



Université de Strasbourg

Ecole doctorale Sciences de la Terre et de l'Univers

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR EN SCIENCES

de l'Université de Strasbourg Spécialité Sciences de la Terre et de l'Univers

Par

Edouard Le Garzic

Distribution multi-échelle de la fracturation dans les réservoirs cristallins, influence de l'héritage structural

Exemples des marges obliques proximales du golfe d'Aden et de Catalogne



Dr. Denis Gapais Prof. Thomas Kohl Prof. Karel Schulmann Dr. Roger Soliva Dr. Judith Sausse Dr. Rémy Martin Dr. Marc de Urreiztieta Dr. Marc Diraison Dr. Yves Géraud Soutenue publiquement le 14 octobre 2010 devant le jury composé de :

Université de Rennes I Université de Karlsrhue Université de Strasbourg Université de Montpellier II Université de Nancy Total (Pau) Petronas (Kuala Lumpur) Université de Strasbourg Université de Strasbourg Rapporteur Rapporteur Rapporteur Examinateur Invité Invité Invité Co-directeur de thèse Directeur de thèse

Soutenir, cela n'est rien Soutenir, la belle affaire ! Mais écrire... Oh ! Écrire...

(modifié d'après Vieillir de Jacques Brel, 1977)

REMERCIEMENTS

Voilà... la thèse est finie et il ne me reste plus qu'à écrire les remerciements. Je pensais que ce serait la partie la plus agréable à rédiger mais finalement, le fait de penser à tous les collègues et amis qui m'ont entouré durant ces quatre années, je me sens comme qui dirait nostalgique. Mais bon, sans ces remerciements, cette thèse garderait comme un goût d'inachevé et puisqu'il s'agit de la seule partie lue et comprise dans une thèse, je me soumets à cet exercice :

Tout d'abord un grand merci à mes deux directeurs de thèse, Yves Géraud et Marc Diraison, pour m'avoir accueilli pendant ces quatre années et pour m'avoir fait découvrir le monde merveilleux de la fracturation ! Je vous remercie d'avoir accepté mes coups de gueule, mes coups de blues et mes coups de stress qui ont rythmé ces années communes (surtout la dernière !). On va continuer à travailler ensemble encore quelques temps, mais, je vous préviens tout de suite, ce n'est pas parce-que je suis maintenant docteur que je ne viendrai plus pleurer dans votre bureau :) . Merci Marc pour ton tiroir magique, pour ton côté « délicat et raffiné », merci Yves pour tes 20% de porosité dans le granite, pour ton service à café de terrain, et merci vous deux pour votre écoute, même dans les moments difficiles, pour les apéros prolongés le soir en rentrant du terrain et pour votre gentillesse.

Je voudrais ensuite remercier le jury, composé de Karel Schulmann, Denis Gapais, Thomas Kohl et Roger Soliva, pour m'avoir fait l'honneur de venir à ma soutenance et de considérer mon travail, ainsi que mes trois invités, Judith Sausse, Rémy Martin et Marc de Urreiztieta. Un coup de chapeau au U pour avoir fait l'aller/retour Kuala Lumpur/Strasbourg pour 45 minutes de spectacle. Tu l'as bien mérité ton jambonneau braisé au pinot noir!

Un grand merci également à tous les gens qui ont eu la gentillesse de partager un peu de leur temps et de leur savoir, et sans qui je ne serais pas en train d'écrire ces remerciements aujourd'hui:

La collaboration avec Total Yémen m'a permis de croiser le chemin de nombreuses personnes qui m'ont fait découvrir le monde du pétrole et grâce à qui j'ai maintenant un pied coincé dans l'*pipe* ! Merci tout d'abord à Marc de Urreiztieta pour m'avoir intégré au projet « socle fracturé » dirigé par Total Yémen et de m'avoir donné l'opportunité de découvrir ce pays incroyable qu'est le Yémen. Merci Marc et à très bientôt autour d'un p'tit verre de Gin Bombay. Merci également à Jean-Michel Champanhet, qui a pris la suite du projet « socle fracturé ». Merci d'avoir toujours soutenu mes recherches et de m'avoir fait découvrir le réservoir fracturé de Kharir sous toutes ses coutures. Je pense également à Jean-Michel Kluska, Benoit Hauville et Jean-Paul Gomez : merci de m'avoir fait profiter de votre expérience, en particulier sur le terrain.

D'autres collaborations m'ont également permis de découvrir des gens avec qui j'espère bientôt retravailler: Thibaut de l'Hamaide (TTI Production, Pau), Jean-Yves Talbot (CREGU, Nancy), Stéphanie Duchêne (anciennement au CRPG de Nancy et maintenant à Toulouse). Un remerciement tout particulier à Judith Sausse pour sa disponibilité, son expérience des statistiques, ses conseils sur

Excel ou GoCad, sa connaissance de la fracturation en puits, sa convivialité sans faille et surtout sa bonne humeur. A très bientôt Judith pour notre future collaboration et nos futures discussions autour d'une bonne bière d'Abbaye.

Je n'oublie pas non plus mes années rennaises et tous les gens qui m'ont donné envie de faire de la géologie et surtout de la structurale. Je pense en particulier à Denis, Jean-Pierre et Fred. Merci à tous mes collègues de Licence et de Master avec qui j'ai passé trois années de franche camaraderie : Céline, Guilhem, Yannick, Manu, Yann, Venceslas et tous les autres...

Mes remerciements vont également à l'ensemble du personnel des laboratoires de l'HyGes, de l'IPGS et de l'EOST, personnels permanent et autres thésards et stagiaires de passage :

Merci Ghenima, Betty, Joëlle et Didier : vous faites de Blessig un lieu de travail plus que convivial.

Un grand merci aux collègues de l'EOST de Strasbourg avec qui j'ai travaillé et rigolé, Jean-Bernard Edel (merci de m'avoir appris à embellir les affleurements de magnifiques soliflores), Marc Munschy, Fabienne Hubert, Gilles Morvan, Georges Herquel, Maxime Bano... et ceux avec qui j'aurais bien voulu travailler mais avec qui je me suis quand même bien marré, Daniel Sauter, René Boutin (mon partenaire de pétanque), Damien Lemarchand (El Presidente), Hubert Whitechurch...

