



HAL
open science

Modélisation physique du rôle des paramètres rhéologiques et cinématiques dans la structuration des bassins de type pull-apart : exemple du bassin d'El Hamma-Gabès, Tunisie centrale

Marwa Boussarsar

► **To cite this version:**

Marwa Boussarsar. Modélisation physique du rôle des paramètres rhéologiques et cinématiques dans la structuration des bassins de type pull-apart : exemple du bassin d'El Hamma-Gabès, Tunisie centrale. Sciences de la Terre. Université de Lille; Université de Sfax (Tunisie), 2022. Français. NNT : 2022ULILR032 . tel-04147743

HAL Id: tel-04147743

<https://theses.hal.science/tel-04147743>

Submitted on 1 Jul 2023

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

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



REPUBLIQUE TUNISIENNE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT
SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE DE SFAX
FACULTE DES SCIENCES DE SFAX

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE



REPUBLIQUE FRANCAISE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT
SUPERIEUR DE LA RECHERCHE ET DE
L'INNOVATION

UNIVERSITE DE LILLE
FACULTE DES SCIENCES E TECHNOLOGIES

DEPARTEMENT DES SCIENCES NATURELLES SNS

THESE
Pour l'obtention du grade de
DOCTEUR EN SCIENCES GEOLOGIQUES

**Modélisation physique du rôle des paramètres
rhéologiques et cinématiques dans la
structuration des bassins de type pull-apart :
Exemple du bassin d'El Hamma-Gabès, Tunisie
centrale**

Présentée par

Mme Marwa Boussarsar

Soutenue le 08/09/2022 devant les membres du jury :

Président et Rapporteur	Mme. Laetitia Le Pourhiet	Professeur à l'université de Sorbonne
Directeur de thèse	Mr. Chedly Abbes	Professeur à la Faculté des Sciences de Sfax
Directeur de thèse	Mr. Bruno Vendeville	Professeur à l'université de Lille
Rapporteur	Mr. Ferid Dhahri	Professeur à l'université de Gafsa
Examineur	Mr. Oriol Ferrer	Maitre de conférences à l'université de Barcelone



« L'histoire géologique nous montre que la vie n'est qu'un court épisode entre deux éternités de mort, et que, dans cet épisode même, la pensée consciente n'a duré et ne durera qu'un moment. La pensée n'est qu'un éclair au milieu d'une longue nuit, mais c'est cet éclair qui est tout ».

Henri Poincaré

*A la mémoire de mon cher papa,
À ma mère la source de ma force,
patience et persévérance, Je te le dis pas suffisamment, je t'aime maman
et je te remercie d'être toujours là pour me soutenir et m'encourager à
conquérir mes rêves.*

A ma sœur pour son appui et ses conseils incessants.

*A mes proches et mes amis pour leur soutien tout au long
de mon parcours universitaire,*

*que ce travail soit l'accomplissement de vos vœux tant
allégués, et le fruit de votre soutien infailible,*

Merci d'être toujours là pour moi.

Marwa. B

Remerciement

Cette recherche de doctorat a été effectuée dans un cadre de cotutelle entre l'université de Sfax, Tunisie et l'université de Lille, France.

Une thèse est un travail qui ne peut pas être réalisé sans le soutien (et la patience), sur le plan professionnel et personnel, de nombreuses personnes. Dans ce bref paragraphe, dont la longueur est inversement proportionnelle à l'importance que je lui accorde, je tiens à remercier une partie des personnes qui ont suivi, participé et soutenu la réalisation de ce travail.

En premier lieu, je remercie sincèrement **Mr. Chedly Abbes** professeur à la faculté des Sciences de Sfax en tant que Directeur de thèse du côté Tunisien. Je lui suis reconnaissante pour le temps conséquent qu'il m'a accordé, ses qualités pédagogiques et scientifiques, sa franchise et sa sympathie. J'ai beaucoup appris à ses côtés et je lui adresse ma gratitude pour tout cela.

J'adresse de chaleureux remerciements à **Mr. Bruno Vendeville** professeur à l'université de Lille, en tant que directeur de thèse du côté français, il m'a guidé dans mon travail et m'a aidé à trouver des solutions pour avancer. Il m'a initié à la modélisation analogique en tant qu'outil et m'a accueilli au sein du laboratoire d'Océanologie et géosciences à Lille, sans sa bonne humeur (inépuisable), sa patience et son soutien tout au long de ma recherche, il aurait été impensable d'arriver à ce résultat.

Je tiens aussi à exprimer ma profonde gratitude et reconnaissance à **Mme Laetitia Le Pourhiet**, professeur à l'université de Sorbonne, d'avoir bien voulu s'intéresser à ce travail et qui a bien accepté de me faire le grand honneur de présider le Jury de ma soutenance.

Je dois un grand merci à **Mr Ferid Dhahri**, Professeur à l'université de Gafsa qui a accepté la lourde tâche de rapporter le manuscrit de thèse. J'étais fortement impressionnée par sa lecture critique et enrichissante du manuscrit et l'intérêt qu'il a porté à mon travail. Qu'il trouve à travers ces lignes l'expression de ma sincère reconnaissance.

J'associe à ces remerciements **M. Oriol Ferrer**, maître de conférences à l'université de Barcelone pour avoir accepté d'examiner mon travail. Ainsi que pour ses conseils avisés et son écoute qui ont été prépondérants pour la bonne réussite de cette thèse. Sa présence au sein du jury est à la fois un grand honneur et une bonne marque d'affection. J'en suis énormément reconnaissante.

Bien sûr, atteindre ces objectifs n'aurait pas été possible sans l'aide des membres du laboratoire d'Océanologie et de Géosciences à l'université de Lille ainsi que les

enseignants du SN5, essentiellement, Mme Louise Watremez, Mr Cesar Witt, Mr Fabien Graveleau, Mr Frank Chanier , Mr Jean-Yves Reynaud, et Mr Nicolas Tribovillard. Je les remercie pour leur accueil chaleureux, pour les conseils et les beaux moments passés.

Je désire en outre remercier Mme Monique Gentric secrétaire du laboratoire d'Océanologie et des géosciences pour son professionnalisme, sa sympathie et son aide administrative.

Je voudrais exprimer ma reconnaissance envers les amis et collègues qui m'ont apporté leur soutien moral et intellectuel tout au long de ma démarche, Anis, Mohamed, Wajih, Nedhir , Mimi , Malika , Hejer, Raja et Eya. Merci d'être toujours à mes côtés et à m'aider à dépasser les moments de fatigues, d'angoisse et de panique par laquelle j'ai passé au cours de ces années de recherche.

Nouha, mon amie et ma confidente, je tiens à te remercier beaucoup pour ton soutien et ta compréhension, sans oublier ton aide et ta disponibilité à fin d'améliorer la qualité et la forme de mon manuscrit de thèse. Reçois ma grande reconnaissance et l'expression de ma grande estime.

Résumé

Les modèles analogiques de formation des bassins en pull-apart considèrent l'existence de discontinuités basales qui transmettent le mouvement de décrochement dans la couverture sus-jacente. Nous présentons ici une série de modèles réalisés selon un mode opératoire innovant, qui permet la formation de ce type de bassins au-dessus d'une couche visqueuse, par le seul effet de coulissements latéraux dans la couverture, indépendamment du socle. Ce travail est inspiré d'un exemple naturel, le bassin d'El Hamma-Gabes, en Tunisie centrale. Ce bassin correspond à une zone de relais extensif entre deux Couloirs de Décrochements Principaux (CCP) de direction N100-110. Ces couloirs font partie de l'expression en surface de la zone de cisaillement crustale dite « Accident Sud Tunisien ». Ils sont marqués par des cinématiques transtensives dextres pendant l'extension N80 du Crétacé supérieur, et transpressives dextres pendant les compressions N140 au cours du Néogène. Ces mouvements ont assuré et maintenu l'extension de la zone de relais au cours des événements tectoniques aussi bien extensifs que compressifs. Dans cette zone de relais la couverture sédimentaire est adhérente au substratum anté-triasique dans sa partie méridionale, en l'absence du trias supérieur évaporitique. La structuration en subsurface montre un dispositif en horst et graben qui se branchent aux (CCP). Deux méga-grabens sont identifiés : celui d'El Hamma à l'Ouest et celui de Chenchou à l'Est, séparés par le Horst de Jebel Hallouga. Chacun de ces grabens est structuré à son échelle, en une succession de horsts et graben de second ordre. En sections sismiques, des structures en « sabliers » formées par l'interconnexion dans les couches du Crétacé supérieur, de grabens séparés dans des niveaux sous-jacents, se développent dans la partie septentrionale de la zone de relais. Ces structures témoignent d'une extension plus prononcée que dans la partie méridionale, favorisée par un découplage couverture/socle lié à une présence d'évaporites Triasiques dans cette partie de la zone de relais. Les modèles analogiques montrent que : 1- Dans le cas d'une couverture reposant sur une couche visqueuse (silicone) également répartie dans la zone de relais, le pull-apart initié comporte deux grabens chacun connecté à l'extrémité de l'un des (CCP). Les failles bordières de ces structures montrent des tracés courbes. Leur orientation est celle de failles de type R au niveau de leurs jonctions au (CCP), et évolue vers celle de R', en s'en éloignant. Des percements « diapiriques » se produisent le long des axes des grabens. La restauration des étapes de déformation permet de distinguer les trois stades de mise en place de ces diapirs : stade réactif associé à l'ouverture du graben, actif puis passif syn-cinématiques. Un effondrement du toit de diapir se produit à un stade avancé de la déformation quand la couche

de sel est amincie alors que l'extension continue. Les structures en "sablier" se développent dans les couches syntectoniques par propagation vers le haut des failles normales et leur interférence. 2- Dans les modèles à variation latérale de la densité de la couche de décollement, l'extension dans la zone de relais paraît plus accentuée dans la zone où la densité est la plus faible. Le graben connecté aux (CCP) du côté de cette zone est plus structuré. Aussi, les structures en sabliers n'apparaissent que dans cette zone à forte extension. Un diapirisme peut se produire à la jonction entre le bassin en pull-apart et le (CCP) de ce même côté. Une analyse de Corrélation d'Images Numériques appliquée à des modèles où la densité de la couche varie latéralement, permet de renseigner de manière quantitative et illustrée, la distribution des champs de déplacement et des taux de déformation, l'évolution spatio-temporelle de la déformation ainsi que la relation entre cette évolution et la rhéologie du niveau de décollement.

Mots clés : Bassin en pull-apart , Modélisation analogique, Tectonique salifère, décollement, corrélation d'image numérique

Abstract

Analogue models for the formation of pull-apart basin have involved basal discontinuities that transmit upward the movements and stresses into the overlying cover. Here we present a series of models realized according to an innovative conceptual model that allows the formation of pull-apart basins above a viscous layer, under the sole effect of lateral movement in the cover, independently of the basement. This work is inspired by a natural example, the El Hamma-Gabes basin, in central Tunisia.

This Basin is an extensional relay zone between two main strike-slip corridors (CCP) of a N100-110 trend. These corridors are the surface expression of the crustal shear zone called "South Tunisian Accident". They are marked by right-lateral transtensional slip during the N80 extensional episode during the Upper Cretaceous, and right-lateral transpressional kinematics during the N140 compression episode during the Neogene. These movements ensured and maintained the extension of the relay zone during both extensive and compressive tectonic events. In the relay zone the sedimentary cover is directly coupled with its pre-triassic basement, in its southern part in the absence of the upper Triassic evaporites.

The sub-surface structures shows a horst-and-graben system that connect to the main strike-slip corridors (CCP). Two mega-grabens are identified: the El Hamma graben to the west and (2) the Chenchou graben to the east, separated by the J. Hallouga Horst. Each one of these grabens is internally structured into a sequence of smaller-scale horsts and grabens. In vertical sections, "hourglass" structures formed by the along-strike interconnection of grabens affecting the Upper Cretaceous series develop in the northern part of the relay zone. These structures have an amount of extension greater than that in the southern part and seem to result from greater decoupling between the cover and basement related to the presence of U Triassic evaporitic deposits in this northern part of the relay zone.

Analogue models show that: 1- When a basal viscous layer (silicone) is uniformly distributed across the entire relay zone, the pull-apart basin that forms comprises two grabens, each one connected to the frontal end of one of the (CCP). The boundary faults of these structures have curved traces. Their obliquity is that of Riedel-R-type faults at the junction to the (CCP) and becomes accentuated to take the orientation of Riedel-R'-type faults, away from it. Diapirs occur locally along the graben axes. Restoration of the

deformation stages allows us to evidence three successive stages of diapirism: reactive stage associated with the opening of the graben, active and then passive synkinematics. Collapse of the diapir roof occurs at an advanced stage of deformation once the salt layer is depleted but extension continues. The "hourglass" structures develop in the syntectonic layers by upward propagation of normal faults and their interference.

2 - In models with lateral density change in the décollement's density and viscosity, the amount of extension in the relay zone appears to be greater in the area having the lowest density. The graben connected to the (CCP) on the side of this zone is more structured. Also, hourglass structures appear only in this high extension zone. There, diapirism may occur at the junction between the pull-apart basin and the (CCP) on this same side.

A Digital Images Correlation analysis applied to models where the density of the layer varies, allowed us to highlight, in a quantitative and illustrated way, the distribution of the displacement fields and of the deformation rate, its spatio-temporal evolution as well as the relation between this evolution and the rheology of the detachment level.

Key words: Pull-apart basin, analogue modeling, salt tectonic, decollement, digital image correlation

Table des matières

Résumé.....	i
Abstract.....	iii
Table des matières.....	v
Liste des figures.....	viii
Liste des tableaux.....	xi
Introduction.....	1
Chapitre 1 : La Géo-Modélisation.....	6
I) Etat de l'art.....	6
1) Définition.....	6
2) Les différents types de modèle.....	6
a) La modélisation numérique.....	6
b) La modélisation analogique.....	7
3) Buts et avantages de la modélisation analogique.....	7
4) Principes et dimensionnements en modélisation analogique.....	8
a) Simulation des milieux fragiles.....	8
b) Simulation des milieux ductiles.....	11
II) Modélisation des pull-aparts.....	11
1) Définition d'un bassin en pull-apart.....	12
2) Classification des bassins en pull-apart.....	13
a) Bassin de nucleation (Incipient pull-apart).....	14
b) Bassin en forme de Lazy S et Lazy Z (Lazy S and Z shaped pull-apart basins)	16
c) Les bassins rhomboïdals.....	19
3) Modélisation classique des pull-aparts.....	19
Chapitre 2 : Cadre géodynamique et géologique du bassin d'el Hamma.....	23
I- Cadre géodynamique.....	23
1) Evolution du domaine téthysien.....	23
2) La Tunisie dans son cadre téthysien.....	36
3) L'Accident Sud-tunisien et son rôle géodynamique et Tectonique.....	35
II- Le bassin d'El Hamma.....	41
1) Cadre géographique.....	41

2) Cadre géologique régionale	42
a) Les grandes structures régionales	42
b) La chaîne Nord des chotts.....	43
c) Le rôle de Tebaga de Médenine	43
d) La plaine effondrée de la Jeffara	45
e) La mégastucture anticlinale du chott Fejej	45
3) Description litho-stratigraphique et principaux événements tectoniques.....	45
4) Structure (architecture) du Bassin d'El Hamm	50
a) Le réseau de failles régionales.....	50
b) Le système de Grabens d'El Hamma	52
Chapitre 3 : Modélisation du Pull-apart d'El Hamma.....	59
I) Le modèle conceptuel	59
1) Modèle conceptuel type « C » : Modèles C03 et C05	60
2) Modèle conceptuel type « B » : Modèle B07	61
II) La procédure expérimentale	62
1) Propriétés des matériaux.....	62
a) Le polymère de silicone Xiameter	62
b) Le silicone chargé.....	62
c) Argile humide (Kaolin)	62
d) Une poudre de PVC	62
e) Un sable quartzéux sec	63
2) Dimensionnement.....	63
III) Les modèles	63
1) Modèle C03	63
a) Les Caractéristiques du modèle C03.....	63
b) Evolution structurale en plan et en coupe du modèle C03	65
c) Restauration structurale du modèle C03	68
2) Modèle C05	70
a) Les Caractéristiques du modèle C05.....	70
b) Evolution en plan et en coupe du modèle C05	71
3) Modèle B07	75
a) Les Caractéristiques du modèle B07	75
b) Evolution structurale en plan et en coupe du modèle B07.....	76

IV) Discussions et Conclusions.....	79
1) Comparaison entre les résultats des trois types de modèles	79
2) Similitudes structurales entre le modèle C05 et le bassin d'El Hamma	82
3) Le paradoxe du diapir d'El Melah et la répartition de la couche des évaporites triasiques.....	84
Chapitre 4 : Corrélation d'Images Numériques (DIC)	88
I) Définition de la DIC	88
II) Le dispositif de mesure.....	89
III) Avantages de la DIC	89
IV) Application de la DIC aux modèles (C03-C05)	90
1) Résultats et description de la DIC du modèle C03	90
a) la couche pré-cinématique	90
b) La première couche syn-cinématique.....	92
c) La deuxième couche syn-cinématique	92
d) La troisième couche syn-cinématique	93
2) Résultats et description de la DIC du modèle C05	97
a) la couche pré-cinématique	97
b) La première couche syn-cinématique.....	98
c) La deuxième couche syn-cinématique.....	99
d) La troisième couche syn-cinématique	100
3)Discussions et conclusions.....	103
Conclusion générale	104
REFERENCES	106

Liste des figures

Fig. 1: Schéma de la structure d'un bassin de type pull-apart (modifié de Mann, 1980)	13
Fig. 2 Classification des bassins de pull-apart, telle qu'interprétée dans le modèle évolutif proposé par Mann et al. (1983).	15
Fig. 3 Bassin en pull-apart le long de la zone de faille nord-anatolienne dans la mer de Marmara d'après (Armijo et al., 2002) l'un des exemples de pull-apart de nucléation et relativement jeune	16
Fig. 4 : Le bassin de pull-apart de Salar Grande associé aux systèmes de failles d'Atacama au nord du Chili. (REIJS and MCCLAY, 1998).	18
Fig. 5 le Bassin en pull-apart de la mer Morte (d'après Allen and Allen 2005).	20
Fig. 6 : Schéma du modèle conceptuel classique de la modélisation d'un bassin de type pull-apart (modifié de Rahe et al., 1997)	21
Fig. 7 Evolution du domaine téthysien au cours du : A- Fin-Cambrien, B- Silurien inférieur, C- Silurien supérieur , D- Dévonien supérieur (D'après Stampfli et al., 2002)	23
Fig. 8 Evolution du domaine téthysien au cours du : A- Carbonifère inférieur, B- Carbonifère moyen, C- Carbonifère supérieur (D'après Stampfli et al., 2002)	24
Fig. 9 Evolution du domaine téthysien au cours du : A- Permien inférieur, B- Permien moyen, C- Permien supérieur (D'après Stampfli et al., 2002)	25
Fig. 10 Evolution du domaine téthysien au cours du : A- Anisien, B- Ladinien, C- Norien (D'après Stampfli et al., 2002)	26
Fig. 11 Evolution du domaine téthysien au cours du : A- Sinémurien , B- Aalenien , C- Oxfordien (D'après Stampfli et al., 2002)	27
Fig. 12 Evolution du domaine téthysien au cours du : A- Valanginien, B- Aptien, C- Santonien (D'après Stampfli et al., 2002)	28
Fig. 13 Reconstruction à 120 Ma de l'Adria (d'après Le Pichon et al., 2019)	29
Fig. 14 Carte paléotectonique de la région méditerranéenne pour le Campanien (80 Ma)	30
Fig. 15 Carte de la tectonique des plaques au cours du Maastrichtien. Après l'obduction sur l'Arabie et l'inversion de l'ancienne dorsale au nord d'Iberia, il ne reste que des frontières convergentes entre l'Eurasie et l'Afrique. entre l'Eurasie et l'Afrique ; ce nouveau schéma tectonique déterminera la fermeture de la Téthys (d'après Ricou, 1995)	31
Fig. 16 Carte paléotectonique de la région méditerranéenne au cours du Lutetien (45 Ma) (d'après Hinsbergen et al., 2020)	32
Fig. 17 Carte paléotectonique de la région méditerranéenne au cours du Rupelien (30 Ma) (d'après Hinsbergen et al., 2020)	33
Fig. 18 Carte paléotectonique de la région méditerranéenne au cours du langhien (15 Ma) (d'après Hinsbergen et al. 2020)	34
Fig. 19 Carte structurale de la chaîne alpine nord-africaine (le carré rouge au centre de la Tunisie correspond au secteur d'étude).	39
Fig. 20 (A)-Modèle régional de la croûte en Tunisie d'après les données gravimétriques (Mickus et Jallouli, 1999 ; in Gabtni, 2006) ;	40
Fig. 21 Carte géologique régionale montrant l'étendue du mole mésozoïque de Matmata en relation avec le système de failles de l'"Accident du Sud Tunisien"	42
Fig. 22 Log stratigraphique synthétique montrant les principales unités lithologiques de la région. ..	49

Fig. 23 Carte structurale du bassin pull-apart d'El Hamma montrant à la fois les failles affleurantes et les failles interprétées à partir des données sismiques (modifiée à partir de Hassine, 2019). Les lignes bleues (S1 à S5) indiquent l'emplacement des profils sismiques présentés ci-dessous. F-Hc : Faille J. Hachichina, F.Bt : J. Battoum, F-Hd : F-Hd : Faille de J. Hadifa, F-Fj : F-Fj : faille de Fejj, F-Jr : faille de J. Jerouala, F-Eh : J. El Haira Fault, SH-G : Sebket El Hamma Graben, B-G : Bechima Graben, BN-G : Bounejma Graben, F-St : F-St : Faille J. Stah.....	51
Fig. 24 Carte structurale du couloir de cisaillement de Oum Ali-Fejej (extrémité Est de la chaîne Nord des Chotts (modifiée d'après	53
Fig. 25 A : profil sismique non interprété et interprété S1 illustrant l'asymétrie du graben de Sebket El Hamma, B : modèle gravimétrique 2,5D (Hassine, 2019) et coupe géologique transversale montrant la présence d'une fine couche de sel triasique au nord du graben de Sebket El Hamma.....	55
Fig. 26 Profil sismique non interprété et interprété S2 illustrant la géométrie générale de la zone de relais, avec les deux grabens, Sebket el Hamma et Chenchou, séparés par le horst du Jebel Hellouga	56
Fig. 27 profil sismique non interprété et interprété S3 illustrant l'asymétrie du graben de Bou Nejma	57
Fig. 28 : Illustration tridimensionnelle du dispositif expérimental. Bleu foncé : parois d'extrémité mobiles ; bleu clair : parois latérales mobiles ; rouge : silicone visqueux ; la ligne pointillée et les motifs indiquent la zone recouverte par la couverture rigide.	61
Fig. 29: Vue en plan (côté gauche) et sections transversales (côté droit) de la géométrie initiale et de la composition des couches du modèle C03. Sur la vue aérienne, la zone avec motif est celle où une couche basale de silicone pur est présente.	65
Fig. 30 : Photos en plan du modèle C03 à la fin de quatre étapes de déformation (A, B, C et D). La colonne de gauche montre le modèle entier (non interprété). La colonne de droite correspond à des interprétations du zoom des photos au centre du modèle.	66
Fig. 31 : A gauche : emplacement d'une sélection de sections en série du modèle C03. A droite : sections du modèle.	68
Fig. 32 : A : Restauration de la section 14 du modèle C03 à la fin du premier stade de déformation, correspondant au dépôt de la couche 4 (orange avec un contraste vert). Notez les deux diapirs passifs générés par le diapirisme réactif précoce. B : section restaurée à la fin de la deuxième phase de déformation, correspondant au dépôt de la couche 5 (marron avec un contraste marron). Notez que les deux diapirs sont effondrés et sont devenus des dépocentres majeurs. C : coupe transversale à la fin de l'expérience.....	70
Fig. 33 : Vue en plan (côté gauche) et sections (côté droit) de la géométrie initiale et de la composition des couches du modèle C05. Sur la vue en plan, la zone avec motif est l'endroit où une couche basale de silicone pur est présente (Nord). La zone avec un motif en pointillés est celle où une couche basale de silicone dense est présente (Sud).	71
Fig. 34 : Vues en plan du modèle C05 à la fin de quatre étapes de déformation (A, B, C et D). La colonne de gauche montre le modèle entier (non interprété). Les figures de la colonne de droite sont des photos interprétées du centre du modèle (zone de relais).	73
Fig. 35 : A gauche : emplacement d'une sélection de sections en série dans le modèle C05. A droite : sections transversales dans le modèle.....	75
Fig. 36 : Vue en plan (à gauche) et sections (à droite) du modèle B07 après le stade de la remontée diapirique passive. Sur la vue en plan, la zone avec un motif est celle où une couche basale de silicone pur est présente.....	76

Fig. 37 : A à C : Photos en plan du modèle B07 pendant la phase diapirique passive ; D à E: Modèle à la fin de la déformation. Les figures de la colonne de droite sont des photos avec un zoom sur le centre du modèle.	78
Fig. 38: À gauche : emplacement d'une sélection de sections en série dans le modèle B07. A droite : sections transversales dans le modèle.....	79
Fig. 39 : Illustration des deux scénarios concernant l'emplacement de la couche des évaporites. A : pincement abrupt contre la faille Hadifa - Fejej au-dessus de laquelle s'est formé le diapir d'El Melah. B : pincement plus progressif le long du flanc nord du môle de Matmata. Dans ce cas, le diapir d'El Melah pourrait être situé loin du pincement réel.	85
Fig. 40 : Coupe schématique illustrant la configuration du mole de Matmata et la structure de ses deux versants, sud et nord à la fin du Crétacé inférieur. (Le versant sud est redessiné et modifié à partir de Raulin et al., 2011).	86
Fig. 41 : DIC du modèle C03 présentant la répartition spatiale de déplacement à divers étapes.	95
Fig. 42 : DIC du modèle C03 présentant la répartition spatiale des taux de déformation à divers étapes.	96
Fig. 43: DIC du modèle C05 présentant la répartition spatiale de déplacement à divers étapes.....	101
Fig. 44: DIC du modèle C05 présentant la répartition spatiale des taux de déformation à divers étapes.	102

Liste des tableaux

Tableau 1 : Caractéristiques physiques des matériaux granulaires. (Klinkmüller et al., 2016).....	11
Tableau 2 : Tableau résumant les paramètres de dimensionnement des modèles analogiques par rapport au prototype naturel	63
Tableau 3 : Bilan des différentes couches du modèle C03 par rapport au taux de déformation. La partie droite montre une coupe transversale dans une partie non déformée du modèle C03 illustrant les différentes couches, leur nature, et leur moment de dépôt par rapport à la déformation.	64
Tableau 4 : Bilan des différentes couches du modèle C05 par rapport au taux de déformation. La partie droite montre une coupe transversale dans une partie non déformée du modèle C03 illustrant les différentes couches, leur nature, et leur moment de dépôt par rapport à la déformation.	71
Tableau 5 : Bilan des différentes couches du modèle B07 par rapport au taux de déformation. La partie droite montre une coupe transversale dans une partie non déformée du modèle C03 illustrant les différentes couches, leur nature, et leur moment de dépôt par rapport à la déformation.	76

Introduction

La structuration actuelle de l'Atlas maghrébin traduit la réponse de la couverture méso-cénozoïque décollée de son substratum au niveau des évaporites du Trias supérieur, à une tectonique de socle marquée par des couloirs de cisaillement croisés de directions moyennes N70-90, N120-140 et N160-180. Ce découpage tectonique ancien, inscrit dans le socle paléozoïque, est hérité de l'orogénèse hercynienne. Plusieurs études de terrains et de subsurface, aussi bien en Tunisie que dans les Atlas algériens et marocains, montrent que le développement de ces bassins a été initié au Trias supérieur-Jurassique inférieur par la réactivation de ce réseau réghmatique, dans un contexte tectonique transtensif généré par la dislocation de la Pangée à partir du Carnien.

Dans l'Atlas tunisien central et en Tunisie orientale, des travaux antérieurs ont montré que la distribution des bassins mésozoïques et cénozoïques, leurs formes et leurs orientations, sont directement définis, à chaque période, par les cinématiques opérées suivant chacune de ces directions structurales en fonction de son orientation par rapport aux contraintes régionales. Ainsi, selon Abbes (2004), des bassins losangiques de type « pull-apart » se développent le long des accidents et couloirs de failles ENE-WSW au cours des périodes du Trias supérieur, Jurassique et Crétacé inférieur, dans un contexte extensif régional NNW-SSE induit par la dérive vers le Sud-est du Gondwana par rapport à Laurasia et l'ouverture de l'Atlantique central. Dans cette cinématique, les failles N-S et/ou NW-SE jouent le rôle de cisaillement de transfert. A partir du Barrémien supérieur et au cours de tout le Crétacé supérieur, des bassins du même type s'ouvrent suivant les accidents N-S et NW-SE suite à la réorientation des contraintes régionales selon la direction ENE-WSW sous l'effet du détachement du bloc Apulie-Adria-Turk et sa dérive rotationnelle vers le Nord. Les accidents ENE-WSW jouent en coulissement de transfert. Ces mêmes bassins en pull-apart continuent à évoluer au cours des événements tectoniques compressifs cénozoïques. Les compressions NW-SE impliquent des mouvements de transpression respectivement dextre et senestre suivant les accidents ENE-WSW et N-S, qui entretiennent et accentuent l'ouverture de ces bassins NW-SE.

Par ailleurs, Bedir (1994) a montré que l'extension régionale et verticale des dépôts évaporitiques syn-rift du Trias supérieur, est contrôlée par la différenciation des aires subsidentes et des zones résistantes, commandée elle-même par les cinématiques de ces différentes directions structurales. Ces variations d'épaisseurs et/ou de faciès de ce niveau de décollement principal de la couverture méso-cénozoïque, devraient alors influencer les propriétés rhéologiques de cette couverture et en conséquence, ses mécanismes de déformation au cours des différents événements tectoniques ayant présidé à sa structuration.

Le bassin d'El Hamma-Gabès dans le Sud-Est de la Tunisie, correspond à une zone de relais entre deux couloirs de cisaillements principaux de direction moyenne N100-110, disposés en échelon droit :

le Couloir de Bir Oum Ali-Fejej au Nord, qui structure toute la partie Est de la chaîne Nord des Chotts, et celui de Oglet Merteba-Matmata au Sud. Ces deux couloirs d'accidents font partie d'une zone de cisaillement crustale de direction NW-SE dont l'expression structurale, paléogéographique et morphologique se suit depuis le NW d'Algérie jusqu'au bassin de Syrte en Lybie. Dans sa partie tunisienne, cette zone de cisaillement correspond à l'« Accident Sud Tunisien » défini et décrit par Castany (1954). La structuration en subsurface de cette zone de relais par des données gravimétriques et sismiques, montre un dispositif structural en horst et grabens associés à un faisceau de failles extensives/transversives. Deux méga-grabens principaux sont identifiés : le méga-graben d'El Hamma à l'Ouest et celui de Chenchou à l'Est, séparé par le Horst de J. Hallouga. Ces structures se branchent au N et au S aux deux couloirs de cisaillements principaux. Référée aux données stratigraphiques et structurales des affleurements de terrain, corrélées avec les événements tectoniques et les reconstitutions de paléo-contraintes, Hassine (2019) a montré qu'à l'image de l'ensemble du système des accidents NW-SE de Tunisie centrale et orientale, les couloirs de cisaillement principaux qui encadrent cette zone de relais, sont marqués par des cinématiques transversives dextres pendant l'extension N80 du Crétacé supérieur, et compressives dextres pendant les compressions N130-140 au cours du Néogène. Ces mouvements à composantes coulissantes dextres ont assuré et ont maintenu l'ouverture du système des grabens d'El Hamma qui représentent ainsi, un bassin du type « pull-apart ».

De plus, sur la base des données gravimétriques, Hassine (2019) présume que les dépôts évaporitiques du Trias supérieur font défaut dans toute la zone de relais ; le couloir d'Oum Ali-Fejj marquerait la limite de leur extension au Nord du Môle mésozoïque de Matmata. Et que d'un autre côté, les failles des couloirs de cisaillement principaux atteignent le socle anté-triasique jusqu'à des profondeurs de 6000 à 8000 m ; alors que dans la zone de relais, les failles bordières des horsts et des grabens ne dépassent guère la profondeur de 4000-5000 m ce qui correspond à l'épaisseur maximale de la couverture méso-cénozoïque de la région.

Ces conclusions soulèvent deux questions majeures :

- **la première** est relative aux mécanismes de formations et d'évolution structurale d'un bassin en pull-apart dans une zone de relais entre deux cisaillements principaux non connectés ? Car l'essentiel de nos connaissances sur les architectures structurales de ce type de bassins, nous le devons à des travaux de Géo-modélisation qui considèrent tous, pour des raisons techniques, l'existence de discontinuité à travers la zone de relais, reliant les cisaillements principaux dans le substratum de la couverture. Or, de tel montage expérimental impose obligatoirement à la couverture une structuration orientée par la cinématique de la discontinuité profonde ; et les résultats de tels modèles concernent particulièrement les bassins à l'échelle crustale et ne peuvent pas être généralisés à tous les types de pull-apart.

- **la seconde** concerne la rhéologie de la couverture soumise à l'extension dans la zone de relais ; la déformation de cette couverture étant directement tributaire de la présence/absence de couches ductiles à sa base, susceptible d'assurer un découplage socle-couverture ; et/ou interstratifiées permettant des décollements entre différents niveaux de la couverture elle-même.

Dans le présent travail, nous avons tenté d'apporter des éléments de réponses à ces sujets. Nous présentons les résultats d'une étude par la modélisation physique, du rôle de différents paramètres intervenant dans la définition de la rhéologie de la couverture pré-rift, sur l'évolution de la déformation et sur l'architecture finale d'un pull-appart développé dans la couverture de manière spontanée, sans intervention de discontinuité du socle. Les modèles réalisés sont dimensionnés par rapport au prototype naturel d'El Hamma dont nous avons précisé la structure par interprétation de données sismiques et corrélation avec les données géologiques de terrain. Nous nous intéressons particulièrement à l'examen de l'effet de la variation de l'épaisseur du niveau de décollement supposé formé de sel, dans le cas d'un découplage couverture-socle ; du rôle de la densité de la couche de décollement ; et du degré d'influence de cette couche de décollement en fonction du taux de déformation.

Ces résultats sont ordonnés dans quatre chapitres dont est constitué le présent manuscrit :

- **Dans un premier chapitre**, nous présentons une synthèse bibliographique exhaustive sur les fondements théoriques de la géomodélisation d'une part, et sur les bassins en pull-appart d'autre part. Nous discutons les techniques expérimentales classiquement adoptées dans la modélisation de ces bassins, et nous relevons les limites de ces techniques qui imposent systématiquement, l'existence d'une discontinuité dans le socle dans la zone de relais. Pour pallier cet handicap technique, nous présentons un nouveau mode opératoire, innovant, qui permet l'extension de la couverture dans la zone de relais de manière spontanée.

- **Dans le deuxième chapitre**, nous présentons le prototype du bassin d'El Hamma et son cadre géodynamique et géologique générale. Une attention particulière est donnée à sa position structurale par rapport à l'« Accident sud tunisien » d'un côté, et par rapport au Môle mésozoïque de Matmata d'autre part. Nous exposons alors le problème de l'extension des dépôts des évaporites du Trias supérieur en relation avec cette configuration paléogéographique et structurale, et l'effet éventuel sur le développement et l'architecture du bassin étudié. La structuration profonde du bassin d'El Hamma est présentée à travers des sections sismiques interprétées, et une carte structurale redessinée et précisée à partir de la carte établie par Hassine (2019) d'un côté, et de nos interprétations sismiques d'un autre côté.

- **Le troisième chapitre** est dédié à la modélisation analogique des bassins en pull-appart et au rôle de la rhéologie du niveau de décollement à la base de la couverture sédimentaire, dans la structuration du

bassin. Les résultats de trois modèles parmi 19 réalisés suivant notre nouveau protocole, sont décrits. Les paramètres variés entre les trois modèles sont : - La présence/absence de niveau de décollement traduit par la variation de sa densité, à la base de la couverture ; - et la présence/absence de rides de sel le long des décrochements principaux. Les structures obtenues dans chacun de ces modèles et leur évolution spatio-temporelle sont analysées et interprétées à partir de vues en plan successives dans le temps, de coupes sériées effectuées au stade final de chaque modèle et restaurées à différents stade de la déformation. La comparaison entre les résultats des modèles et le prototype nous ont permis de conclure sur l'extension spatiale du dépôt du Trias évaporitique au Nord du paléo-môle de Matmata ; et sur l'évolution spatiale de la déformation dans le bassin au cours de son ouverture en relation avec la répartition de ces dépôts évaporitiques.

- **Le quatrième chapitre** est consacré à une modélisation par Corrélation d'Images Numériques (Digital Images Correlation (DIC)). Cette technique a été appliquée à deux des trois modèles analogiques considérés dans ce travail, dans lesquels la densité de la couche de décollement à la base de la couverture, varie. Par cette modélisation nous mettons en évidence, de manière quantitative et illustrée, la distribution des champs de déplacements et du taux de déformation, et son évolution au cours du temps, d'une part ; et la relation entre cette évolution et la rhéologie du niveau de décollement, d'autre part.

CHAPITRE 1 : La Géo-Modélisation

Chapitre 1 : La Géo-Modélisation

I) Etat de l'art

1) Définition

La modélisation est la représentation d'un système par un autre plus facile à appréhender dans le but de faciliter l'étude, mieux comprendre le comportement, prédire les propriétés et prévoir l'évolution...

Généralement, le terme modèle désigne un système (ensemble des paramètres constants et variables) lié par un ensemble de relations tel qu'une modification quelconque de l'une d'entre elles entraîne une modification de toutes les autres.

Quelle que soit son architecture générale, ce qui est attendu de tout modèle c'est de pouvoir générer les qualités suivantes :

- *La précision en tant que qualité fondamentale ;
- *La performance ;
- *La généralité, qu'elle nécessite un modèle applicable et valable pour des ordres de grandeurs différents ;
- *L'universalité où la possibilité d'utilisation pour les systèmes très différents est assurée ;
- *La richesse qui désigne l'intégration d'un grand nombre de caractéristiques permettant une grande différenciation des comportements d'un système à autre ;
- *L'adaptabilité pour définir la possibilité de corriger un modèle afin de tenir compte de nouvelles données.

2) Les différents types de modèle

La modélisation peut générer deux types de systèmes, soit numérique ou physique.

a) La modélisation numérique

Elle consiste à construire un ensemble de fonctions mathématiques décrivant le phénomène à modéliser, la modélisation numérique utilise des modèles par différences finies et éléments finis. Ces modèles prennent directement en compte des propriétés absentes des modélisations physiques comme les propriétés thermiques, certaines rhéologies, la présence de fluides et les transformations minéralogiques.

L'acte de modéliser est basé sur des résolutions directes des équations physiques de conservation de la matière, de l'énergie et des moments pour un système donné et permettent

de calculer l'évolution, dans le temps et en chaque point du modèle, de divers paramètres comme la température, les contraintes, les déplacements... En effet, en modifiant les variables de départ, on peut ainsi prévoir les modifications du système physique.

b) La modélisation analogique

La modélisation analogique est une simplification de la nature ; grâce à cette méthode, les structures formées par la déformation des roches, dont les propriétés in situ peuvent être mal connues, peuvent être modélisées et étudiées. Notre manque de connaissances sur les roches "réelles" est l'une des principales limites à tout type de modélisation de la déformation. Cependant, contrairement à leurs homologues dans la nature, les étapes initiales (non déformées) des modèles analogues peuvent être documentées et facilement comparées à leurs étapes ultérieures, déformées. Cette comparaison est essentielle pour comprendre l'évolution des structures résultantes. La modélisation analogique est une technique relativement simple et peu coûteuse qui peut s'avérer très utile si l'on comprend bien ses limites. En mécanique des roches, de vraies roches sont soumises à des contraintes sur des échelles de temps humaines. Comme de nombreuses propriétés des roches dépendent du temps, les résultats de ce type d'expérience ne peuvent pas être directement extrapolés aux échelles de temps géologiques. Au lieu de cela, les modélisateurs réduisent les dimensions temporelles et spatiales en remplaçant les roches réelles par des matériaux analogues soigneusement choisis. Contrairement aux géologues de terrain, les modélisateurs analogiques sont capables de suivre le développement de leurs modèles dans un cadre de référence fixe.

Le premier à avoir expérimenté la modélisation analogique fut James Hall (Hall, 1815) qui a étudié la formation des plis par l'utilisation des modèles, en utilisant des couches de tissu, dans certains cas, et d'argile dans d'autres, pour simuler les couches sédimentaires dans la nature. Un peu plus tard (Daubrée, 1878 et Daubrée, 1879) a effectué de diverses expériences afin d'étudier à la fois les failles et les plis. Il a utilisé comme matériaux, le verre, le plâtre, la cire, et des bandes de métal. Plus tard vinrent les expériences de Willis (1893) qui se basent essentiellement sur la mécanique. Les matériaux utilisés dans ses différents modèles sont composés par des couches de plâtre de Paris, et des cires de différentes consistances...

Par la suite et au début du XX^{ème} siècle, quelques autres expérimentateurs poursuivirent ces travaux tel que (Schardt, 1884) (Cadell, 1890) et (Favre, 1978) ...

3) Buts et avantages de la modélisation analogique

En sciences de la terre la modélisation analogique ne consiste pas à reproduire exactement les phénomènes naturels avec leurs complexités mais elle vise essentiellement la compréhension de l'évolution, les paramètres et les mécanismes mises en jeu dans la structuration du terrain naturel. Ainsi, la modélisation physique nous permet d'avoir des paramètres difficiles à extrapoler à partir de l'analyse superficielle ou sismique du prototype tel que, le paramètre spatial. Les méthodes d'analyse classiques superficielle ou sismique ne nous fournissent que des images bidimensionnelles alors que la méthode de la modélisation analogique nous permet de proposer une géométrie tridimensionnelle des structures originelles, en se basant sur la comparaison des résultats expérimentaux avec des données bidimensionnelles réelles. Le paramètre temps : Cette méthode nous permet de simuler d'une manière continue et à une échelle de temps humaine un phénomène naturelle dont l'évolution et le déroulement ont duré des milliers ou même millions d'années. En effet, l'appréhension et la prédiction des évolutions des structures au cours du temps est possible à travers cette méthode d'analyse, les paramètres physiques Les modèles analogiques nous fournissent la possibilité de vérifier la fiabilité des différentes hypothèses concernant les divers mécanismes à l'origine de la déformation du prototype.

4) Principes et dimensionnements en modélisation analogique

Toute la difficulté d'une modélisation, analogique ou numérique, réside dans la complexité et la méconnaissance du système naturel que l'on doit nécessairement simplifier pour des raisons essentiellement techniques (matériaux, capacités de calcul, conditions limites...), tout en gardant un degré de réalisme pour en tirer des conclusions acceptables. (Mourgues, 2003).

Simplifier un prototype et la mise en échelle de son homologue nécessite une compréhension des équations de similitudes et du concept de dimensionnement. Ce n'est qu'en 1937, que la théorie du dimensionnement et du changement d'échelle, bien connue en physique fut appliquée aux sciences de la Terre par Hubbert (Hubbert, 1937). Celle-ci fut largement reprise et complétée par la suite ; parmi d'autres : (Cobbold and Jackson, 1992 ; Davy and Cobbold, 1991 ; Hubbert, 1951 ; Richard and Krantz, 1991 ; Shemenda, 1983 ; Weijermars and Schmeling, 1986) etc. (Mourgues, 2003)

D'après cette théorie, toute variation de dimension et de temps d'un modèle par rapport à son prototype nécessite obligatoirement une mise à l'échelle des différents paramètres mises en

jeu pour avoir un modèle qui simule le maximum possible la réalité. D'ailleurs, la comparaison entre modèle et prototype nécessite la mise en évidence des grandeurs de valeur identique dans chacun des deux objets. Ceci dépend essentiellement des variables sans dimension, connues aussi comme étant les facteurs d'échelle, qui sont les rapports entre la valeur d'un paramètre donné dans le modèle et le paramètre homologue dans le prototype. Le degré de similitude dépend d'après Hubbert, de quatre aspects :

- La similitude géométrique est le rapport des dimensions entre modèle et objet naturel qu'il doit rester constant. Soit L_1 la longueur dans l'un des corps, et L_2 la valeur correspondante dans l'autre alors

$$L_2/L_1 = \lambda$$

Avec λ est le facteur d'échelle des dimensions.

- La similitude cinématique nécessite que les temps mis en jeu lors de transformations du modèle soient proportionnels aux temps réels. Ceci implique également une homothétie des vitesses et des accélérations. Soit t_1 est le temps nécessaire pour que le prototype subisse une certaine transformation et t_2 la valeur de temps correspondante pour le modèle

$$t_2/t_1 = \tau$$

Avec τ est le facteur d'échelle des temps.

- La similitude de vitesse et d'accélération de deux corps nécessite que les vitesses et les accélérations de ceux-ci soient proportionnelles. Soit v_1 et v_2 sont les vitesses qui correspondent à des points au prototype et leur homologue au modèle respectivement

$$\frac{v_2}{v_1} = \vartheta = \frac{L_2}{t_2} / \frac{L_1}{t_1} = \lambda \tau^{-1}$$

Avec ϑ est le facteur d'échelle des vitesses.

Soit a_1 et a_2 sont les accélérations et γ leur facteur d'échelle

$$\frac{a_2}{a_1} = \gamma = \frac{L_2}{t_2^2} / \frac{L_1}{t_1^2} = \lambda \tau^{-2}$$

- Deux corps similaires géométriquement et cinématiquement le sont aussi de manière dynamique si la répartition des forces, contraintes, rhéologies et densités sont similaires entre prototype et modèle, c'est ce qu'on appelle la similitude dynamique.

- Répartition des forces et contraintes

En considérant les forces d'inertie négligeable (Ramberg, 1967), l'équation d'équilibre entre les forces tectoniques et les forces gravitaires s'écrit :

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = 0$$

σ_{ij} Étant les composantes cartésiennes du tenseur des contraintes, x_j les vecteurs longueurs, ρ la densité et g_i les composantes du vecteur gravité.

En utilisant les variables du système naturel et les facteurs d'échelle cette équation d'équilibre s'écrit comme suit

$$\sigma^* \lambda^{-1} \frac{\partial \sigma_{ij \text{ réel}}}{\partial x_{j \text{ réel}}} + \rho^* g_i (\rho_{\text{réel}} g_{i \text{ réel}}) = 0$$

Pour que cette équation soit vérifiée dans la nature il faut que

$$\sigma^* = \rho^* \cdot g^* \cdot \lambda$$

- Similarité rhéologique

Selon (Hubbert, 1937) et (Ramberg, 1981), le modèle et le système naturel doivent présenter des propriétés rhéologiques similaires.

a) Simulation des milieux fragiles

Pour obtenir une bonne mise à l'échelle d'un modèle expérimentale qui se déforme de manière fragile et cassante, deux conditions doivent être accomplies (Hubbert, 1937). Premièrement, l'angle de friction interne du matériau analogue doit être semblable à celle des roches de la croûte supérieure et en deuxième lieu, $C^* = \lambda \cdot g^* \cdot \rho^*$, avec C^* est le facteur d'échelle de la cohésion.

