypothèses que le spécialiste en sciences de la terre veut vérifier. Par exemple, si nous assignons des contraintes géométriques, comme des rejets de failles au modèle, afin de valider leur influence sur la géométrie des surfaces plissées lors de la déformation, nous choisirons la paramétrisation par « *Constrained Mapping* ».

Une fois la méthode choisie et la surface de paramétrisation calculée, il s'agit de créer un vecteur (r-vector) représentant le champ de vecteur de restauration. Cette propriété correspond au chemin le plus court qui permet de passer de la surface à restaurer au plan cible. Le premier triangle de la surface à restaurer soit celui considéré comme étant le point d'ancrage de la surface sera remise à plat et sera ainsi commune aux deux surfaces : surface de restauration et plan cible. Ensuite, par relation de voisinage, les longueurs des autres vecteurs composant la propriété vecteur de restauration seront calculés. De ce fait, la direction des vecteurs va dépendre de la direction du vecteur du premier triangle de la surface à restaurer. Une fois cette propriété de vecteur de restauration obtenue, il faut procéder à la restauration de la surface.

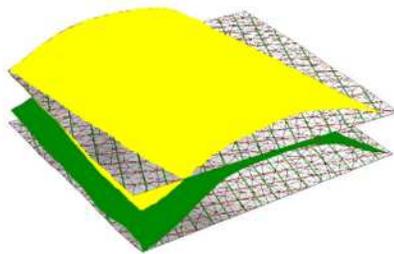
## A. Expérimentation faites avec le module de restauration de surface

Afin de se familiariser et de mieux comprendre le fonctionnement de ce module de restauration surfacique 3D, plusieurs modèles surfaciques simples, avec et sans failles, ont été créés et restaurés en utilisant les différentes options du module de restauration de gOcad et donc en faisant varier plusieurs paramètres. Les modèles pour lesquels nous avons obtenu les résultats les plus concluants sont présentés ici. Toutes les autres manipulations effectuées sont inventoriées et présentées en annexe (Annexe I).

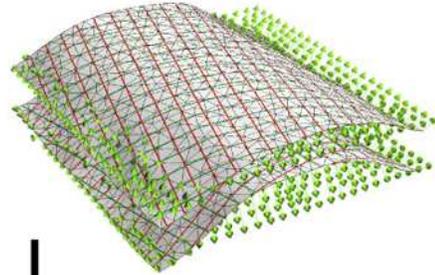
A) Pli avec la paramétrisation isométrique



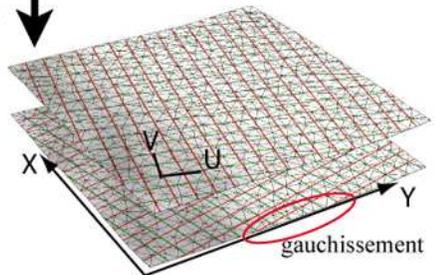
Surface restaurée à partir de la paramétrisation isométrique



B) Pli avec la paramétrisation "constrained mapping"



Restauration des Surfaces plissées



Surface restaurée à partir de la paramétrisation "constrained mapping"

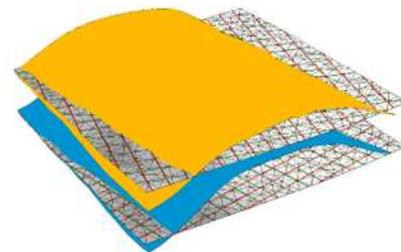


FIG. 4.5 – Restauration de surfaces plissées par A) paramétrisation isométrique et B) « constrained mapping »

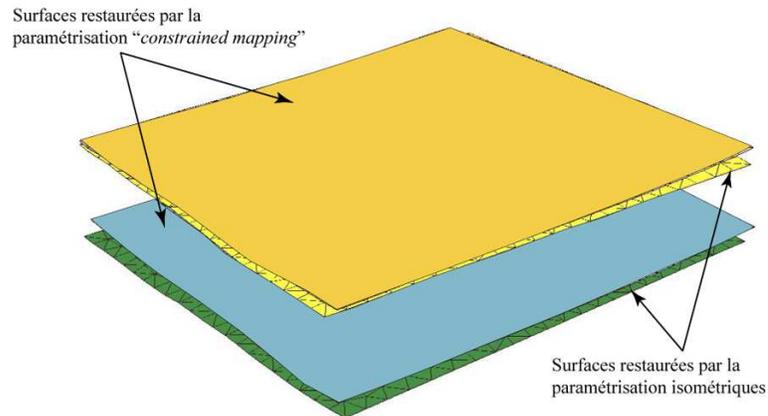


FIG. 4.6 – Comparaison des résultats de la restauration de surfaces non faillées, des différences dues au calcul de la paramétrisation sont observées sur les surfaces jaunes. Nous observons aussi des différences entre les surfaces bleu et verte.

### Exemple de restauration à partir d'un modèle géologique comprenant des surfaces plissées

Pour une même surface plissée, nous avons testé les différents types de calcul de paramétrisation (fig. 4.5) afin de vérifier l'impact sur le résultat de la restauration. En ce qui concerne le calcul de paramétrisation par défaut, soit la paramétrisation isométrique (*isometric mapping*), nous avons obtenu un résultat cohérent, la surface déformée et la surface restaurée présentant la même superficie selon les données mesurées par le logiciel, soit  $100 \text{ m}^2$ . De plus, la surface obtenue par ce calcul est rectiligne et ne présente aucune déformation sur les bordures du modèle, tel qu'illustré à la figure 4.5 A. Par contre, la restauration effectuée avec calcul de la paramétrisation « *Constrained mapping* » présente des incohérences au niveau de la géométrie finale de la surface (fig. 4.5B). Il en résulte un modèle restauré avec des bordures légèrement gauchies, et donc présentant des variations de superficie d'une surface à l'autre, soit  $100 \text{ m}^2$  pour la surface plissée et  $101,4 \text{ m}^2$  pour la surface restaurée. Cette méthode n'est donc pas appropriée dues aux incohérences quant à la géologie, la conservation des aires étant un des principes de base de la restauration. Pour y remédier, il est possible d'assigner à la surface des contraintes géométriques aux bordures du modèle, résultant ainsi en un modèle plissé et restauré de superficie égale.

La figure 4.6 nous permet de comparer les résultats obtenus par les deux méthodes de calcul de l'espace paramétrique. Des différences notables existent, au niveau de l'altitude des surfaces. Cette différence est due au point d'ancrage choisi sur la surface à restaurer qui définit l'altitude de la surface restaurée. Egalement, nous observons des différences entre les superficies des deux modèles : les surfaces issues de la méthode par paramétrisation isométrique conservant les aires des surfaces à restaurer, par contre

celles issues de la paramétrisation « *Constrained mapping* », subissent une légère dilatation se traduisant par des bordures non rectilignes pour les surfaces bleu et orange sur la figure 4.6.

**Exemple de restauration à partir d'un modèle géologique comprenant des surfaces plissées-faillées** Nous avons effectué des essais de restauration d'une surface plus complexe, c'est-à-dire une surface comportant des plis et des failles (fig. 4.7). En ce qui concerne la restauration à partir de la paramétrisation isométrique, les axes paramétriques (U et V) de la surface restaurée sont courbes. En effet, les triangles voisins qui n'ont pas de bordures communes, par exemple les triangles de part et d'autre d'une faille, ne sont pas reliés et entre eux et par conséquent la paramétrisation ne peut se propager de manière linéaire (fig. 4.7). Cette méthode ne semble donc pas appropriée pour des modèles géologiques comprenant des surfaces tronquées par des failles.

Pour ce qui est de la paramétrisation par « *Constrained mapping* », le résultat est plus satisfaisant, car la géométrie finale de la surface restaurée est conforme, d'un point de vue géologique, à ce que nous nous attendions, à savoir une surface rectangulaire découpée par des failles qui correspond en fait au modèle de départ. Le modèle a été préalablement contraint par les failles pour obliger la propagation des paramètres aux triangles voisins. De plus, ces bordures du modèle ne sont pas déformées, ce qui présente ainsi un résultat géologiquement valide (fig. 4.7).

Il semble donc que pour un cas de restauration plus complexe, à savoir un modèle géologique comportant des surfaces plissées et faillées, le calcul de la paramétrisation par méthode « *Constrained mapping* » offre une solution plus acceptable. En effet, cette méthode de paramétrisation est directement liée aux conditions limites imposées au modèle. Il est donc important de bien contraindre le modèle pour obtenir le meilleur résultat possible. Afin de prendre en compte le mouvement le long des failles, il faut appliquer aux surfaces du modèle une propriété qui relie les points qui se situent de part et d'autre de la faille, c'est la propriété « *VecLink* ». Lorsque les caractéristiques d'une faille sont connues, soit la direction, le pendage et la propriété « *VecLink* » permettant d'effacer le rejet. Cependant, une faille qui se situe en bordure du modèle, ne pourra être complètement modélisée et les correspondances des points de part et d'autre de la faille ne seront pas connues (fig. 4.8). Ceci entraînera une incertitude sur la position de la faille avant la définition de cette propriété et pourra ainsi fausser le résultat final de la restauration.

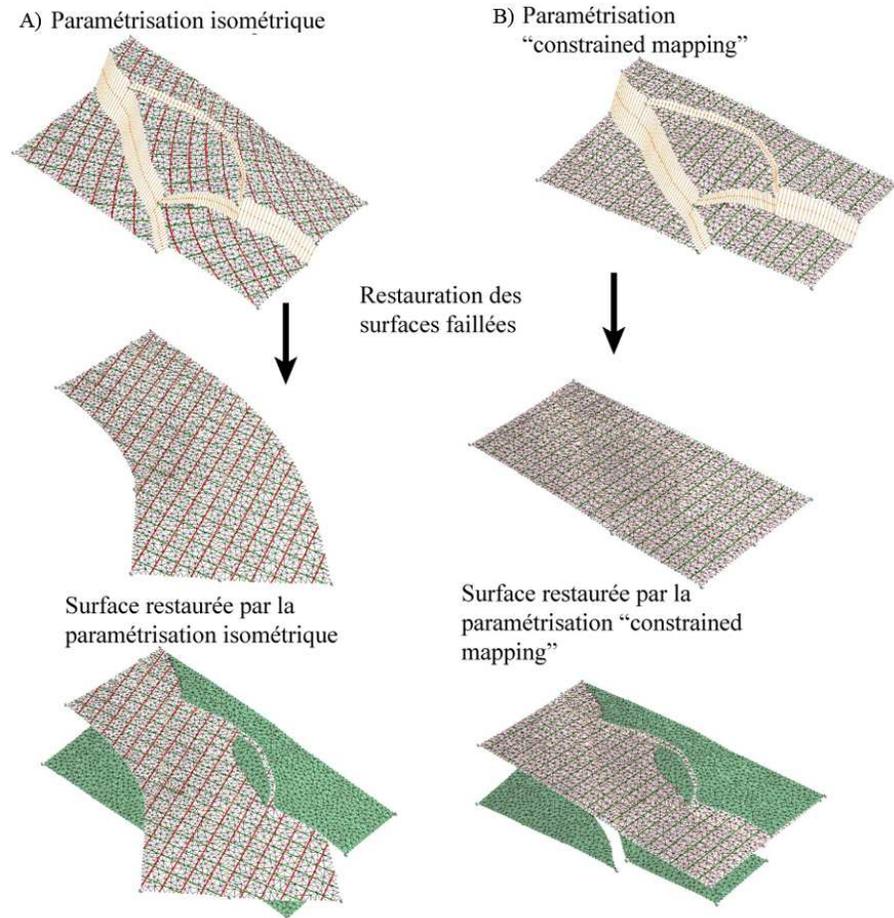


FIG. 4.7 – Résultats de la restauration de surfaces faillées par A) paramétrisation isométrique et B) « constrained mapping »

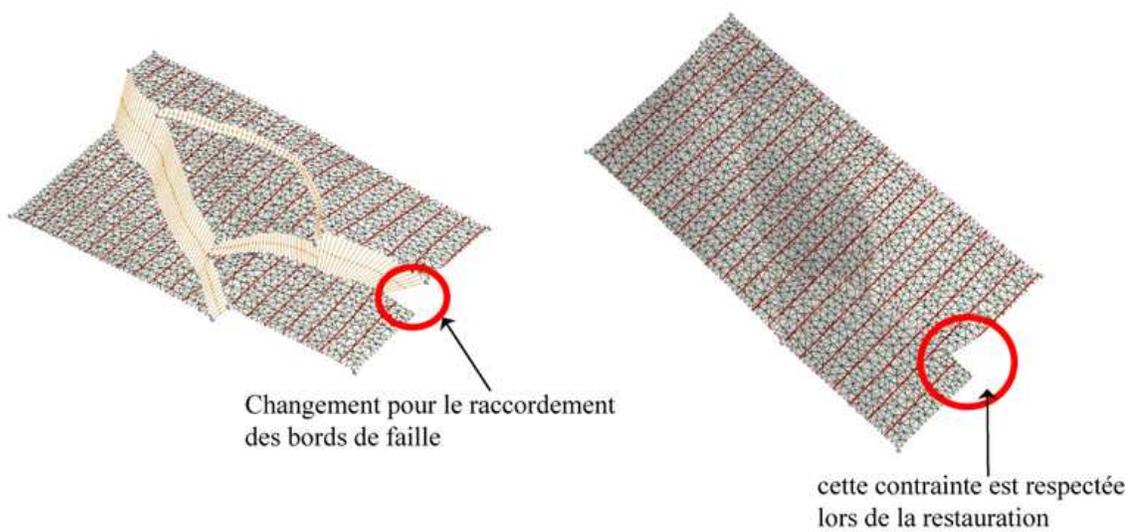


FIG. 4.8 – Restauration de surfaces faillées en jouant sur les failles.

## B. Discussion de la restauration de surface

La technique de restauration 3D est basée sur les propriétés géologiques suivantes : la conservation des aires, la conservation des longueurs, et la minimisation de la déformation. Selon Massot (2002) [63], il y aura toujours des incertitudes liées au type de restauration des surfaces et au choix de l'utilisateur quant aux critères de qualité. En effet, le choix du critère de qualité, à savoir préférer un modèle cohérent géométriquement ou cohérent d'un point de vue de la déformation, dépendra du contexte géologique. D'autre part, pour un modèle géologique comportant des failles en bordures, une incertitude quant à la définition de la propriété « *VecLink* » pour la paramétrisation « *Constrained mapping* » posera un problème sur la qualité du résultat final. Cependant, cette technique est plus robuste pour les cas de restauration simple avec un nombre de blocs restreint (Massot, 2002 [63]), ce qui la rend intéressante pour remettre à plat des plis-failles.

Nous avons également pu constater que nous ne pouvions restaurer deux surfaces simultanément. Ceci implique que les surfaces d'un même modèle ne doivent pas définir un volume (une strate rocheuse) qui présente une épaisseur variable. De tels cas de contexte géologique à épaisseur variable nécessiteront une correction manuelle après la restauration. En effet, les surfaces restaurées sont remises à l'horizontale quel que soit la géométrie du modèle géologique initial et il n'est donc pas possible de restaurer une surface en fonction de l'autre.

### 4.3.2 La restauration volumique

Le module de restauration de volume dans gOcad est basé sur des lois mécaniques et géologiques décrites dans les travaux de Muron (2005) [73], comme par exemple la conservation de la masse. Ces concepts de base sont identiques à ceux utilisés pour la restauration de surface, mais avec la différence qu'ils sont appliqués à des objets volumiques. Cette méthode, en cours de développement, fait suite aux travaux de Muron (2005) [73]. Les premiers développements concernant la restauration de volume utilisaient les voxels ou les cellules cubiques comme éléments de base (Muron, 2005 [73]). Muron (2005) [73] et Mallet (2002) [59] quant à eux, proposent d'utiliser les tétraèdres, car ils possèdent les attributs nécessaires permettant de tenir compte des relations topologiques entre les objets pendant la manipulation. De plus, Lepage (2002) [54] a montré qu'un modèle à base de tétraèdres peut être généré par un modèle cohérent macrotopologique, le « *framemodel* » qui permet la création d'un solide possédant des propriétés

topologiques et des attributs sur la rhéologie du matériel qui se nomme le « *Solidmodel* ». Les principes de bases qui sont derrière la restauration volumique sont identiques pour les structures faillées et non faillées, seules les contraintes changeront selon le type d'objet à restaurer, par exemple avec l'ajout de la contrainte sur la conservation de la masse.

Pour pouvoir restaurer un volume, il faut au préalable partir d'un modèle géologique volumique spécifique soit le « *Solidmodel* ». Il faut ensuite créer le champ de vecteur de restauration dans le module de restauration de gOcad, lequel champ doit honorer deux conditions principales. La première condition est le respect de la minimisation de la déformation et la préservation du volume. La seconde condition doit respecter les relations de voisinage à l'intérieur même du modèle.

Afin de créer le champ de vecteur de restauration, deux approches peuvent être utilisées : 1) l'approche pseudotransitoire (ou relaxation dynamique) et 2) l'approche statique. Ces deux approches ne tiennent pas compte de la description du solide pendant la déformation, mais seulement à l'état final après l'application des conditions limites (Muron, 2005 [73]). « *L'algorithme de relaxation dynamique est un algorithme itératif où l'état restauré final est considéré comme l'état stationnaire d'un système dynamique* » alors que « *l'approche statique consiste à résoudre un système algébrique non linéaire correspondant à l'équilibre final après application instantanée des conditions aux limites* » (Muron, 2005 [73]). L'approche choisie permettra de calculer les vecteurs de restauration pour chaque tétraèdre, et de définir les contraintes de préservation de volume ainsi que les contraintes minimales de déformation. À partir de là, l'utilisateur assignera un poids à chaque contrainte précédemment créée pour chaque tétraèdre. Pour ce qui est de la conservation du volume, il s'agit d'une simplification du problème, car des phénomènes comme la compaction, ou même la migration des fluides ne sont pas pris en compte. Ce principe est une extension en volume de la conservation des aires. La minimisation de la déformation est une solution pour résoudre l'équation de continuité qui a une infinité de solutions (Massot, 2002 [63]). Elle peut être obtenue par une des trois contraintes suivantes : soit par minimisation isotrope, par minimisation anisotrope cisailante ou encore par minimisation anisotrope flexion-écoulement. Ces contraintes découlent des différents mécanismes de déformation ductile du contexte géologique à modéliser. La minimisation isotrope est basée sur une réaction équivalente dans toutes les directions aux sollicitations mécaniques. La minimisation anisotrope quant à elle, peut-être soit cisailante, soit flexion-écoulement. La première consiste en une transformation selon la direction de cisaillement, le cisaillement pouvant être homogène ou hétérogène. La minimisation anisotrope flexion-écoulement est obtenue à partir des propriétés rhéologiques du matériel pour chaque « *Solidmodel* ». Enfin, pour le calcul des

vecteurs de restauration, le logiciel est basé sur des lois néo-hookéenne qui sont une extension des lois de Hooke appliquée à la géologie (Ramsay et Huber, 1987 [79]) avec des paramètres connus, comme ceux de Lamé, le module de Young et le coefficient de Poisson.

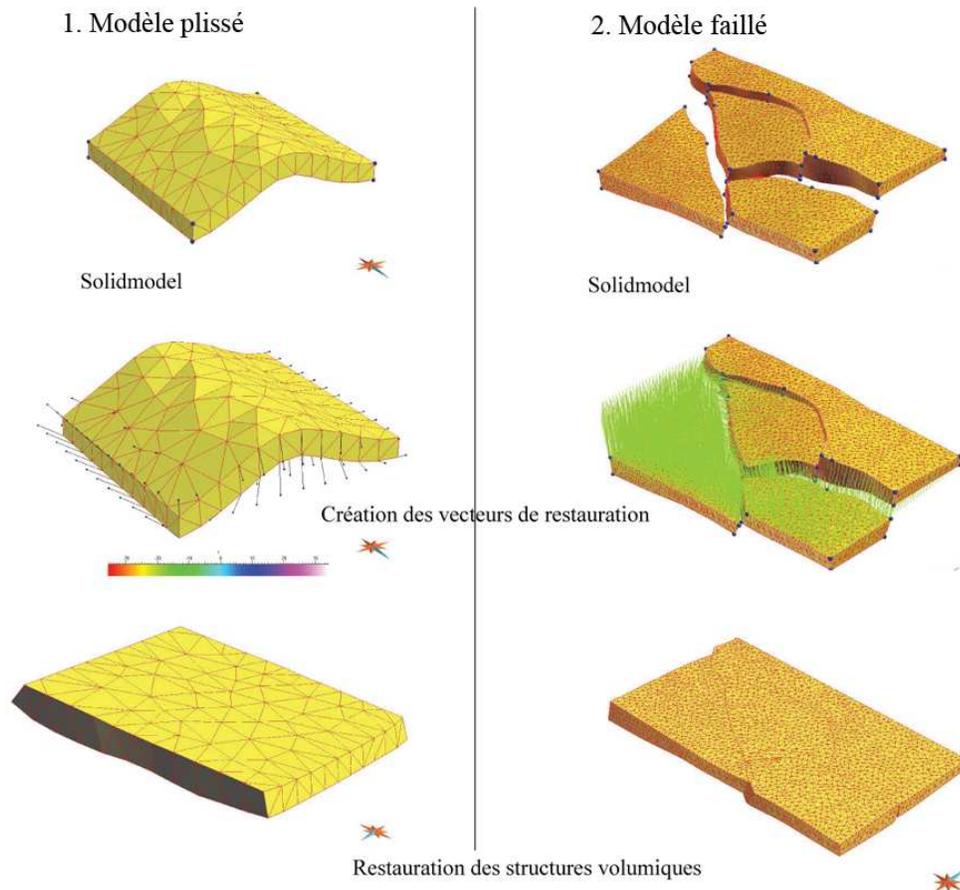


FIG. 4.9 – La restauration de volume à l'aide de vecteur de restauration, modifiée de Muron, 2005 [73]. 1. Modèle plissé 2. Modèle faillé

Dans le but de restaurer un modèle volumique à l'aide de vecteurs définis (fig. 4.9), il faut d'abord définir les conditions aux frontières du modèle à restaurer. Le « *Solid-model* » est contraint à partir de l'horizon stratigraphique supérieur en y appliquant des points d'ancrage ainsi qu'en déterminant une surface cible horizontale. La surface cible est fixée (*fixed target*) en lui assignant une altitude constante (contrainte selon l'axe Z) et deux points (*fixed component*) pour la contraindre selon les axes X et Y. Comme pour la restauration de surface, la restauration volumique des structures géologiques faillées nécessite des contraintes supplémentaires par rapport à la restauration de surface non faillée soit : 1) une contrainte cinématique de contact qui permet de donner des direc-

tions de glissement à des noeuds placés sur les failles et 2) des contraintes extrinsèques qui définissent localement le vecteur rejet de faille (Muron, 2005 [73]), lorsque celui-ci est connu. Autrement, des contraintes intrinsèques sont utilisées pour des réseaux de failles dont les vecteurs rejets ne sont pas connus. Il existe trois types de contraintes selon les objectifs de la restauration volumique à atteindre :

- La cohérence entre les surfaces de faille empêche qu’il y ait recouvrement ou intersection entre les différents plans de faille.
- La cohérence entre les branchements de faille impose des conditions sur l’intersection des failles.
- La cohérence entre les intersections de faille impose le raccordement entre les failles qui se croisent, comme par exemple des failles conjuguées.

Une fois la propriété vecteur de restauration ( $r_{\text{vecteur}}^{\rightarrow}[n]$ ) créée, il suffit de l’appliquer au volume (donc à chacune des coordonnées X, Y et Z du modèle) et le restaurer par le script suivant :

$$\vec{V} = \begin{cases} X = X + r_{\text{vecteur}}^{\rightarrow}[0] \\ Y = Y + r_{\text{vecteur}}^{\rightarrow}[1] \\ Z = Z + r_{\text{vecteur}}^{\rightarrow}[2] \end{cases}$$

Ce script permet de modifier la géométrie de l’objet géologique (fig. 4.9).

## A. Expérimentation faites avec le module de restauration volumique

En ce qui concerne la restauration volumique, nous avons effectué des essais à partir des « *Solidmodel* » construits à l’aide du logiciel gOcad. Nous avons choisi de montrer les manipulations effectuées sur un modèle géologique volumique avec différentes lithologies (fig. 4.10). Dans le but de vérifier l’effet des différents matériaux géologiques, nous avons en effet, fait varier la propriété rhéologique des volumes : un modèle dont le volume correspond à un matériel argileux (modélisé par le solide vert), un deuxième à un matériel carbonaté (modélisé par le solide jaune) et enfin un troisième à un matériel gréseux (modélisé par le solide gris). Lors de nos manipulations, seule la propriété de rhéologie a été modifiée, les autres paramètres tels que le choix des points d’ancrage, ou de l’horizon de référence sont demeurés inchangés d’un modèle à l’autre.

La figure 4.10 permet d’apprécier pour les trois matériaux, le processus de base de

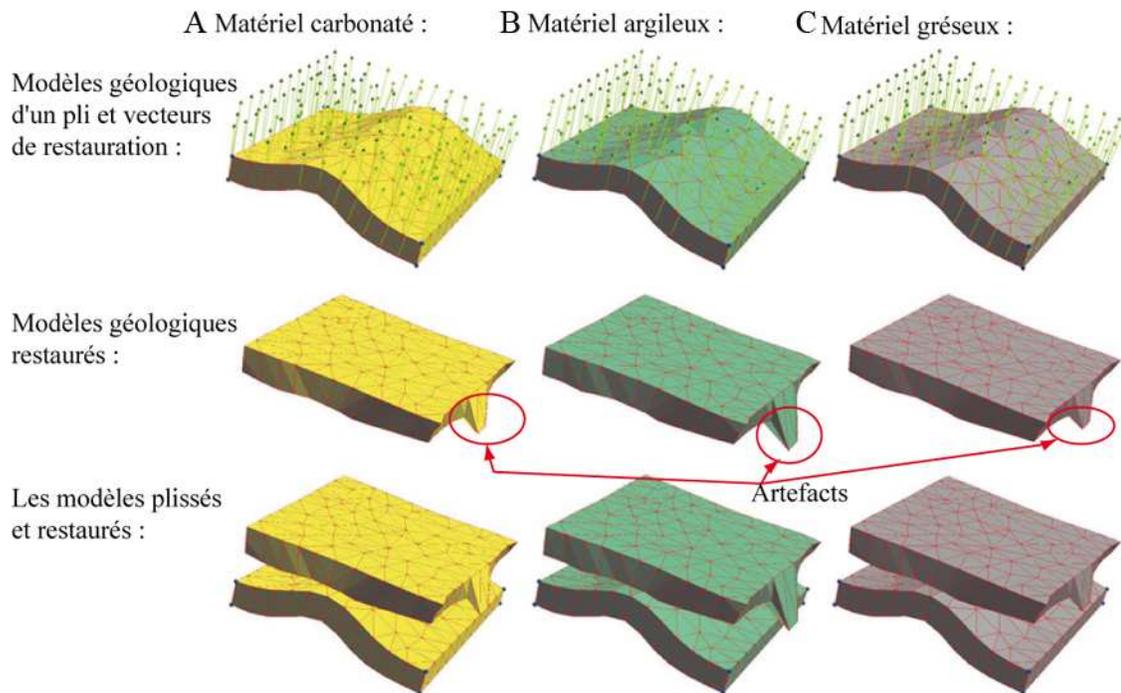


FIG. 4.10 – Tests sur la restauration de volume, en faisant varier la propriété rhéologique du matériel. A. matériel carbonaté B. matériel argileux C. matériel gréseux.

la restauration volumique. En effet, la restauration comprend deux étapes soit : 1) la construction des vecteurs de restauration sur le modèle géologique plissé et 2) la mise à plat du modèle. Dans le cas présenté ici à la figure 4.10, nous avons utilisé l'algorithme de relaxation dynamique, car nous cherchions à retrouver l'état stationnaire du modèle avant la déformation (Muron, 2005 [73]). La surface de référence choisie correspondait au sommet de la strate, pour une altitude constante donnée. Le pli modélisé aléatoirement présentait des variations d'épaisseur, variations qui sont présentes à l'état restauré du modèle.

Les résultats obtenus pour chacun des types de matériaux (fig. 4.11) présentent des géométries des tétraèdres différentes marquées par le décalage des arêtes de ces tétraèdres. Cependant, en ce qui concerne la restauration des modèles géologiques volumiques avec des matériaux carbonaté et gréseux (fig. 4.11 C), elle présente des géométries similaires. Il est donc possible ici, de constater que la rhéologie du matériel est importante dans cette méthode de restauration. D'autre part, un artefact est apparu sur les trois tests. Il s'agit de deux noeuds présents à la base du modèle qui présentent un vecteur de restauration anormalement courts par rapport aux vecteurs voisins.

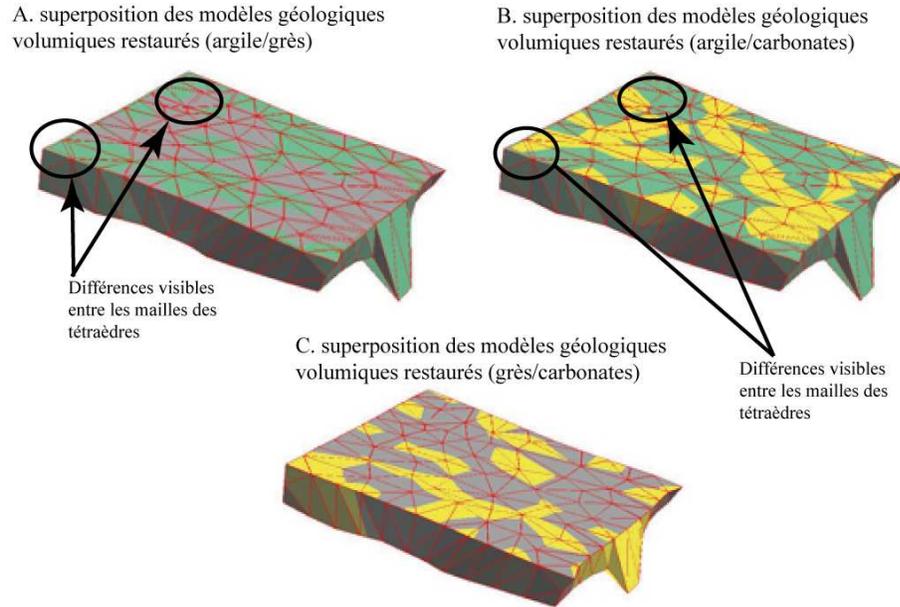


FIG. 4.11 – Comparaison des résultats obtenus pour les tests sur la restauration de volume. A. superposition des modèles à matériel argileux (volume vert) et gréseux (volume gris), B. superposition des modèles à matériel argileux (volume vert) et carbonaté (volume jaune) et C. superposition des modèles à matériel carbonaté (volume jaune) et gréseux (volume gris).

## B. Discussion sur la restauration volumique

La restauration volumique est en cours de développement, cependant Muron (2005) [73] propose un module de restauration dans gOcad permettant de faire de telles manipulations. Si l'avantage d'un tel module est de pouvoir prendre en compte la rhéologie des matériaux du modèle à restaurer, la question que l'on peut se poser est de savoir si pour une région dont les roches ont la même composition, le fait de travailler en volume apporte plus d'informations pertinentes que la méthode surfacique. En ce qui concerne la mise en place de notre protocole méthodologique, nous cherchons des méthodes simples à mettre en place. De plus, la région que nous testerons pour l'application d'un tel protocole ne présente pas de grande variation quant à la rhéologie des matériaux. En ce sens, la restauration surfacique est la méthode la mieux adaptée à nos besoins.

## 4.4 Méthodes de modélisation cinématique directe 3D

L'étape suivante du protocole méthodologique consiste en la modélisation cinématique directe 3D. Cette technique permet de déformer le modèle géologique restauré afin de revenir à l'état actuel du modèle. Pour cela, il existe deux techniques de modélisation cinématique directe : la modélisation analogique ou « en bac à sable » qui consiste à recréer un environnement à plus petite échelle afin d'observer la déformation (Soto *et al.*, 2002 [88]) et la modélisation numérique qui consiste à faire des simulations sur ordinateur. Notre travail concerne uniquement les techniques de modélisation numérique.

Cependant, parce que cette technique est plus ou moins exploitée en 3D, nous avons eu quelques problèmes à trouver des solutions logicielles adéquates. Pourtant, la technique de modélisation cinématique directe, est très répandue en 2D (*Thrustpack*, *DETACH* et *Rampe(EM) v.3.1.0* entre autres). Puisque pour les deux premières étapes de notre protocole méthodologique nous avons utilisé gOcad, nous voulions également effectuer les manipulations de modélisation cinématique directe 3D avec ce même logiciel. Cette technique n'est cependant pas encore disponible dans gOcad. En partant du principe que la modélisation cinématique directe 3D est le processus inverse par rapport à la restauration et en supposant que les vecteurs utilisés pour la restauration pourront être utilisés pour la modélisation cinématique directe 3D, nous avons utilisé le module de restauration pour cette étape du protocole méthodologique. Pour cela, nous avons extrait les propriétés vecteurs de restauration d'une surface plissée restaurée et importé ces propriétés sur une nouvelle surface plane. Évidemment, la méthode ne fonctionne que pour des surfaces planes faillées ou plissées, ce qui démontre que la restauration 3D dans gOcad est bien réversible. Une surface plissée identique en tout point est obtenue, sans changement de la géométrie du modèle géologique de départ. Cependant, le fait d'importer sur une surface les vecteurs de restauration d'une autre surface ne nous permet pas de dissocier le plissement de la formation des failles. Or, pour tester des hypothèses sur l'influence des failles sur la géométrie d'un pli de propagation au cours de son développement, ce qui est notre objectif principal, il faut tenir compte de ces deux déformations. Il nous faudra donc trouver une méthode qui permet de dissocier le plissement et la formation des failles.

Revoyons d'abord les méthodes de modélisation cinématique directe 2D. De nombreux travaux ont été effectués sur la méthode de la modélisation cinématique directe. Suppe (1983) [89] est considéré comme un des précurseurs avec la méthode des « Kinks parallèles ». Cette méthode permet de décrire la géométrie et la cinématique des plis-

failles à partir de données physiques mesurables sur le terrain comme par exemple le pendage des strates et l'angle d'ouverture des plis. Cette méthode 2D permet la reconstruction de coupes géologiques en profondeur, et de valider des hypothèses concernant l'évolution de la déformation des plis-failles au cours du temps. Pour cela, Suppe (1983) [89] a mis en équation les différentes relations géométriques des plis, telles que les relations angulaires entre les différentes composantes des plis-failles, la profondeur du plan de décollement et le raccourcissement. La méthode des « Kinks parallèles » est utilisée couramment et de nombreux programmes de modélisation cinématique directe 2D s'en sont inspirés comme par exemple *Rampe(EM)* de Mercier *et al.* (1997) [68] (fig. 4.12). Cependant, nous n'avons pu identifier aucun développement de cette méthode pour la modélisation cinématique directe dans un espace 3D.

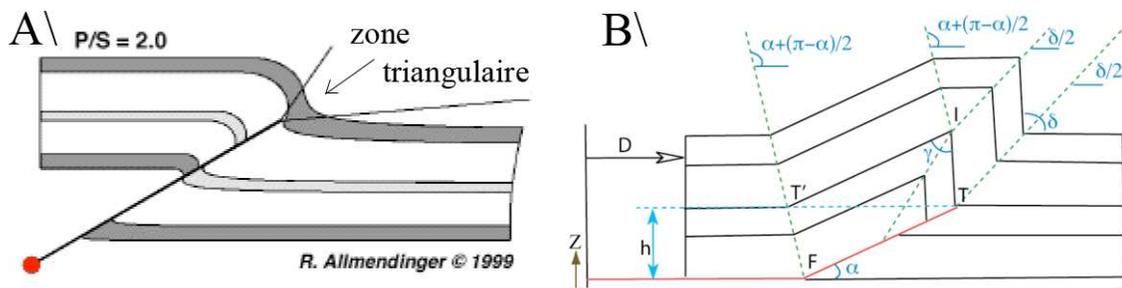


FIG. 4.12 – Comparaison entre deux plis issus de la modélisation directe 2D : A- par la méthode « trishear » et B- par la méthode des « kinks parallèles » tirée de Mercier *et al.* (1997) [68].

Erslev (1991) [31] propose une méthode légèrement différente de celle de Suppe (1983) [89], car selon lui, la zone charnière du synclinal à l'avant du pli n'obéit pas forcément aux lois décrites par Suppe (1983) [89]. En effet, sa méthode prend en compte une zone de cisaillement à l'avant du pli pour accommoder la déformation, zone responsable du plissement. Cette zone de cisaillement correspond à une zone triangulaire, d'où le nom de la méthode « trishear » (fig. 4.12) et ne se base donc plus sur des relations géométriques des angles mesurables dans le pli-faille comme celle de Suppe (1983) [89], mais plutôt sur le rapport entre la propagation de la déformation et le cisaillement (rapport  $P/S$ ), le pendage de la faille, le déplacement le long de la faille, les positions de  $X$ ,  $Y$  et  $Z$  de l'extrémité de la faille, et l'angle apical « trishear ». Ce rapport  $P/S$  n'est pas mesurable directement sur les plis naturels et est issue de données de quantification de la déformation en laboratoire. La difficulté de définir ces deux paramètres a été l'une des plus grandes barrières à l'acceptation de cette méthode. Erslev (1991) [31] partage le pli-faille en deux parties, soit le toit situé au-dessus de la faille et le mur situé en dessous de cette faille. En ce qui concerne la cinématique de la déformation, le mur est considéré fixe et le toit se déplace au-dessus du mur. Hardy et Ford (1997) [47] ont démontré qu'il existait deux cas spéciaux dans un éventail des ratios possibles de la propagation par

rapport au glissement ( $P/S$ ) : pour un ratio  $P/S = 0$ , il n'y aura aucune déformation, ni cisaillement dans le mur du pli-faille, alors que pour un ratio  $P/S = 1$ , ce sera le toit du pli-faille qui ne subira aucune déformation. Pour toutes les autres valeurs possible de  $P/S$ , le toit comme le mur subissent une déformation par cisaillement. Pour Hardy et Ford (1997) [47], le principe de base réside dans l'utilisation de la vitesse de déformation de la zone « *trishear* ». À partir de là, Allmendinger (1998) [1] développa un programme gratuit du nom de « *Trishear* » qui permet la modélisation cinématique directe 2D basée sur cette méthode. La suite de ces travaux et l'extension des travaux de Cristallini et Allmendinger (2001) [24] et de Cristallini et al. (2004) [25] ont permis la programmation du logiciel de modélisation cinématique directe 3D, « *Trishear3D* » (Cardozo, 2005 [13]).