Je n'oublie pas non plus les stagiaires de Master 1 et de Master 2 que j'ai eu le plaisir de co-encadrer et sans qui je n'aurai pas pu acquérir toutes les données de ma thèse: Alexandre, Ronan, Mélanie, Ludovic et Toufic.

Merci enfin à tous les thésards géologues, géochimistes et géophysiciens de Strasbourg pour les after work au Milano, les parties de pétanques, les apéros au Marché Bar, les foots à l'Orangerie, les soirées chez Francis ou à la colloc, les mots croisés du midi, les soirées et les week-end passés à Blessig, les times-up et autres cranium, les p'tits resto improvisés après une dure journée de labeur... pour tout ça, Merci !

Merci Joachim, *min* copain, pour ta gentillesse ressentie dés mon arrivé dans le bureau 101, pour notre amitié et pour tous les moments de folie partagés pendant ces quatre années. Merci pour : la tranchée d'Aremberg, le Picon bière, ton coup de ciseaux, tes fils qui se touchent, ton côté Jojo Lapointe, Tropicool, les parties de pétanque... Merci également pour les moments un peu moins heureux que nous avons traversé ensemble, pour ton soutien et tes conseils. Finalement, ça rebondit plutôt bien une bille de plomb...

Merci Vincent, mon vieux copain de Licence. Après Rennes et Strasbourg, où se retrouvera-t-on la prochaine fois? En tout cas, je serai ravi de partager encore avec toi ces dimanches de foire aux vinyles, ces fins de soirées aux rythmes du kazou, cette fameuse ballade dans l'enfer du Nord ou ton expérience du rock-n-roll des années 70.

Merci Flavia pour ces moments passés à observer les écureuils sauter d'arbres en arbres, à regarder le parking se remplir et les petites souris se faufiler sous les marches, tout en savourant un café salvateur et une clope bien méritée. Ça va me manquer de ne plus vivre ces courtes pauses café-clope pendant lesquelles on partageait nos doutes, nos joies et nos conseils, même si, bien souvent, on s'attachait plus à discuter des derniers ragots de Blessig!

Merci Francis et Geoffroy d'avoir toujours laissé la porte de votre bureau ouverte et d'y avoir toujours distribué les mots pour rire ou les bons conseils. Avec vous j'ai toujours vu la vie en rose! Merci Bep pour ta bonne humeur, ton abnégation à acheter les pâtisseries toutes sèches de la boulangerie d'en face afin de gagner ce fameux ballon qui anima nos pauses foot avec Thomas, Flavia et maintenant Alexis. Merci Francis pour avoir été le premier à venir me voir dans mon bureau, à m'avoir fait connaître les meilleurs bars de Strasbourg, pour tes pétages de plombs et les serrages de coudes avec Jojo et Marie-Laure pendant ce terrible été 2010.

Merci Marie-Laure pour tes visites inattendues dans le bureau 101 muni de tes fameux chocolats récupérés la veille à la maison mère (tu remercieras tes parents). Merci pour tes cours d'escalades, ton penchant pour le bon vin et la chanson française, le week-end passé dans les Vosges (même si c'est un peu surfait les vacances!) et surtout pour ton don à communiquer ta passion pour les isotopes... trois p'tits points et puis c'est bon!

Merci à tous les autres : Suzon, Jérémie, Manu (pour ta passion de la géologie, des champignons, du vin, de Michel Sardou !), Thomas, Momo (pour m'avoir fait connaître le Cocolobo), Etienne, Moussa (à bientôt pour un match France-Tchad !), Martin, Elise, Maxime, Julien (il faudra que je récupère ta gigabit de gigabringue), Anthony (la b... anonyme), Paul, Estelle, Florian, Florence et Claudine.

Merci à mes équipes de foot : Les Compagnons de la Lucarne, Les Marteaux Killers et l'équipe de Geispo.

Merci à mes compagnons rennais que je connais depuis tant d'années et qui, j'en suis sûr, seront encore là, même quand serai devenu un vieux con. Avec les Compagnons de la Lucarne, c'est l'amitié en pleine lucarne ! À Anthony, Alix, François, Tanguy, Clément et Guillaume.

Merci à Léo, Georges, Loïc, Christophe, les deux Serges, Joe, Léonard, Beth...

Merci à mes parents et à ma sœur Maud pour tout ce qu'ils sont et ce que nous sommes (une belle famille !) et pour m'avoir soutenu depuis le début de mes études. Merci également à Filipe (comme tu l'as dit, après être devenu beaux frères, nous voilà maintenant confrères !), Maxime et Audrey (et nos dizaines d'heures de parties de belote).

Enfin, un merci tout particulier à Emilie qui me soutient depuis le début, qui a bien heureusement posé son œil littéraire sur mon manuscrit, qui a su me remettre dans le droit chemin quand je m'égarais dans des pensées obscures et pessimistes, qui, par moment, savait me laisser tout seul dans mon coin à méditer ma thèse, qui me réconforte et me rassure chaque jour et pour beaucoup d'autres choses encore. Merci pour tout Emilie...

SOMMAIRE

Avant-propos

PARTIE I: INTRODUCTION GÉNÉRALE

I 1. Problématique : les réservoirs cristallins fracturés	19
I 1.1. Contexte scientifique	19
I 1.2. Les thèmes scientifiques majeurs abordés dans cette étude	20
I 1.3. La démarche scientifique : l'analyse d'analogues de terrain	21
I 2. La fracturation : plusieurs échelles d'observation	25
I 2.1. Définition et classification : de l'échelle métrique à l'échelle lithosphérique	25
I 2.1.1. La fracturation primaire dans un socle cristallin	26
I 2.1.2. Les failles : de l'échelle lithosphérique à l'échelle du terrain	30
I 2.2. Organisation spatiale de la fracturation et lois d'échelle	33
I 2.2.1. Distribution des longueurs de fractures	35
I 2.2.2. Distribution des espacements de fractures	35
I 2.2.3. Le cas des milieux «stratifiés»	36
I 2.2.4. Relations entre les paramètres qui définissent la dimension d'une faille	38
I 2.2.5. Relation entre la distribution des longueurs de fractures et la connectivité du réseau	39
I 3. Rôle de l'héritage structural	41
I 3.1. À l'échelle lithosphérique et crustale : les riftings obliques	42
I 3.2. Relation entre les structures réactivées et les dépocentres	47
I 3.3. Relations structurales entre le socle et sa couverture sédimentaire	48
I 4. Classification des zones de failles pour cette étude	50
I 4.1. Définition d'une zone de failles	50
I 4.2. Méthodes d'observation	51
I 4.3. Trois ordres de grandeur de zones de failles	52
I 5. Problématiques de la thèse	56
I 5.1. L'organisation spatiale de la fracturation et son comportement aux différentes échelles	56
I 5.2. L'héritage structural	57
I 6. Plan de thèse	58
PARTIE II : LE SOCLE PROTÉROZOÏQUE DU YÉMEN	