Les matériaux granulaires secs sont les plus utilisés pour simuler une déformation fragile (Tableau 1), essentiellement les sables quartzeux, puisqu'ils répondent aux conditions de

dimensionnement. Ils présentent souvent une cohésion nulle et ils sont caractérisés par un angle de friction interne de l'ordre de 20° à 40° similaire à celui des roches de la croûte supérieure d'après (Eisenstadt and Sims, 2005 ; Klinkmuller, 2011 ; Panien et al., 2006). Ces deux propriétés physiques sont très proches de celles des comportements terrestres fragiles d'où la similitude rhéologique entre le matériau et la croûte terrestre.

Tableau 1 : Caractéristiques physiques des matériaux granulaires. (Klinkmüller et al., 2016)

Granular material	Bulk density (g/cm ³)	Mean grain size (µm)	Grain sorting	Aspect ratio	Shape factors		"Angular" (A) or "rounded" (R)
					SH1	PARIS	
CASSAN	1.57	191	MW	1.5	1.27	3.4	A
GFZSAN	1.68	301	M	1.6	1.21	1.4	R
IFPSAN	1.43	127	W	1.6	1.31	3.4	A
KYUSAN	1.56	225	MW	1.5	1.26	2.7	A
NTUSAN	1.60	180	W	1.5	1.21	1.4	R
RHUSAN	1.63	204	MW	1.5	1.19	1.9	R
STUSAN	1.74	271	M	1.5	1.15	0.9	R
TLWSAN	1.40	151	MW	1.7	1.42	5.3	A
UBESAN	1.52	171	W	1.6	1.3	2.7	A
UCPSAN	1.68	260	M	1.5	1.2	1.4	R
UIUSAN	1.65	220	MW	1.5	1.2	1.7	R
UOPSAN	1.52	291	W	1.4	1.23	3.5	A
UPASAN	1.67	224	MW	1.5	1.23	1.8	R
UPUSAN	1.58	245	M	1.5	1.26	3.7	A
GFZSAN col	1.53	271	M	1.5	1.29	3	A
NTUSAN col	1.60	182	W	1.6	1.26	2.5	R
RHUSAN col	1.52	245	M	1.4	1.19	1.8	R
UIUSAN col	1.67	295	P	1.7	1.35	1.9	R
UOPSAN col	1.24	297	MW	1.5	1.39	5.2	A
GFZGRS	2.27	173	VW	1.6	1.32	3	A
GFZZCS	2.76	147	MW	1.6	1.22	1.2	R
IFPCSB	2.05	124	W	1.8	1.5	5.4	A
IFPCSW	1.82	169	W	1.8	1.53	6.3	A
GFZGLB 100-200 µm	1.53	174	VW	1.1	1.1	1.7	R
GFZGLB 100-400 µm	1.64	277	P	1.2	1.09	1.4	R
GFZGLB 300-400 µm	1.60	410	P	1.2	1.09	1.1	R

b) Simulation des milieux ductiles

Les matériaux visqueux sont considérés comme de bons analogues pour simuler la rhéologie des roches des milieux ductiles telles que les évaporites ou les roches de la croûte inférieure. (vendeville et al., 1987). En fait, ces matières visqueuses ont un comportement qui dépend du temps. Dans le cas des matériaux à viscosité linéaire, (Weijermas and Schmeling, 1986) ont montré que la similarité géométrique et les conditions limites sont suffisantes pour obtenir une similarité dans les expériences faites à gravité normale

$$\sigma^* = \eta^* \cdot \epsilon^*$$

Avec σ^* , η^* et ϵ^* sont les facteurs d'échelle de contrainte, viscosité et taux de déformation respectivement. Cette équation peut s'écrire aussi comme suit

$$\eta^* = \rho^* \cdot \lambda \cdot \tau$$

Ou aussi

$$\rho^* \lambda^2 = \eta^* \cdot \vartheta$$

La densité des roches naturelles est bien connue, et la viscosité et densité des matériaux analogues sont mesurables. Par conséquent, si l'on choisit un facteur d'échelle de longueur raisonnable et qu'on suppose une viscosité linéaire particulière on peut alors calculer, en se basant sur l'équation de similitude rhéologique là-dessus, la vitesse naturelle. Réciproquement, on peut fixer le rapport de longueur et de vitesse naturelle et par la suite calculer la viscosité naturelle (Dooley, 2012). Fréquemment, pour simuler le comportement rhéologique de ce genre de milieu les expérimentateurs utilisent des pâtes à silicone tels que le polydiméthylsiloxane (PDMS SGM-36) de Dow Corning et Gomme G.S.1R fabriqués par Rhône-Poulenc, ils ont été couramment utilisés dans des expériences de contrainte-déformation. En effet, ces deux matériaux ont des densités de 0,965 g / cm³ et 1,3 g /cm³ respectivement, et ils présentent un comportement visqueux presque parfaitement newtonien (Klinkmüller, 2011 ; Weijermars, 1986). Ils sont généralement utilisés pour simuler la rhéologie visqueuse des matériaux tels que le sel ou les sédiments de la croûte inférieure, le Gomme G.S.1R a une viscosité de 5 x 10⁴ Pa.s (Richard et al., 1991).

(Klinkmüller, 2011) a déterminé les viscosités des échantillons de PDMS SGM-36 de cinq laboratoires de modélisation analogique différentes et les viscosités obtenues sont comprises entre 2 x 10⁴ Pa.s et 3,5 x 10⁴ Pa.s. Cependant, ces viscosités sont inférieures à celles déterminées précédemment par Weijermars (1986) qu'elles sont de l'ordre de 5 x 10⁴ Pa.s, pour le même matériau.

II) Modélisation des pull-aparts

1) Définition d'un bassin en pull-apart

Un bassin de type pull-apart est un bassin structural qui se forme dans la zone de relais entre deux failles décrochantes en échelons, dont le mouvement de coulissement induit l'extension de cette zone et par conséquent, son effondrement et la formation de bassin (fig. 1) (Carey, 1958 ; Burchfiel and Stewart, 1966). Les modèles traditionnels des bassins en pull-apart montrent des dépressions développées entre deux failles majeures décrochantes verticales connues aussi sous le nom de « zones de déplacement principales » (ZDP's). Les bassins sont

bordés longitudinalement par des systèmes de failles extensives nommées « basin sidewall faults », qui se branchent généralement sur les ZDP's (Wu et al., 2009).

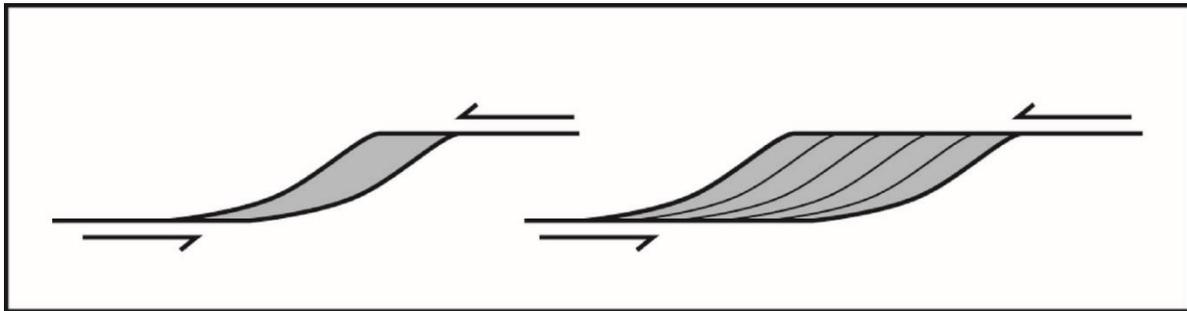


Fig. 1: Schéma de la structure d'un bassin de type pull-apart (modifié de Mann, 1980)

Les bassins en pull-apart se produisent à toutes les échelles et dans tous les contextes tectoniques. Divers autres termes utilisés comme synonymes de ce type de bassin tel que : gaps (Quennell, 1956 , 1958) tectonic depressions (Clayton, 1966), wrench grabens (Belt, 1968), rhomb grabens (Freund, 1971 ; Aydin and Nur 1982 ; Bahat, 1983 ; Heimann et al., 1990), dilational fault jogs (Sibson, 1985 ; 1986a, b, 1987), extensional duplexes (Woodcock and Fischer, 1986 ; Swanson, 2005) ; sidewall basins (Gibbs, 1989) ; tensile bridges (Gamond, 1987); stepover basins (Wakabayashi et al., 2004 , 2007), and dilational stepovers (Oglesby, 2005). Les rhombochasmes ont été définis par Carey (1958), dans son premier aperçu de la tectonique des plaques à l'échelle mondiale, comme un cas particulier de bassins de type pull-apart à côtés parallèles qui sont recouverts de croûte océanique. Les « Intra-transform spreading centres » ont été proposés par Fornari et al. (1989) comme un cas particulier de pull-apart sur des failles transformantes océaniques qui ont développé des centres d'étalement courts et sont en partie recouverts de croûte océanique. Les « Sag ponds » qui sont communs le long des failles coulissantes continentales, peuvent être liés à la formation de petits bassins pull-apart sous-jacents par des petits déplacements subtils de la trace de la faille de quelques mètres à quelques centaines de mètres (Sylvester, 1988). Les bassins de type pull-apart font partie d'une famille de bassins de petite taille mais potentiellement épais (Crowell, 1976 ; Biddle and Christie-Blick, 1985), les dépressions d'angle de faille (Ballance and Reading, 1980), les bassins en rampe (Mann et al., 1991) ou les bassins en pente (Cobbold et al., 1993), et les dépressions de flanc de faille (Crowell, 1976).

Le terme de « pull-apart » a été attribué à ce type de bassin par Mann et al. (1983), inspiré de l'article de Burchfiel et Stewart (1966), "... the two sides of Death Valley have been pulled apart and a graben produced between".

Ces dernières années, l'importance tectonique et économique des pull-aparts actifs et anciens a été reconnue (Reading, 1980). La formation et l'accumulation des hydrocarbures dans les structures de ce genre de bassin les rendent à importance industrielle et économique marquante, d'où la prééminence des études structurales pour leur exploration pétrolière et gazière (Atmaoui et al., 2005). En effet, la déformation intense, la subsidence et la sédimentation rapide dans les pull-aparts créent de nombreux pièges structuraux et stratigraphiques, renforçant leur potentiel en tant que réservoirs d'hydrocarbures.

Les bassins actifs de type pull-apart sont facilement reconnaissables le long des failles décrochantes, car ces bassins forment des dépressions topographiques, délimitées par des failles, qui sont généralement des sites marins, des lacs internes et des dépressions topographiques fermées, comme dans le cas de la Vallée Morte, du pull-apart de la Mer morte et de multiples pull-apart dans la vallée impériale de la Californie et du nord du Mexique.

2) Classification des bassins en pull-apart

Les bassins en pull-apart, comme la plupart des autres structures de la croûte terrestre, n'apparaissent pas soudainement mais évoluent à travers une succession de stades étroitement liés. Mann et al., (1983) ont proposé un modèle évolutif des pull-aparts qui les classifie en fonction de leurs formes (fig 2). Ce modèle représente essentiellement 3 différentes formes : la première, correspond à un pull-apart de nucléation appelé aussi bassin incipient, la deuxième correspond à un pull-apart en forme de lazy S ou Z et la troisième forme correspond à un pull-apart rhomboïdal, fréquemment connu.

a) Bassin de nucléation (Incipient pull-apart)

Les bassins en " pull-apart " aux premiers stades de leur développement sont souvent négligés par les géologues de terrain car ils n'ont subi qu'une ouverture limitée et ne sont pas aussi géomorphologiquement proéminents que la morphologie rhomboïdale ou " rhomb graben " plus ancienne et plus familière (fig 2b).

Les premières cartes de pull-aparts réalisées par Quennell (1956, 1958), Carey (1958) et Clayton (1966) en Nouvelle-Zélande et le long de la zone de failles de la Mer Morte étaient schématiquement représentées comme des "grabens en losange" ou des "pull-aparts aigus" (Crowell 1974a), avec des angles orthogonaux entre les failles principales décrochantes et les failles normales permettant l'extension du bassin. Par la suite, une cartographie minutieuse sur le terrain par Freund (1971) et par Cowan (1990), des traces de failles actives de la zone de

faille décrochante dextre de Hope en Nouvelle-Zélande, montre que les failles maîtresses délimitant le bassin peuvent avoir une orientation non parallèle et apparaître en forme de " fuseau " (Mann et al., 1983) ou d'amande " (Dooley and McClay, 1997) sur la carte plutôt que les formes rhomboïdales rectilignes classiques. Si les deux failles maîtresses " s'entrecroisent ", elles sont alors reliées par un court segment de faille oblique qui forme un angle de 10°-15° avec les failles maîtresses.

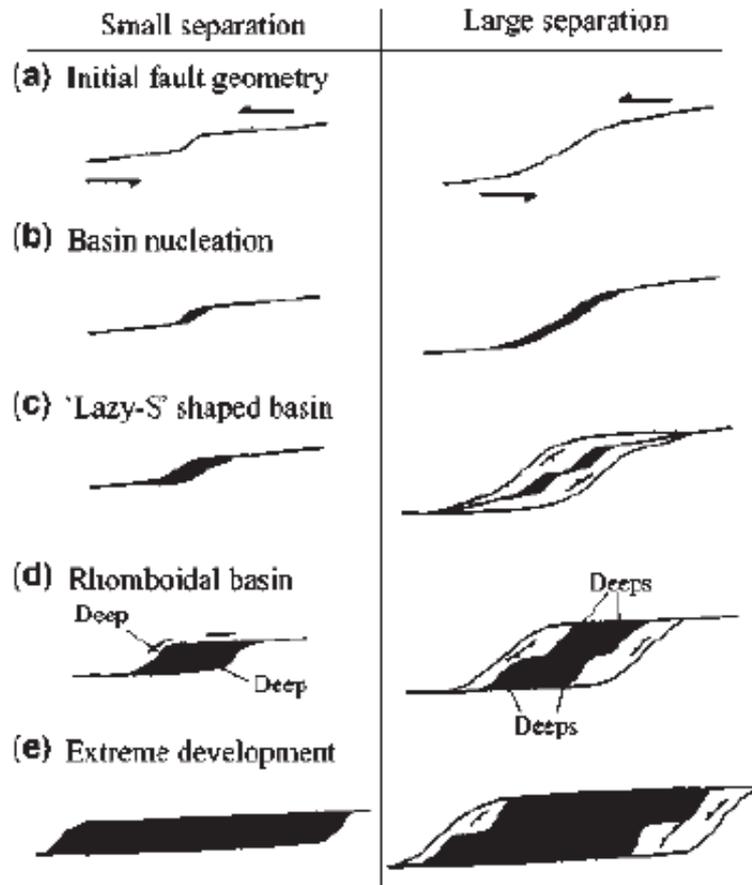


Fig. 2 Classification des bassins de pull-apart, telle qu'interprétée dans le modèle évolutif proposé par Mann et al. (1983).

Les bassins en pull-apart néoformés ,(exp : Bassin en pull-apart le long de la zone de faille nord-anatolienne dans la mer de Marmara, (fig. 3)), peuvent être marqués par des failles obliques à une discontinuité le long des failles maîtresses qui ne sont pas associées à des bassins en subsidence (par exemple, les failles en échelon dans la région de Tiburon de la zone de faille Enriquillo-Plantain Garden dans le sud-ouest d'Haïti (Mann et al., 1983, 1995) ; Ces bassins ont une morphologie caractéristique en forme de fuseau. Le non-parallélisme des failles maîtresses entraîne des problèmes d'espace au bord du bassin en pull-apart qui

s'expriment morphologiquement par le bombement, le plissement et le soulèvement des terrains d'âge quaternaires, comme à Glynn Wye Lake sur la faille Hope (Clayton, 1966 ; Freund, 1971 ; Cowan, 1990). Mann et al., (1983) ont interprété ces pull-aparts fusiformes comme représentant du stade initial du développement de ces bassins. En raison de l'ouverture limitée à ce stade, la dépression structurale recouvrant les pull-aparts de nucléation n'est généralement pas aussi importante que les types de bassins de pull-aparts rhomboïdaux. De nombreux pull-aparts de nucléation se situent au-dessus du niveau de la mer, sont subaériens ou recouverts de petits lacs peu profonds, et présentent des cicatrices de faille à faible relief qui ne localisent que des changements de faciès graduels à travers la dépression (Hempton, 1983 ; Hempton and Dunne 1983 ; Link et al., 1985).

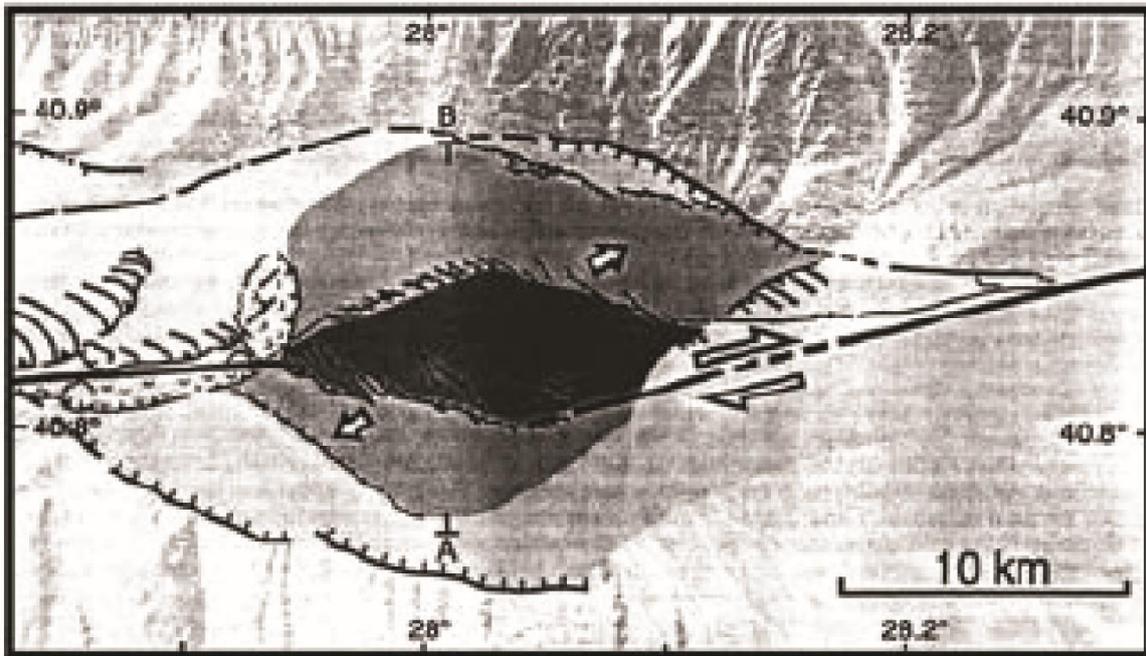


Fig. 3 Bassin en pull-apart le long de la zone de faille nord-anatolienne dans la mer de Marmara d'après (Armijo et al., 2002) l'un des exemples de pull-apart de nucléation et relativement jeune

b) Bassin en forme de Lazy S et Lazy Z (Lazy S and Z shaped pull-apart basins)

Après la nucléation du pull-apart, la progression de l'ouverture par décrochement latéral produit des formes de bassin que Mann et al., (1983) ont appelé familièrement la forme (Lazy-s) pour les pull-aparts entre les failles décrochantes senestres (et lazy-Z) pour ceux entre les failles décrochantes dextres (fig.2c). Mann et al., (1983) ont proposé que les bassins pull-apart de formes lazy S et lazy Z représentent une étape de transition entre les bassins en

forme de fuseau naissants entre des failles maîtresses sans chevauchement et des bassins rhomboïdaux ou "rhomb grabens" entre des failles maîtresses chevauchantes.

Divers exemples actifs de pull-apart, en forme de en forme de lazy Z et de forme lazy-S ,tel que le pull-apart de Salar Grande northern Chile (fig. 4), ont été identifiés dans de nombreux environnements tectoniques et sédimentaires, y compris dans, la région montagneuse du nord des Andes, du nord de la Colombie et du Venezuela (Schubert, 1980 ; Velandia et al., 2005), la marge décrochante de la Guinée équatoriale de l'Atlantique équatorial profondément sédimentée (Benkhelil et al., 1995) ; et la faille transformante océanique de Blanco dans l'océan Pacifique (Embley et al., 1987).

Dans le cas où les rejets des failles sont plus importants, des bassins en forme de S et de Z plus proéminents prennent naissance et favorise la possibilité de la création des bassins coalescents doubles (Aydin and Nur, 1982), exemples : le bassin de Mor dans le bassin de la Mer Morte (Bartov and Sagy, 2004) ; le bassin composite de Bohai dans l'Est de la Chine (Allen et al., 1997 ; Allen, 1998) ; et le bassin de Bichuan en Chine occidentale (Deng et al., 1986).

Le plus grand bassin en forme de S au monde est le lac Baïkal en Russie qui couvre plus de 31 494 km² et présente un relief structural de 4477 m entre la partie la plus profonde du lac (2 637 m) et les pics adjacents (2 840 m). (Petit et al., 1996 ; Lesne et al., 1998). En raison de la grande quantité de relief, la sédimentation dans les grands bassins en forme de S et de Z comme la Vallée de la Mort et le lac Baïkal, est fortement asymétrique et consiste en de dépôts alluviaux-faniques localisés le long des failles bordières du bassin (Hempton,1983 ; Hempton and Dunne, 1983). Les dépôts proximaux en éventail se transforment en faciès distaux de sable et de boue sur le fond plat du bassin.

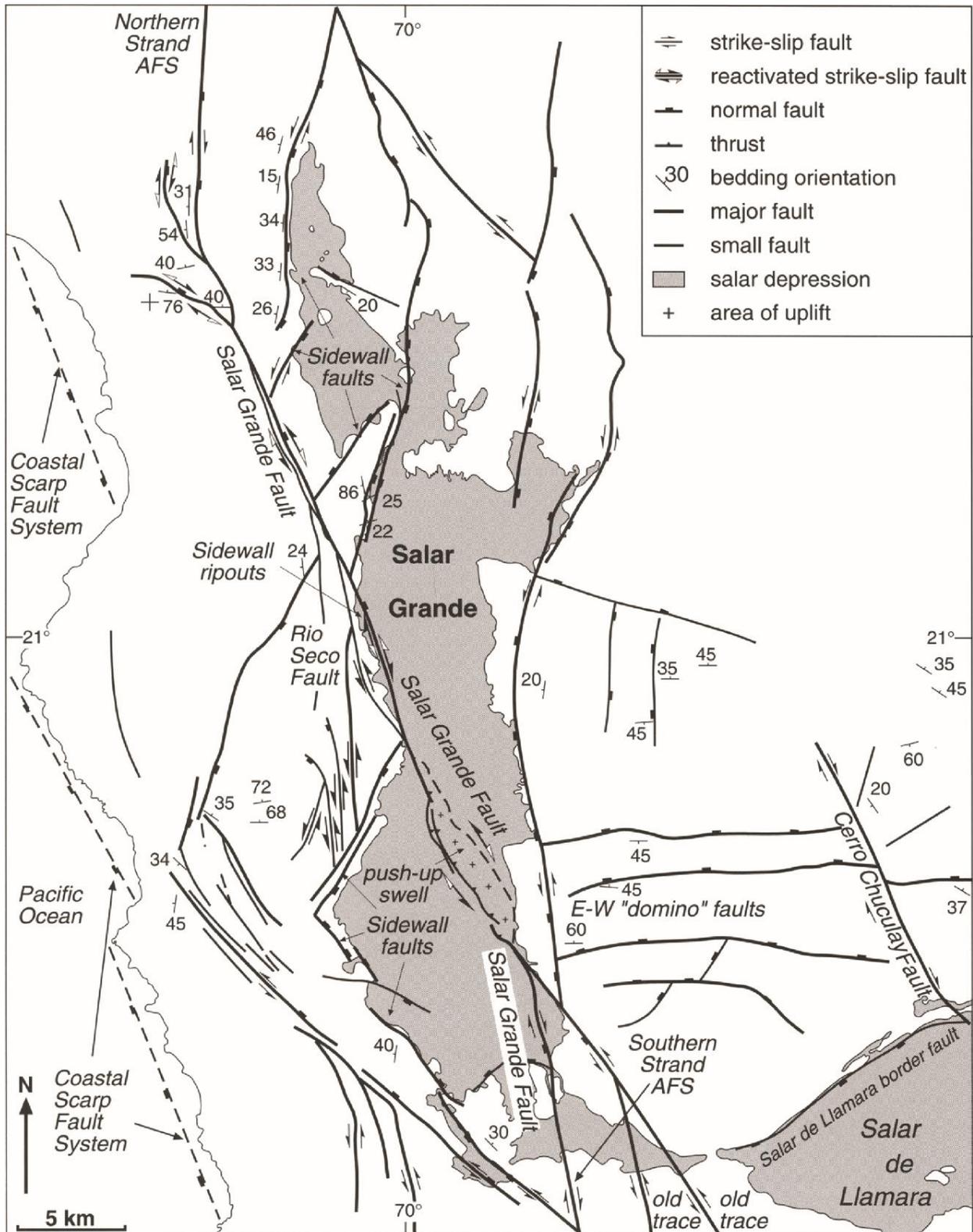


Fig. 4 : Le bassin de pull-apart de Salar Grande associé aux systèmes de failles d'Atacama au nord du Chili. (REIJS and McCLAY, 1998)

c) **Les bassins rhomboïdals**

Les bassins en pull-aparts avec une ouverture et un décalage important le long des failles maîtresses de décrochements évoluent pour prendre l'aspect rhomboïdal ou "rhom graben" plus familier tel que le bassin en pull-apart de la mer morte (fig. 5). Dans la plupart des cas, l'allongement du bassin vers des formes rhomboïdales n'implique pas son élargissement ; cependant la coalescence des bassins adjacents peut former des pull-aparts composites plus grands avec des failles plus importantes (Aydin and Nur, 1982).

Les bassins rhomboïdaux forment des bassins topographiques plus profonds que les bassins moins évolués, en forme de fuseau (incipient), de S ou de Z. Un bon exemple de bassin rhomboïdal est le bassin de la mer Morte, dont le fond, large de 8 à 10 km, se trouve à -411 m au-dessous du niveau de la mer et est rempli par plus de 10 km de roches sédimentaires clastiques et évaporitiques (Garfunkel and Ben-Avraham, 1996).

L'une des caractéristiques géologiques intéressantes observées dans plusieurs bassins rhomboïdaux de type pull-apart est la présence de fosses basales aux extrémités distales ou aux "coins intérieurs" du bassin, séparées par un seuil peu profond. Ces fosses sont grossièrement circulaires et peuvent être ou non bordées de failles ; elles sont généralement distribuées en diagonale sur le fond du bassin. Des exemples de bassins rhomboïdaux avec des fosses jumelles et diagonales. Bassin de Mirogoane en Haïti (Mann et al., 1983) ; le bassin de Vienne en Autriche (Royden et al., 1983) ; et le bassin d'Aarhus, en Allemagne. Bassin de Vienne en Autriche (Royden et al., 1982 ; Hinsch et al., 2005) ; les bassins d'Elat, d'Aragon et de Dakar du golfe d'Aarhus. Aragonais et de Dakar du Golfe d'Aqaba (Elat) (Ben-Avraham et al., 1979) ; le bassin de Cariaco au Venezuela Venezuela (Schubert, 1982 ; Jaimes, 2003) ; le bassin de Ghab de la Syrie (Brew et al., 2001) et le bassin de Jianchuan-Hequin sur la zone de faille de Xiaojinhe Xiaojinhe en Chine occidentale (Deng et al., 1986).

3) Modélisation classique des pull-aparts

La plupart des chercheurs précédents ont concentré leurs recherches sur certains aspects observables ou mesurables des bassins naturels, à des échelles allant des "bassins d'affleurement" dont le remplissage " est typiquement de la calcite ou du quartz, à des bassins sédimentaires à grande échelle, jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres carrés et contenant des faciès sédimentaires complexes dont l'épaisseur totale dépasse 10 km (Hempton and Dunne, 1983 ; Ingersoll and Busby, 1995).

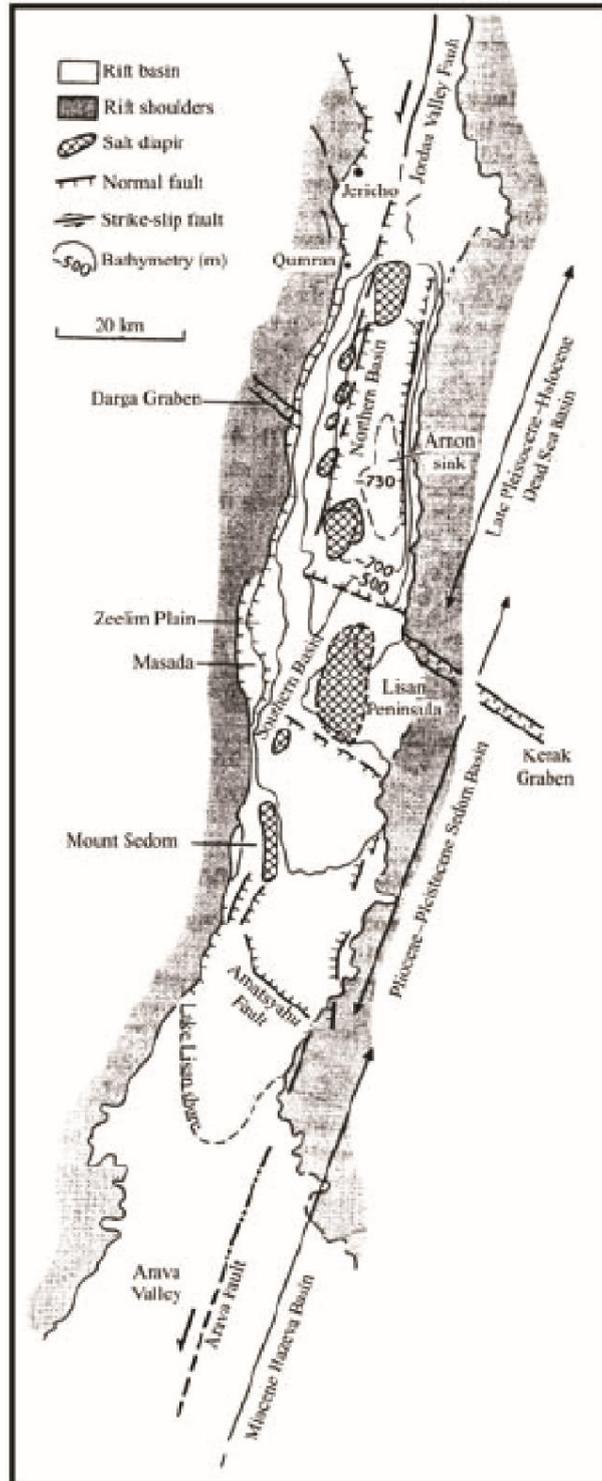


Fig. 5 le Bassin en pull-apart de la mer Morte (d'après Allen and Allen 2005).

Une grande partie des connaissances actuelles sur ces bassins ont été acquises grâce au développement des techniques de la modélisation analogique au cours des dernières décennies et leurs applications aux études de la déformation en extension (McClay and Ellis, 1987 ; Vendeville et al., 1987 ; Withjack et al., 1995) et en décrochement (Cloos, 1955 ; Tchalenko, 1970 ; Richard et al., 1991). En effet, plusieurs travaux ont largement utilisé des résultats des

modèles analogiques afin d'étudier les processus de développement et la configuration des failles de ces bassins (Soula, 1984 ; Faugère et al., 1986 ; Hempton and Neher, 1986 ; Raynaud, 1987 ; McClay and Dooley, 1995 ; Richard et al, 1995 ; Dooley and McClay, 1997 ; Rahe et al, 1998 ; Dooley et al, 1999 ; Basile and Brun, 1999 ; Sims et al, 1999 ; Atmaoui et al, 2006 ; Smit et al, 2008a, b ; Wu et al, 2009 ; Mitra and Paul, 2011 ; Dooley and Schreurs, 2012 ; Corti and Dooley, 2015). Différents paramètres, intervenant dans la structuration de ce type de bassin, ont été testés expérimentalement, notamment la largeur et l'angle de recouvrement des (ZDP's) et la rhéologie du modèle (purement fragile ou fragile/ ductile).

L'appareil de déformation classiquement utilisé dans les expériences de modélisation des bassins de type pull-apart comprenait deux plaques métalliques qui définissent deux blocs séparés et potentiellement mobile. Chaque plaque, se rattache à un axe de moteur de manière à ce qu'elles se déplacent l'une par rapport à l'autre en formant une zone de relais extensive, qui s'exprime en plan par un bassin structuré de type pull-apart (fig. 6).

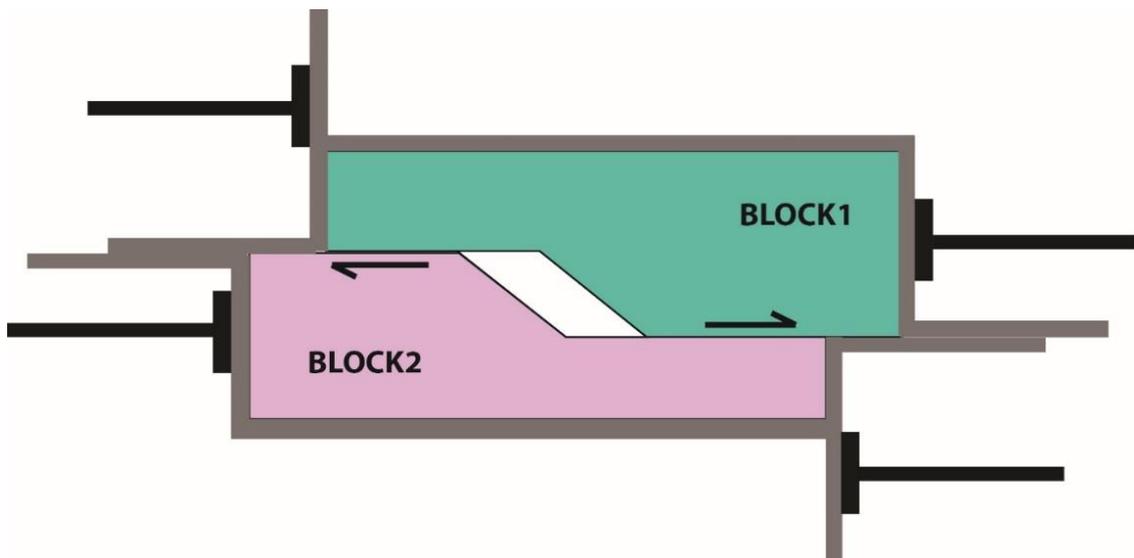


Fig. 6 : Schéma du modèle conceptuel classique de la modélisation d'un bassin de type pull-apart (modifié de Rahe et al., 1997)

**CHAPITRE 2 : Cadre géodynamique et géologique
du bassin d'el Hamma**

Chapitre 2 : Cadre géodynamique et géologique du bassin d'el Hamma

I- Cadre géodynamique

1) Evolution du domaine téthysien

Au Dévonien, les deux supercontinents Laurasia, au Nord et Gondwana au Sud, sont séparés par un domaine océanique aujourd'hui disparu, la Paléotéthys (fig. 7). C'est un domaine océanique d'arrière-arc, orienté approximativement E-W, ouvert suite à la subduction de la dorsale médio-océanique d'un ancien océan péri-gondwanien, la Prototéthys, dans un contexte de marge active de Gondwana. Plusieurs étapes d'ouvertures réussie et avortée, de bassins arrière-arc peuvent être reconnues entre la fin du Cambrien et le Silurien, donnant naissance d'abord à l'océan Rheic puis à l'océan Paléotéthys (fig. 7). Néanmoins, des débats vigoureux sur le nombre de branches formant le domaine Protothethys/Reic ainsi que la chronologie de leurs développements, sont encore d'actualité (Sengör, 1979 ; Sengör et al., 1984 ; Zonenshain et al., 1985 ; Stampfli et al., 1991 ; Dercourt et al., 1993 ; Ricou, 1994 ; Robertson et al., 1996 ; Dercourt et al., 2000 ; Barrier and Vrielynck, 2008).

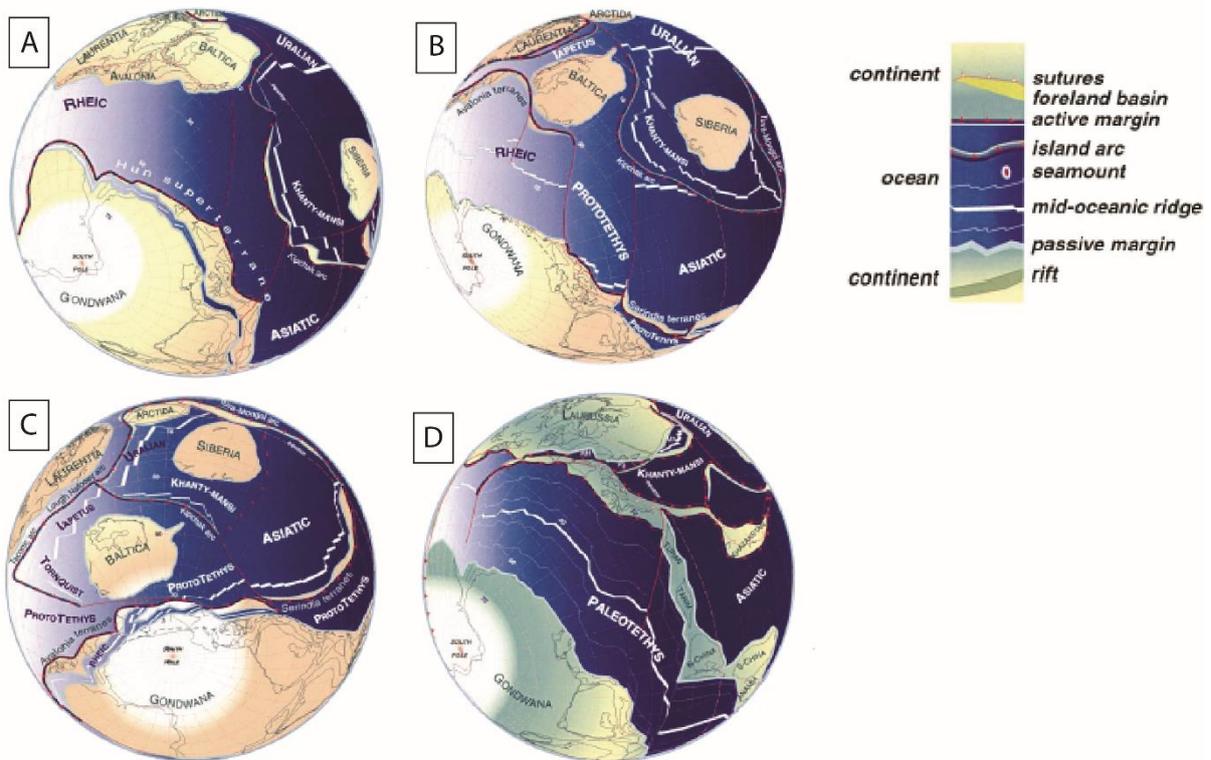


Fig. 7 Evolution du domaine téthysien au cours du : A- Fin-Cambrien, B- Silurien inférieur, C- Silurien supérieur, D- Dévonien supérieur (D'après Stampfli et al., 2002)

Au Carbonifère, la Paléotéthys subductait sur sa marge nord sous le craton laurisien, si bien que le Gondwana est entré dans sa partie occidentale, en collision avec la Laurasia au Carbonifère supérieur (Dercourt et al., 1985 ; Ricou, 1994 ; Stampfli et al., 2002) (fig. 8) ; mais la fermeture définitive de la Paléotéthys dans le domaine téthysien a eu lieu pendant le cycle orogénique cimmérien du Trias au Jurassique. Un rift s'est ouvert entre l'actuelle Afrique et le Gondwana orientale au Carbonifère supérieur ; ce rift était une future branche avortée de la Néotéthys. Un autre rift est apparu dans l'actuelle zone méditerranéenne orientale dont le bassin de la Jeffara en Tunisie-Lybie en est témoin (fig. 8C).

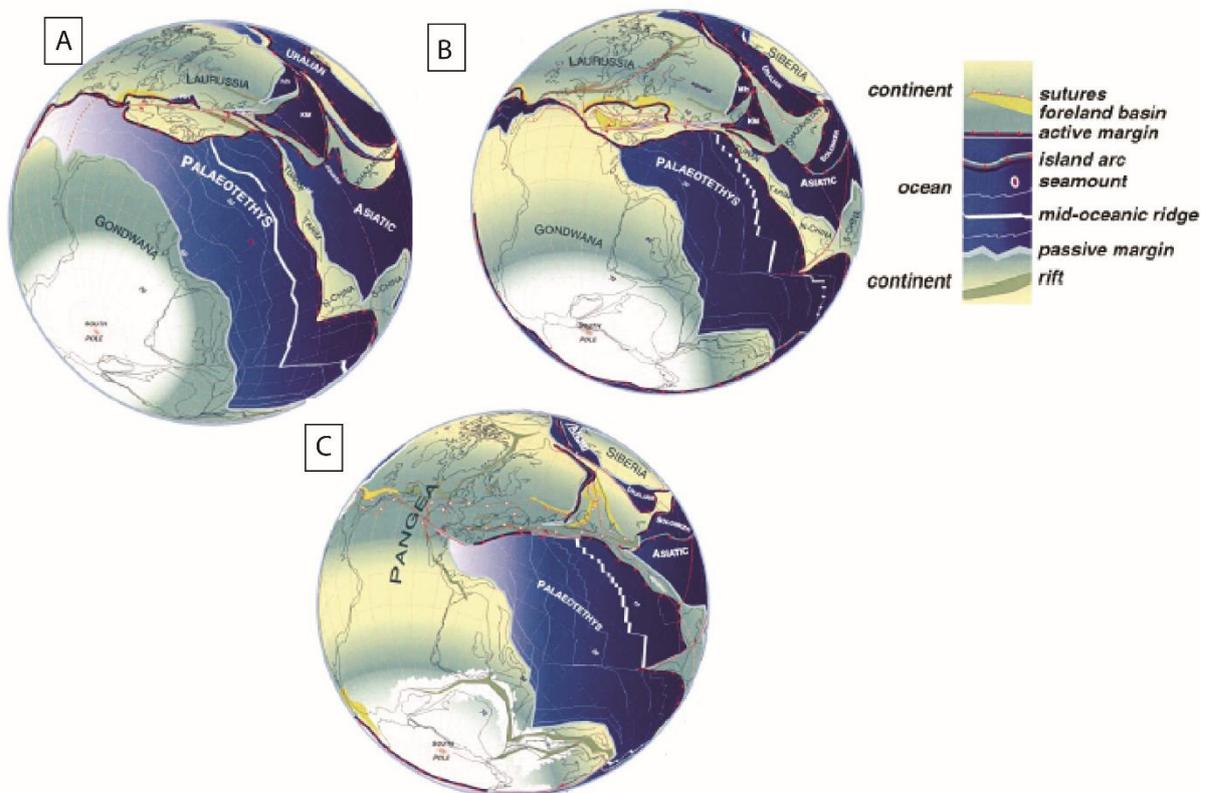


Fig. 8 Evolution du domaine téthysien au cours du : A- Carbonifère inférieur, B- Carbonifère moyen, C- Carbonifère supérieur (D'après Stampfli et al., 2002)

Au cours du Permien, s'ouvrait le long de la marge nord du Gondwana orientale, un nouvel océan : la Néotéthys (par opposition à la paléotéthys) ou tout simplement : Téthys (fig. 9). La Néotéthys s'est ouverte du Carbonifère supérieur à la fin du Permien inférieur, en commençant à l'Est de l'Australie et en progressant vers la région méditerranéenne orientale (Stampfli et al., 2002). L'ouverture de la Néotéthys et le détachement des blocs cimmériens

au Permien se sont opérés par l'aggravation des forces de traction des plaques dans le domaine de la Paléotéthys, suite à la subduction de sa dorsale médio-océanique sous la marge eurasiennne.

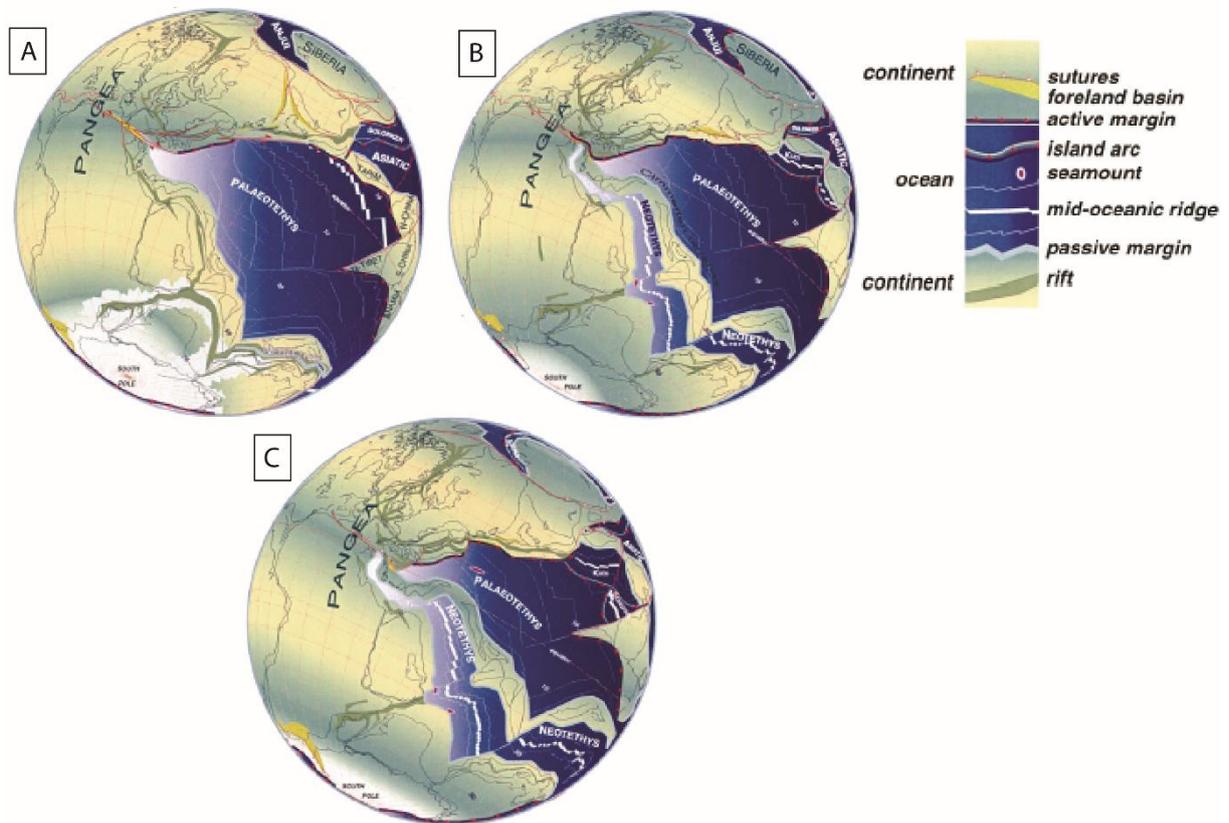


Fig. 9 Evolution du domaine téthysien au cours du : A- Permien inférieur, B- Permien moyen, C- Permien supérieur (D'après Stampfli et al., 2002)

Au cours du Trias, la subduction vers le nord de la Paléotéthys a déclenché l'ouverture d'océans arrière-arc le long de la marge eurasiennne, de l'Autriche à la Chine (fig. 10). Le destin de ces bassins marginaux permo-triasiques est très différent d'une région à l'autre. Certains se sont fermés pendant les événements de collision du Cimmérien, d'autres (Meliata, Maliac, Pindos (Stampfli et al., 2002)) sont restés ouverts et leur subduction retardée a induit l'ouverture d'océans d'arrière-arc plus jeunes (Vardar, Mer Noire) (Stampfli et al., 2002 ; Yin et Harisson, 2000). L'ouverture concomitante, au Permien supérieur et au Trias, des océans marginaux Meliata, Maliac et Pindos dans la marge eurasiennne, et de la Néotéthys dans la marge septentrionale du Gondwana, a accéléré la fermeture de la Paléotéthys dans les régions Dinaride et de Hellénide (événement éocimmérien). Dans le nord de la Turquie et de l'Iran, la collision des blocs cimmériens avec la marge eurasiennne a été plus complexe en raison de la présence de radeaux océaniques et de bassins d'arrière-arc de type Marianne entre les deux

domaines (Bozkurt et al., 2000). A la fin du Trias, Laurasia et Gondwana formaient un seul mégacontinent : Pangée où l'océan Néotéthys forme une entaille orientale ouverte à l'Est sur Pantalassa, l'océan mondial précurseur du Pacifique.