Le logiciel de modélisation cinématique directe 3D « *Trishear3D* » permet de créer des plis-failles, en contexte de compression ainsi que des failles normales de détachement en contexte d'extension. En ce qui concerne notre problématique de recherche, nous voulons valider l'influence de failles normales sur la géométrie de formation des plis-failles et ce logiciel s'avère particulièrement utile à cette fin. Nous avons donc effectué quatre tests en faisant varier l'ordre d'apparition des failles et la direction de celles-ci, dans le but de valider la chronologie et le développement de ces structures ainsi que l'influence de l'orientation des failles normales sur la géométrie du pli en contexte de compression. Le test #1 simule un bassin sédimentaire affecté dans un premier temps par une faille normale et dans un second temps par une faille de chevauchement de même direction que la faille normale. Le test #2 quant à lui, simule un bassin sédimentaire d'abord affecté par une faille de chevauchement à laquelle nous avons ajouté une faille normale de même direction que le chevauchement. Le test #3 simule un bassin sédimentaire affecté par une faille normale suivie ensuite du chevauchement de direction différente. Enfin, le test #4 simule un bassin sédimentaire déformé par un chevauchement découpé par la suite par une faille normale oblique. Les orientations des failles normales et de chevauchement ont été choisies pour simuler le cas d'étude, soit la région de l'anticlinal de San Corneli. Lors de ces quatre tests, le rapport  $P/S$  a été fixé à 1,5 et une valeur de  $60^\circ$  a été assignée à l'angle apical de la zone *trishear*. Ces valeurs sont les plus courantes dans la nature et correspondent le mieux à la formation de plis de propagation de faille (Allmendinger, 1998 [1]), tel que le pli de San Corneli.

**Test 1 :** Pour ce test (fig. 4.13A), le modèle paléogéographique présente une faille normale de direction  $180^\circ$  avec un pendage de  $60^\circ$ . Le rejet de cette faille a été fixé à -400m. Vient ensuite le développement d'une faille de chevauchement de direction  $180^\circ$  et un pendage de  $30^\circ$  avec le déplacement choisit à 1100m. Il en ressort que lors de la seconde déformation la faille normale précoce ne rejoue pas en sens inverse

mais est plutôt transportée à même le toit du chevauchement et déplacée au dessus du chevauchement.

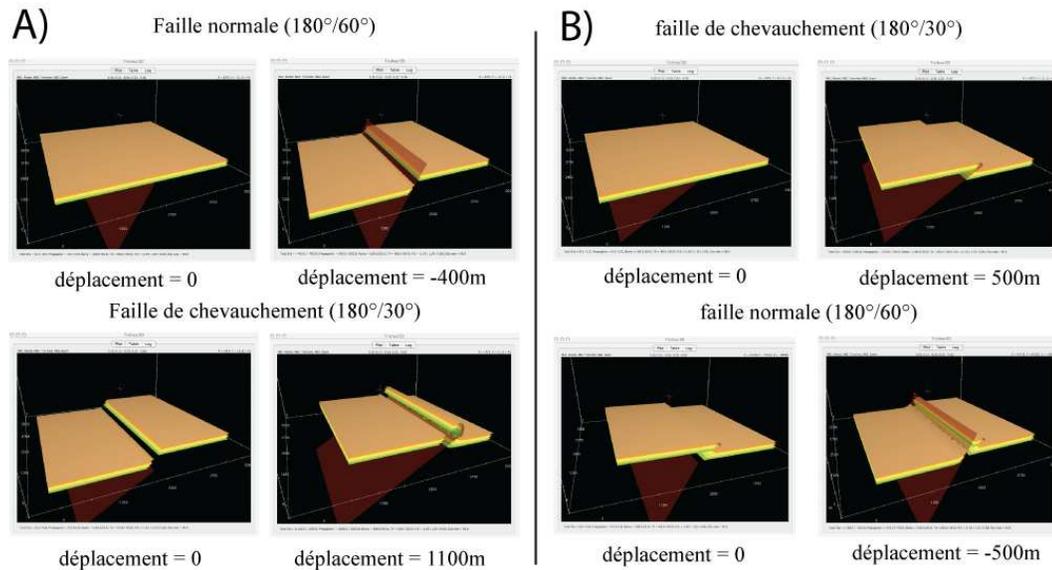


FIG. 4.13 – Tests avec le logiciel « Trishear3D » avec des failles de même direction, A) test 1 : la faille normale précède le chevauchement et B) test 2 : la faille de chevauchement précède la faille normale.

**Test 2 :** Le modèle paléogéographique de départ (fig. 4.13B) présente une faille de chevauchement de direction N180°/30°. La modélisation débute par le jeu de la faille de chevauchement dont le déplacement est fixé à 500m. La modélisation se poursuit avec le développement d'une faille normale de direction 180° avec un pendage de 60° et un rejet net de -500m recoupant ainsi le modèle. Le chevauchement est aussi découpé par la faille normale, mais sans aucune incidence sur la géométrie des strates. La comparaison de ces deux premiers tests avec des failles de même direction, nous présente deux résultats de modélisation cinématique directe 3D similaires. Sans information sur la séquence des événements, il est impossible de déduire la chronologie de développement des failles.

**Test 3 :** Le modèle paléogéographique de départ (fig. 4.14A) est constitué avec une faille normale de direction N150°/60° et un rejet de -100m. Lors de la modélisation de la faille de chevauchement qui présente une direction différente de 180° pour un pendage de 30° et un déplacement de 300m, la faille normale est transportée sur le toit du chevauchement et déplacée au dessus de celui-ci. Le résultat de cette modélisation indique que la faille normale qui est reprise par le plissement se déforme à l'intersection des deux failles, mais ne subit aucun changement géométrique. En effet, il semblerait que ce type de déformation ne tient pas compte des anciens accidents. Au contraire, les

strates sont considérées fixes et rigides.

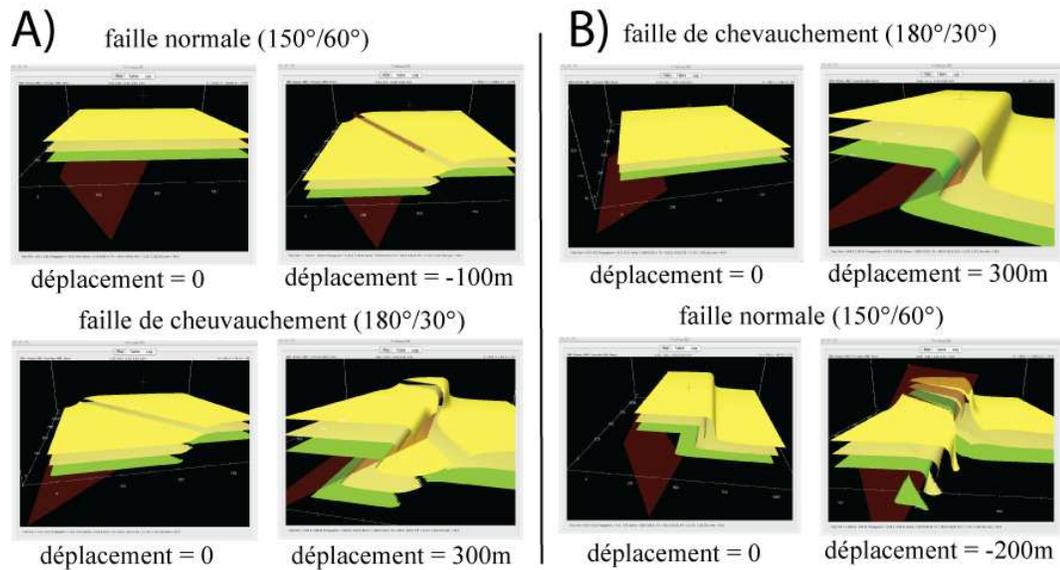


FIG. 4.14 – Tests avec le logiciel « *Trishear3D* » avec des failles de directions différentes, A) test 1 : la faille normale précède le chevauchement et B) test 2 : la faille de chevauchement précède la faille normale.

**Test 4 :** Le modèle paléogéographique de départ (fig. 4.14B) présente une faille de chevauchement de direction N180°/30° dont le déplacement est fixé à 300m. En cours de modélisation une faille normale découpe le modèle. Cette faille normale présente une direction de 150° pour un pendage de 60°, et un déplacement de -200m. La faille normale ainsi modélisée coupe les strates plissées mais n'a aucune incidence sur la géométrie du pli.

Ces différents tests ont révélé plusieurs limites à la modélisation effectuée à l'aide de « *Trishear3D* ». Par exemple, il est impossible de faire jouer plus d'une faille en même temps, que ce soit des failles normales ou chevauchantes. De plus, les surfaces constituant le modèle paléogéographique de départ ne peuvent être importées vers ce logiciel. Il faut donc au préalable recréer le modèle avant d'effectuer la modélisation cinématique 3D. Un troisième problème concerne la géométrie du pli qui est inconnue au départ, ce qui posera un problème sur le choix des paramètres, par exemple la valeur de  $P/S$  ou l'angle apical de la zone *trishear*. En ce sens, il nous fallait trouver une solution pour pouvoir procéder à cette dernière étape du protocole méthodologique de ce travail de recherche.

## 4.5 Présentation de notre méthode de modélisation directe 3D

Un des objectifs de ce travail de recherche est d'effectuer une modélisation directe 3D sur plusieurs modèles paléogéographiques de la région d'étude issus de la restauration 3D, dans le but de mieux comprendre l'effet des failles précoces sur la géométrie des surfaces restaurées. En ce sens, il fallait que la méthode choisie puisse considérer le jeu d'un nombre variable de failles normales pendant la déformation.

Tel que discuté dans les sections précédente, il existe plusieurs logiciels de modélisation cinématique directe. Ils sont, pour la plupart, basés sur le principe de la déformation finie et ont été développés pour pallier à la modélisation analogique. Cependant, aucun logiciel ne permet la déformation d'un modèle surfacique 3D d'un bassin découpé par des failles normales. Nous avons exploré la piste du logiciel « *Trishear3D* », mais ce dernier ne permet pas de déformer des surfaces importées d'un autre logiciel ; les surfaces doivent être créées à même le logiciel « *Trishear3D* ». Nous avons ainsi développé une alternative inspirée des travaux de Wilkerson *et al.* (2004) [101] qui proposent la modélisation cinématique directe 2D de pli de détachement l'aide d'une feuille de calcul « *Excel de Microsoft Office* ». Ce type de classeur est très facilement accessible sur une grande majorité d'ordinateurs. Il nous paraissait donc très intéressant de partir des caractéristiques géométriques des plis mais cette fois des plis de propagation de faille. Pour cela, nous nous sommes appuyés sur les travaux de Suppe (1983) [89] et de Mercier *et al.* (1997) [68] qui ont mis en équation toutes les relations géométriques à la base de la déformation des surfaces. La méthode que nous proposons diffère légèrement des méthodes plus classiques de la modélisation cinématique directe 3D, car aucun mouvement n'est observable pendant la modélisation. Elle correspond, en fait, au passage de l'état initial d'une surface restaurée à son état final, sans tenir compte des différents chemins ou des mouvements que peuvent suivre les surfaces durant la déformation. Cependant, il s'agit tout de même d'une technique de modélisation directe, puisqu'à partir des surfaces non déformées, nous obtenons un modèle géologique à l'état déformé.

Comme nous l'avons vu au chapitre précédent, deux méthodes sont fréquemment utilisées pour la modélisation cinématique directe 2D, soit la méthode de modélisation cinématique directe « *Trishear* » développée par Erslev (1991) [31] et par Allmendinger (1998) [1] ainsi que la méthode dite des « *kinks parallèles* » développée par Suppe (1983) et par Mercier *et al.* (1997) [68]. La principale différence entre ces deux méthodes réside dans la géométrie finale du pli (fig. 4.12). Lors d'une modélisation directe avec

la méthode des « *kinks parallèles* », le flanc arrière du pli est parallèle à la rampe du chevauchement, ce qui n'est pas le cas pour la méthode « *trishear* ». Cette différence conforte notre choix sur la méthode des « *kinks parallèles* » car les données de surface du cas d'étude montre que le flanc arrière du pli de San Corneli présente un pendage similaire à celui de la faille de chevauchement de Boixols.

Nous avons tout de même vérifié la possibilité d'utiliser la méthode de modélisation « *trishear* », puisqu'un logiciel gratuit de modélisation cinématique directe 3D (« *Trishear3D* ») est facilement accessible à tous. Cette méthode permet de replisser des surfaces planes à partir de failles. Les méthodes de Erslev (1991)[31] et Allmendinger (1998)[1] se basent sur des relations entre la propagation et le cisaillement qui sont déduites d'essais en laboratoire. Pour notre étude de cas ces données sont difficilement accessibles. De plus, pour l'étude du pli de San Corneli, il s'agit d'étudier le comportement des failles normales sur le flanc arrière du pli anticlinal. Pour cela, nous voulons utiliser notre protocole de recherche sur plusieurs cas possibles, à savoir avec faille, sans faille ou même en faisant varier le nombre de failles impliquées dans le plissement. Or la modélisation « *Trishear3D* » ne permet pas de modéliser en même temps plusieurs failles, car les algorithmes de calcul qui permettent une telle modélisation ont été développés pour traiter la déformation d'une seule faille à la fois.

#### 4.5.1 Les relations géométriques des « *kinks parallèles* » en 2D.

Dans le but de modéliser la cinématique des plis-failles, de nombreux auteurs ont utilisé une approche géométrique à partir de relations trigonométriques agissant sur ce type particulier de pli (Suppe, 1983 [89]; Medwedeff et Suppe, 1997 [66]; Mercier *et al.*, 1997 [68]; Salvati et Sorti, 2001 [83]; Wilkerson *et al.*, 2004 [101]; Tavani, *et al.*, 2006 [93]; Tavani *et al.*, 2006 [94]). Il s'agit en fait de mettre en relation des paramètres qui permettent de simuler la déformation des couches par plissement en contrôlant le déplacement des plans axiaux du pli-faille en cours de déformation.

Selon Mercier *et al.* (1997) [68], pour la modélisation cinématique des plis de propagations de faille, les paramètres à fixer au départ sont : la position de la rampe avant la déformation correspondant au point ( $F$ ) sur la figure 4.15, le déplacement ( $D$ ), ainsi que les angles ( $\alpha$ ) et ( $\delta$ ) correspondant respectivement au pendage de la rampe et l'angle entre les deux flancs du pli synclinal à l'avant de la structure. À partir de ces paramètres, Mercier *et al.* (1997) [68] proposent des relations issues des travaux de Suppe (1983) [89] pour calculer l'angle d'ouverture du pli de rampe ( $\gamma$ ), ainsi que des points

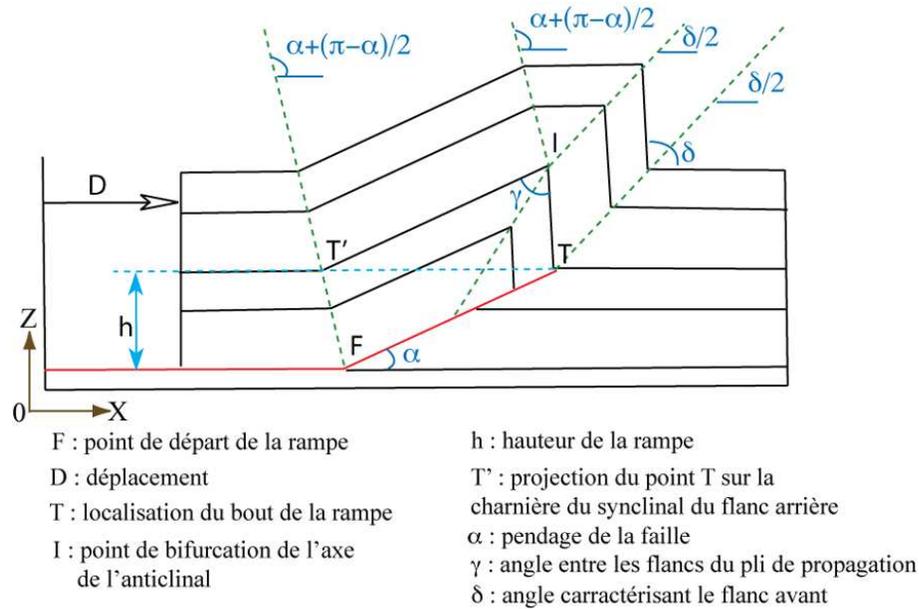


FIG. 4.15 – Un pli-faille tirée de Mercier *et al.* (1997) [68], les lignes pointillées vertes correspondent aux charnières du pli, ce pli résulte d'un déplacement  $D$ .

spécifiques tels que ( $I$ ) qui correspond au point de bifurcation de l'axe de l'anticlinal, ( $T$ ) l'extrémité supérieure de la rampe et ( $T'$ ) la projection horizontale de ( $T$ ) sur l'axe du synclinal à l'arrière du pli de propagation. La longueur de la rampe de la faille de chevauchement correspond au segment  $[FT]$ . La hauteur ( $h$ ) de la rampe est également un paramètre important car il permet de connaître la limite entre la partie du pli où l'aire est conservée et la partie où il n'y a pas conservation de l'aire. Cette méthode qui correspond à calculer le mouvement des plans axiaux du pli le long du plan de décollement en fonction du déplacement ( $D$ ) (fig. 4.15), prend en compte le déplacement de certains points sur les traces des plans axiaux ( $F$ ,  $T$ ,  $T'$  et  $I$ ) sans tenir compte des surfaces plissées. Ces dernières seront tout simplement reproduites en joignant par des segments les plans axiaux.

À partir de la restauration 3D, nous obtenons un modèle paléogéographique de surfaces. Nous voulions alors simuler le déplacement de ces surfaces lors de la déformation. L'utilisation des méthodes de Suppe (1983) [89] et Mercier *et al.* (1997) [68] devient beaucoup plus complexe à mettre en place lorsque l'on veut les étendre à la 3D. Puisque nous connaissons la localisation des points qui forment les surfaces, nous avons donc choisi de ne plus nous intéresser au déplacement des plans axiaux comme c'est le cas avec les méthodes de Suppe (1983) [89] et Mercier *et al.* (1997) [68], mais de considérer le déplacement de chacun des points constituant les surfaces. Le fait de ne plus travailler avec les plans axiaux mais avec les points des différentes surfaces, nous a obligé à

déduire les relations trigonométriques liant les paramètres géométriques et les points des différentes surfaces. Pour cela, nous avons alors modifié l'approche de la modélisation directe proposée par Mercier *et al.* (1997) [68], en y appliquant les relations trigonométriques à chaque point d'une surface.

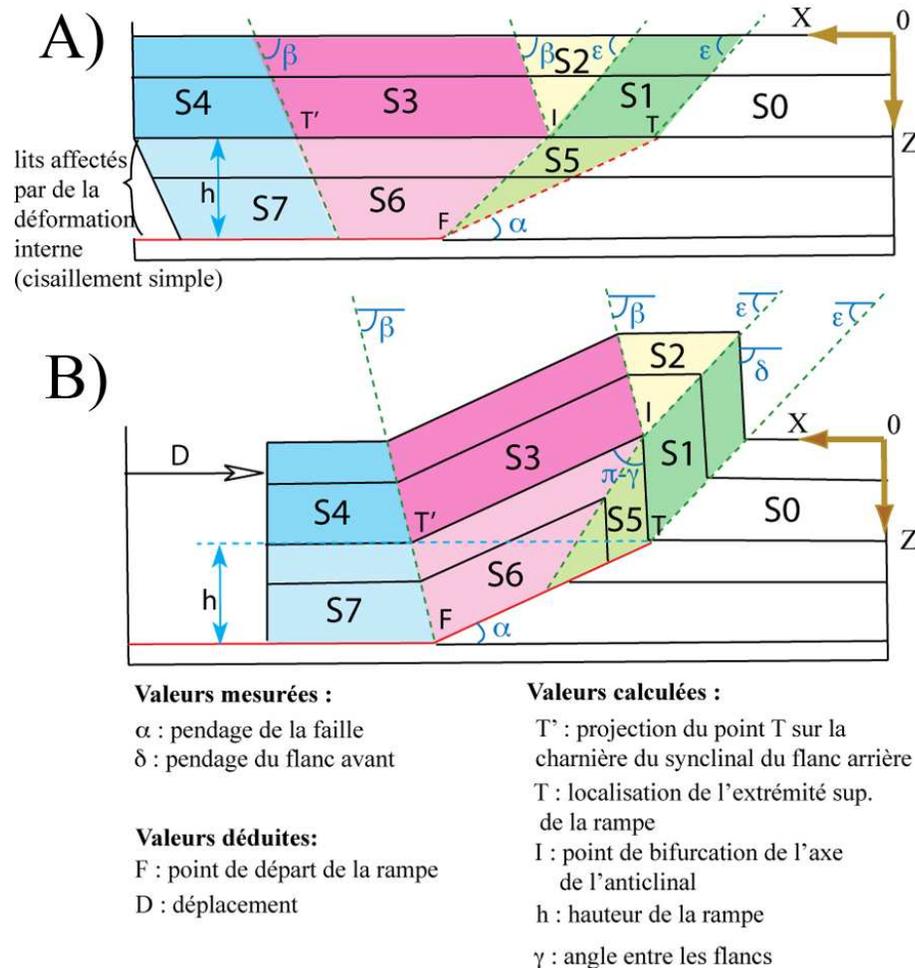


FIG. 4.16 – Pli de propagation et les différents angles permettant de décrire géométriquement les plis, modifiée de Mercier *et al.* (1997) [68]. A) état non déformé et B) état déformé du pli. S0 à S7 correspondent aux différents secteurs du pli.

Dans un premier temps, nous avons travaillé en coupe 2D pour élucider le problème et simplifier les manipulations. Cette première étape fut essentielle pour valider l'approche et l'appliquer sur les surfaces pour effectuer la modélisation directe 3D. En effet, les relations trigonométriques permettant d'effectuer la modélisation directe 2D sont les mêmes que la modélisation directe tridimensionnelle. La première étape consiste donc à définir les paramètres importants à mettre en place, en suivant les travaux de Mercier *et al.* (1997) [68] qui sont : la position de la rampe avant la déformation ( $F$ ), le déplacement ( $D$ ), l'angle ( $\alpha$ ) correspondant au pendage de la rampe et du flanc arrière du pli,

ainsi que l'angle ( $\delta$ ) correspondant au pendage du flanc avant du pli. Ces paramètres sont obtenus soit sur le terrain ou déduit à partir de la coupe structurale. Ensuite, il nous a fallu mettre en place les relations permettant le déplacement des points d'une surface selon une coupe donnée à partir de ces nouveaux paramètres qui sont présentés sur la figure 4.16. Un choix judicieux du point d'origine (fig. 4.16), nous permet d'effectuer des modifications sur les relations trigonométriques, en ce sens nous avons pris l'origine sur la partie non déformée par la rampe à l'avant du pli, car cette région reste fixe. Afin de pouvoir calculer le déplacement de n'importe quel point le long de la coupe, nous avons compartimenté cette dernière en huit secteurs, notées sur la figure 4.16 de S0 à S7. Ces secteurs particuliers correspondent à des zones de la coupe où le déplacement de tous les points est le même en fonction des paramètres d'entrée (fig. 4.16). Les limites de ces secteurs sont définies en fonction des plans axiaux décrits par Suppe (1983) [89] et Mercier *et al.* (1997) [68] et du comportement des lits affectés par de la déformation.

Dans le but de définir les plans axiaux qui serviront de frontière entre les divers secteurs de la coupe, nous utilisons des paramètres d'entrée qui sont de trois types : soit les valeurs mesurées, les valeurs déduites et les valeurs calculées. Ces données correspondent à des coordonnées de points caractéristiques du pli-faille, des longueurs ou des valeurs angulaires, tel que présenté à la figure 4.16. Lors de la déformation d'un ensemble de couches stratifiées, ces données sont toutes liées entre elles par des relations trigonométriques simples qui traduisent le type de déformation.

En ce qui concerne les valeurs mesurées (fig. 4.16), elles sont obtenues par l'utilisateur à partir de coupes structurales et d'études de terrain par exemple. Il s'agit du pendage de la rampe ( $\alpha$ ) qui est exprimée sur le terrain par le pendage du flanc arrière du pli (Suppe, 1983 [89]) et du pendage du flanc avant ( $\delta$ ), facilement mesurable sur les affleurements. De plus, ces valeurs angulaires peuvent être obtenues à partir d'une analyse statistique des données de terrain projetées sur des canevas de *Wulff* ou de *Schmidt*, permettant une représentation stéréographique de la géométrie des plis régionaux. L'avantage est d'avoir une représentation de la géométrie du pli avant la modélisation directe 3D.

Les valeurs déduites sont des données que nous ne pouvons pas obtenir directement sur le terrain (fig. 4.16). Il s'agit du positionnement de l'extrémité du décollement ( $X_{(F)}$  et  $Z_{(F)}$ , noté  $F$ ) avant la formation du pli de propagation et du déplacement ( $D$ ) le long de ce décollement. En ce qui concerne la position spatiale de l'extrémité du décol-

lement ( $F$ ), elle sera déduite à partir des coupes structurales, des données sismiques, des cartes, des coupes géologiques mais aussi du modèle géologique 3D initial. Pour la valeur de déplacement ( $D$ ) le long de la rampe, elle peut être estimée à partir de plusieurs sources : soit calculée dans une étude précédente, ou bien calculée au moment de la restauration 2D ou 3D.

Les valeurs géométriques calculées (fig. 4.16) sont pour la plupart des coordonnées de points d'intersection tels que l'extrémité supérieure de la rampe ( $X_{(T)}$  et  $Z_{(T)}$ , noté  $T$ ), son projeté horizontal sur le premier axe de plissement ( $X_{(T')}$  et  $Z_{(T')}$ , noté  $T'$ ) et le point charnière supérieur de bifurcation du plan axial du pli ( $X_{(I)}$  et  $Z_{(I)}$ , noté  $I$ ). Il y a également la hauteur ( $h$ ) de la rampe ainsi que des angles particuliers tels que la plongée de l'axe au flanc arrière ( $\beta$ ) ainsi que la plongée reliée à l'axe du flanc avant ( $\epsilon$ ) et l'angle ( $\gamma$ ) d'ouverture du pli (fig. 4.16). Ces données calculées permettent de compartimenter en plusieurs secteurs la coupe qui sera déformée à partir de la modélisation directe, afin de pouvoir assigner à chaque point de la coupe l'équation de son déplacement. Ces données sont obtenues grâce aux relations trigonométriques qui existent entre les données mesurées et les données déduites, telles que définies par Suppe (1983) [89] et Mercier *et al.* (1997) [68] et sont présentées à l'Annexe II.

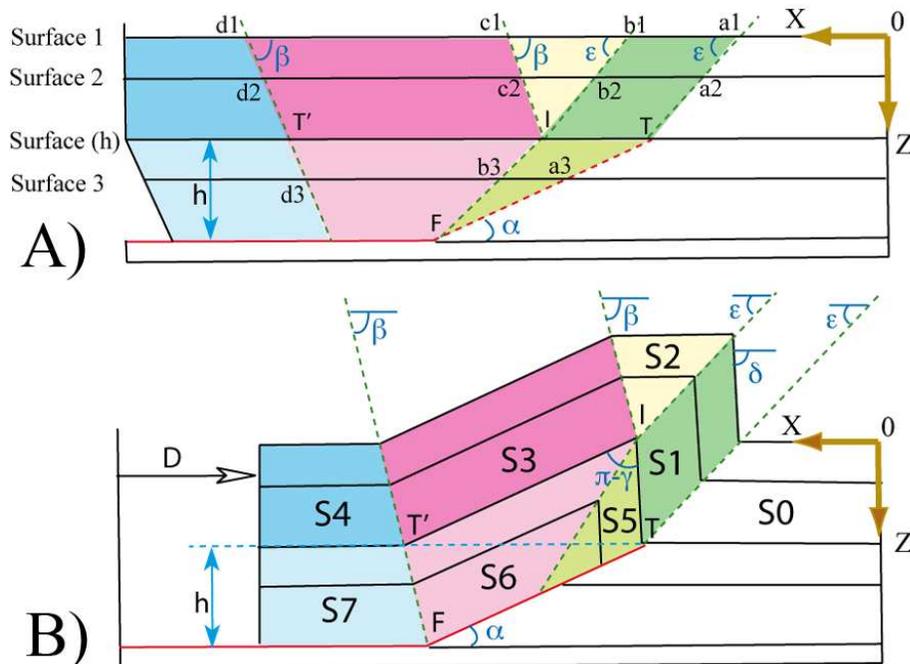


FIG. 4.17 – Pli de propagation et les différentes zones qui permettent la modélisation directe, modifiée de Mercier *et al.* (1997) [68] A) avant le plissement et B) après le plissement.

Les valeurs issues de ces équations qui permettent de définir les plans axiaux, nous aident à placer, sur les coupes, les points charnières du pli-faille sur chaque surface. Ces points sont notés  $a_1, b_1, c_1, d_1$  pour la trace 2D de la surface 1,  $a_n, b_n, c_n, d_n$  pour la trace 2D de la surface « n » (fig. 4.17). Ces points spécifiques ( $a_n, b_n, c_n, d_n$ , ainsi que  $T, T', F, I$ ) se situent aux intersections des plans axiaux et des surfaces, compartimentant ainsi le pli en plusieurs secteurs (S0 à S7, fig. 4.17). À partir des relations modifiées de Suppe (1983) [89], nous avons pu déterminer les positions de ces points charnières pour une surface donnée. L'une des caractéristiques principales de ce type de modélisation vient du fait que les couches stratifiées formant le pli ne se comportent pas de la même manière en se rapprochant de la rampe. Les relations définissant les points charnières vont donc dépendre de la distance verticale ( $Z$ ) entre le point et le décollement. Nous avons ainsi distingué les surfaces qui se situent dans la zone non affectée par la déformation par cisaillement simple, c'est-à-dire les surfaces se situant au-dessus de l'extrémité supérieure de la rampe ( $T$ ) et les surfaces affectées par la déformation par cisaillement simple, soit les surfaces qui se situent en dessous de l'extrémité supérieure de la rampe ( $T$ ). Les relations qui permettent de calculer la position des points charnières pour les strates non affectées par la déformation sont les suivantes :

$$\begin{aligned} X_{(a_n)} &= X_{(T)} - \frac{(Z_n - Z_{(I)})}{\tan(\epsilon)} \\ X_{(b_n)} &= X_{(I)} - \frac{(Z_n - Z_{(I)})}{\tan(\epsilon)} \\ X_{(c_n)} &= X_{(I)} + \frac{(Z_n - Z_{(I)})}{\tan(\beta)} \\ X_{(d_n)} &= X_{(F)} + D + \frac{(Z_n - Z_{(F)})}{\tan(\frac{\pi - \alpha}{2})} \end{aligned}$$

En ce qui concerne les points charnières qui se situent dans la zone affectée par la déformation par cisaillement simple, leur position est décrite à l'aide des relations mathématiques suivantes :

$$\begin{aligned} X_{(a_n)} &= X_{(T)} + \frac{(Z_{(I)} - Z_n)}{\tan(\alpha)} \\ X_{(b_n)} &= X_{(I)} + \frac{(Z_{(I)} - Z_n)}{\tan(\alpha + \frac{\pi - \alpha}{2})} = X_{(c_n)} \\ X_{(d_n)} &= X_{(F)} + D + \frac{(Z_n - Z_{(F)})}{\tan(\frac{\pi - \alpha}{2})} - [(Z_{(I)} - Z_n) * (\sin(\alpha + \delta) - \frac{\sin(\alpha)}{\tan(\alpha) * \sin(\alpha + \delta)})] \end{aligned}$$

Une fois les points charnières définis sur les surfaces restaurées, nous pouvons procéder à la modélisation directe. Tel qu'expliqué précédemment, la position des points

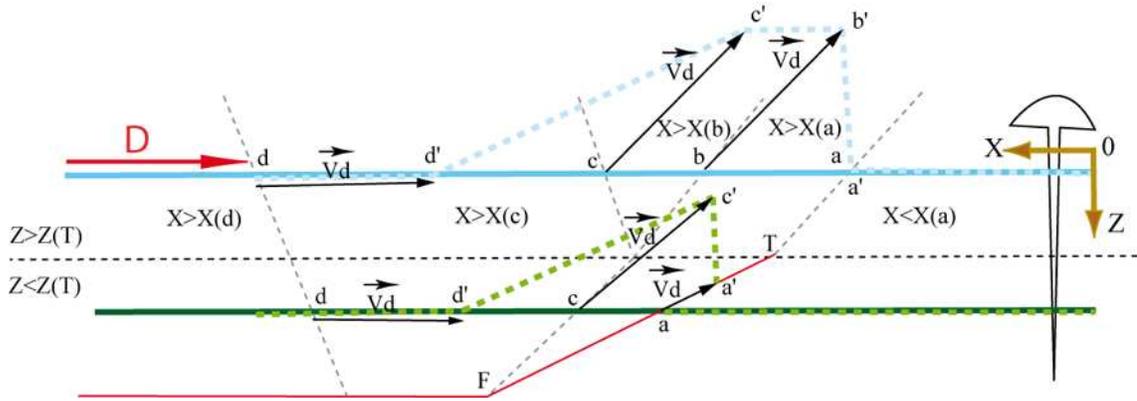


FIG. 4.18 – Représentation des vecteurs de déplacement ( $\vec{V}_d$ ) pour les points placés aux charnières du pli, soit  $a$ ,  $b$ ,  $c$  et  $d$  qui deviendront respectivement  $a'$ ,  $b'$ ,  $c'$  et  $d'$  en fonction du déplacement  $D$ , pour chacune des strates.

charnières permet de compartimenter la coupe en huit secteurs. Pour chacun de ces différents secteurs, le déplacement des points peut être décrit mathématiquement traduisant ainsi un changement de coordonnées. Ce changement de coordonnées permet de passer de l'état restauré à l'état plissé (fig. 4.18) et se fait par translation le long de vecteurs déplacements ( $V_d$ ) indiqués sur la figure 4.18 par les flèches noires. Le point charnière  $b$  de la surface restaurée deviendra alors le point charnière  $b'$  après la modélisation directe. À l'intérieur d'un même secteur les relations mathématiques qui permettent le déplacement des points sont les mêmes, seules les coordonnées de départ des points varient. Afin d'assigner un seul et unique secteur à un point de manière mathématique, nous avons choisi de créer des conditions, par exemple « Si  $X_b > X > X_a$  et  $Z > Z_T$  alors nous sommes dans le secteur  $S1$  » (fig. 4.18). Pour le secteur  $S0$  correspondant à la zone à l'avant de la structure en pli-faille dont la condition mathématique est pour tout  $Z$ ,  $X < X_a$ , il n'y a aucun déplacement et les points situés dans ce secteur seront les mêmes à l'état plissé qu'à l'état restauré. Les points de coordonnées  $(X, Z)$  du secteur  $S1$  correspondant au flanc avant du pli se déplacent pour devenir les points de coordonnées  $(X_{S1}, Z_{S1})$  selon les relations mathématiques suivantes :

$$\begin{aligned} X_{S1} &= X - [(X - X_{a_n}) * (1 - \cos(\delta))] \\ Z_{S1} &= Z + [(X - X_{a_n}) * \sin(\delta)] \end{aligned}$$

Les nouvelles coordonnées des points situés dans le secteur  $S2$ , respectant la condition  $Z > Z_T$  et  $X_c > X > X_b$ , soit le secteur entre la bifurcation des plans axiaux du plis, peut-être décrit selon les relations suivantes :

$$X_{S_2} = X - [(X_{b_n} - X_{a_n}) * (1 - \cos(\delta))]$$

$$Z_{S_2} = Z + [(X_{b_n} - X_{a_n}) * \sin(\delta)]$$

En ce qui concerne les points du secteur  $S3$  qui correspond au flanc à l'arrière du pli et respectant la condition  $Z > Z_T$  et  $X_d > X > X_c$ , les nouvelles coordonnées se décrivent mathématiquement selon les équations suivantes :

$$X_{S_3} = X - [(X_{b_n} - X_{a_n}) * (1 - \cos(\delta))] - [(X - X_{c_n}) * (1 - \cos(\alpha))]$$

$$Z_{S_3} = Z + [(X_{b_n} - X_{a_n}) * \sin(\delta)] - [(X - X_{c_n}) * \sin(\alpha)]$$

Pour le secteur  $S4$  dont la condition est  $Z > Z_T$  et  $X > X_d$  et qui correspond à l'arrière du pli se déplaçant le long du palier sans être affecté par de la déformation en cisaillement simple, les points de coordonnées  $(X, Z)$  donneront les points de coordonnées  $(X_{S_4}, Z_{S_4})$  selon les équations suivantes :

$$X_{S_4} = X - [(X_{b_n} - X_{a_n}) * (1 - \cos(\delta))] - [(X_{d_n} - X_{c_n}) * (1 - \cos(\alpha))] = X - D$$

$$Z_{S_4} = Z$$

Le secteur  $S5$  respectant la condition  $Z < Z_T$  et  $X_c > X > X_a$ , est la zone correspondant au flanc avant du pli ayant subit de la déformation en cisaillement simple, les relations qui permettent d'obtenir les nouvelles coordonnées des points sont les suivantes :

$$X_{S_5} = X - \frac{(Z_{(i)} - Z) * (\sin(\alpha + \delta) - \sin(\alpha))}{(\tan(\alpha) * \sin(\alpha + \delta))} + [(X - X_{(a_n)}) * (1 - \cos(\delta))]$$

$$Z_{S_5} = Z + (Z_{(I)} - Z) * \left(\frac{1 - \sin(\alpha)}{\sin(\alpha + \delta)}\right) + [(X - X_{a_n}) * \sin(\delta)]$$

Le secteur  $S6$  est la zone déplacée sur le flanc arrière ayant été affectée par de la déformation en cisaillement simple, la condition de ce secteur est  $Z < Z_T$  et  $X_d > X > X_c$  et les relations pour obtenir les nouvelles coordonnées des points de ce secteur sont les suivantes :

$$X_{S_6} = X - \frac{(Z_{(i)} - Z) * (\sin(\alpha + \delta) - \sin(\text{Alpha}))}{(\tan(\alpha) * \sin(\alpha + \delta))} + [(X_{(b_n)} - X_{(a_n)}) * (1 - \cos(\delta))] - [(X - X_{(b_n)}) * (1 - \cos(\alpha))]$$

$$Z_{S_6} = Z + (Z_{(I)} - Z) * \left(\frac{1 - \sin(\alpha)}{\sin(\alpha + \delta)}\right) + [(X_{b_n} - X_{a_n}) * \sin(\delta)] - [(X - X_{c_n}) * \sin(\alpha)]$$

Enfin, le secteur dont la condition est  $Z < Z_T$  et  $X > X_d$  est le secteur  $S_7$ . Il s'agit de la zone transportée sur le palier qui subit de la déformation en cisaillement simple, les points de coordonnées  $(X, Z)$  deviennent alors les points de coordonnées  $(X_{S_7}, Z_{S_7})$  selon les relations suivantes :

$$X_{S_7} = X - \frac{(Z_{(i)} - Z) * (\sin(\alpha + \delta) - \sin(\text{Alpha}))}{(\tan(\alpha) * \sin(\alpha + \delta))} + [(X_{(b_n)} - X_{(a_n)}) * (1 - \cos(\delta))] - [(X_{(d_n)} - X_{(b_n)}) * (1 - \cos(\alpha))]$$

$$Z_{S_7} = Z$$

Afin de procéder au changement de coordonnées de chaque point, il nous fallait pouvoir définir leur appartenance à un secteur précis d'après leur position dans le modèle restauré et l'intégrer dans les relations. En ce sens, le tableur est une aide précieuse car il nous permet, par des relations conditionnelles, de bien contraindre les points à un seul et unique secteur et donc de pouvoir ainsi appliquer les relations mathématiques pour effectuer la modélisation directe.