II 1. Synthèse bibliographique	63
II 1.1. Orogenèse pan-africaine : le bouclier arabo-nubien	63
II 1.2. Les bassins extensifs mésozoïques du Yémen	67
II 1.3. L'ouverture du golfe d'Aden	70
II 1.4. Problématiques régionales abordées dans cette étude	75
II 2. Présentation de la zone d'étude	77
II 2.1. Le horst d'Al-Mukalla: localisation régionale et présentation des cartes géologiques et structurales	77
II 2.2. Le socle d'Al-Mukalla et sa couverture sédimentaire : observations de terrain	84

II 2.2.1. Nature du socle protérozoïque d'Al-Mukalla	84
II 2.2.2. La couverture sédimentaire	96
II 3. Histoire tectonique polyphasée de la marge nord du golfe d'Aden, du Protérozoïque au Cénozoïque : contrôle de l'héritage structural	101
II 3.1. Des riftings obliques mésozoïques au Yémen : contrôle de l'héritage structural pan-africain	103
II 3.1.1. Géométrie structurale des bassins mésozoïques	103
II 3.1.2. Relations entre les dépocentres et les structures extensives majeures	104
II 3.1.3. Comparaison avec des modèles analogiques de rifting oblique	105
II 3.1.4. Comparaison avec les données de géodynamique régionale	106
II 3.2. Contrôle de l'héritage structural pendant l'amincissement de la marge proximale du golfe d'Aden	111
II 3.2.1. Héritage structural présent dans le niveau «anté-Aptien»	112
II 3.2.2. Déformation associée à l'ouverture du golfe d'Aden	115
II 3.2.3. Relations structurales entre le socle pré-fracturé et la couverture sédimentaire	118
II 3.2.4. Discussion	122

II 4. Analyse structurale et statistiques de la fracturation du socle d'Al-Mukalla, de l'échelle régionale à l'échelle de l'affleurement 127

Article: Scaling and geometric properties of extensional fracture systems in the Proterozoic basement of Yemen. Tectonic interpretation and fluid flow implications. Submitted to Journal of Structural Geology

PARTIE III: LE SOCLE HERCYNIEN DE CATALOGNE

III 1. Histoire géologique régionale et présentation de la zone d'étude	164
III 1.1. Histoire géologique régionale	164
III 1.1.1. Du Paléozoïque au Mésozoïque : importance de l'héritage structural	164
III 1.1.2. L'extension néogène	165
III 1.2. Présentation de la zone d'étude	168
III 2. Analyses structurales multi-échelle	173
III 2.1. Carte structurale de la marge proximale catalane	173
III 2.2. Les cartes des «Catalan Coastal Ranges» et du horst de Sant Feliu	177
III 2.2.1. Analyses structurales à partir du Modèle Numérique de Terrain	177
III 2.2.2. Comparaison des résultats du MNT avec les données structurales préexistantes	181
III 2.3. Carte de la région de Sant Feliu de Guixols : l'échelle du réservoir	185
III 2.3.1. Cartographie des zones de failles de troisième ordre	185
III 2.3.2. Schéma structural interprété	191
III 3. La marge catalane : mode d'ouverture et influence de l'héritage structural	197
III 3.1. La marge catalane: un rifting oblique	197
III 3.2. Le prolongement «onshore» de la faille transformante catalane	201
III 4. Étude multi-échelle des paramètres géométriques de la fracturation	203
III 4.1. L'orientation	203
III 4.1.1. Le système tectonique associé à l'amincissement de la marge catalane	203
III 4.1.2. Le système tectonique associé à la faille transformante catalane	205
III 4.2. L'espacement	206
III 4.2.1. La taille des blocs structuraux aux différentes échelles	206
III 4.2.2. Organisation de la fracturation dans un bloc structural de deuxième ordre	207
III 4.3. La distribution des longueurs	208

PARTIE IV: DISCUSSION GÉNÉRALE

IV 1. L'organisation spatiale de la fracturation et son comportement aux différentes échelles	215
IV 1.1. Les failles et la fracturation primaire dans les roches cristallines : des lois géométriques différentes	215
IV 1.1.1. Le paramètre d'espacement et la distribution spatiale	215
IV 1.1.2. Le paramètre de longueur	218
IV 1.2. Espacement régulier des zones de failles de même dimension	220
IV 1.3. Modèle d'organisation spatiale de la fracturation du socle pour les systèmes extensifs	224
IV 2. Influence de l'héritage structural	227
IV 2.1. Le paramètre de dimension	227
IV 2.1.1. Réactivation des discontinuités d'échelle lithosphérique : les riftings obliques	227
IV 2.1.2. Réactivation des structures intra-croûte supérieure (1 ^{er} et 2 ^{ème} ordres): une perturbation locale	228
IV 2.1.3. Réactivation des discontinuités mineures (3ème ordre et inférieure): une échelle de réactivation privilégiée	228
IV 2.2. Le paramètre d'orientation	229
IV 3. Implications pour les réservoirs fracturés	232
IV 3.1. «Habillage» structural du modèle général	232
IV 3.2. Héritage structural	233
IV 3.2.1. Très forte influence de l'héritage structural à l'échelle du réservoir	233
IV 3.2.2. Relation socle/couverture	234
IV 3.3. Réflexion sur la dynamique des fluides	236
IV 3.3.1. Modèle à double porosité («dual porosity model»)	236
IV 3.3.2. Réflexion sur les zones de production	237
Conclusion	241
Références bibliographiques	247
Annexes	261

Avant-propos

La motivation première de cette thèse est l'étude des réservoirs fracturés cristallins en contexte extensif. Je me suis particulièrement intéressé au paramètre principal contrôlant le comportement hydraulique de ce type de réservoirs : la fracturation. J'ai réalisé une étude structurale multi-échelle en suivant une démarche pluridisciplinaire : géologie structurale de terrain, télédétection, géomorphologie, étude statistique de la fracturation. Cette thèse apporte des éléments de réponse à l'organisation spatiale de la fracturation aux différentes échelles et permet de mieux comprendre l'architecture des réservoirs fracturés profond dont l'imagerie est difficile par méthodes géophysiques.