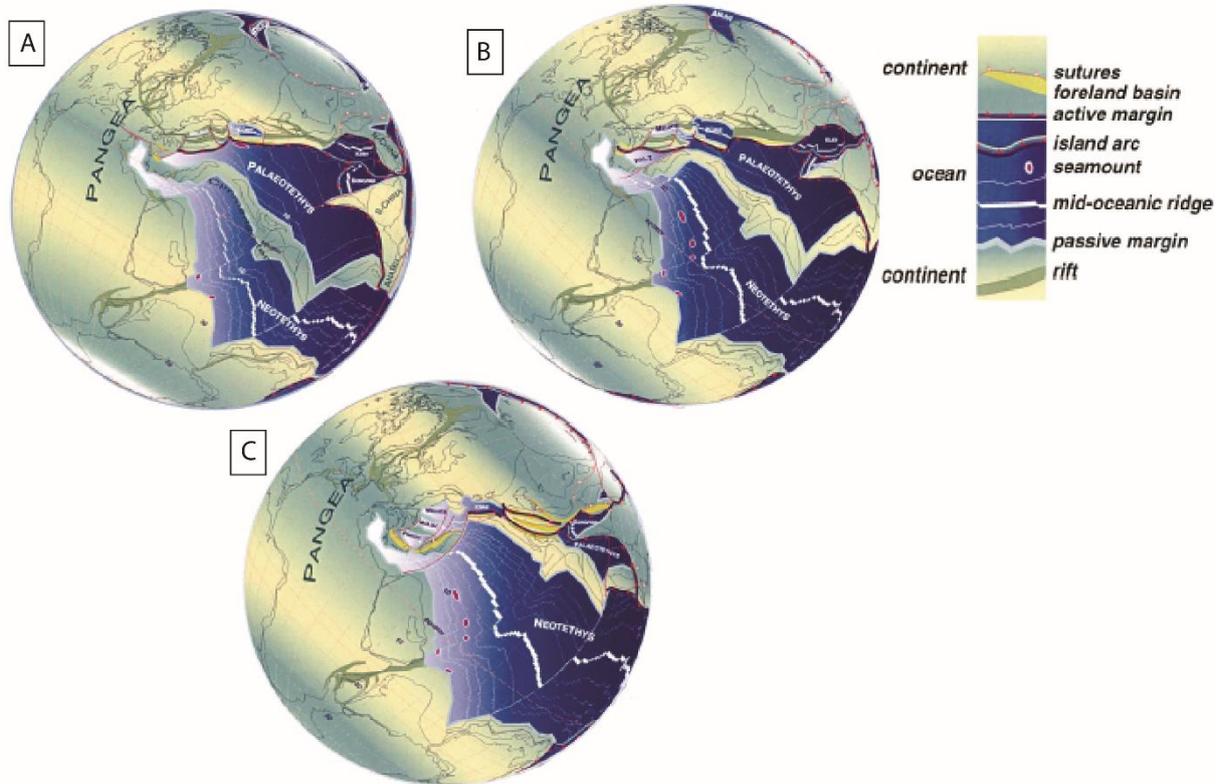


Fig. 10 Evolution du domaine téthysien au cours du : A- Anisien, B- Ladinien, C- Norien (D'après Stampfli et al., 2002)

Au début du Jurassique, la Néotéthys entame sa subduction enregistrée par le début de magmatisme le long de la marge nord-iranienne. Cette subduction était à l'origine d'une intense traction qui a contribué à la dislocation de la Pangée et à l'ouverture de l'océan Atlantique central (fig. 11). Cette rupture s'est étendue vers l'est dans la Téthys alpine qui se liait plus au moins à de nouveaux océans d'arrière-arc eurasiens telque l'océan Izmir-Ankara et l'océan Caspien sud (Stampfli et al., 2002). La subduction diachrone de la dorsale néotéthysienne est tenue pour responsable des changements majeurs dans la tectonique des plaques du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur et de la rupture finale du Gondwana.

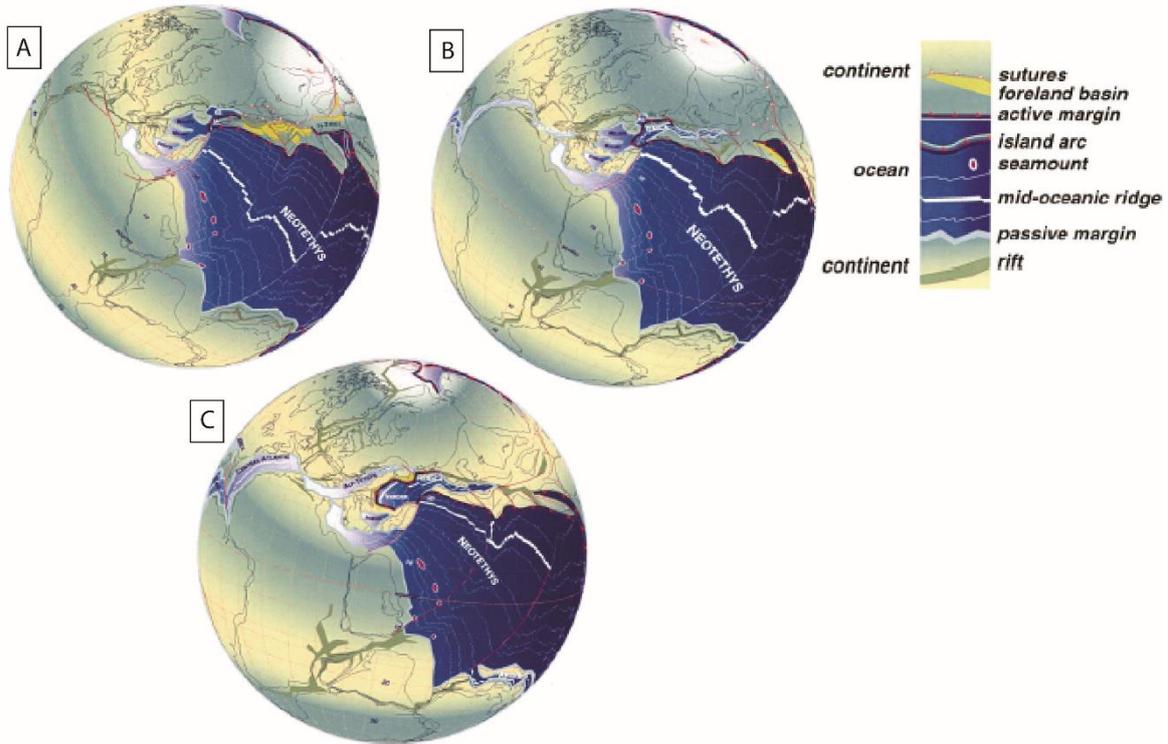


Fig. 11 Evolution du domaine téthysien au cours du : A- Sinémurien ,B- Aalenien , C- Oxfordien (D'après Stampfli et al., 2002)

Au Berriasien (fig. 12), les reconstitutions de Van Hinsbergen et al., (2020) pour l'océan Atlantique entre l'Afrique et l'Amérique du Nord et entre l'Ibérie et l'Amérique du Nord, montrent que la dorsale de l'océan Piémont-Ligure a dû être connectée à la dorsale de l'Atlantique central le long d'une faille transformante entre l'Ibérie et l'Afrique au niveau de laquelle la croûte océanique a pu s'accréter dans des bassins de type pull-apart (Vissers et al., 2013). (Van Hinsbergen et al., 2020). Vers le nord-est, la dorsale Piémont-Ligure est reconstituée entre le domaine du Briançonnais et les unités austro-alpines et éo-alpines inférieures.

Entre le Valanginien et le Santonien, l'Afrique se met en rotation trigonométrique autour d'un pôle proche du Maroc, et ce en liaison avec les changements dans la cinématique de l'ouverture dans l'Atlantique sud (fig 12) et la subduction de la dorsale médio-océanique néotéthysienne au sud de l'Iran, ainsi que la subduction des océans résiduels de Vardar-Izmir-Ankara (Stampfli et al., 2002). Ces mouvements de convergence dans la Néotéthys ont induit une forte contrainte de transtension, en partie responsable de la dislocation du Gondwana et de l'ouverture d'un domaine océanique nord-sud depuis la région du Mozambique jusqu'à la NéoTéthys, qui allait être le futur océan indien (fig. 12). L'Ibérie, solidaire de l'Afrique, subit

la même rotation par rapport à l'Eurasie. Cette rotation se produit autour d'un pôle situé dans l'est du golfe de Gascogne, qui s'étend activement, et est accommodée par une subduction vers le nord dans les Pyrénées, consommant la lithosphère océanique de la plaque ibérique (Viissers et al., 2016).

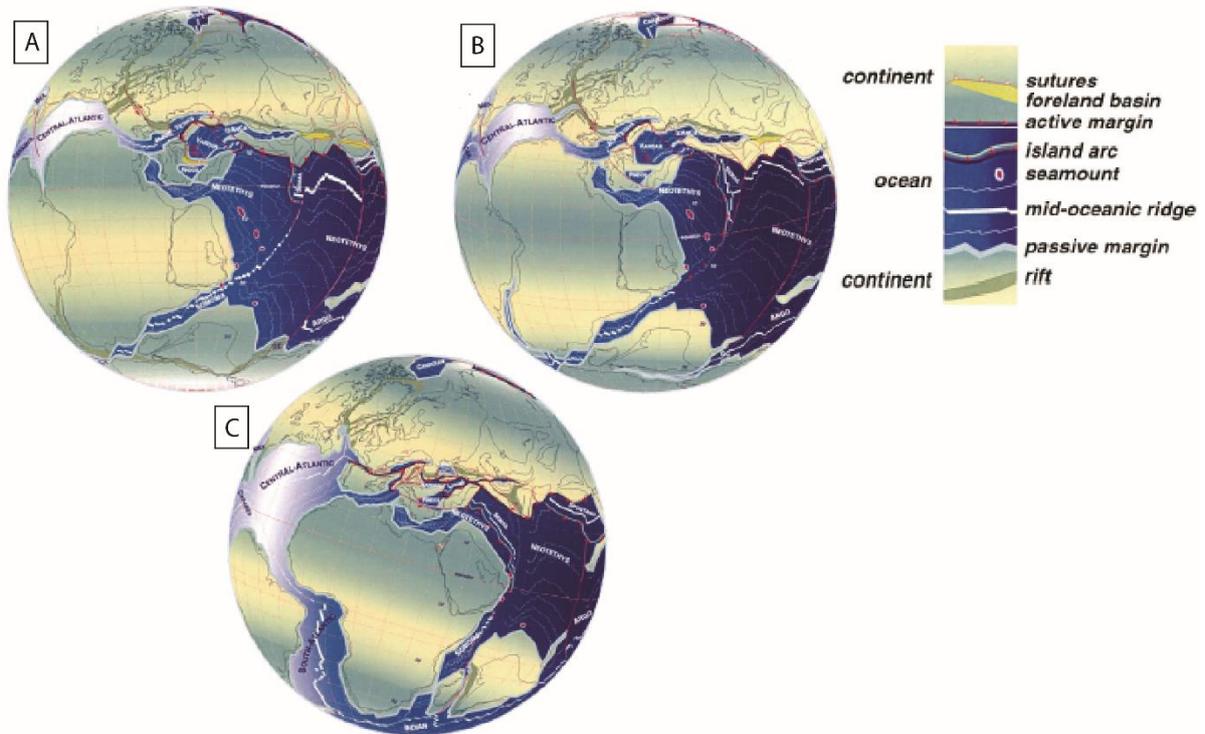


Fig. 12 Evolution du domaine téthysien au cours du : A- Valanginien, B- Aptien, C- Santonien (D'après Stampfli et al., 2002)

La rotation ibérique est accommodée au Sud par une transformation latérale entre l'Afrique et l'Ibérie qui entretient l'ouverture du Sillon maghrébin comme bassin de type pull-apart. Par ailleurs, Le Pichon et al., (2019) ont récemment proposé une reconstruction différente selon laquelle Adria s'est déplacée avec une importante faille transformante latérale gauche du Jurassique au Crétacé, le long de la marge nord-africaine ouvrant l'océan Méditerranée orientale comme un bassin en pull-apart. Leur reconstitution suggère qu'Adria a subi une rotation d'environ 50° dans le sens des aiguilles d'une montre par rapport à l'Afrique après 120 Ma et a convergé de 800 km avec l'Eurasie (fig. 13). Cette reconstitution conduirait à une reprise/aggravation de l'extension/trans tension dans la branche occidentale (mésogéenne) de la Néotéthys entre Afrique/Arabie et Adria.

Au la fin du Crétacé (Campanien-Maestrichtien), le mouvement Afrique-Eurasie dans la région méditerranéenne la plus occidentale est presque entièrement pris en compte dans les Pyrénées, qui en sont aux premiers stades de leur formation.

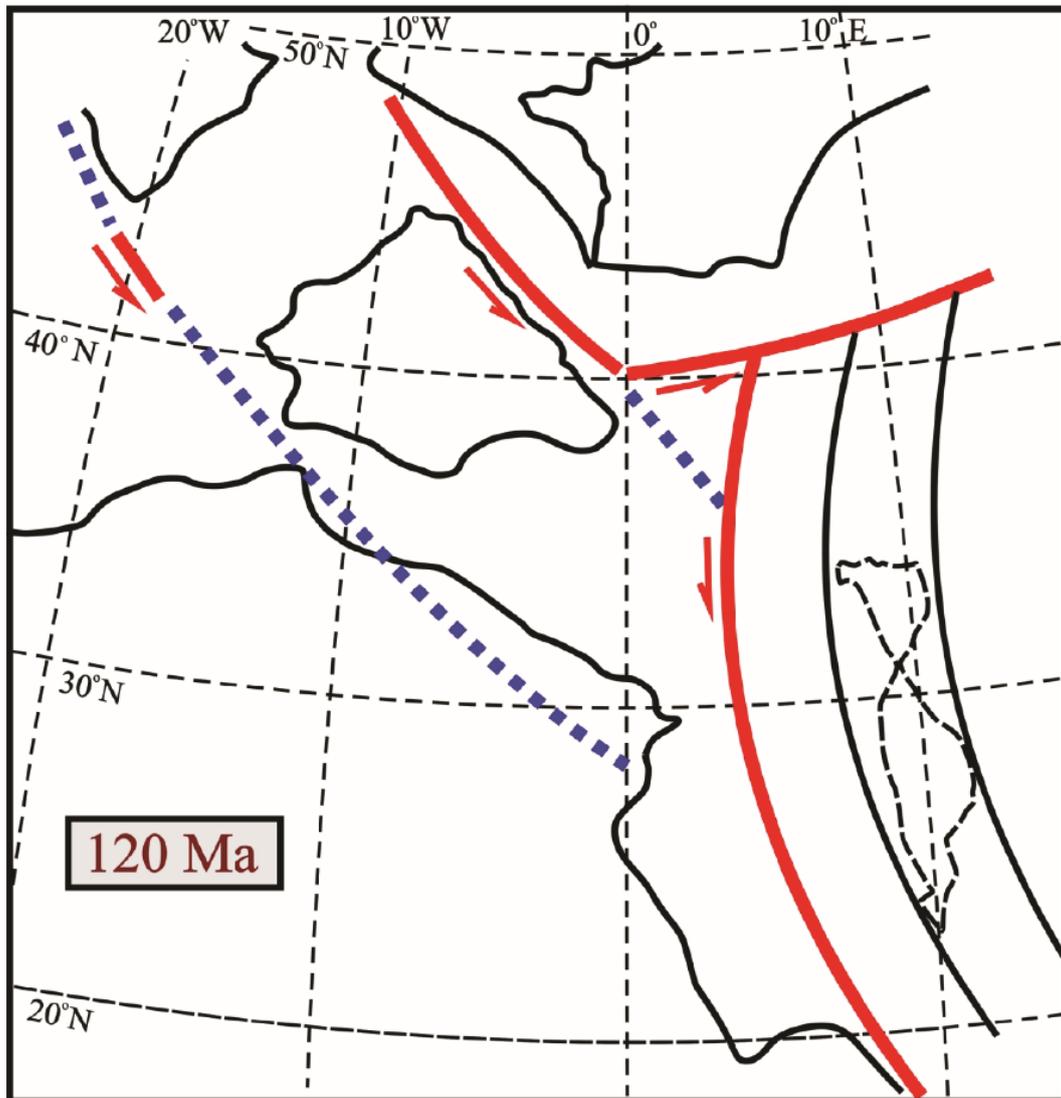


Fig. 13 Reconstruction à 120 Ma de l'Adria (d'après Le Pichon et al., 2019)

Le mouvement de transformation de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie prédit une rotation graduelle et lente, d'environ 20° dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie pendant une grande partie du Crétacé (Jammes et al., 2009 ; Olivet, 1996). Cette vision est adoptée par plusieurs reconstructions méditerranéennes (Handy et al., 2010 ; Schettino and Turco, 2010 ; Stampfli and Hochard, 2009). Handy et al., (2010) ont déduit que l'océan Valais s'ouvrait encore vers 90 Ma, bien que leur restitution ultérieure Handy et al., (2015) ait modifié le point de vue sur la rotation ibérique et préféré l'anomalie magnétique marine et les contraintes paléo-magnétiques qui suggèrent une rotation plus précoce, plus

importante, et une déconnexion de la Corse Sardaigne. Un mouvement progressif de l'Ibérie vers l'est génère une convergence E-W dans le domaine méditerranéen. Stampfli et Hochard (2009) en déduisent une zone de subduction le long de la marge ibérique nord, des Pyrénées et autour de la zone Briançonnaise ; ce dernier se trouvant dans la plaque supérieure et consommant la lithosphère océanique de l'océan Valais et de l'océan Piémont-Ligure. Schettino et Turco (2010) déduisent une zone de subduction à pendage ouest sous la Sardaigne, la Corse et dans l'océan Valais, qui se connecte à une faille transformante nord-ibérique. Handy et al., (2010), et également Handy et al., (2015), reconstituent une zone de subduction alpine à pendage sud-est le long de la marge ibérique, avec les unités AlKaPeCa dans la plaque supérieure, similaire à leurs reconstructions pour le Paléogène. Csontos et Vörös, (2004), soutiennent qu'un corridor entièrement océanique existait du Golfe de Gascogne à l'Océan Valais avec une frontière de plaque non active à 80 Ma. Ils ont reconstitué la convergence Afrique-Europe au niveau d'une zone de subduction à pendage nord-ouest le long de la marge ibérique, reliée à la zone de subduction intra-océanique alpine par une faille transformante. Cette solution est similaire à celle de Van Hinsbergen et al., (2020) (fig. 14).

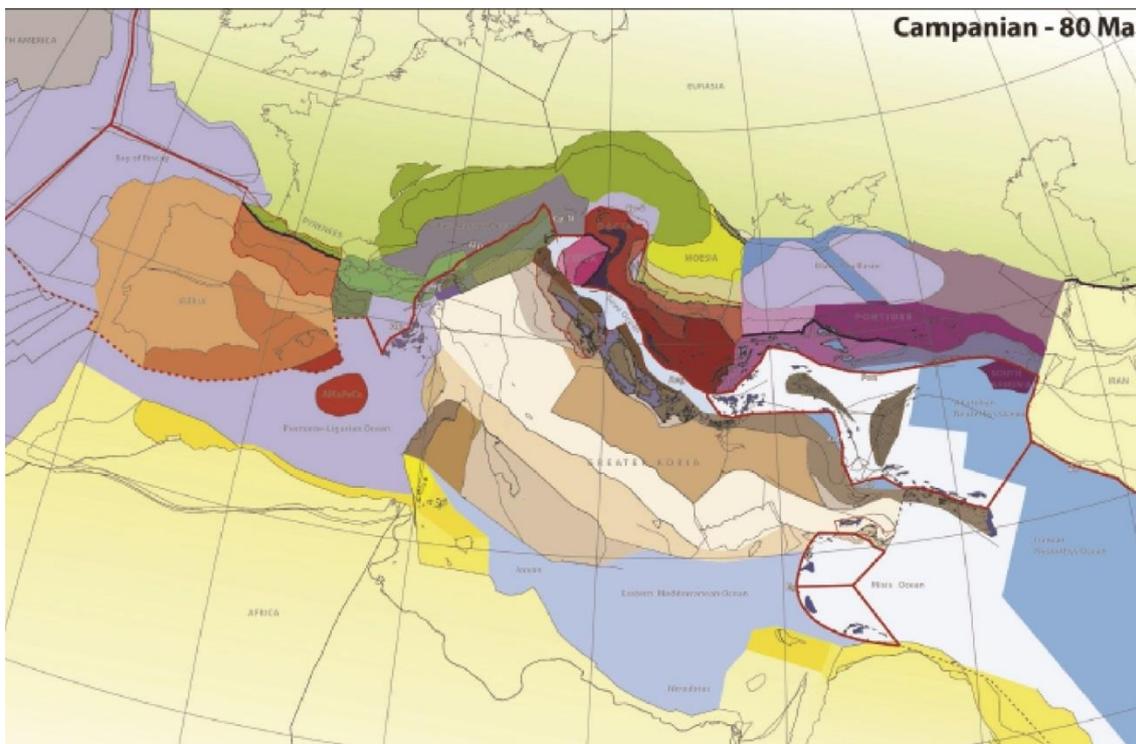


Fig. 14 Carte paléotectonique de la région méditerranéenne pour le Campanien (80 Ma)

(D'après Hinsbergen et al., 2020)

Enfin, Ricou (1995) accepte d'unir l'Ibérie et l'Adria en une seule plaque au sud d'une frontière commune convergente contre l'Eurasie. La carte obtenue (fig . 15) montre une triple jonction, précurseur de la jonction des Açores, établie à l'ouest de l'Ibérie, et que des frontières convergentes plus à l'est entre l'Eurasie et l'Afrique. Il en découle que l'ouverture du bassin méditerranéen oriental s'est achevée alors que le plissement du Crétacé supérieur avait lieu dans la chaîne des Palmyre et le Nord du Sinaï. L'inversion tectonique dans les Pyrénées et l'obduction sur l'Arabie ont toutes deux contribué à l'amorçage de la fermeture progressive de l'océan Téthys.

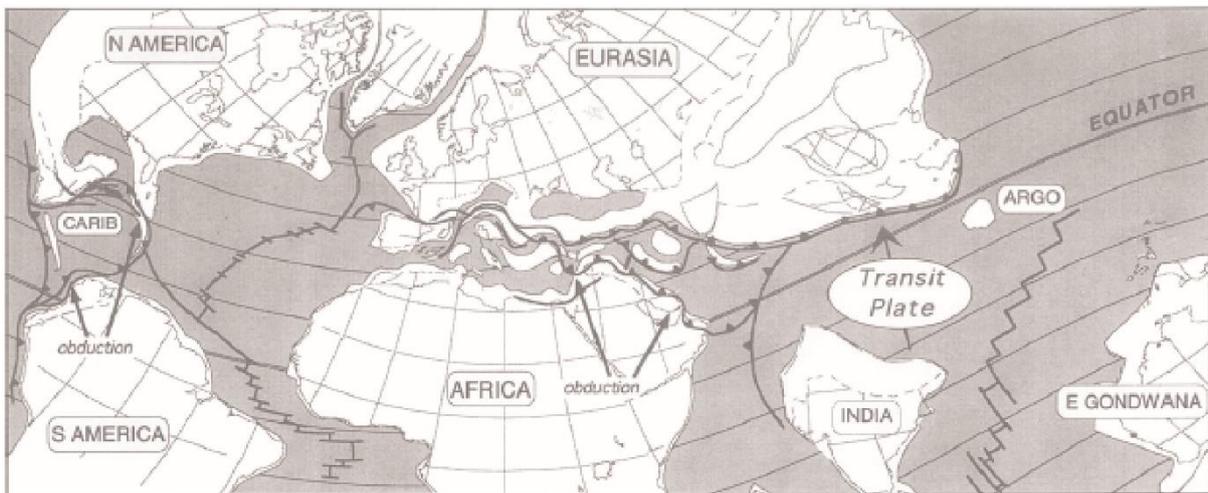
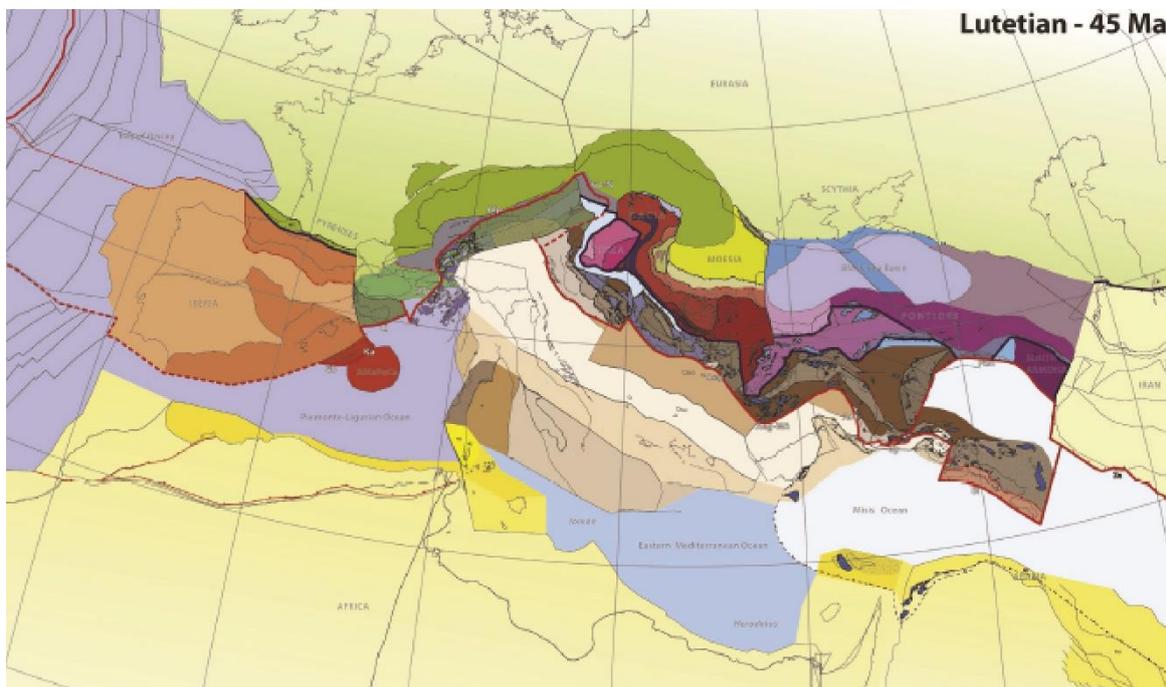


Fig. 15 Carte de la tectonique des plaques au cours du Maastrichtien. Après l'obduction sur l'Arabie et l'inversion de l'ancienne dorsale au nord d'Iberia, il ne reste que des frontières convergentes entre l'Eurasie et l'Afrique ; ce nouveau schéma tectonique déterminera la fermeture de la Téthys (d'après Ricou, 1995)

À l'Eocène, la convergence Afrique-Europe est lente, grossièrement orientée N-S. Sur la marge ibérique nord, la chaîne pyrénéenne se structure ; de même que les chaînes ibériques et catalanes. Le bord septentrional du Bassin maghrébin est affecté de subduction à plongement vers le Nord, sous le bloc d'Alboran-Kabyliens-Calabre (Bijduval, 1976, 1977 ; Jpboitillin and Kornprobst, 1974 ; Bouillin, 1986 ; Raoult, 1974). Van Hinsbergen (2020) propose une subduction lente vers le Nord-ouest au niveau de la marge des Baléares pour expliquer l'enfouissement et le métamorphisme éocène des unités AlKaPeCa. Le bloc corso-sarde subit une rotation horaire et est poussé vers le Nord contre l'Eurasie. Sur sa marge nord-est, la subduction est vers le Sud-Est plongeant sous la lithosphère océanique préservée dans les ophiolites ligures. De plus, comme la rotation de la Corse-Sardaigne est en sens contraire de celle de l'Ibérie, Van Hinsbergen et al., (2020) séparent les deux blocs par une transformation

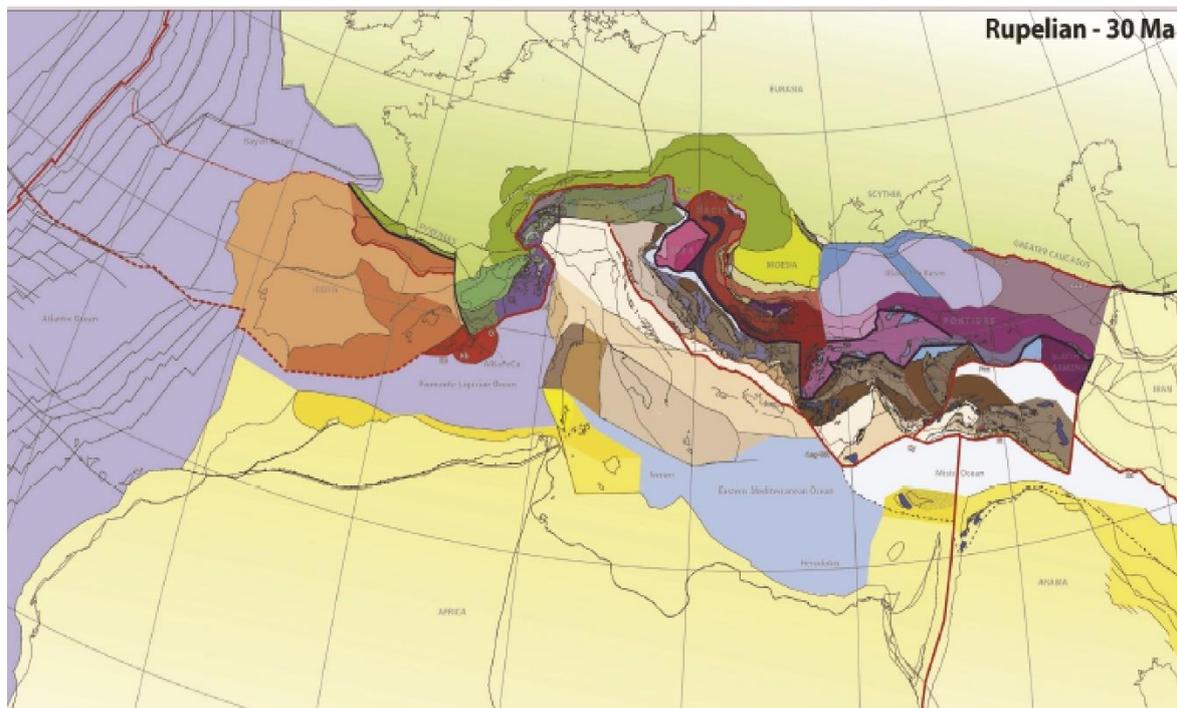
qui sera héritée plus tard comme la transformante séparant les dalles des Appenins nord et de la Calabre (Fig. 16). Le bloc Apulo-Adriatique continue son poinçonnement de l'Europe. Sa marge septentrionale chevauche dans les Alpes avec une vergence nord. Ceci s'accompagne par un nouvel épisode de métamorphisme haute pression qui affecte toutes les Alpes centrales et occidentales (Debelmas et al., 1980 ; Debelmas, 1983). Sur sa marge ouest, le domaine apenninique est le siège de coulissement senestre, jouant ainsi un rôle transformant entre les domaines alpins et maghrébins dont les vergences sont opposées entre elles (Boillot et al., 1973 ; Raoult et al, 1984 ; Bouillin, 1986). Au Sud en revanche, l'océan méditerranéen oriental ne semble pas structuralement perturbé.



**Fig. 16 Carte paléotectonique de la région méditerranéenne au cours du Lutétien (45 Ma)
(d'après Hinsbergen et al., 2020)**

A l'oligocène, la séparation du bloc Corso-Sarde de l'Ibérie et de la France maintenant réunies, initiée à l'extrémité sud du graben Rhin-Rhône, a également contribué à l'ouverture de l'arrière-arc de l'Oligocène supérieur à l'actuel, à l'arrière de la subduction calabraise (Ricou, 1995). Van Hinsberger (2020) déduit une zone de subduction orientée NE-SW, avec un pendage nord-ouest, le long de la marge de l'Iberie (Baléares) et du bloc Péloritain-Calabre (fig. 17). Dans cette zone de subduction, les roches continentales de l'Alpujarride (Bétique), de la Sebtide (Rif), des Kabylides inférieures et de l'unité Africo-Polsi (Calabre et Monts Peloritain) subissent un métamorphisme à haute pression et basse température. Ces roches continentales font partie du bloc conceptuel "AlKaPeCa", séparé de la marge africaine par le bassin océanique Piémont-Ligure. Selon les reconstitutions de van Hinsbergen et al.

(2014a), les massifs de péridotite des Bétiques, du Rif et des Kabyliques, faisaient probablement déjà partie de l'AlKaPeCa depuis le Jurassique et ils ont été enterrés, métamorphisés et exhumés avec les autres unités de l'AlKaPeCa. Les unités Malaguide (Bétique), Ghomaride (Rif) et Kabyliques supérieures faisaient partie de l'avant-arc ibérique, tandis que le bloc Stilo-Aspromonte-Peloritain était situé dans l'avant-arc sarde. Vers le nord-est, la zone de subduction à pendage nord-ouest devient intra-océanique, avec les ophiolites Ligures dans la plaque supérieure sous laquelle la partie océanique des nappes toscanes s'accrète. La Grande Adria occidentale (c'est-à-dire la partie de l'Adria qui est actuellement perdue par la subduction et dont il ne reste que des reliques sous forme de nappes dans les orogènes circum-adriatiques) et sa transition vers l'océan Piémont-Ligure, est encore intacte à 30 Ma. Au nord, la zone de subduction apenninique à pendage ouest se connecte par un système transformant à la zone de subduction alpine à pendage est (fig. 17).



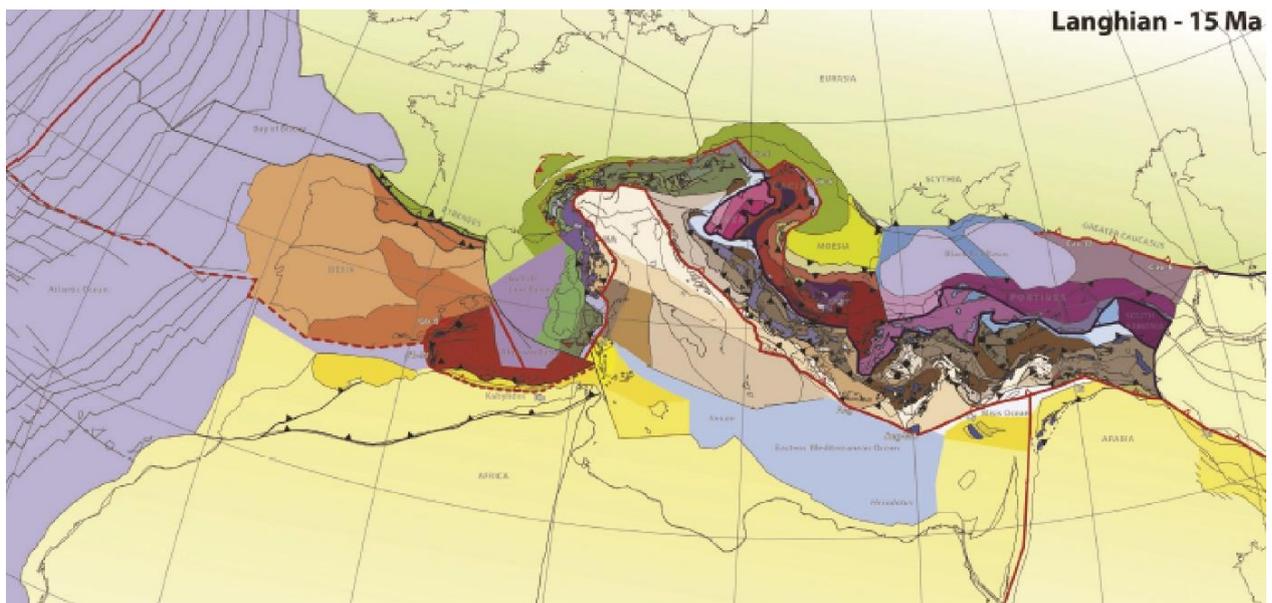
**Fig. 17 Carte paléotectonique de la région méditerranéenne au cours du Rupélien (30 Ma)
(d'après Hinsbergen et al., 2020)**

Entre l'Ibérie et l'Afrique, le bassin algérien est le siège d'extension dont la direction est sujet de controverse entre les auteurs (Tapponnier, 1977 ; Bellon et al., 1977 ; Van Hinsberger, 2020). Les différentes hypothèses sur la direction de cette extension se traduisent par une distribution quelque peu différente des unités d'Alboran le long de la marge ibérique méridionale. Les scénarios d'extension E-W, placent les unités d'Alboran près des Baléares (Handy et al., 2010 ; Lonergan and White, 1997 ; Rosenbaum et al., 2002a ; Royden and

Faccenna, 2018 ; van Hinsberger, 2020) tandis que les scénarios d'extension N-S rapprocheraient beaucoup plus les unités d'Alboran de leur position actuelle (Faccenna et al., 2014 ; Golonka, 2004 ; Meulenkamp and Sissingh, 2003 ; Schettino and Turco, 2010 ; Stampfli and Hochard, 2009).

Au Langhien, en Méditerranée occidentale la subduction est totale dans le sillon maghrébin et le sillon des flyschs apenniniques. Les marges sud-ibérique et nord-ouest de l'Afrique, ainsi que le corridor océanique Piémont-Ligure, sont subduites au niveau du fossé de Gibraltar qui recule vers l'ouest, ce qui entraîne l'accrétion des zones externes du Bétique et du Rif, du flysch intermédiaire de la région de Gibraltar, et la mise en place d'un sous-profil profond des unités Nevado-Filabride et Tamsamani (fig. 18). Vers 15 Ma, les nappes des Kabyrides sont mises en place sur la marge africaine et la subduction de la dalle des Kabyrides s'achève. Le microcontinent corso-sarde continue sa rotation antihoraire et corrélativement, s'ouvre le bassin provençal. Dans les Alpes, l'Apulie continue son poinçonnement de l'Europe et les nappes chevauchent les bassins molassiques.

À l'est, Adria subit sa rotation antihoraire par rapport à l'Eurasie, associée à l'extension du bassin sicilien et de la mer pélagienne. Sur la plateforme tunisienne orientale et en Lybie, une reprise très nette de la subsidence est enregistrée depuis le Miocène moyen. Dans le système apenninique, le bassin Tyrrhénien est fermé, juxtaposant le bloc Calabre-Péloritain au bloc Corse-Sarde (fig. 18).



**Fig. 18 Carte paléotectonique de la région méditerranéenne au cours du langhien (15 Ma)
(d'après Hinsbergen et al. 2020)**

Toutes les reconstructions précédentes établissent un couloir océanique étroit entre l'Ibérie et le nord-ouest de l'Afrique. Le débat porte principalement sur la question de savoir si le bassin algérien, dont on ne connaît aucune anomalie magnétique marine non équivoque, s'est ouvert du Nord au Sud (Handy et al., 2010 ; Lonergan and White, 1997 ; Rosenbaum et al., 2002a ; Royden and Faccenna, 2018) ou d'Est en Ouest (Faccenna et al., 2014 ; Golonka, 2004 ; Meulenkamp and Sissingh, ;2003 ; Schettino and Turco, 2010 ; Stampfli and Hochard, 2009 ; van Hinsberger, 2020). Les reconstitutions adoptant une extension N-S placent la région d'Alboran beaucoup plus près de sa position actuelle.

Enfin, la plupart, mais pas toutes (Rosenbaum et al., 2002a ; Royden and Faccenna, 2018 ; Schettino and Turco, 2010) des reconstitutions précédentes suggèrent une connexion océanique entre les bassins océaniques du Piémont-Ligure et de la Méditerranée orientale (Faccenna et al., 2014 ; Handy et al., 2010 ; Meulenkamp and Sissingh, 2003).

Au Miocène supérieur, la plupart des actuelles chaînes sont édifiées et la paléogéographie paraît très similaire à la présente. En Méditerranée occidentale, la subduction est totale dans le sillon maghrébin et le sillon des flyschs apenniniques. Leurs marges externes sont débitées en nappes respectivement à vergence Sud et Est. Le microcontinent corso-sarde continue sa rotation antihoraire et corrélativement, s'ouvre le bassin provençal. Dans les Alpes, l'Apulie continue son poinçonnement de l'Europe et les nappes chevauchent les bassins molassiques. A l'Est, la Mésogée amorce sa subduction au niveau des arcs calabrais et hellénique et corrélativement s'ouvre les bassins tyrrhénien et égéen. En mer pélagienne, sur la plateforme tunisienne et en Lybie, une reprise très nette de la subsidence est enregistrée depuis le Miocène moyen.

Au Plio-Quaternaire, l'évolution géodynamique de la Méditerranée à partir du Miocène terminal, est loin d'être élucidée. En effet, bien qu'il soit unanimement admis que la Méditerranée dans sa configuration actuelle, est une mer néotectonique (postérieure à la collision des continents africain et européen) que la crise salifère du Messénien annonce, il n'en reste pas moins que sur beaucoup de points les avis restent très divergents :

- Sur l'interprétation paléogéographique de l'événement messénien et consécutivement, sur les reconstitutions géodynamiques qui en découlent ;

- sur la signification dynamique des différentes phases tectoniques récentes : quel est le rôle de la convergence Afrique-Europe ? Quel est celui des subductions ionienne et levantine ? Existe-t-il une subduction sous la marge algéro-tunisienne ? ;

-sur l'âge des fonds océaniques des bassins : le bilan est loin d'être fait de ce qui est zones paléo-océaniques héritées de la Téthys secondaire et tertiaire, et néo-océanique ; et parmi celles-ci, de ce qui est pré-pliocène et de ce qui est plio-quadernaire.

2) La Tunisie dans son cadre téthysien

Au Carbonifère-Permien, l'océan Paléotéthys est résorbé dans sa partie occidentale à la suite de la collision de la marge passive nord du Gondwana avec la Laurasia au cours de l'orogénèse hercynienne pour former le Super-continent Pangea (Guiraud, 1987 ; Boote et al., 1998 ; Echick, 1998 ; Acheche et al., 2001 ; Badalini et al., 2002 ; Hallet, 2002 ; Stampfli et al., 2002), (fig. 7). La Tunisie se situe alors au point de jonction entre ce domaine paléotéthysien occidental en collision, et le domaine oriental correspondant plutôt, à une marge continentale passive en extension.

L'événement tectonique hercynien est enregistré sur la plate-forme nord-africaine par des déformations intra-plaques pendant la période Carbonifère-Permien, correspondant un soulèvement, une érosion partielle et une variation d'épaisseur des dépôts carbonifères (Boudjema, 1987 ; Echikh, 1998 ; Achech et al., 2001 ; Hallett, 2002 ; El Euch et al., 2003 ; Kharbachi, 2003 ; Aissaoui et al., 2016).

A la même époque, l'extension liée au rifting entre l'actuelle Afrique et le Gondwana orientale s'accompagne par l'apparition d'un autre rift dans l'actuelle zone méditerranéenne orientale, dont le bassin de la Jeffara en Tunisie-Lybie est témoin (fig. 7).

Au Trias supérieur-début du Jurassique, l'ouverture de l'océan Atlantique conduit à la dislocation de la Pangée et à la propagation de cette rupture vers l'est dans la Téthys alpine. A partir de cette époque la Tunisie occupe une zone charnière entre deux marges relativement indépendantes : la marge téthysienne alpine au Nord, et la marge néo-téthysienne à l'Est. Son évolution tectonique aux périodes ultérieures va être commandée, à chaque époque, par les champs de contraintes générées sur chacune de ces marges, mais aussi par l'interférence de ces champs de contraintes. Ainsi, l'évolution de la marge alpine a été contrôlée par de l'extension/transension pendant tous les événements tectoniques du Jurassique et du Crétacé. Les premiers à-coups compressifs commencent à s'y enregistrés discrètement, à partir du

Campanien-Maestrichtiens en relation avec le début de l'édification de l'orogène Pyrénéen sur la marge nord de la plaque Ibérique. En revanche, les compressions se sont intensifiées et ont présidé à l'évolution de cette marge devenue active, à partir de l'Eocène suite à sa subduction vers le Nord. Par contre, l'évolution de la marge Néo-Téthysienne (Mésogéenne) au Trias supérieur-Jurassique, au Crétacé, ainsi qu'au cours du Cénozoïque est celle d'une marge passive dont le bassin de la Jeffara peut être considéré comme la partie proximale.

La structuration et l'évolution tectono-sédimentaire du domaine Atlasique tunisien, au Mésozoïque et au Cénozoïque, sont commandées par la remobilisation des hétérogénéités inscrites dans la croûte continentale depuis les orogénèses hercynienne et panafricaine. Ces hétérogénéités définissent le réseau « reghmatique » qui semble être organisé selon trois directions principales : NE-SW à ENE-WSW, NW-SE à WSW-ENE et N-S à NNW-SSE (Abbes, 2004). L'agencement géométrique de ces couloirs d'accidents, délimite les micro-blocs rigides de forme losangique, des Mésetas marocaine et oranaise, en bordure desquelles se sont édifiées au cours des compressions cénozoïques, les différents segments de la chaîne de l'Atlas (Haut Atlas et Moyen Atlas marocains, et Atlas saharien d'Algérie). Vers l'Est, les domaines de Tunisie centrale et orientale se trouvent dans une position analogue. Ils constituent un microbloc cerné au NW par le couloir d'accidents NE-SW de Mrhilla-Cherichira, prolongement vers le Nord-Est de l'Accident Sud-Atlasique, et au SW, par le couloir de failles de Gafsa-Negrine prolongé par le couloir d'accidents de Negrine-Batna vers le Nord-Ouest et par celui des failles de la Djefara et de Syrte vers le Sud-Est (Abbes, 2004). A l'intérieur de ce microbloc, les mêmes directions reghmatiques semblent s'exprimer à une échelle moindre, avec une prédominance des accidents NE-SW en bordure nord-ouest de ce bloc, et des accidents NW-SE à sa bordure sud-ouest et dans la plate-forme pélagienne. Cette Direction NW-SE correspond à la limite externe de la marge orientale Néo-Téthysienne, représentée en Tunisie par l'accident Sud Tunisien (Castany, 1954).