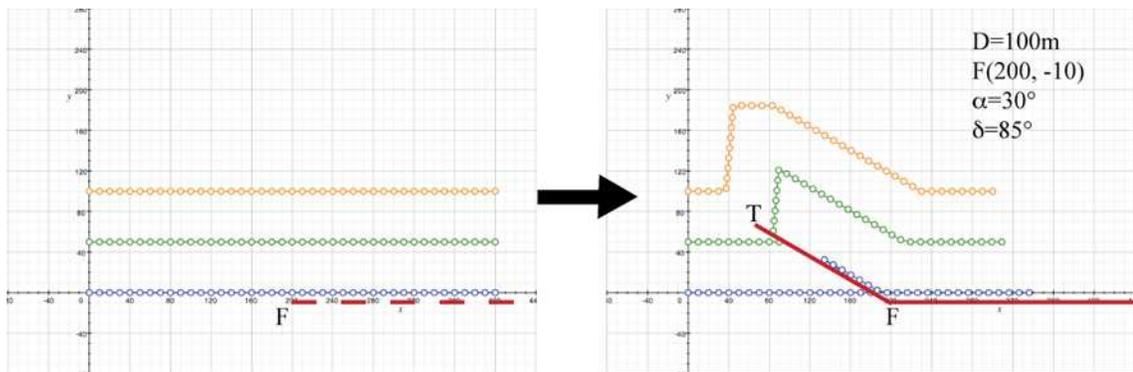


FIG. 4.19 – Modèle #1 : Modélisation directe 2D pour un pli-faïlle de géométrie simple.

Pour valider l'utilisation de notre méthode de modélisation directe 3D, nous avons d'abord travaillé en coupe en effectuant plusieurs tests, car les méthodes de modélisation cinématique directe 2D avaient déjà été testées auparavant par plusieurs auteurs (Suppe, 1983 [89]; Medwedeff et Suppe, 1997 [66]; Mercier *et al.*, 1997 [68]; Salvati et Sorti, 2001 [83]; Wilkerson *et al.*, 2004 [101]; Tavani, *et al.*, 2006 [93]; Tavani *et al.*, 2006 [94]). Cela nous a donc permis de bien calibrer notre méthode de modélisation directe. Ici, nous ne présentons que les résultats les plus pertinents : soit les tests pour un pli de propagation de faille théorique et pour un pli de propagation de faille qui reprend une ancienne marge passive de bassin. Pour ces tests, nous n'avons considéré que les propriétés géométriques du pli, à savoir la conservation des longueurs et épaisseurs. La figure 4.19 nous montre le cas le plus simple, c'est à dire le développement d'un pli au dessus d'une faille de propagation. Ici, les valeurs choisies sont un déplacement ( $D$ ) de 100m, les coordonnées de la faille au départ ( $F$ ) de (200, -10), un pendage de  $30^\circ$  pour la rampe et de  $85^\circ$  pour le flanc avant du pli. À partir de ces valeurs d'entrée et du tableur, nous avons pu modéliser le pli de propagation (fig. 4.19). La modélisation directe 2D fonctionne bien pour ce cas simple tout en conservant les épaisseurs ainsi que les longueurs.

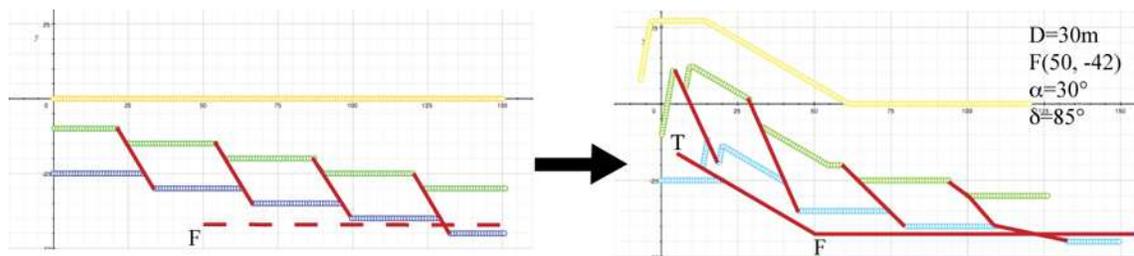


FIG. 4.20 – *Modèle #2 : Modélisation directe 2D pour un pli-faille affecté par des failles normales avant la déformation.*

La figure 4.20 nous montre qu'une telle modélisation permet également en coupe de déformer des surfaces affectées par des failles. Ces failles ne sont pas considérées comme des objets à modéliser mais comme des ruptures de ligne entre chacune des surfaces. Ici, nous avons pris un déplacement ( $D$ ) de 30m, un début de rampe avec comme coordonnées (50, -42), un pendage de rampe à  $30^\circ$  et un pendage de flanc avant à  $85^\circ$ . Le choix de ces paramètres est issu des paramètres théoriques pour la formation des plis de propagation de faille (Mercier *et al.*, 1997 [68]; Salvati et Sorti, 2001 [83]; Tavani *et al.*, 2006 [93]; Tavani *et al.*, 2006 [94]). En ce qui concerne la coupe à l'état restaurée, les failles normales accusent un pendage de  $60^\circ$ . Sur la figure 4.20, les failles ont été tracées entre les segments des surfaces pour mieux visualiser la structure plissée et faillée. Tel qu'expliqué précédemment, l'objectif d'une telle simulation est de valider l'effet des failles précoces sur la géométrie du pli-faille. L'essai présenté à la figure 4.20

démontre que la présence de failles n'invalide pas l'approche de la modélisation. En effet, la simulation permet de modéliser un pli-faille tout en conservant les longueurs et les épaisseurs du modèle initial, c'est-à-dire le modèle restauré.

#### 4.5.2 Méthode des « *kinks parallèles* » en 3D.

Une fois que notre méthode de modélisation directe en 2D fut validée, nous nous sommes appliqués à la développer en 3D. Comme nous l'avons fait remarquer précédemment, à la fin de la deuxième partie de notre protocole méthodologique, nous avons des surfaces restaurées correspondant au modèle paléogéométrique. Il est alors possible d'obtenir les coordonnées  $(X, Y, Z)$  de tous les points des surfaces du modèle correspondant aux différents noeuds de la surface et de les utiliser pour la modélisation directe 3D (fig. 4.21).

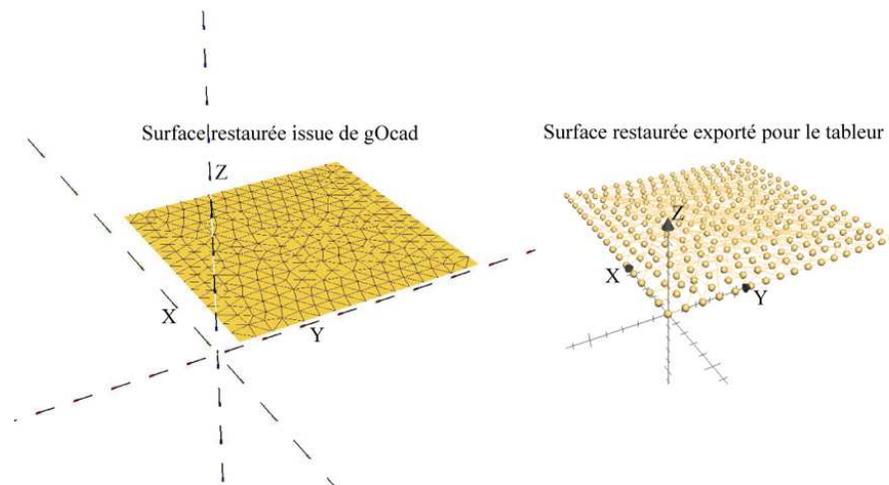


FIG. 4.21 – Exemple de surface obtenue par gOcad et importé dans le tableur pour la modélisation directe 3D, les points en jaune correspondent aux noeuds dans la surface.

Les relations que nous avons définies précédemment pour la modélisation directe 2D permettent le déplacement de points dans un plan de coupe. Afin d'effectuer la modélisation directe 3D, nous sommes partis du principe que la direction de déformation correspond à l'axe des  $X$ . Cette condition de départ permet ainsi de simplifier la méthode sans entraver le résultat final. En effet, nous considérons que la déformation de la surface est une déformation plane, c'est-à-dire qu'il n'y a aucune déformation selon l'axe des  $Y$  et qu'il n'y aura donc aucun déplacement selon cet axe. Comme la modélisation directe 3D agit sur le déplacement de tous les points d'une surface à partir de relations mathématiques, et ce dans une seule direction ( $X$ ), les équations précédemment décrites pour la modélisation directe 2D fonctionnent pour la modélisation directe 3D, car il n'y

a pas de déformation selon l'axe des  $Y$ .

Afin de valider notre outil de modélisation directe 3D et de tester la robustesse de notre méthode à ces cas de figures, nous avons effectué des essais sur deux modèles de départ, un sans faille et l'autre avec des failles précoces.

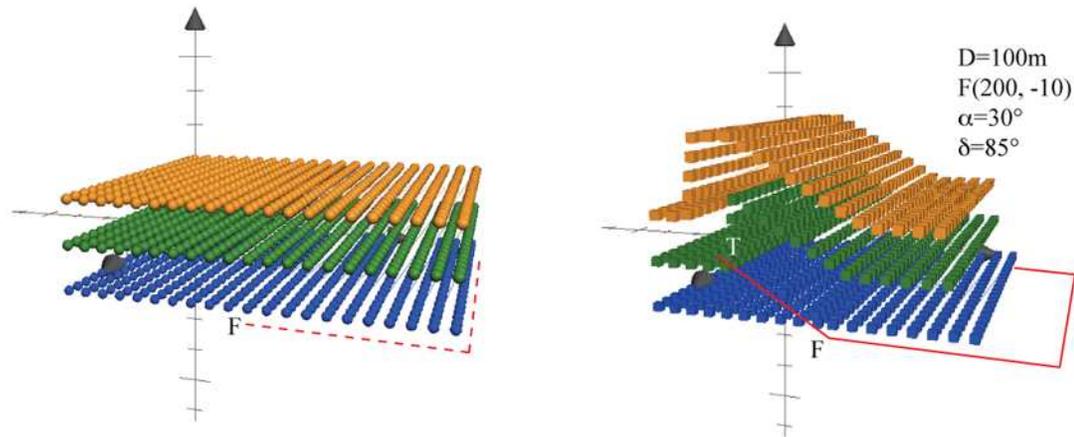


FIG. 4.22 – *Modèle #3 : modélisation directe 3D pour un pli-faille simple*

La figure 4.22 nous montre le résultat de la modélisation directe 3D. Pour cette simulation en 3D, nous sommes partis des mêmes paramètres que pour le Modèle #1 (fig. 4.19), c'est-à-dire un déplacement de 100m, une faille dont les coordonnées sont 200 pour l'axe des  $X$  et -10 pour l'axe des  $Z$ , un pendage de  $85^\circ$  pour le flanc avant du pli et un pendage de  $30^\circ$  pour la rampe. Cette déformation homogène entraîne la formation d'un pli de propagation dont nous pouvons apprécier la géométrie de chaque surface. En ce qui concerne la conservation des aires et des épaisseurs, nous avons pu mesurer à partir des charnières la superficie des surfaces et nous pouvons conclure qu'elles sont bien égales. Il en va de même pour les épaisseurs entre les couches qui sont respectées, et ce, dans toutes les directions de l'espace.

Les modèles #4 et #5 sont des exemples de modélisation directe 3D d'une structure affectée par des failles normales de direction variable. Afin de valider le tableur pour ces deux tests, nous avons choisi comme critères la géométrie, les épaisseurs dans un même bloc de failles constantes et le respect des aires, de plus, nous voulions que le comportement des failles soit géologiquement cohérent.

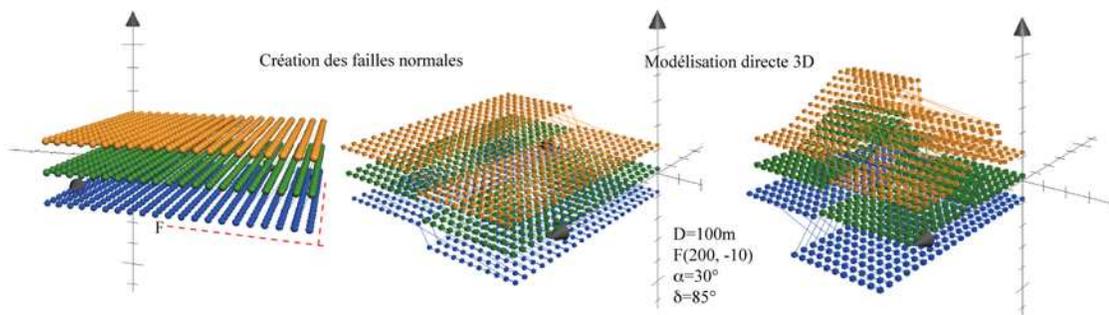


FIG. 4.23 – *Modèle #4 : modélisation directe 3D pour un pli-faille affecté par des failles normales parallèles à la déformation avant la déformation.*

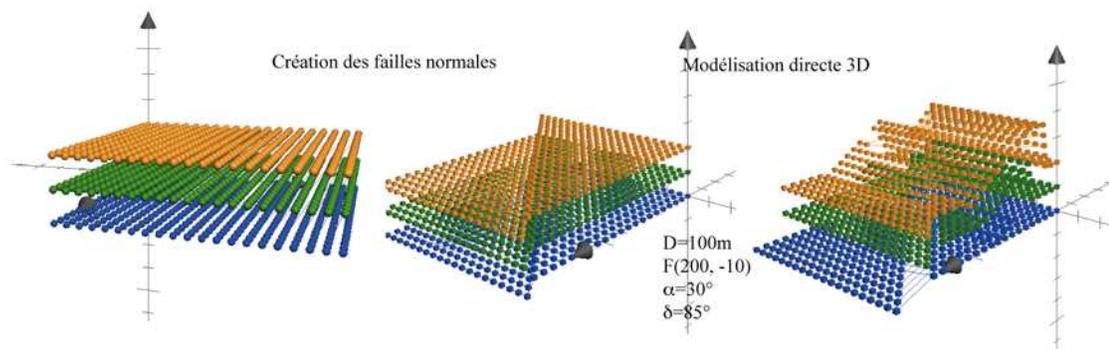


FIG. 4.24 – *Modèle #5 : modélisation directe 3D pour un pli-faille affecté par des failles normales obliques à la déformation avant la déformation.*

Les résultats visibles sur les figures 4.23 et 4.24 ne montrent pas de variation dans les épaisseurs entre les couches et l'aire des surfaces. En ce qui concerne les failles, pour les deux cas, failles normales parallèles et failles normales obliques à la déformation, leur géométrie est géologiquement possible. Le tableur ainsi développé permet d'effectuer une modélisation directe 3D en tenant compte de géométrie particulière pour des bassins d'avant-pays.

### 4.5.3 Interface du tableur permettant la modélisation directe 3D.

Le tableur comprend plusieurs feuilles de calcul. La première feuille de calcul (fig. 4.25), renferme les différents paramètres, soit les valeurs mesurées, les valeurs déduites et les valeurs calculées. Les valeurs mesurées et déduites, sont entrées manuellement dans les cellules en jaune. À partir de ces valeurs, nous obtenons les valeurs calculées

MODELISATION DIRECTE DE SURFACES									
paramètres à entrer					paramètres calculés				
<b>Valeurs Mesurées</b>									
déplacement D 5000 mètres					Radians degrés				
coordonnées de F X(F) 9000					angle entre les flancs gamma 1,83426 105,1				
profondeur de la faille Z(F) -5000					angle interne 1 epsilon 0,9163 52,5				
					angle interne 2 beta 1,30816 74,952				
					0				
					mètres				
pendage chevauchement alpha 30 0,52527					altitude de la surface i Z(i) -176,69				
plongée du pli tau 0 0					coordonnées de T X(T) 677,833				
pendage du flanc 1 delta 75 1,309					coordonnées de I X(I) 5673,53				
<b>Valeurs Déduites</b>					coordonnées de T' X(T') 15296,7				
					distance entre faille et i h 4823,31				
					<b>Valeurs Calculées</b>				

FIG. 4.25 – Interface du tableur de modélisation directe 3D avec la feuille de calcul des différentes données

qui nous permettrons d’effectuer les différents calculs nécessaires à la modélisation directe 3D.

	Xa	Xb	Xc	Xd	Yp	Xp	Zp
4	3256,1265	6291,0388	6291,0388	13655,759	0	0	-1671
5	3242,3232	6287,7329	6287,7329	13664,544	400	0	-1663
6	3228,52	6284,4269	6284,4269	13673,329	800	0	-1655
7	3214,7168	6281,121	6281,121	13682,115	1200	=SI(C7>calcul!D\$11;SI(C7>calcul!	
8	3200,9135	6277,8151	6277,8151	13690,9	1600	!\$14;SI(B7<E7;B7;SI(B7<F7;B7-(	
9	3187,1103	6274,5092	6274,5092	13699,685	2000	B7-E7)*(1-COS(calcul!E\$17));SI	
10	3173,307	6271,2033	6271,2033	13708,47	2400	B7<G7;B7-(F7-E7)*(1-COS(calcul!	
11	3159,5038	6267,8974	6267,8974	13717,255	2800	E\$17));SI(B7<H7;B7-(F7-E7)*(1-	
12	3145,7006	6264,5915	6264,5915	13726,04	3200	COS(calcul!E\$17))-(B7-G7)*(1-	
13	3131,8973	6261,2856	6261,2856	13734,825	3600	COS(calcul!E\$15));B7-(F7-E7)*(1-	
14	3118,0941	6257,9797	6257,9797	13743,61	4000	COS(calcul!E\$17))-(H7-G7)*(1-	
15	3104,2908	6254,6738	6254,6738	13752,395	4400	COS(calcul!E\$15)))));SI(B7<E7;	
16	3090,4876	6251,3678	6251,3678	13761,18	4800	B7;SI(B7<F7;B7-(F7-E7)*((calcul!\$14-C7)*	
17	3076,6843	6248,0619	6248,0619	13769,965	5200	(SIN(calcul!E\$15+calcul!E\$17)-	
18	3062,8811	6244,756	6244,756	13778,751	5600	SIN(calcul!E\$15))/(TAN(calcul!	
19	3049,0779	6241,4501	6241,4501	13787,536	6000	E\$15)*SIN(calcul!E\$15+calcul!	
20	3035,2746	6238,1442	6238,1442	13796,321	6400	E\$17))+B7-E7)*(1-COS(calcul!	
21	3021,4714	6234,8383	6234,8383	13805,106	6800	E\$17)))));SI(B7<H7;B7-((calcul!	
22	3007,6681	6231,5324	6231,5324	13813,891	7200	!\$14-C7)*(SIN(calcul!E\$15+calcul!	
23	2993,8649	6228,2265	6228,2265	13822,676	7600	E\$17)-SIN(calcul!E\$15))/(TAN(	
24	2980,0617	6224,9206	6224,9206	13831,461	8000	calcul!E\$15)*SIN(calcul!E\$15+	
25	2966,2584	6221,6147	6221,6147	13840,246	8400	calcul!E\$17))+F7-E7)*(1-COS(	

FIG. 4.26 – Interface du tableur de modélisation directe 3D avec la feuille de calcul des coordonnées des points

Les feuilles suivantes représentent les surfaces à déformer et comportent les coordonnées des points pour une surface (fig. 4.26). Cette feuille se décompose en dix colonnes. Les trois premières (A, B, C) correspondent aux coordonnées des points de la surface non déformée. Les colonnes centrales (E, F, G, H) correspondent à la position des plans axiaux sur la surface selon l’axe des X. Ces plans axiaux sont obtenus à partir des équations

tions présentées dans la partie 5.3.1, soit  $X_{(a_n)}$ ,  $X_{(b_n)}$ ,  $X_{(c_n)}$  et  $X_{(d_n)}$ . Les paramètres de ces équations sont entrés ou calculés dans la première feuille de calcul. Enfin, les trois dernières colonnes (J, K, L) correspondent aux coordonnées de la surface après la déformation. Ces coordonnées sont calculées en fonction des plans axiaux des colonnes (E, F, G, H) et des paramètres de la première feuille selon les équations présentées dans la partie 5.3.1, soit les équations permettant de calculer les  $X_{S_n}$  et  $Z_{S_n}$ .

## 4.6 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons pu constater que pour un même logiciel, plusieurs techniques sont disponibles afin de répondre au mieux aux besoins des géologues. Ces méthodes, qui sont pour la plupart en cours de développement, présentent toutes des avantages et des inconvénients, de par des simplifications à apporter aux modèles par exemple. En effet, recréer un modèle numérique le plus proche de la réalité possible est un des buts du modéleur, mais à l'heure actuelle des limites se dressent devant lui, les temps de calcul, certains paramètres aléatoires (l'érosion, la sédimentation pendant la déformation) pour ne citer que ceux-là. Dans notre cas, nous avons choisi de travailler avec des surfaces géologiques, car nous nous intéressons à la géométrie des objets géologiques, or les objets 2D sont suffisant pour des études de cette nature. De plus, les objets géologiques qui nous intéressent sont des failles et des limites de strates qui sont naturellement des objets surfaciques soit 2D. Pour cela, notre choix s'est porté sur l'utilisation des modèles surfaciques dans un univers tridimensionnel.

Pour la restauration, deux méthodes ont été présentées dans ce chapitre : la restauration surfacique et la restauration volumique. À l'aide des différents tests effectués, nous avons pu faire ressortir les points forts de ces méthodes et ainsi choisir laquelle sera la plus pertinente pour le protocole que nous voulons proposer. En ce sens, nous avons sélectionné la restauration surfacique car elle est basée sur des propriétés géométriques, comme la fermeture des bords de failles ou la contrainte des bordures du modèle.

L'absence d'outils informatiques simples pour effectuer la modélisation directe 3D nous a conduit à l'élaboration d'une feuille de calcul qui répond à nos besoins. Cette feuille de calcul nous permet de reproduire le mécanisme de plissement à partir de relations mathématiques simples des travaux de Suppe (1983) [89] et Mercier *et al.* (1997) [68]. Ces relations ont été adaptées pour la modélisation directe d'une surface.

À partir de là, nous pourrions proposer un protocole méthodologique qui permettra l'étude de problèmes géométrique, comme par exemple d'apprécier le mouvement des failles normales ou structures précoces pendant la déformation.

# Chapitre 5

## Application à un cas réel, l'anticlinal de San Corneli (Espagne)

### 5.1 Introduction

Les expérimentations réalisées dans le chapitre 4 nous ont donc permis de mieux comprendre les diverses options liées aux techniques de restauration et de modélisation cinématique. Il est maintenant temps d'organiser ses expérimentations sous la forme d'un guide, d'un protocole qui nous aidera à appliquer concrètement ces techniques de modélisation 3D. Comme nous ne prétendons pas proposer une protocole générique pour tous types de scénarios géologiques, nous allons tout d'abord identifier un cas spécifique sur lequel sera testé le protocole. Le chapitre 5 présente donc le protocole et son application sur un cas réel. Nous avons choisi comme région d'étude l'anticlinal de San Corneli. Ce site présente la particularité d'avoir très peu de couverture végétale, une bonne accessibilité aux divers affleurements et donc des données de surface abondantes, comme par exemple des photos aériennes et des cartes géologiques renfermant des données géoscientifiques de différents types. L'anticlinal de San Corneli est un pli de propagation de faille généré au-dessus du chevauchement de Boixols lors de la phase orogénique alpine (Munoz *et al.*, 1986 [72]; Vergés et Munoz, 1990 [98]; Capote *et al.*, 2003 [12]; Casas *et al.*, 2003 [15]; Sussman *et al.*, 2004 [92]). Vergés et Munoz (1990) [98] ont proposé que le chevauchement de Boixol ait suivi en partie la faille d'Organya, une des nombreuses failles normales ayant affecté le bassin.

Nous avons créé un modèle géologique 3D de la structure de San Corneli et procédé à

la restauration des différents horizons stratigraphiques, pour ainsi obtenir la géométrie du bassin non déformé. Dans le but de mieux comprendre si le rejeu des failles normales avait influencé la géométrie du pli de San Corneli, nous avons effectué la modélisation directe en déformant différents modèles restaurés.

Nous verrons par ce genre de travail que nous pourrons démontrer non seulement que les failles normales obliques rejeuent lors de la période compressive, mais qu'elles font partie du système de failles extensives affectant le bassin du Crétacé inférieur qui comprend également les structures est-ouest. Nous serons aussi capable de démontrer que la géométrie du pli de propagation de faille est influencée par les variations latérales d'épaisseur dans la séquence Crétacé inférieur occasionnées par l'approfondissement du bassin d'Organyà vers le Nord-Est.

## 5.2 Protocole pour l'application de la modélisation

La procédure que nous avons suivie se décompose en trois parties successives (fig. 5.1). À partir des connaissances géologiques disponibles (études bibliographiques et observations de terrain), nous avons construit un modèle géologique 3D, soit le modèle initial. Cette étape nous permet d'apprécier la géométrie actuelle du pli-faille.

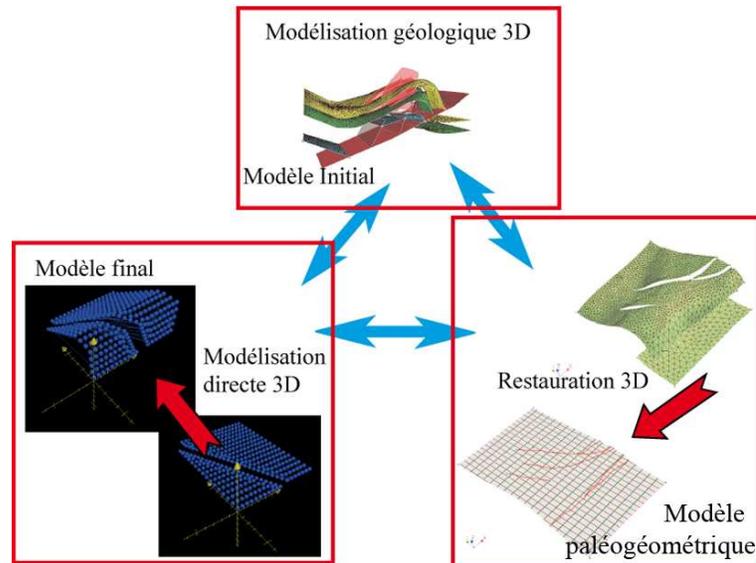


FIG. 5.1 – Protocole de recherche basé sur la modélisation tridimensionnelle. A : modélisation géologique (fig. 5.2A), B : restauration (fig. 5.2B) et C : modélisation directe (fig. 5.2C)

Ensuite, la deuxième partie de notre travail correspond à la restauration 3D qui nous permet de représenter la géométrie initiale du bassin, soit le modèle paléogéométrique de la région d'étude. L'étape ultime correspond à la modélisation directe 3D qui nous permet d'obtenir un modèle géologique 3D issu des différents modèles paléogéométriques, soit le modèle final.

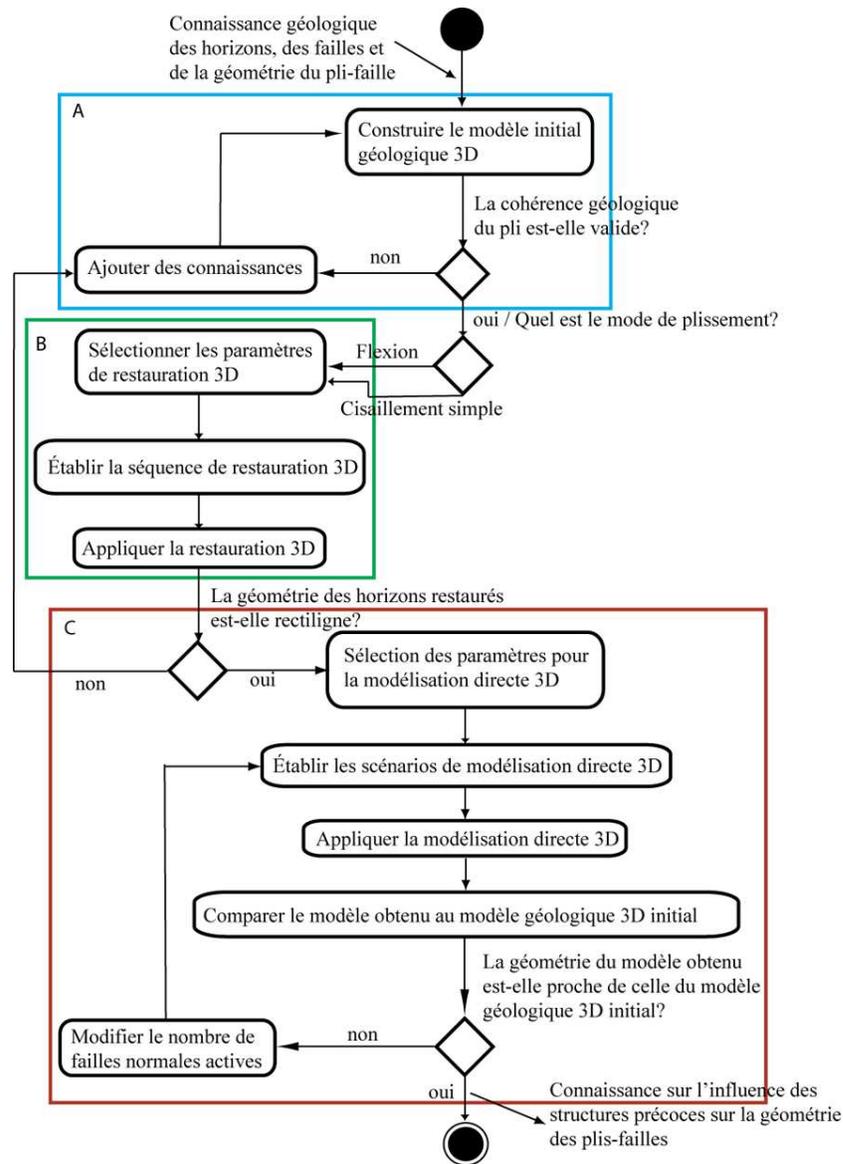


FIG. 5.2 – Diagramme d'activité des différentes étapes du protocole

L'objectif final du protocole (fig. 5.2) est de comparer les modèles initiaux et finaux (fig. 5.1) obtenus, de façon à valider la compatibilité entre ces deux modèles et de faire des aller-retours en modifiant certains des paramètres géométriques jusqu'à l'obtention de deux modèles géologiques 3D identiques. Nous obtenons aussi des informations supplémentaires quant aux caractéristiques des séquences d'événements tectoniques ayant

mené à la formation de la structure géologique de San Corneli. À l'aide de cette méthode, nous tenterons d'établir s'il y a un lien entre les failles normales et la géométrie finale du pli-faille. Nous pourrons ainsi mieux comprendre si et comment les failles précoces influencent la géométrie de formation des plis de propagation de faille. La figure 5.2) correspond au protocole mis sous forme de diagramme d'activité que nous proposons afin de résoudre un problème géométrique. Dans les sections à venir, nous vous expliquerons en détail la démarche proposée pour les différentes techniques de modélisation 3D.

### 5.2.1 La création du modèle 3D

Le modèle qui nous intéresse ici est le modèle géométrique surfacique qui nous permet d'étudier la géométrie d'un objet géologique, sa morphologie et sa position dans l'espace. Les méthodologies proposées pour la construction de modèles géologiques par Massé (2003) [62] et Bédard (2006) [4] consistent à utiliser des données de surface et de sous surface (cartes géologiques, coupes géologiques, images satellitaires, modèles numériques de terrain et/ou données de terrain) et de les compiler dans le logiciel de modélisation gOcad. Dans ce travail de recherche nous voulons construire un modèle surfacique pour représenter et valider le modèle géologique 3D et la géométrie finale du pli-faille de San Corneli dans les Pyrénées espagnoles.

Dans le but de bien comprendre le contexte géologique de la région à l'étude, nous avons effectué des études de terrain et fait l'acquisition de données géoscientifiques pour compléter la base de données disponibles des travaux antérieurs. Les données provenant des études de terrain ainsi que l'interprétation des données existantes (cartes géologiques, coupes géologiques et données de puits) constituent l'ensemble des connaissances géologiques qui seront le point de départ de notre protocole de modélisation 3D (fig. 5.2 A) et qui seront intégrés ensemble pour concevoir le modèle surfacique. Une meilleure connaissance du contexte géologique de la région d'étude nous a permis de sélectionner les surfaces les plus pertinentes pour la modélisation, soit des surfaces correspondant à des discontinuités et marquant le début ou la fin des principaux événements géologiques. L'ensemble des données nous permettra de contraindre les surfaces du modèle que ce soit des failles ou des horizons stratigraphiques.

En ce qui concerne la construction du modèle, nous proposons de procéder à la construction de surfaces à partir des données de surface tel que suggéré par Massé

(2003) [62] et Bédard (2006) [4].