Cette thèse a été financée en partie par Total Yémen, avec qui nous avons établi une étroite collaboration au cours de ces quatre années, en suivant une démarche scientifique fondée sur l'analyse structurale d'analogues de terrain. Le socle protérozoïque d'Al-Mukalla au Yémen a constitué notre première cible. Celle-ci a été choisie comme analogue de terrain du champ pétrolier de Kharir, dans la région de Seiyun au Yémen, dont l'exploitation se fait principalement dans le socle protérozoïque fracturé situé dans un horst du bassin mésozoïque de Say'un Al Masilah. J'ai été intégré à ce projet Total Yémen par Marc de Urreiztieta (aujourd'hui en poste à Pétronas), avec qui j'ai effectué deux missions de terrain prospectives en 2007. À partir de novembre 2007, c'est avec Jean-Michel Champanhet que j'ai continué à travailler sur ce projet.

Le contexte géopolitique particulièrement sensible du Yémen ayant écourté nos missions de terrain, nous avons principalement travaillé à partir d'analyses d'images satellites. J'ai réalisé des travaux de télédétection en collaboration avec Jean-Paul Xavier (Géomatique, Total Pau) et Thibaut de L'Hamaide (TTI Productions, Pau). J'ai également effectué des analyses statistiques de ces données de fracturation multi-échelles, éclairé par les discussions avec Judith Sausse (G2R, Université de Nancy) et Jean-Paul Gomez (Total).

Pour amorcer le projet, j'ai réalisé des mesures géochronologiques et une analyse pétrographique du socle d'Al-Mukalla, l'objectif étant de comparer cet analogue de terrain avec le réservoir de Kharir. Ces mesures géochronologiques ont été réalisées au CRPG de Nancy, en collaboration avec Stéphanie Duchêne (aujourd'hui en poste à l'Université de Toulouse). A la demande de Total Yémen, des mesures pétrophysiques et des analyses d'argiles ont également été réalisées sur des échantillons du socle d'Al-Mukalla afin de caractériser les propriétés physiques et minéralogiques de ce socle. Les résultats obtenus ne constituant pas le cœur de mon travail, seules les datations seront présentées en annexe.

Afin de compléter cette analyse du socle d'Al-Mukalla, notamment à l'échelle du terrain, un deuxième analogue a été étudié dans le socle hercynien de Catalogne. Les missions de terrain ont été effectuées en collaboration avec Joachim Place (Doctorant à l'EOST, Strasbourg). En complément d'une analyse structurale multi-échelle, des mesures de pétrophysique ont été réalisées sur des échantillons récoltés autour des zones de failles. Ces analyses ont été réalisées en partie par Mélanie Denecker pendant son stage de Master I et seront présentées en annexe.

PARTIE I.

Introduction générale

I 1. PROBLÉMATIQUE : LES RÉSERVOIRS CRISTALLINS FRACTU-RÉS

I 1.1. Contexte scientifique

La découverte de nombreux réservoirs fracturés dans le socle, aussi bien aquifères que pétroliers, a considérablement relancé, depuis plusieurs années, l'intérêt porté sur l'étude de la fracturation du socle (Schutter, 2003). Ce type de réservoirs, souvent négligé par le passé, se révèle pourtant être très important dans la gestion des ressources énergétiques comme le pétrole, le gaz, la géothermie ou encore pour la localisation de ressources minérales. Ces réservoirs, développés dans le socle, constituent des environnements géologiques qui présentent des caractéristiques structurales, géométriques et pétrophysiques très différentes de celles des réservoirs sédimentaires plus conventionnels. Par conséquent, la circulation et le stockage des fluides dans un tel environnement sont très différents de ceux observés dans les réservoirs sédimentaires. L'étude et l'exploitation de ces réservoirs complexes demandent donc des méthodes d'investigation et de modélisation nouvelles et l'élaboration de concepts structuraux adaptés.

Un réservoir fracturé peut être défini de manière simple par deux entités qui communiquent plus ou moins : une matrice qui correspond à la masse rocheuse et un réseau fracturé. Contrairement à la plupart des réservoirs sédimentaires, la matrice des réservoirs fracturés possède généralement des propriétés pétrophysiques (i.e. porosité et perméabilité) qui sont plus faibles que celles du réseau fracturé qui la recoupe (Jolley et al., 2007, et références citées). Dans ce type de formation, la fracturation est donc la caractéristique principale qui va décrire le réservoir. Pour espérer comprendre le drainage dans ces réservoirs, il est nécessaire de parfaitement décrire la géométrie du réseau de fractures et de connaître les conditions de formation et de mise en place des différentes familles de fractures. La circulation de fluides dans un milieu fracturé dépend de nombreux paramètres qui concernent : la géométrie de ces systèmes fracturés (orientation, longueur, épaisseur, espacement, distribution spatiale, connectivité), les propriétés physiques des roches (porosité, perméabilité) et l'ouverture des fractures (état des contraintes, rugosité, remplissage). Au cours de cette étude, nous nous sommes concentrés tout particulièrement sur les critères géométriques de la fracturation, de l'échelle de l'affleurement.