3) L'Accident Sud-tunisien et son rôle géodynamique et Tectonique

L'Accident Sud Tunisien a été reconnu et défini par G. Castany (1954). Il est décrit comme « un grand accident « orienté NNW-SSE, reconnu de Gafsa à Medenine et se prolonge en Tripolitaine ... Très net à Gafsa où il effondre, de près de 2000 m, le versant sud du Ben Younes, il se poursuit des collines de Gafsa-Lalla au champ de fractures de l'Orbata. Il est responsable, dans cette zone, de la subsidence récente qui affecte la cuvette de Gafsa. Au SE, il tronque le Berda-Est, puis constitue une zone de fractures N-S à l'extrémité orientale du

dôme du Fedjedj, vers El Hamma de Gabes. Plus au Sud-Est, il manifeste sa présence par les failles qui affectent le rebord oriental des Matmata et le Tebaga. Il semble ensuite se raccorder à la ligne des éruptions volcaniques récentes de Garian. Dans ces régions il prend l'orientation Ouest-Est. De Gabes à Tripoli la présence de cet accident a été, selon des renseignements inédits de Ch. Domergue et de nous-même, reconnue par des sondages profonds » (Castany, 1954).

Le même auteur considère cet Accident comme étant le prolongement de l' « Accident Sud Atlasique » (ASA). Ce dernier, reconnue et défini par Laffite (1939) comme étant la bordure au Sud de l'Atlas Saharien en Algérie et au Maroc, correspond au fait, à une bande affectée de mouvements tectoniques importants et récents, formée d'une série de flexures ou de failles se relayant d'Ouest en Est. « A l'Est et au Sud-Est de Negrine, l'accident Sud-atlasique s'atténue et se digite tout en s'étalant » (Castany, 1954). L'activité récente (plio-quadernaire) a été par ailleurs, bien identifiée.

Cette relation organique entre « Accident Sud Tunisien » et « Accident Sud Atlasique » a été depuis, admise par les différents auteurs. Seul Caire (1971) les considère comme deux accidents indépendants faisant partie du réseau « reghmatique » du continent africain. Ainsi, il prolonge l'AST vers le NW dans les régions du Hodna puis de l'Oranais en Algérie, où il en fait une limite de séparation entre les nappes telliennes d'Algérie et les nappes rifaines au Maroc (Fig. 19). Abbas (2004) prolonge l'Accident Sud Atlasique en Tunisie par la Faille de Mrhila-Cherichira, séparant ainsi les deux accidents.

Ce caractère crustal de l'Accident Sud Tunisien fût également argumenté par les données de subsurface, sismiques et gravimétriques (Gabtni et al., 2009). En effet les travaux de Géotraverses (Blundell et al., 1992) ont mis en évidence une remontée du Moho dans la région des Chotts c'est-à-dire au niveau de l'Accident Sud Tunisien. La même anomalie est décelée dans la région du Hodna (Fig. 20), ce qui appuie les idées de Caire (1971) et Abbas (2004). En Tunisie et libyenne, son rôle dans la structuration paléozoïque et mésozoïque de la marge néotéthysienne dans sa branche mésogéenne, est documentée par plusieurs travaux (Stampfli et al., 2001 ; Jongsma et al., 1985 ; Khomsi et al., 2009 ; Barrier et al., 2008 ; Ben Ferjani et al., 1990 ; Gabtni et al., 2009).

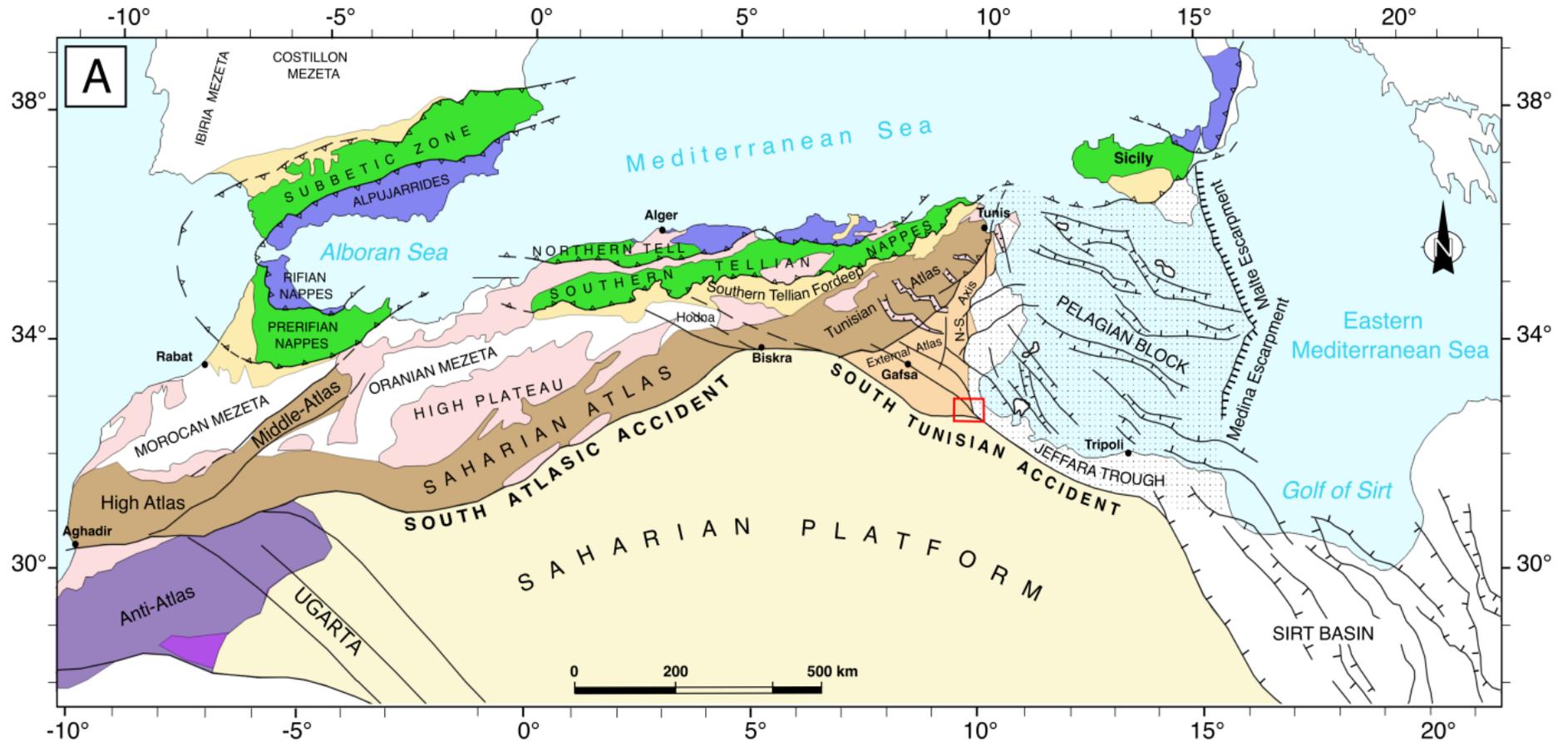


Fig. 19 Carte structurale de la chaîne alpine nord-africaine (le carré rouge au centre de la Tunisie correspond au secteur d'étude).

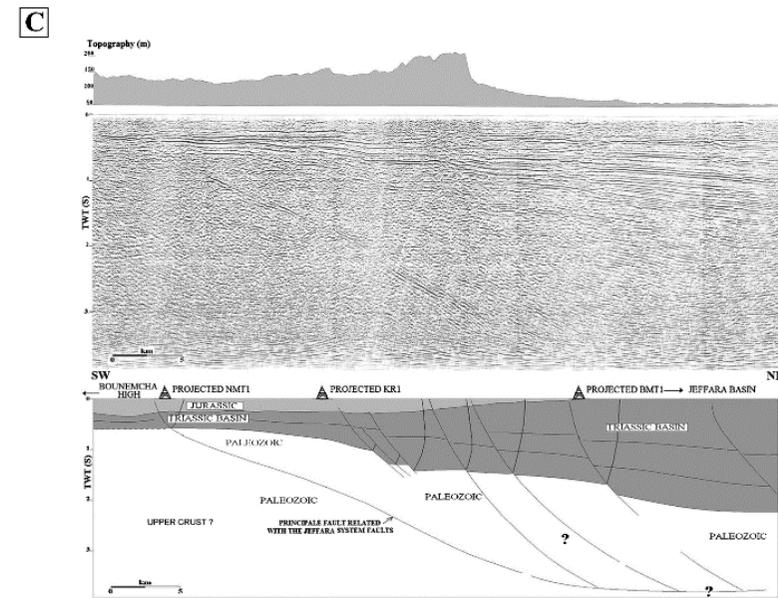
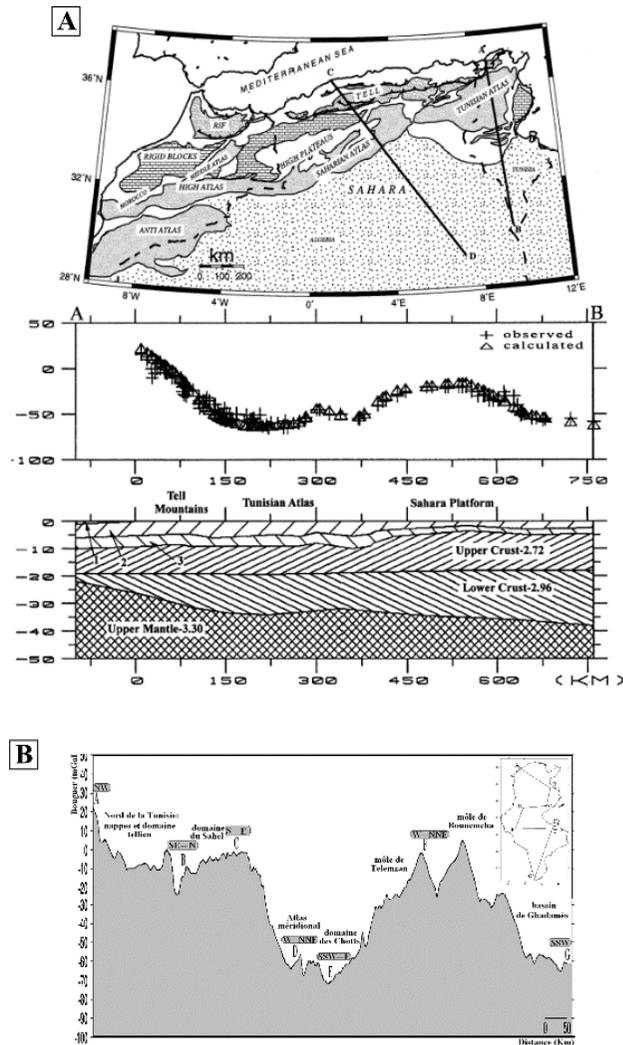


Fig. 20 (A)-Modèle régional de la croûte en Tunisie d'après les données gravimétriques (Mickus et Jallouli, 1999 ; in Gabtni, 2006) ;

(B)-Profil gravimétrique régional de la variation des anomalies de Bouguer passant par les différents blocs structuraux de la Tunisie (d'après Gabtni et al., 2009) ;

(C)- Profil de sismique-réflexion interprété à travers le bassin de la Jeffara montrant la subsidence de ce bassin associée au système de failles de la Jeffara (d'après Gabtni et al., 2009).

En surface, l'Accident Sud Tunisien correspond à une zone (bande) tectonique de direction NW-SE, large de plus de 100 km et qui comporte dans la région des Chotts en Tunisie, trois importants couloirs de décrochement dextre à dextre-inverse de direction N120 (Zargouni, 1984). Il s'agit de la faille de Biskra (Aissaoui, 1984), de l'accident de Négrine-Tozeur et la faille de Gafsa. Ces deux derniers couloirs bordent un relai compressif où s'étendent les faisceaux de plis de Moulares, Metlaoui et des chotts, disposés en relais droit (Zargouni, 1984, 1986). Les structures de la région d'El Hamma font partie du couloir de la Faille de Gafsa et assurent la jonction de celui-ci avec le faisceau de failles NW-SE de la Djefpara.

II- Le bassin d'El Hamma

1) Cadre géographique

Le « Bassin d'El Hamma » est situé à environ 30 km à l'Ouest de la ville de Gabès. Il fait partie de la Jeffara septentrionale et couvre une superficie de 2600 km² comprise entre les méridiens 10°17'54.30''E et 9°09'56.23'' E et les parallèles 34°9'17.82 N et 33°37'02.29'' N (Fig.21). Il correspond en grande partie, à une dépression où l'altitude maximale avoisine 60 m et dont la partie septentrionale est occupée par la Sebkheth El Hamma qui constitue l'extrémité Est de Chott et Fejaj. Cette dépression est dominée au Nord, par les reliefs de l'extrémité orientale de la chaîne Nord des Chotts ; et au Sud, par ceux des Monts de Matmata et de la chaîne de Tebaga de Kebili. A l'Ouest, elle est ouverte sur le Chott Fedjej et à l'Est sur la plaine de Gabes. La ville d'El Hamma est reliée à la ville de Gabes à l'Est et aux villes de Kebili et de Gafsa à l'Ouest, par les routes G.P 16 Gabès-Kébili et G.P. 15 Gabes-Gafsa. Elle est aussi connectée à la ville de Nouvelle-Matmata au Sud et est reliée à l'Autoroute A1 Sfax-Gabes. La région étudiée est desservie par de multiples pistes carrossables et généralement bien entretenues.

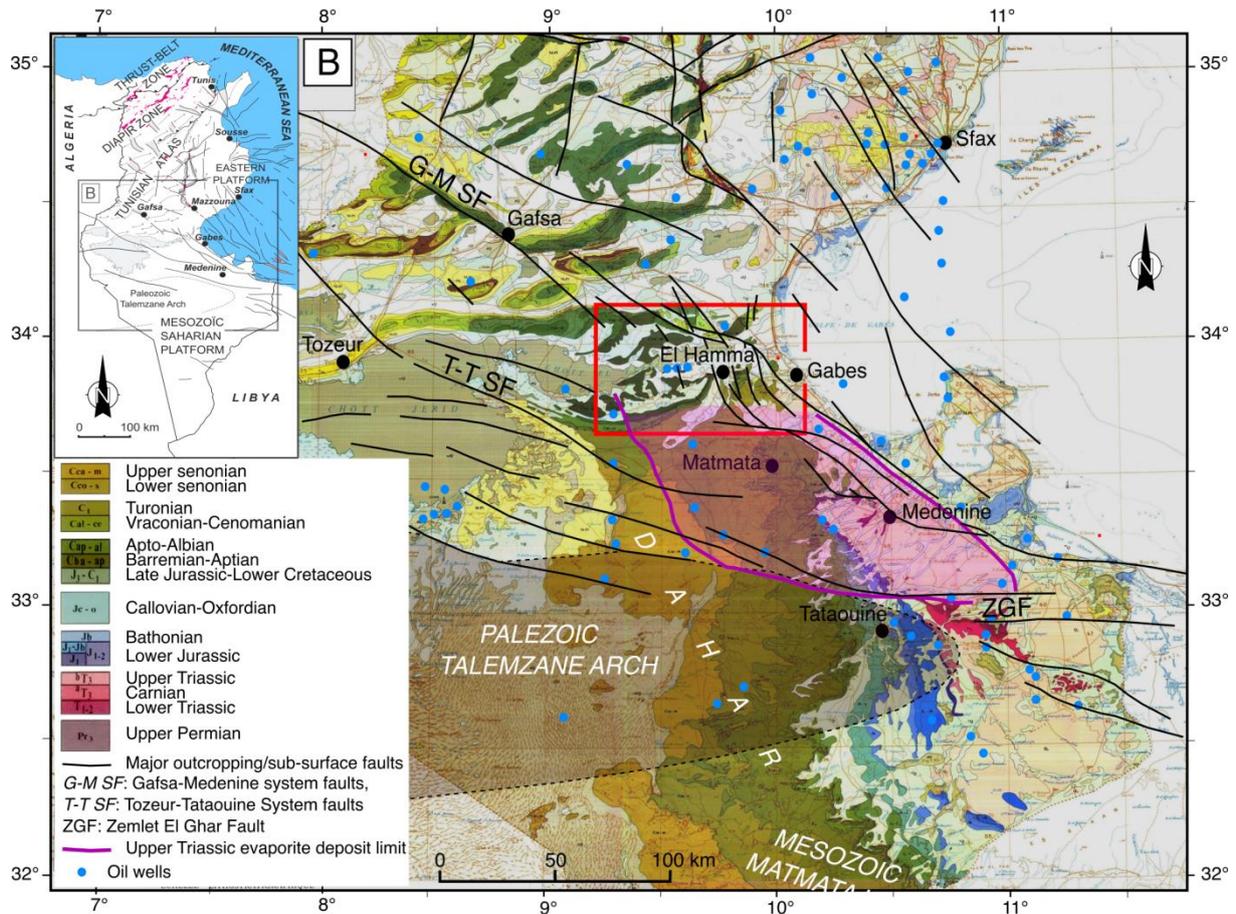


Fig. 21 Carte géologique régionale montrant l'étendue du mole mésozoïque de Matmata en relation avec le système de failles de l'"Accident du Sud Tunisien".

2) Cadre géologique régionale

a) Les grandes structures régionales

Le Bassin d'El Hamma fait partie de la zone de suture crustale de l'Accident Sud Tunisien. Il est situé entre quatre ensembles structuraux à styles tectoniques différents (Fig.21) :

- Au Nord, le couloir de décrochement de Oum Ali-Fejjj et ses structures associées, qui constitue le prolongement vers le Sud-Est, du couloir de faille de Gafsa et son interférence avec la chaîne Nord des Chotts ;
- Au Sud, les Monts de Matmata qui correspondent au rebord septentrional du Môle de Tebaga de Medenine (ou Môle de Matamata) et qui représentent la limite d'extension vers le Nord de la structure tabulaire/monoclinale du Dahar appartenant au domaine de la plate-forme saharienne ;
- à l'Est, la plaine effondrée de la Jeffara appartenant au système de rifts hérité depuis l'orogénèse hercynienne, et qui prolonge vers le Sud-Est, l'Accident Sud Tunisien ;
- et à l'Ouest, le grand dôme anticlinal E-W de Chott El fejjj,

dernier pli méridional de l'Atlas plissé et dont la chaîne de Tebaga de Kebili représente la retombé sud.

b) La chaîne Nord des chotts

La chaîne Nord de Chotts, appelée aussi chaîne du Cherb, appartient à l'Atlas méridional tunisien et représente l'alignement le plus méridional sur le bord septentrional de la plate-forme saharienne. Elle s'étend depuis la côte à l'Est, jusqu'à la proximité de la frontière Tuniso-algérienne à l'Ouest sur environ 200 Km de long et 7 Km de large. Dans sa majeure partie, elle se marque par des plis individuels de dimension kilométrique, d'axes grossièrement NE-SW, asymétriques déjetés vers le Sud-Est, qui se relaient en échelon présentant une continuité apparente selon une orientation générale E-W. Dans la moitié orientale de la chaîne, ces structures sont tronquées par le couloir de failles de Hachichina– El Fejj (Abbes et Zargouni, 1986) qui s'étend depuis Bir Oum Ali à l'Ouest jusqu'à Jebel Zemlet El Beida à l'Est, suivant une direction moyenne en N100-110 (Zargouni, 1984; Zargouni et al., 1985; Abbes and Zargouni, 1986; Fakraoui, 1990; Ghanmi and Potfaj, 1991; Gharbbi et al., 2013).

La cinématique de formation de cette chaîne a été considérée dans différents modèles de plissement et de déformation de l'ensemble de l'Atlas méridional, proposés par différents auteurs. Certains font de l'ensemble de ces structures le front méridional du domaine atlasique plissé où la couverture mésozoïque décollée de son socle paléozoïque, est glissée et bloqué contre le rebord de la plate-forme saharienne. D'autres considèrent l'existence systématique, en dessous des plis de l'Atlas méridional, de failles héritées d'orientation E-W, à l'aplomb desquelles la couverture méso-cénozoïque se trouve éjectée lors des événements tectoniques compressifs. Zargouni et al. (1985) considère quant à lui, que tous les faisceaux de plis de l'Atlas méridional (chaîne des chotts y comprise) représentent le raccourcissement de la couverture méso-cénozoïque décollée au niveau des évaporites du Trias supérieur, dans un relais compressif entre les couloirs de cisaillements dextres de Gafsa-Fejj et de Negrine Tozeur.

c) Le rôle de Tebaga de Médenine

Les monts de Matmata marquent la limite septentrionale de la plate-forme saharienne. Ils sont formés par des séries carbonatées de l'Albien supérieur-Campanien qui s'étendent vers le Sud et vers l'Ouest où ils forment les reliefs du Dahar (fig. 21). Ces couches reposent en discordance sur des terrains du Permien supérieur au Crétacé inférieur. Le permien affleure au

Jebel Tebaga de Medenine ; il s'agit de l'affleurement unique de Permien marin en Afrique (Berkaloff, 1933 ; Newell et al., 1976 ; Khessibi, 1985), constitué d'alternances de barres carbonatées, de marnes et de grès, à caractère récifal. Ces couches forment une structure monoclinale de direction E-W, pentée de 20° à 30° vers le Sud. Les terrains du Trias supérieur au Crétacé inférieur qui forment une succession complète dans la région de Tataouine, s'amincissent et se bisautent progressivement du Sud vers le Nord sur le flanc basculé de cette structure (Mello and Bouaziz, 1987 ; Bouaziz, 1995 ; Bouaziz et al., 2002) qui formait alors pendant toute cette période, une zone haute dénommée « môle de Tebaga de Medenine » ou « môle de Matmata ».

D'un point de vue structural, de nombreuses hypothèses ont été avancées pour expliquer la structure de J. Tebaga. Mathieu (1949) considère que le basculement observé dans le J. Tebaga résultait d'un plissement lié à un événement tectonique compressif antérieur au dépôt du Bathonien. Cette interprétation fût réfutée par Busson (1972) qui interpréta cette géométrie comme le résultat d'un soulèvement vertical pendant le Trias moyen. Plus récemment, Bouaziz (1995) et Bouaziz et al., (2002), sur la base d'une cartographie géologique, voient dans la configuration structurale de J. Tebaga un anticlinal asymétrique à flanc nord redressé, découpé postérieurement par des failles normales. Selon ces auteurs, cette structure résulte de mouvement transpressif dextre à grande échelle le long de directions E-W. Raulin et al., (2011) propose une nouvelle hypothèse structurale dans laquelle le môle de Tebaga de Médenine (môle de Matmata) est interprété comme résultant d'un basculement de blocs (bloc de Tataouine) à grande échelle, principalement contrôlé par les failles majeures E-W du système de failles d'Azizia en Jeffara lybienne. Ces failles héritées de failles profondes dans le substratum paléozoïque, sont réactivées durant le Trias supérieur jusqu'à la fin du Jurassique inférieur au cours du rifting téthysien. Dans ce modèle, La faille de Zemlet El Ghar (fig. 21) est interprétée comme élément de second ordre dans ce système de failles E-W. Elle forme la bordure nord d'un graben asymétrique délimité au Sud par la faille d'Azizia et qui correspond au « bassin de Tataouine ». A l'intérieur de ce bassin, les dépôts évaporitiques du Trias supérieur – Jurassique inférieur sont confinés aux limites du graben. En revanche, les formations du Jurassique moyen débordent les limites du graben correspondant à la faille de Zemlet El Ghar et la faille d'Azizia et transgressent en progradation le môle de Tebaga de Médenine au Nord, tout comme le môle de Gharian en Lybie, au Sud.

Sur le versant nord du môle de Matmata, les observations de terrain de (Mathieu, 1949 ; Bouaziz, 1995 ; Zouari et al., 1999 ; Bouaziz et al., 2002 et Raulin, 2011), confortés par des

données de forages (Mejri et al., 2006), s'accordent sur deux faits essentiels :1) la présence sur ce versant de brèche tectonique affectant les roches permienne associées à des failles à composante normale, scellées par des dépôts du Jurassique moyen ; 2) l'absence de dépôts triasiques et jurassiques inférieur au Nord de J. Tebaga de Medenine jusqu'à au moins la latitude de d'Ouglet Merteba-Nouvelle Matmata (fig.21).

d) La plaine effondrée de la Jeffara

La Jeffara est une grande plaine côtière qui sépare les cuestas mésozoïques du plateau du Dahar de la côte méditerranéenne. C'est une zone affectée à la faveur d'un système de failles de direction générale NW-SE bien marquée dans la paléogéographie et dans l'organisation tectono-sédimentaire depuis le Carbonifère, et qui font partie de la zone de suture de l'Accident Sud Tunisien.

Les structures d'effondrement de la Jeffara s'étendent vers l'Est dans Golfe de Gabès, où les dépôts récents, miopliocènes et quaternaires, recouvrent l'ensemble des dépôts antérieurs. A l'Ouest, elles sont séparées des reliefs des Matmata par des failles majeures, principalement décrochantes-normales, d'orientation N120-130. Par contre, dans la région de Gabès-El Hamma, sa limite ouest est moins visible dans la topographie. Cette limite correspond au faisceau de failles d'El Hamma. Elle marque une séparation brutale entre la zone des chotts à l'ouest dans laquelle le Crétacé inférieur affleure, et le prolongement de la Jeffara dans lequel affleurent les roches du Crétacé supérieur. La zone située entre la zone effondrée d'El Hamma et la côte est assez structurée, avec une alternance de horsts et de grabens, dont les principales structures effondrées sont d'Ouest en Est le graben d'El Hamma associé au faisceau de failles du même nom et le graben de Chenchou. Hormis, les reliefs qui correspondent en partie aux horsts, la majeure partie de la zone est recouverte de dépôts tertiaires et quaternaires (Bouaziz, 1995 ; Rabiaa, 1998 ; Gabtni et al., 2009 ; Gabtni et al., 2012).

e) La mégastructure anticlinale du chott Fejej

Il s'agit d'une vaste structure anticlinale d'orientation axiale N 60, légèrement déjetée vers le Sud-est avec des pendages voisins de 5° sur le flanc Nord- Ouest et de 15° à 20° sur le flanc sud-est. Cet anticlinal correspond au pli atlasique le plus méridional de la Tunisie. Sur ses contrforts sud représenté par la chaîne de Tebaga de Kébili, s'étend la vaste plate-forme du Dahar et au-delà de son flanc nord, pointent les structures de la chaîne Nord des Chotts puis les chaînons du bassin de Gafsa-Métlaoui, de chemsi, d'Orbata-Baiadha et plus loin, à l'Est, ceux de Mezzouna. Dans le modèle Cinématique de l'ensemble de l'Atlas méridional proposé

par Zargouni et al., (1985) l'anticlinal du chott Fedjej représente le dernier pli méridional dans le relais compressif Gafsa-Fejjij et de Negrine-Tozeur.

3) Description litho-stratigraphique et principaux événements tectoniques

La couverture sédimentaire méso-cénozoïque dans la région d'El Hamma, s'étend du Trias au Quaternaire, mais avec plusieurs lacunes (fig. 22).

1) Le Trias : le seul affleurement rapporté au Trias supérieur évaporitique dans la région d'étude est celui de Jebel El Melah représenté au niveau du Couloir de décrochement d'Oum Ali-Fejjij (Abbes et al., 1986, 1994). Il est constitué essentiellement d'halite, d'argiles rouges et de gypse blanc-gris, avec des intercalations de dolomie et de grès fins micacés de couleurs noires. L'entité forme une extrusion diapirique à aspect chaotique le long de la faille de l'une des failles majeures du couloir : la faille de Hadhifa. En subsurface, le forage pétrolier W1 (fig. 23) est allé 32 m en dessous du Lias inférieur (Rhaetian ?) dans des dépôts argilo-gréseux, probablement du Trias inférieur (?)

2) Le Jurassique est reconnu seulement dans les forages pétroliers W1, W2 et W3 sur la bordure ouest du graben d'El Hamma, et W4 sur sa bordure nord. Il correspond à la Formation Nara (Burolet, 1956). Le Jurassique supérieur est carbonaté avec une puissance de 1900 m à W1. Le Jurassique moyen, épais de 1000 m, est marno-carbonaté ; alors que le Jurassique inférieur puissant de 600 m, est carbonaté avec des intercalations d'anhydrite à sa partie inférieure.

3) Le crétacé inférieur est formé de quatre ensembles lithologiques distincts :

- L'ensemble inférieur est reconnu dans les puits pétroliers. Il est constitué de 200m d'alternances gréso-argileuses, suivi par 200m de sables et grès grossiers à intercalations gréso-argileuses. Ces deux termes sont corrélés respectivement, avec les formations "Melloussi" et "Bou Dinar" (Burolet, 1956) de Tunisie Centrale.

- Le second ensemble est reconnu en partie en forage et en partie à l'affleurement sur les flancs de l'anticlinal du Chott Fedjadj. Il est constitué d'alternances d'argiles, de sables et grès, de gypse et de carbonates. Son épaisseur totale avoisine 1500m. Il est corrélé avec la formation Bou Hedma de Tunisie centrale (Burolet, 1956) ;

- Le troisième ensemble est constitué de sables et de grès, à quelques intercalations argileuses et rares passées dolomitiques. Il correspond à la formation "Sidi Aich" (Burolet, 1956 ; M'Rabet, 1981). Il est épais de 100 m.

- L'ensemble supérieur est composé d'une barre dolomitique massive, de 20 à 30 m d'épaisseur, suivi par des alternances de calcaires, de dolomies et de marnes dolomitiques. L'ensemble se termine par des alternances de sables et d'argiles silteuses. L'épaisseur totale est de 100 m. Cet ensemble correspond à la formation "Orbata" (Burollet, 1956 ; M'Rabet, 1981) ;

4) Le Crétacé supérieur comporte trois ensembles lithologiques délimités à leurs bases et à leurs sommets par des inconformités stratigraphiques et tectoniques. De bas en haut :

- l'Albien supérieur-Turonien basal est composé d'un terme inférieur marno-calcaires, épais d'environ 100 m et d'un terme supérieur formé de deux barres dolomitique, massives, épaisses de 30 à 40 m chacune séparée par des alternances marno-calcaires à intercalations évaporitiques. Cet ensemble correspond à la formation Zebbag (Burollet, 1956).

- L'ensemble turono-santonien est constitué à la base, d'alternances de marno-calcaires, marnes et conglomérats, sur une épaisseur de 50 m à plus de 400 m. Au-dessus, une succession de quatre barres de calcaires bioclastiques séparées par des intercalations marno-calcaires, d'épaisseur totale variant de 5 m à plus de 50 m. Au sommet, cet ensemble comporte des alternances de marnes et de lumachelles dont l'épaisseur dépasse localement 400 m.

- L'ensemble Campanien-Maestrichtien est constitué de calcaires blancs crayeux, correspondant à la formation Abiod (Burollet 1956).

5) Le Paléogène est représenté par une série continentale constituée essentiellement d'argiles sableuses rouges, de conglomérats et d'encroutements carbonatés. Cette série correspond à la « formation Bou Loufa » (Abdeljaouad, 1983). Elle affleure localement le long du couloir de cisaillement principal (PCZ) d'Oum Ali-Fejjij où elle repose en discordance sur la formation Abiod.

6) Le Néogène comporte deux ensembles lithologiques distincts : les « Sables de Ouedref » attribués au Serravalien et dont la présence est limitée à la zone côtière au Nord de Gabès ; et La « formation Segui » composée d'une partie inférieure conglomératique, présente principalement à proximité des reliefs, et d'une partie supérieure constituée de marnes rouges à passées de graviers et de niveaux carbonatés. L'épaisseur totale est d'environ 80 m.

Cette série stratigraphique est entrecoupée par de multiples discontinuités exprimées par des lacunes sédimentaires et stratigraphiques associées parfois à des discordances tectoniques et/ou cartographiques (fig. 22). Ces discontinuités tectono-sédimentaires correspondent aux différents événements tectoniques mésozoïques et cénozoïques associés à l'évolution géodynamique des marges alpines et mésogéenne africaines, et ayant intervenus dans la structuration régionale d'une manière générale et du « bassin d'El Hamma » en particulier. Ces derniers ont été caractérisés et définis, en termes de tenseurs et d'axes de contraintes, sur la base d'analyse tectonique détaillée de la fracturation, par différents auteurs et dans différents domaines structuraux de la Tunisie.

Trois périodes essentielles ont caractérisé l'évolution structurale de la région :

- La période du Trias supérieur, Jurassique et Crétacé inférieur, est marquée par un paléochamps de contraintes extensives, d'orientation NNW-SSE, lié à l'ouverture de l'Atlantique central et de la Téthys alpine. La structuration au niveau de la Tunisie centrale et orientale selon Abbes (2004) est régie par des coulissements transtensifs sénestres le long des couloirs d'accidents NW-SE et N-S et des basculements et ouvertures de bassins en pull-apart suivant les accidents NE-SW ;
- A partir de l'Hauterivien supérieur - Barrémien, les contraintes régionales sont réorientées selon la direction ENE-WSW, en liaison avec l'ouverture de la Mésogée, branche occidentale de la Néotéthys, suite au détachement du bloc Adria et de sa dérive rotationnelle vers le Nord. Toujours selon les reconstitutions de Abbes (2004), les accidents NW-SE sont remobilisés en coulissement transtensif-dextre, alors que des ouvertures de bassins s'opèrent suivant les directions N-S.
- Sous l'effet des compressions NW-SE, ébauchées au Campanien et intensifiées au Tortonien et au Pléistocène inférieur, suite aux rapprochements des plaques d'Afrique et d'Eurasie, des coulissements sénestres à sénestres-inverses et dextres à dextres inverses, se produisent respectivement le long des dislocations profondes N-S et NW-SE. Par contre, sur les accidents NE-SW, la couverture se trouve comprimée, plissée et même expulsée en chevauchement vers le Sud-Est.

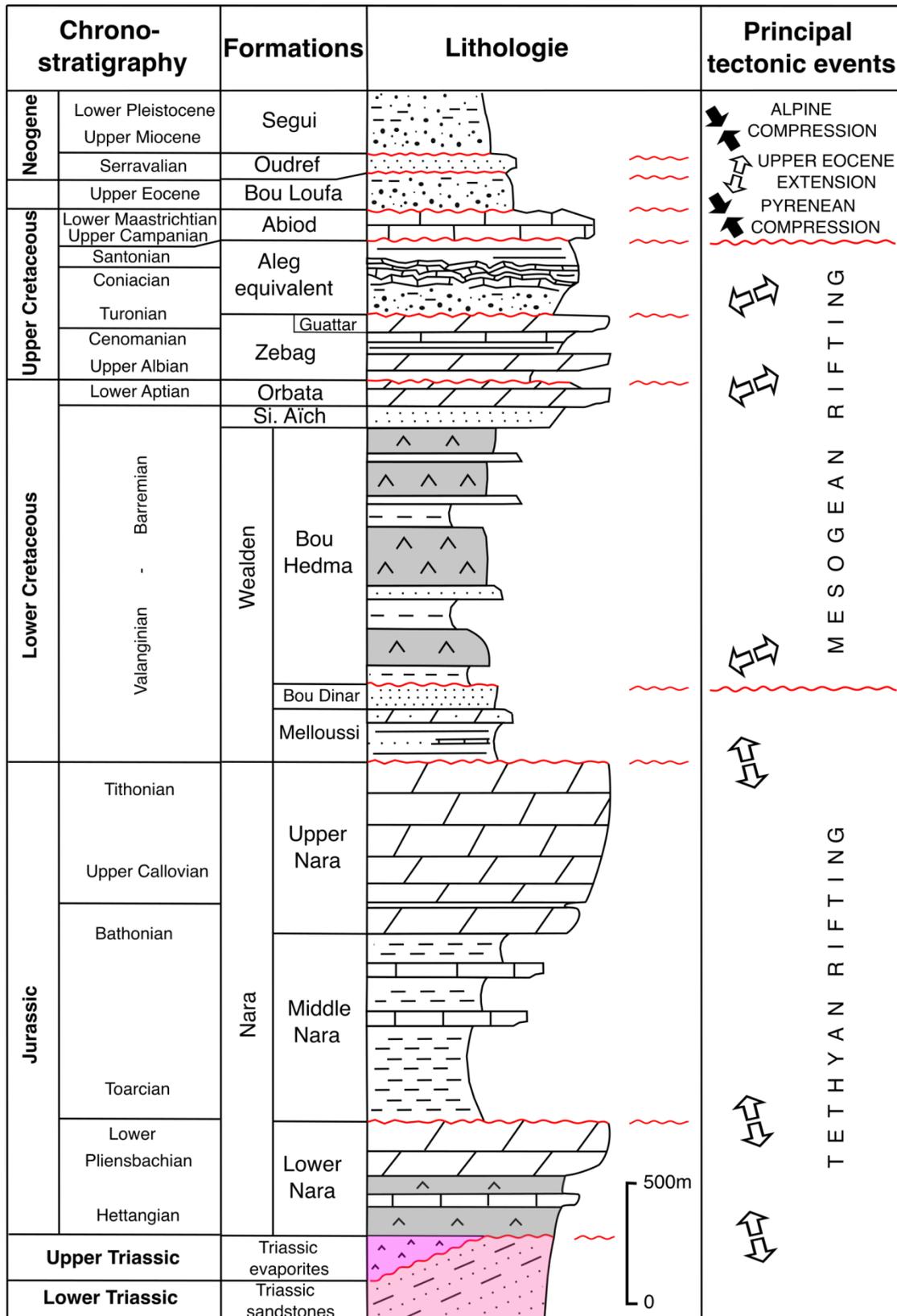


Fig. 22 Log stratigraphique synthétique montrant les principales unités lithologiques de la région.

4) Structure (architecture) du Bassin d'El Hamm

a) Le réseau de failles régionales

Le bassin d'El Hamma est constitué de deux grabens de près de 40 km de long et 15 km de large chacun : le graben d'El Hamma à l'Ouest et celui de Chanchou à l'Est, séparés par une structure en horst large de 4 km : le horst de Jebel Hallouga (fig. 23). En surface, le horst est marqué par les affleurements de terrains du Crétacé inférieur tandis que les structures effondrées sont occupées par des terrains du Crétacé supérieur recouverts de dépôts néogènes et quaternaires qui masquent l'essentiel des structures. Ce système de grabens est bordé par deux couloirs principaux de failles décrochantes transtensives/transpressives (PCZ) : le couloir de Oum Ali-Fejjj au Nord et celui de Oglet Merteba-Matmata au Sud.

- Le (PCZ) Oum Ali-Fejjj occupe et structure la moitié orientale de la chaîne Nord des Chotts. C'est un couloir de failles de direction moyenne N120-130 qui se relaient en échelon suivant une direction moyenne N 100-110 (fig. 24) sur plus 70 km depuis Jebel Hachichina à l'Ouest jusqu'à Jebel Zemlet El Beida à l'Est. Les plus importantes de ces failles sont, d'Ouest en Est (Fakraoui, 1990) :

* *La faille de Hachichina* (F-Hc), de direction moyenne N100-110, de tracé continu sur environ 20 km. Elle s'accompagne par des failles décrochantes synthétiques, de directions N130-140

* *La faille de l'Oued Battoum* (F-Bt), de direction N100-110, à jeu dextre, et qui se branche au Sud de Jebel El Beida à la faille de Jebel Stah de même direction et de même cinématique. - La faille de Hadifa-Guelb Soukra, de direction N130-140 à ses extrémités NW et SE, N110-120 dans sa partie médiane, elle montre un jeu apparent dextre-normal. Cette faille est jalonnée par une extrusion de sel triasiques au Jebel El Melah.

* *La faille de Jebel El Haïra*, de direction N130, à jeu dextre à dextre normale. Elle est relayée à l'Est à partir de Jebel Smaïa par la faille d'El Fejjj-Jerouala (F-Jr) de direction N110-120 à jeux apparent dextres-normales.

Le long du tracé du couloir, cette fracturation majeure est associée à des plis d'entraînement ou de relais compressifs, de tailles hectométriques à kilométriques. Ils sont régis par des axes de direction moyenne N60, souvent déjetés à déversés vers le Sud-est.

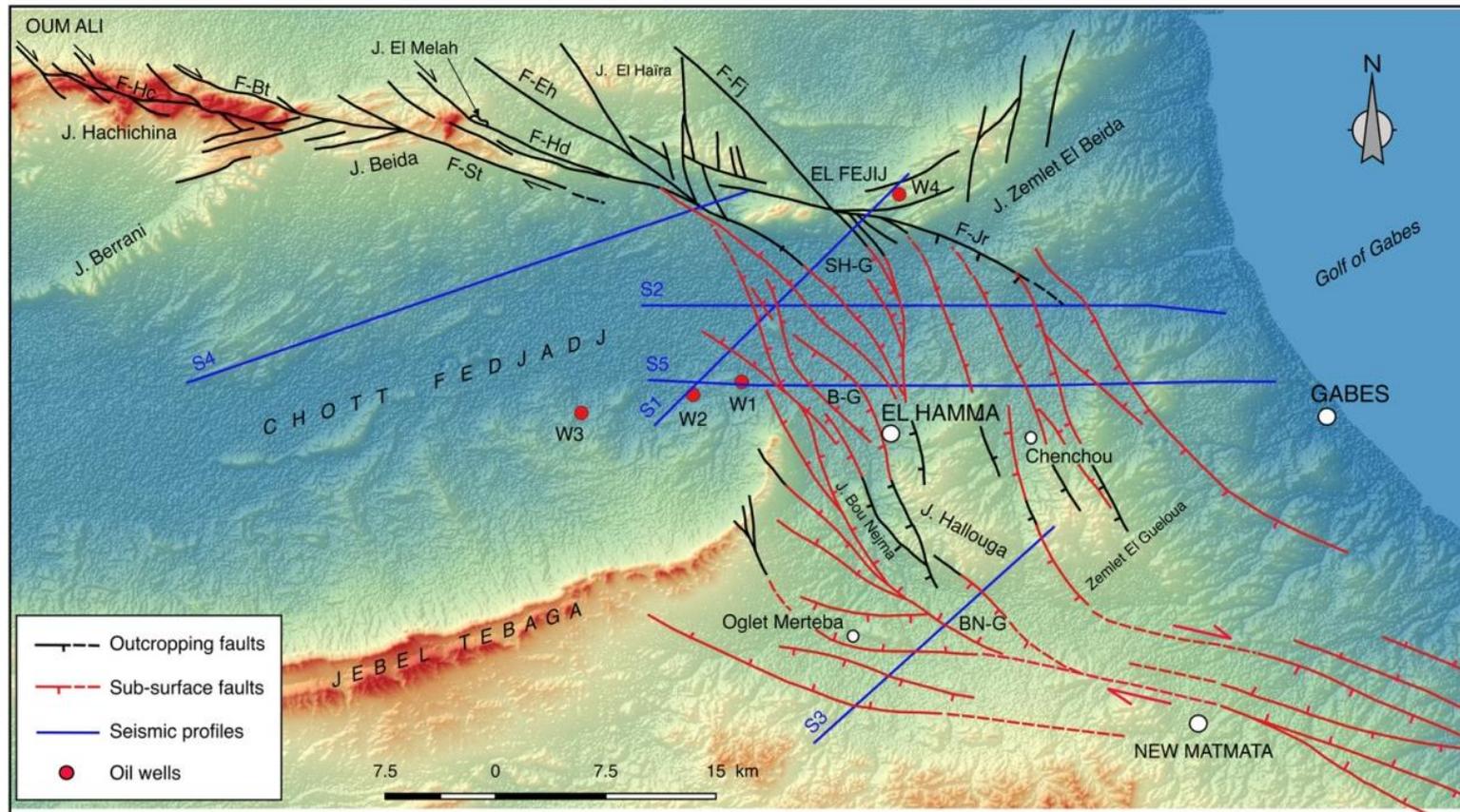


Fig. 23 Carte structurale du bassin pull-apart d'El Hamma montrant à la fois les failles affleurantes et les failles interprétées à partir des données sismiques (modifiée à partir de Hassine, 2019). Les lignes bleues (S1 à S5) indiquent l'emplacement des profils sismiques présentés ci-dessous. F-Hc : Faille J. Hachichina, F.Bt : J. Battoum, F-Hd : F-Hd : Faille de J. Hadifa, F-Fj : F-Fj : faille de Fejjj, F-Jr : faille de J. Jerouala, F-Eh : J. El Haira Fault, SH-G : Sebket El Hamma Graben, B-G : Bechima Graben, BN-G : Bounejma Graben, F-St : F-St : Faille J. Stah.

Cette configuration géométrique et structurale des différents éléments de la déformation le long de ce couloir, confortée par l'analyse cinématique des failles, traduit la déformation de la couverture sur un cisaillement principal dextre de direction N100-110 (Zargouni et al., 1985 ; Abbes et al., 1986).

- *Le (PCZ) de Oglet Merteba-Matmata* est exprimé en surface, par une dépression morphologique à remplissage alluvionnaire, s'éparant les reliefs de Jebel hallouga – Zemlet El Gueloua au Nord, des Monts de Matmata au Sud. Sur les cartes de gravimétrie (Hassine 2019) un linéament gravimétrique de direction N110-120 suit l'axe de cette dépression depuis Oglet Merteba à l'Ouest, où il se superpose aux failles reconnues sur les coupes sismiques, jusqu'à la région de Nouvelle Matmata où il se connecte aux faisceaux de failles NW-SE qui limite les reliefs des Monts de Matmata de la plaine de la Djefara effondrée, à l'Est.

b) Le système de Grabens d'El Hamma

Le système de graben d'El Hamma apparait correspondre à une zone de relais extensif entre les deux couloirs de cisaillement principaux de Bir Oum Ali-Fejjij au Nord et de Oglet Merteba-Matmata au Sud. Cette configuration lui confère les caractéristiques d'un bassin de type pull-apart dont la genèse et l'évolution sont directement lié à la cinématique en coulissement le long des deux couloirs principaux de cisaillement : Oum Ali-Fejjij et Oglet Merteba-Matmata (Hassine, 2019). Ces deux couloirs sont le siège de coulissements transtensifs au cours du Crétacé supérieur sous l'effet des contraintes régionales ENE-WSW, transpressifs sous l'effet des contraintes en compression au cours du Cénozoïque. Ces mouvements latéraux induisent à chaque événement, l'extension de leur zone de relai et l'ouverture du bassin.

La cartographie sismique des failles de subsurface dans la zone de relais entre les deux couloirs principaux de cisaillements (PCZ), corrélée aux données de terrain (fig. 23), montre que le graben d'El Hamma est structuré lui-même, en un dispositif de trois grabens de direction moyenne N140-160, disposés en échelon suivant une direction sub-méridienne. Ce sont successivement du Nord vers le Sud : le Graben de Sebket El HAMma (SH-G), de Bechima (B-G) et le graben de Bou Nejma (BN-G).