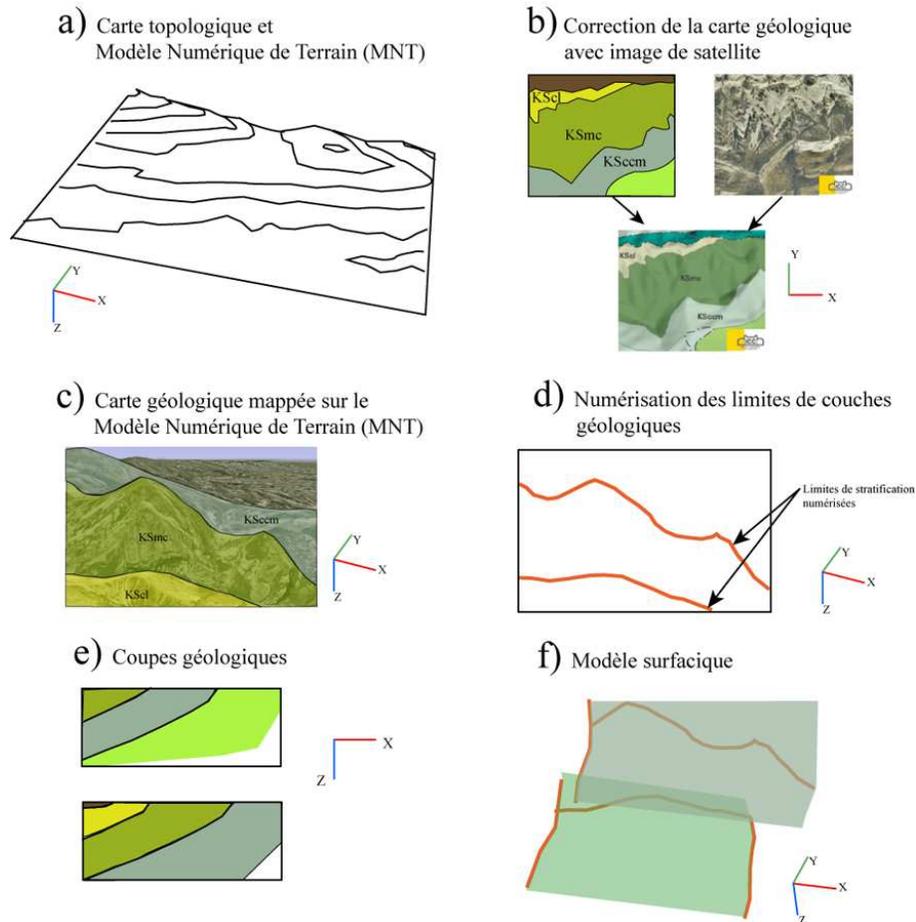


FIG. 5.3 – Construction d'un modèle géométrique surfacique. a) un MNT, b) la carte géologique corrigée par les données de satellite. c) Draper la carte géologique sur le MNT, d) les limites sont numérisées, e) numérisation des contacts de la coupe, profil et puits, f) création des failles et des horizons.

Pour cela, nous avons utilisé le Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la zone d'étude (fig. 5.3 a). Cette surface topographique du pli-faille de San Corneli résulte de l'érosion du terrain et permet de voir affleurer les différentes surfaces lithologiques reconnues sur les cartes géologiques. L'utilisation de la carte géologique corrigée par les études de terrain, les photos aériennes et les images de satellite (fig. 5.3 b) est essentielle. La carte géologique corrigée est drapée sur le MNT (fig. 5.3 c) et les limites de couches qui nous intéressent (fig. 5.3 d) sont numérisées sur le MNT. Afin de pouvoir contraindre le modèle en profondeur, nous utilisons les coupes géologiques, les profils sismiques et les données de puits (fig. 5.3 e). Une fois que toutes les connaissances géologiques disponibles sont incorporées et numérisées, nous pouvons créer les surfaces correspondantes aux failles et aux horizons stratigraphiques (fig. 5.3 f) en utilisant la

méthode manuelle proposée par le logiciel gOcad qui a l'avantage de laisser toute liberté au géologue quant à la façon de modéliser les surfaces.

### 5.2.2 La restauration du modèle 3D

Tel que discuté dans les chapitres précédents, les outils 3D permettent de mieux exploiter les possibilités de la restauration de modèles surfaciques 3D et quelques logiciels spécialisés sont en cours de développement pour effectuer ces manipulations. Un de ceux-ci, gOcad, nous propose un module qui permet de déplier des modèles géologiques 3D et d'obtenir une représentation paléogéométrique du territoire (fig. 5.2).

Puisque le but de notre étude était de mieux comprendre comment interagissent les failles et les plis et leur effet sur la géométrie finale, nous avons choisi la modélisation surfacique 3D plutôt que la modélisation volumique qui, bien que plus complète de part les propriétés et informations sur le matériel qu'elle apporte, complexifie considérablement la démarche pour un résultat similaire au point de vue géométrique. De plus, comme nous nous sommes intéressés à la géométrie des objets et en ce sens, la modélisation surfacique est très pertinente. La figure 5.2 B montre la démarche que nous avons suivie, à savoir, appliquer la restauration 3D après avoir choisi les paramètres de restauration et établi la séquence de restauration. Cette procédure correspond à une boucle de manipulations itératives qui sera stoppée lorsque le modèle issu de la restauration est jugé cohérent, c'est-à-dire lorsque les propriétés géométriques des horizons restaurés seront respectées.

La procédure utilisée (Massot, 2002 [63]; Muron, 2005 [73]) pour effectuer la restauration de surfaces faillées et plissées consiste à travailler à partir d'une surface triangulée et nettoyée comportant des triangles le plus près possible de l'équilarité et non plats. Les bordures logiques des surfaces doivent être judicieusement placés avec le positionnement des « *border extremity* ». Cette étape consiste donc à limiter les failles en bordure du modèle et d'y ajouter les contraintes de rejets de faille tel que discuté dans la section 4.3.1. En ce sens, la propriété « *Fuzzy Vector Link (FVL)* » permet de relier les bordures de failles entre elles.

Lorsque les surfaces sont bien contraintes, il s'agit de créer un espace paramétrique qui correspondra à la zone de dépôt sédimentaire soit la surface de contrôle horizontale. Pour ce faire, la propriété vectorielle  $UV$ , qui correspond à l'espace paramétrique, et

deux propriétés scalaires  $U$  et  $V$  doivent être créées. Les gradients de  $U$  et  $V$  doivent correspondre à zéro et être perpendiculaires. Afin d'initialiser les valeurs des propriétés, Muron (2005) [73] nous propose la formule suivante :

$$UV[0] = 0; UV[1] = 0; U = 0; V = 0; \quad (5.1)$$

Les propriétés étant initialisées, nous pouvons effectuer la paramétrisation, à savoir le changement d'espace de référence dans le but de simplifier le problème de restauration sans perdre les propriétés de l'objet (Mallet, 2002 [59]). Les coordonnées de ce nouvel espace sont récupérées en séparant les différents gradients de  $UV$  soit  $U = UV[0]$  et  $V = UV[1]$ . Selon la technique de Massot (2002) [63], une fois que nous avons les nouvelles coordonnées de l'espace paramétrique, il nous est possible de calculer le vecteur de restauration qui sera alors unique et ainsi passer de l'état restauré à l'état présent *et vice versa*.

### 5.2.3 La modélisation directe 3D

Une des façons de mieux comprendre les mécanismes qui agissent sur la formation et la géométrie des plis, est de construire un modèle direct 3D. Comme mentionné, la modélisation directe 3D sera utilisé pour mieux comprendre les facteurs qui agissent sur la formation d'un pli. Grâce à cela, nous pouvons évaluer l'influence des failles précoces sur les plis-failles. L'intérêt est de pouvoir générer plusieurs modèles à partir du modèle inverse ou modèle issu de la restauration et de les comparer avec le modèle géologique 3D (fig. 5.2 C).

Le fait de replier le modèle en tenant compte des failles nous permettra de vérifier comment ces dernières ont pu influencer la formation du pli. Dans le but de valider, si les structures héritées ont un rôle à jouer dans la déformation, le modèle direct avec faille est comparé au modèle géologique 3D. La comparaison des différents modèles obtenus en faisant varier les paramètres géométriques des plis et failles, nous renseignera sur le comportement des failles héritées pendant la déformation. Il est également possible d'ajouter des failles pendant un stade de la déformation, le but étant d'arriver à un modèle final qui se rapproche le plus possible du modèle géologique 3D initial. Une autre série de tests de modélisation directe sera effectuée sans tenir compte des structures héritées. Ceci correspond en fait au pli-faille à partir d'un modèle paléogéographique simple sans failles normales. Ces modèles nous serviront de comparatif avec le modèle cinématique direct sans faille.

## 5.3 Résolution d'un problème géologique à l'aide d'outils de modélisation

Lors de cette étude cherchions à connaître le rôle exact joué que pouvait jouer les failles normales visibles sur le flanc arrière du pli de San Corneli. En effet, l'âge de ces structures est mal connu, se sont-elles formées avant ou pendant le plissement ? De plus, l'influence de telles failles sur la géométrie de formation de ce pli de propagation de faille n'est pas décrit dans la littérature. Comme nous faisons face à un problème géométrique, il nous fallait mettre en place un protocole qui nous permettait de comprendre la géométrie et les relations qui pouvait exister entre les failles normales et le pli de San Corneli. Pour cela, nous avons partagé l'étude selon trois techniques de modélisation 3D : la modélisation 3D, la restauration 3D et la modélisation directe 3D (*cf.* chapitre 4). L'association de ces trois techniques nous permet une meilleure connaissance de la géométrie du pli, mais également grâce à la modélisation directe 3D, nous pourrions mieux comprendre les relations spatiales et temporelles entre le pli et les failles.

### 5.3.1 Contexte géologique

#### Les Pyrénées

La chaîne pyrénéenne (fig. 5.4) forme une frontière naturelle entre la France et l'Espagne. Cet orogène s'étend sur près de 430 km de longueur de l'océan Atlantique à la mer Méditerranée. Elle s'étire sur 50 à 150 km entre le bassin d'Aquitaine au Nord et le bassin de l'Èbre au Sud. L'orientation générale de cet édifice est WNW-ESE (Casas *et al.*, 2003 [15]). Il s'agit d'une chaîne de montagnes dite « intracontinentale » ou encore de « collision-collision » concernant les plaques Eurasie et Ibérie. L'histoire de cet orogène débute au Mésozoïque par deux épisodes extensifs, le premier au Trias-Jurassique et le second au Crétacé précoce (Munoz *et al.*, 1986 [72] ; Vergés et Munoz, 1990 [98] ; Soto *et al.*, 2002 [88] ; Capote *et al.*, 2003 [12]). C'est ensuite la phase compressive alpine qui donna naissance aux Pyrénées. Cette chaîne possède la particularité d'être à double vergence : le versant nord est caractérisé par des nappes à vergence nord et le versant sud par des nappes à vergence sud. La chaîne des Pyrénées est bordée par deux bassins molassiques d'avant-pays : le bassin d'Aquitaine au Nord et le bassin de l'Èbre au Sud.

L'ouverture de l'océan Atlantique au Jurassique tardif (175-150 Ma) (Sussman *et*

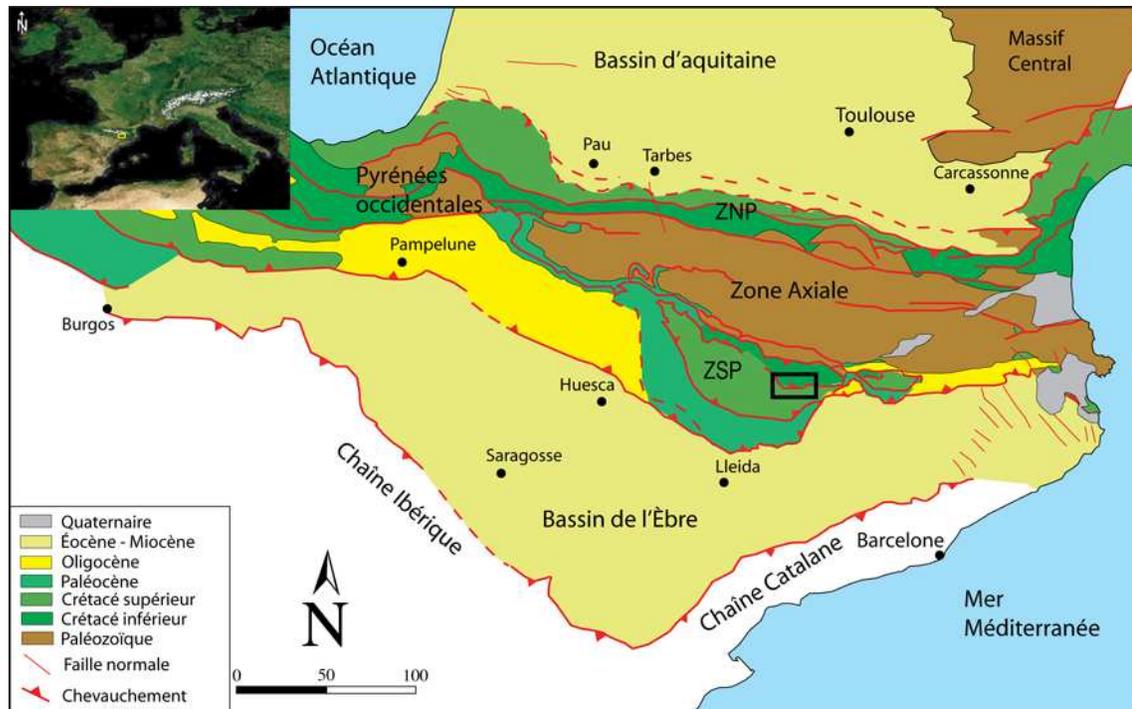


FIG. 5.4 – Carte géologique des Pyrénées (ZNP : Zone Nord Pyrénéenne ; ZSP : Zone de Couverture Sud Pyrénéenne).

*al.*, 2004 [92]) est l'un des facteurs en cause dans la surrection des Pyrénées (fig. 5.5). En effet, lorsque les continents africain et américain se sont éloignés, l'Ibérie s'est retrouvée coincée entre deux immenses masses continentales, l'Eurasie et l'Afrique. Au Crétacé précoce, à l'Albien et à l'Aptien, un bassin de subsidence se développe entre l'Ibérie et l'Europe; la partie pyrénéenne de ce bassin est reconnue comme le bassin d'Organya (Munoz *et al.*, 1986 [72]; Vergès et Munoz, 1990 [98]; Capote *et al.*, 2003 [12]; Casas *et al.*, 2003 [15]; Sussman *et al.*, 2004 [92]). Ce bassin est comblé par des dépôts flyschiques dans sa partie centrale et bordé au Nord et au Sud par les calcaires récifaux urgoniens.

La phase de distension est accompagnée d'un volcanisme basaltique alcalin syn-sédimentaire et un métamorphisme thermique suggérant un stade de rift bien avancé. Cependant, rien n'indique la création de croûte océanique, aucune trace d'ophiolite n'ayant été retrouvée dans les Pyrénées (Capote *et al.*, 2003 [12]). À la fin de l'Aptien, au Crétacé précoce, l'Ibérie commence à glisser vers le Sud, le long de la faille nord-pyrénéenne (FNP) qui correspond à un ancien accident du cycle orogénique hercynien ayant affecté toute l'Europe au Carbonifère. La réactivation de cette faille en décrochement senestre a permis la création de plusieurs bassins en « *pull-apart* » entre les plaques ibérique et européenne, spécifiquement sur le versant nord de la chaîne.

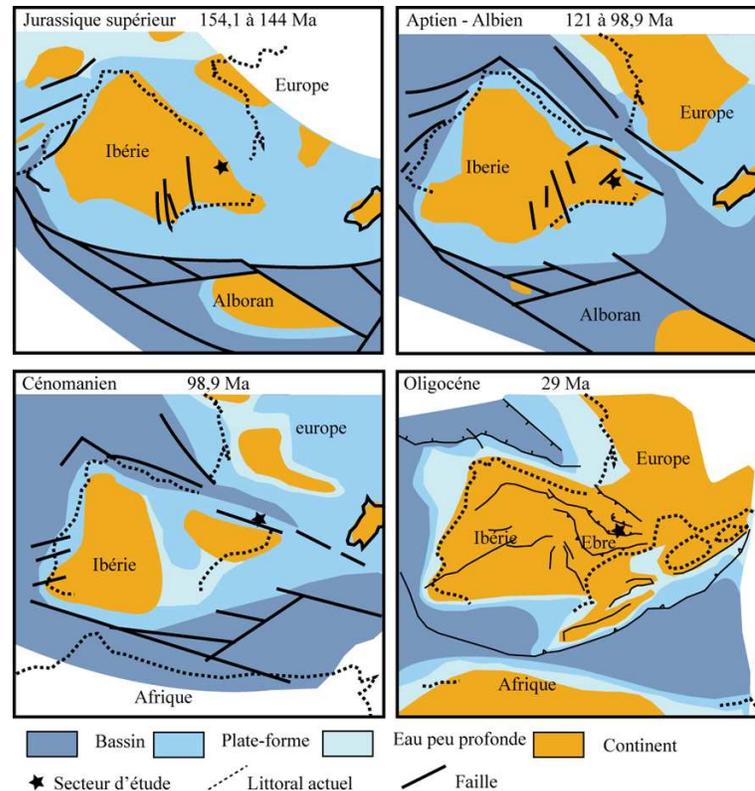


FIG. 5.5 – Formation des Pyrénées modifiée de Munoz ([www.ub.es/ggac/](http://www.ub.es/ggac/))

Au Crétacé tardif, le mouvement décrochant relatif senestre le long de la faille nord-pyrénéenne s'inverse et la plaque ibérique dérive vers le Nord-Est et entre en collision avec la plaque européenne : cet épisode correspond à la phase compressive alpine (Debelmas, Mascle et Basile (2008) [27]). À l'Éocène, le mouvement relatif de l'Ibérie se fait vers le Nord et la déformation affecte alors l'ensemble de la marge nord ibérique et sud européenne actuellement formée.

D'un point de vue structural (fig. 5.6), les Pyrénées se divisent en plusieurs grandes unités qui sont de la zone la plus déformée vers les moins déformées :

**La Zone Axiale ou « Haute Chaîne Primaire » (ZA)** qui correspond au cœur de la chaîne. C'est là où se trouvent les roches les plus anciennes (roches paléozoïques ayant subi l'orogénèse hercynienne) et les plus déformées. Le métamorphisme rencontré dans cette partie des Pyrénées est du type haut grade (Fitzgerald *et al.*, 1999[35]; Casas *et al.*, 2003 [15]). Trois grandes unités tectoniques sont individualisées dans cette zone axiale. Du nord au sud, se retrouvent les nappes de Gavarnie, de Millares et de Bielsa, séparées entre elles par les chevauchements du

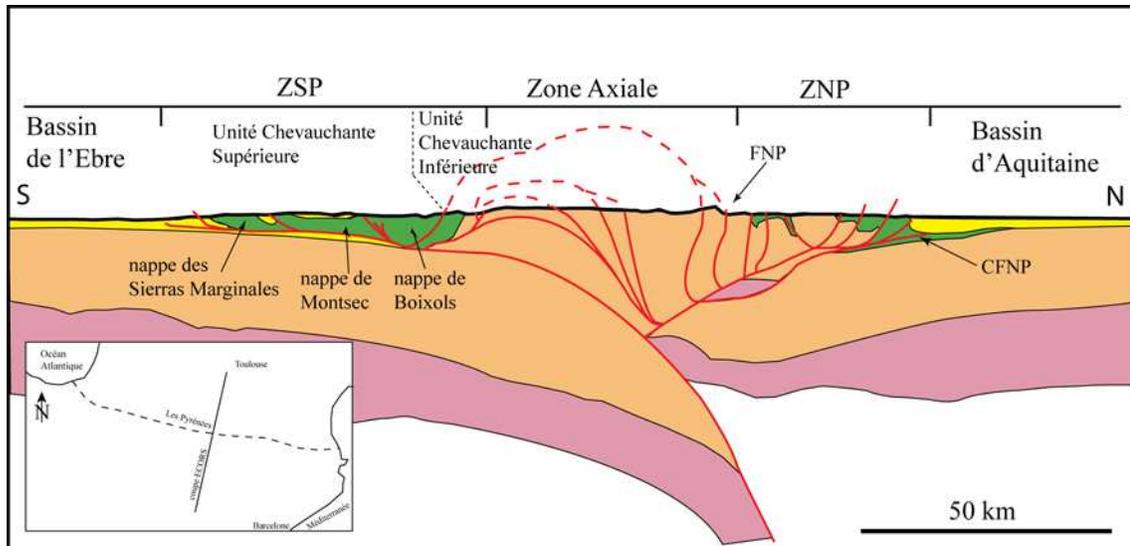


FIG. 5.6 – Coupe ECORS à travers les Pyrénées, montrant les différentes zones de cette chaîne de montagne : Zone Axiale, Zone Nord Pyrénéenne (ZNP), Zone Sud Pyrénéenne (ZSP), ainsi que la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) et le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP).

même nom.

Les **zones des couvertures sédimentaires décollées** se trouvent de part et d'autre de la zone axiale.

1. La Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) se situe du côté européen et est comprise entre le chevauchement frontal nord pyrénéen (CFNP) au nord et la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) au sud. Elle est constituée en majorité de roches mésozoïques déformées. Cet ensemble est découpé par plusieurs nappes charriées à vergence Nord.
2. La Zone Sud Pyrénéenne (ZSP) quant à elle se situe sur la marge nord Ibérique. Elle est formée de deux unités : une unité chevauchante supérieure et une unité chevauchante inférieure (Munoz *et al.*, 1986 [72]). L'unité chevauchante supérieure est constituée de roches du Crétacé au Tertiaire. L'unité chevauchante inférieure, quant à elle, se situe plus au nord et est constituée de matériaux anciens du Mésozoïque et Paléozoïque correspondant à une zone de duplexes.

La région qui nous intéresse se situe dans l'unité chevauchante supérieure des Pyrénées centrales espagnoles. Les Pyrénées centrales sont composées de trois nappes majeures qui sont du nord au sud (fig. 5.6) : la nappe de Cotilla-Boixols, la nappe de Montsec, et la nappe des Sierras Marginales (Vergés et Muñoz, 1990 [98]). Les chevauchements à la base de ces unités tectoniques se propagent vers l'extérieur de la chaîne en

« piggy back », déformant ainsi le bassin d'avant-pays. Le niveau de décollement de ces ensembles correspond la plupart du temps aux évaporites triassiques (Vergés et Muñoz, 1990 [98]; Capote *et al.*, 2003 [12]).

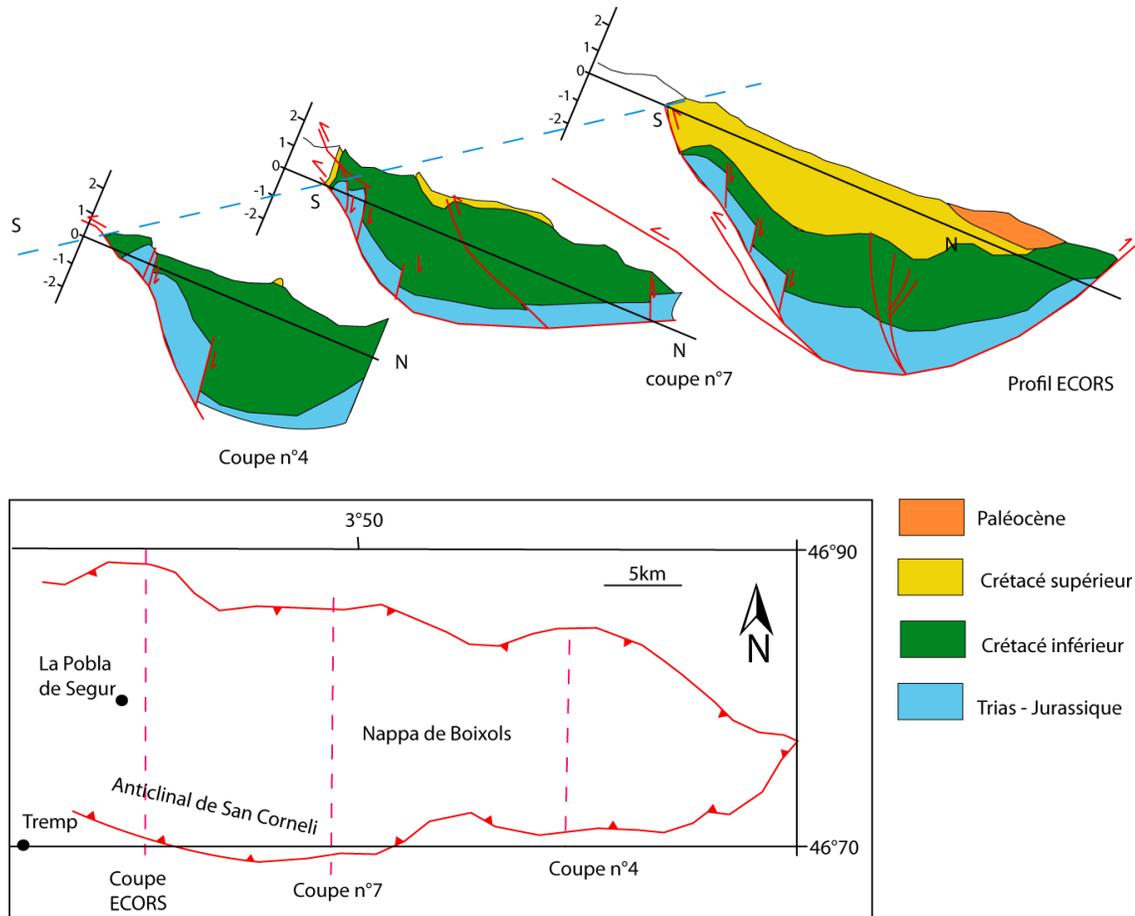


FIG. 5.7 – Géométrie du bassin d'Organya le long de trois coupes géologiques d'après *Garcia-Senz (2002) [39]*

La nappe de Cotiella-Boixòls qui est la nappe la plus au nord de la Zone Sud Pyrénéenne, mais aussi la plus ancienne (fig. 5.6), s'est mis à migrer vers le sud au Crétacé tardif du Santonien précoce au Maastrichtien précoce (Sussman *et al.*, 2004 [92]). Elle est limitée au sud par le chevauchement de Boixols et au nord par le rétrochevauchement de Noguerras (fig. 5.7). Le chevauchement de Boixols est en fait un ensemble de plusieurs chevauchements, dits *aveugles* car ils n'affleurent pas en surface, qui se greffent sur le plan de décollement majeur de ce chevauchement (Vergés et Munoz, 1990 [98]). Les sédiments déplacés par le charriage de cette nappe sont des évaporites du Trias, des carbonates du Jurassique, des dépôts du bassin d'Organya du Crétacé précoce ainsi que des carbonates du Crétacé tardif (fig. 5.7). En ce qui concerne la géométrie du bassin d'Organya (Crétacé précoce), *Garcia-Senz (2002) [39]* et *Mencos et*

*al.* (2005) [67] décrivent un approfondissement du bassin en allant vers l'Est. En effet de nombreuses failles normales découpent les sédiments Trias, Jurassique et Crétacé précoce permettant ainsi une plus grande subsidence du bassin à l'Est (fig. 5.7 et 5.8). Ces failles normales n'affectent pas les dépôts du Crétacé tardif, nous les nommerons donc par la suite les failles normales Albien-Aptien. De plus, de nombreux auteurs (Vergés et Munoz, 1990 [98]; Bond et McClay, 1995 [7]; Garcià-Senz, 2002 [39]; Capote *et al.*, 2003 [12] et Mencos *et al.* (2005) [67]) ont décrit des failles normales affectant la plate-forme Crétacé tardif; elles seraient le résultat du relâchement de la croûte continentale après la collision entre deux plaques tectoniques (Bradley et Kidd, 1991 [8]), ici la plaque Ibérie et la plaque Europe. Dans la suite du document, ces failles normales du Crétacé tardif seront alors nommées failles normales santoniennes. Les sédiments de la nappe de Boixols sont recouverts en discordance (*onlap*) par des dépôts détritiques Crétacé terminal à Paléocène, de sorte que cette séquence de dépôt constitue une preuve d'une sédimentation synchrone au développement des plis et du déplacement de la nappe (fig. 5.8).

Stratigraphiquement, les dépôts du Trias et du Jurassique correspondent à des sédiments de plate-forme carbonatée stable (fig. 5.8), dont la base est formée d'évaporites triassique (Keuper) qui constitue le niveau de décollement de la nappe. Les dépôts du Crétacé précoce appartenaient à un bassin de rift, le bassin d'Organyà, dans les marges duquel s'est développée une plate-forme carbonatée. Dans le centre du bassin, la sédimentation Albien-Aptien syn-rift y est caractérisée par des matériaux marneux avec d'importantes variations d'épaisseur dues à la dissymétrie du bassin d'Organyà (Bond et McClay, 1995 [7]). Les roches qui affleurent dans ce secteur sont essentiellement datées du Crétacé supérieur (Coniacien à Maastrichtien terminal). Il s'agit de sédiments marins qui passent progressivement de calcaires de plate-forme (Coniacien) à des séries turbiditiques (Maastrichtien), alternant entre des marnes et des grès. Le Santonien tardif quand à lui est marqué par une discordance importante et un amincissement des marnes syntectoniques sur le flanc sud du pli. Le Crétacé terminal - Paléocène recouvre en discordance les sédiments du Crétacé supérieur et correspond au faciès dit Garumnien : il s'agit de dépôts détritiques. La base de cette formation est datée du Crétacé terminal (Maastrichtien supérieur) et correspond à des calcaires lacustres.

Les unités du Paléocène et de l'Éocène quant à elles, coïncident à des dépôts d'argiles et d'évaporites en domaine continental; cet ensemble (fig. 5.8) correspond à des molasses qui remplissent le bassin d'avant-pays de dépôts détritiques issus de l'érosion de la chaîne de montagnes. Ces sédiments sont de bons témoins sur la nature de la couverture sédimentaire qui est en cours d'érosion (Cojan et Renard, 1997 [20]).

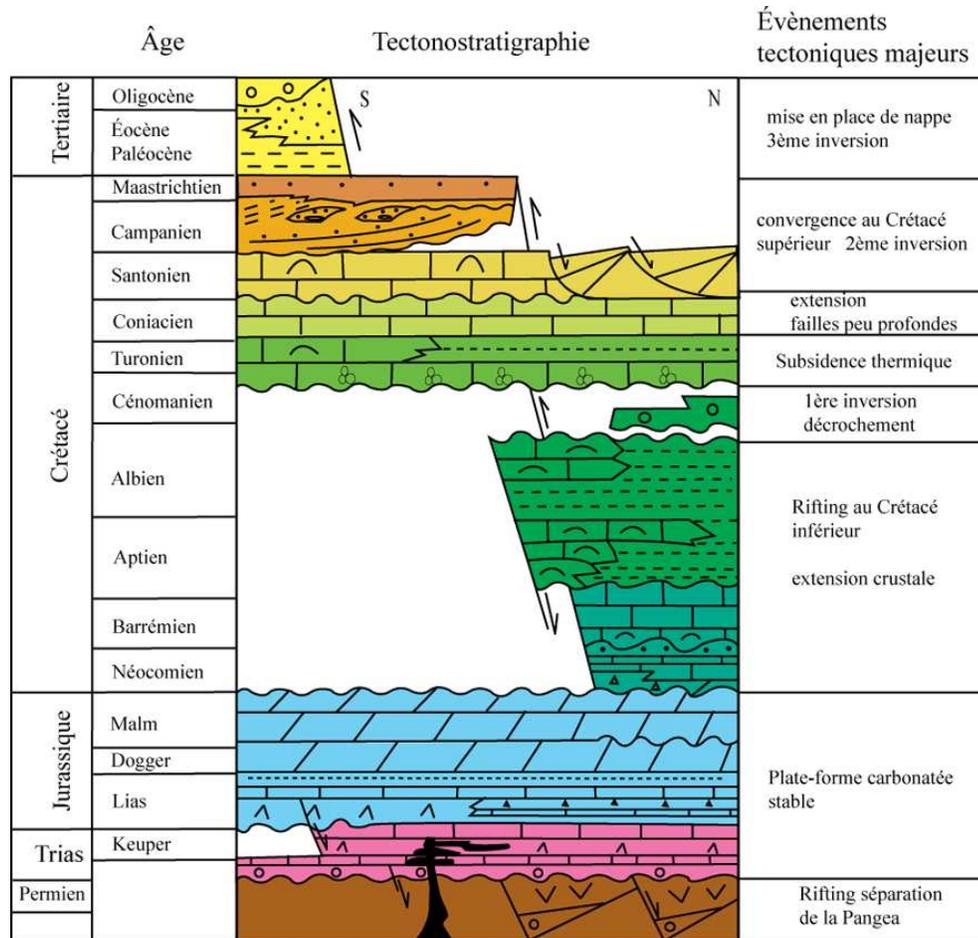


FIG. 5.8 – Diagramme chronostratigraphique de la Zone Sud Pyrénéenne (ZSP), associé aux événements tectoniques affectant le bassin Mésozoïque, modifié de Munoz et Garcia-Senz (2000) [70].

### L'anticlinal de San Corneli

La région d'étude correspond structurellement à l'anticlinal de San Corneli (fig. 5.9). Ce pli se situe dans la région de Pallars Jussà à Tremp en Catalogne espagnole, dans la partie septentrionale de la Zone Sud Pyrénéenne (ZSP) et fait parti de la nappe de Cotiella-Bòixols. Cette nappe s'est mise en place du Campanien précoce au Maastrichtien précoce (Bond et McClay, 1995 [7]; Mencos *et al.*, 2005 [67]). La région d'étude comprend la partie occidentale du pli de San Corneli-Boixols-Nargo qui s'étend sur 8 km d'est en ouest et sur 10 km du nord au sud. L'axe de l'anticlinal est orienté à N100°, ce qui correspond bien à la déformation pyrénéenne.

La structure de San Corneli présente la particularité d'être découpée par des failles

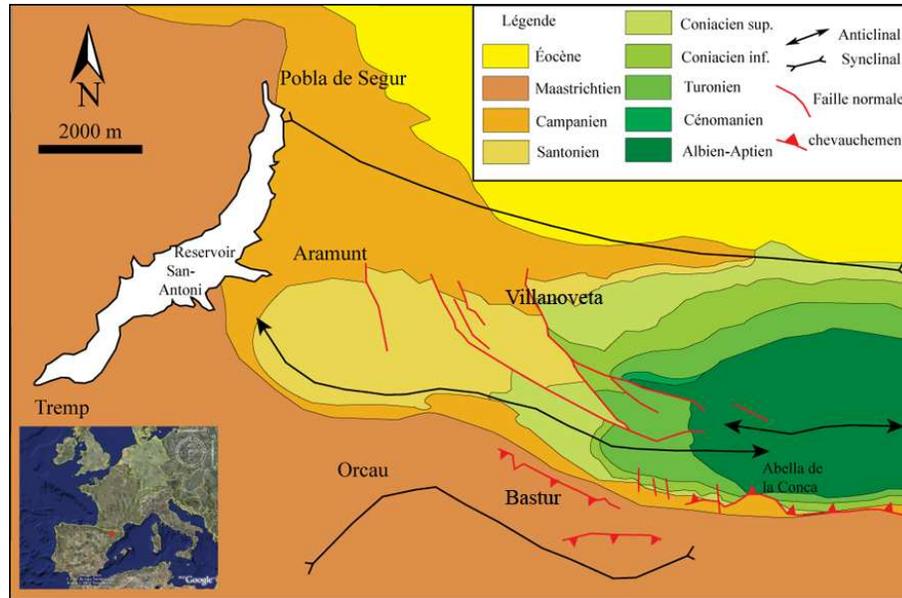


FIG. 5.9 – Carte géologique du pli de San Corneli (Espagne), modifiée de Mencos *et al.* (2005) [67]

normales et des fractures dont certaines sont associées aux failles normales et d'autres à la formation du pli. En effet, selon Bausà *et al.* (2003) [3], la plate-forme cénomaniénne-santonienne a été affectée par des failles normales (Aramunt et Montagut) orientées à N160° et deux familles de fractures (NNE-SSW et NE-SW) associées à ces failles (fig. 5.10). Une faille normale inactive (la faille d'Organyà), vestige d'un bassin de rift Crétacé précoce, rejoue en faille inverse durant le Santonien précoce au Maastrichtien précoce (Bond et McClay, 1995 [7]; Bausà *et al.*, 2003 [3], Sussman *et al.*, 2004 [92]). L'inversion tectonique de la faille a pour conséquence la création du pli de San Corneli, le développement de trois familles de fracture associées au plissement et la réactivation des fractures et failles normales.

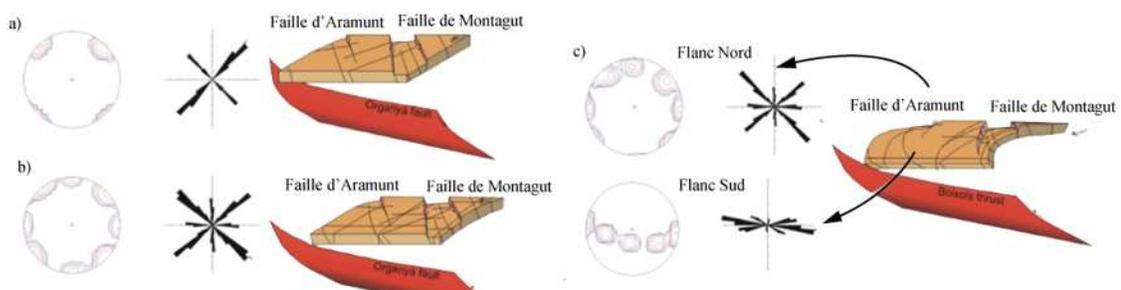


FIG. 5.10 – Schéma évolutif de l'anticlinal de San Corneli, modifiée de Bausà *et al.* (2003) [3]. a) Rifting, b) début de l'inversion tectonique c) formation du pli.

J. Garcia Senz (2002) [39] propose un schéma simplifié des structures affectant le pli de San Corneli (fig. 5.11 a), ainsi les failles normales affleurant en surface ne sont pas nécessairement liées aux failles normales qui ont découpé la marge lors du rift au Crétacé précoce. Les failles normales affleurant en surface ne découperaient que la plate-forme cénomanienne (fig. 5.11 b) et peuvent résulter des contraintes dues à l'enfouissement d'un bassin par subsidence lors de la surrection des Pyrénées (Bond et McClay, 1995 [7]).