Les réservoirs fracturés ont été découverts dans différents types de roches (cristallines, métamorphiques, sédimentaires) et dans différents contextes géodynamiques. Les travaux présentés dans cette thèse se sont concentrés sur l'étude des réservoirs fracturés cristallins en contexte extensif. Le site géothermique de Soultz-sous-Forêts, implanté au sein du fossé Rhénan, et le champ pétrolier de Kharir, situé au cœur du bassin mésozoïque de Say'un Al Masilah (Yémen), en sont deux exemples caractéristiques. Ces réservoirs fracturés sont situés sous une épaisse couche sédimentaire (entre 1500 et 3000 mètres de profondeur) qui correspond au remplissage des bassins extensifs. De manière

générale, les hauts structuraux, comme les têtes de blocs basculés ou les horsts, constituent des cibles privilégiées pour l'exploration pétrolière ou géothermique (Sanders et al., 2003). C'est donc dans ce cadre structural particulier que se positionnent les deux chantiers de cette étude.

I 1.2. Les thèmes scientifiques majeurs abordés dans cette étude

Deux thèmes majeurs découlant de notre objectif principal, qui est la compréhension des réservoirs fracturés, seront développés au cours de cette étude : (1) la fracturation et son organisation spatiale, et (2) l'importance de l'héritage structural dans la fracturation du socle. Nous verrons par la suite que ces deux thèmes interagissent fortement, mais, pour le moment, nous les présenterons séparément.

(1) L'organisation spatiale de la fracturation et son comportement aux différentes échelles

Les données structurales disponibles pour modéliser un réservoir fracturé sont relativement rares en raison d'un enfouissement sous plusieurs kilomètres de sédiments et de méthodes géophysiques qui ne sont pas toujours adaptées à l'imagerie du socle. L'identification des structures majeures qui constituent le cadre structural du réservoir est réalisée principalement à partir de méthodes géophysiques. D'une part, les analyses d'anomalies magnétiques ou gravimétriques sont souvent utilisées pour imager les structures majeures présentes dans le socle, mais leur interprétation est souvent limitée car elles peuvent tout aussi bien imager des structures tectoniques que des limites de faciès. D'autre part, les méthodes de sismiques sont difficilement applicables au socle, compte tenu des faibles contrastes d'impédance qui ne permettent pas d'imager de réflecteur. L'identification de structures à fort pendages, comme les failles, est alors difficile.

Ensuite, l'habillage du modèle réservoir avec des structures de plus petites dimensions se fait à partir des seules données directes disponibles acquises par imageries de puits. Cependant, la fracturation observée dans les puits ne correspond qu'à une image 1D très localisée du réservoir. Les extensions de ces fractures ne sont pas connues et l'échantillonnage de cette fracturation n'est pas exhaustif (Genter et al., 1997). Par conséquent, il est difficile, à partir de ces deux types de méthodes d'imagerie, d'élaborer un modèle réservoir 3D. La fracturation d'échelle intermédiaire (i.e. entre les failles régionales et la petite fracturation) est particulièrement difficile à contraindre, alors qu'elle semble gouverner très fortement le drainage du réservoir (e.g. Sausse et al., 2006).

Une meilleure compréhension de l'organisation spatiale de la fracturation aux différentes échelles est donc un enjeu majeur dans l'étude des réservoirs fracturés, dont les volumes caractéristiques sont de l'ordre du km³ voire de la dizaine de km³. Compte tenu des limites de l'imagerie par les méthodes géophysiques ou par les méthodes directes de puits, un des objectifs de cette étude sera de proposer un modèle de fracturation multi-échelles de premier ordre qui puisse être applicable aux réservoirs fracturés cristallins en général. Nous chercherons à mieux comprendre le comportement des différents paramètres qui définissent la géométrie d'un réseau fracturé en proposant des lois d'échelle. Ces

lois de répartition de la fracturation aux différentes échelles, qui permettent d'étendre à des échelles supérieure ou inférieure des paramètres géométriques observés à une échelle donnée (à l'échelle du puits ou de la sismique par exemple), sont donc des outils très puissants pour la description des réservoirs fracturés.

(2) L'importance de l'héritage structural dans la fracturation d'un socle ancien

Les réservoirs fracturés, développés au sein de socles souvent anciens, ont connu une histoire tectonique polyphasée. Le rôle de l'héritage structural requiert donc une attention particulière lors de l'étude de la géométrie et de la dynamique de mise en place du réseau. En effet, les structures préexistantes dans le socle ont tendance à localiser la déformation et peuvent donc être utilisées comme des couloirs de circulation de fluides préférentiels. De plus, la caractérisation de la géométrie d'un réservoir fracturé ne peut pas se faire de manière réaliste si les déformations extensives, associées à l'édification du réservoir, sont les seules à être prises en compte. Une bonne perception du cadre géologique régional et de l'histoire tectonique polyphasée est donc indispensable. Les structures préexistantes dans le socle peuvent significativement modifier le développement d'un réseau structural «idéal» qui se serait mis en place dans un milieu isotrope. Les modalités de la réactivation des structures héritées, qu'elles mineures, filons, foliations, joints...), est un paramètre fondamental à caractériser. Nous tâcherons tout particulièrement, au cours de ces travaux, de savoir comment les paramètres d'orientation et de dimension des structures héritées influencent la réactivation.

Un autre point important, associé à la réactivation de structures héritées dans le socle, est leur prolongement ou non dans la couverture sédimentaire. Cette question se pose dans la thématique des réservoirs fracturés cristallins, car, d'une manière générale, le cadre structural de premier ordre des réservoirs est défini à partir de données de surface et de données de sismiques obtenues dans la couverture sédimentaire. Ces éléments structuraux sont généralement prolongés directement dans le socle. Cette démarche, qui part de l'hypothèse qu'il existe une continuité entre les structures du socle et de la couverture, ne prend pas en compte les exemples naturels qui montrent qu'il peut exister un découplage structural à cette interface. Cette problématique sera rapidement abordée au cours de cette étude.