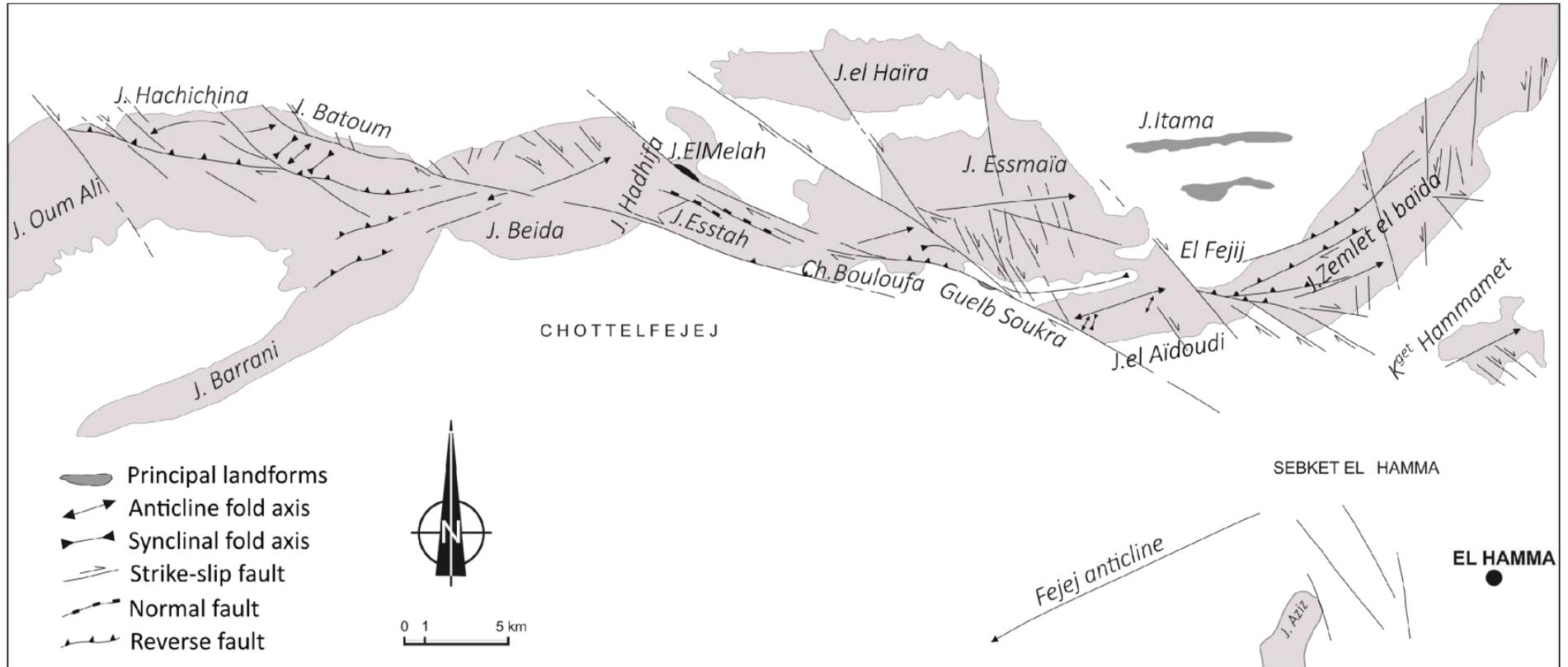


Fig. 24 Carte structurale du couloir de cisaillement de Oum Ali-Fejej (extrémité Est de la chaîne Nord des Chotts (modifiée d'après Zargouni et al., 1984 et Abbas et al., 1986).

Le graben (SH-G) est bordé à l'Est par une faille majeure de direction moyenne N160-180, pentée vers l'Ouest, qui se raccorde progressivement vers le Nord, en surface, à la faille d'El Fejj (F-Fj) de direction N140. Du côté ouest en revanche, il est structuré par une succession de failles parallèles, de direction N140, à regard NE, qui se raccordent au NW, en surface, à la faille de Hadifa de direction moyenne N120-130, et se branchent au SE à la faille majeure de la bordure Est. En coupe verticale S1 et S2 (Fig.25 ; 26), la structure apparaît alors dissymétrique, avec axe décalé vers l'Est.

De manière symétrique, le graben (BN-G) constitue la partie méridionale du grand graben d'El Hamma. Il occupe une position symétrique par rapport au graben (SH-G) dont il se distingue cependant, par sa géométrie plus allongée et plus étroite. Il est délimité du côté ouest, par une faille principale d'allure courbe, dont la direction évolue de N160 à N120-130 à sa jonction au couloir de cisaillement d'Oglet Merteba-Matmata. Un faisceau de failles de directions N120 à N140 se connectent à cette faille principale lui conférant en carte, un aspect de « faille en queue de cheval » (*horsetail fault*). L'épaulement Est du graben est structuré d'une succession de failles parallèles à la faille principale, inclinées vers le SE et qui se raccordent elles aussi, au couloir de cisaillement principal. En coupe verticale S3 (fig. 27), le graben apparaît dissymétrique avec un décalage de son axe vers le SE.

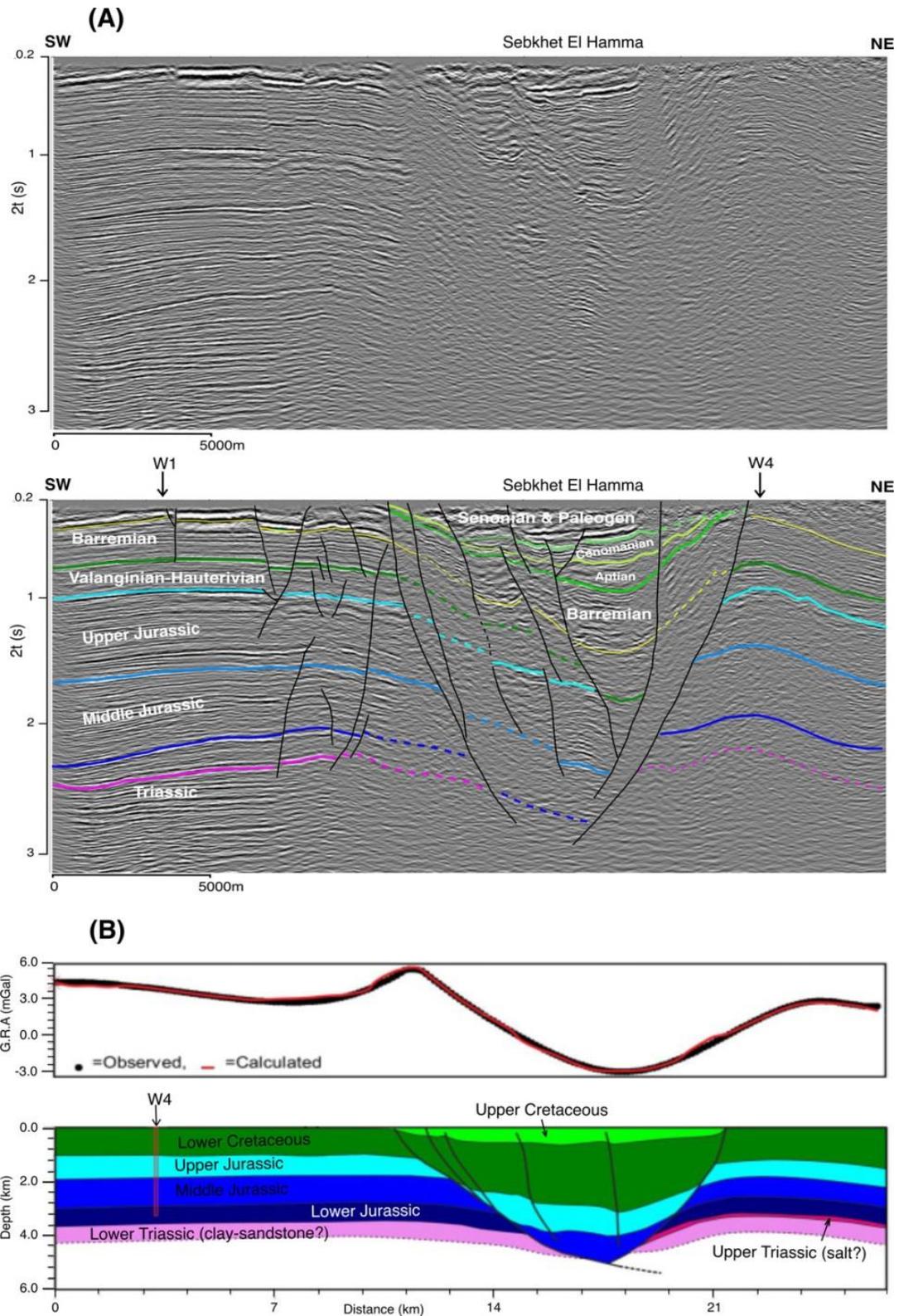


Fig. 25 A : profil sismique non interprété et interprété S1 illustrant l'asymétrie du graben de Sebkhet El Hamma, B : modèle gravimétrique 2,5D (Hassine, 2019) et coupe géologique transversale montrant la présence d'une fine couche de sel triassique au nord du graben de Sebkhet El Hamma.

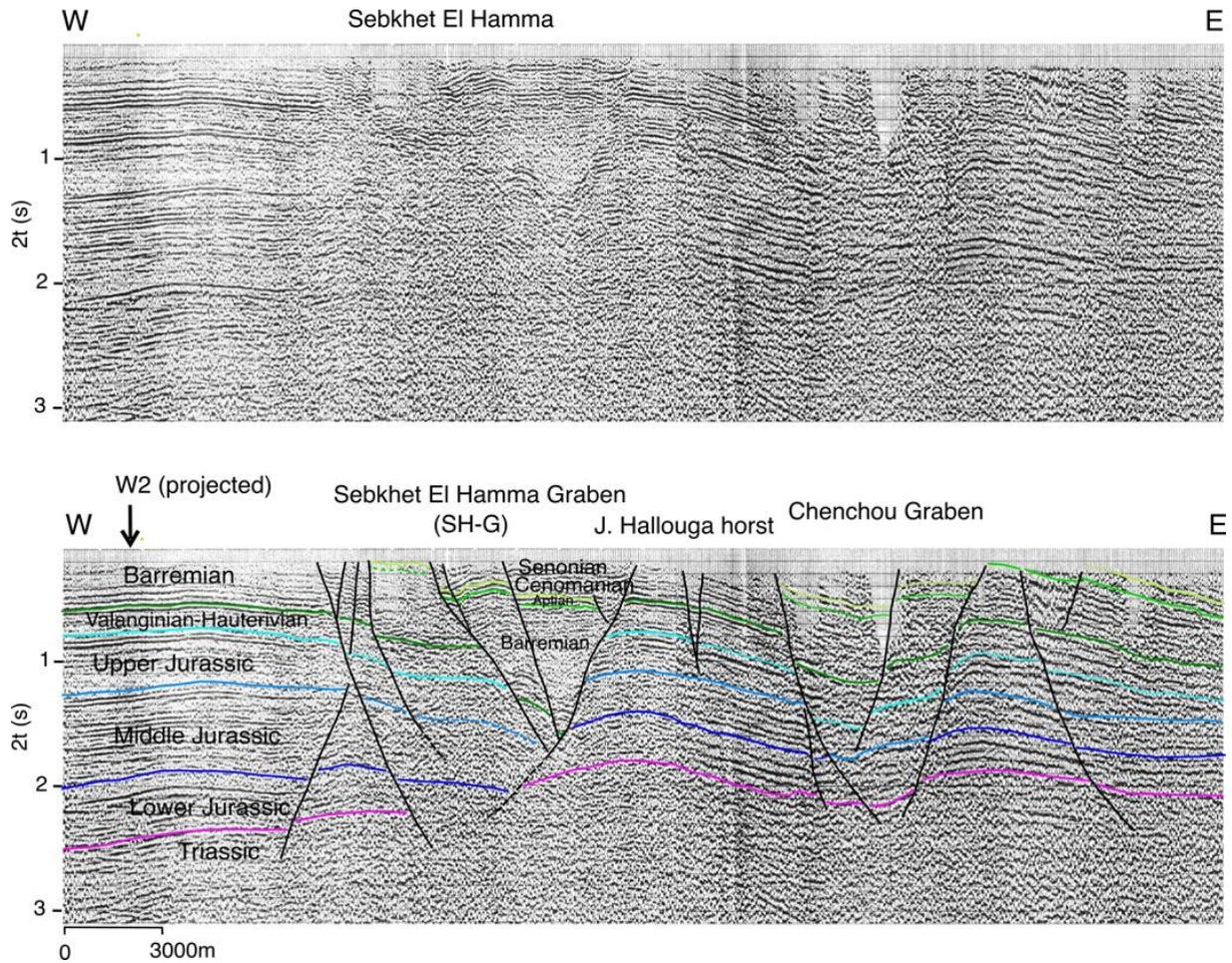


Fig. 26 Profil sismique non interprété et interprété S2 illustrant la géométrie générale de la zone de relais, avec les deux grabens, Sebkhet el Hamma et Chenchou, séparés par le horst du Jebel Hellouga.

Le graben de Bechima (B-G) se développe dans la partie médiane du grand graben d'El Hamma, entre les deux grabens (SH-G) et (BN-G) dont il est séparé par deux structures en horst. Il correspond à un relais extensif de deux failles en échelon gauche de direction N160 passant à N130-140 dans la zone de relai.

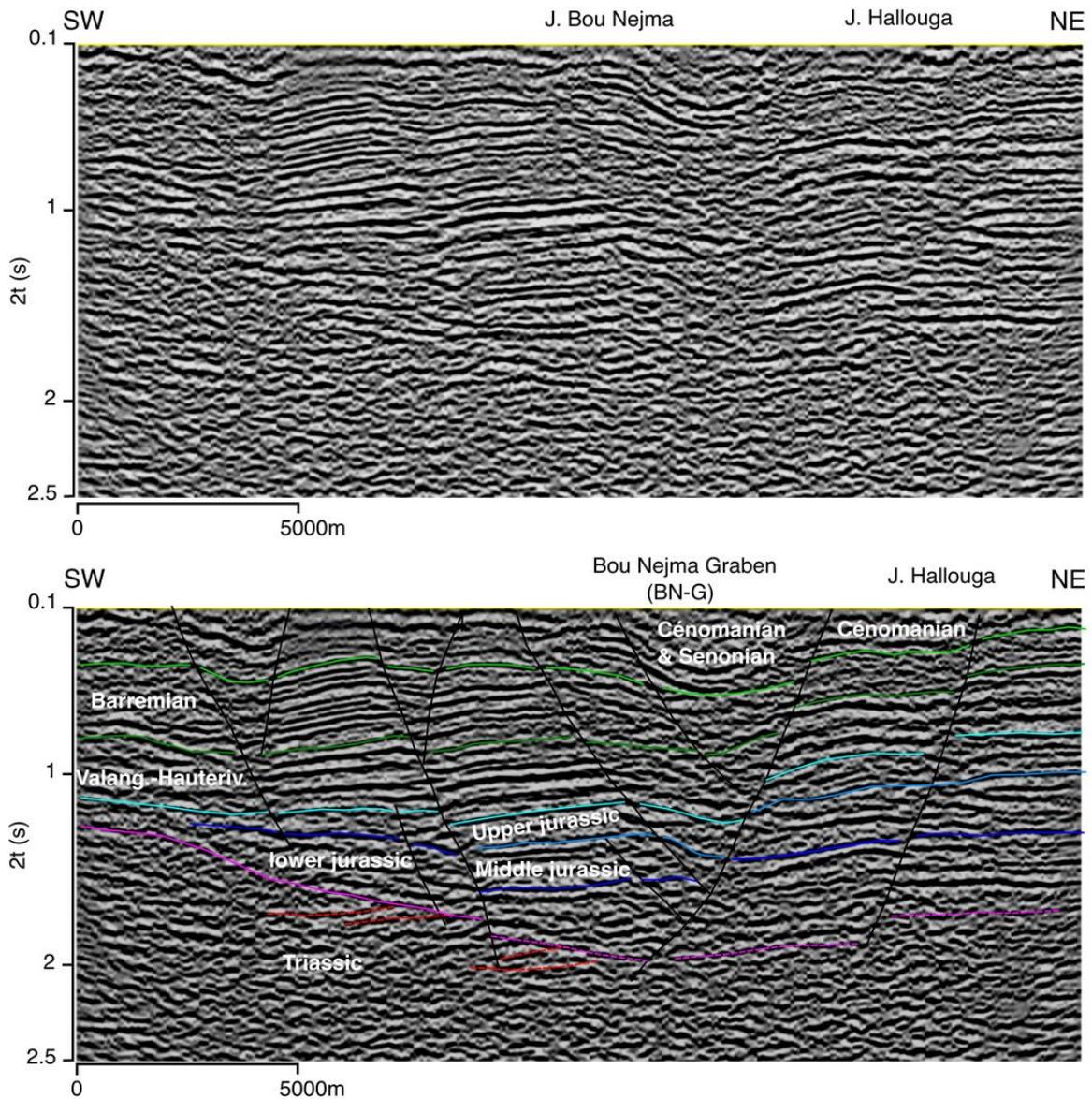


Fig. 27 profil sismique non interprété et interprété S3 illustrant l'asymétrie du graben de Bou Nejma.

Le graben de Chenchou paraît moins structuré que celui d'El Hamma. Bien qu'il soit lui également, scindé dans sa partie septentrionale, en une succession de horsts et de grabens de deuxième ordre, ces structures ne semblent pas continuer vers le Sud ; et l'essentiel des failles qui les délimitent et qui se connectent au Nord à la faille (F-Jr), s'amortissent avant d'atteindre la zone de cisaillement principal sud de Oglet Merteba-Matmata.

CHAPITRE 3 : Modélisation du Pull-apart d'El Hamma

Chapitre 3 : Modélisation du Pull-apart d'El Hamma

I) Le modèle conceptuel

Généralement, la modélisation de la formation des bassins en pull-apart a été réalisée en utilisant un socle rigide et horizontal recouvert par une ou deux plaques métalliques, ce qui permettait de générer un mouvement de décrochement le long des côtés latéraux et une extension au centre du modèle. En réponse, toutes les failles coulissantes et normales s'enracinent en profondeur sur la discontinuité basale. Certains modèles, comme ceux de Sims et al., (1999), ont utilisé des discontinuités basales recouvertes d'une fine couche visqueuse (silicone). Cependant, des photos en plan de leurs modèles montrent que la localisation et la tendance des failles dans la couverture fragile imitent celles de la discontinuité du socle, ce qui suggère que, d'un point de vue mécanique, la couverture n'était pas complètement découplée du socle et qu'une partie significative des contraintes dans le socle était transmise vers le haut, à travers la couche de silicone, et à la couverture fragile.

Dans notre exemple naturel (le bassin d'El Hamma), les failles qui délimitent ou se trouvent à l'intérieur du bassin de pull-apart ne se connectent pas en profondeur avec les failles pré-triasiques. Au contraire, elles n'affectent que les séries post-triasiques qui sont effectivement découplées du socle par les évaporites mobiles. Pour ces raisons, nous avons conçu un dispositif expérimental alternatif qui n'implique aucun type de discontinuité préexistante du socle (c'est-à-dire une plaque basale rigide) et dans lequel les couches fragiles sont entièrement découplées de leur socle par une couche visqueuse (analogue au sel). Par conséquent, l'emplacement et la direction des failles formant le pull-apart n'étaient pas contraints par des structures sous-jacentes du socle, mais ils se sont formés uniquement en réponse au champ de contrainte complexe dans la zone située à l'endroit où les deux principales zones de décrochement interagissent.

Afin d'imposer l'emplacement et la longueur des deux zones de décrochements principales et dans le but de fixer - dès le début - l'espacement et le recouvrement correspondant, deux procédures différentes ont été utilisées suivant deux hypothèses de déformation du prototype d'El Hamma.

1) Modèle conceptuel type « C » : Modèles C03 et C05

Pour cette conception de type C, nous avons supposé que peu ou pas de mouvements halocinétiques avaient eu lieu avant l'activation des deux zones de décrochements majeurs. Alors, nous avons préconstruit deux zones de faiblesse étroites et linéaires au sein même de la couverture fragile. Pour ce faire, nous avons utilisé de l'argile humide (kaolin) pour la première couche de la couverture reposant en contact direct sur le silicone visqueux. L'argile humide a été utilisée dans de nombreux travaux de modélisation (par exemple, Cloos, 1955, 1968 ; Withjack and Callaway, 2000 ; Eisenstadt and Sims, 2005 ; Henza et al., 2010, 2011 ; Cooke and van der Elst, 2012). Le kaolin a des propriétés rhéologiques proches de celles du sable sec, sauf que la cohésion de l'argile est nettement plus élevée que celle du sable sec. Mais une fois que des plans de failles se sont formés, cette valeur de cohésion tombe à près de zéro, comme l'atteste le fait que les failles préexistantes dans les modèles de gâteaux d'argile sont facilement réactivées lors de l'inversion tectonique (Eisenstadt and Sims, 2005). Dans nos modèles, après avoir déposé la couche d'argile, nous avons creusé deux tranchées d'un centimètre de large à l'intérieur de celle-ci, puis nous avons ajouté deux couches de couverture supplémentaires constituées de PVC sec et de sable sec, qui ont un comportement fragile et une cohésion négligeable. Les tranchées étaient orientées E-W, initialement décalées selon une direction N-S, et leurs tracés s'étendaient sur environ la moitié de la longueur du modèle. Lorsqu'une contrainte régionale a été appliquée, en raison de l'absence locale d'argile cohésive, la déformation se localise au niveau de ces deux tranchées, et deux zones de décrochements majeures se sont formées dans la couverture sus-jacente, s'enracinant en profondeur sur les tranchées.

La figure 28 est un schéma en 3D illustrant la conception utilisée pour les modèles de type C. La boîte de déformation comportait deux parois d'extrémité mobiles et deux parois latérales mobiles, chacune étant fixée à l'une des parois d'extrémité. La paroi latérale sud était fixée à la paroi mobile Est, et a donc glissé vers l'ouest pendant la déformation. Inversement, la paroi latérale nord était fixée à la paroi mobile Ouest et a glissé vers l'Est. Un autre avantage de cette conception est que, comme les parois latérales n'étaient pas lubrifiées, le frottement entre chaque paroi latérale et la couverture fragile adjacente a facilité le mouvement de glissement différentiel entre les parties nord et sud du modèle. Il s'agit de l'un des rares cas où les effets de bord, habituellement détestés par les modélisateurs, facilitent davantage le mouvement de décrochement latéral que nous recherchions. De plus, ce modèle conceptuel n'a pas nécessité que nous imposions le mouvement de décrochements à partir des discontinuités du socle, ce

qui a laissé plus de liberté au système pour se former et évoluer spontanément par lui-même, avec des contraintes beaucoup moins drastiques venant d'en dessous.

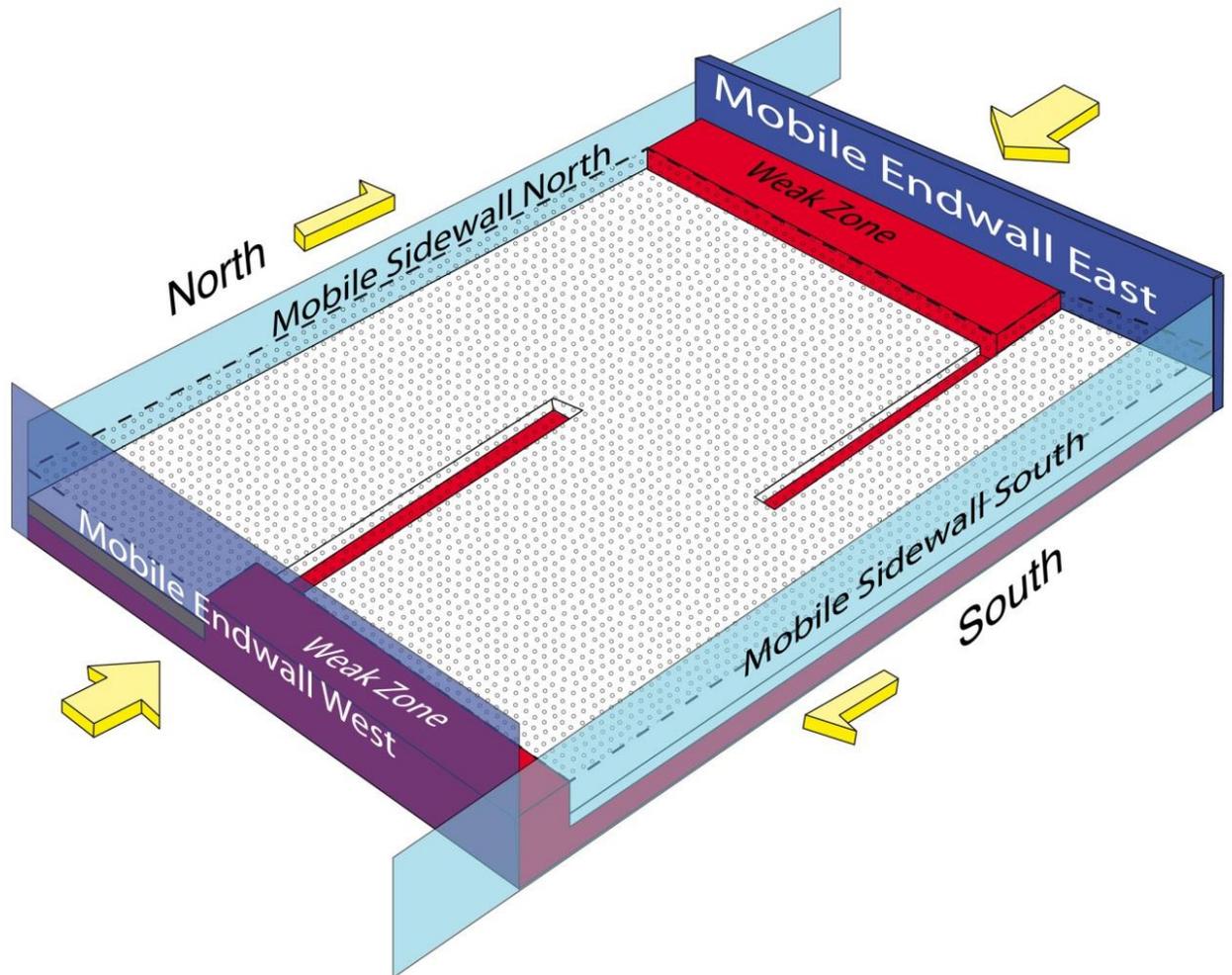


Fig. 28 : Illustration tridimensionnelle du dispositif expérimental. Bleu foncé : parois d'extrémité mobiles ; bleu clair : parois latérales mobiles ; rouge : silicone visqueux ; la ligne pointillée et les motifs indiquent la zone recouverte par la couverture rigide.

2) Modèle conceptuel type « B » : Modèle B07

Ce modèle conceptuel repose sur l'hypothèse que la région d'El Hamma a été affectée très tôt par des mouvements halocinétiques et a généré des rides de sel de direction E-W bien avant que la phase de déformation décrochante ne se mette en place. Ces rides ont pu se former par diapirisme réactif en réponse au rifting téthysien, et ont été réactivées plus tard en tant que zones de décrochement majeures. Pour ce type de modèle (B) nous avons modélisé ces rides par un diapirisme passif (comme dans Rowan and Vendeville, 2006 et Sebai et al., 2021). En

déposant la couverture rigide au-dessus de la couche de décollement (Silicone), nous avons laissé deux zones étroites orientées E-W dépourvues de couverture, déclenchant ainsi la charge différentielle nécessaire à l'élévation de deux rides de silicone. À ce stade, aucune tectonique régionale n'a été appliquée au modèle. Une fois que les crêtes de silicone ont atteint une hauteur suffisante, nous avons appliqué une contrainte régionale au modèle. Ces rides préexistantes ont agi comme des zones de faiblesse locales qui ont localisé la déformation et le mouvement décrochant.

II) La procédure expérimentale

1) Propriétés des matériaux

a) Le polymère de silicone Xiameter (fabriqué par Dow Corning, Royaume-Uni) est un polydiméthylsiloxane (PDMS) analogue au SGM36 utilisé dans d'innombrables études expérimentales précédentes). Ses propriétés ont été mesurées par Weijermars et Schmeling (1986). Dans la gamme des taux de déformation utilisés au cours des expériences ($2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), ce polymère, lorsqu'il est pur, se comporte comme un fluide newtonien ayant une limite d'élasticité négligeable, une valeur de viscosité estimée à environ $2,2 \times 10^4 \text{ Pa.s}$, et une densité d'environ 0,95.

b) Le silicone chargé : C'est un mélange de silicone et de poudre de sable à grain fin (Callot et al., 2012). Ce mélange comprenait, en poids, 50% de silicone pur et 50% de sable quartzueux à grains fins (GA39, fabriqué par Sibelco, France) ayant une granulométrie moyenne de $110 \mu\text{m}$ (Pitet, 2017). La densité globale de ce mélange est d'environ 1,4 (égale à celle des terrains de recouvrement), et sa viscosité est d'environ $1,5 \times 10^5 \text{ Pa.s}$ (Callot et al., 2012). La raison pour laquelle nous avons choisi un tel matériau était d'avoir un décollement basal faible et aussi dense que son recouvrement, donc non flottant.

c) Argile humide (Kaolin) contenant environ 40 % (en poids) d'eau, ayant une densité de 1,55, une cohésion de 50 Pa et un coefficient de friction interne de 0,6 (Eisenstadt and Sims, 2005 ; Withjack et al., 2017).

d) Une poudre de PVC, fabriquée par SOLVIN, France, dont la taille moyenne des grains est d'environ 100 microns, une densité d'environ 0,459, une cohésion négligeable, et un angle de friction interne de 40° (Pitet, 2017). Nous avons utilisé ce matériau parce qu'il est imperméable à l'eau, donc la teneur en eau au sein de l'argile humide sous-jacente ne pouvait

pas percoler vers le haut dans le sable sec sus-jacent de la couverture, ce qui aurait sinon fortement modifié les propriétés mécaniques du sable (en particulier sa cohésion).

e) Un sable quartzueux sec (NE34 fabriqué par Sibelco, France) dont les propriétés mécaniques ont été mesurées par Klinkmüller et al., (2016). Ce sable a une densité de 1,42, une granulométrie moyenne de 295 μm , un angle de friction interne de 33° et une valeur de cohésion négligeable.

2) Dimensionnement

Pour tous nos modèles, nous avons choisi un rapport de longueur, L^* , d'environ 10^{-5} , ce qui signifie que 1 cm dans le modèle représente 1 km dans la nature. En supposant que la viscosité du sel gemme dans la nature est d'environ 10^{18} Pa.s, une vitesse de déplacement de 1,2 cm/h dans les expériences correspond à 4,6 cm/an dans la nature. Cette valeur pourrait diminuer si la valeur réelle de la viscosité naturelle était légèrement supérieure lorsque la couche mobile dans la nature n'est pas entièrement constituée d'évaporites mais comprend des marnes ou du gypse intercalés, comme c'est le cas pour les roches du Trias en Tunisie centrale (Tableau 2).

Tableau 2 : Tableau résumant les paramètres de dimensionnement des modèles analogiques par rapport au prototype naturel

Length ratio, L^*	1×10^{-5}
Gravity ratio, g^*	1
Density ratio, ρ^*	0.5
Stress ratio, σ^*	5×10^{-6}
Viscosity ratio, μ^*	2.2×10^{-14}
Strain-rate ratio, ϵ^*	2.27×10^8

III) Les modèles

1) Modèle C03

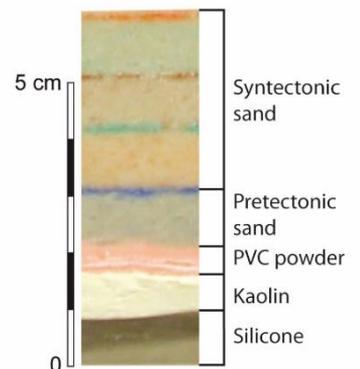
a) Les Caractéristiques du modèle C03

La base de l'ensemble du modèle a été recouverte d'une couche de 1 à 1,5 cm d'épaisseur de silicone visqueux (Xiameter, fabriqué par Dow Corning, Royaume-Uni). La couche de

silicone a été recouverte d'une couche d'argile humide (Kaolin) de 0,5 à 1 cm d'épaisseur. Ce type de matériau a déjà été utilisé dans de nombreux travaux de modélisation (par exemple, Cloos, 1955, 1968 ; Withjack and Callaway, 2000 ; Eisenstadt and Sims, 2005 ; Henza et al., 2010, 2011 ; Cooke and van der Elst, 2012). Nous l'avons utilisé à la place du sable sec en raison de sa cohésion, ce qui nous a permis de découper deux tranchées le long desquelles la résistance mécanique était plus faible afin d'imposer la localisation des deux futures zones de décrochement. Ces tranchées ont joué le rôle d'anisotropies mécaniques préexistantes non pas dans le socle mais dans la couverture elle-même. Nous avons ensuite ajouté plusieurs couches constituées de poudre de PVC à grain fin et de sable (Tableau 3). Enfin, après avoir déposé l'ensemble de la couverture pré-tectonique, nous avons aspiré deux zones situées dans les coins Nord-Est et Sud-Ouest du modèle, puis les avons remplies de silicone très épaisse. Une fois que le mouvement tectonique a commencé, ces zones ont agi comme des zones mécaniquement faibles qui n'avaient pas ou peu de résistance mécanique au raccourcissement. Cette technique qui permet aux deux compartiments de glisser facilement l'un par rapport à l'autre et d'éviter de générer la formation de chevauchements au lieu de zones de décrochement a déjà été utilisée par Vendeville et Boniface (2018), Zidi et al. (2018).

Tableau 3 : Bilan des différentes couches du modèle C03 par rapport au taux de déformation. La partie droite montre une coupe transversale dans une partie non déformée du modèle C03 illustrant les différentes couches, leur nature, et leur moment de dépôt par rapport à la déformation.

Model C03						
Layer Number	Layer color	Layer's top color	Layer's top datum (cm)	Events	Incremental displacement (cm)	Total displacement (cm)
6	Green sand	Orange	6,50	Syn-tectonic	4,20	14,30
5	Brown sand	Brown	5,50		2,30	10,10
4	Orange sand	Green	4,50		3,30	7,80
3	Blue sand	Blue	3,50	Pre-tectonic	4,50	4,50
2	PVC powder (pink)	none	2,50			
1	White kaolin	none	2,00			
0	Silicone		1,50			



La figure 29 montre la géométrie et la composition initiales de la couche basale de silicone et de la couverture qui la surmonte, à la fois en vue de plan et en coupe transversale, du modèle C03.

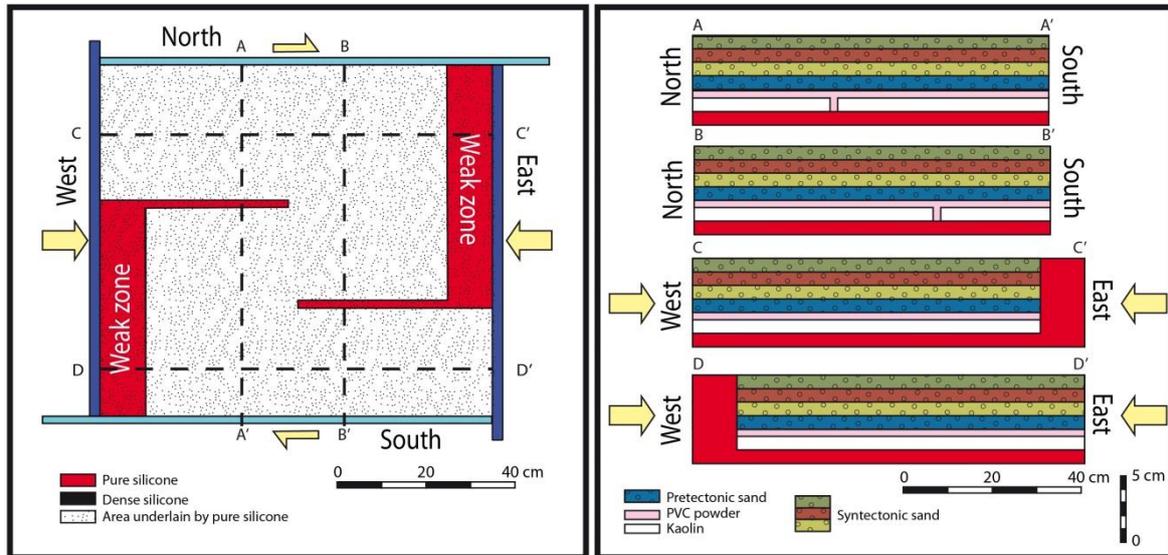


Fig. 29: Vue en plan (côté gauche) et sections transversales (côté droit) de la géométrie initiale et de la composition des couches du modèle C03. Sur la vue aérienne, la zone avec motif est celle où une couche basale de silicone pur est présente.

b) Evolution structurale en plan et en coupe du modèle C03

La première phase a duré 3,5 heures et a abouti à un taux de déplacement cumulatif de décrochement de 4,5 cm (4,5 km en nature). La figure 30A illustre la vue en plan du modèle à la fin de la première phase. Les deux zones situées au-dessus des tranchées creusées dans l'argile humide ont été activées comme zones de décrochement latéral dextre. Au centre, à l'endroit où se terminait chaque zone de décrochement, deux petits grabens d'extension séparés, orientés NW-SE, se sont formés dans la zone de relais. Comme la couverture était relativement mince à cette phase, les failles normales (failles F0 sur la Fig 30) ont rapidement conduit à un diapir réactif, puis passive (telle que définie par Vendeville et Jackson, 1992a) de le silicone dans chaque graben. Le graben Nord-Est était plus large et plus long que celui du Sud-Ouest. A ce stade, les deux mini-grabens n'étaient pas connectés l'un à l'autre, et étaient séparés par une zone non déformée. Après cette phase, nous avons arrêté l'expérience pendant la nuit (pour des raisons techniques). Le jour suivant, nous avons commencé une deuxième étape en ajoutant une nouvelle couche de sable (1 cm d'épaisseur, de couleur orange en coupe transversale avec un contraste vert vif) et nous avons recommencé à pousser les deux murs des deux extrémités au même rythme pendant une durée de 2,58 heures, ce qui a entraîné un déplacement incrémental de 3,3 cm (3,3 km dans la nature) et un déplacement cumulé (c'est-à-dire les étapes 1 + 2) de 7,8 cm (7,8 km dans la nature).

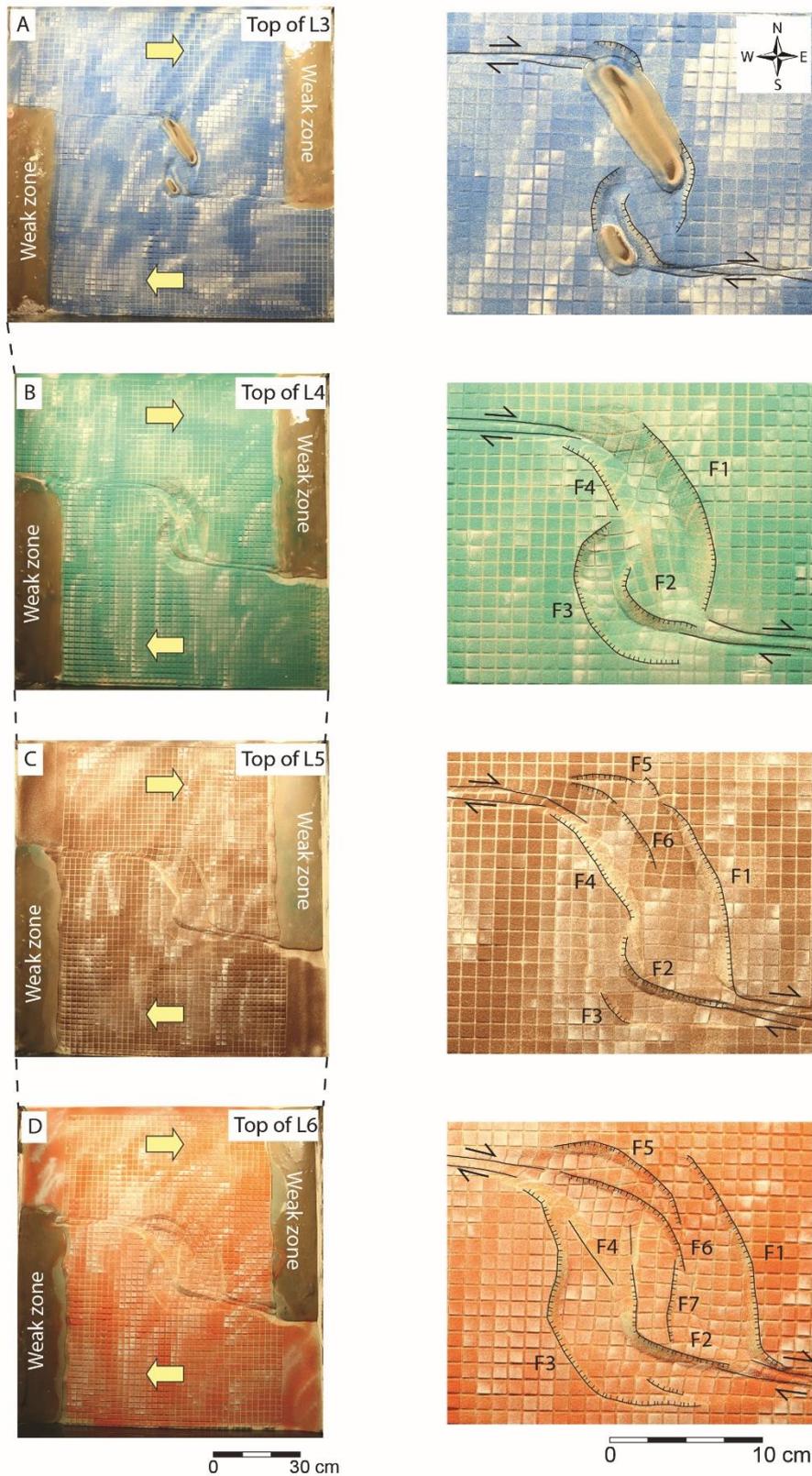


Fig. 30 : Photos en plan du modèle C03 à la fin de quatre étapes de déformation (A, B, C et D). La colonne de gauche montre le modèle entier (non interprété). La colonne de droite correspond à des interprétations du zoom des photos au centre du modèle.

La figure 30B montre la géométrie en plan du modèle à la fin de la deuxième phase. Les deux zones de décrochement ont continué à être activées. L'extension continue et l'amincissement de la couche source au niveau de la zone de relais ont forcé les deux diapirs de silicone à s'effondrer (un processus qui a été décrit pour la première fois par Vendeville et Jackson, 1992b) et à devenir des zones de subsidence majeure. Les failles normales héritées du stade 1 et qui avaient permis aux remontés diapiriques de silicone de se former de manière réactive n'ont, pour la plupart, pas été réactivées (Fig. 31 sections 9, 11, 14 et 17), sauf très localement (section 11, sud-ouest, et section 17, nord-est). À ces endroits, la silicone n'avait pas encore émergé à la surface lors de la première phase.

A cette deuxième phase, les deux mini-grabens ont commencé à fusionner et à ressembler à un véritable bassin de type pull-apart. Comme le diapir préexistant du nord-est était plus large et plus long, la structure résultante était un large bassin, orienté presque vers le nord-est et limité du côté est par une grande faille normale orientée vers l'ouest (faille F1 sur les figures 30B et 31). Le centre du graben Nord-Est a été déformé intérieurement. L'explication de ces déformations devient plus claire lorsqu'on examine les coupes transversales de la figure 31 et la restauration de la section de la figure 32B : ces déformations sont liées à un diapirisme réactif en profondeur favorisé par l'inversion de densité entre la couche de silicone et sa couverture. Le graben Sud-Ouest était structuralement plus simple, plus étroit et délimité à l'Est par une faille plus courte (mais ayant un plus grand rejet), orientée vers l'Ouest (faille F2 sur les figures 30B et 31), située dans la partie Centre-Sud de l'ensemble du bassin et, à l'Ouest, par deux failles normales orientées vers l'Est (failles F3 et F4). Il est à noter qu'aucune des principales failles (F1 et F3) n'a encore été reliée aux failles des deux couloirs de décrochement principales. A ce stade, une particularité intéressante dans la partie centrale sud du bassin a été détectée, c'est le sommet topographique séparant les deux grabens.

La troisième et quatrième phase sont illustrées sur les figures 30 C et D. Au début de cette phase, nous avons ajouté une couche de sable supplémentaire (1 cm d'épaisseur, de couleur marron en coupe transversale avec un contraste marron clair). Cette étape a duré 1,8 heure et a ajouté 2,3 cm (équivalent à 2,3 km en nature) de déplacement incrémental. Le déplacement cumulé était de 10,1 cm. Au cours de cette étape, la faille majeure située au sud-ouest (faille F3) a cessé de jouer, tandis que les autres failles (F1, F2 et F4) ont continué à se développer, et deux nouvelles failles se sont formées, l'une au nord du bassin (F5) et l'autre (F6) à l'intérieur du bassin lui-même. Au début de l'étape 4, nous avons ajouté une couche de sable supplémentaire (1 cm d'épaisseur, vert en coupe transversale avec un sommet orange vif).

Cette étape a duré 3,28 heures et a appliqué un déplacement incrémental de 4,2 cm (équivalent à 4,2 km en nature). Le déplacement cumulé a été de 14,3 cm. Pendant cette quatrième phase, les failles F1 (Est), F3 (Ouest), F6 (Nord) et F2 (Sud) étaient actives. Une nouvelle faille majeure orientée vers l'est (faille F7) s'est formée entre les deux grabens. Associée à la faille F2, un horst majeur orienté N-S situé au centre de l'ensemble du bassin pull-apart a été formé. En profondeur du bassin oriental, une petite structure en forme de sablier s'est formée. Elle est à peine visible à la surface, mais elle est visible dans les coupes transversales (figure 31, section 14). Les structures en sablier se forment généralement lorsque deux failles normales de vergence opposée commencent à interagir l'une avec l'autre en se propageant le long de la même direction (Le Calvez and Vendeville, 2002). Dans le modèle C03 (Figures 30 et 31), les structures en sablier dans la partie orientale du bassin résultent de la propagation vers le nord de la faille F7 (vergence est) et de la propagation vers le sud de la faille F6 (vergence ouest). De plus, comme la faille F3 a été réactivée pendant cette phase, la largeur globale du bassin a augmenté.