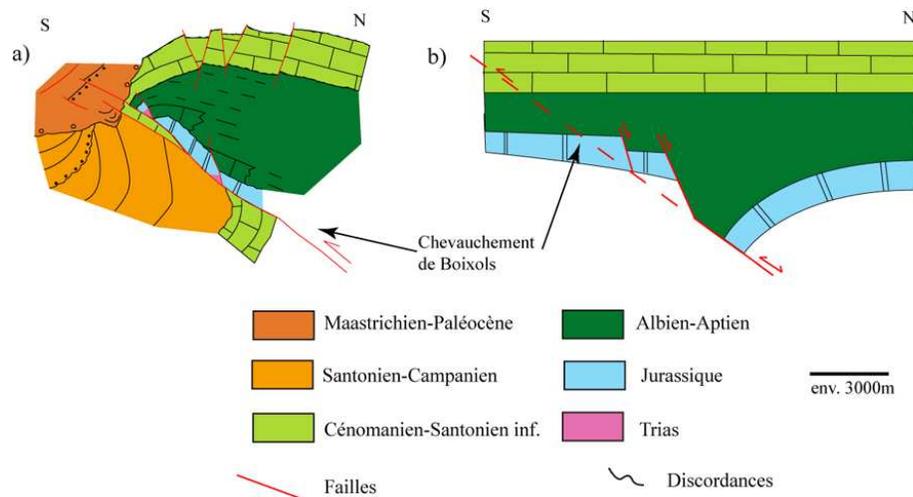


FIG. 5.11 – a) Schéma des structures présentes dans le pli de San Corneli, modifié de Garcia-Senz (2002) [39] et b) schéma du bassin d'Organyà modifié de Bond et McClay (1995) [7]

### 5.3.2 Analyse des données disponibles

De nombreuses données de surface et de sous-surface sont disponibles pour le secteur de San Corneli. Nous avons donc compilé ces données pour obtenir un modèle géologique 3D de la région. Pour cela, le point de départ a été l'étude de terrain qui nous a permis de collecter des données telles que les pendages et direction des surfaces lithostratigraphiques à modéliser ainsi que les failles et fractures. Nous avons également utilisé les cartes géologiques et les orthophotos qui sont libres d'accès sur le site internet de l'institut de cartographie de Catalogne ([www.icc.es](http://www.icc.es)). Afin de mieux représenter la géométrie en sous-surface, nous avons utilisé diverses coupes géologiques, dont la coupe ECORS (fig. 5.6), ainsi que des coupes sismiques de la zone d'étude. À l'aide de toutes ces données, nous avons également pu identifier les surfaces les plus pertinentes à représenter dans le modèle 3D pour ce travail.

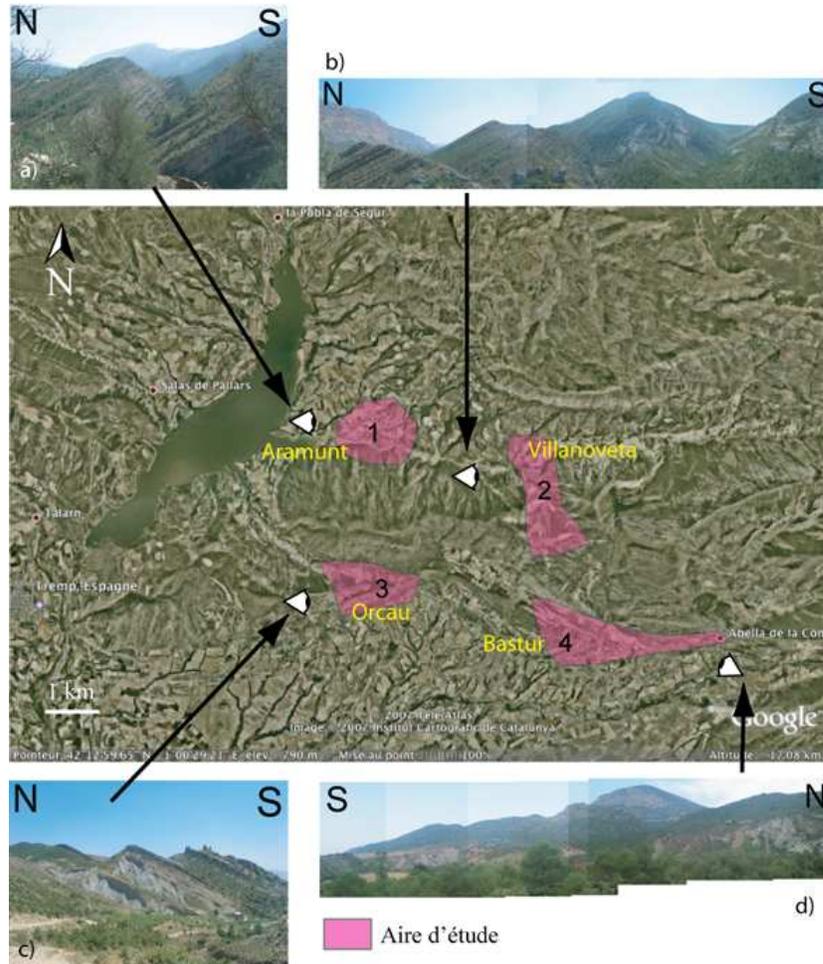


FIG. 5.12 – Localisation des secteurs étudiés, image de satellite tirée de GoogleEarth. a) vue d'Ouest d'Aramunt, b) vue d'Ouest de Villanoveta, c) vue d'Ouest d'Orcau et d) vue d'Est de Bastur.

### Études de terrain

Les études de terrain ont été effectuées au début de ce travail de recherche. Elles s'avèrent primordiales afin de comprendre la géométrie d'une structure géologique, dans le but d'en effectuer une modélisation tridimensionnelle. En effet, les travaux de terrain nous ont permis d'avoir une meilleure connaissance de la stratigraphie, des épaisseurs, des discordances et des faciès du secteur d'étude. Ces diverses informations collectées nous permettent de mieux connaître la morphologie du pli-faille et de mieux comprendre l'histoire de son développement. En ce sens, nous avons relevé des mesures de direction et de pendage des strates étudiées et des failles/fractures sur les nombreux affleurements visibles dans cette région (fig. 5.12).

Quatre secteurs ont été étudiés précisément, il s'agit de 1) Aramunt, situé sur le flanc nord du pli et où affleure une des failles normales santoniennes, la faille normale d'Aramunt; 2) Villanoveta également sur le flanc nord, où affleure la faille normale santonienne de Montagut (Garcia Senz, 2002 [39]), 3) Orcau situé sur le flanc sud, où affleure la discordance entre les séquences syn- et post-plissements, et 4) Bastur, sur le flanc sud du pli, là où affleure les dépôts post-plissements méso-cénozoïques qui reposent en discordance sur les séquences plus anciennes. Les données recueillies nous ont permis de construire différentes coupes servant à contraindre le modèle géologique initial 3D. (fig. 5.13).

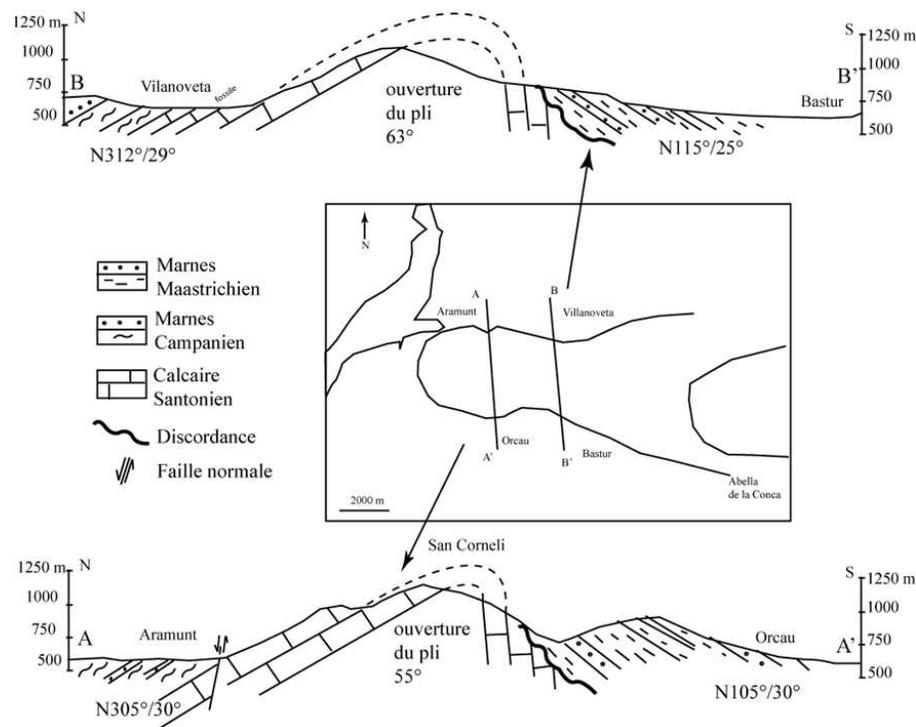


FIG. 5.13 – Coupes géologiques schématisées du pli anticlinal de San Corneli.

**La coupe AA'** (fig. 5.13), correspond aux deux secteurs d'étude les plus occidentaux.

Il s'agit des secteurs d'Aramunt et d'Orcau. Les formations rencontrées dans le secteur d'Aramunt sont essentiellement des carbonates de plate-forme à récif du Cénomane à Campanien. Les données de direction et pendage pour ce secteur (Annexe III) montrent une direction et pendage moyen de de  $N305^\circ/30^\circ$  pour la stratification avec un pendage qui diminue en allant vers le Nord. Pour ce qui est de la faille normale santonienne d'Aramunt, nous avons pu constater qu'elle était pratiquement de direction nord-sud et accuse un pendage sub-vertical ( $N345^\circ/80^\circ$ ). Le secteur d'Orcau correspond à des dépôts post-plissement (Guillaume *et al.*, 2008 [46]). Ces sédiments carbonatés d'âge Maastrichien à Paléocène forment des

dépôts détritiques issus de l'érosion de la chaîne pyrénéenne en formation. Pour ce qui est des données de direction pendage de ces strates, la moyenne des valeurs mesurées est de  $N105^\circ/30^\circ$  tel que déduit par l'analyse statistique sur stéréogramme (fig. 5.15A et Annexe III).

La coupe **BB'** (fig. 5.13) fut construite à partir des données recueillies sur les secteurs orientaux, à savoir Vilanoveta au Nord et Bastur au Sud. Les formations rencontrées à Vilanoveta sont d'âge Cénomaniens à Campaniens et contiennent des fossiles du type rudiste, suggérant la présence d'un ancien récif à cette époque (Guillaume *et al.*, 2008 [46]). Comme pour les carbonates rencontrés à Aramunt, les directions et pendages des strates de ce secteur sont obtenus à partir de l'analyse statistique et montre une valeur moyenne d'environ  $N315^\circ/29^\circ$  (fig. 5.15B et Annexe III). En ce qui concerne l'observation de la faille de Montagut, l'analyse statistique des données de direction et pendage donne  $N319^\circ/76^\circ$  associés à des stries orientées  $N40^\circ/74^\circ$ . Le secteur de Bastur correspond aux mêmes faciès rencontrés sur le secteur d'Orcau plus à l'Ouest. Il s'agit de dépôts détritiques carbonatés dont l'orientation est de  $N115^\circ/25^\circ$ . Ces sédiments d'âge Maastrichtien à Paléocène reposent en discordance sur les dépôts d'âge Cénomaniens à Campaniens du pli de San Corneli, mettant en évidence que cette séquence est post-plissement.

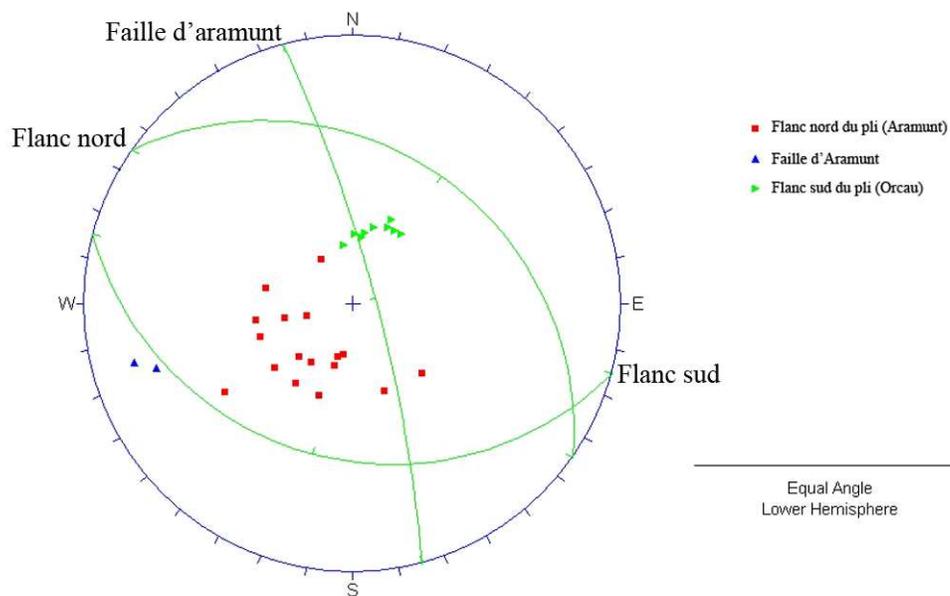


FIG. 5.14 – Analyse statistique des données de terrain sur stéréogramme pour la coupe A-A'

Les coupes de la figure 5.13, démontrent que l'anticlinal de San Corneli est plus ouvert dans sa partie orientale ( $63^\circ$ ), que dans le secteur occidental ( $55^\circ$ ).

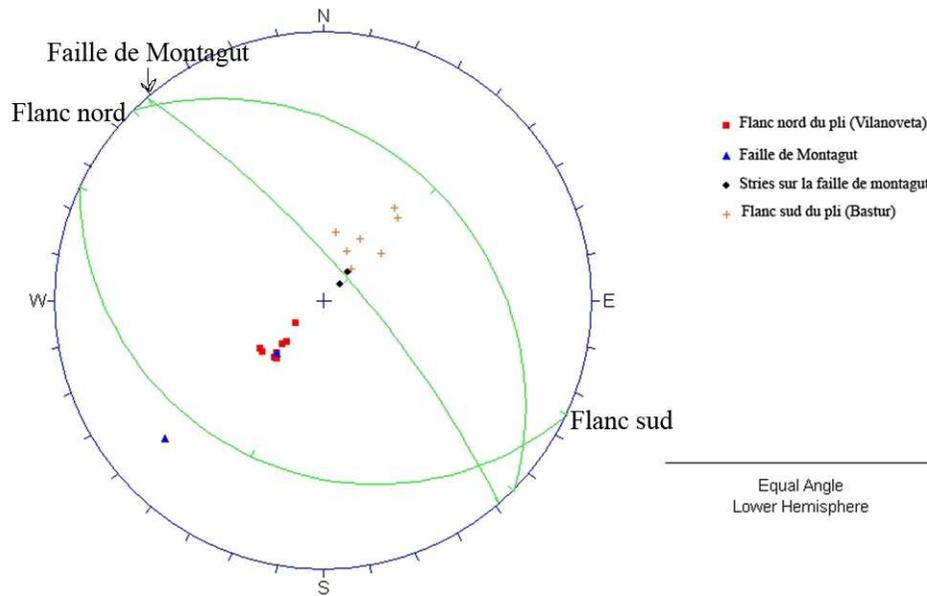


FIG. 5.15 – Analyse statistique des données de terrain sur stéréogramme pour la coupe B-B'

Une étude de fracturation a été faite dans le secteur d'Aramunt, pour cela, nous avons mesuré systématiquement toutes les fractures visibles sur une surface de  $9m^2$  (fig. 5.16 et Annexe III pour les données). Cette étude nous a permis de différencier trois familles de fractures. La famille dominante est de direction  $N160^\circ$  sub-parallèle à l'orientation des failles normales santonniennes. Les deux autres familles qui ont été observées, avec des directions de  $N65^\circ$  et de  $N100^\circ$  sont des familles secondaires et sont parallèle à la famille de fracture orienté  $N100^\circ$ , aux failles qui affectent la charnière du pli de San Corneli. Les observations de terrain nous ont permis de différencier plusieurs stries sur les plans de fractures. Les stries correspondant au mouvement des failles normales sont recoupées par des stries en décrochement senestre, ce qui est également noté par Bausà *et al.* (2003) [3]. Ceci suggère que les failles normales orientées  $N160^\circ$  ont pu être réactivées pendant le plissement. Cependant, nous n'observons pas ce phénomène pour les fractures orienté  $N100^\circ$ . Nous pouvons donc envisager que cette famille de fracture s'est formée pendant le plissement. À l'aide de cette étude de fracturation, nous pouvons donner une chronologie à l'apparition des failles normales, à savoir que les failles normales orientées  $N160^\circ$  sont pré-plissement alors que les failles normales orientées  $N100^\circ$  sont syn-plissement (Bausà *et al.*, 2003 [3]). De plus, les mouvements senestres observés permettent de dire que les failles normales orientées  $N160^\circ$  ont probablement rejouées en décrochement et se sont très probablement connectée aux failles normales orientées  $N100^\circ$  pendant le plissement.

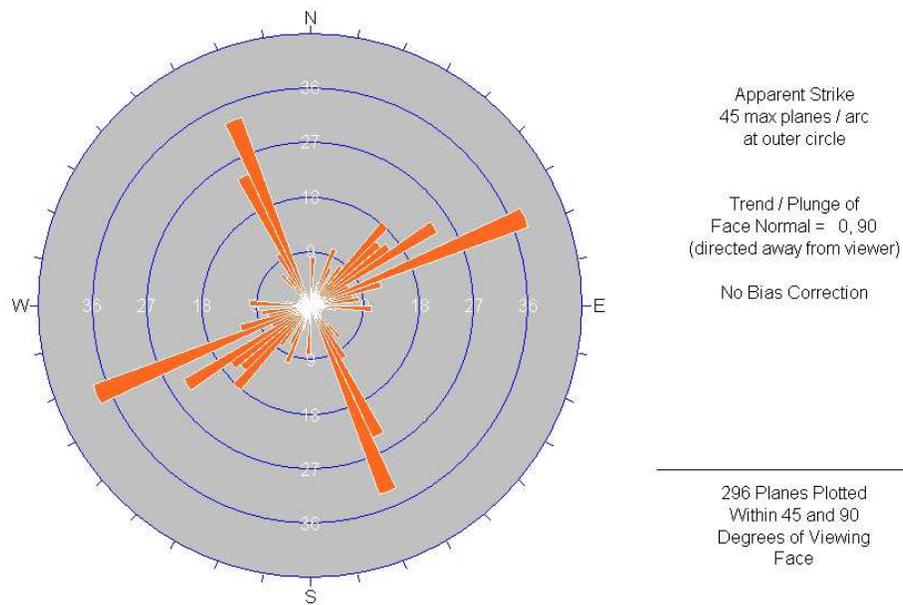


FIG. 5.16 – Rosace montrant les différentes familles de fractures

### Le Modèle Numérique de Terrain (MNT)

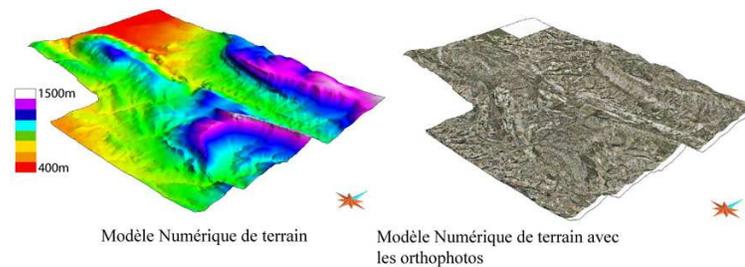


FIG. 5.17 – Modèle Numérique de Terrain du secteur de San Corneli

L'information « altitude » est très importante pour la modélisation en 3D. Les sites d'acquisition des données de terrain peuvent alors être localisés précisément sur le Modèle Numérique de Terrain ou d'élévation, qui est une représentation de la topographie sur laquelle il nous est possible de numériser certains points d'intérêt, ainsi que d'y juxtaposer des données de surface, comme des images satellitaires. La figure 5.17 montre le Modèle Numérique de Terrain du secteur d'étude importé dans gOcad qui nous permet alors de préciser certaines ambiguïtés sur les limites stratigraphiques et de mieux contraindre les surfaces affleurantes du modèle géologique 3D.

### Données de surface : Image satellitaire, orthophotos et carte géologique

Les images satellitaires et les photos aériennes du secteur de San Corneli nous ont permis de préciser la position cartographique des éléments géologiques de la région (fig. 5.18).

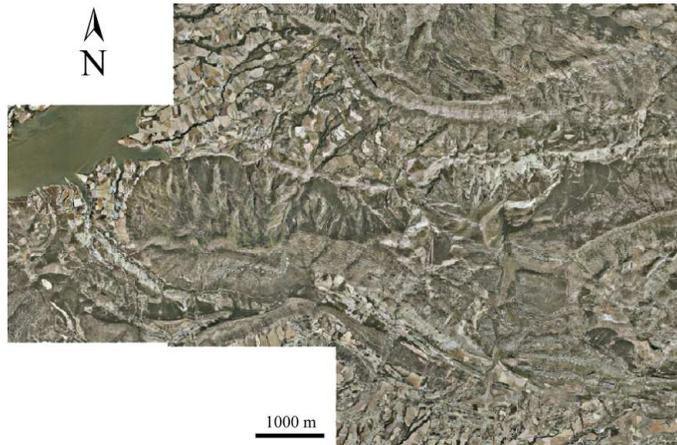


FIG. 5.18 – Mosaïque d'orthophotos du secteur de San Corneli, résolution 25m.

### Coupes sismiques et coupes géologiques

Dans le but de comprendre et de représenter la géologie dans la troisième dimension, soit en profondeur, les coupes géologiques et sismiques sont d'une aide précieuse. Pour le secteur à l'étude, nous disposons de 4 coupes sismiques et 8 coupes géologiques. Cette information a été intégrée au modèle et a permis de préciser la géométrie des surfaces en profondeur y compris les failles normales albiennes affectant la plate-forme jurassique (fig. 5.19).

### Choix des surfaces à modéliser

Une fois le tri des données effectué, il nous fallait choisir les surfaces à modéliser en fonction des objectifs de cette étude. En effet, notre méthodologie consiste à modéliser le pli de San Corneli puis le restaurer afin d'obtenir sa paléogéométrie à un moment donné de son histoire. La restauration est une technique qui permet de remettre à plat un horizon donné. Dans ce cas, il nous faut modéliser des surfaces correspondant à des strates qui se sont déposées dans le bassin à l'horizontale. En ce sens, nous avons choisi d'utiliser les discontinuités, car ce sont des surfaces initialement horizontales et qui marquent le

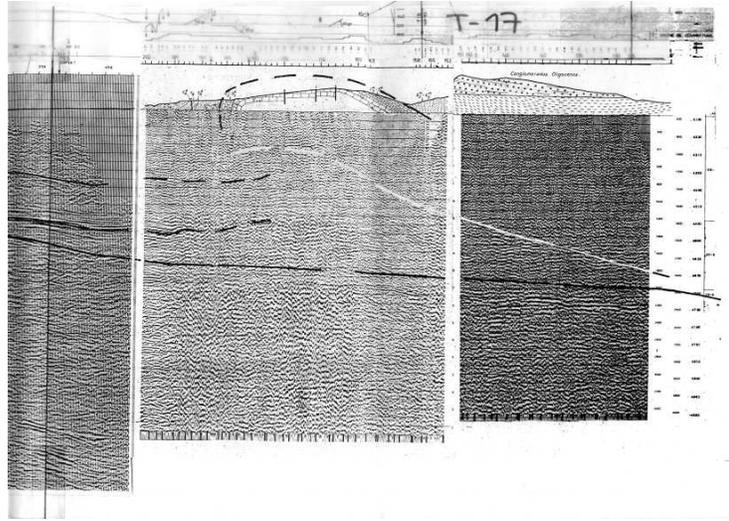


FIG. 5.19 – Exemple d'image sismique du pli de San Corneli, gracieuseté du laboratoire de géodynamique de Barcelone.

début ou la fin d'une période de dépôt et de sédimentation entre deux événements tectoniques. De plus, le secteur du pli de San Corneli présente plusieurs discontinuités (fig. 5.8) : la limite Permo-Trias, la limite Jurassique - Crétacé inférieur, la limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur, la fin du Coniacien et la limite du Santonien-Campanien. Nous avons donc choisi les discontinuités correspondant à la limite Jurassique - Crétacé inférieur, à la limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur et à la limite du Santonien-Campanien, car elles correspondent à la fin d'événements tectoniques majeurs pour la région du pli de San Corneli. La limite Jurassique - Crétacé inférieur correspondant à la fin d'une période de stabilité traduite par l'édification d'une plate-forme carbonatée. Cette surface sera donc identifiée comme la surface *Jurassique*. Le Crétacé inférieur est quant à lui, marqué par une période de distension mise en évidence par les failles normales albiennes et qui se termine à la limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur. Cette surface sera nommée : *Santa - Fe* (Cénomaniens supérieur). Enfin, la dernière discontinuité qui nous intéresse se situe à la limite du Santonien-Campanien. Elle correspond à l'avancée de la nappe de Boixols et est mise en évidence par les dépôts du Campanien au Maastrichtien qui recouvrent en *on lap* les séquences plus anciennes. Cette surface sera alors nommée : *Herbasinova - Collades* (Santonien supérieur).

### 5.3.3 Modélisation 3D du pli de San Corneli

Le point de départ de cette modélisation 3D fut les résultats des travaux de Mencos *et al.* (2005) [67]. Nous sommes partis du modèle géologique surfacique 3D (fig. 5.20)

que nous avait fourni le groupe de géodynamique de l'Université de Barcelone. Ce modèle présente les surfaces suivantes : la base des unités de *Santa – Fe* (Cénomanién supérieur), de *Reguard* (Turonien), *Montagut* (Coniacien) et *Herbasavina – Collades* (Santonien Supérieur). Mencos *et al.* (2005) [67] ont pris pour référence la base de l'unité de Montagut (Coniacien), et ont ensuite reconstruit les autres unités à partir de cette surface référence.

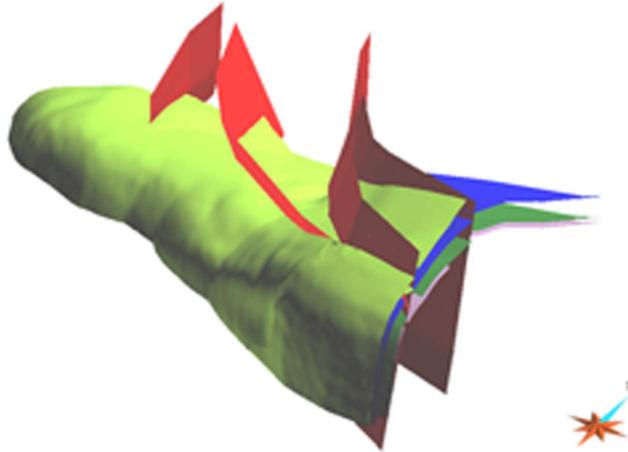


FIG. 5.20 – Modèle fourni par le laboratoire de géodynamique de l'université de Barcelone, selon Mencos *et al.* (2005) [67]. Les surfaces rouges correspondent aux failles, la surface rose à la base des unités de *Santa – Fe* (Cénomanién supérieur), verte à celle de *Reguard* (Turonien), bleue à celle de *Montagut* (Coniacien) et jaune à celle d'*Herbasavina – Collades* (Santonien Supérieur).

Mencos *et al.* (2005) [67] remarquent que le pli en surface présente des variations, surtout au niveau de la plongée de l'axe. Pour eux, la géométrie finale du pli serait due à la géométrie initiale du bassin qui a été plissé. Le bassin d'Organyà est dissymétrique, avec des variations d'épaisseur dues aux failles normales albiennes qui découpe les séquences de l'Albien - Aptien. De plus le décollement basal qui reprend l'ancienne faille normale albienne d'Organyà, déplace plus de matériel dans la partie orientale du pli que dans la partie occidentale. La géométrie du pli est donc contrôlée, selon Mencos *et al.* (2005) [67], par le chevauchement mais aussi par la géométrie du paléobassin Crétacé inférieur. Les variations du plongement du pli sont donc liées aux variations d'épaisseur de la séquence synrift (Albien-Aptien). Mencos *et al.* (2005) [67] montrent que les failles normales santoniennes qui ont été actives pendant la sédimentation postrift (Cénomanién-Santonien) contrôlant ainsi la formation de petits bassins orientés nord-ouest et découpent la plate-forme carbonatée d'eau peu profonde. Ces failles normales santoniennes seraient en fait une réponse au relâchement de la croûte continentale dû

à la formation de la chaîne des Pyrénées vers le sud (Mencos *et al.*, 2005 [67]).

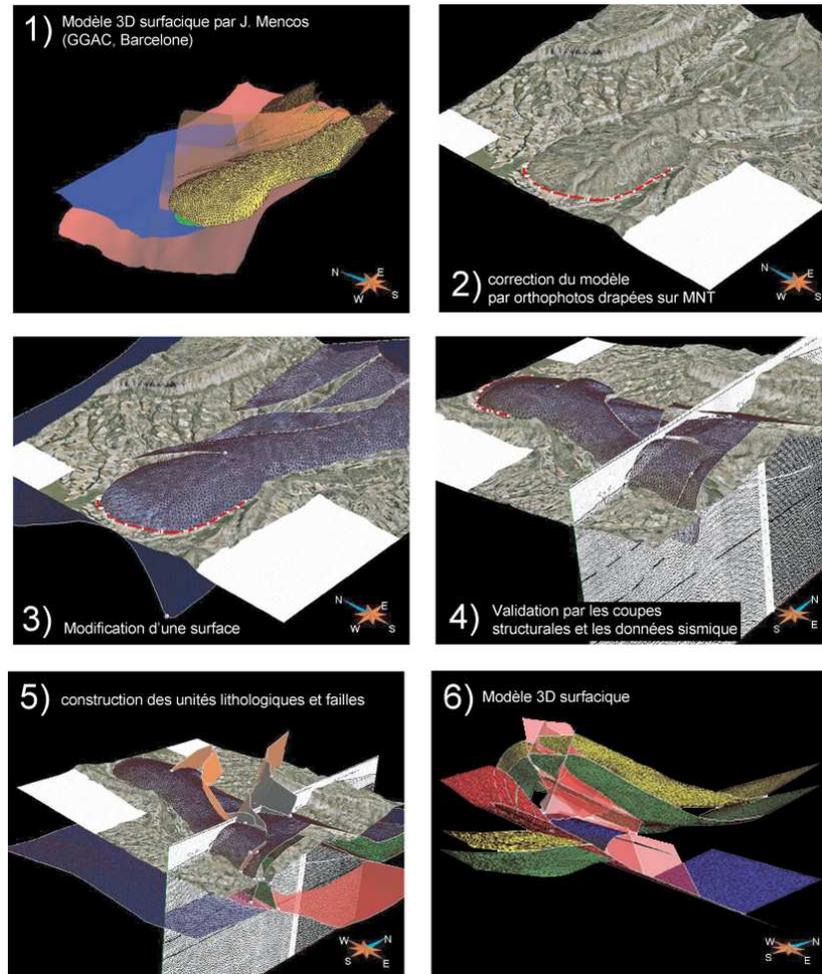


FIG. 5.21 – Construction du modèle géologique surfacique initial 3D

Nous avons donc construit le modèle géologique 3D pour notre cas d'étude (fig. 5.21) en conservant les unités de *Santa – Fe* (Cénomanién supérieur) et de *Herbasavina – Collades* (Santonien supérieur) qui représentent deux discontinuités entre les dépôts syn-rift et les dépôts syn-plissement. Nous avons retravaillé ces surfaces afin de couvrir tout le secteur d'étude et donc pouvoir modéliser le pli dans son entier au-delà de la zone couverte par Mencos *et al.* (2005) [67]. De plus, nous avons construit la base des dépôts syn-rifts, c'est-à-dire la surface *Jurassique*, en nous aidant des données et de l'information contenue dans Bond et McClay (1995) [7], Garcia-Senz (2002) [39] et Bausà *et al.* (2003) [3]. Comme cette interface entre les dépôts jurassiques et crétacés n'affleure pas sur ce secteur, nous avons numérisé le Jurassique en extrapolant sa position entre les différentes coupes géologiques et profils sismiques disponibles, selon la méthode classique (Bédard, 2006 [4]).

Nous avons donc dans un premier temps corrigé les surfaces à partir des orthophotos drappées sur le Modèle Numérique de Terrain du secteur d'étude (fig. 5.21-2). Ensuite, nous avons reconstruit les surfaces (fig. 5.21-3) et nous les avons validées à partir des coupes structurales et des profils sismiques disponibles (fig. 5.21-4). Ces opérations ont été répétées pour chaque surface soit les horizons et les failles (fig. 5.21-5) afin d'obtenir le modèle géologique initial 3D le plus réaliste possible (fig. 5.21-6).

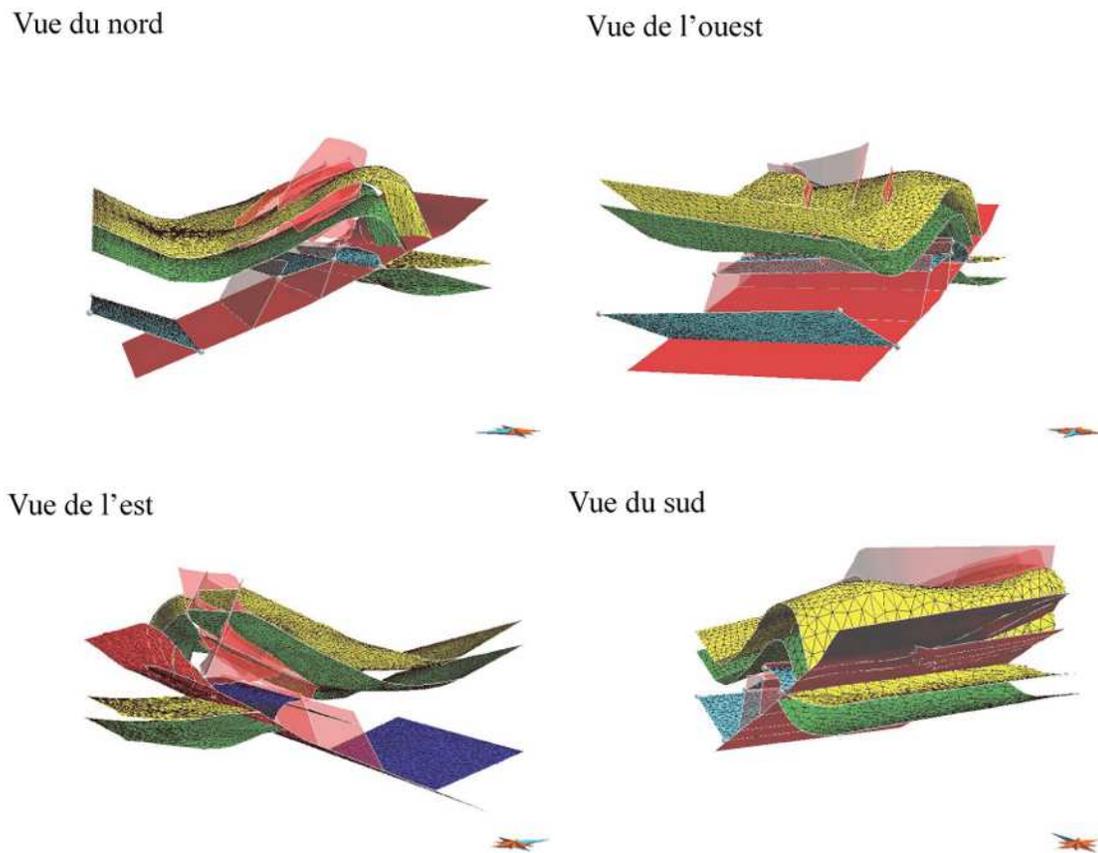


FIG. 5.22 – *Modèle géologique initial 3D, présentation des différentes vues du modèle.*

En ce qui concerne la modélisation des failles normales albiennes formant le bassin d'Organyà, nous sommes partis de l'hypothèse que le chevauchement de Boixols est issu de l'inversion tectonique de la faille normale d'Organyà et donc les failles normales albiennes sont vraisemblablement parallèles au chevauchement. En nous appuyant sur l'interprétation des coupes géologiques et des profils sismiques, nous avons modélisé les surfaces de failles contenues dans le toit du chevauchement de Boixols. Ce résultat sera alors validé par la restauration surfacique 3D. Une fois les corrections apportées, nous avons obtenu le modèle géologique initial 3D dans le logiciel de modélisation 3D gOcad

(fig. 5.22).

Le modèle géologique initial 3D nous renseigne sur la géométrie actuelle de la partie occidentale du pli de San Corneli-Boixols-Nargo. Des failles normales santoniennes obliques au chevauchement affectant le flanc nord de ce pli présentent des directions de N160° et sont subverticales. Ces structures deviennent parallèles à l'axe du pli en se rapprochant de la charnière de celui-ci. Selon les données disponibles, en particulier les images du sous-sol et diverses interprétations (Mencos *et al.*, 2005 [67]), les failles normales santoniennes ont affecté les unités de la plate-forme cénomanienne-santonienne. Ces failles sont distinctes des failles normales albiennes.

### 5.3.4 Restauration surfacique du pli de San Corneli

À partir du modèle géologique initial 3D (fig. 5.22), nous avons procédé à la restauration des horizons, en utilisant la méthodologie discutée au chapitre 4. L'un des intérêts de la restauration 3D est de valider les modèles géologiques (Massot, 2002 [63]).