I 1.3. La démarche scientifique : l'analyse d'analogues de terrain

N'ayant pas d'accès direct aux socles profonds qui servent de réservoirs pétroliers ou géothermiques, nous avons décidé de choisir des analogues de terrain pour réaliser cette étude de la fracturation multi-échelles. La démarche qui a été suivie est la suivante. D'une part, nous avons caractérisé la fracturation du socle à l'échelle du réservoir. Une analyse de terrain et d'images satellites de haute définition a été réalisée. D'autre part, une étude plus régionale a été effectuée à partir de données de la littérature et d'une analyse d'images satellites régionales et de Modèles Numériques de Terrain

(MNT). Enfin, les données acquises à ces deux échelles d'observation ont été confrontées dans le but de mieux comprendre les relations structurales qui existent (1) entre la fracturation aux différentes échelles et (2) entre le socle et la couverture. Une meilleure compréhension de ces comportements structuraux constitue en effet un enjeu majeur pour modéliser les réservoirs fracturés profonds.

Dans le cadre de ce travail, deux analogues de réservoirs fracturés cristallins développés en contexte extensif sont étudiés (Figure I.1): le premier est situé sur la marge nord du golfe d'Aden (socle protérozoïque du Yémen) et le second sur la marge catalane formée par l'ouverture du bassin de Valence et du bassin provençal (socle hercynien). L'étude de marges proximales a été choisi car il s'agissait des meilleurs candidats à une étude de terrain. Contrairement aux systèmes de rifts continentaux, les marges proximales subissent une surrection post-amincissement qui amène les têtes de blocs basculés à l'affleurement et qui permettent donc au socle fracturé d'être accessible. La seconde caractéristique majeure des sites étudiés est le caractère oblique des systèmes extensifs dans lesquels ils se trouvent. Les rifts obliques et les marges obliques sont très répandues dans le monde (Figure I.1) et constituent donc des sites d'étude privilégiés pour l'analyse des réservoirs fracturés et non des cas exceptionnels comme on pourrait le penser.



Figure I.1. Modèle Numérique de Terrain montrant les positions des principales marges passives obliques (lignes pointillées blanches; d'après Reston, 2009) et des systèmes extensifs continentaux majeurs qui montrent une forte obliquité due à un héritage structural profond (lignes pointillées noires): la mer du Nord (e.g. Brun et Tron, 1993; Færseth et al., 1997), le rift est africain (e.g. Lezzar et al., 2002; Vetel, 2005) et les bassins de Thaïlande (e.g. Morley et al., 2004). Nos deux analogues de terrain sont également localisés: la marge catalane et le golfe d'Aden. Image modifiée de NOAA, National Geophysical Data Center.

Dans les sections qui suivent, nous allons présenter une revue bibliographique des thèmes majeurs abordés dans cette thèse et exposer les différents concepts qui en découlent. La section I 2 sera consacrée à la fracturation au sens large, alors que la section I 3 se focalisera sur le rôle de l'héritage structural.

Une définition de la fracturation aux différentes échelles sera proposée dans la section I 2.1. Nous présenterons tout d'abord les caractéristiques de la fracturation primaire associée à la mise en place des roches cristallines. Par la suite, nous proposerons une revue de certains modèles structuraux et hydrauliques des zones de failles. Un bilan des concepts concernant l'organisation spatiale de la fracturation sera ensuite proposé dans la section I 2.2. Nous nous intéresserons tout particulièrement aux lois de répartition de la fracturation, appliquées aux différents paramètres géométriques (i.e. la longueur, l'espacement, l'épaisseur...), qui régissent le comportement de la fracturation aux différentes échelles. Les méthodes statistiques utilisées dans cette étude seront rapidement développées.

La partie bibliographique sur l'héritage structural concernera principalement les riftings obliques. Nous présenterons d'abord des études expérimentales réalisées sur des modèles analogiques (section I 3.1). Les résultats obtenus seront décrits et seront ensuite réutilisés au cours de cette étude pour interpréter les schémas structuraux de nos deux zones d'études. Quelques exemples naturels seront présentés et une attention particulière sera portée sur les relations observées entre les dépocentres et les structures réactivées (section I 3.2). Enfin, la section I 3.3 sera consacrée aux relations structurales qui existent à l'interface socle/couverture.

I 2. LA FRACTURATION : PLUSIEURS ÉCHELLES D'OBSERVATION

I 2.1. Définition et classification : de l'échelle métrique à l'échelle lithosphérique

Le terme «fracture» sera utilisé dans ce manuscrit pour nommer toutes les discontinuités structurales présentes au sein d'une roche, mises en place dans le domaine fragile, à toutes les échelles d'observation, avec ou sans rejet et possédant ou non un remplissage (joint, faille, veine). Les fractures peuvent être définies et classées de différentes manières. Tout d'abord, une première classification prend en compte le mouvement relatif qui s'est produit le long du plan de fracture lors de sa formation (Figure I.2). Pour les fractures de mode I, ou fracture en extension, le mouvement relatif est perpendiculaire au plan de fracture. Pour les fractures en cisaillement, le mouvement relatif est parallèle à la surface. Les fractures en cisaillement de mode II sont définies par un mouvement relatif qui est parallèle à la direction de propagation de la fracture, alors que les fractures en cisaillement de mode III sont définies par un mouvement relatif qui est perpendiculaire à la direction de propagation de la fracture.



Figure I.2. Classification des fractures en fonction du mouvement relatif qui s'est produit le long du plan de fracture lors de sa formation : (a) fracture en extension de mode I, (b) fracture en cisaillement de mode II et (c) fracture en cisaillement de mode III (d'après Twiss et Moores, 2007).

Les fractures peuvent être également classées en fonction du processus responsable de leur mise en place. Deux catégories principales peuvent alors être définies : les fractures liées à des forces internes (thermique, chimique, mécanique...) qui correspondent aux joints, diaclases, exfoliations, fracturation primaire... et les fractures liées à des forces externes (forces tectoniques) qui correspondent aux failles au sens large. Ces deux grandes familles de fractures, qui structurent les réservoirs fracturés, vont être décrites dans les sections suivantes. La section I 2.1.1 s'intéressera à un type particulier de fractures présentes dans les réservoirs fracturés cristallins et liées à des forces internes : la fracturation primaire des roches cristallines. Alors que la section I 2.1.2 sera focalisée sur les failles.