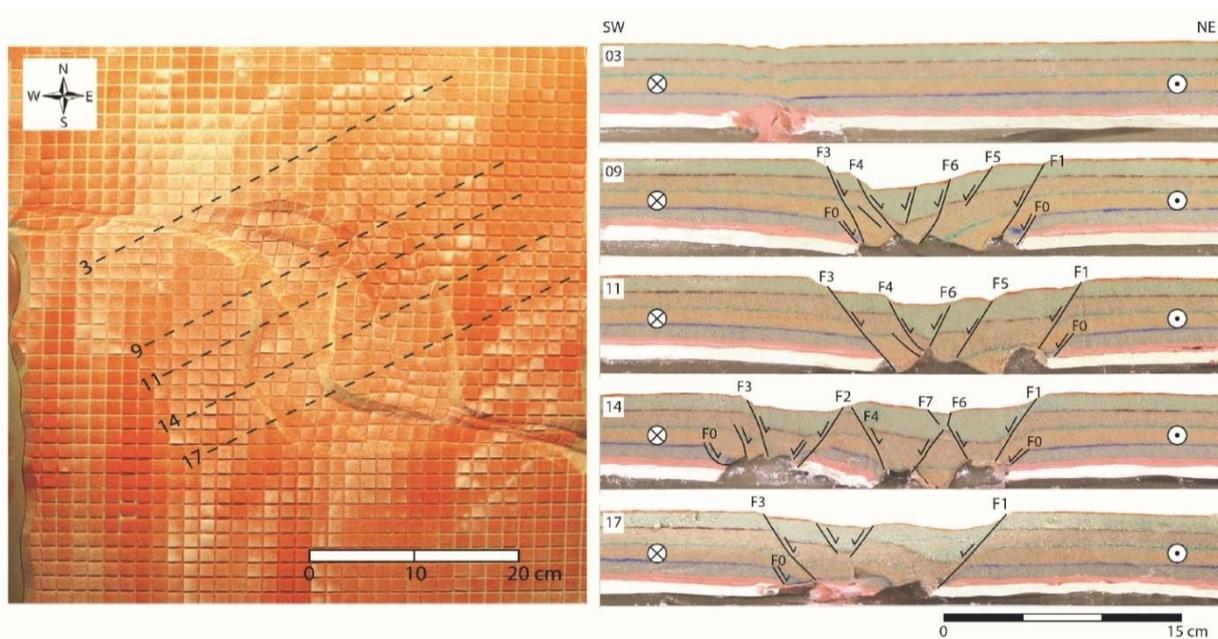


Fig. 31 : A gauche : emplacement d'une sélection de sections en série du modèle C03. A droite : sections du modèle.

c) Restauration structurale du modèle C03

La figure 30 montre les restaurations de la section transversale 14 à la fin de chaque étape de déformation : Stade 1 (Figure 32A), Stade 2 (Figure 32B), et Stade 3 (Figure 32C). Il s'agit de pseudo-restaurations étant donné que les traces des sections transversales sont obliques par

rapport à la direction du déplacement et à l'orientation des failles (Voir Figure 31 pour la localisation des sections). Cependant, ces pseudo-restaurations peuvent fournir des informations significatives sur l'évolution générale du modèle.

La coupe restaurée à la fin du stade 1 (Figure 32A) montre sans ambiguïté deux diapirs qui se sont formés par remontée réactive puis se sont développés passivement une fois que la couverture a été localement percé et que le silicone a émergé en surface. Le bloc situé entre les deux diapirs est devenu par la suite le horst central de tout le bassin (Figure 30D ; Figure 31, section 14 ; et Figure 32A). Les deux diapirs étaient légèrement asymétriques car dans chaque graben, l'une des failles bordières avait plus de rejet que son homologue (l'amincissement de la couverture y était donc plus important). Les failles les plus actives étaient la faille F1 pour le graben NE (figure 31, section 17) et les failles F3 et F4 pour le graben SO (figure 31, section 09). La subsidence a été plus importante dans le graben NE car il était plus large, et un nouveau dépo-centre s'est formé au centre du graben, le divisant en deux diapirs profonds. Ce dépo-centre est devenu par la suite une structure en sablier (voir la section 14 sur les figures 31 et 32C). À ce stade, la chute était plus modérée dans le diapir SO. Mais au cours des stades suivants (stades 3 et 4), sa subsidence a fortement augmenté. Le bloc situé entre les deux diapirs est finalement devenu le horst central de tout le bassin délimité par les failles F2 et F4.

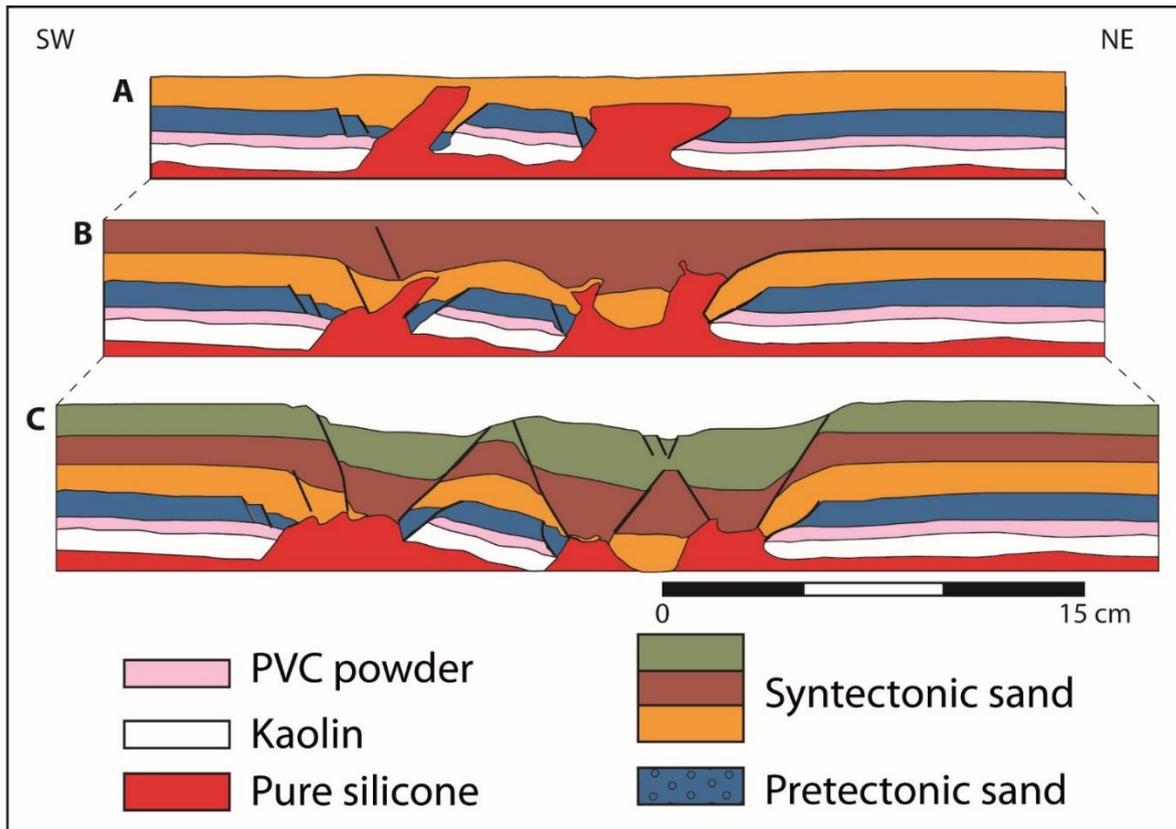


Fig. 32 : A : Restauration de la section 14 du modèle C03 à la fin du premier stade de déformation, correspondant au dépôt de la couche 4 (orange avec un contraste vert). Notez les deux diapirs passifs générés par le diapirisme réactif précoce. B : section restaurée à la fin de la deuxième phase de déformation, correspondant au dépôt de la couche 5 (marron avec un contraste marron). Notez que les deux diapirs sont effondrés et sont devenus des dépocentres majeurs. C : coupe transversale à la fin de l'expérience.

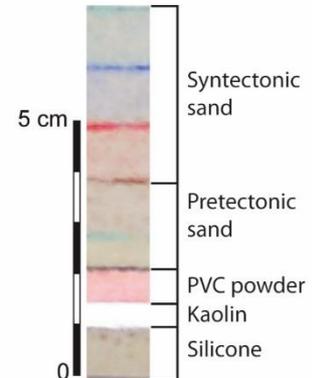
2) Modèle C05

a) Les Caractéristiques du modèle C05

Le modèle C5 ne diffère du modèle C03 que par la densité de la couche de silicone basale dans la partie centrale et méridionale de la boîte de sable (Tableau 4). Un mélange de silicone et de poudre de sable à grains fins a été utilisé en suivant la même procédure que Callot et al. (2012). Ce mélange comprenait, en poids, 50% de silicone pur et 50% de sable de quartz à grains fins (GA39, fabriqué par Sibelco, France) ayant une granulométrie moyenne de 110 μm (Pitet, 2017). La densité globale de ce mélange est d'environ 1,4 (égale à celle de la couverture), et sa viscosité est d'environ $1,5 \times 10^5$ Pa.s (Callot et al, 2012). La raison pour laquelle nous avons choisi un tel matériau était d'avoir un décollement basal à la fois ductile et aussi dense que son recouvrement, donc non flottant. Dans la suite de ce texte, nous désignons ce mélange sous le nom de " Silicone chargée ".

Tableau 4 : Bilan des différentes couches du modèle C05 par rapport au taux de déformation. La partie droite montre une coupe transversale dans une partie non déformée du modèle C03 illustrant les différentes couches, leur nature, et leur moment de dépôt par rapport à la déformation.

Model C05						
Layer Number	Layer color	Layer's top color	Layer's top datum (cm)	Events	Incremental displacement (cm)	Total displacement (cm)
6	Green sand	Green	6,00	Syn-tectonics	3,00	15,80
5	Blue sand	Blue	5,00		3,00	12,80
4	Red sand	Red	4,50		3,00	9,80
3	Brown sand	Brown	3,50		6,80	6,80
2	PVC powder (pink)	Black	3,00	Pre-tectonic		
1	White kaolin	none	2,50			
0	Silicone		1,00			



La figure 33 montre la géométrie et la composition initiales de la couche basale de silicone et de la couverture qui la surmonte, à la fois en vue de plan et en coupe transversale, du modèle C05.

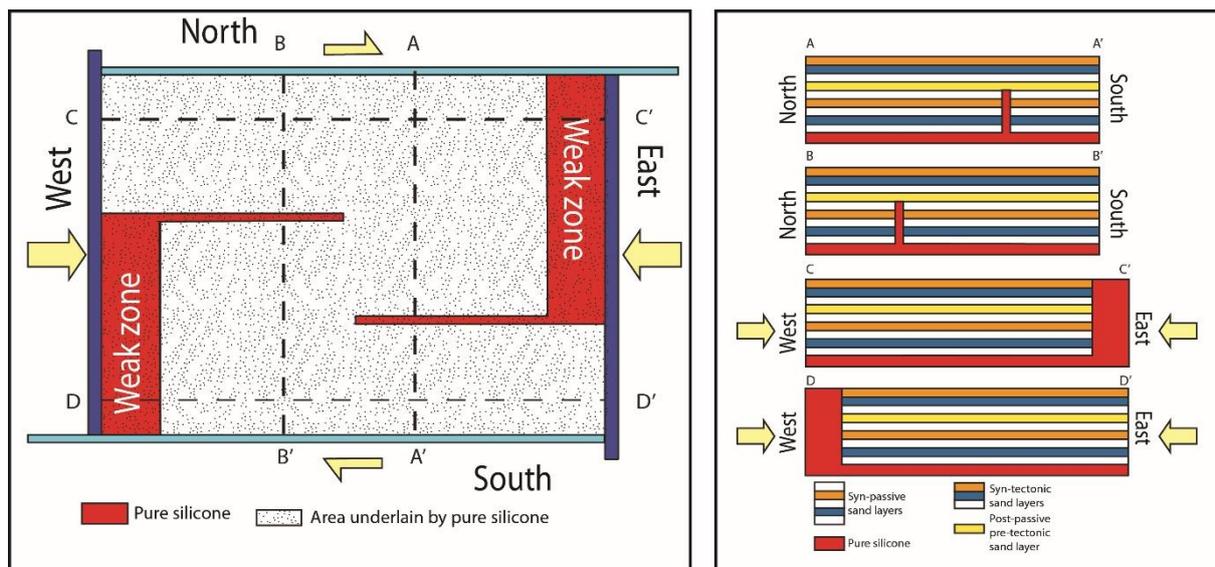


Fig. 33 : Vue en plan (côté gauche) et sections (côté droit) de la géométrie initiale et de la composition des couches du modèle C05. Sur la vue en plan, la zone avec motif est l'endroit où une couche basale de silicone pur est présente (Nord). La zone avec un motif en pointillés est celle où une couche basale de silicone dense est présente (Sud).

b) Evolution en plan et en coupe du modèle C05

La première phase (fig. 34A) a duré 5,7 heures et a entraîné un déplacement cumulatif de 6,8 cm (6,8 km en nature). Comme pour le modèle C03, la déformation a commencé par la formation de deux grabens distincts (fig. 34A, montrant le sommet de la couche de sable pré-

tectonique déformée, marron dans les vues aériennes), l'un situé au nord-est (délimité par les failles F1, F2 et F5), l'autre situé au sud-ouest (délimité par les failles F3 et F4). Les deux premières failles qui se sont formées sont F1 et F2. Elles ont été rapidement suivies par la formation des failles F3 et F4 dans la zone sud-est, et de la faille F5 dans la zone nord-centre-est. Seules les failles F1 (NW) et F4 (SE) sont liées aux failles de décrochement majeures. Les autres failles (F2 et F3) qui se sont formées plus loin de ces couloirs de décrochement n'en étaient pas directement reliées

Au début de la phase 2, une deuxième couche de sable a été ajoutée (d'une épaisseur de 1 cm, en rouge sur la coupe transversale) et nous avons recommencé à pousser les deux murs d'extrémité au même rythme pendant 2,5 heures, ce qui a entraîné un déplacement incrémental du déplacement latéral de 3,0 cm (3,0 km dans la nature) et un déplacement cumulatif (c'est-à-dire phase 1 + phase 2) de 9,8 cm (9,8 km dans la nature).

Pour la phase 3, nous avons ajouté une troisième couche de sable (1 cm d'épaisseur, bleu en coupe transversale) et recommencé à pousser les deux murs d'extrémité au même rythme pendant une durée de 2,5 heures, ce qui a entraîné un déplacement incrémental de 3,0 cm (3,0 km dans la nature) et un déplacement cumulatif (c'est-à-dire les phases 1 + 2 + 3) de 12,8 cm (12,8 km dans la nature). Au cours de cette étape (fig. 34C, montrant le sommet de la deuxième couche de sable syn-tectonique déformée, en bleu dans les vues de dessus), la configuration générale est devenue plus organisée, avec de grandes quantités de déplacement le long des failles bordières extérieures (F3 et F2) et de celles qui délimitent le horst central (F4, F5, F6 et F8). Comme les failles ont continué à se propager le long de la direction, certaines d'entre elles ont commencé à se croiser (voir dans la zone centre nord du bassin). Notez qu'à ce stade, du côté ouest, les deux failles F1 et F3, initialement liées de façon superficielle, sont liées de façon imposante.

Au cours de la phase 2 (fig. 34B, montrant le sommet de la première couche de sable syntectonique déformée, en rouge dans les vues en plan), la zone globale a commencé à fusionner, formant un bassin pull-apart plus grand et complexe qui comprenait un horst naissant en son centre (délimité par les failles F4 et F5), bordé par deux grabens majeurs sur ses côtés ouest et est. De nouvelles failles plus petites se sont formées à l'intérieur de chaque graben (F8 dans le sud-ouest, et F6 et F7 dans le graben nord-est) tandis que certaines des failles plus anciennes ont continué à jouer et à se propager.

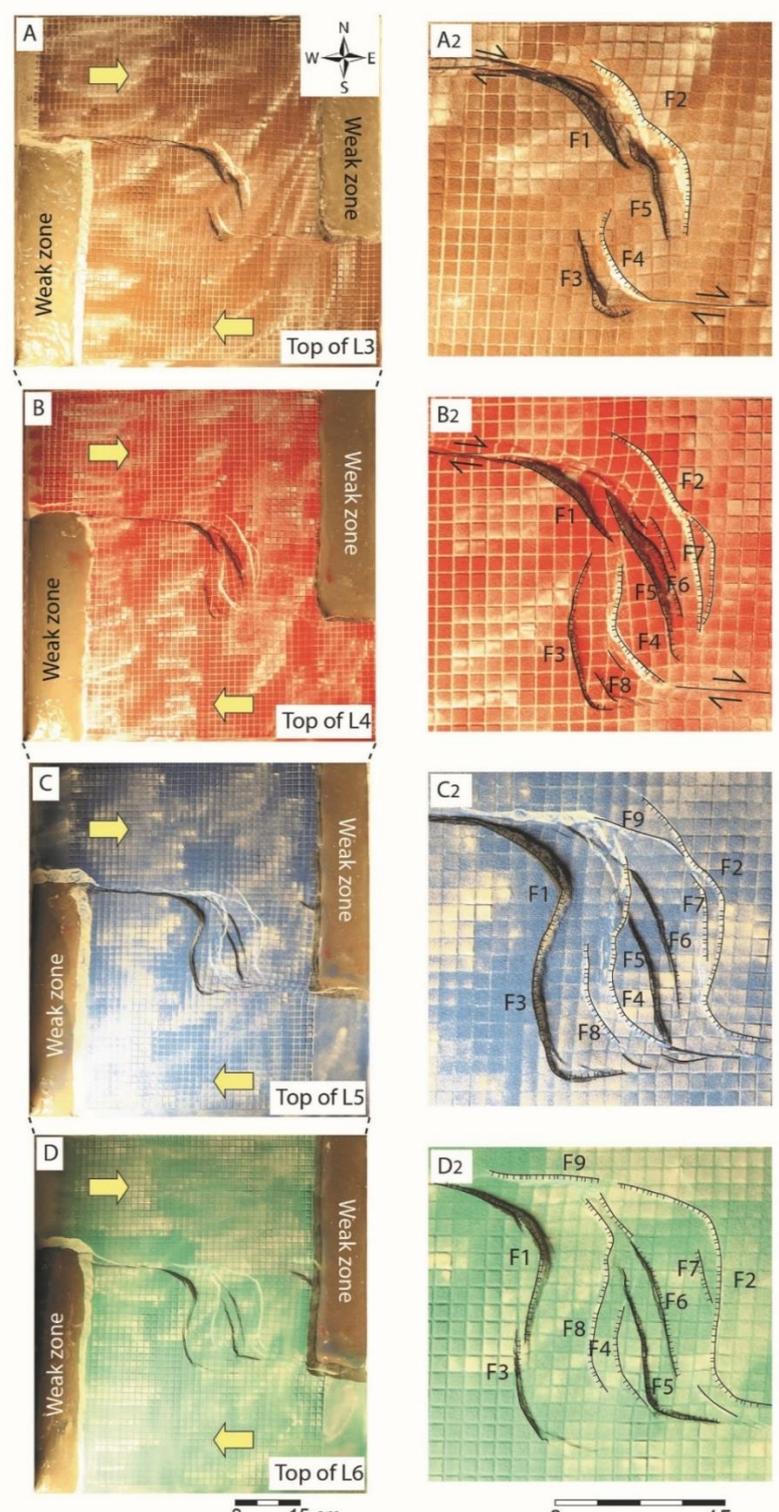


Fig. 34 : Vues en plan du modèle C05 à la fin de quatre étapes de déformation (A, B, C et D). La colonne de gauche montre le modèle entier (non interprété). Les figures de la colonne de droite sont des photos interprétées du centre du modèle (zone de relais).

De même, du côté Est, la faille F2 s'est finalement connectée à la zone de décrochement majeur Sud-Est. Au centre nord, une nouvelle faille transtensionnelle orientée vers l'ouest s'est formée et s'est connectée à la zone de décrochement majeur nord-ouest. À ce stade, l'ensemble

de la zone a commencé à ressembler structurellement aux bassins pull-apart classiques observés dans la nature, avec deux grabens d'orientation NS, l'un à l'Est, l'autre à l'Ouest, séparés par un horst central d'orientation NS. Notez que, dans les vues en plan, le cœur du horst central (délimité par les failles F4 et F5) semble devenir plus étroit au cours de la déformation et de la sédimentation en cours (comparez la largeur entre les failles F4 et F5 sur la figure 34). Cela ne reflète pas un raccourcissement latéral du horst lié à la déformation. Au contraire, comme le montrent clairement les coupes transversales (fig. 35, sections 6, 8 et 10), il s'agit d'un simple effet géométrique. Au fur et à mesure que les deux failles se propagent vers le haut, leurs extrémités supérieures à la surface se rapprochent. Il peut également y avoir un effet lié au fait que les sections transversales sont obliques par rapport à l'orientation des failles.

Le dernier stade, la Phase 4 (Fig. 34D, montrant le sommet de la troisième couche de sable syn-tectonique déformée, en vert dans les vues de dessus) est le plus élaboré sur le plan structural. Le bassin était plus simple, comprenant un horst étroit, orienté NS, limité de chaque côté par quatre failles actives (F4, F5, F6 et F8) et bordé par deux larges grabens profonds. Dans la zone Nord-Est, les failles F9 et F2 ont fini par se rejoindre, générant ainsi une structure unique qui se connecte à la fois aux zones de décrochement majeur Nord-Ouest et Sud-Ouest. Il faut également noter que, du côté ouest, les deux failles bordières qui étaient liées de façon dure lors de l'étape précédente sont redevenues liées de façon légère, du moins sur la base des vues de surface. Les coupes transversales finales indiquent que ce modèle structural global de surface, apparemment simple, est en fait un peu plus compliqué en profondeur, mais beaucoup moins que dans le modèle précédent (modèle C03).

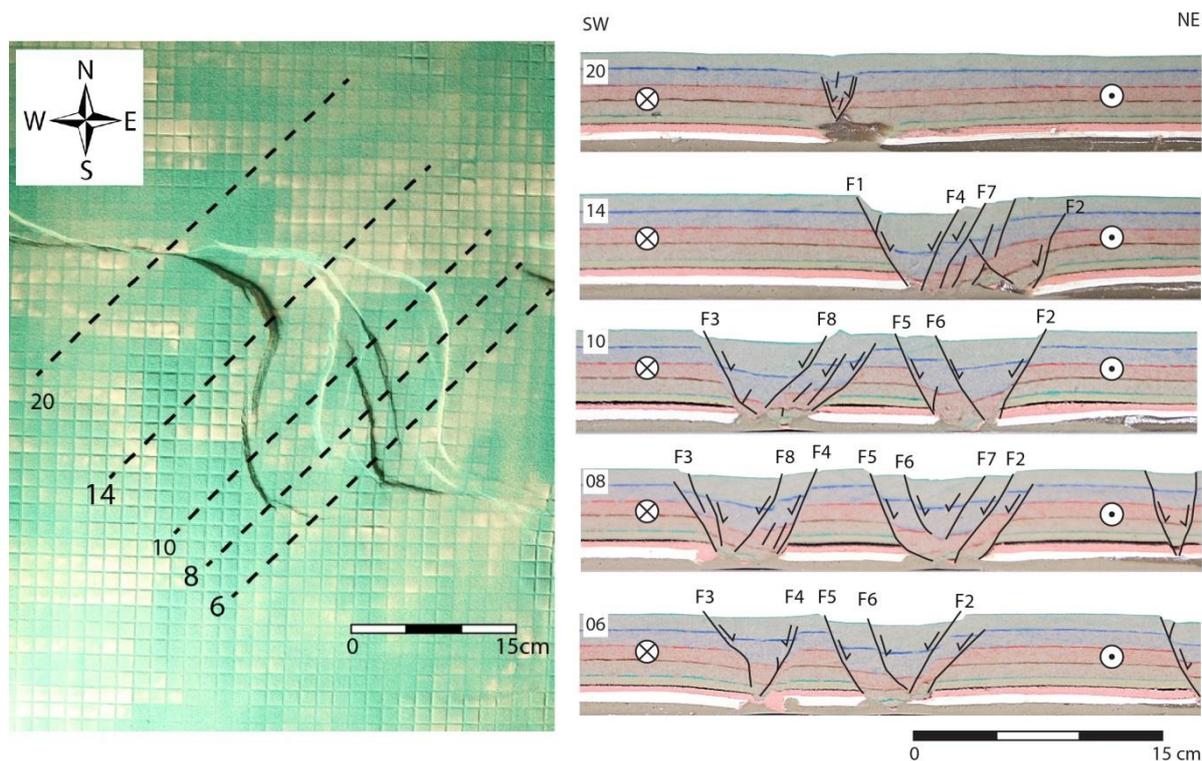


Fig. 35 : A gauche : emplacement d'une sélection de sections en série dans le modèle C05. A droite : sections transversales dans le modèle.

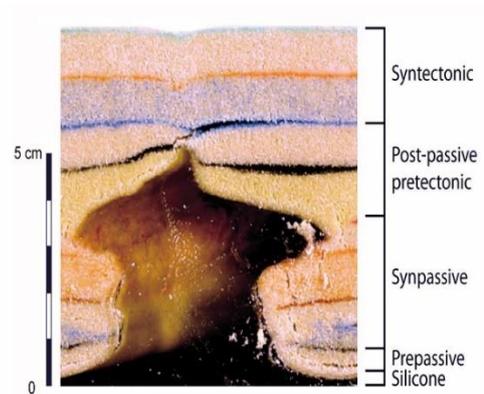
3) Modèle B07

a) Les Caractéristiques du modèle B07

Pour le modèle BV07, le protocole expérimental a inclus l'hypothèse que toute la zone d'El Hamma était entièrement recouverte d'évaporites triasiques mobiles dès le départ. Nous avons également supposé que les deux zones de décrochements orientées E-W (Bir Oum Ali-Fejj au nord et Oglet Merteba-Matmata au sud) ont d'abord été activées en tant que grabens d'extension à faible épaisseur pendant l'épisode de rifting téthysien d'extension N-S, ce qui a entraîné la formation précoce de diapirs réactives orientées E-W, puis passives, qui ont ensuite été réactivées en tant que structures de décrochement au cours du Cénozoïque. Cette configuration est illustrée à la figure 36. La boîte de déformation était légèrement plus petite (81 cm de long et 60,5 cm de large) que celle que nous avons utilisée pour les modèles C3 et C5, mais ce changement de dimensions n'a pas fondamentalement affecté le processus général. Les caractéristiques (épaisseur de la couche, quantité de déplacement) sont illustrées dans le Tableau.5.

Tableau 5 : Bilan des différentes couches du modèle B07 par rapport au taux de déformation. La partie droite montre une coupe transversale dans une partie non déformée du modèle C03 illustrant les différentes couches, leur nature, et leur moment de dépôt par rapport à la déformation.

Model B07						
Layer Number	Layer color	Layer's top color	Layer's top datum (cm)	Events	Incremental displacement (cm)	Total displacement (cm)
9	Orange	Green	9,00	Strike-slip tectonics	4,50	9,00
8	Blue	Orange	8,00		2,00	4,50
7	White	Blue	7,00		2,50	2,50
6	Yellow	Black	6,00	Passive diapiric rise		
5	White	Red	5,00			
4	Orange	Orange	4,50			
3	White	Brown	3,50			
2	Blue	Blue	3,00			
1	White	Black	2,50			
0	Silicone		2,00			



La figure 36 montre la géométrie et la composition initiales de la couche basale de silicone et de la couverture qui la surmonte, à la fois en vue de plan et en coupe transversale, du modèle B07.

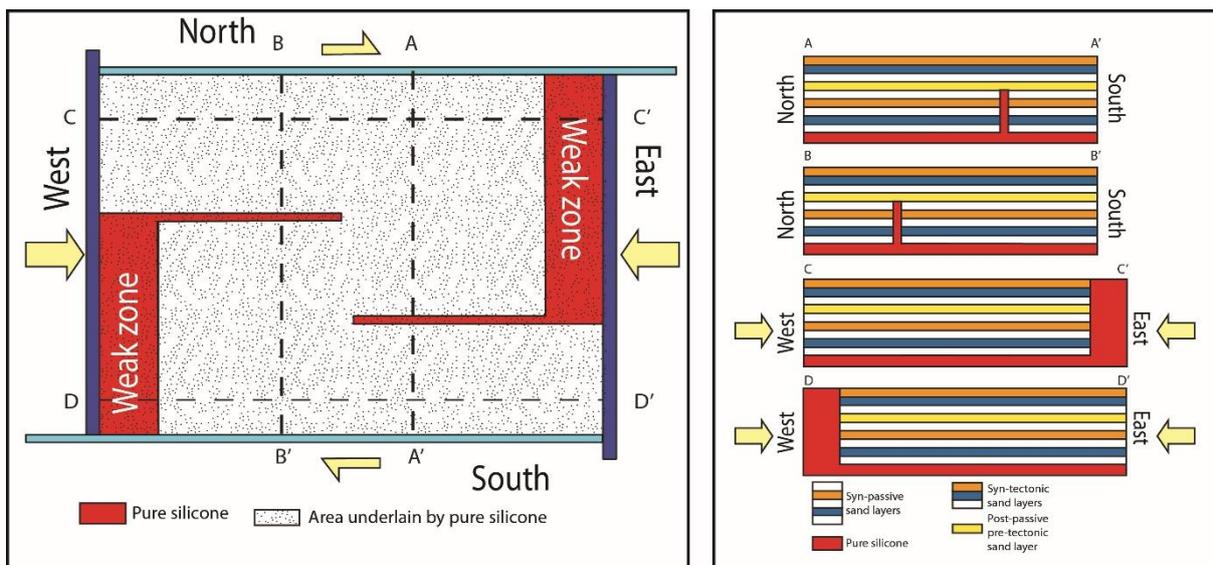


Fig. 36 : Vue en plan (à gauche) et sections (à droite) du modèle B07 après le stade de la remontée diapirique passive. Sur la vue en plan, la zone avec un motif est celle où une couche basale de silicone pur est présente.

b) Evolution structurale en plan et en coupe du modèle B07

Au cours de la première étape de l'expérience, nous avons créé deux discontinuités initiales dans la couverture en déclenchant artificiellement la remontée passive de deux crêtes diapiriques orientées E-O, décalées latéralement (Figure 36 A, B et C), une technique qui a déjà été utilisée par Rowan et Vendeville (2006) et Sebai et al., (2021). Pour ce faire, d'abord

une couche de sable de 5 mm d'épaisseur au-dessus d'une épaisse couche de silicone visqueuse (analogue aux évaporites mobiles du Trias), a été déposé, puis cette elle a été aspirée localement le long de deux tranchées étroites afin de faire démarrer initialement l'élévation diapirique passive sous l'effet de la charge différentielle. Ensuite, trois couches supplémentaires ont été ajoutées au fur et à mesure de la croissance des remontés diapiriques (figure 37 A, B et C) en recouvrant le modèle de trois couches syn-passives jusqu'au sommet de la ride de silicone montante.

Ensuite, nous avons ajouté deux couches supplémentaires de sable post-passive (couches 5 et 6). Nous avons ensuite commencé à exercer un raccourcissement sur les modèles, dans lesquels les rides préexistantes ont facilité un mouvement de décrochement dextre entre les compartiments nord et sud du modèle (figure 37 D, E et F). Contrairement aux modèles C3 et C5 décrits ci-dessus, nous avons appliqué le raccourcissement de manière asymétrique en activant uniquement le mur d'extrémité qui se déplace vers l'est, ainsi que la vitre latérale nord qui y est attaché. Quoiqu'il en soit, mécaniquement et cinématiquement, les conditions limites imposées n'étaient pas si différentes de celles des modèles C03 et C05.

Les principales différences entre le modèle B07 et les deux modèles (C03 et C05) sont:

- * Que le modèle entier était recouvert d'une couche très épaisse (2 cm) de polymère de silicone pur et de faible densité, ce qui a favorisé un diapirisme réactif, puis actif, dans les zones qui ont subi le plus d'extension locale, d'où l'amincissement de la couverture et
- * Que nous n'avons pas ajouté de zones de faiblesse mécanique Est-Ouest dans la couverture (comme les tranchées dans la couche de kaolin dans les modèles C03 et C05). Au lieu de cela, ces rides pré-tectoniques ont elles-mêmes agi comme des couloirs préférentiels pour le mouvement de décrochement.

Les photos de dessus et les coupes transversales orientées SW-NE (Fig. 38) montrent qu'un bassin de type pull-apart s'est formé entre les extrémités des deux zones de décrochement. La structure de ce bassin est asymétrique et plutôt simple, avec une faille normale majeure orientée vers l'est sur le côté ouest. Du côté Est, le bassin en pull-apart était initialement limité par une faille normale orientée vers l'Ouest (Fig. 37, D et E) qui a cessé de jouer pendant la dernière phase de l'expérience (Fig. 37 F). En coupe transversale (figure 38, section 13), la faille orientale présente une géométrie courbe, concave vers l'ouest, ayant un sens de rejet normal en profondeur et un sens de rejet inverse aux niveaux les moins profonds (vers la surface). Une telle géométrie est souvent rencontrée dans des contextes où la subsidence est si

importante qu'elle ne peut pas être accommodée uniquement par des failles normales régulières. Contrairement aux modèles C03 et C05, il n'y avait pas de horst dans le bassin de pull-apart.

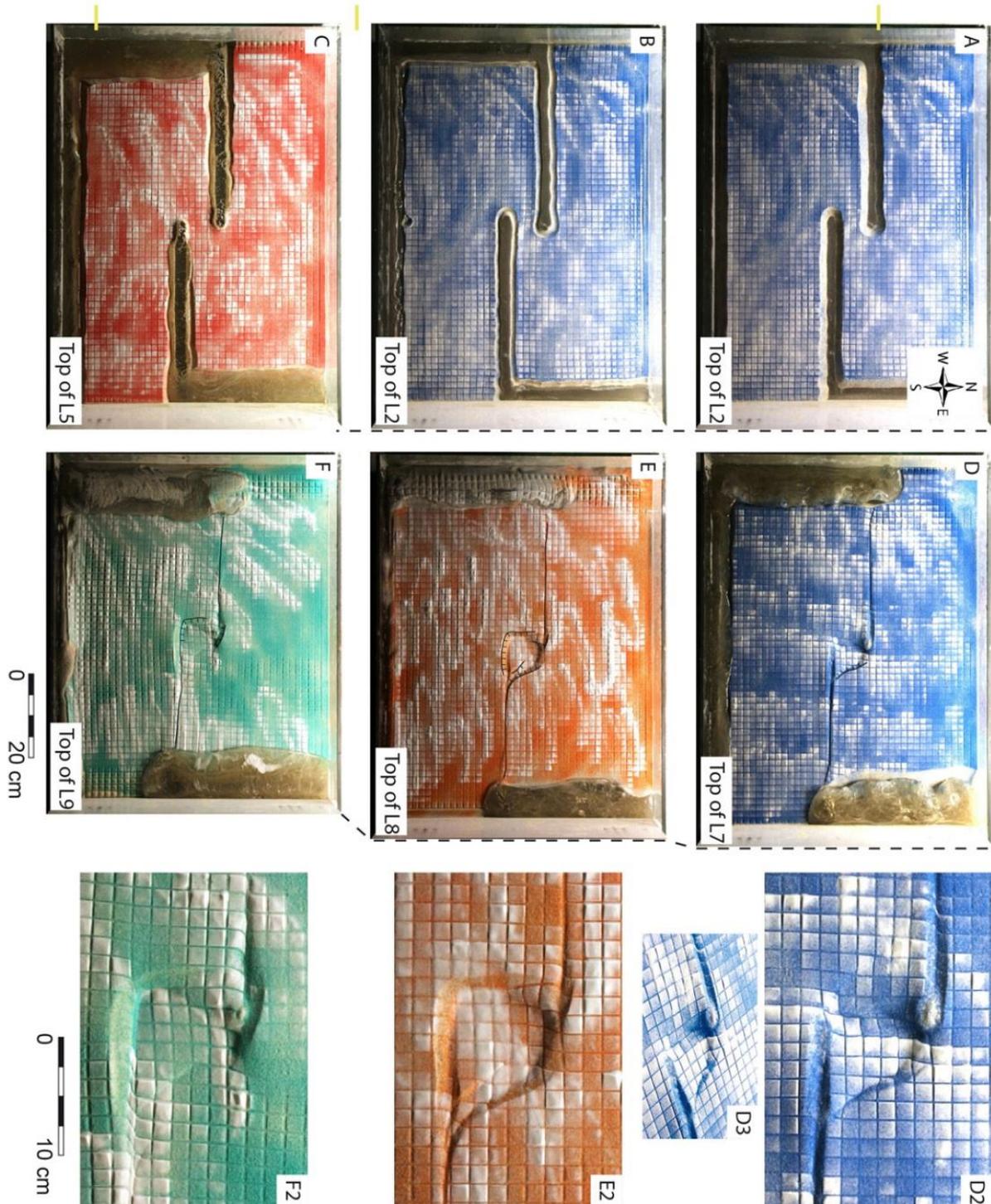


Fig. 37 : A à C : Photos en plan du modèle B07 pendant la phase diapirique passive ; D à E: Modèle à la fin de la déformation. Les figures de la colonne de droite sont des photos avec un zoom sur le centre du modèle.

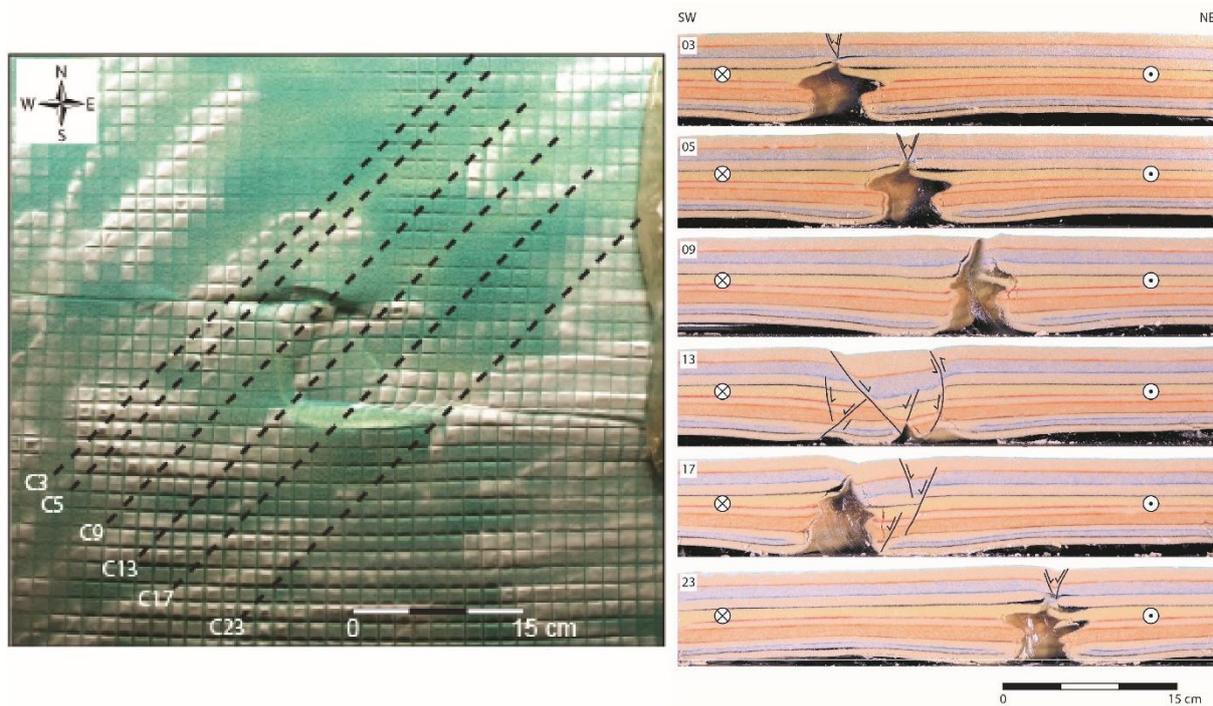


Fig. 38: À gauche : emplacement d'une sélection de sections en série dans le modèle B07. A droite : sections transversales dans le modèle.

Les photos rapprochées de la surface déformée (Figure 37 D2 à F2) et une coupe transversale (Section 09, Figure 38) montrent qu'un diapir local de silicone s'est formé et a atteint la surface à la bordure NW du bassin de pull-apart, le long du couloir de décrochement majeur nord. Ceci est très similaire à l'emplacement du diapir d'El Melah dans notre zone d'étude.

IV) Discussions et Conclusions

1) Comparaison entre les résultats des trois types de modèles

Les trois modèles présentés ci-dessus partagent les caractéristiques suivantes.

1 : Dans les trois cas, les discontinuités initiales (qu'il s'agisse de tranchées incisées dans la couche d'argile ou des rides de silicone passives formées précocement) ont agi comme des déclencheurs très efficaces qui ont localisé deux zones de décrochement dextre. Cela a conduit à la formation spontanée d'un bassin de type pull-apart entre ces deux zones de décrochement. L'un des avantages de la technique que nous avons utilisée est que, même si leur position a été imposée artificiellement, la déformation dans la région centrale (c'est-à-dire le futur bassin en pull-apart) n'était prescrite par aucune limite basale artificielle ou

discontinuité dans le socle.) Par conséquent, les structures sont restées libres de se former et d'évoluer spontanément en réponse aux contraintes générées par le mouvement de décrochement horizontal entre les compartiments Nord et Sud. En d'autres termes, dans le bassin en pull-apart, la couche de silicone a mécaniquement "amorti" (ou découplé) la couverture de la base fixe de la boîte de déformation.

2 : Dans les trois modèles, la déformation a commencé par la formation de deux grabens distincts non reliés (nord-est et sud-ouest) dont les failles bordières étaient initialement reliées ou non aux couloirs de décrochement majeurs.

3 : Dans les trois modèles, au fur et à mesure de la déformation et de la sédimentation syn-tectonique, les deux zones structurales ont fusionné (que ce soit sous la forme d'un graben unique comme dans le modèle B07, ou d'une combinaison de grabens et de horsts comme dans les modèles C03 et C05). Le résultat global a été la formation d'un seul bassin de type pull-apart dont la structure interne diffère selon les modèles.

Ceci étant dit, il existe des différences significatives entre les trois modèles en termes de géométrie de structure interne et d'évolution au sein du bassin de pull-apart lui-même. Nous les discutons en fonction de leur degré d'analogie avec le bassin d'El Hamma.

-1 : En commençant par le modèle structural le plus simple (B07 ; section 13 de la figure 38), la base était initialement entièrement recouverte d'une épaisse couche de silicone visqueuse pure et flottante. Les zones de décrochement ont été déclenchées par l'initiation de deux rides diapiriques passives avant tout mouvement tectonique. Dans la nature, de telles crêtes constituées d'évaporites triasiques pourraient s'être formées par un diapirisme réactif précoce au cours de l'épisode d'extension régionale N-S, du Crétacé supérieur, suivie d'un soulèvement passif (Dhahri and Boukadi, 2017 ; Sebai et al., 2021). Au cours des épisodes tectoniques suivantes, les rides de sel ont agi comme des zones de faiblesse très efficaces localisant le mouvement de décrochement entre les blocs de couverture du Nord et du Sud. La structure résultante était celle d'un bassin simple (illustré dans la section 13 de la figure 38) délimité à l'est et à l'ouest par deux failles principales orientées N-S. Il y avait peu ou pas de failles dans le bassin lui-même. Il est également possible que ce bassin soit plus simple parce que la taille de la boîte de déformation et le décalage entre les deux zones de glissement latéral étaient légèrement plus petits que dans les deux autres modèles. Le remplissage sédimentaire du bassin était asymétrique, les couches étant plus épaisses du côté ouest, et s'amincissant progressivement vers l'est. Enfin, notons que du côté Nord, à la jonction entre la

zone de décrochement NW et le bassin de pull-apart lui-même, un diapir, de forme semi-circulaire en plan et visible sur la coupe 09 (Figure 38) a percé en surface, tout comme le diapir d'El Melah dans notre exemple naturel. En revanche, les deux autres modèles n'ont pas montré une telle élévation diapirique élevée et de longue durée.

2 : Le modèle C03 était le plus complexe sur le plan structural. Sa base était initialement entièrement recouverte d'une couche légèrement plus fine de silicone pure et flottante. Il n'y avait pas de rides de sel préexistantes. Les zones de décrochements majeurs ont été déclenchées par deux tranchées étroites, orientées E-O, creusées dans la couche d'argile qui recouvre directement le silicone basal. Cela signifie que les zones de faiblesse mécanique préexistantes étaient situées dans la couverture, plutôt que dans le socle. Comme dans le modèle C05, deux grabens distincts se sont formés au nord-est et au sud-ouest, chacun étant délimité par des failles normales. Comme la couverture était encore mince à ce stade et que l'extension était importante, la première étape tectonique a entraîné un diapirisme réactif à l'intérieur de chaque graben, avec la formation locale de remontés. La progression de l'extension et de la sédimentation, combinée à l'absence d'un apport suffisant de silicone à partir de la couche source, a entraîné la chute de ces diapirs (Fig. 30 B à D). Dans le Nord et le Sud, où une seule remonté était présente dans chaque mini-graben, cela a donné lieu à deux grabens asymétriques simples séparés non pas par un horst central mais par un niveau structural élevé. La chute des deux diapirs adjacents a entraîné la formation de failles internes à l'intérieur de chaque graben qui ont commencé à interférer les unes avec les autres. En outre, comme le silicone sous-jacent était flottant, des remontés diapiriques profondes et localement réactives se sont formées. Elles ont ensuite subi une chute diapirique au cours de la poursuite de l'extension. Globalement, il en résulte deux grabens principaux séparés par un horst dans le graben ouest. Le graben Est était structurellement assez simple, alors que le graben Ouest était plus complexe, disloqué par beaucoup plus de failles, y compris une structure en sablier.

- 3 : Le modèle C05 (Fig. 34) était structurellement plus simple que le modèle C03. La partie nord du modèle était recouverte de silicone pure, modélisant des évaporites, et la partie centre-sud était recouverte de silicone chargée, modélisant des roches mécaniquement plus faibles que les évaporites. Il n'y avait pas de rides de sel préexistantes. Les zones de décrochements ont été déclenchées par deux tranchées étroites, orientées E-O, creusées dans la couche d'argile qui recouvre directement la silicone basale. La tranchée nord se trouvait exactement au-dessus de la limite entre la silicone pure et la silicone chargée. Au cours de la phase initiale (couche pré-tectonique), deux grabens distincts se sont formés, l'un situé au

nord-est et l'autre au sud-ouest. A un stade plus évolué (couches syn-tectoniques), la zone de relais comprenait un large horst central orienté N-S, flanqué de deux larges grabens à l'Ouest et à l'Est et dont la structure interne était plutôt simple avec des failles internes et, localement, une certaine quantité de remplissage sédimentaire asymétrique (par exemple, les sections 18 et 14 de la fig. 35). Au nord, les sédiments les plus épais étaient contre la principale faille bordière occidentale (faille F1 sur la fig. 35) et s'amincissaient vers l'est, tandis qu'au sud, les sédiments les plus épais étaient contre la principale faille bordière orientale (faille F8 sur la fig. 35). Peu ou pas de diapirisme réactif s'est produit pendant la déformation.

2) Similitudes structurales entre le modèle C05 et le bassin d'El Hamma

Il apparaît que, tant dans la vue en carte que dans les coupes transversales et les profils de sismique-réflexion, c'est le modèle structural du modèle C05 qui ressemble le plus à celui du bassin de pull-apart d'El Hamma.

En effet, aussi bien dans le modèle que dans le prototype naturel, l'expression en surface des deux accidents principaux nord et sud, est très contrastée. Alors que l'accident nord est exprimé par une succession de failles transtensives en échelon du type R, auxquelles est associée dans l'exemple de terrain, une remontée diapirique depuis le niveau de décollement basal (sel triasique), l'accident Sud se manifeste de manière très atténuée dans le modèle et seulement par une dépression morphologique entre J. Hallouga-Zemlet El Guelaoua et les Monts de Matmata dans l'exemple naturel. Cette différence d'expression traduit une différence des taux de déplacement sur les deux accidents principaux. Cette différence de déplacement serait provoquée elle-même, par un décollement plus prononcé dans la partie septentrionale que dans la partie méridionale du pull-apart.