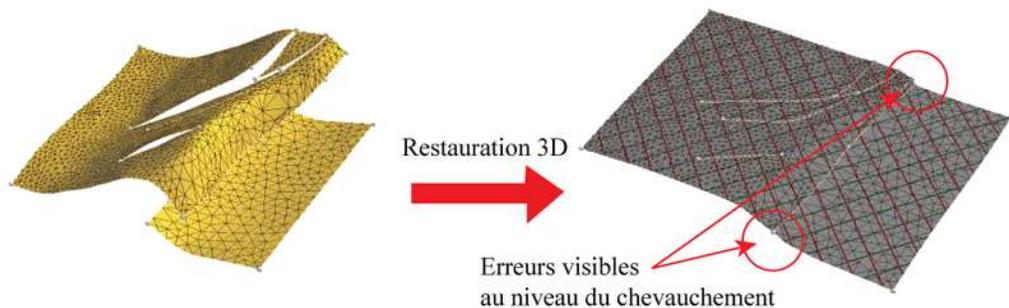


FIG. 5.23 – Incohérence dans le modèle restauré

La figure 5.23 nous permet d'identifier des incohérences apparaissant sur la surface *Santa – Fe* au niveau du chevauchement. Cela traduit le fait que la surface initiale à restaurer devait être fautive au départ. Il faut donc modifier la géométrie de la surface de départ dans le modèle géologique initial 3D. En étudiant les incohérences de cette surface, nous nous sommes rendus compte que les triangles formant la surface se chevauchaient au niveau des bordures de failles. Ceci signifie donc que les bordures de faille étaient mal placées dans le modèle géologique 3D initial. Nous avons donc déplacé ces bordures afin d'obtenir une surface restaurée plane et rectangulaire. Une fois que la

surface présente une géométrie géologiquement cohérente, la surface sera acceptée.

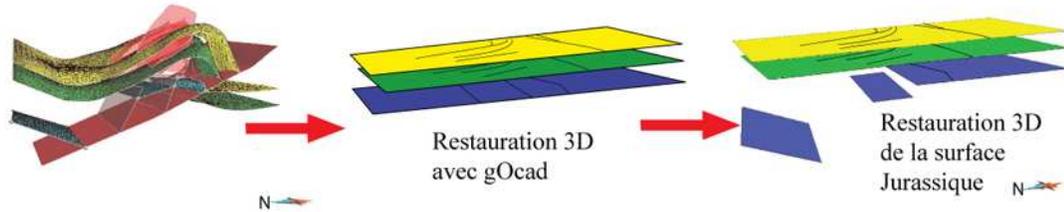


FIG. 5.24 – Modèle restauré du pli de San Corneli

Dans le but d'obtenir le modèle restauré du pli de San Corneli, nous avons utilisé le kit de restauration 3D dans gOcad sur les trois surfaces modélisées. Une simple restauration de surface n'est pas suffisante pour la surface *Jurassique*. Il est impossible de prendre en compte la déformation extensive ayant affecté cette surface de l'Albien à l'Aptien. En effet, la plate-forme Jurassique a été affectée par les failles normales albiennes. Afin d'obtenir la géométrie de la région à un temps donné, ici la fin du Santonien, il faut restaurer la surface *Jurassique* comme elle était à cette époque, soit une plate-forme carbonatée découpée par des failles. Pour cela, nous avons dû insérer manuellement les failles normales albiennes ainsi que d'estimer le déplacement des parties de la surface de part et d'autre des failles en fonction des épaisseurs estimées sur les coupes structurales et le modèle géologique 3D. Une fois cette manipulation réalisée, nous obtenons le modèle paléogéographique 3D de la région (fig. 5.24).

À partir de ce modèle restauré (fig. 5.24), nous avons pu observer, sur les surfaces jaune et verte, les traces des failles normales santoniennes. L'orientation de ces failles nous permet donc de différencier au moins 2 familles : celles présentant une direction de  $N150^\circ$  à  $N160^\circ$  et celles, subparallèles à l'axe du pli, soit de direction de  $N100^\circ$ .

Selon Mencos *et al.* (2005) [67], il est clair que les failles normales santoniennes orienté  $N160^\circ$  ont découpé la plate-forme du Cénomaniien avant le plissement au Campanien. Il est, cependant possible que les failles normales orientées est-ouest soient arrivées plus tardivement, pour accommoder la déformation compressive. En effet, comme nous l'avons déjà vu dans la section 5.4.2, ceci se traduit sur le terrain par la présence de stries de deuxième génération montrant un mouvement décrochant qui recouvrent les stries de première génération caractérisées par un mouvement de faille normale. Nous

pouvons donc supposer que ces deux familles de failles se soient rejointes pendant la phase compressive qui a engendré le pli de San Corneli. Cependant, la restauration 3D ne peut pas nous donner une réponse sur cette hypothèse. Nous avons donc procédé à la modélisation directe 3D qui nous permettra de tester plusieurs scénarios quant à la formation de cette structure anticlinale.

### 5.3.5 Modélisation directe 3D du pli de San Corneli

Cette dernière étape de notre protocole de recherche nous permettra de valider le modèle paléogéographique du bassin pré-plissement d'Organyà obtenu à partir de la restauration 3D. Pour cela, nous comparerons le modèle issu de la modélisation directe 3D, soit le modèle final, au modèle géologique initial 3D. Ceci nous permettra de mettre en évidence des incohérences et de soulever d'éventuelles erreurs dues soit à la restauration des surfaces, soit à notre méthodologie de modélisation directe 3D, soit aux hypothèses géologiques non-valides.

Afin de valider le modèle final, nous avons effectué une série d'essais en nous basant sur des hypothèses géologiques, par exemple la variation d'épaisseur des unités géologiques, et la géométrie des failles ayant découpé le bassin. Ces différents essais nous permettent de valider les épaisseurs et la géométrie des strates dans le bassin de préplissement d'Organyà, de valider l'orientation des failles normales santoniennes, leur ordre d'apparition et quelles strates sont affectées par ces failles, mais surtout de comprendre les facteurs ayant influencé la géométrie de l'anticlinal de San Corneli lors de sa formation. Six essais ont donc été effectués nous permettant de réfuter ou valider des hypothèses géologiques pour la formation du pli de San Corneli.

Le modèle de départ pour l'essai #1 représente le cas géologique le plus simple et a été construit à l'aide du modèle obtenu suite à l'étape de restauration (fig. 5.24). Dans ce modèle, l'épaisseur des différentes unités stratigraphiques est constante et la géométrie des failles très simple. L'épaisseur moyenne du Crétacé supérieur entre les surfaces *Herbasavina* – *Collades* et *Santa* – *Fe* est de 760m et constante pour tout le secteur d'étude. De même, nous avons fixé comme hypothèse géologique une épaisseur constante d'Est en Ouest pour les unités du Crétacé inférieur, soit l'épaisseur entre les surfaces *Jurassique* et *Santa* – *Fe*. En ce qui concerne la géométrie des failles, le modèle ne comporte que la famille de failles normales albiennes formées avant le plissement et n'affectant que la surface jurassique.

Dans le but de valider les différentes hypothèses géologiques, les modèles de départ pour les essais subséquents, soit les essais #2, #3, #4, #5 et #6, représentent des contextes géologiques de plus en plus complexes en ce qui concerne l'épaisseur des unités stratigraphiques et la géométrie des failles. Selon Mencos *et al.* (2005) [67], une variation d'épaisseur d'Est en Ouest due à la première phase d'extension au Crétacé précoce et la reprise de la faille normale principale de ce bassin, la faille normale d'Organyà, est une des causes de la géométrie particulière de ce pli-faille. Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons, dans l'essai #2, reconstitué la géométrie du bassin en prenant en compte cette variation d'épaisseur mais tout en gardant une géométrie des failles assez simple. Conséquemment, seule la famille de failles normales albiennes affectant la surface *Jurassique* avant le plissement a été incorporée au modèle, les failles de la séquence santonienne ayant été omises. Le but de cet essai étant de valider l'influence des variations d'épaisseur dans le Crétacé inférieur sur la géométrie du pli.

Pour les essais #3, #4 et #5, nous avons intégré les données, résultats et connaissances provenant des travaux de Muñoz *et al.* (1986) [72], Vergés et Muñoz (1990) [98], Soto *et al.* (2002) [88], Capote *et al.* (2003) [12] et Mencos *et al.* (2005) [67] qui mettent en évidence la présence de failles normales santoniennes orientées N160° et N100° découpant l'ancienne plate-forme cénomaniennes-santonienne. L'essai #3 tente de valider l'hypothèse que seule les failles normales santoniennes orientées N160° ont joué avant le plissement alors que pour l'essai #4, seules les failles orientées N100° sont prises en compte. Pour l'essai #5, l'effet combiné des deux familles de failles est exploré, ceci comprend donc deux hypothèses qui se traduisent par un même scénario de modèle direct 3D : 1) les failles normales santoniennes se sont formées avant le plissement, et 2) les failles normales santoniennes N160° ont été formées d'abord suivies des failles orientées N100°.

L'essai #6, tient compte de l'ensemble de toutes ces hypothèses géologiques, soit la variation d'épaisseur d'Est en Ouest des strates de l'Albien-Aptien et les failles normales santoniennes qui découpent le bassin d'Organyà avant le plissement.

Pour tous les essais de modélisation directe 3D, les mêmes paramètres géométriques de départ ont été fixés à savoir : un déplacement D de 5000m, les coordonnées de départ du décollement F correspondant à  $X_F$ , 9000 et pour  $Z_F$ , -5000, le pendage de la rampe  $\alpha$  de 30° et le pendage du flanc avant de 75°. Ces paramètres ont été fixés suite à une étude attentive du modèle géologique 3D et du modèle de restauration 3D. Nous avons choisi ici de ne pas modifier ces paramètres géométriques, pour valider l'impact d'un

changement dans l'orientation et le rejet des failles ainsi que les variations d'épaisseur.

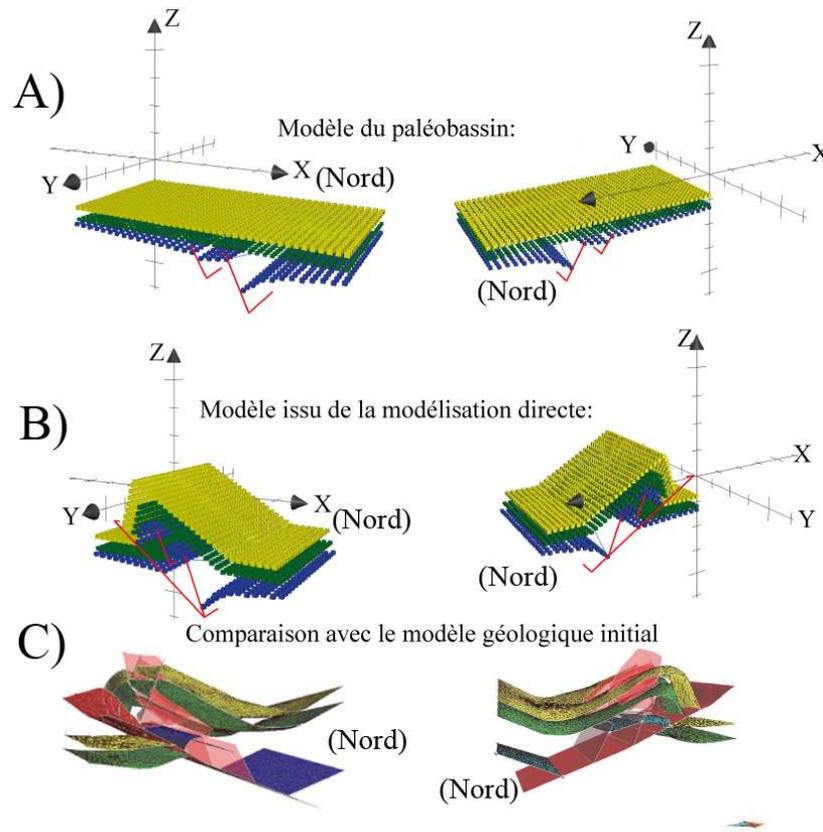


FIG. 5.25 – Essai # 1 : Modèle direct 3D du pli de San Corneli sans faille normale oblique : A) modèle paléogéométrique issu de la restauration, B) pli issu de la modélisation directe et C) modèle initial

**Essai #1 : Épaisseur constante des séquences du Crétacé inférieur.** L'essai # 1 (fig. 5.25) nous permet d'apprécier la géométrie finale du pli de propagation tout en conservant les épaisseurs entre les surfaces pendant la déformation. Le modèle ainsi obtenu diffère du modèle géologique initial quant à l'ouverture du pli. En effet, l'ouverture du pli est constante pour le modèle direct obtenu alors que pour le modèle géologique initial l'ouverture du pli est de  $63^\circ$  dans sa partie orientale, et de  $55^\circ$  dans le secteur occidental. De plus, nous observons que le pli de San Corneli présente une plongée de  $8^\circ$  environ, or dans le modèle direct de l'essai #1, le pli est horizontal.

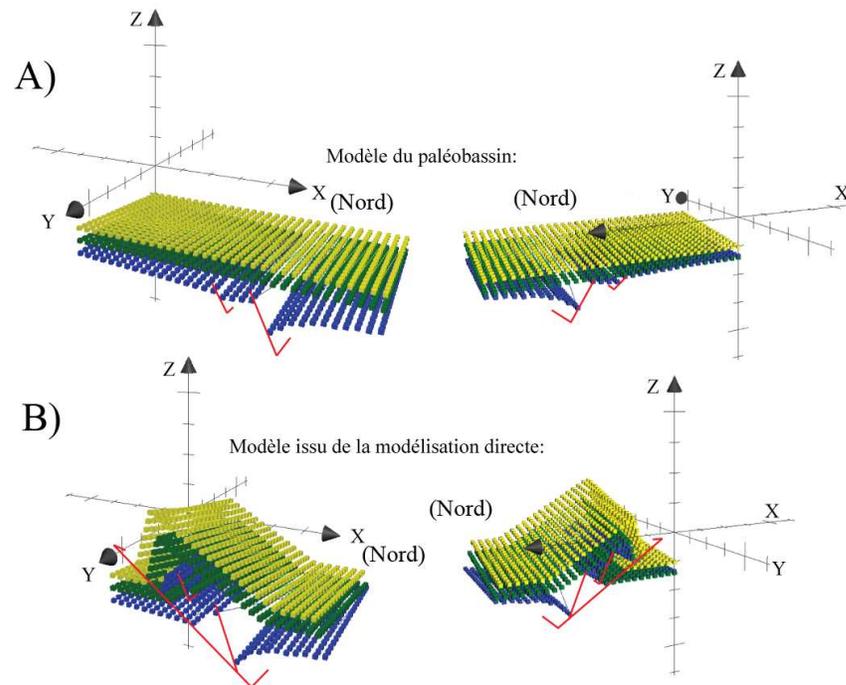


FIG. 5.26 – Essai # 2 : Modèle final 3D du pli de San Corneli, sans faille mais avec variation de l'épaisseur du Crétacé inférieur, A) modèle paléogéométrique issu de la restauration et B) pli issu de la modélisation directe.

### Essai #2 : Modélisation directe pour des épaisseurs de sédiment variables.

La propagation du chevauchement se fait le long de la faille d'Organyà, nous avons donc dû tenir compte de ce facteur pour la modélisation directe. Dans le but de reproduire le plissement en respectant les contraintes géologiques, nous avons donc supposé que le décollement est horizontal et que les strates qui ont été transportées se sont déposées avec un faible pendage, ici de  $2,5^\circ$  (fig. 5.26). Ceci permet d'obtenir des strates avec une variation latérale d'épaisseur d'Est en Ouest au niveau du bassin du Crétacé inférieur.

Le résultat de la modélisation directe montre une variation dans l'angle d'ouverture du pli d'Est en Ouest. Dans le secteur oriental, le pli de San Corneli est plus ouvert alors que l'épaisseur des strates y est plus grande. Il semble donc ici que la variation des épaisseurs et la géométrie particulière du paléo-bassin d'Organyà permettent de reproduire une géométrie du pli plus ouvert dans la zone de Boixols à l'Est que celle de San Corneli à l'Ouest. Cependant, en comparant le modèle direct de l'essai # 2 et le modèle géologique initial, nous y retrouvons encore des différences, telle que l'absence de failles normales (fig. 5.26). Ceci suggère que seule la variation d'épaisseur des strates n'est pas suffisante pour générer un pli de propagation d'une géométrie semblable à celle du pli de San Corneli.

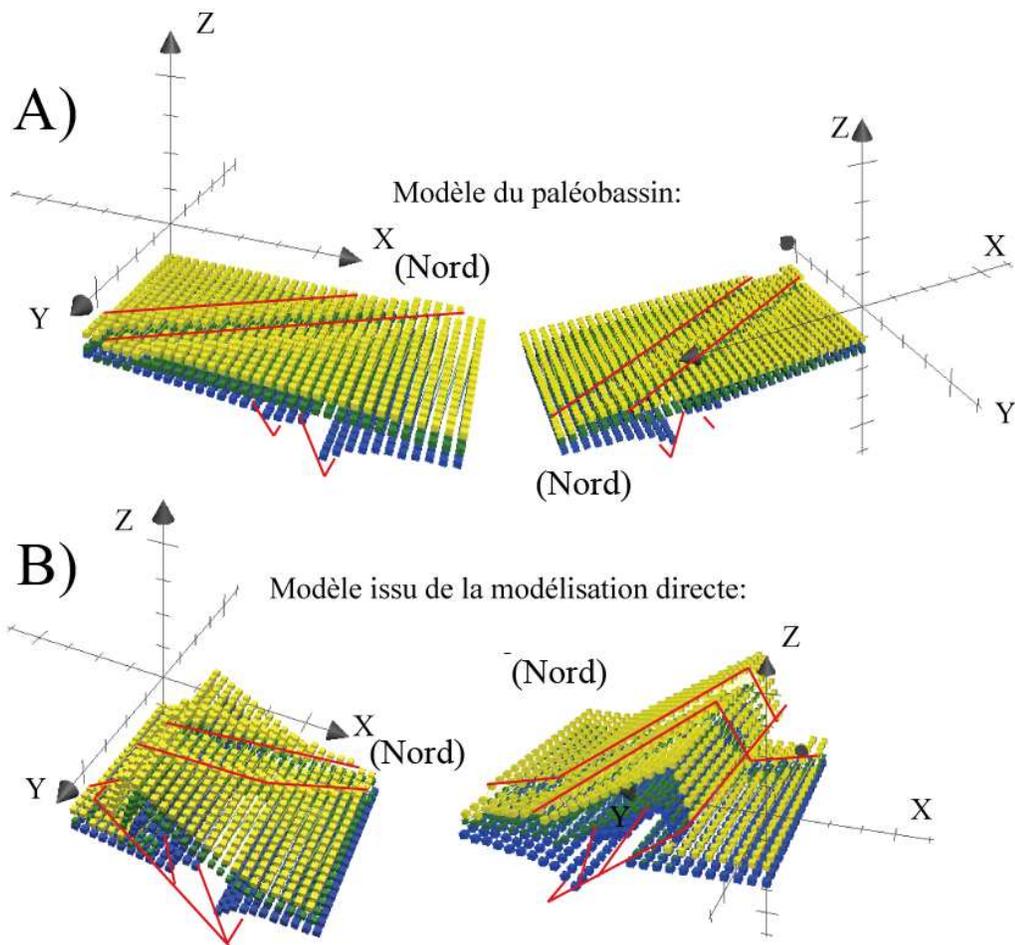


FIG. 5.27 – Essai # 3 : Modélisation finale 3D de l'anticlinal de San Corneli affecté par les failles normales santoniennes N160°, A) modèle paléogéométrique issu de la restauration et B) pli issu de la modélisation directe.

**Essai #3 et #4 : Modélisation directe avec la formation de failles N160° et N100°.** Dans le but de vérifier le rôle qu'ont pu jouer les failles normales santoniennes dans le développement de la géométrie particulière du pli de San Corneli, nous avons modifié le résultat du modèle de restauration, en y intégrant les failles normales ayant affecté la plate-forme cénomaniennne-santonienne. Comme nous avons vu précédemment, deux familles de failles normales santoniennes ont été identifiées, une orientée N160° et l'autre N100°. Les essai #3 (fig. 5.27) et #4 (fig. 5.28) permettront de valider séparément le rôle des failles orientées N160° et N100°, respectivement, sur le développement du pli de San Corneli.

En découpant le secteur d'étude avec des failles selon une seule direction, soit l'essai

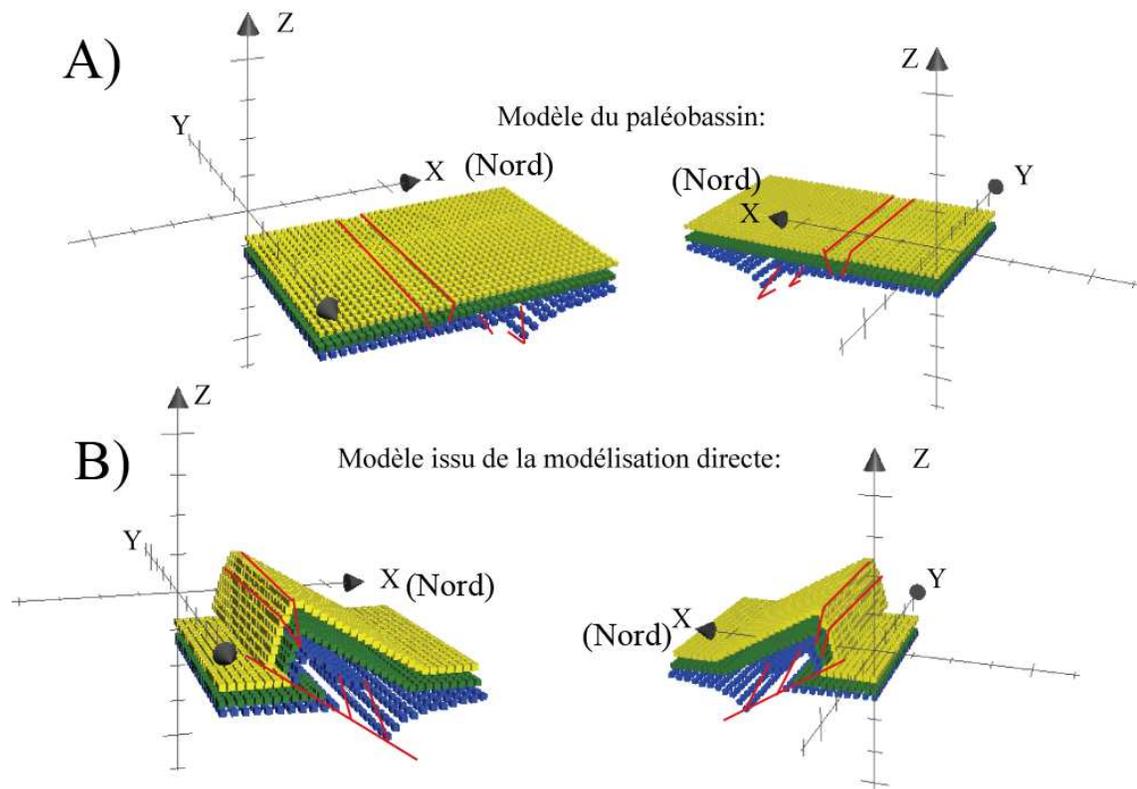


FIG. 5.28 – Essai # 4 : Modélisation finale 3D de l'anticlinal de San Corneli affecté par les failles normales santoniennes N100°, A) modèle paléogéométrique issu de la restauration et B) pli issu de la modélisation directe.

#3 (N160°, fig. 5.27), soit l'essai # 4 (N100°, fig. 5.28), nous constatons que seules les failles ne suffisent pas à obtenir des modèles semblables au modèle initial, surtout en ce qui concerne les variations de l'ouverture du pli de San Corneli d'Est en Ouest. De plus, les failles normales santoniennes orientées à N160° se propagent dans la partie à l'avant du pli dans le modèle direct, ce qui n'est pas observé dans la réalité, confirmant que ces failles n'affectent que le secteur au nord de la faille d'Organyà.

**Essai #5 : Modèle direct avec toutes les structures présentes sur le modèle géologique initial 3D.** Nous avons vu précédemment à la section 5.4.2 que les failles N160° et N100° se joignent ensemble, En effet, selon Bausa *et al.* (2003) [3] et nos observations de terrain, les failles N160° présentent deux directions de stries; une première qui indique un jeu en faille normale et la seconde qui est le jeu le plus récent, un mouvement décrochant. Ceci suggère que les failles N160° ont été réactivées lors du plissement au Campanien et qu'elles se seraient connectées aux failles N100°. Afin de modéliser le développement synchrone de ces deux familles de failles normales, nous les

avons incorporés au modèle géologique restauré (fig. 5.24), qui nous permet d'obtenir l'orientation, *i.e.* la trace des failles normales sur les surfaces *Herbasavina – Collades* et *Santa – Fe*. Le déplacement le long de ces failles a été fixé en fonction du rejet observé sur le modèle géologique initial.

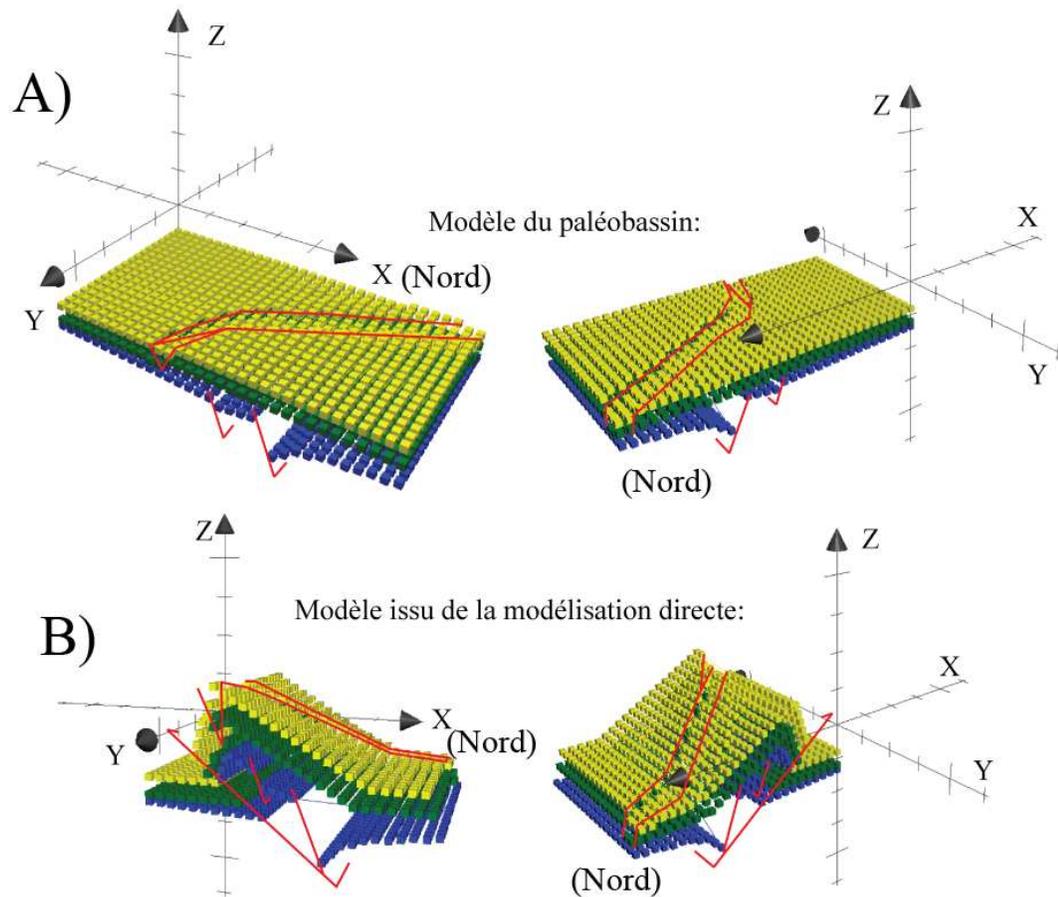


FIG. 5.29 – Essai #5 : Modélisation directe 3D du pli de San Corneli avec toutes les structures, A) modèle paléogéométrique issu de la restauration et B) pli issu de la modélisation directe.

L'essai #5 (fig. 5.29) correspond à la plate-forme cénomaniennesantonienne découpée par les failles normales santonniennes sans aucune variation d'épaisseur d'Est en Ouest dans les séquences du Crétacé inférieur. Le modèle direct ainsi obtenu se rapproche beaucoup du modèle géologique initial. Cependant, les variations de l'ouverture du pli observée entre le secteur oriental et occidental sont moins marquées sur le modèle direct que sur le modèle géologique initial.

**Essai #6 : Modélisation directe avec variation d'épaisseur pour les strates albiennes-aptiennes et failles normales santoniennes.** Afin de voir si la géométrie du pli de San Corneli est due à l'addition des failles normales et de la variation d'épaisseur dans les strates de l'Albien-Aptien, nous avons procédé à l'essai #6. Le résultat de cet essai (fig. 5.30) correspond au modèle final qui se rapproche le plus du modèle géologique initial de par sa géométrie. En effet, dans ce modèle nous retrouvons les ouvertures du pli qui diffèrent pour les secteurs Est et Ouest de l'anticlinal, les variations d'épaisseur dans les strates de l'Albien-Aptien, et les failles normales santoniennes N160° et N100° qui affleurent en surface. Ceci suggère que la géométrie du pli de San Corneli est due à la fois à une variation d'épaisseur dans les sédiments du Crétacé inférieur, donc à la géométrie du bassin d'Organya et à la présence de failles normales santoniennes. De plus, ce modèle nous permet de mettre en évidence qu'au moins les failles normales N160° étaient présentes avant le plissement et qu'elles ont pu se connecter aux failles N100°.

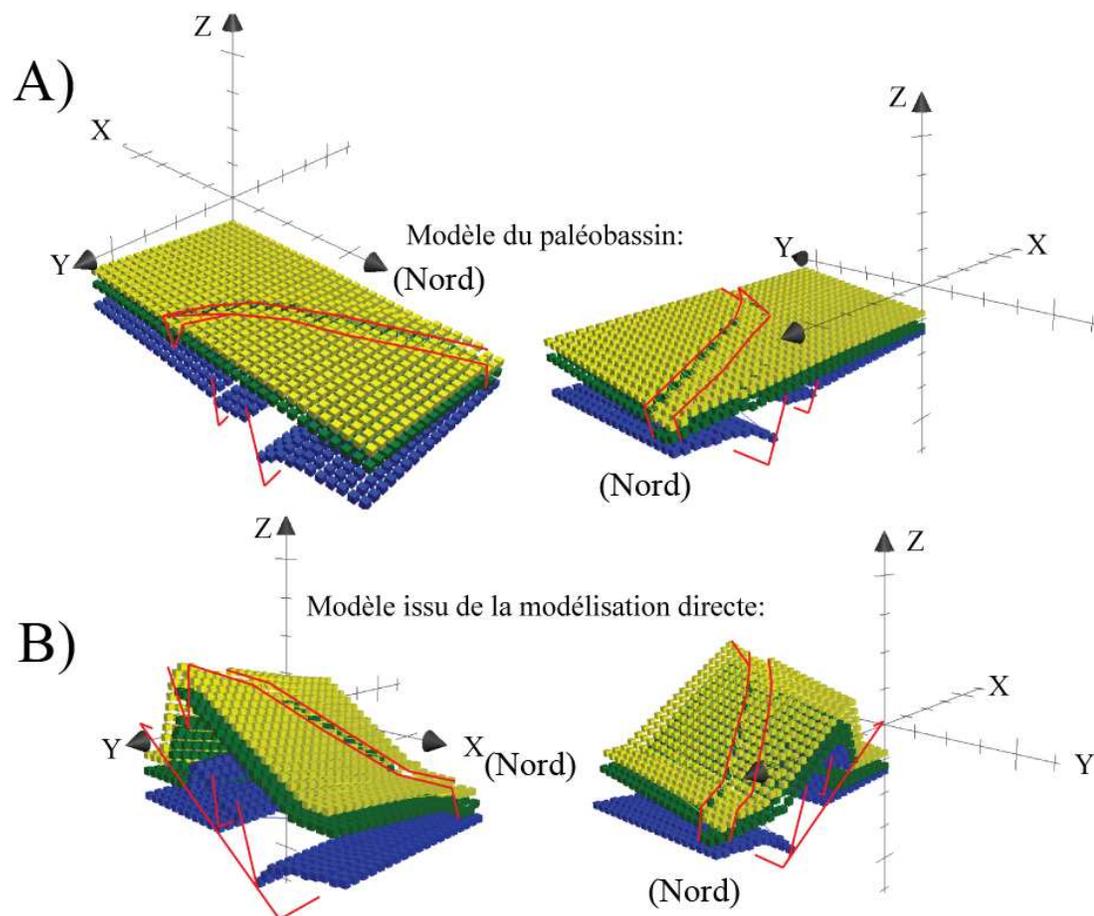


FIG. 5.30 – Essai # 6 : Modélisation directe 3D du pli de San Corneli avec toutes les structures et une variation latérale d'épaisseur, A) modèle paléogéométrique issu de la restauration et B) pli issu de la modélisation directe.

## 5.4 Discussion

L'utilisation de la modélisation 3D est de plus en plus répandue en sciences de la Terre. Nous avons donc voulu mettre en évidence le rôle de la géométrie initiale du bassin sur le développement et la formation des plis de propagation de faille. En ce sens, nous avons choisi l'anticlinal de San Corneli qui présente toutes les caractéristiques que nous cherchions, à savoir : la présence de faille normale au sein de la structure et des variations d'épaisseur dans les unités pré-plissement. L'influence de ces failles normales sur la géométrie du bassin et subséquentement sur la géométrie du pli, a pu être mise en évidence à l'aide de l'outil de modélisation 3D, car ces structures (le bassin et les plis de propagation de faille) sont des objets volumiques.

Le pli de San Corneli est une structure bien connue (Muñoz *et al.*, 1986 [72]; Vergés et Muñoz, 1990 [98]; Bond et McClay, 1995 [7]; Garcia-Senz, 2002 [39]; Bausà *et al.*, 2003 [3] et Mencos *et al.*, 2005 [67]). Cependant, les failles normales affleurantes sur le flanc nord de cet anticlinal soulevaient encore des interrogations quant à la chronologie de leur développement.

Deux hypothèses sont retenues, soit que ces failles se sont développées avant le plissement soit qu'elles sont syn- ou post- plissement. Cependant, nos données de terrain, spécifiquement les études statistiques des fractures (Annexe III), montrent que la chronologie d'apparition des failles est complexe. Nos données suggèrent que les failles santoniennes N160° se sont formées avant le plissement, car nous retrouvons sur le terrain des stries montrant un jeu de faille décrochante voire inverse par endroit recouvrant les stries des failles normales. Les failles santoniennes N100° quant à elles présentent la même direction que le pli de San Corneli et affleurent à la charnière du pli, là où les strates du Crétacé précoce sont les moins épaisses. Nous pouvons donc postuler que ces failles, tout comme la faille d'Organyà, ont joué pendant le plissement pour accommoder la déformation et que les failles N160° se sont alors connectées avec elles.

À l'aide des outils de modélisation 3D, nous avons pu faire ressortir, que les failles normales obliques qui apparaissent avant le plissement ne font pas que décaler le pli. En effet, elles affectent sa géométrie en faisant varier son amplitude, le pli se trouvant alors plus serré dans sa partie occidentale. De plus, ces failles normales jouent un rôle d'accommodation de la structure. Nous observons sur la charnière du pli que les failles normales obliques orientées N160° tendent à devenir parallèles à l'axe du pli. Celles-ci

se retrouvent alors également parallèles aux anciennes failles normales du bassin de rift du Crétacé inférieur (fig. 5.29). C'est à cet endroit que nous trouvons les géométries les plus complexes, c'est-à-dire superposition de chevauchement, par exemple à Abella de la Conca (fig. 5.9).

Un autre paramètre s'est révélé important pour la formation du pli, il s'agit de l'épaisseur des strates transportées sur le décollement. En effet, pour un chevauchement, comme celui de Boixols qui présente une inclinaison latérale avec d'importantes variations d'épaisseur pour les couches sus-jacentes, le pli formé ne sera pas symétrique. Le résultat sera comme sur la figure 5.30, c'est-à-dire une déformation plus importante là où les sédiments sont les plus épais. Ce changement d'épaisseur peut être également causé par des failles qui décalent une strate avant le plissement. En ce sens, ces résultats confirment donc les travaux de Mencos *et al.* (2005) [67], qui proposaient que les failles normales obliques et les variations latérales d'épaisseur sont responsables de la géométrie particulière de cet anticlinal.

D'autres résultats issus de ce travail sont à souligner, par exemple, la validation grâce à la restauration 3D du modèle initial géologique 3D. En effet, Massot (2002) [63] nous présente la méthode de restauration 3D comme une aide à la validation d'un modèle 3D. A la suite de ces travaux, nous proposons le modèle d'évolution de la figure 5.31. Ce modèle valide l'évolution du pli de San Corneli proposé par Muñoz *et al.* (1986) [72], Vergés et Muñoz, (1990) [98], Bond et McClay (1995) [7], Garcia-Senz (2002) [39], Soto *et al.* (2002) [88], Capote *et al.* (2003) [12], Bausà *et al.* (2003) [3] et Mencos *et al.* (2005) [67], soit :

1. Au Jurassique (fig. 5.31 A), nous assistons au développement d'une plate-forme carbonatée.
2. La période du Crétacé précoce à l'Albien–Abtien (fig. 5.31 B) est marquée par une phase extensive et l'apparition de failles normales orientées Est-Ouest. C'est à ce moment que se développent la faille d'Organyà et le bassin dissymétrique qui porte le même nom comportant des variations importantes d'épaisseur des strates.
3. La première partie du Crétacé tardif au Cénomaniens-Santonien (fig. 5.31 C) est marquée par la mise en place d'une plate-forme stable grâce à une période de stabilité tectonique (modélisé ici, par des épaisseurs des strates constantes entre les surfaces verte et jaune).
4. La fin du Santonien (fig. 5.31 D) voit apparaître une nouvelle phase extensive probablement due à la dernière rotation de la plaque ibérique (Capote *et al.*

(2003) [12]). À ce moment-là, de petits bassins orientés Nord-Ouest/Sud-Est se développent et les failles normales obliques orientées N160° découpent la plate-forme du Crétacé tardif.