I 2.1.1. La fracturation primaire dans un socle cristallin

Un pluton granitique en phase de refroidissement et de cristallisation est un système très dynamique qui dépend principalement de la viscosité et des contraintes internes et/ou externes qui lui sont appliquées. Ces forces qui peuvent être en compression, en cisaillement ou en tension, vont induire le développement, au sein du granite, de structures ductiles ou fragiles très variées comme des foliations, des linéations, des joints, ou des failles. Les foliations magmatiques sont des structures planaires pénétratives qui sont soulignées par l'orientation préférentielle des minéraux plats du type micas ou feldspath. L'occurrence de ces structures dépend largement de la viscosité et de la dynamique générale de la chambre magmatique. Les failles et les joints sont des structures non-pénétratives qui sont principalement dépendantes du champs de contraintes environnant et qui se mettent en place à plus faible température que les foliations. Ces structures fragiles se mettent donc généralement en place après les foliations magmatiques. Le mode de mise en place de ces foliations et de ces structures fragiles et leur organisation spatiale seront développés dans les sections suivantes.

• Mode de mise en place des plutons et des structures associées

Lorsqu'il y a fusion partielle de la croûte, les masses de matériel crustal, partiellement ou totalement fondues, vont avoir tendance à se déplacer vers le haut. Deux cas de figures peuvent alors être envisagés (Figure I.3). Dans les niveaux crustaux les plus profonds, la différence de température et de viscosité entre la masse fondue et son encaissant est relativement faible. Le mode de mise en place utilisé est alors celui du diapirisme (Figure I.3; Choukroune, 1995). Dans les parties de croûte plus superficielle, la résistance de l'encaissant est alors plus élevée et le diapirisme ne peut plus être utilisé. On est alors dans un niveau crustal où le magma est injecté de manière forcée dans un milieu fracturé (Figure I.3). C'est ce second mode de mise en place qui nous intéresse ici, et que nous allons développer par la suite.





Figure I.4. Les foliations magmatiques dans un pluton symétrique. À droite, exemple théorique de trajectoires de foliations magmatiques et de linéation d'étirement λ_1 dans un pluton symétrique et son encaissant (d'après Choukroune, 1995).

La mise en place forcée des plutons granitiques dans un encaissant relativement froid va induire un champ de déformation qui est le résultat de l'expansion latérale et verticale (ou gonflement) de la bulle de magma. Ce champs de déformation peut alors être représenté par le plan de déformation finie $\lambda_1 \lambda_2$ (Figure I.4). Ces plans de déformation dans l'encaissant et dans le pluton sont parallèles, et possèdent une allure concentrique lorsqu'on considère une intrusion symétrique.

Dans beaucoup de cas naturels, les plutons ne peuvent pas s'étendre dans toutes les directions et former un système bien concentrique. La mise en place du magma est alors fortement contrainte par les hétérogénéités de son encaissant. Il en résulte la formation de diverses formes de plutons et de foliations magmatiques associées (Figure I.5). Soit il n'arrive pas à s'étendre dans la direction verticale et dans ce cas-là on obtient un ellipsoïde qui est dominé par un régime en aplatissement (Figure I.5b), soit il ne peut s'étendre que dans une direction horizontale privilégiée (Figure I.5c). Dans ce dernier cas, les trajectoires de la foliation magmatique vont rendre compte des conditions particulière de mise en place. On pourra alors observer une déformation coaxiale là où la foliation magmatique est parallèle à l'interface pluton-encaissant, et une déformation non-coaxiale là où il existe une obliquité entre cette interface et la foliation (apparition de structures C/S).

Le modèle de mise en place de plutons épizonaux que nous venons de décrire explique de manière simplifiée la présence et la géométrie des foliations magmatiques. Il est important de noter que ces foliations magmatiques ne sont pas toujours évidentes à identifier sur le terrain, et qu'il faut souvent utiliser des méthodes d'identification comme l'A.S.M. (Anisotropie de Susceptibilité Magnétique) pour les mettre en évidence. Les géométries de l'intrusion et de la foliation magmatique sont, comme

Figure I.3. Les deux cas de mise en place de matériel plutonique. Dans la partie inférieure ductile de la croûte, le modèle diapirique peut-être envisagé, alors que dans la croûte supérieure (dans le cas des plutons épizonaux) la mise en place s'opère par injection forcée dans la croûte supérieure fragile (d'après Choukroune, 1995, modifiée d'après Brun et al., 1990).

on a pu le voir, très dépendantes de la structuration de l'encaissant, et vont à leur tour largement contrôler la mise en place de la fracturation primaire, comme on le verra dans la section suivante (Price et Cosgrove, 1990).



Figure I.5. Cartes (en haut) et coupes (en bas) à travers diverses formes de plutons. Les directions d'expansion sont indiquées par les flèches. En A, l'expansion est symétrique et isotrope. En B, elle est symétrique et non isotrope. En C, elle est asymétrique (d'après Choukroune, 1995).

• Classification de la fracturation primaire

Avant de décrire et de définir les différentes familles de fractures qui se mettent en place lors du refroidissement d'un pluton granitique, il est important de clarifier l'utilisation des termes «joint» et «fracturation primaire», qui sont souvent utilisés maladroitement dans la littérature. Un «joint» est une surface de discontinuité au sein d'une roche qui ne présente aucun déplacement cisaillant, et qui correspond donc à une fracture de «mode 1». La fracturation primaire fait référence à toutes les structures fragiles qui s'installent au sein d'un pluton lors de son refroidissement. Le terme «joint» a souvent été utilisé de manière abusive dans la littérature pour décrire la fracturation primaire, alors que celle-ci fait référence aussi bien à des joints («mode 1») qu'à des fractures de «mode 2» ou de «mode 3». La description de la fracturation primaire est souvent réalisée dans la littérature en référence à la classification faite par Cloos (1922). Celui-ci a utilisé le terme de joint même si les fractures correspondaient à des fractures cisaillantes. Par souci de simplicité et de clarté vis à vis de la littérature pré-existante, nous utiliserons au fil de ce manuscrit la classification de Cloos (1922). Par conséquent, nous utiliserons le terme de «joint» pour décrire la fracturation primaire, et nous demanderons donc au lecteur de prendre note de cet abus de langage.