D'un autre côté, le modèle et l'exemple de terrain montrent aussi bien en carte qu'en coupes, des architectures similaires de la zone de relais. Dans les deux cas, le pull-apart comporte deux méga-grabens séparés par un horst. Les failles bordières de ces structures montrent en carte, des tracés courbes (sigmoïdes) sub-perpendiculaires à la direction moyenne des accidents principaux dans la partie médiane de la zone de relais, et s'incurvent progressivement pour se connecter aux failles du type (R) au niveau des accidents principaux. Cette courbure est toutefois moins prononcée dans l'exemple naturel que dans le modèle aux stades avancés de déformation ; elle semble par contre, plus évoluée que le stade où les deux grabens sont développés de manière distincte, chacun connecté à l'extrémité de l'un des deux accidents principaux. Aux stades évolués du modèle chacun des deux grabens se développe

progressivement depuis l'accident principal auquel il est connecté vers l'accident principal opposé, par propagation des failles bordières jusqu'à leurs connections entre elles et /ou à l'accident principal. Dans la partie septentrionale du modèle, les deux grabens ainsi assemblés, ne forment plus qu'un seul.

Sur les coupes du modèle, la progression de la déformation apparaît commandée d'une part, par la propagation vers le haut des failles bordières dans les couches syn-tectoniques, et d'autre part, par l'apparition (naissance) de failles néoformées essentiellement du côté du horst médian. Cette évolution est exprimée par une dissymétrie des deux grabens due à une migration progressive de leurs axes, où l'épaisseur des couches syn-tectoniques bleu et verte paraît maximale, de l'extérieur vers l'intérieur de la zone de relais (Fig. 35 Coupes 8, 10 14). Ces mêmes coupes montrent de plus, un accroissement de cette dissymétrie depuis la partie méridionale du modèle (Fig. 35 Coupe 6) vers la partie septentrionale (Fig.35 Coupe 14). Dans la zone de jonction des structures avec l'accident principal nord, le horst médian paraît totalement consommé dans les couches bleue et verte structurée en un graben unique, mais reste individualisé dans les couches plus anciennes rouges. Cette superposition verticale « graben sur horst » forme un dispositif semblable à celui des « structures en sablier ».

La même aggravation de la déformation du sud vers le nord dans la zone de relais, est illustrée par les sections sismiques dans le prototype naturel. Toutes les sections montrent une dissymétrie des grabens d'El Hamma et de Chanchou vers le horst de Jebel Hallouga qui les sépare. L'effondrement des grabens est également de plus en plus prononcé du Sud vers le Nord ; et le maximum d'extension et de subsidence au post-jurassique semble acquis dans la partie septentrionale de la zone de relais dans le graben de Sebket El Hamma (SHG) (à l'approche de la jonction avec l'accident principal nord. Des structures en sabliers apparaissent également dans le prototype d'El Hamma, dans la partie septentrionale de la zone de relais. La formation de telles structures est attribuée à la reprise de l'extension au cours des événements tectoniques successifs, par des jeux alternatifs des failles conjuguées qui bordent le horst et le graben sus-jacent (Horsfield, 1980 ; Ferrill, 2000). Le développement de ces géométries, aussi bien dans le modèle que dans le cas naturel, seulement dans la partie septentrionale de la zone de relais dénote d'un taux d'extension plus accru dans cette partie que dans le reste de la zone de relais. D'autre part, l'extension de ces géométries dans le cas naturel, jusqu'à une position plus méridionale que dans le modèle (sections sismiques), serait un témoignage d'un débordement du niveau de décollement basal (sel triasique) qui s'étalerait plus au Sud par rapport à l'accident principal nord.

3) Le paradoxe du diapir d'El Melah et la répartition de la couche des évaporites triasiques

Le Jebel El Melah est une structure allongée orientée WNW-ESE, d'environ 500m de largeur et 1Km de longueur, et est situé au NW de notre zone d'étude, à la jonction entre la zone de décrochement NW et les failles du bassin de pull-apart d'El Hamma. Jebel El Melah est un petit diapir constitué d'évaporites triasiques qui affleurent à la surface. On considère généralement qu'il marque la position la plus méridionale d'un affleurement du Trias à faciès évaporitique (Halite). Là, sur cet affleurement, on voit bien le contact entre le sel et sa couverture, et malgré sa surface limitée, nous avons pu observer que les couches les plus récentes ont tendance à s'amincir vers le diapir, ce qui suggère que le diapir a commencé à s'élever très tôt.

Nous avons indiqué dans la section précédente que, d'un point de vue structural, le modèle C05 était celui qui ressemblait le plus au bassin pull-apart d'El Hamma. Cependant, ce modèle ne montre aucun signe de diapir ayant atteint le stade passif et remonté jusqu'à la surface. Ceci est surprenant car la zone située au nord du bassin pull-apart était recouverte de silicone potentiellement flottante, alors que le reste du modèle, y compris toute la zone du futur bassin en pull-apart, était recouverte de silicone dense.

Nous présentons ici deux scénarios qui pourraient expliquer pourquoi un diapir passif local s'est formé à la fois dans le modèle B07 et sur le terrain. Normalement, en l'absence de tout mouvement de sel, les évaporites triasiques mobiles devraient se situer à des profondeurs d'environ 5000 m, alors qu'elles affleurent au Djebel El Melah. Ceci implique (1) que l'approvisionnement en sel en profondeur était suffisamment important pour alimenter la croissance du diapir, et (2) qu'un processus quelconque a dû aider le diapir à atteindre une telle hauteur. Nous en déduisons que le diapir a commencé par une élévation réactive liée à des failles normales actives pendant l'extension régionale N-S précoce (Téthysien) (par exemple, les failles Battoum et Hadifa). Ensuite, une fois que le diapir a atteint la surface de manière précoce, il a continué à croître de manière passive en même temps que les sédiments se déposent autour de lui. Le fait qu'une ride de sel initialement sub-linéaire puisse évoluer en diapirs locaux, isolés et semi-circulaires a été décrit par Vendeville et Jackson (1992a) et Guglielmo et al., (1997) (Fig. 39).

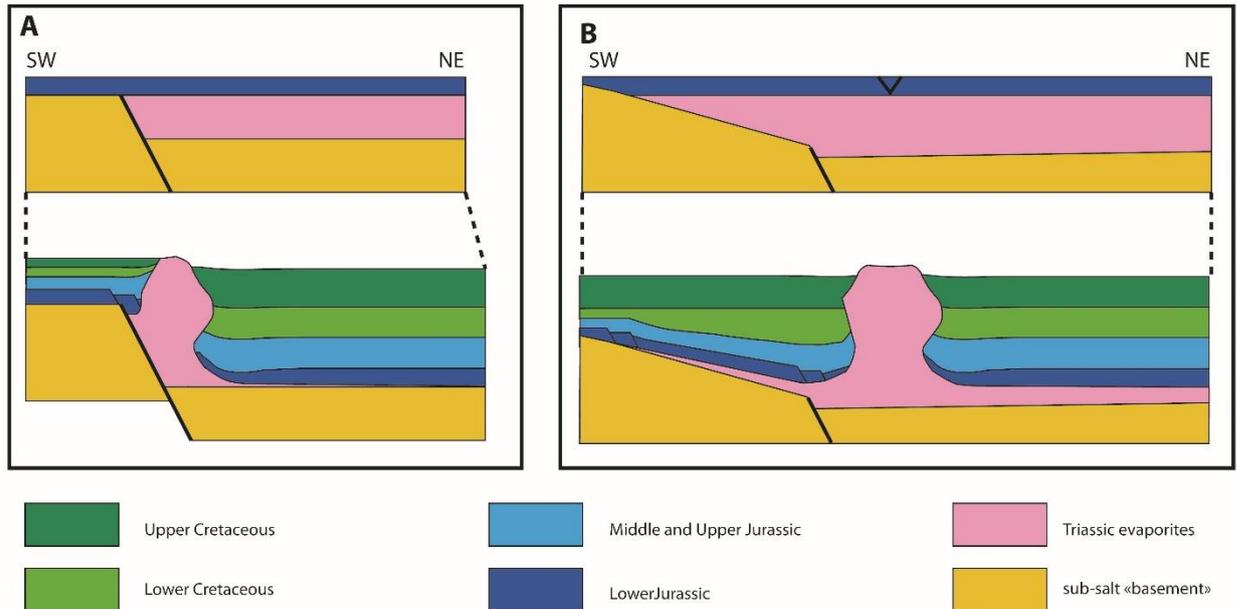


Fig. 39 : Illustration des deux scénarios concernant l'emplacement de la couche des évaporites. A : pincement abrupt contre la faille Hadifa - Fejej au-dessus de laquelle s'est formé le diapir d'El Melah. B : pincement plus progressif le long du flanc nord du môle de Matmata. Dans ce cas, le diapir d'El Melah pourrait être situé loin du pincement réel.

Nous devons donc supposer que la couche évaporitique était initialement épaisse dans la région de Jebel El Melah. Nous proposons deux hypothèses différentes : (1) la répartition sud des évaporites triasiques en Tunisie centrale pourrait être abrupt, contrôlé par des failles du socle (sous-sel) (Fig. 39A). Ou, (2) la répartition des évaporites pourrait être plus graduel, les évaporites s'étendant plus au sud et s'amincissant vers le sud sur le Môle de Matmata (Fig. 39B).

Selon la première hypothèse, la faille normale dans la couverture supra-triasique serait localisée au-dessus ou à proximité de la faille du socle sub-triasique. La géométrie résultante du diapir mature (après une longue phase de remontée passive) ressemblerait beaucoup à celle du diapir de Sedom situé le long de la marge israélienne de la mer Morte (Weinberger et al., 2006 ; Alsop et al., 2015).

La seconde hypothèse est que l'amincissement de la couche évaporitique vers le sud serait graduel à proximité du Môle de Matmata bien que l'épaisseur du sel ait pu être plus importante au nord du couloir Oum Ali-Fejjij. (Figure 39B). Selon ce scénario, une petite zone au nord du bassin de pull-apart d'El Hamma serait en effet recouverte d'évaporites mobiles s'amincissant vers le sud. L'épisode d'extension N-S du Téthys aurait provoqué des failles normales à faible épaisseur au-dessus de la zone où le sel était encore suffisamment épais

pour alimenter un diapir. Notez que sur la figure 39B, nous avons choisi de placer le graben suprasaltique non pas au niveau du pincement du sel, mais plus au nord, un emplacement qui correspondrait à celui du diapir de Jebel El Melah. La raison de ce choix est que la localisation de ces failles pourrait avoir été influencée par la propagation latérale, vers l'Est dans la couverture sédimentaire, de grandes failles impliquées dans le socle, telles que les failles Hadifa et Battoum, situées à l'ouest du Djebel El Melah. Si cela est le cas, le diapir du Djebel El Melah aurait pu être alimenté par de multiples sources (Nord, Sud, Est et Ouest), ce qui lui aurait permis d'avoir une croissance passive diapirique de longue durée jusqu'à la surface (voir la section géologique de la Figure 40). Dans tous les cas, que l'on choisisse l'hypothèse 1 ou 2, le résultat final ne serait pas structuralement significatif.

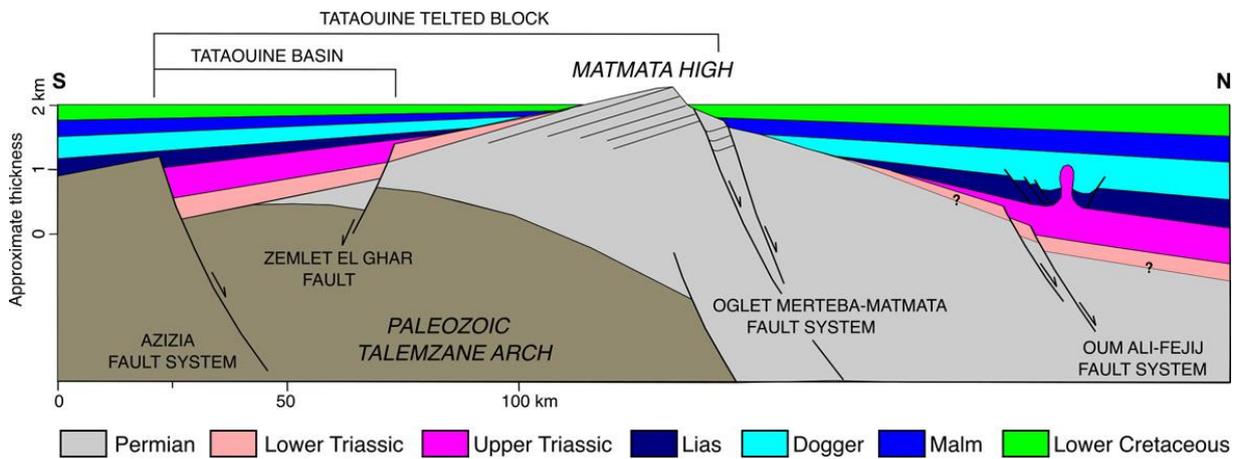


Fig. 40 : Coupe schématique illustrant la configuration du mole de Matmata et la structure de ses deux versants, sud et nord à la fin du Crétacé inférieur. (Le versant sud est redessiné et modifié à partir de Raulin et al., 2011).

**CHAPITRE 4 : Corrélation d'Images Numériques
(DIC)**

Chapitre 4 : Corrélation d'Images Numériques (DIC)

Parmi les techniques de mesure de déplacements ou de déformations actuelles, la corrélation d'images numériques est aujourd'hui l'une des méthodes les plus utilisées. En effet cette méthode optique permet de mesurer le champ de déplacement de la surface d'un échantillon avec une bonne précision et une bonne résolution. De plus, Contrairement à d'autres méthodes qui nécessitent une préparation spécifique et quelques fois minutieuse (i.e. les jauges de déformations), la DIC peut être mise en place avec un équipement expérimental simple dans son utilisation la plus basique.

Cette technique a uniquement besoin d'une caméra CCD, ou même d'un appareil photographique numérique, reliée à un ordinateur afin de pouvoir acquérir et traiter les prises de vues réalisées. En outre, elle permet de visualiser non seulement des champs de déplacement, mais aussi, par extrapolation, des champs de vitesse.

I) Définition de la DIC

La Corrélation d'Images Numériques (CIN) est une technique qui nous permette de mesurer les déplacements qui se produisent entre deux images d'une même scène. On l'appelle numérique car, historiquement, celle-ci a été introduite pour les images numériques. Quand la Corrélation d'images numériques est employée pour des fins expérimentales, il convient de distinguer la mesure et le calcul de corrélation. La mesure concerne l'acquisition des images tandis que la CIN est l'opération qui permette d'extraire et de quantifier les déplacements observés dans ces images. C'est un programme informatique qui nous permet de réaliser le calcul de corrélation. Il en existe aujourd'hui plusieurs avec des algorithmes variés et adaptés à des cas de mesure spécifiques (grands déplacements, petits déplacements, calcul rapide ou grande précision). Ces programmes peuvent être open source ou non et être distribués gratuitement ou à des fins commerciales.

Cette technique présente deux types de corrélation : la corrélation dans le plan (2D) et la stéréocorrélation (3D).

La corrélation d'image numérique 2D permet d'obtenir des déplacements qui ne se produisent que dans le plan de l'image.

Pour la corrélation d'image numérique 3D, celle-ci nous donne la possibilité d'obtenir, en plus de la corrélation d'image numérique en 2D, les déplacements qui se font hors plan. Pour la

calculer, une seconde image de la scène doit être prise simultanément à partir d'un point de vue différent. Cette seconde image permet de reconstruire la troisième dimension par rapport à la corrélation d'image numérique en deux dimensions.

Les applications de la CIN 3D sont divers, les plus utilisés sont la numérisation 3D, les essais de déformation de structures 3D.

II) Le dispositif de mesure

Le dispositif expérimental est constitué d'une caméra CCD (ou d'un appareil photo numérique) pointant sur la zone à observer. Une caméra comportant 1 Mpixels est généralement suffisante pour une utilisation standard. Le fait d'utiliser une caméra munie d'un objectif permet de s'adapter aussi bien à des études à l'échelle microscopique qu'à l'échelle macroscopique.

III) Avantages de la DIC

Les avantages de cette technique sont très clairs : sans contact, et donc non intrusif, tolérant vis-à-vis des agressions extérieures, coût décroissant, performances accrues... De plus, il est facile d'acquérir un grand nombre d'images et donc de suivre l'évolution spatiale et temporelle avec une très bonne résolution. Lorsque l'application le réclame, des caméras rapides (voire ultrarapides) peuvent être mises en œuvre permettant d'obtenir plusieurs milliers (voire millions) d'images par seconde. Depuis la microscopie optique jusqu'aux images de satellite, la gamme d'échelle offerte est considérable. Par construction, cette approche était essentiellement confinée aux mouvements dans le plan d'observation, et des surfaces d'observation planes. Cependant en combinant deux caméras (ou plus) il est possible de reconstruire une surface d'observation à trois dimensions, et donc ses mouvements dans toutes les directions d'espace, par ce que l'on nomme la stéréo-corrélation. Les images à exploiter peuvent également être obtenues avec des moyens non optiques : la microscopie électronique à balayage, la microscopie à force atomique, ... peuvent fournir des images à encore plus petite échelle, jusqu'à quelques nanomètres, qui se prêtent au même traitement. De nouvelles technologies d'imagerie sont maintenant disponibles permettant d'avoir accès à une cartographie tridimensionnelle complète du milieu. L'IRM, ou Imagerie par Résonance Magnétique nucléaire, est ainsi une technique dont le domaine d'utilisation privilégié est médical et qui permet d'accéder à des échelles spatiales de l'ordre d'une cinquantaine de micromètres (i.e. le diamètre d'un cheveu). La tomographie aux rayons X est une autre

technique qui exploite l'absorption de rayons X, et qui permet d'atteindre une résolution encore plus fine, jusqu'à une dizaine de nanomètres à l'ESRF1 de Grenoble, mais plus communément de l'ordre de quelques micromètres pour des tomographes de laboratoire. A partir de telles images, il est possible de mesurer des champs de déplacement tridimensionnel, i.e. toutes les composantes du déplacement en chaque point de l'espace dans le volume considéré (voir ressource « La tomographie en sciences des matériaux »).

IV) Application de la DIC aux modèles (C03-C05)

Les modèles C03 et C05 présentés précédemment ont montrés des similitudes mais aussi des différences structurales à l'état finale qu'on ne peut attribuer qu'à le seul paramètre rhéologique ou dans notre cas expérimentale « la densité de la couche de décollement ». En effet, le modèle C03 se caractérise par une couche de décollement homogène (silicone pur) alors que C05 présente une variation latérale de la densité de sa couche de décollement à sa base. Le suivie de l'effet de ce paramètre en fonction du temps ne peut se faire que par l'utilisation d'une technique non destructive et qui n'influence pas le déroulement normal de l'expérience d'où le choix de la technique de corrélation d'image numérique. En effet, les résultats des DIC de chaque modèle seront présentés à la suite sous forme de deux figures pour chaque modèle : La première figure montre la variation du déplacement en (mm) à des stades d'évolution différents et sur diverses couches de couverture (Pré-cinématique et Syn-cinématique) ; La deuxième figure montre la variation des taux de déformation en (%) pour les mêmes stades d'évolution.

1) Résultats et description de la DIC du modèle C03

a) la couche pré-cinématique

La figure 41A de DIC du modèle C03 montre la variation des valeurs de déplacement exprimés en gradient de couleur, allant du violet pour les valeurs de déplacement les plus faible (de l'ordre de 0.1mm) jusqu'au le rouge pour les valeurs de déplacements les plus élevés, en chaque point du modèle au niveau de la première couche (pré-cinématique) à un stade d'évolution précoce. La variation des taux de déformation du même stade d'évolution sera présentée sur la figure 41A.

La figure 41A montre qu'à ce stade d'évolution le maximum de déplacement est localisé au niveau des deux extrémités septentrionale-Ouest et méridionale-Est avec un peu de décalage favorisant le compartiment Nord par rapport au Sud puisque les valeurs maximal (1.6mm) de

couleur rouge apparaisse que dans la partie Nord. Ces valeurs de déplacements présentent un gradient décroissant suivant les deux décrochements principaux et aussi dans le sens de la zone de relais. Cette diminution progressive est exprimée par une dégradation de couleur du rouge au violet. La zone de relais, dans son ensemble, présente des valeurs de déplacement très faible (couleur violette) qui occupe une zone relativement large. Les valeurs de déplacement de cette zone s'annulent suivant une branche rattachée à l'extrémité de l'accident Nord et qui fait un angle de l'ordre de 60° avec celui-ci. Au niveau de la Figure 42A, des taux de déformation, cette branche correspond à la limite d'une zone d'un taux de déformations maximal présentée sous forme de trois segments en échelon en relation avec l'accident majeur Nord. Du côté sud le maximum de déformation est restreint à un seul segment rattaché au décrochement principal Sud.

A un stade plus évolué de la même couche pré-cinématique (Fig 41B, 42B) deux compartiments indépendants s'individualisent, un compartiment Nord à des valeurs de déplacement maximales (couleur rouge), et un deuxième compartiment Sud à des valeurs de déplacement élevés (couleur orange/jaune) mais moins importantes que celles du compartiment Nord. Contrairement au stade précoce, les valeurs de déplacement s'homogénéisent dans le compartiment Nord. En effet, ce dernier subit des valeurs de déplacement semblable en tout point. Par contre pour le compartiment Sud le gradient décroissant persiste mais d'une manière moins franche et suivant un intervalle, de valeurs de déplacement, plus réduit [0.44mm à 0.48mm]. La large zone dans la zone de relais de peu ou pas de déplacement présenté précédemment dans le stade précoce, s'est réduite à ce stade évolué, et s'est divisé en divers segments. Un premier segment qui correspond à l'axe du graben Nord très développé, un deuxième segment qui correspond à l'axe du graben Sud moins développé et un lambeau qui les sépare et qui correspond à une zone stable qui n'a pas subi encore de déplacement. La figure 41B, montre aussi qu'au niveau des zones qui surmontent les deux tracés des deux discontinuités préexistantes, les valeurs de déplacement sont nul à l'axe du tracé et augmentent de part et d'autre au niveau de ses deux limites, nord et sud. Dans la figure 42B, ces deux zones présentent une diminution des taux de déformation par rapport à la figure 42A du stade précoce et le maximum de déformation se limite au niveau des failles bordières de chaque graben de chaque côté.

b) La première couche syn-cinématique

La figure 41C montre qu'à ce stade d'évolution précoce le maximum de déplacement (0.55mm) est localisé au niveau du compartiment Nord alors que des valeurs de déplacement moins importantes (maximum 0.5mm) caractérisent le compartiment Sud. Ces valeurs de déplacements présentent de la même manière que la figure A un gradient décroissant suivant les deux décrochements principaux et aussi vers l'intérieur de la zone de relais. Cette dernière se caractérise par une zone relativement stable qui se rattache de part et d'autre aux deux zones stables qui surmontent les tracés des deux décrochements majeurs. Les limites de ces zones stables dans la zone de relais correspondent (Fig. 42C) à la zone du maximum de déformation des failles bordières de chaque graben.

A un stade plus évolué de la même couche syn-cinématique (Fig 41D des deux planches) le gradient de déplacement décroissant persiste du côté du compartiment Sud mais présente des valeurs de déplacement beaucoup plus importante comprise entre (0.42 valeur minimale de couleur orangé clair et 0.52mm valeur maximale de couleur rouge). Contrairement à tous les stades précédents, à ce niveau le maximum de déplacement est consacré au compartiment Sud et pas Nord. Ce dernier, présente quand même une valeur de déplacement élevée comprise entre (0.44mm et 0.48mm). La partie stable précédemment décrite au stade précoce, se rétrécisse et se limite au niveau de l'axe du graben nord et au niveau d'une zone stable non déformée coincée entre les deux graben nord et sud dans leur partie méridionale. A l'extrémité de l'accident majeur sud, une zone de forme circulaire est formée. Cette zone est caractérisée par un gradient de déplacement décroissant centrifuge. La figure 42D montre qu'à ce stade le maximum de déformation est localisé essentiellement dans la partie Est plutôt que dans la partie Ouest de la zone de relais. En effet, les failles bordières du graben Nord sont traduites par la présence des deux segments du maximum de déformation précédemment décrits au stade précoce, par contre une nouvelle branche par rapport au stade précoce c'est formé à ce stade évolué. Pour le côté Ouest de la zone de relais et au niveau des failles bordières du graben Ouest les taux de déformation ne sont pas maximales par tout et elles sont moindre que celles du stade précoce. Le lambeau qui sépare les deux grabens n'a pas subi encore de déformation et garde une valeur nulle.

c) La deuxième couche syn-cinématique

La figure 41E montre qu'à ce stade d'évolution précoce le maximum de déplacement (1.4mm) est localisé au niveau du compartiment Nord de manière homogène alors que des

valeurs de déplacement moins importantes (maximum 1.3mm) caractérisent le compartiment Sud. Au niveau de ce dernier les valeurs de déplacements présentent un gradient décroissant tout au long du décrochement majeur et aussi vers l'intérieur de la zone de relais. Cette dernière se caractérise par une zone à la diagonale de toute la zone de relais qui relie entre les deux décrochements majeurs. Cette zone se caractérise par des valeurs de déplacement plus importantes dans sa partie septentrionale que dans sa partie méridionale. De plus, elle est délimitée du côté ouest par une zone de peu ou pas de déplacement. Cette zone est délimitée sur la figure 42E par deux segments à des taux de déformation maximale. L'axe de cette zone présente aussi une zone de déformation élevée mais moins importante que celle au niveau de ses limites.

A un stade plus évolué de la deuxième couche syn-cinématique (Fig 41F et 42F) le gradient de déplacement décroissant persiste du côté du compartiment Sud mais présente des valeurs de déplacement beaucoup plus importante comprise entre (0.8 valeur minimale de couleur orangé clair et 1mm valeur maximale de couleur rouge). Le compartiment Nord présente une valeur de déplacement homogène et élevée d'environ (0.95mm). La zone située à la diagonale entre les deux zones de décrochements s'élargisse et tout une partie méridionale s'individualise et s'associe à cette zone de relais. A ce stade les deux cotés externe de la zone de relais se caractérisent par des valeurs de déplacement relativement importantes alors que dans la partie médiane de cette zone les valeurs de déplacement diminuent jusqu'au s'annuler. Sur la figure 42F la même configuration décrite au stade précoce reste valide pour la partie septentrionale mais du côté méridional de la zone de relais, un nouveau segment, caractérisé par des taux de déformation importants prene naissance. De plus le segment qui correspond à l'axe du graben Nord s'étend vers le Sud et présente des valeurs plus importantes que celle au stade précoce.

d) La troisième couche syn-cinématique

La figure 41G montre qu'à ce stade d'évolution précoce les valeurs de déplacement se répartissent suivent un gradient décroissant au niveau des deux compartiment Nord et Sud suivant les deux décrochements majeurs et vers l'intérieur de la zone de relais. Au niveau de cette dernière, la zone à la diagonale et qui relie entre les deux décrochements majeurs est formée. Cette zone se caractérise par des valeurs de déplacement faible et même nul dans sa partie centrale mais qui augment de valeurs vers la partie externe Est et Ouest de la zone de relais. Les taux maximaux de déformation de cette zone se localisent au niveau des segments

qui délimitent le graben Nord et celui qui correspond à son axe. Le segment situé dans la partie méridionale de la zone de relais se caractérise par un taux de déformation moins important de l'ordre de 1%.

A un stade plus évolué de la troisième couche syn-cinématique (Fig 41H et 42H) le gradient de déplacement décroissant persiste des deux côtés. Sauf que le compartiment Nord augmente de valeur de déplacement maximal pour atteindre 0.95mm, et le compartiment Sud augmente sa valeur de déplacement minimale pour atteindre 0.85mm au lieu de 0.6mm. La partie à la diagonale de la zone de relais décrite précédemment présente à ce stade un élargissement et des limites beaucoup plus franches qu'à un stade précoce. Cette zone présente deux compartiments, Est et Ouest à des valeurs de déplacement moyenne aux alentours de 0.45mm, séparés par une zone à des valeurs de déplacement très faible voir nulles.

La figure 42H montre des valeurs maximales des taux de déformation qui atteignent les 4%. Ces taux sont localisés au niveau des deux limites du compartiment Ouest de la zone de relais. Au niveau des limites du compartiment Est de cette même zone, les taux de déformation sont moins importants et ne dépassent pas le 3%. La zone stable sur la planche des déplacements correspond au niveau de cette figure à une zone non déformée qui sépare les deux compartiments Est et Ouest.

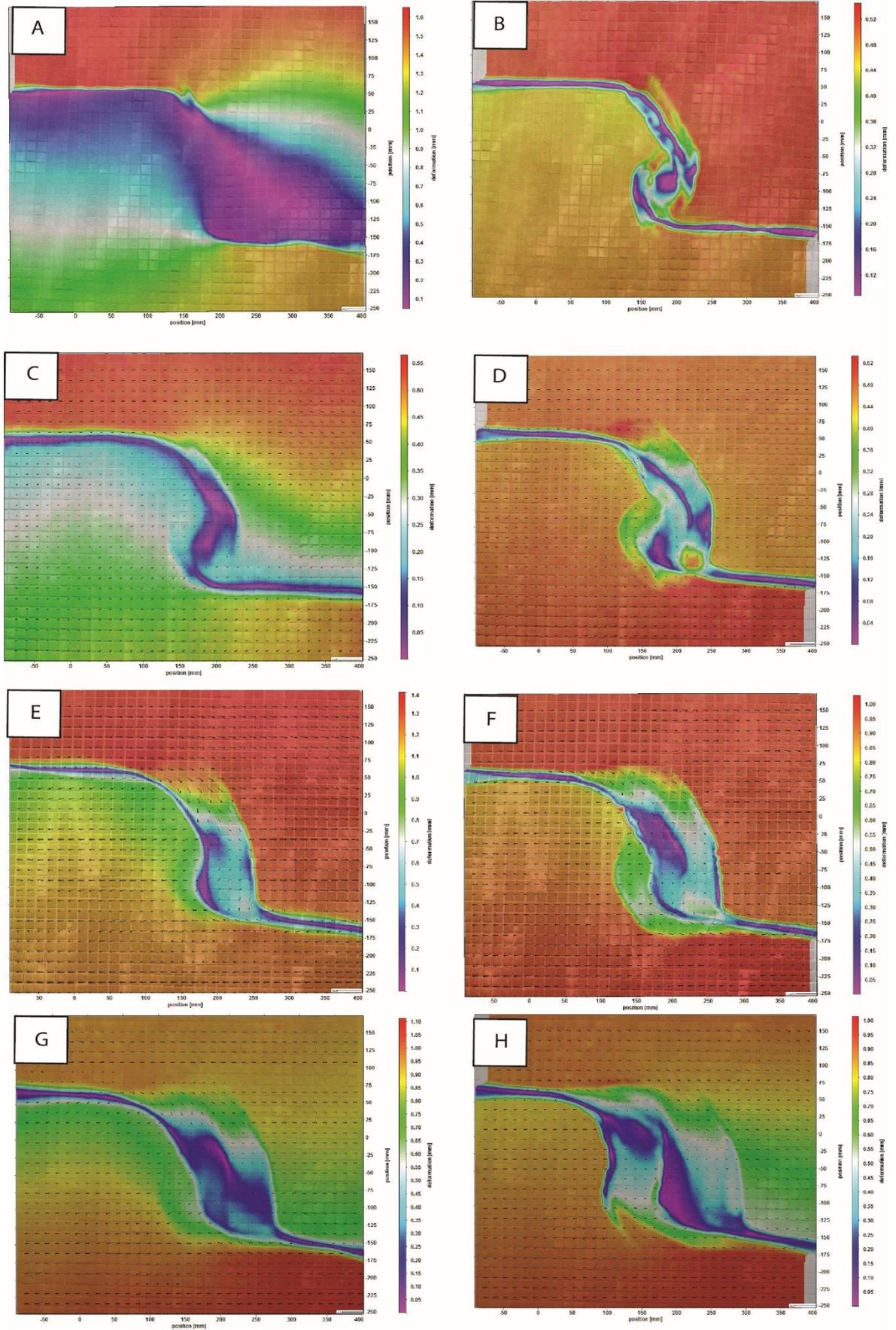


Fig. 41 : DIC du modèle C03 présentant la répartition spatiale de déplacement à divers étapes.

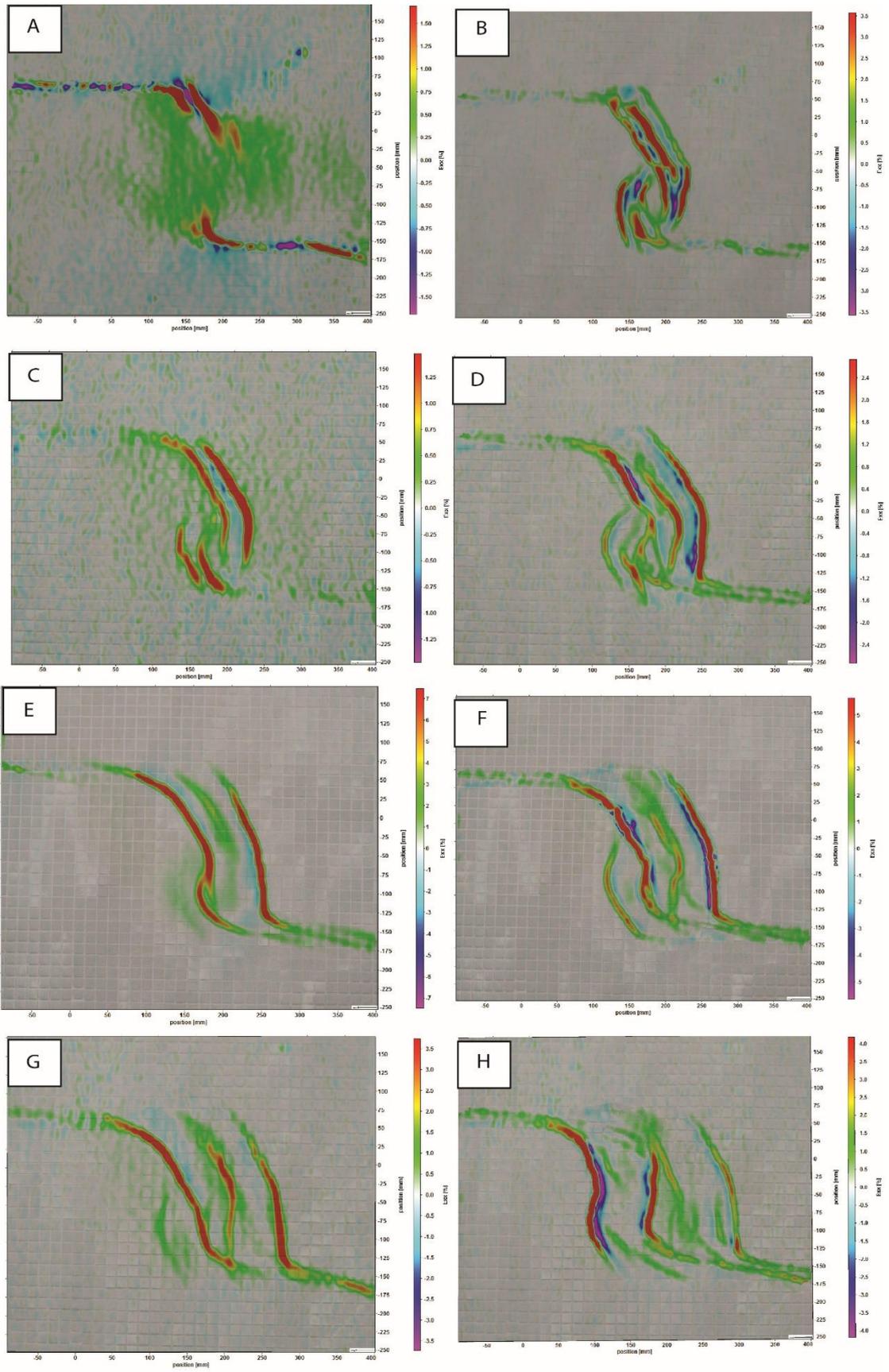


Fig. 42 : DIC du modèle C03 présentant la répartition spatiale des taux de déformation à divers étapes.

2) Résultats et description de la DIC du modèle C05

La figure 43 montre la variation des valeurs de déplacement du modèle C05 exprimés en couleur, allant du violet pour les valeurs de déplacement les plus faibles (de l'ordre de 0.1mm) jusqu'au rouge pour les valeurs de déplacements les plus élevés (2mm) en chaque point du modèle et à divers stades d'évolution sur des couches de couverture différentes (pré-cinématique, syn-cinématique)

a) la couche pré-cinématique

La figure 43A montre qu'à ce stade d'évolution précoce le maximum de déplacement est localisé au niveau des deux extrémités septentrionale-Ouest et méridionale-Est avec un peu de décalage favorisant le compartiment Nord par rapport au Sud puisque les valeurs maximales (0.7mm) de couleur bleu clair apparaissent dans la partie Nord. Ces valeurs de déplacements présentent un gradient décroissant suivant les deux décrochements principaux et aussi à partir de l'extrémité de chaque décrochement vers l'intérieur de la zone de relais. Cette diminution progressive est exprimée par une dégradation de couleur du bleu au violet. À l'extrémité de la discontinuité Nord une courbure a été formée qui fait un angle d'environ 60° avec la direction principale du décrochement. Toute la partie médiane du modèle se caractérise par peu ou pas de déplacement à ce stade. Sur la figure 30A des taux de déformation, on constate que la zone qui a subi le plus de déformation correspond à l'extrémité de la discontinuité Nord, qui renferme deux segments en échelon (qui font un angle de 60° avec le décrochement majeur) à des taux de déformation maximale d'environ (0.7mm) séparé par une zone de raccourcissement du même taux de déformation (-0.7mm). Toute la zone médiane présente des taux de déformation très faibles (maximum 0.2mm) de couleur jaune. Au-dessus des deux discontinuités préexistantes les taux de déformation sont élevés (0.6mm) mais pas maximales.

À un stade plus évolué de la même couche pré-cinématique (Fig 43B et 44B) deux compartiments indépendants s'individualisent, un compartiment Nord à des valeurs de déplacement maximales 0.5mm (couleur bleu foncé), et un deuxième compartiment Sud à des valeurs de déplacement élevées 0.4mm (couleur mauve) mais moins importantes que celles du compartiment Nord. Au niveau de ce dernier le gradient de déplacement décroissant persiste mais d'une manière moins franche (moins brusque). Par contre au niveau du compartiment Sud, le gradient disparaît et les valeurs de déplacement caractérisant ce block sont égales en tout point. La zone de relais renferme deux grabens Nord et Sud séparés par une zone stable,

qui n'a pas subi de déplacement. La figure 44B montre qu'effectivement cette zone stable présente des taux de déformations nulle et les zones du maximum de déformation se limite au niveau des failles bordières des deux grabens formés. A ce stade évolué les décrochements majeurs présentent des taux de déformations relativement faible d'environ 0.7%.

b) La première couche syn-cinématique

La figure 43C montre qu'à ce stade d'évolution précoce le maximum de déplacement (0.7mm) est localisé au niveau du compartiment Nord alors que des valeurs de déplacement moins importantes (maximum 0.65mm) caractérisent le compartiment Sud. Ces valeurs de déplacements présentent de la même manière que la figure A un gradient décroissant suivant les deux décrochements principaux et aussi vers l'intérieur de la zone de relais. Cette dernière se caractérise par une zone stable relativement large qui se situe juste au-dessus de l'accident Sud. Cette zone a subi des déplacements de valeurs très faible voire nulle. Dans la partie nord de la zone de relais, celle du côté de l'accident Nord, deux segments en échelon sont formés le premier est rattaché à l'accident Nord et le deuxième est à son relais gauche. Ces deux segments présentent aussi des valeurs de déplacement semblables à celles de la partie méridionale de la zone de relais. Par contre la zone entre ces deux segments montre des valeurs de déplacement plus élevées de l'ordre de 0.3mm. La figure 30C montre que ces deux segments précédemment décrit correspondent à deux segments de taux de déformation maximale. Ils sont probablement les failles bordières du graben Nord de la zone de relais. L'axe de ce graben montre à ce stade des taux de déformation négatifs qui atteignent -1.75% ce qui témoigne un raccourcissement local à son niveau. Quant à la partie méridionale de la zone de relais, le graben Sud a subi des taux de déformations aussi importante au niveau de ses failles bordières et de même, son axe montre des taux négatifs de l'ordre de -0.5%. Les deux grabens sont séparés encore pas une zone de non déformation délimité par la faille interne du graben Nord et la faille interne du graben Sud.

A un stade plus évolué de la même couche syn-cinématique (Fig 43D et Fig 44D) le gradient de déplacement décroissant persiste sur les deux compartiments Nord et Sud. La valeur de déplacement maximale reste encore consacrée au compartiment Nord qui atteint 1.4mm. En comparant entre le stade précoce et évolué (figure 43C et 43D respectivement) de cette première couche syn-cinématique on constate d'abord, que le compartiment Sud présente dans le stade évolué des valeurs de déplacements beaucoup plus importante que celle du stade précoce, ensuite, que la différence de déplacement entre les deux compartiments diminue en

fonction du temps. Les deux segments en échelon qui existait dans la partie septentrionale de la zone de relais s'associent et deviennent un seul segment rattachait au Nord à la discontinuité Nord et occupe dans la partie médiane et méridionale une large zone relativement stable délimité du côté Ouest par un domaine à des valeurs de déplacement relativement élevées, par rapport à toute la zone de relais, qui atteignent une valeur maximale d'environ 0.9mm. La figure 44D montre que cette zone de déplacement important correspond au graben Ouest de la zone de relais qui est délimité par des zones de maximum de déformation arrivant jusqu'au 4%. Contrairement à cette partie Ouest, la partie Est est peu déformé et ne présente des taux de déformation élevés qu'au niveau de la faille bordière Est du graben. Jusqu'à ce stade la zone qui sépare les deux grabens reste stable et ne subit aucune déformation.

c) La deuxième couche syn-cinématique

La figure 43E montre qu'à ce stade d'évolution précoce le maximum de déplacement (0.52mm) est localisé au niveau du compartiment Nord alors que des valeurs de déplacement moins importantes (maximum 0.48mm) caractérisent le compartiment Sud. Ces valeurs de déplacements présentent nettement un gradient décroissant suivant le décrochement principal et aussi vers l'intérieur de la zone de relais, dans le compartiment Nord, et d'une manière moins franche dans le compartiment Sud. A ce stade le segment rattaché précédemment à la discontinuité majeure Nord se détache de ce dernier. Cette zone elle-même présente deux parties de différentes valeurs de déplacement. En effet dans sa partie interne qui occupe le centre de la zone de relais, on détecte une forme losangique de couleur violette qui témoigne l'absence de déplacement à son niveau, alors que du côté externe Est de la zone de relais on repère une zone de couleur mauve à des taux de déplacement d'environ 0.15mm. Au niveau de la figure E de la planche 4 on peut constater que le maximum de déformation à ce stade est consacré à la partie Ouest plutôt qu'à la partie Est de la zone de relais. Mais ça ne nous empêche pas de distinguer les deux grabens Est et Ouest et la forme losangique qui les sépare.

A un stade plus évolué de la même couche syn-cinématique (Fig 43F et 44F) la répartition des valeurs de déplacement garde la même tendance. En effet, le compartiment Nord reste le compartiment qui montre les valeurs de déplacement maximale avec un gradient décroissant suivant la discontinuité majeure et vers l'intérieur de la zone de relais, alors que le compartiment Sud ne présente pas ce gradient ou du moins de manière discrète. La zone de relais est beaucoup plus complexe, mais elle garde aussi la même répartition de déplacement,

maximale du côté Ouest et minimale du côté Ouest et presque nulle en plein centre. Cette dernière constatation est prouvée par la figure 44F qui montre la déformation intense au niveau du graben Ouest qui dépasse le 2% au niveau de limite externe de la zone de relais alors qu'elle ne dépasse pas le 1.5% à la limite externe du côté Est.

d) La troisième couche syn-cinématique

La figure 43G montre qu'à ce stade d'évolution précoce le maximum de déplacement reste localisé au niveau du compartiment Nord alors que des valeurs de déplacement moins importantes caractérisent le compartiment Sud. Ces valeurs de déplacements présentent nettement un gradient décroissant suivant les deux décrochements principaux et aussi vers l'intérieur de la zone de relais, dans les deux compartiment Nord et Sud, et d'une manière moins franche dans le compartiment Sud. A ce stade toute une zone reliant les deux extrémités des deux décrochements majeurs est repérée. Cette zone se situe à la diagonale de la zone de relais, elle est très étroite au niveau du décrochement Nord et s'élargisse de manière progressive jusqu'au arrivé à la partie méridionale Est du compartiment Nord. Le maximum de déplacement dans la zone de relais est consacré à la partie méridionale Ouest de celle-ci. La figure 44G montre deux zones Est et Ouest qui correspondent aux deux grabens Est et Ouest respectivement. Ces deux zones sont délimitées par des failles qui présentent des valeurs de taux de déformation, maximale du côté Ouest et moins importantes du côté Est. Les deux segments interne qui délimitent chaque graben se croisent au centre de la zone de relais et forme un point de jonction à un taux de déformation maximale.

A un stade plus évolué de la même couche syn-cinématique (Fig 43H et 44H) la répartition des valeurs de déplacement change de tendance. En effet, le compartiment Sud devient le compartiment qui montre les valeurs de déplacement maximale (0.85mm) avec un gradient décroissant suivant la discontinuité majeure et vers l'intérieur de la zone de relais. Le compartiment Nord présente aussi ce gradient de déplacement mais sa valeur maximale est moindre que celle du compartiment Nord. A ce stade, la zone reliant les deux extrémités des deux décrochements majeurs et située à la diagonale de la zone de relais présente une configuration en trois faisceaux en échelon. Cette zone migre un peu vers le Nord Est de la zone de relais d'une manière qui divise cette zone en partie Nord-Est à des faibles valeurs de déplacement et une partie Sud-Ouest à des valeurs de déplacement élevées. La figure 44G montre des taux de déformations maximale au niveau des deux limites du graben Ouest et seulement la limite externe du graben Est.