5. Finalement (fig. 5.31 E), avec la formation des Pyrénées, la surrection du pli anticlinal de San Corneli se développe au Campanien - Maastrichtien. La formation de ce pli est issue de la réactivation en faille inverse de la faille normale d'Organyà et de l'inversion tectonique positive du bassin du même nom.

Tel que démontré par les essais de modélisation directe, la géométrie particulière de ce demi-graben, et le découpage de la plate-forme carbonatée du Crétacé tardif par les failles normales obliques sont des facteurs qui ont entraîné la géométrie particulière de l'anticlinal de San Corneli.

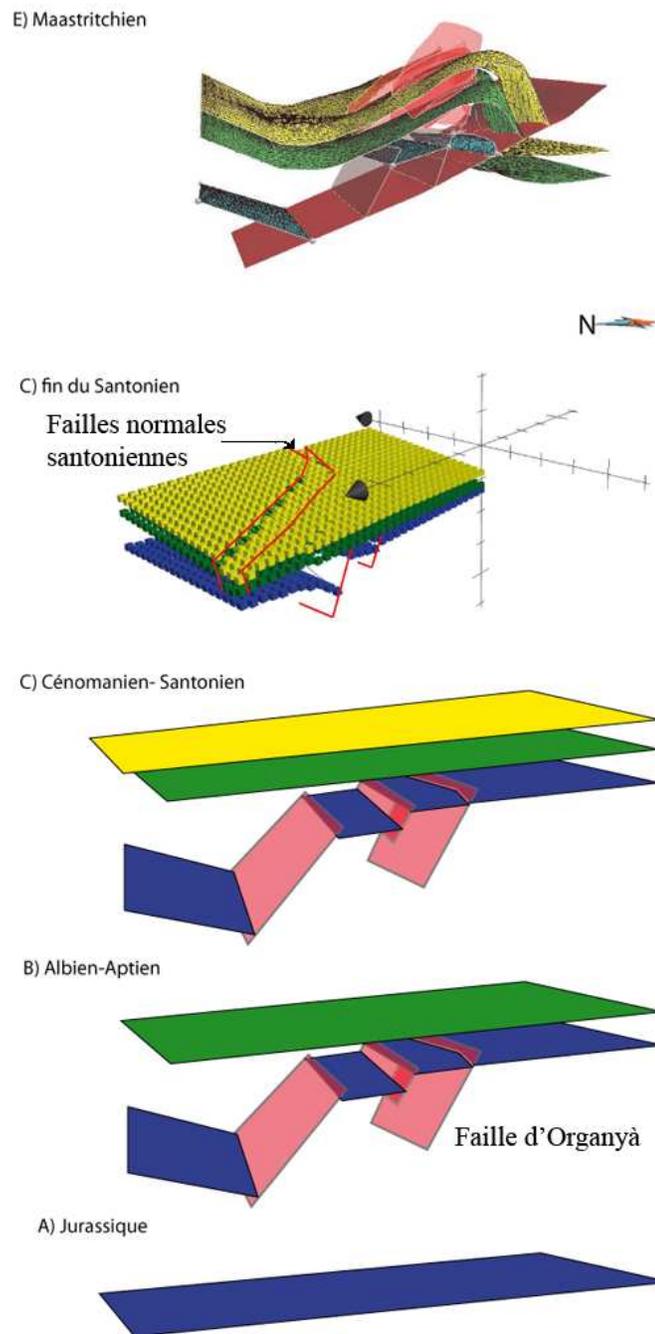


FIG. 5.31 – Modèle évolutif du secteur de San Corneli.

# Chapitre 6

## Conclusions générales

Cette étude nous a permis de mettre au point un protocole méthodologique qui lie trois techniques de modélisation tridimensionnelle, soit la création de modèle géologique, la restauration 3D et la modélisation directe 3D. Pour ce projet de doctorat, nous avons choisi le secteur du pli de San Corneli dans les Pyrénées espagnoles, car il présente la particularité d'être affecté par des failles normales dont la chronologie et leurs effets avec le plissement n'étaient pas bien définis. Cette étude a permis de mettre en évidence le rôle de ces failles normales sur la géométrie de formation du pli de San Corneli.

Nous avons donc débuté par l'étude des différentes techniques de modélisation 3D pour identifier la pertinence de chacune de ses techniques pour la réalisation de ce projet. Dans le chapitre 3, nous avons vu que la modélisation 3D peut être abordée de différentes manières, soit en considérant les surfaces qui délimitent l'objet à modéliser, ou bien en considérant le volume qui constituent cet objet. Dans le cadre de ce projet, nous avons choisi de travailler avec des surfaces, car les objets géologiques qui nous intéressent sont des failles correspondant aux interfaces entre deux blocs déplacés. Pour cela, notre choix s'est également porté sur l'utilisation des modèles surfaciques dans un univers tridimensionnel. En ce sens, pour la création du modèle géologique 3D, nous avons suivi la méthode mise au point par Bédard (2006) [4], qui se base sur les données de surface et sous surface qui nous permettent ainsi de contraindre le modèle 3D et de créer les surfaces définissant le modèle géologique 3D.

Pour ce qui est de la restauration 3D, nous avons choisi de travailler avec des surfaces et d'appliquer la méthode proposée par Massot (2002) [63] et Muron (2005) [73]. En

effet, comme nous l'avons vu dans le chapitre 4, leur méthode est basée sur une méthode de restauration de surface continue, c'est-à-dire remettre à plat les surfaces en fonction d'un horizon cible. Ceci nous permet de prendre en compte le mouvement des failles lors de la restauration.

Et enfin, pour la modélisation directe 3D, nous n'avons pas identifié de méthode pertinente pour la réalisation de ce projet, car les logiciels qui permettent de faire une telle modélisation ne nous permettent pas de modifier les surfaces ou de débiter la modélisation directe par le modèle paléogéométrique défini par la restauration 3D. Nous avons donc développé une méthode de modélisation directe 3D basée sur les nombreuses méthodes de modélisation directe 2D existantes, entre autre celles mises au point par Suppe (1983) [89] et Mercier *et al.* (1997) [68]. Ces méthodes sont basées sur des relations mathématiques dont les paramètres d'entrées correspondent à des données disponibles directement sur le terrain, ou bien encore à des données accessibles par interprétation de coupe structurale. En ce sens, les méthodes de Suppe (1983) [89] et Mercier *et al.* (1997) [68] se révélaient être une bonne base de départ, car nous pouvions alors partir des modèles paléogéométriques issus de la restauration 3D, et modifier les paramètres pour en isoler les effets. Il nous fallait alors pouvoir étendre ces méthodes à la modélisation directe 3D.

La création de la méthode de modélisation directe 3D est obtenue par des relations trigonométriques insérées dans un tableur. Nous avons, dans un premier temps, modifié les relations décrites par Suppe (1983) [89] et Mercier *et al.* (1997) [68] afin de les rendre applicable à une méthode tridimensionnelle. Ces relations mathématiques permettent ainsi de calculer pour chaque point du modèle 3D son déplacement et sa nouvelle position en fonction de paramètres issus d'étude de terrain, d'étude et interprétation de données, comme des coupes structurales par exemple. Le protocole méthodologique que nous proposons alors consiste à :

1. Créer un modèle surfacique 3D à partir des connaissances géologiques mises à notre disposition.
2. Restaurer ce modèle afin de le valider et de connaître sa géométrie avant la déformation. Nous obtenons alors le modèle paléogéométrique 3D.
3. Déformer le modèle paléogéométrique 3D à l'aide de la modélisation directe 3D en ne changeant qu'un seul paramètre à la fois pour pouvoir mettre en évidence celui qui influence la géométrie de la structure géologique lors de son développement.

Dans le chapitre 5, l'application de notre protocole méthodologique a été effectuée

sur le pli de propagation de faille de San Corneli. Nous avons pu alors mettre en évidence que la variation d'épaisseur des strates du Crétacé inférieur dans le bassin d'Organya et la présence de failles normales santoniennes ont influencé la formation et la géométrie du pli de San Corneli. De plus, nous avons aussi pu proposer la chronologie suivante pour les événements qui se sont succédés dans ce secteur au Mésozoïque :

1. Le Jurassique est marqué par le développement d'une plate-forme carbonatée.
2. Le Crétacé précoce de l'Albien–Abtien, correspond à une phase extensive et à l'apparition de failles normales orientées Est-Ouest, comme par exemple la faille d'Organyà. C'est à ce moment là que se déposent les sédiments présentant des variations d'épaisseur dans le bassin dissymétrique d'Organyà.
3. Le Crétacé tardif au Cénomaniens-Santonien est caractérisé par la mise en place d'une plate-forme stable grâce à une période de quiescence tectonique.
4. La fin du Santonien est marquée par une nouvelle phase extensive probablement due à la dernière rotation de la plaque ibérique. C'est à ce moment-là, que les failles normales obliques orientées N160° découpent la plate-forme du Crétacé tardif.
5. Le Campanien-Maastrichtien correspond à la surrection du pli anticlinal de San Corneli. La formation de ce pli est issue de la réactivation en faille inverse de la faille normale d'Organyà et de l'inversion tectonique positive du bassin du même nom.

## 6.1 L'apport géologique de ce travail de recherche

Le protocole méthodologique développé associe trois techniques de modélisation 3D : la modélisation géologique, la restauration et la modélisation directe. Nous avons pu appliquer pour la modélisation géologique 3D et la restauration 3D, des méthodes qui ont déjà été utilisées et approuvées par plusieurs études (Gratier *et al.*, 1991 [43]; Mallet, 2002 [59]; Massot, 2002 [63]; Bédard, 2006 [4]; Fallara *et al.*, 2006 [33]). Cependant, nous avons dû trouver une alternative pour effectuer la technique de modélisation directe 3D. Pour cela, comme nous l'avons vu dans le chapitre 4, nous nous sommes basés sur les travaux réalisés en 2D par Suppe (1983) [89] et Mercier *et al.* (1997) [68]. L'association ces trois techniques de modélisation nous permet de valider à la fois un modèle géologique et un modèle paléogéométrique. Ceci nous permet donc d'avoir une meilleure compréhension de la géométrie des objets géologiques ainsi modélisés.

### 6.1.1 Les nouvelles connaissances acquises sur le développement des plis-failles.

Mencos *et al.* (2005) [67], Garcià-Senz (2002) [39] et Bond et McClay (1995) [7] ont proposé des modèles sur la formation du pli de San Corneli, en se basant sur des coupes structurales soit sur de la géométrie 2D de cette structure. À partir de plusieurs coupes, ils ont pu mettre en évidence la variation d'épaisseur des sédiments anciens déposés dans le bassin d'Organyà et ainsi supposer que cette dernière avait une influence sur la géométrie du pli. Bond et McClay (1995) [7] ont également pu démontrer la géométrie du bassin avant sa déformation, le long d'une coupe structurale 2D.

Lors de cette étude, nous avons pu montrer que la variation d'épaisseur qu'elle soit due à des failles ou à un enfouissement plus rapide du bassin, est un facteur très important à tenir compte pour la géométrie de formation d'un pli-faille. En effet, lors des différents essais effectués pendant la modélisation directe 3D, nous avons pu constater que des différences importantes apparaissaient dans les différents modèles finaux, comme par exemple une variation latérale de l'ouverture du pli. Ceci semble être dû à la colonne de matériel déplacée au-dessus du chevauchement. En effet plus l'épaisseur est importante, plus le pli sera ouvert (Suppe, 1983 [89]) et donc une variation latérale d'épaisseur dans un bassin aura pour conséquence la formation d'un pli dont l'ouverture variera le long de sa charnière. Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons généré le modèle géologique 3D du pli de San Corneli qui possède également une variation d'ouverture du pli le long de sa charnière. Dans un premier temps, la restauration 3D du pli nous a permis d'obtenir le modèle paléogéométrique, c'est-à-dire une représentation possible du secteur d'étude avant le plissement. Ce paléomodèle qui est en accord avec les travaux de Bond et McClay (1995) [7], Garcià-Senz (2002) [39] et Mencos *et al.* (2005) [67], a pu être ainsi validé. En ce qui concerne la modélisation directe 3D, le fait d'utiliser le déplacement dans un univers tridimensionnel de chaque point composant le modèle est nouveau. Nous avons validé cette méthode dans le chapitre 4 avant de l'appliquer au cas de San Corneli. Cette méthode qui permet de passer d'un état non déformé à un état déformé ne permet cependant pas de savoir comment se comporte le pli pendant la déformation, cela reste un point à améliorer. Mais grâce à cette méthode de modélisation directe 3D, nous avons tout de même pu démontrer que les failles normales étaient bien présentes avant le plissement, car la présence de ces dernières modifie la géométrie du pli-faille comme nous l'avons vu dans le chapitre 5.

### 6.1.2 Les relations de cause à effet des failles initiales sur le développement des plis-failles.

Les données structurales récoltées lors de la campagne de terrain suggèrent que les failles normales ont joué en failles de décrochement. Il est possible que ces failles normales aient alors joué pendant la formation du pli pour accommoder la déformation. Cependant, notre protocole ne peut pas nous montrer un tel phénomène. Puisque notre protocole et en particulier, la méthode de modélisation directe 3D ne peut pas montrer comment les failles affectent le pli pendant la déformation, nous avons supposé deux hypothèses afin de voir si oui ou non les failles normales précoces influencent la géométrie des plis-failles, 1) les failles normales étaient présentes avant la formation du pli-faille et 2) les failles normales n'étaient pas présentes avant la formation du pli-faille. Nous avons donc pu constater lors des essais proposés dans le chapitre 5, que la présence des failles normales précoces avant le plissement affecte la géométrie du pli-faille qui en résulte. Puisque lorsque nous comparons les différents modèles finaux, la géométrie du modèle final qui se rapprochait le plus du modèle initial correspondait à celui qui a été affecté par les failles normales. De plus, pour le cas de San Corneli, cette présence de failles combinées avec une variation latérale d'épaisseur nous permet d'obtenir un modèle proche du modèle géologique 3D. Ceci nous permet donc de postuler que ces failles normales précoces étaient bien présentes avant le plissement. En associant la présence de ces failles avec les observations de terrain, nous pouvons en déduire que ces failles normales ont certainement joué pour accommoder la déformation. Il semblerait donc qu'ici les failles précoces aient eu un rôle important sur la géométrie de formation du pli-faille de San Corneli.

## 6.2 Les techniques de modélisation 3D pour une étude géologique

Trois techniques de modélisation 3D ont été étudiées dans le but de voir comment elles peuvent apporter une aide au géologue en les combinant dans un même protocole. Ici, nous discuterons de l'utilité de ces techniques de modélisation 3D pour une étude géologique, et nous analyserons les impacts des simplifications apportées à chaque étape du protocole sur sa validité d'un point de vue géologique.

### **6.2.1 Utilité de ces techniques pour connaître l'influence des failles précoces sur la formation des plis-failles.**

Afin de caractériser en 3D l'influence des structures précoces sur la géométrie de formation des plis-failles, nous avons utilisé les techniques de modélisation géologique 3D, de restauration 3D et de modélisation directe 3D.

#### **A/ Utilité de la modélisation géologique 3D :**

La modélisation 3D sert avant tout à avoir une représentation de la géométrie actuelle du pli-faille. Dans le cadre de cette étude, nous avons également utilisé cette technique comme témoin lors de la modélisation directe 3D pour comparer les modèles.

#### **B/ Utilité de la restauration 3D :**

La restauration 3D nous permet d'obtenir le modèle paléogéométrique et donc de pouvoir avoir une représentation du secteur dans son état non plissé.

#### **C/ Utilité de la modélisation directe 3D :**

La modélisation directe 3D est la technique qui permet de modifier le paramètre « présence de failles précoces avant le plissement ». Cette technique est très importante pour apprécier l'influence des failles normales précoces, car c'est elle qui permet d'observer la déformation. En modifiant des paramètres tels que le nombre de failles précoces ou leurs orientations, nous pouvons voir à quel point elles peuvent avoir influencé la formation du pli-faille.

### **6.2.2 Impacts des simplifications apportées au protocole d'un point de vue géologique**

Les techniques de modélisation 3D entraînent des simplifications dans la conception du modèle géologique. Ces simplifications sont essentiellement d'ordre géométrique,

pour permettre au géologue de représenter des objets naturels qui ont souvent une morphologie très complexe, comme par exemple des plutons granitiques. En ce qui concerne ces simplifications, je ne parlerais ici, que de celles issues de la modélisation directe 3D, car les simplifications ayant trait à la modélisation géologique 3D et la restauration 3D sont bien documentées (Mallet, 2002 [59]; Massot, 2002 [63]; Lepage *et al.*, 2004 [55]; Muron, 2005 [73]). Il est à noter également que dans l'ensemble du protocole, des phénomènes géologiques comme la dissolution, la fracturation à petite échelle ou l'érosion ne sont pas pris en compte. Cependant vu que l'on travaille à l'échelle d'un pli, ces phénomènes n'affectent pas beaucoup le résultat final. De plus, lors du protocole, nous ne tenons pas compte de ces phénomènes ni pour la restauration et ni pour la modélisation directe 3D, car nous considérons que ceux-ci s'annuleraient si nous pouvions les modéliser.

Il est également important de rappeler que les modèles géologiques sont des représentations possibles d'un objet naturel et non pas l'objet lui-même (Mallet, 2002 [59]). Cependant, la modélisation géologique 3D permet dans le cas de notre protocole de respecter la géométrie finale du pli-faille et donc par conséquent sa géologie car il s'agit ici de «représenter» le pli-faille. De plus la plupart des simplifications apportées à la modélisation géologique 3D respectent un certain nombre de contrainte dite «géologique» dans gOcad, par exemple les contraintes de distance minimum. Pour cette première étape, la simplification sera plus liée au nombre de données disponible car plus on pourra contraindre le modèle et moins nous y entrerons d'éventuelles erreurs. En ce qui concerne la restauration 3D utilisées pour notre protocole, elle est basée sur le respect de lois géologiques définies dans la littérature (Massot, 2002 [63]; Muron, 2005 [73]), comme par exemple le respect des aires, qui est l'équivalent du respect de la non variation d'épaisseur en 2D. Les simplifications majeures dans notre protocoles viennent donc de notre méthode de modélisation directe 3D.

La méthode de modélisation directe 3D que nous avons mise en place est basée sur une méthode 2D qui limite les plis à une géométrie de plis en chevron, ceci permet d'obtenir la rampe et le flanc arrière du pli parallèle (Suppe, 1983 [89]). Cette méthode qui a été validé en 2D fonctionne également dans notre cas en 3D, car il s'agit de reconstituer une infinité de coupes sériées. De plus, le fait de ne s'intéresser qu'au seul déplacement des points dans l'espace et de choisir le déplacement selon l'axe de raccourcissement soit l'axe des  $X$ , nous permet de simplifier le problème lié à la troisième dimension. En effet, en procédant de cette manière, nous ne nous occupons en réalité que de deux dimensions soit les axes  $X$  et  $Z$ , car comme le déplacement est parallèle au raccourcissement, il ne peut pas y avoir de déplacement latéral selon l'axe des  $Y$ . Nous

ramenons alors le problème au concept de modélisation directe 2D défini par Suppe (1983)[89] et Mercier *et al.* (1997) [68] qui est accepté par la communauté scientifique.

Nous avons donc pu grâce à ce travail de recherche rendre accessible et de faciliter l'utilisation des techniques de modélisation 3D pour des géologues. En ce sens, nous avons dans ce document, démontré les avantages et la pertinence que pouvaient apporter la combinaison de techniques de modélisation telles que la modélisation géologique 3D, la restauration 3D mais aussi la modélisation directe 3D pour des études géométriques d'objets géologiques. Pour cela, nous avons appliqué la méthode que nous proposons à un contexte spécifique de modélisation géologique, soit l'étude du pli de San Corneli dans la chaîne des Pyrénées en Espagne. Pour se faire, nous avons adapté la modélisation directe 2D pour pouvoir l'appliquer à des surfaces en 3D.

# Bibliographie

- [1] R. W. ALLMENDINGER – « Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds », *Tectonics* **17** (1998), no. 4, p. 640–656.
- [2] R. W. ALLMENDINGER, T. R. ZAPATA, R. MANCEDA & F. DZELALIJA – « Tri-shear kinematic modeling of structures, with examples from the neuquén basin, argentina », *American Association of Petroleum Geologists* (2004), p. 356.
- [3] J. BAUSA, J. MENCOS, D. KIRKWOOD, J. MUNOS, X. BERASTEGUI & P. ARBUES – « Detailed fracture studies of the fault-propagation fold in the spanish pyrenees fold and thrust belt », in ..., 2003.
- [4] K. BÉDARD – *La construction de modèles géologiques 3d à l'ère de la normalisation*, Mémoire, Université Laval (Québec), 2006.
- [5] Y. BÉDARD, J. POULIOT, S. LARRIVÉE, P. FRENETTE, A. BRISEBOIS & P. NORMAND – « Création d'un modèle 3d urbain : de la recherche de données à l'exploitation du modèle 3d », Tech. report, le centre de recherche pour la défense Valcartier, 2002.
- [6] X. BERASTEGUI, J. GARCIA & M. LOSANTOS – « Structure and sedimentary evolution of the organya basin (central south pyrenees units, spain) during the lower cretaceous », *Bulletin de la société de géologie de France* **8** (1990), p. 251–264.
- [7] R. M. G. BOND & K. R. MCCLAY – « Inversion of a lower cretaceous extensional basin, south central pyrenees, spain », in *Basin inversion, Geological Society Special publication* (J. Buchanan & P. Buchanan, eds.), no. 88, 1995, p. 415–431.
- [8] D. BRADLEY & W. KIDD – « Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps », *The Geological Society of America* **103** (1991), no. 11, p. 1416–1438.
- [9] P. BRUNET – *3-d structures for the encoding of geometry and internal properties, three-dimensional modeling with geoscientific information systems*, Kluwer Academic, 1992.

- [10] M. BULNES & K. MCCLAY – « Benefits and limitations of different 2d algorithms used in cross-section restoration of inverted extensional faults : application to physical experiments », *Tectonophysics* **312** (1999), p. 175–189.
- [11] R. BUTLER – « Balance cross-sections and their implications for the deep structure of the northwest alps », *Journal of structural geology* **5** (1983), no. 2, p. 125–137.
- [12] R. CAPOTE, J. MUÑOS, J. SIMON, C. LIESA & L. ARLEGUI – « Alpine tectonics i : the alpine system north of the betic cordillera », *The Geology of Spain, Geological Society, London* (2003), p. 367–386.
- [13] N. CARDOZO – « Trishear modeling of fold bedding data along a topographic profile », *Journal of Structural Geology* **27** (2005), no. 1, p. 495–502.
- [14] A. M. CASAS, A. CASAS, A. PÉREZ, S. TENA, L. BARRIER, D. GAPAIS & T. NALPAS – « Syn-tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain montalbàn basin (northern iberian chain, spain) », *Géodynamica Acta* **1** (2000), p. 1–17.
- [15] A. CASAS, B. OLIVA, T. ROMÀN-BERDIEL & E. PUEYO – « Basement deformation : tertiary folding and fracturing of the variscan bielsa granite (axial zone, central pyrenees) », *Geodinamica acta* **16** (2003), p. 99–117.
- [16] E. CHALARON & M. MALO – « Inversion de la marge dans l'avant-pays appalachien du québec », *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes* **326** (1998), p. 181–186.
- [17] C. CHAMBERLIN – « The appalachian folds of central pennsylvania. », *Journal of Geology* **18** (1910), p. 228–251.
- [18] J. CHESTER & F. CHESTER – « Fault-propagation folds above thrusts with constant dip », *Journal of structural geology* **12** (1990), p. 903–910.
- [19] P. COBBOLD – « Removal of finite deformation using strain trajectories », *Journal of structural geology* **1** (1979), p. 67–72.
- [20] I. COJAN & M. RENARD – *Sédimentologie enseignement des sciences de la terre*, Masson, 1997.
- [21] J. CONTRERAS – « Fbf : a software package for the construction of balanced cross-section », *Computer and Geosciences* **28** (2002), p. 961–969.
- [22] M. COOPER – « The analysis of fracture systems in subsurface thrust structures from the foothills of the canadian rockies », *BP Ressources Canada Limited* (1992), p. 391–405.
- [23] T. CORNU, F. SCHNEIDER & J. GRATIER – « Un modèle cinématique discret de déformation 3d d'un bassin sédimentaire », *Oil and Gas Science and Technology, Rev. IFP* **55** (2000), no. 6, p. 583–590.

- [24] E. O. CRISTALLINI & R. W. ALLMENDINGER – « Pseudo 3-d modeling of tri-shear fault-propagation folding », *Journal of Structural Geology* **23** (2001), no. 12, p. 1883–1900.
- [25] E. O. CRISTALLINI, L. B. GIAMBIAGI & R. ALLMENDINGER – « True 3d tri-shear : a kinematic model for strike-slip and oblique-slip deformation », *Geological Society of America Bulletin* **116** (2004), p. 938–952.
- [26] C. DAHLSTROM – « Balanced cross section », *Canadian Journal of Earth Sciences* **6** (1969), p. 743–757.
- [27] J. DEBELMAS, G. MASCLE & C. BASILE – *Les grandes structures géologiques*, 5 éd., Dunod, 2008.
- [28] J. DERAMOND, P. SOUQUET, M. FONDECAVE & M. SPECHT – « Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps : model and examples from the pyrenees (cretaceous-eocene, france, spain) », *Geology Society Special Publication* **71** (1993), p. 193–219.
- [29] D. DHONT, P. LUXEY, A. AUBIÈS-THOUILH, J. SOMMA & A. DOUMIT – « Cartographie géologique volumique du bassin versant du nahr beyrouth (liban). application aux ressources en eaux souterraines. », *Photo-interprétation* **43** (2007), no. 2007/3, p. 7–12.
- [30] D. ELLIOTT – « The construction of the balanced cross-sections », *Journal of structural geology* **5** (1983), no. 2, p. 101.
- [31] E. ERSLEV – « Trishear fault-propagation folding », *Geology* **19** (1991), p. 617–620.
- [32] E. ERSLEV & K. MAYBORN – « Multiple geometries and modes of fault-propagation folding in the canadian thrust belt », *Journal of structural geology* **19** (1997), p. 321–335.
- [33] F. FALLARA, M. LEGAULT, L. CHENG & O. RABEAU – « 3-d integrated geological modeling in the abitibi subprovince : Techniques and applications », *Journal of mining and exploration geology, ICM (in press)* (2006), p. –.
- [34] P. FERMOR – « Aspect of the three-dimensional structure of the alberta foothills and front ranges », *Geological Society of America Bulletin* **111** (1999), no. 3, p. 317–346.
- [35] P. FITZGERALD, J. MUÑOZ, P. CONEY & S. BALDWIN – « Asymmetric exhumation across the pyrenean orogen : implication for the tectonic evolution of the collisional orogen », *Earth and Planetary Sciences* **173** (1999), p. 157–170.
- [36] M. FLEUTY – « Description of folds », *Geol. Assoc. Canada Proc.* **75** (1964), p. 461–492.
- [37] A. FOUCAULT & J.-F. RAOULT – *Dictionnaire de géologie 4ème édition*, Masson, 1997.

- [38] C. GALERA, C. BENNIS, I. MORETTI & J.-L. MALLET – « Construction of coherent 3d geological blocks », *Computers and Geosciences* **29** (2003), no. 8, p. 971–984.
- [39] J. GARCIA SENZ – « Cuencas extensivas del cretácico inferior en los Pirineos centrales, formación y subsecuente inversión », Thèse, Université de Barcelone (Espagne), 2002.
- [40] A. GIBBS – *Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics*, Pergamon Press Ltd, 1983.
- [41] J. GONG, P. CHENG & Y. WANG – « Three-dimensional modeling and application in geological exploration engineering », *Computers and Geosciences* **30** (2004), no. 4, p. 391–404.
- [42] J. GRATIER & B. GUILLIER – « Compatibility constraints on folded and faulted strata and calculation of total displacement using computational restoration (unfold program) », *Journal of Structural Geology* **15** (1993), no. 3-5, p. 391–402.
- [43] J. GRATIER, B. GUILLIER, A. DELORME & F. ODONNE – « Restoration and balance of a folded and faulted surface by best-fitting of finite elements : principle and applications », *Journal of Structural Geology* **13** (1991), no. 1, p. 111–115.
- [44] J. GRATIER, G. MÉNARD & A. ARPIN – « Strain-displacement compatibility and restoration of the chaînes subalpines of the western Alps », *Geological Society of London, Special Publication* **45** (1989), p. 65–81.
- [45] P. GRIFFITHS, S. JONES, N. SALTER, F. SCHAEFER, R. OSFIELD & H. REISER – « A new technique for 3-d flexural-slip restoration », *Journal of Structural Geology* **24** (2002), p. 773–782.
- [46] B. GUILLAUME, D. DHONT & S. BRUSSET – « Three-dimensional geologic imaging and tectonic control on stratigraphic architecture : Upper Cretaceous of the Tresp basin (south-central Pyrenees, Spain) », *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **92** (2008), no. 2, p. 1–21.
- [47] S. HARDY & M. FORD – « Numerical modelling of trishear fault-propagation folding and associated growth strata », *Tectonics* **16** (1997), no. 5, p. 841–854.
- [48] J. HOSSACK – « The use of balanced cross-section in calculation of orogenic contactation : a review », *Journal of Geological Society of London* **136** (1979), p. 705–711.
- [49] B. LACHANCE – *Développement d'une structure topologique de données 3d pour l'analyse de modèles géologiques*, Mémoire, Université Laval (Québec), 2005.
- [50] O. LACOMBE & F. MOUTHEREAU – « Qu'est ce que le front des orogènes ? l'exemple de l'orogène pyrénéen », *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes* **329** (1999), p. 889–896.

- [51] S. LARRIVÉE, Y. BÉDARD & J. POULIOT – *Modélisation conceptuelle des bases de données géospatiales pour des applications 3d.*, vol. 16, Revue internationale de géomatique, 2006.
- [52] B. LAUMONIER & A. AUTRAN – « Un chevauchement hercynien majeur dans les pyrénées orientales : le chevauchement de puigmal », *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes* **332** (2001), p. 585–594.
- [53] M. LÉGER, M. THIBAUT, J. GRATIER & J. MORVAN – « A least-squares method for multisurface unfolding », *Journal of structural geology* **19** (1997), p. 735–743.
- [54] F. LEPAGE – « Triangle and tetrahedral meshes for geological models », in *22nd GOCAD-MEETING*, 2002, p. 15.
- [55] F. LEPAGE, I. MORETTI & M. GUITON – « 3d restauration : geometry and geomechanics », in *24th GOCAD-MEETING*, 2004.
- [56] B. LEVY & J. MALLET – « Parameterization in structural geology : unfolding and strain characterization », in *19th GOCAD MEETING*, 1999.
- [57] L. LLIBOUTRY – *Géophysique et géologie*, Masson, 1998.
- [58] A. DE LA LOSA – « Modélisation de la troisième dimension dans les bases de données géographiques », Thèse, Université de Marne-la-Vallée (France), 2000.
- [59] J.-L. MALLET – « Geomodeling », *Oxford University Press* (2002), p. 599.
- [60] D. MARSH – *Applied geometry for computer graphics and cad*, Springer Verlag, 2004.
- [61] R. MASON – « Structure of the alice anticline, papua new guinea : serial balanced cross-sections and their restoration », *Journal of structural geology* **19** (1997), p. 719–734.
- [62] L. MASSÉ – *Développement méthodologique pour la modélisation géologique avec exemple pour la région de moose mountain, ab*, Mémoire, Université Laval (Québec), 2002.
- [63] J. MASSOT – « Implémentation de méthodes de restauration équilibrée », Thèse, Institut National Polytechnique de Lorraine (France), 2002.
- [64] M. MATTAUER – *Ce que disent les pierres*, Belin pour la science, 1998.
- [65] K. R. MCCLAY – « Thrust tectonics and hydrocarbon systems », *AAPG Memoir* **82** (2004), p. preface.
- [66] D. MEDWEDEFF & J. SUPPE – « Multibend fault-bend folding », *Journal of structural geology* **19** (1997), p. 279–292.
- [67] J. MENCOS, J. MUNOZ & S. HARDY – « 3d geometry and numerical modelling of the sant corneli anticline (southern pyrenees, spain) », in *Thrust Fault Related Folding : AAPG MEMOIR* (K. McClay, J. H. Shaw & J. Suppe, éd.), 2005.

- [68] E. MERCIER, F. OUTTANI & D. FRIZON DE LAMOTTE – « Late-stage evolution of fault-propagation folds : principles and example », *Journal of structural geology* **19** (1997), no. 2, p. 185–193.
- [69] J. MERCIER & P. VERGELY – *Tectonique*, DUNOD, 1999.
- [70] J. MUNOS & J. GARCIA SENZ – « Cours d'inversion tectonique », Pyrenees 2000, 2000.
- [71] J. MUÑOZ – « Evolution of a continental collision belt : Ecors-pyrenees crustal balanced cross-section », *Thrust Tectonics* (1996), p. Thrust Tectonics.
- [72] J. MUNOZ, A. MARTINEZ & J. VERGÉS – « Thrust sequences in the eastern spanish pyrenees », *Journal of Structural Geology* **8** (1986), p. 399–405.
- [73] P. MURON – « Méthodes numériques 3-d de restauration des structures géologiques faillées », Thèse, Institut National Polytechnique de Lorraine (France), 2005.
- [74] P. MURON & J.-L. MALLET – « 3d balanced unfolding and rock properties », in *24th GOCAD-METTING*, 2004.
- [75] J. POBLET & K. MCCLAY – « Geometry and kinematics of single-layer detachment folds », *American Association of Petroleum Geologists* **80** (1996), p. 1085–1109.
- [76] J. POULIOT, B. LACHANCE & D. KIRKWOOD – « L'importance de la modélisation géométrique 3d lors de l'élaboration d'un sig 3d : Exemple du développement d'une structure topologique pour une application géologique. », *La revue internationale de géomatique : Information géographique tridimensionnelle* **16** (2006), no. 1, p. 29–49.
- [77] F. RAMOS – « Modélisation et validation d'un système d'information géographique 3d opérationnel », Thèse, Université de Marne-la-Vallée (France), 2003.
- [78] J. RAMSAY – *Folding and fracturing of rocks.*, McGraw-Hill Book Compagny, 1967.
- [79] J. RAMSAY & M. HUBER – *The techniques of modern structural geology, vol. 2 : folds and fractures*, Academic Press, London, 1987.
- [80] D. ROUBY – « Restauration en carte des domaines failles en extension, methode et applications », Thèse, Universite de Rennes I (France), 1994.
- [81] D. ROUBY, S. RAILLARD, F. GUILLOCHEAU, R. BOUROULLEC & T. NALPAS – « Kinematics of a growth fault/raft system on the west african margin using 3-d restoration », *Journal of structural geology* **24** (2002), p. 783–796.
- [82] D. ROUBY, H. XIAO & J. SUPPE – « 3-d restoration of complexly folded and faulted surfaces using multiple unfolding mechanism », *AAPG Bulletin* **84** (2000), no. 6, p. 805–829.

- [83] F. SALVINI & F. STORTI – « The distribution of deformation in parallel fault-related folds with migrating axial surfaces : comparison between fault-propagation and fault-bend folding », *Journal of Structural geology* **23** (2001), p. 25–32.
- [84] — , « Active hinge folding related deformation and its role in hydrocarbon exploration and development-insights from hca modeling », *Thrust tectonics and hydrocarbon systems : AAPG Memoir* **82** (2004), p. 453–472.
- [85] C. SANDERS, M. BONORA, E. RICHARDS, D. AND KOZLOWSKI, C. SYLWAN & M. COHEN – « Kinematic structural restoration and discrete fracture modeling of a thrust trap : a case study from the tarija basin, argentina », *Marine and Petroleum Geology* **21** (2004), p. 845–855.
- [86] W. SCHWERDTNER – « Geometric interpretation of regional strain analysis », *Tectonophysics* **39** (1977), p. 515–531.
- [87] H. SINCLAIR – « Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins : An alpine perspective », *The Geological Society of America* **109** (1997), no. 3, p. 324–346.
- [88] R. SOTO, A. CASAS, F. STORTI & C. FACCENNA – « Role of lateral thickness variations on the development of oblique structures at the western end of the south pyrenean central unit », *Tectonophysics* **350** (2002), p. 215–235.
- [89] J. SUPPE – « Geometry and kinematics of fault-bend folding », *American journal of science* **283** (1983), p. 684–721.
- [90] J. SUPPE & D. MEDWEDEFF – « Geometry and kinematics of fault-propagation folding », *Eclogae Geologicae Helvetiae* **83** (1990), no. 3, p. 409–454.
- [91] J. SUPPE & J. H. SHAW – « Active faulting and growth folding in the eastern santa barbara channel, california », *Geological Society of America Bulletin* **106** (1994), p. 607–626.
- [92] A. SUSSMAN, R. BUTLER, J. DINARÈS-TURELL & J. VERGÈS – « Vertical-axis rotation of a foreland fold and implications for orogenic curvature : an example from the southern pyrenees, spain », *Earth and planetary sciences* **218** (2004), p. 435–449.
- [93] S. TAVANI, F. STORTI, O. FERNANDEZ, J. MUNOZ & F. SALVINI – « 3-d deformation pattern analysis and evolution of the anisclio anticline, souther pyrenees », *Journal of structural geology* **28** (2006), p. 695–712.
- [94] S. TAVANI, F. STORTI & F. SALVINI – « Double-edge fault-propagation folding : geometry and kinematics », *Journal of structural geology* **28** (2006), p. 19–35.
- [95] B. THIBERT, J. GRATIER & J. MORVAN – « A direct method for modeling and unfolding developable surfaces and its application to the ventura basin (california) », *Journal of structural geology* **27** (2005), p. 303–316.