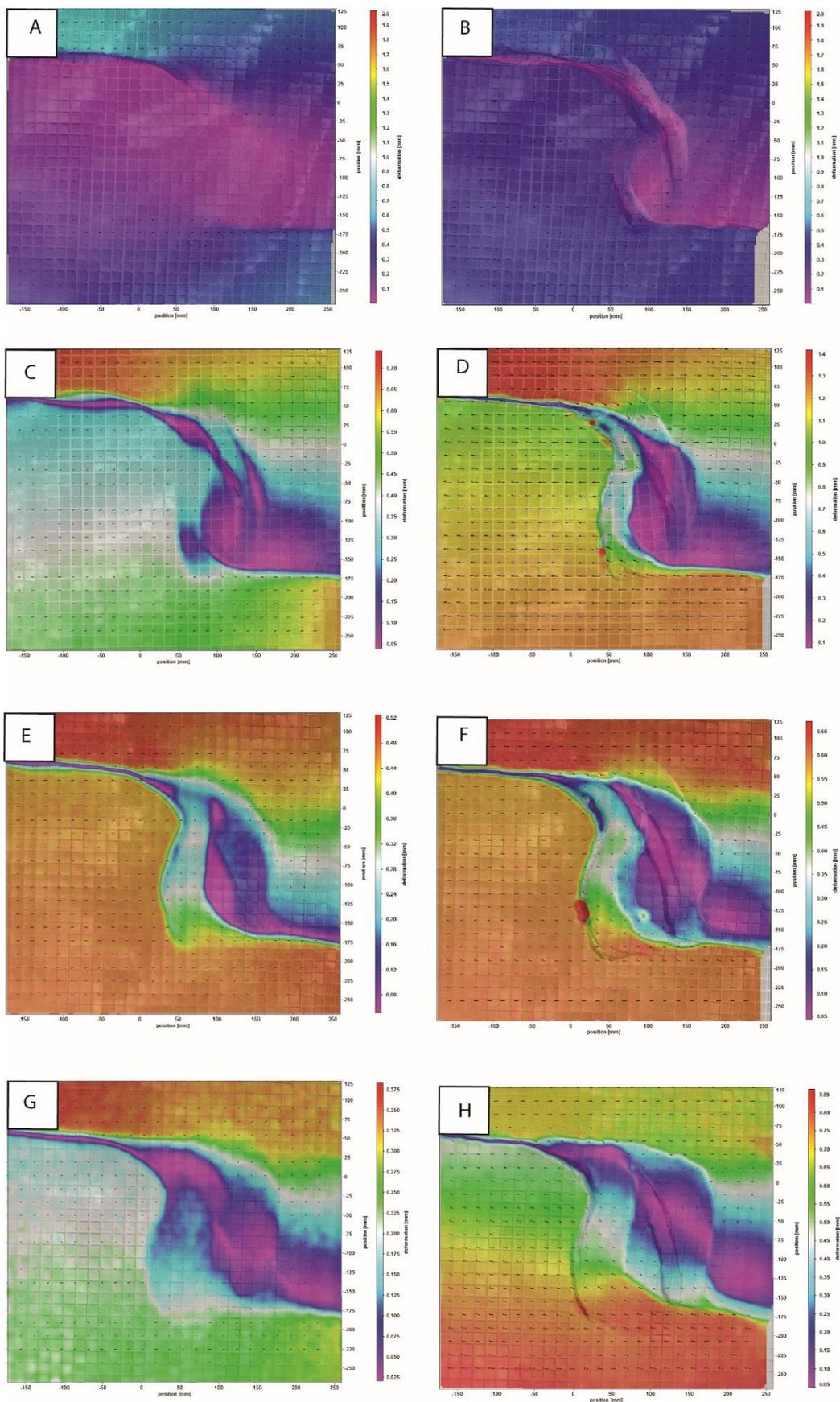


Fig. 43: DIC du modèle C05 présentant la répartition spatiale de déplacement à divers étapes.

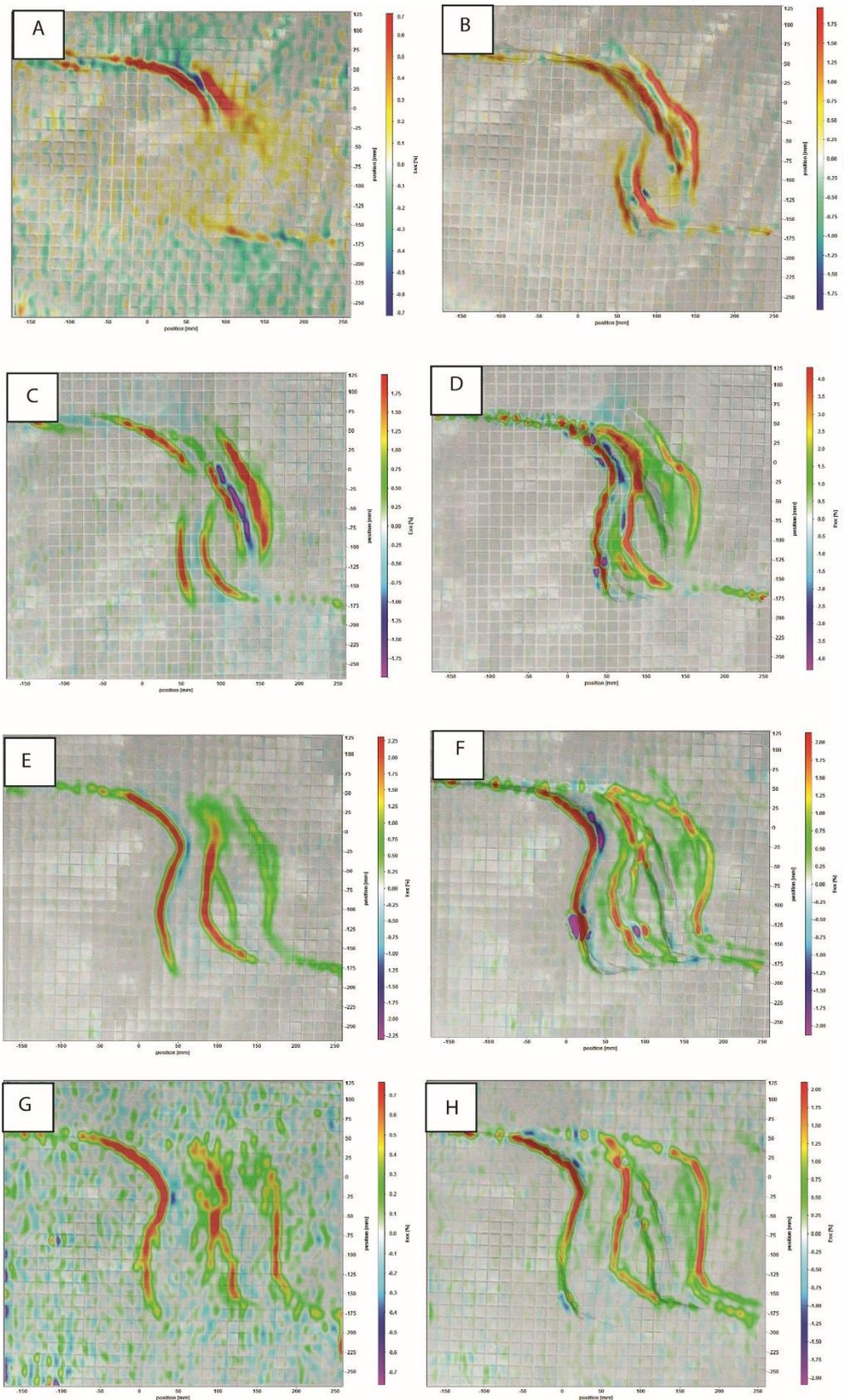


Fig. 44: DIC du modèle C05 présentant la répartition spatiale des taux de déformation à divers étapes.

3) Discussions et conclusions

Les DIC du modèle C03 (avec silicone pur partout à la base) et du modèle C05 (avec silicone chargé dans la zone de relais) montrent que la réponse à la même vitesse et au même taux de pousser de l'axe du moteur et à divers stades, est différente que ce soit en terme de déplacement ou bien taux de déformation.

En effet la comparaison entre l'évolution au niveau de la couche pré-cinématique des deux modèles montre qu'au niveau du modèle C03 (à silicone pur partout) à un taux de déplacement d'environ 1.5cm (Fig 42A), les deux couloirs de cisaillements principales s'expriment parfaitement. De plus, à l'extrémité de chacun, un graben prend naissance, avec une évolution plus importante au niveau du graben rattaché au couloir Nord (le premier à se former) que celle du graben rattaché au couloir Sud. Alors qu'au niveau du modèle C05 (Fig 44A), à silicone chargé dans la zone de relais, au même taux de déplacement, seulement le couloir de cisaillement principale Nord s'exprime bien contrairement au couloir de cisaillement Sud. Seulement des taux de déformation relativement élevées commence à se condenser et à se répartir en échelon à son niveau. Le fait qu'à ce stade, le couloir de cisaillement Nord est beaucoup plus actif que le Sud explique la formation unique d'un graben rattaché à l'extrémité de l'accident Nord.

On remarque en comparant les deux évolutions de chaque modèle qu'au niveau de la zone de relais, la configuration des deux DIC est similaire et on ne détecte une différence qu'à un stade évolué de la déformation de la 1ère couche syn-cinématiques (Fig 42D et 44D), à des taux de déplacement de l'ordre de 9cm pour les deux modèles. En effet à ce stade le maximum de déformation reste localisé au niveau du graben Est rattaché au premier couloir formé pour le modèle C03, alors que au niveau du modèle C05, le maximum de déformation à ce stade se déplace et migre vers le graben Ouest rattaché au couloir de cisaillement tardif. On rattache cette différence d'expression à la présence de la couche de silicone chargée, qui complique le décollement de la couverture à ce niveau pour le modèle C05, contrairement au modèle C03, ce qui engendre forcément une structuration plus complexe qu'au niveau d'une couverture décollée de son socle.

Conclusion générale

Dans le présent travail, les données sismiques combinées aux résultats expérimentaux soutiennent l'hypothèse que le bassin en pull-apart d'El Hamma s'est formé spontanément, affectant la couverture méso-cénozoïque sans aucune influence des discontinuités du socle sous-jacent à la zone de relais.

La variation de l'intensité de la déformation (failles et déformation interne) au sein de la zone de relais est contrôlée par le degré de découplage associé à la différence de densité, entre la couverture et son socle. En effet, dans les modèles expérimentaux, ainsi que dans le bassin en pull-apart d'El Hamma, la déformation est plus importante dans la zone la plus découplée (silicone pur), ce qui a conduit à la formation de "structures en sablier" constituées de grabens dans les couches syn-tectoniques recouvrant des horsts plus anciens et plus profonds, hérités des stades antérieurs de déformation. Dans ces grabens, les axes de subsidence migrent progressivement au cours de la déformation vers le centre de la zone de relais par le développement successif de failles de plus en plus jeunes. La comparaison de cette configuration à celle du prototype d'El Hamma prouve que la couche de sel triasique s'étend sur toute la partie nord de la zone de relais, et elle se biseaute progressivement vers le sud sur le versant du môle de Matmata. Cependant, un fort épaissement de cette couche de sel se produit à l'aplomb du système des failles du couloir Oum Ali-Fejj, au Nord duquel cette couche devrait être beaucoup plus épaisse qu'au sud. La présence du diapir de Jebel El Melah prouve en effet, qu'au nord de ce couloir de failles, les séries évaporitiques sont suffisamment épaisses pour fournir le volume de sel nécessaire à l'alimentation d'un diapir s'élevant passivement jusqu'en surface.

Au-delà de l'étendue du sel dans la zone de relais, le découplage doit être assuré par des niveaux de décollement potentiels, plus récents dans la série stratigraphique. Les argiles du Jurassique moyen, ainsi que les couches d'argiles et/ou les ensembles gypseux du Crétacé inférieur, ont pu garantir ce rôle.

Par ailleurs, les données de corrélation d'images numériques du modèle C05 révèlent une grande hétérogénéité de la déformation dans la zone de relais, à la fois dans le temps et dans l'espace. Au cours des premiers stades, la déformation dans la partie nord a commencé plus tôt et plus rapidement que dans la partie sud, probablement en raison de la différence dans la nature lithologique de leurs décollements respectifs.

Le changement latéral du faciès du décollement (tant en termes lithologiques que rhéologiques) a un impact sur l'évolution des failles limitant le graben dans les modèles. La propagation vers le sud de la faille délimitant le graben oriental, initiée au Nord, tend à se ralentir lorsque sa pointe atteint le décollement de silicone chargé, mécaniquement plus fort. A l'inverse, la faille délimitant le graben occidental et qui s'est initiée au Sud s'est propagée plus rapidement vers le Nord lorsqu'elle a atteint la zone septentrionale qui repose sur un décollement de silicone pur plus ductile. Ceci a conduit à un taux de déformation global plus élevé dans la partie nord de la zone de relais, et également à une migration progressive de la déformation du graben oriental vers le graben occidental.

REFERENCES

A

- Abbes, C. & Zargouni, F.(1986). Anatomie d'un couloir de décrochements : le couloir de Hadhifa (chaîne Nord des Chotts-Tunisie). *Rev. Sc. Terre* 4, 31–37 Tunisie.
- Abbes, C., Abdeljaouad, S., Ben Ouezdou, H. (1994). Carte géologique d'El Hamma au 1/100000, Feuille n°74 ; Serv. Géol. National (ONM) & Centre Nat, Sci. Terre (INRST), Tunisie.
- Abbes, C. (2004). Structurations et évolutions tectono-sédimentaires mésozoïques et cénozoïques associées aux accidents réghmatiques à la jonction des marges téthysienne et nord-africaine (Chaîne Nord-Sud, Tunisie centrale). *Unpublished thesis ès-Sciences, Université Tunis El Manar*, 435.
- Abdeljaouad, S. (1983). Etude sédimentologique et structure de la partie est de la chaîne nord des Chotts. *These de Doctorat. Univ. de Tunis El Manar. Tunisie*.
- Acheche, M. H., M'rabet, A., Ghariani, H., Ouahchi, A., & Montgomery, S. L. (2001). Ghadames basin, southern Tunisia: A reappraisal of Triassic reservoirs and future prospectivity. *AAPG bulletin*, 85(5), 765-780.
- Aissaoui, M. N., Bédir, M., & Gabtni, H. (2016). Petroleum assessment of berkine–Ghadames basin, southern Tunisia. *AAPG Bulletin*, 100(3), 445-476.
- Allen, C. R., Zhuoli, L., Hong, Q., Hueze, W., Huawei, Z. & Weishi, H. 1991. Field study of a highly active fault zone: the Xianshuihe fault of southwestern China. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1178–1199.
- Allen, M. B., Macdonald, D. I. M., Xun, Z., Vincent, S. J., & Brouet-Menzies, C. (1997). Early Cenozoic two-phase extension and late Cenozoic thermal subsidence and inversion of the Bohai Basin, northern China. *Marine and Petroleum geology*, 14(7-8), 951-972.
- Allen, M. B., Macdonald, D. I., Xun, Z., Vincent, S. J., & Brouet-Menzies, C. (1998). Transensional deformation in the evolution of the Bohai Basin, northern China. *Geological Society, London, Special Publications*, 135(1), 215-229.
- Alsop, G. I., Weinberger, R., Levi, T., & Marco, S. (2015). Deformation within an exposed salt wall: Recumbent folding and extrusion of evaporites in the Dead Sea Basin. *Journal of Structural Geology*, 70, 95-118.
- Atmaoui, N., Kukowski, N., Stöckhert, B., & König, D. (2006). Initiation and development of pull-apart basins with Riedel shear mechanism: Insights from scaled clay experiments. *International Journal of Earth Sciences*, 95(2), 225-238.

Aydin, A., & Nur, A. (1982). Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1(1), 91-105.

B

Badalini, G., Redfern, J., & Carr, I. D. (2002). A synthesis of current understanding of the structural evolution of north Africa. *Journal of Petroleum Geology*, 25(3), 249-258.

Bahat, D. (1983). New aspects of rhomb structures. *Journal of Structural Geology*, 5(6), 591-601.

Ballance, P. F. & Reading, H. G. 1980. Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones. *Blackwell Scientific, Oxford*, 265 pp.

Barrier, E., & Vrielynck, B. (2008). Palaeotectonic maps of the Middle East. *Atlas of*, 14.

Bartov, Y., & Sagy, A. (2004). Late Pleistocene extension and strike-slip in the Dead Sea Basin. *Geological Magazine*, 141(5), 565-572.

Basile, C., & Brun, J. P. (1999). Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation. *Journal of Structural Geology*, 21(1), 23-37

Bellon, H., & Letouzey, J. (1977). Volcanism related to plate tectonics in the western and eastern Mediterranean. *Structural History of the Mediterranean Basins. Paris: Technip*, 165-184.

Belt, E. S. (1968). Post-Acadian rifts and related facies, eastern Canada. *Studies of Appalachian geology. Edited by E. Zen and others. Wiley-interscience, New York*, 95-113.

Ben-Avraham, Z., Almagor, G., & Garfunkel, Z. (1979). Sediments and structure of the Gulf of Elat (Aqaba)—northern Red Sea. *Sedimentary Geology*, 23(1-4), 239-267.

Ben Ferjani, A., Burollet, P. F., & Mejri, F. (1990). Petroleum Geology of Tunisia: Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières. ETAP, Tunis, Tunisia (194 p.)

Benkhelil, J., Mascle, J., & Tricart, P. (1995). The Guinea continental margin: an example of a structurally complex transform margin. *Tectonophysics*, 248(1-2), 117-137.

Berkaloff, E. (1933). Contribution à l'étude géologique de l'extrême-sud tunisien. Le territoire militaire des Matmatas. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 83-85.

Biju-Duval, B., Dercourt, J., & Le Pichon, X. (1976). La genèse de la Méditerranée. *La recherche*, 7(71), 811-822.

Biju-Duval, B., & Montadert, L. (1977). Introduction to the structural history of the Mediterranean basins. In *Structural history of the Mediterranean Basins* (pp. 1-12). Technip Paris.

- Blundell, D. J., Freeman, R., Mueller, S., & Button, S. (Eds.). (1992). A continent revealed: The European Geotraverse, structure and dynamic evolution. Cambridge University Press.
- Boillot, G., Capdevilla, R., Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M., & Lepretre, J. P. (1973). La zone nord-pyrénéenne, ses prolongements sur la marge continentale nord-espagnole et sa signification structurale. *Comptes rendus de l'Académie des sciences (Paris)*, 227, 2629-2632.
- Boote, D. R., Clark-Lowes, D. D., & Traut, M. W. (1998). Palaeozoic petroleum systems of North Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 132(1), 7-68.
- Bouaziz, S. (1995). Etude de la tectonique cassante dans la plate-forme et l'Atlas sahariens (Tunisie Méridionale): Evolution des paléo-champs de contraintes et implications géodynamiques. *Unpublished thesis ès-Sciences, Université Tunis II*, 484.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., Turki, M. M., & Zouari, H. (2002). Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, 357(1-4), 227-253.
- Bouillin, J. P., & Kornprobst, J. (1974). Associations ultrabasiques de Petite Kabylie; peridotites de type alpin et complexe stratifié; comparaison avec les zones internes bético-rifaines. *Bulletin de la société géologique de France*, 7(2), 183-194.
- Bouillin, J. P. (1986). Le "bassin maghrebin"; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(4), 547-558.
- Boudjema, A. (1987). *Évolution structurale du bassin pétrolier "triasique" du Sahara Nord oriental (Algérie)* (Doctoral dissertation, Paris 11).
- Bozkurt, E., J.A. Winchester, J.D.A. (2000) Piper (Eds.), Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area, Geological Society of London Special Publication 173 (2000) 163-185.
- Brew, G., Lupa, J., Barazangi, M., Sawaf, T., Al-Imam, A., & Zaza, T. (2001). Structure and tectonic development of the Ghab basin and the Dead Sea fault system, Syria. *Journal of the Geological Society*, 158(4), 665-674.
- Burchfiel, B. C., & Stewart, J. H. (1966). "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 77(4), 439-442.
- Burrollet, P. F. (1956). Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Mines Géol.*, 18, 350.
- Busson, G. (1972). Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. Thèse, Paris VI, 443 p., 134 fig, 8 pl.h.t., 2 cartes.

- Cadell, H.M., 1890. Experimental researches in mountain building. *Trans. Roy. Soc, Edinburg*, 337p.
- Caire, A. (1971). Chaînes alpines de la Méditerranée centrale (Algérie et Tunisie septentrionales, Sicile, Calabre et Apennin méridional).
- Callot, J. P., Trocmé, V., Letouzey, J., Albouy, E., Jahani, S., & Sherkati, S. (2012). Pre-existing salt structures and the folding of the Zagros Mountains. *Geological Society, London, Special Publications*, 363(1), 545-561.
- Carey, S. W. (1958). The tectonic approach to continental drift. In *Continental drift: a symposium* (Vol. 177355). Hobart: University of Tasmania.
- Castany G., 1954 – l'Accident Sud Tunisien, son âge et ses relations avec l'Accident Sud Atlasique algérien ; C.R. Acad. Sc., Paris, 238, p. 916.
- Cermak, V. ; Della Vedova, B. ; Lucazeau, F. ; Pasquale, V., Pellis , G. ; Schulz, R. ; Verdoya, M. ; (1992) Heat flow density. In: Blundell, R. ; Freeman, R. ; Mueller, St. (Eds.) ; *A Continent Revealed: The European Geotraverse Database*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, p. 47-57. map 13.
- Christie-Blick, N., & Biddle, K. T. (1985). Strike Slip, Deformation, Basin Formation, and Sedimentation, *SEPM Spec. Pub*, 37.
- Clayton, L. (1966). Tectonic depressions along the Hope fault, a transcurrent fault in north Canterbury, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 9(1-2), 95-104.
- Cloos, E. (1955). Experimental analysis of fracture patterns. *Geological Society of America Bulletin*, 66(3), 241-256.
- Cloos, E. (1968). Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *Aapg Bulletin*, 52(3), 420-444.
- Cobbold, P.R., Jackson, M.P.A., 1992. Gum rosin (colophony): a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. *Tectonophysics*, 210: 255-271 p.
- Cobbold, P. R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E. A., Sadybakasov, E., Thomas, J. C., ... & De Urreiztieta, M. (1993). Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedimentary Geology*, 86(1-2), 77-89.
- Cooke, M. L., & van der Elst, N. J. (2012). Rheologic testing of wet kaolin reveals frictional and bi-viscous behavior typical of crustal materials. *Geophysical research letters*, 39(1).
- Corti, G., & Dooley, T. P. (2015). Lithospheric-scale centrifuge models of pull-apart basins. *Tectonophysics*, 664, 154-163.
- Cowan, H. A. (1990). Late Quaternary displacements on the Hope Fault at Glynn Wye, North Canterbury. *New Zealand journal of geology and geophysics*, 33(2), 285-293.

Crowell, J. C. (1976). Implications of crustal stretching and shortening of coastal Ventura basin, California.

Crowell, J. C. (1974). Origin of late Cenozoic basins in southern California. In *Tectonics and sedimentation* (Vol. 22, pp. 190-204). Tulsa, Okla.: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.

Csontos, L., & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1-56.

D

Daubrée, A., 1878. Recherches expérimentales sur les cassures qui traversent l'écorce terrestre particulièrement celles qui sont connues sous le nom de joints et de failles. Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences, 86(12): 733-739.

Daubrée, A., 1879. Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Dunot.

Davy, P., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 1-25 p.

Debelmas, J., Giraud, P., & Sacchi, R. (1980). Géologie structurale des Alpes franco-italiennes. *Géol. alpine*, 56, 99-117.

Debelmas, J., Escher, A., & Trumpy, R. (1983). Profiles through the western Alps. *Profile of Orogenic Belts*, 10, 83-96.

Deng, Q., Wu, D., Zhang, P., & Chen, S. (1986). Structure and deformational character of strike-slip fault zones. *Pure and Applied Geophysics*, 124(1), 203-223.

Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., ... & Lauer, J. P. (1985). Presentation de 9 cartes paleogeographiques au 1/2000000000eme s' etendant de l'Atlantique au Pamir pour la periode du Lias a l'Actuel. *Bulletin de la Société géologique de France*, 1(5), 637-652.

Dercourt, J., Ricou, L. E., & Vrielynck, B. (1993). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps Gauthier-Villars. *Paris 307pp*, 14.

Dercourt, J., Gaetani, M., & Vrielynck, B. (2000). Atlas Peri-Téthys and explaining notes (S. Crasquin coord). *CCGM ed Paris*, 1-268.

Dhahri, F., & Boukadi, N. (2017). Triassic salt sheets of Mezzouna, Central Tunisia: New comments on Late Cretaceous halokinesis and geodynamic evolution of the northern African margin. *Journal of African Earth Sciences*, 129, 318-329

Dooley, T., & McClay, K. (1997). Analog modeling of pull-apart basins. *AAPG bulletin*, 81(11), 1804-1826.

Dooley, T., McClay, K., & Bonora, M. (1999, January). 4D evolution of segmented strike-slip fault systems: applications to NW Europe. In *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series* (Vol. 5, No. 1, pp. 215-225). Geological Society of London.

Dooley, T. P., & Schreurs, G. (2012). Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics*, 574, 1-71.

E

Echikh, K. (1998). Geology and hydrocarbon occurrences in the Ghadames basin, Algeria, Tunisia, Libya. *Geological Society, London, Special Publications*, 132(1), 109-129.

Eisenstadt, G., & Sims, D. (2005). Evaluating sand and clay models: do rheological differences matter?. *Journal of Structural Geology*, 27(8), 1399-1412.

El Euch, H., Kebaier, D., Ferjaoui, M. (2003). Discontinuités et déformation dans le paléozoïque du Sud Tunisien. ATEIG- Chronologie des évènements tectoniques en Tunisie, p.9-13.

Embley, R. W., Kulm, L. D., Massoth, G., Abbot, D., & Holmes, M. (1987). Morphology, structure, and resource potential of the Blanco Transform Fault Zone.

F

Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., ... & Serpelloni, E. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283-332.

Fakraoui, M., 1990. Etude stratigraphique et structurale des chaînes des Chotts: Evolution géométrique et cinématique liée à l'accident Sud-Atlasique. Thèse 3ème Cycle.

Faugère, E., Brun, J., Van Den Driessche, J., 1986. Asymmetric basins in pure extension and in wrenching: experimental models. *Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production* 10,13-21.

Favre, A., 1978. Expériences sur les effets des refoulements ou écrasements latéraux en géologie. *Archives des sciences physiques et naturelles*, 246 p

Ferrill, D. A., Morris, A. P., Stamatakos, J. A., & Sims, D. W. (2000). Crossing conjugate normal faults. *AAPG bulletin*, 84(10), 1543-1559.

Fornari, D. J., Gallo, D. G., Edwards, M. H., Madsen, J. A., Perfit, M. R., & Shor, A. N. (1989). Structure and topography of the Siqueiros transform fault system: Evidence for the

development of intra-transform spreading centers. *Marine Geophysical Researches*, 11(4), 263-299.

Freund, R. (1971). The Hope Fault. A strike slip fault in New Zealand.

G

Gabtni, H. (2006). Caractérisation profonde et modélisation géophysique des zones de transition entre les différents blocs structuraux de la Tunisie centro-méridionale. Université de Tunis El Manar, Thèse Doctorat, 24

Gabtni, H., Jallouli, C., Mickus, K. L., Zouari, H., & Turki, M. M. (2009). Deep structure and crustal configuration of the Jeffara basin (Southern Tunisia) based on regional gravity, seismic reflection and borehole data: How to explain a gravity maximum within a large sedimentary basin?. *Journal of Geodynamics*, 47(2-3), 142-152.

Gabtni, H., Alyahyaoui, S., Jallouli, C., Hasni, W., & Mickus, K. L. (2012). Gravity and seismic reflection imaging of a deep aquifer in an arid region: case history from the Jeffara basin, southeastern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 66, 85-97.

Gamond, J. F. (1987). Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6), 609-620.

Garfunkel, Z., & Ben-Avraham, Z. (1996). The structure of the Dead Sea basin. *Tectonophysics*, 266(1-4), 155-176.

Gibbs, A. D. (1989). Structural Styles in Basin Formation: Chapter 6: Concepts.

Ghanmi, M., & Potfaj, M. (1991). Données stratigraphiques sur la chaîne de Tébagha de Kébili, Jebel Aziz (Tunisie méridionale): Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *Notes du Service géologique*, (58), 21-28.

Gharbi, M., Espurt, N., Masrouhi, A., Bellier, O., & Amari, E. A. (2015). Style of Atlassic tectonic deformation and geodynamic evolution of the southern Tethyan margin, Tunisia. *Marine and petroleum geology*, 66, 801-816.

Golonka, J. (2004). Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381(1-4), 235-273.

Guiraud, R., Bellion, Y., Benkhelil, J., & Moreau, C. (1987). Post-Hercynian tectonics in northern and western Africa. *Geological Journal*, 22(S2), 433-466.

Guglielmo Jr, G., Jackson Jr, M. P., & Vendeville, B. C. (1997). Three-dimensional visualization of salt walls and associated fault systems. *AAPG bulletin*, 81(1), 46-61.

H

Hall, J., 1815. On the vertical position and convolution of certain strata, and their relation with granite. *Trans. Roy. Soc. London*, 7: 79-108 p.

- Hallet, D. (2002). Petroleum geology of Lybia. Amsterdam , Elsevier, 503 p.
- Handy, M. R., Schmid, S. M., Bousquet, R., Kissling, E., & Bernoulli, D. (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102(3-4), 121-158.
- Handy, M. R., Ustaszewski, K., & Kissling, E. (2015). Reconstructing the Alps–Carpathians–Dinarides as a key to understanding switches in subduction polarity, slab gaps and surface motion. *International Journal of Earth Sciences*, 104(1), 1-26.
- Hassine, M., 2019. Le bassin en Pull-apart d’El Hamma-Gabes: Structuration depuis le jurassique `a partir des données sismiques, gravimétrique et de forages. *Thèse de Doct. Sc. Geol, Univ De Sfax, Fac. Sc. Sfax*, p. 125.
- Heimann, A., Eyal, M., & Eyal, Y. (1990). The evolution of Barahta rhomb-shaped graben, Mount Hermon, Dead Sea transform. *Tectonophysics*, 180(1), 101-109.
- Heimann, A., Eyal, M., & Eyal, Y. (1990). The evolution of Barahta rhomb-shaped graben, Mount Hermon, Dead Sea transform. *Tectonophysics*, 180(1), 101-109.
- Hempton, M. R., & Dunne, L. A. (1984). Sedimentation in pull-apart basins: active examples in eastern Turkey. *The Journal of Geology*, 92(5), 513-530.
- Hempton, M. R., & Neher, K. (1986). Experimental fracture, strain and subsidence patterns over en echelon strike-slip faults: implications for the structural evolution of pull-apart basins. *Journal of Structural Geology*, 8(6), 597-605.
- Henza, A. A., Withjack, M. O., & Schlische, R. W. (2010). Normal-fault development during two phases of non-coaxial extension: An experimental study. *Journal of Structural Geology*, 32(11), 1656-1667.
- Henza, A. A., Withjack, M. O., & Schlische, R. W. (2011). How do the properties of a pre-existing normal-fault population influence fault development during a subsequent phase of extension?. *Journal of Structural Geology*, 33(9), 1312-1324.
- Hinsch, R., Decker, K., & Wagreeich, M. (2005). 3-D mapping of segmented active faults in the southern Vienna Basin. *Quaternary Science Reviews*, 24(3-4), 321-336.
- Horsfield, W. T. (1980). Contemporaneous movement along crossing conjugate normal faults. *Journal of Structural Geology*, 2(3), 305-310.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 48, 1459–1520 p.
- Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62: 355-372 p.

INGERSOLL, R. V. & BUSBY, C. J. 1995. Tectonics of sedimentary basins. In: BUSBY, C. J. & INGERSOLL, R. V. (eds) *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, Oxford, 1–51.

J

Jaimes, M. (2003). *Paleogene to Recent tectonic and paleogeographic evolution of the Cariaco basin, Venezuela* (Doctoral dissertation, MSc thesis, the University of Texas at Austin).

Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., & Masini, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28(4).

K

Kharbachi, S., Boukadi, N., & Gaaya, A. (2003, October). Structural Styles and Hydrocarbon Habitat in Central Tunisia, West of the NS Axis. In *1st EAGE North African/Mediterranean Petroleum & Geosciences Conference & Exhibition* (pp. cp-8). European Association of Geoscientists & Engineers.

Khessibi, M. (1985). Etude sédimentologique des affleurements permiers du Djebel Tebaga de Médenine (Sud Tunisien). *Bulletin des centres de recherches exploration-Production Elf-Aquitaine*, 9(2), 427-464.

Klinkmüller, M., 2011. Properties of analogue materials, experimental reproducibility and 2D/3-D deformation quantification techniques in analogue modelling of crustal-scale processes. *Ph.D. thesis, University of Bern*.

Klinkmüller, M., Schreurs, G., Rosenau, M., & Kemnitz, H. (2016). Properties of granular analogue model materials: A community wide survey. *Tectonophysics*, 684, 23-38.

L

Laffite, R. (1939). Structure et relief de l'Aurès algérien. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, (119), 34-39.

Le Calvez, J. H., & Vendeville, B. C. (2002). Experimental designs to model along-strike fault interaction. *Journal of the Virtual Explorer*, 7, 1-17.

Le Pichon, X., Şengör, A. C., & İmren, C. (2019). A new approach to the opening of the eastern Mediterranean Sea and the origin of the Hellenic Subduction Zone. Part 1: The eastern Mediterranean Sea. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 56(11), 1119-1143.

Lesne, O., Calais, E., & Deverchere, J. (1998). Finite element modelling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active–passive rifting debate. *Tectonophysics*, 289(4), 327-340.

Link, M. H., Roberts, M. T., & Newton, M. S. (1985). Walker Lake Basin, Nevada: an example of late Tertiary (?) to recent sedimentation in a basin adjacent to an active strike-slip fault.

Lonergan, L., & White, N. (1997). Origin of the Betic-Rif Mountain belt. *Tectonics*, 16(3), 504-522.

M

Mann, P., Hempton, M. R., Bradley, D. C., & Burke, K. (1983). Development of pull-apart basins. *The Journal of Geology*, 91(5), 529-554.

Mann, P., Tyburski, S. A., & Rosencrantz, E. (1991). Neogene development of the Swan Islands restraining-bend complex, Caribbean Sea. *Geology*, 19(8), 823-826.

Mann, P., Taylor, F. W., Edwards, R. L., & Ku, T. L. (1995). Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, 246(1-3), 1-69.

Mathieu, G. (1949). Contribution à l'étude des Monts Troglodytes dans l'extrême Sud Tunisien. *Ann. Mines et Géol.*, Tunis 4, 82.

McClay, K. R., & Ellis, P. G. (1987). Geometries of extensional fault systems developed in model experiments. *Geology*, 15(4), 341-344.

McClay, K., & Dooley, T. (1995). Analogue models of pull-apart basins. *Geology*, 23(8), 711-714.

Mejri, F., Burolet, P. F., & Ferjani, A. B. (2006). *Petroleum geology of Tunisia: A renewed synthesis*. Entreprise tunisienne d'activités pétrolières.

Mello, J., & Bouaziz, S. (1987). Mise en évidence de la discordance de Sisi Stout dans la province centrale du Sud Tunisien et de son terme transgressif: Dolomie de Messaoudi (Rhétien). *Notes du Service géologique*, (54), 41-54.

Meulenkamp, J. E., & Sissingh, W. (2003). Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African–Eurasian convergent plate boundary zone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(1-2), 209-228.

Mitra, S., & Paul, D. (2011). Structural geometry and evolution of releasing and restraining bends: Insights from laser-scanned experimental models. *AAPG bulletin*, 95(7), 1147-1180.

Mourgues, R., 2003. Suppressions de fluide et décollements, Modélisations analogique et numérique. Géosciences Rennes.

M'Rabet, A. (1981). Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de la Tunisie centrale (Thèse ès Sciences), université Paris sud. *Centre d'Orsay* (540 pp.).

N

Newell, N. D., Rigby, J.K., Boyd, O., Stehli, F. G. (1976). Permian reef complex, Tunisia. Brigham Young University. Geology studies, vol 23 part1, pp. 75 – 112 , 7 fig., 2pl.

O

Oglesby, D. D. (2005). The dynamics of strike-slip step-overs with linking dip-slip faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(5), 1604-1622.

Olivet, J. L. (1996). La cinématique de la plaque ibérique. *Bulletin des centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine*, 20(1), 131-195.

P

Panien, M., Schreurs, G., & Pfiffner, A. (2006). Mechanical behaviour of granular materials used in analogue modelling: insights from grain characterisation, ring-shear tests and analogue experiments. *Journal of Structural Geology*, 28(9), 1710-1724.

Petit, C., Deverchere, J., Houdry, F., Sankov, V. A., Melnikova, V. I., & Delvaux, D. (1996). Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications. *Tectonics*, 15(6), 1171-1191.

Pitet, N., 2017. Tests de la résistance frictionnelle de différents matériaux analogiques. *Ms.C. thesis, University of Lille, France*, 23 p.

Q

Quennell, A. M. 1956. Tectonics of the Dead Sea rift. Proceedings, Congreso Geologico Internacional, 20th, *Asociacion de Servicios Geologicos Africanos, Mexico City*, 385–405.

Quennell, A. M. 1958. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift. *Quarterly Journal of the Geological Society, London*, 114, 1–24.

R

Rabia, M. C. (1998). Systèmes d'Informations Géo-Scientifiques et Télédétection multi-capteurs: application à une étude multi-thèmes de la Jeffara orientale. *Doctorat thesis of Geology. Fac Sc Tunis*, 320.

Rahe, B., Ferrill, D. A., & Morris, A. P. (1998). Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics*, 285(1-2), 21-40.

Ramberg, H., 1967. Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. *Geophy. J. Royal Astr. Soc.*, 14: 307-329 p.

Ramberg, H., 1981. The role of gravity in orogenic belts. In: McClay, K.R., Price, N.J. (Eds.), Thrust and Nappe Tectonics, International Conference. Geological Society, London, Special Publications 9, 125–140 p.

- Raoult, J. F., & JF, R. (1974). Géologie du centre de la chaîne Numidique (Nord du constantinois, Algérie).
- Raoult, J. F., & JF, R. (1974). GEOLOGIE DU CENTRE DE LA CHAÎNE NUMIDIQUE (NORD DU CONSTANTINOIS, ALGERIE).
- Raulin, C., de Lamotte, D. F., Bouaziz, S., Khomsi, S., Mouchot, N., Ruiz, G., & Guillocheau, F. (2011). Late Triassic–early Jurassic block tilting along E–W faults, in southern Tunisia: New interpretation of the Tebaga of Medenine. *Journal of African Earth Sciences*, 61(1), 94-104.
- Raynaud, S. (1987). Les premiers stades de la déformation dans une zone de relais entre décrochements; exemples naturels et expérimentaux. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3(3), 583-590.
- Reading, H. G. (1980). Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. Sedimentation in oblique-slip mobile zones, 7-26.
- Reijs, J., & McClay, K. (1998). Salar Grande pull-apart basin, Atacama fault system, northern Chile. Geological Society, London, Special Publications, 135(1), 127-141.
- Richard, P., Krantz, R.W., 1991. Experiments on fault reactivation in strike-slip mode. *Tectonophysics*, 188: 117-131 p.
- Richard, P. D., Naylor, M. A., & Koopman, A. (1995). Experimental models of strike-slip tectonics. *Petroleum Geoscience*, 1(1), 71-80.
- Ricou, L. E. (1994). Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their Boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. *Geodinamica acta*, 7(4), 169-218.
- Ricou, L. E. (1995). The plate tectonic history of the past Tethys Ocean. In *The Tethys Ocean* (pp. 3-70). Springer, Boston, MA.
- Robertson, A. H. F., Dixon, J. E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E., ... & Ustaömer, T. (1996). Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic-Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Geological Society, London, Special Publications*, 105(1), 239-263
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 8(January).
- Rowan, M. G., & Vendeville, B. C. , 2006. Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: Physical model and examples from the northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia. *Marine and Petroleum Geology*, 23(9-10), 871-891
- Royden, L., Horváth, F., Nagymarosy, A., & Stegena, L. (1983). Evolution of the Pannonian basin system: 2. Subsidence and thermal history. *Tectonics*, 2(1), 91-137.

Royden, L. H., Horvath, F., & Burchfiel, B. C. (1982). Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region. *Geological Society of America Bulletin*, 93(8), 717-725.

Royden, L., & Faccenna, C. (2018). Subduction orogeny and the Late Cenozoic evolution of the Mediterranean Arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 46, 261-289.

S

Schettino, A., Tassi, L., & Turco, E. (2010). Reply to comment by Cinthia Labails and Walter R. Roest on 'Breakup of Pangaea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas regions'. *Geophysical Journal International*, 183(1), 99-102.

Schubert, C. (1980). Late-Cenozoic pull-apart basins, Bocono fault zone, Venezuelan Andes. *Journal of Structural Geology*, 2(4), 463-468.

Schubert, C. (1982). Origin of Cariaco Basin, southern Caribbean Sea. *Marine Geology*, 47(3-4), 345-360.

Sebai, N. , Vendeville, B. C. Boukadi, N., and Dhahri, F., 2021. The perched synclines look-alike of central Tunisia: Examples of diapir rise– Fall – Rise illustrated by field, geophysical, and experimental data. *Journal of Structural Geology* 147, 104336.

Şengör, A. C. (1979). Mid-Mesozoic closure of Permo–Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279(5714), 590-593.

Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., & Sungurlu, O. (1984). Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 77-112.

Shemenda, A.I., 1983. Similarity criteria in mechanical modeling of tectonic processes. *Soviet Geol. Geophy.*, 24:8-16 p.

Sibson, R. H. (1985). Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs. *Nature*, 316(6025), 248-251.

Sibson, R. H. (1986). Brecciation processes in fault zones: inferences from earthquake rupturing. *Pure and Applied Geophysics*, 124(1), 159-175.

Sibson, R. H. (1987). Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, 15(8), 701-704.

Sims, D., Ferrill, D. A., & Stamatakos, J. A. (1999). Role of a ductile decollement in the development of pull-apart basins: Experimental results and natural examples. *Journal of Structural Geology*, 21(5), 533-554.

Sims, D., Ferrill, D. A., & Stamatakos, J. A. (1999). Role of a ductile decollement in the development of pull-apart basins: Experimental results and natural examples. *Journal of Structural Geology*, 21(5), 533-554.

- Smit, J., Brun, J.-P., Cloetingh, S., Ben-Avraham, Z., 2008a. Pull-apart basin formation and development in narrow transform zones with application to the Dead Sea Basin. *Tectonics* 27.
- Smit, J., Brun, J.-P., Fort, X., Cloetingh, S., Ben-Avraham, Z., 2008b. Salt tectonics in pull-apart basins with application to the Dead Sea Basin. *Tectonophysics* 449, 1–16.
- Stampfli, G., Marcoux, J., & Baud, A. (1991). Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87(1-4), 373-409.
- Stampfli, G. M., Raumer, J. F. V., & Borel, G. D. (2002). Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement*, 263-280.
- Stampfli, G. M., & Hochard, C. (2009). Plate tectonics of the Alpine realm. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 89-111.
- Soula, J. C. (1984). Genèse de bassins sédimentaires en régime de cisaillement transcurrent: modèles expérimentaux et exemples géologiques. *Bulletin de la Société belge de géologie*, 93(1/2), 83-104.
- Swanson, M. T. (2005). Geometry and kinematics of adhesive wear in brittle strike-slip fault zones. *Journal of structural Geology*, 27(5), 871-887.
- Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100(11), 1666-1703.

T

- Tapponnier, P. (1977). Essai d'interprétation globale de l'évolution tectonique du système alpin en Europe. *Bull. 3 cc. géol. Fr.(1)*, 19(3), 437-460.
- Tchalenko, J. S., & Ambraseys, N. N. (1970). Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geological Society of America Bulletin*, 81(1), 41-60.

V

- Van Hinsbergen, D. J., Torsvik, T. H., Schmid, S. M., Mañenco, L. C., Maffione, M., Vissers, R. L., ... & Spakman, W. (2020). Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Research*, 81, 79-229.
- Van Hinsbergen, D. J., Torsvik, T. H., Schmid, S. M., Mañenco, L. C., Maffione, M., Vissers, R. L., ... & Spakman, W. (2020). Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Research*, 81, 79-229.
- Van Hinsbergen, D. J., Vissers, R. L., & Spakman, W. (2014). Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics*, 33(4), 393-419.

Velandia, F., Acosta, J., Terraza, R., & Villegas, H. (2005). The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*, 399(1-4), 313-329.

Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Choukroune, P., Brun, J.P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales.

Vendeville, B. C., & Jackson, M. P.A., 1992a. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9(4), 331-354.

Vendeville, B., & Boniface, L. (2018, April). How to generate experimentally the spontaneous formation of strike-slip, transpressional, or transtensional structures above a viscous layer (with no basal velocity discontinuity). In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 3037).

Vissers, R.L.M., van Hinsbergen, D.J.J., Meijer, P.T., Piccardo, G.B., 2013. Kinematics of Jurassic ultra-slow spreading in the Piemonte Ligurian ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 380, 138-150.

Vissers, R.L.M., van Hinsbergen, D.J.J., van der Meer, D.G., Spakman, W., 2016. Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. *Gondwana Res.* 34, 49-59.

W

Wakabayashi, J., Hengesh, J. V., & Sawyer, T. L. (2004). Four-dimensional transform fault processes: progressive evolution of step-overs and bends. *Tectonophysics*, 392(1-4), 279-301.

Wakabayashi, J. (2007). Steppovers that migrate with respect to affected deposits: field characteristics and speculation on some details of their evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, 290(1), 169-188.

Weijermars, R., 1986. Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics* 124, 325–358 p.

Weijermars, R., Schmeling, H., 1986. Scaling of Newtonian and non-Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). *Phys. Earth Pl. Int.*, 43: 316-330 p.

Weinberger, R., Begin, Z. B., Waldmann, N., Gardosh, M., Baer, G., Frumkin, A., & Wdowski, S. (2006). Quaternary rise of the Sedom diapir, Dead Sea basin. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 401, 33.

Willis, B., 1893. Mechanisms of Appalachian structure. U.S. Geol. Survey. Ann. Rept., 13 p.

Withjack, M. O., Olsen, P. E., & Schlische, R. W. (1995). Tectonic evolution of the Fundy rift basin, Canada: evidence of extension and shortening during passive margin development. *Tectonics*, 14(2), 390-405.

Withjack, M. O., & Callaway, S. (2000). Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence. *AAPG bulletin*, 84(5), 627-651.

Withjack, M. O., Henza, A. A., & Schlische, R. W. (2017). Three-dimensional fault geometries and interactions within experimental models of multiphase extension. *AAPG Bulletin*, 101(11), 1767-1789

Woodcock, N. H., & Fischer, M. (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of structural geology*, 8(7), 725-735.

Wu, J. E., McClay, K., Whitehouse, P., & Dooley, T. (2009). 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, 26(8), 1608-1623.

Y

Yin, A., & Harrison, T. M. (2000). *Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annual review of earth and planetary sciences*, 28(1), 211-280.

Z

Zargouni, F. (1984). Style et chronologie des déformations des structures de l'Atlas tunisien méridional. Évolution récente de l'accident Sud-atlasique. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 299(2), 71-76.

Zargouni, F., Rabia, M. C., & Abbes, C. (1985). Rôle des couloirs de cisaillement de Gafsa et de Negrine-Tozeur dans la structuration du faisceau des plis des Chott, éléments de l'accident sud-atlasique. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 301(11), 831-834.

Zargouni, F. (1986). *Tectonique de l'Atlas Méridional de Tunisie, Évolution Geometrique et Cinematique des Structures en Zone de Cisaillement [thèse doctorate etat]*.

Zonenshain, L. P., Kuzmin, M. I., & Kononov, M. V. (1985). Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, 74(1), 103-116.

Zouari, H., Turki, M. M., Delteil, J., & Stephan, J. F. (1999). Tectonique transtensive de la paléomarge tunisienne au cours de l'Aptien-Campanien. *Bulletin de la Société géologique de France*, 170(3), 295-301.