- [96] F. THOUÉ, G. VIDAL & J. GRATIER – « Finite deformation and fields on the southern yemen margin using satellite images, topographic data and a restoration method », *Tectonophysics* **281** (1997), p. 173–193.
- [97] J. VERGES, H. MILLAN, E. ROCA, J. MUNOZ, M. MARZO, J. CIRES, T. DEN BEZEMER, R. ZOETEMEIJER & S. CLOETINGH – « Eastern pyrenees and related foreland basins : pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections », *Marine and Petroleum Geology* **12** (1995), p. 903–915.
- [98] J. VERGÉS & J.-A. MUÑOZ – « Thrust sequences in the southern central pyrenees », *Bull. Soc. Géol. Fr.* **8** (1990), p. 265–271.
- [99] W. WALLACE & T. HOMAZ – « Detachment folds versus fault-propagation folds, and their truncation by thrust faults », *tectonics and hydrocarbon systems : AAPG Memoir* **82** (2004), p. 324 – 355.
- [100] J. WICKHAM & G. MOECKEL – « Restoration of structural cross-sections », *Journal of structural geology* **19** (1997), p. 975–986.
- [101] M. WILKERSON, J. WILSON, J. POBLET & M. FISHER – « Detach : an excel spreadsheet to simulate 2-d cross sections of detachment folds », *Computers and Geosciences* **30** (2004), p. 1069–1077.
- [102] G. WILLIAMS, S. KANE, T. BUDDIN & A. RICHARDS – « Restoration and balance of complex folded and faulted rock volumes : flexural flattening, jigsaw fitting and decompaction », *Tectonophysics* **273** (1997), p. 203–218.

# Annexe I

## Quelques essais sur la restauration 3D

Dans cette annexe, nous vous présentons des essais effectués sur des surfaces plissées, plissées-faillées et sur le modèle géologique 3D de San Corneli.

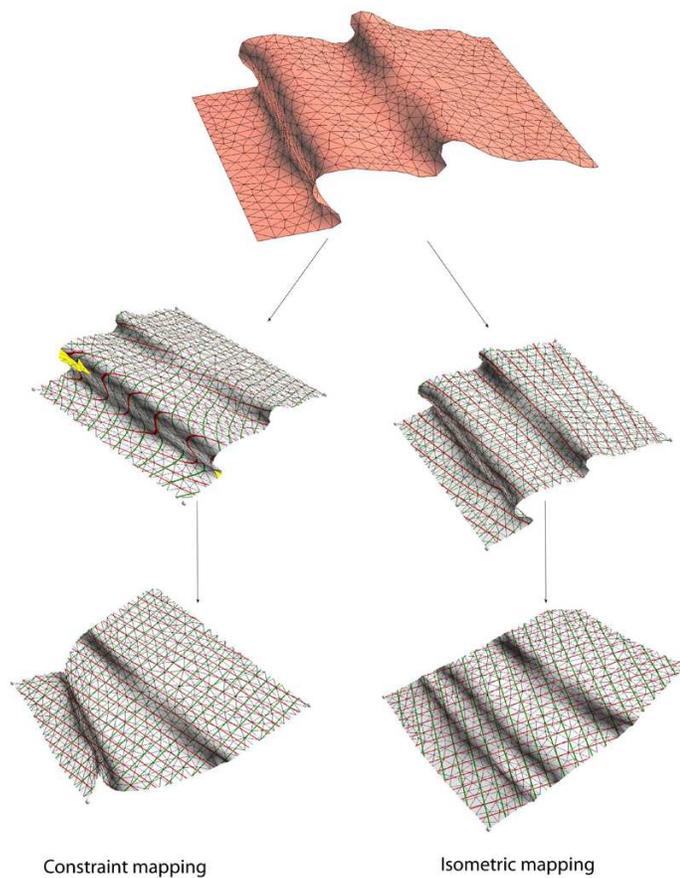


FIG. A.I.1 - *Tests sur une surface plissée des différents calculs de restauration*

La figure A.I.1 permet de faire ressortir que pour une surface plissée seulement, l'ajout de contrainte lors de la restauration peut aboutir à un résultat erroné. Ici, nous observons un phénomène de compression pour la surface restaurée avec *Constraint mapping* qui n'est géologiquement pas recevable.

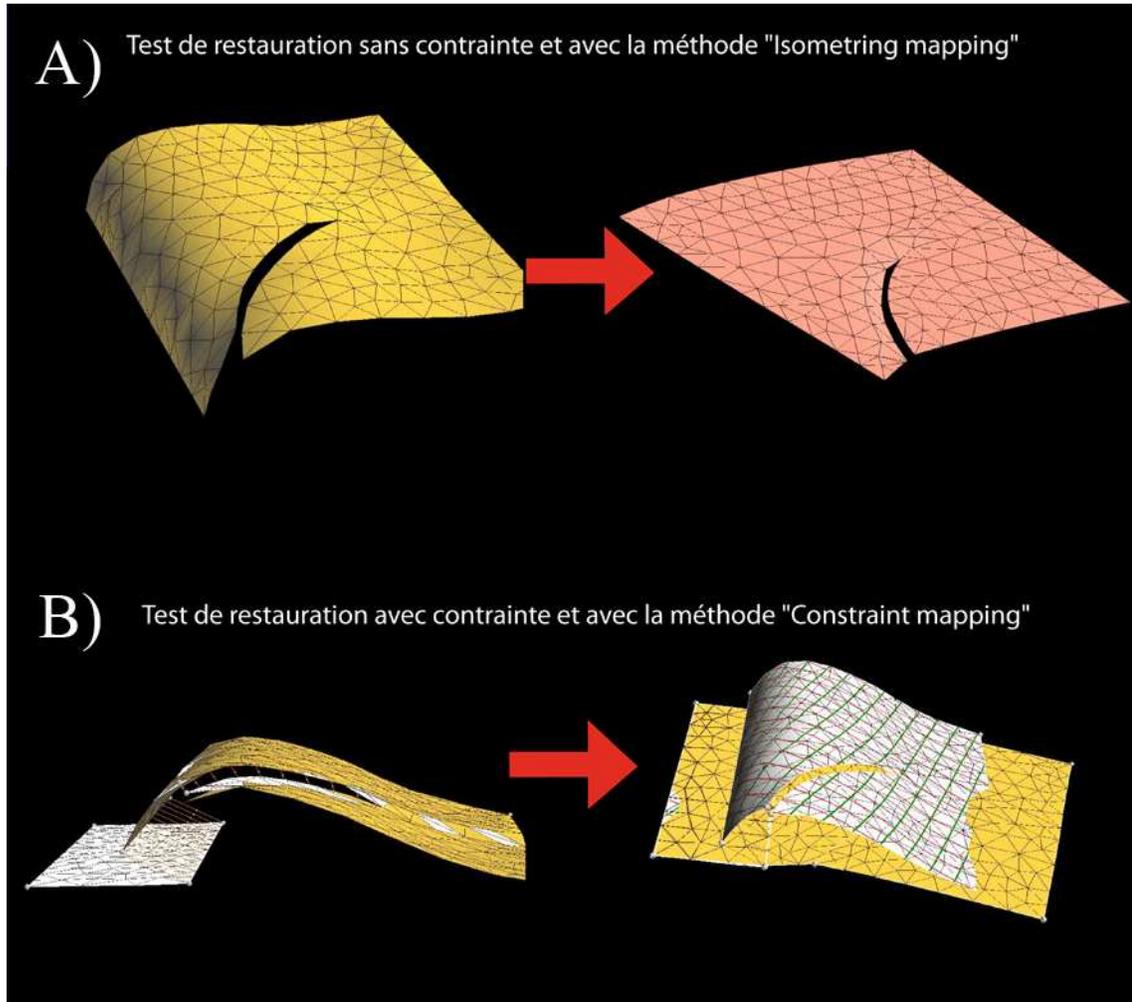


FIG. A.I.2 - *Tests sur une surface plissée-faillée. A) Test effectué avec une restauration sans application de contrainte et en utilisant le calcul paramétrique Isometring mapping et B) Test effectué avec une restauration avec application de contrainte et en utilisant le calcul paramétrique Constraint mapping*

La figure A.I.2 correspond à un essai de l'influence de la paramétrisation sur une surface plissée-faillée. Dans le cas du test de restauration sans contrainte, nous observons que l'effet de la faille dans l'état restauré n'a pas disparu, alors que dans le test de restauration avec contrainte, les failles ne sont plus présentes après la restauration.

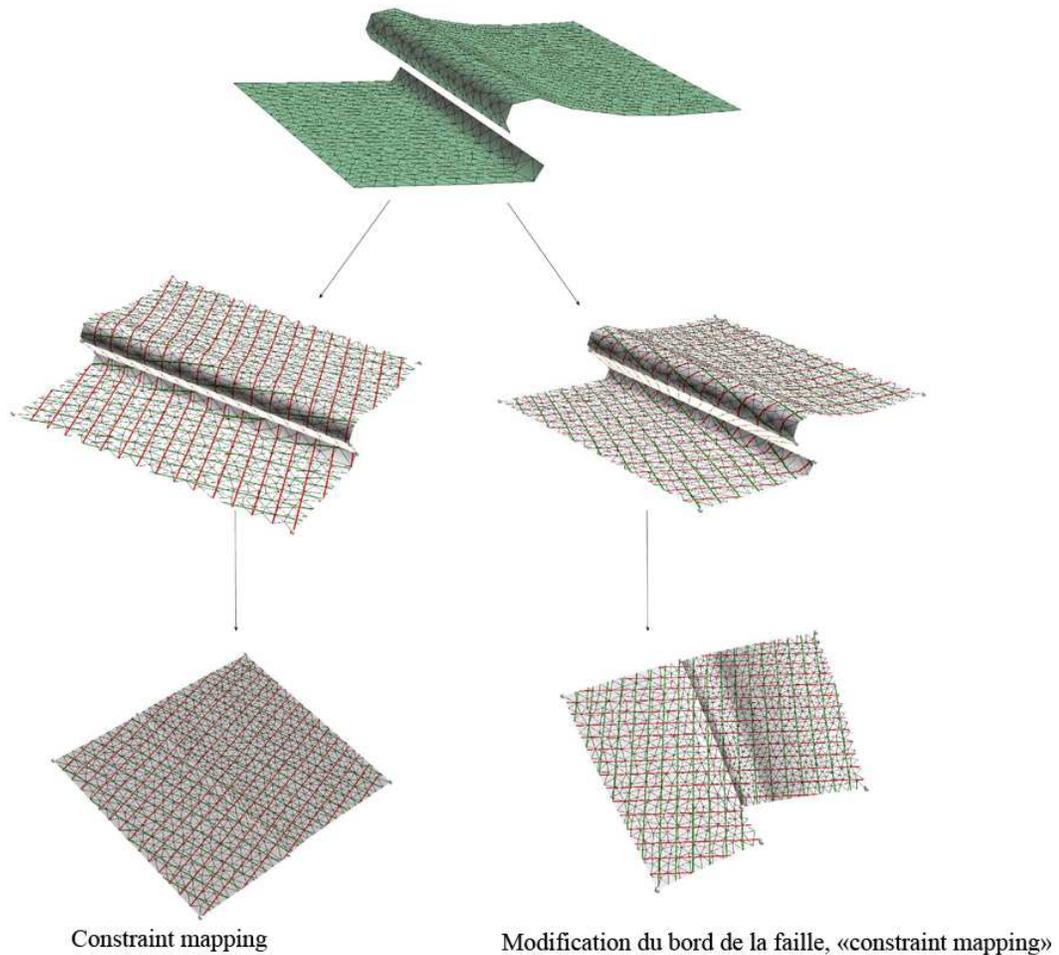


FIG. A.I.3 - Tests sur l'effet de la modification des bords de faille pour une surface plissée-faillée

Nous avons effectué des tests pour voir l'effet du placement des bords de faille (fig. A.I.3) sur la restauration. Lors de ce test, nous avons pu faire ressortir que ce facteur, soit la position des bordures de failles est très important et peut entraîner des erreurs lors de la restauration. Les figures suivantes (fig. A.I.4, A.I.5, A.I.6, A.I.7 et A.I.8) sont les résultats de la restauration en modifiant le paramètre nombre de failles. Des différences de géométrie entre les surfaces *Santa – Fe* et *Herbasinova* sont observées et expliquées par la présence obligatoire de toutes les failles normales à l'état final du modèle, ceci est démontré par la figure A.I.9.

Santa-Fe

Herbasinova

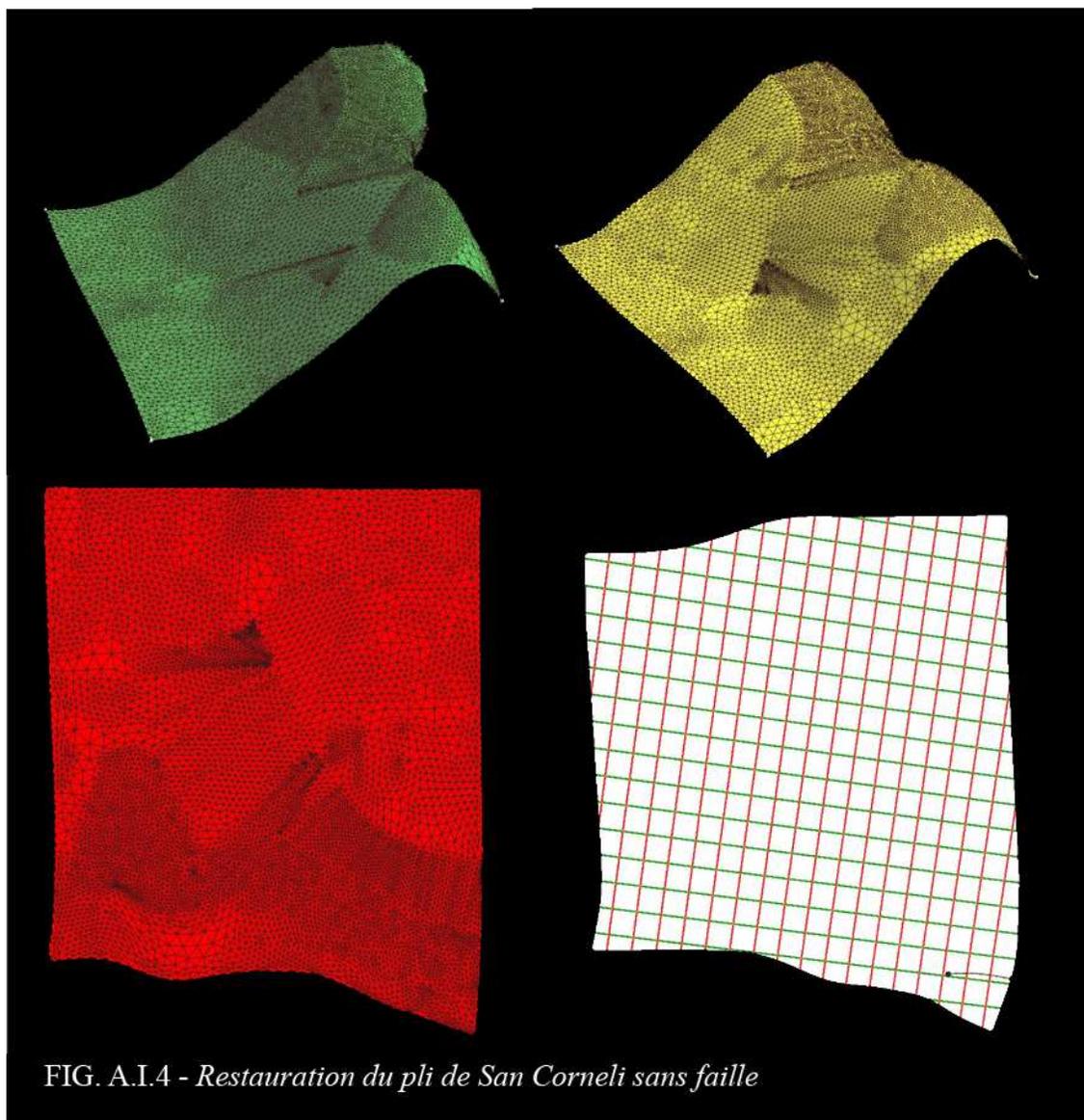
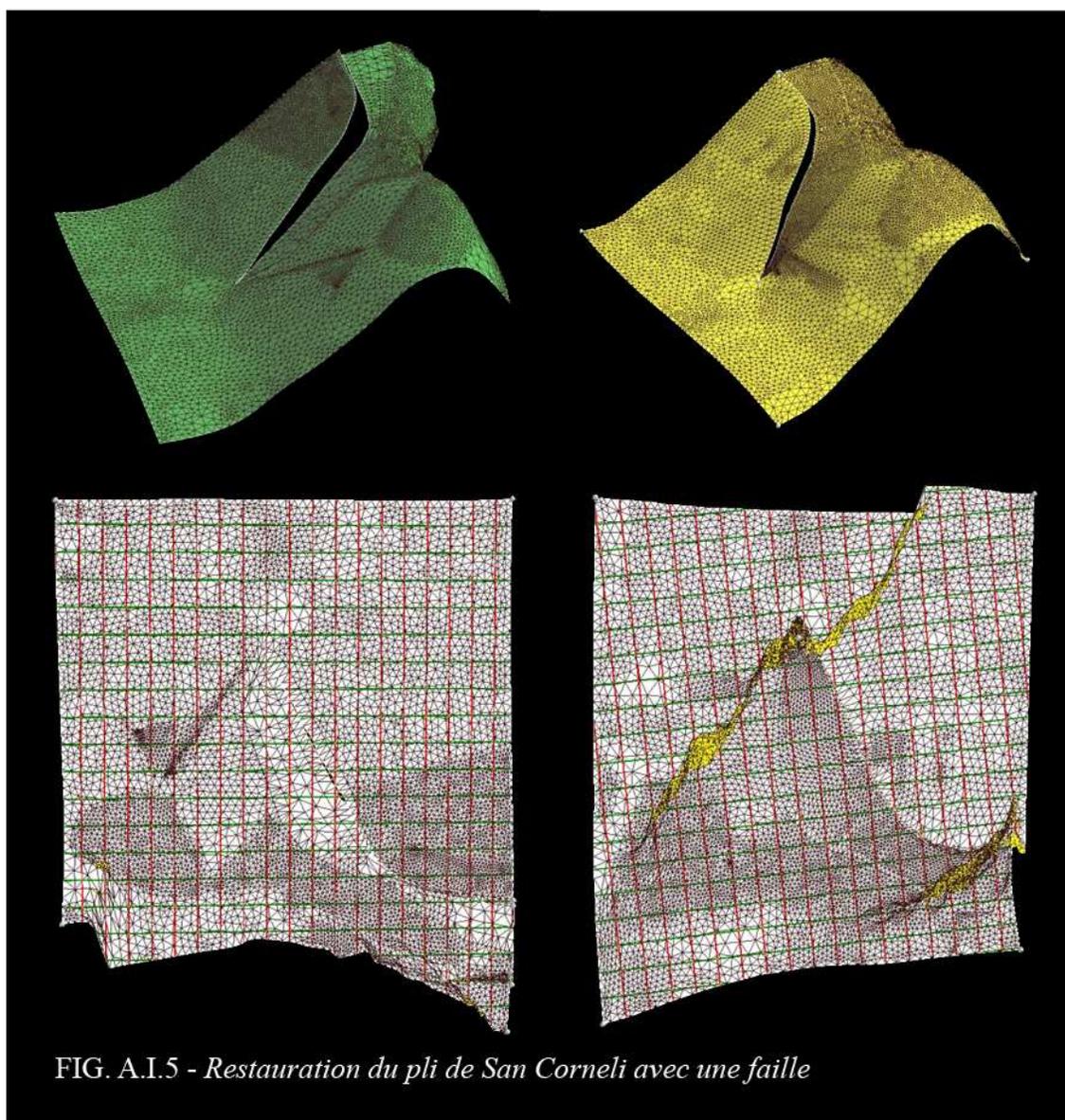


FIG. A.I.4 - Restauration du pli de San Corneli sans faille

Santa-Fe

Herbasinova



Santa-Fe

Herbasinova

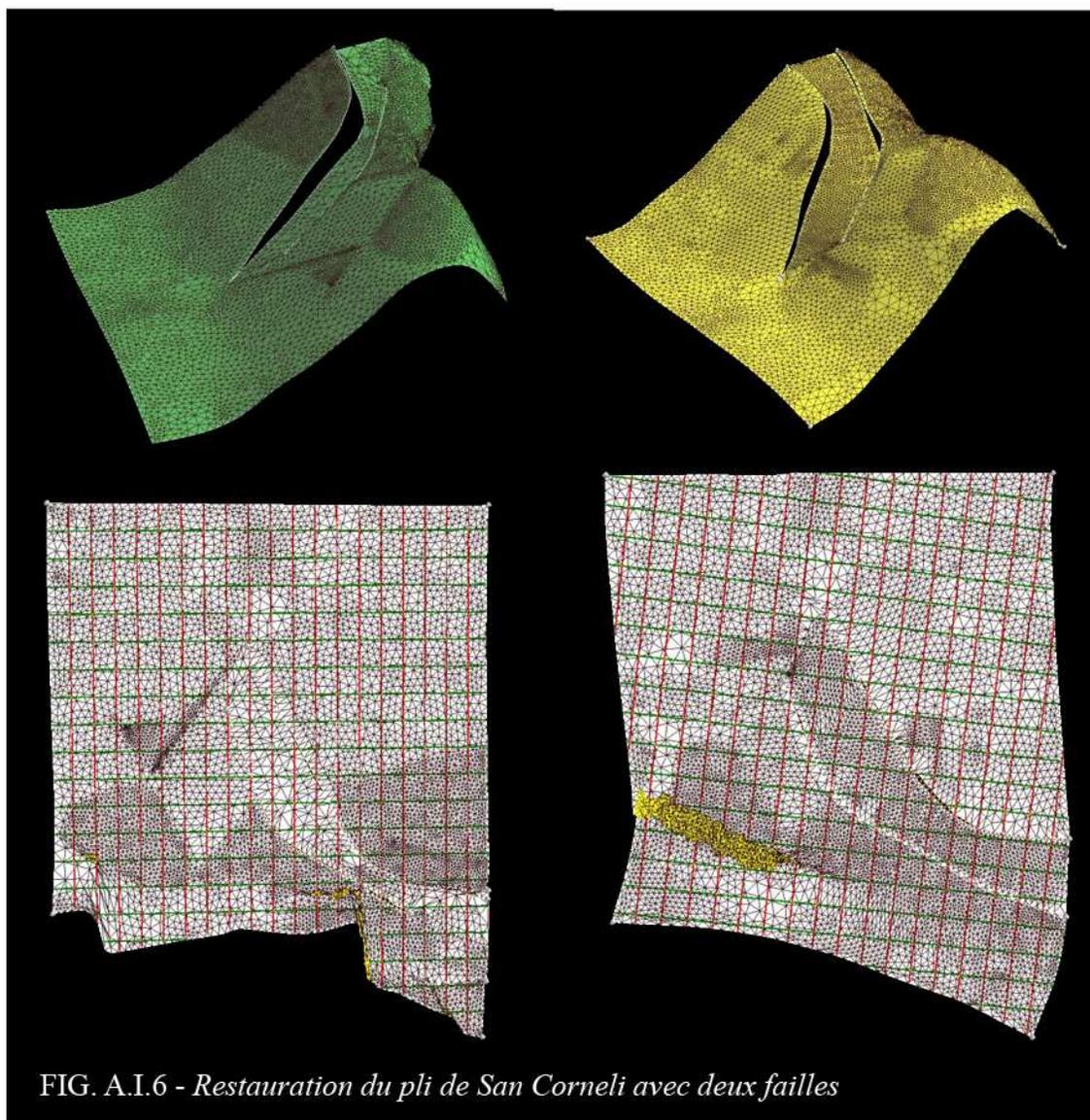
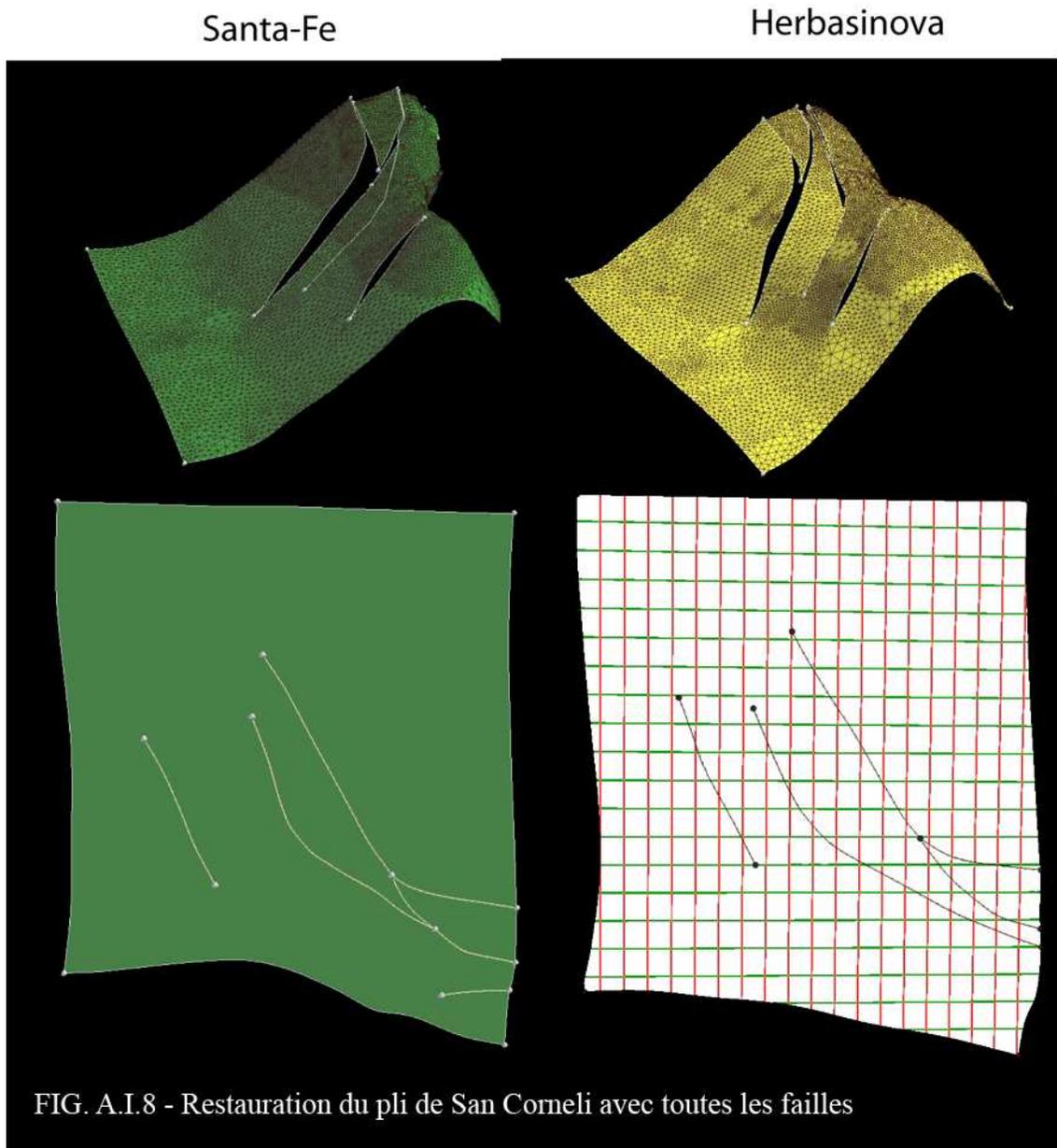
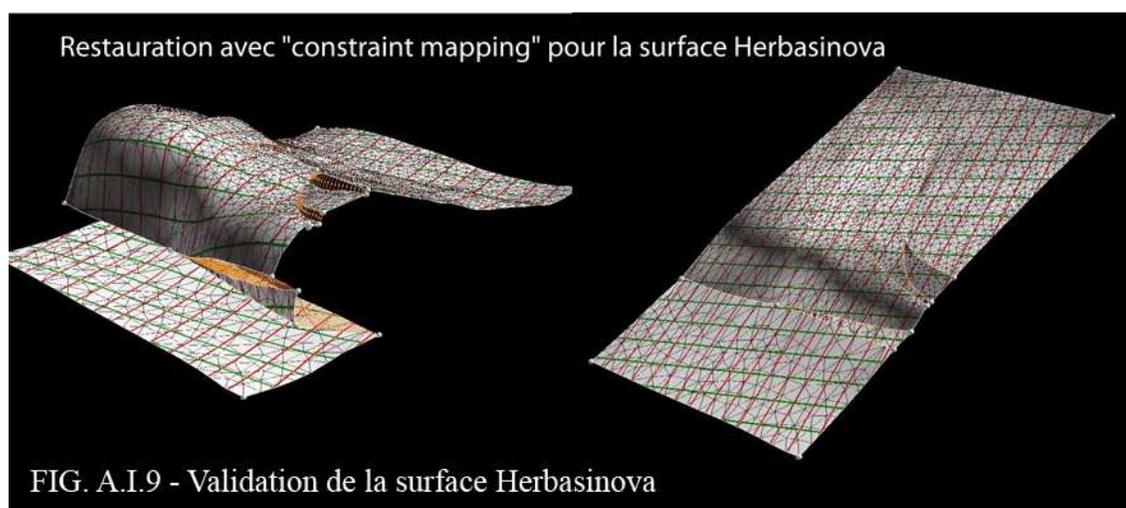


FIG. A.I.6 - *Restauration du pli de San Corneli avec deux failles*







## Annexe II

Équation de la modélisation cinématique directe selon Suppe (1984) et Mercier *et al.* (1997)

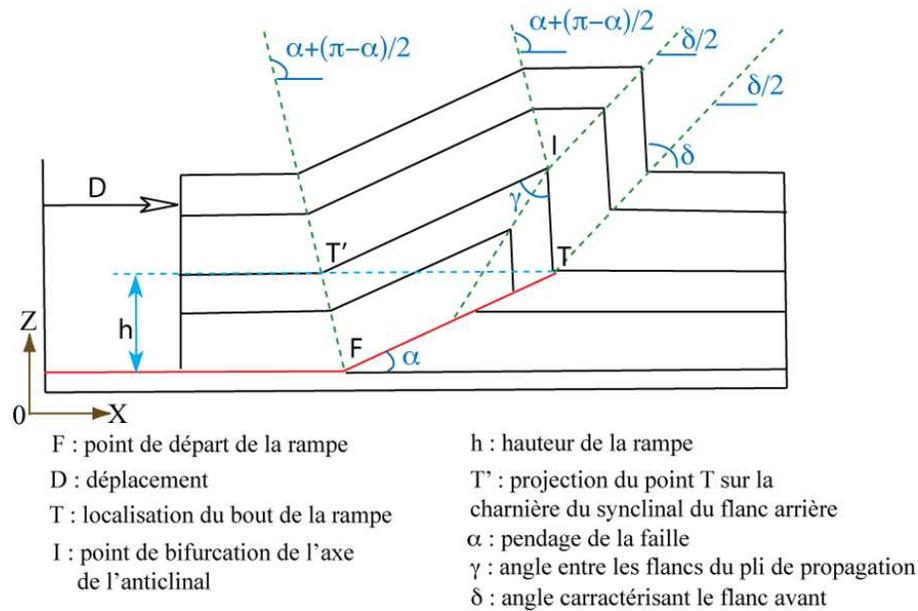


FIG. A.II.1 - Les différents paramètres qui permettent de déformer un pli selon Mercier *et al.* (1997) [68]

Les relations qui permettent d'obtenir les valeurs angulaires particulières comme l'ouverture du pli (éq. 6.1), les pendages des plans axiaux partant du point de bifurcation  $I$  (éq. 6.2 et 6.3), sont obtenues par rapport aux valeurs angulaires connues.

$$\gamma = \alpha + \delta \quad (6.1)$$

$$\epsilon = \frac{(\pi - \delta)}{2} \quad (6.2)$$

$$\beta = \frac{(\pi - \alpha)}{2} \quad (6.3)$$

En ce qui concerne les coordonnées de ces paramètres, l'équation 6.4 permet de calculer la hauteur de la rampe ( $h$ ). Pour cela, nous devons tenir compte du déplacement  $D$  ainsi que des relations angulaires entre le pendage de la rampe ( $\alpha$ ) et l'ouverture du pli ( $\gamma$ )

$$h = \frac{D}{\left( \frac{(1-\cos(\gamma))}{\sin(\gamma)} - \frac{(1-\cos(\alpha))}{\sin(\alpha)} \right)} \quad (6.4)$$

L'équation 6.5 nous permet d'extraire la profondeur de l'extrémité de la faille qui correspond aussi au passage entre le matériel qui subira une variation de volume et celui qui n'en subira pas. Il s'agit en fait de la profondeur du chevauchement au départ  $Z_F$  à laquelle nous ajoutons la hauteur  $h$  de la rampe.

$$Z_{(I)} = Z_{(F)} + h \quad (6.5)$$

L'équation 6.6 correspond à la position de l'extrémité de la faille après déformation.

$$X_{(T)} = X_{(F)} - \frac{h}{\tan(\alpha)} \quad (6.6)$$

L'équation 6.7 permet d'obtenir la position des points qui sont les projeté de l'extrémité de la faille ( $X_{(T)}$ ) sur le plan axial du synclinal à l'arrière du pli de propagation.

$$X_{(T')} = R + X_{(F)} + \frac{h}{\tan(\beta)} \quad (6.7)$$

L'équation 6.8 nous donne la position des points correspondants à la bifurcation du plan axial de l'anticlinal du pli de propagation.

$$X_{(I)} = \frac{(Z_{(I)} * \sin(\delta) + X_{(T')} * \sin(\alpha))}{(\sin(\alpha) + \sin(\delta))} \quad (6.8)$$

# Annexe III

## Données structurales de l'anticlinal de San Corneli

TAB. 6.1 – Données structurales de la région d'Aramunt (flanc nord du pli de San Corneli)

Direction	pendage	obs.
305	30	
348	29	
350	40	
55	23	
10	36	
320	41	
315	31	
225	40	
250	38	
340	40	
325	60	
345	20	
280	22	
285	23	
290	40	
305	40	
286	27	
345	80	faille normale
342	75	faille normale

TAB. 6.2 – Données structurales de la région d’Orcau (flanc sud du pli de San Corneli)

Direction	pendage	obs.
115	35	
98	28	
92	29	
100	30	
81	25	
105	33	
120	35	
125	35	
115	38	

TAB. 6.3 – Données structurales de la région de Bastur (flanc sud du pli de San Corneli)

Direction	pendage	obs.
140	31	
132	45	
120	30	
127	47	
115	23	
100	29	
130	18	

TAB. 6.4 – Données structurales de la région d’Aramunt (flanc nord du pli de San Corneli)

Direction	pendage	obs.
312	23	
309	31	
320	33	
322	15	
314	25	
312	29	
311	31	
323	33	
312	29	faille normale
45	80	strie
319	76	faille normale
40	74	strie

TAB. 6.5 – Données de fracturation obtenues sur le flanc nord du pli de San Corneli

Direction	pendage	Direction	pendage	Direction	pendage	Direction	pendage
0	85	0	85	0	85	0	85
0	85	0	85	0	85	4	85
5	85	5	85	10	85	12	85
15	85	15	85	15	85	15	85
20	85	20	85	20	85	20	85
20	85	21	85	22	85	24	85
24	85	24	85	25	85	25	85
27	85	28	85	28	85	29	85
29	85	30	85	35	85	36	85
36	85	36	85	37	85	37	85
38	85	38	85	40	85	40	85
40	85	40	85	41	85	41	85
43	85	43	85	43	85	43	85
43	85	43	85	43	85	43	85
43	85	44	85	44	85	44	85
45	85	45	85	45	85	45	85
46	85	46	85	46	85	47	85
47	85	47	85	47	85	48	85
49	85	49	85	49	85	51	85
52	85	54	85	54	85	54	85
54	85	54	85	54	85	54	85
54	85	54	85	54	85	54	85
54	85	54	85	54	85	55	85
56	85	56	85	56	85	57	85
57	85	59	85	59	85	59	85
59	85	59	85	59	85	59	85
59	85	59	85	59	85	59	85
59	85	59	85	59	85	59	85
59	85	59	85	59	85	59	85
59	85	59	85	59	85	60	85
60	85	60	85	61	85	63	85
63	85	64	85	65	85	65	85
66	85	66	85	67	85	68	85
68	85	69	85	69	85	69	85



TAB. 6.7 – Données de fracturation obtenues sur le flanc nord du pli de San Corneli (suite)

Direction	pendage	Direction	pendage	Direction	pendage	Direction	pendage
155	85	156	85	157	85	157	85
158	85	158	85	158	85	158	85
158	85	158	85	158	85	158	85
158	85	158	85	158	85	158	85
158	85	159	85	160	85	160	85
160	85	160	85	162	85	162	85
163	85	165	85	165	85	165	85
171	85	171	85	172	85	172	85
174	85						