Cloos (1922) a proposé un modèle de mise en place de la fracturation primaire, en mettant en évidence une corrélation entre l'orientation de la foliation magmatique et l'orientation des fractures.

Il a ainsi défini quatre classes principales de fractures : (1) les joints transverses (ou «cross joints»), (2) les joints longitudinaux (ou «longitudinal joints»), (3) les joints horizontaux (ou «flat-lying joints»), et (4) les joints obliques (ou «diagonal joints»). Les orientations relatives de ces différents systèmes de joints sont représentées sur la Figure I.6. Ces systèmes de fractures primaires se développent plus facilement au toit des intrusions où la foliation est peu inclinée.



Figure I.6. Bloc 3D d'un batholite illustrant les orientations et les relations entre les plans de foliation et les fractures primaires : C, les joints transverses, L, les joints longitudinaux, D, les joints diagonaux et F, les joints horizontaux (dans Price et Cosgrove, 1990, d'après Cloos, 1922)

Les joints transverses se forment perpendiculairement à la foliation et à la linéation de flux (Figure I.6). Cette famille de fractures est considérée comme étant précoce et souvent associée à la mise en place de filons aplitiques. De plus, ces joints transversaux présentent souvent une cinématique hybride, à la fois en extension et en cisaillement.

Les joints longitudinaux se forment perpendiculairement à la foliation et aux joints transverses (c'est-à-dire parallèlement à la linéation de flux; Figure I.6). Ce type de fracture se met en place postérieurement aux joints transversaux et n'est que rarement associé à des aplites ou à toute autre minéralisation.

Les joints horizontaux ont tendance à se développer de préférence au sommet ou au toit de l'intrusion, là où la foliation horizontale est la plus développée (Figure I.6). Ce type de fracture peut être associé à la mise en place d'aplite ou de minéralisations hydrothermales. Ces joints horizontaux «primaires» ne sont pas à confondre avec les exfoliations (Price & Cosgrove, 1990). En effet, les exfoliations sont des fractures qui se mettent en place à proximité de la surface. Elles sont sub-parallèles à la topographie et sont induitent par une décompression rapide du batholite. Les exfoliations ne font donc pas partie de la fracturation primaire. Ces structures sont considérées comme étant des fractures en tension, et le mode de mise en place de ce type de fracture en proche surface est encore largement débattu. Il est important de noter que les exfoliations ne sont pas observées dans tous les granites.

Les joints obliques se forment à 45° ou moins du plan de foliation. Ils se développent aussi bien au niveau de la foliation horizontale (c'est-à-dire au toit du granite) que de la foliation verticale (c'est-à-dire à la bordure latérale du granite). La cinématique observée le long de ces fractures est cisaillante, et résulte d'une direction de compression orthogonale à la foliation et d'une direction d'extension parallèle à la linéation de flux. La formation de ces joints obliques est donc le résultats de l'interaction entre les contraintes régionales et la géométrie de la foliation magmatique (et donc du mode de mise en place de l'intrusion).

Les joints sont donc généralement associés au refroidissement et à la décompression du pluton, mais il s'agit aussi de phénomènes qui peuvent être liés à des contacts majeurs (surface de refroidissement), ou au «ballooning»

I 2.1.2. Les failles : de l'échelle lithosphérique à l'échelle du terrain

Les zones de failles contrôlent un large éventail de processus crustaux, aussi bien mécaniques qu'hydrauliques. Beaucoup de travaux se sont concentrés à décrire et à comprendre les géométries, les mécanismes de déformations et les propriétés hydrauliques des zones de failles. Dans les sections suivantes, les modèles structuraux et hydrauliques de premier ordre des zones de failles vont être présentés.

• Les modèles structuraux d'une zone de failles

Les failles sont des discontinuités structurales qui se mettent en place en réaction à des processus tectoniques. Elles se forment par la coalescence et le développement de «cracks» (Faulkner et al., 2010, et références citées) et s'initient communément à partir de structures préexistantes comme des joints, des filons ou toutes autres discontinuités. Un modèle simple de zone de failles, développé depuis une vingtaine d'années, propose une zonation définie grâce à deux composantes (Sibson, 1977; Caine et al., 1996; Faulkner et al., 2010, et références citées): un cœur de faille entouré par des zones endommagées (Figure I.7). Le cœur de faille, qui a concentré la déformation, est composé de cataclasite, de mylonite et/ou de zones de gouge. La zone endommagée, qui se développe de part et d'autre du cœur de faille, est constituée de systèmes complexes de fractures et de failles qui sont mécaniquement associés au développement de la faille principale. Ce modèle de zone de failles a été largement confirmé sur des objets naturels (e.g. Micarelli et al., 2003; Géraud et al., 2006) mais ne peut pas être applicable dans tous les cas. Faulkner et al. (2003) ont alors proposé un modèle alternatif qui présente des géométries à plusieurs cœurs de faille qui se ramifient et individualisent ainsi des lentilles de roches présentant des degrés de fracturation très variables (Figure I.8). Au cœur de ces lentilles, la déformation associée aux failles environnantes peut être négligeable et la roche est alors définie par une structuration faible caractéristique du protolithe. En revanche, en se rapprochant des zones de failles, la fracturation s'intensifie jusqu'aux zones endommagées. La limite des zones endommagées étant une notion qui est difficile à définir précisément. Il est important de noter que ces

deux schémas conceptuels ne possèdent pas d'échelle afin d'illustrer que ces structures de zones de failles peuvent être appliquées à toutes les échelles d'observation (Figure I.8).



Figure I.7. Modèle conceptuel d'une zone de faille, d'après Caine et al. (1996).



Figure I.8. Structures de zones de failles d'après Faulkner et al. (2010). (a) Structure avec un seul cœur de faille entouré d'une zone endommagée fracturée (d'après Chester et Logan, 1986). (b) Modèle à multiple cœurs de failles qui individualisent des lentilles de protolithe fracturé correspondant à des zones endommagées (d'après Faulkner et al., 2003).

• Modèle hydraulique d'une zone de failles

La caractérisation des propriétés pétrophysiques des zones de failles a été réalisée à partir de nombreuses mesures en laboratoire de porosité et de perméabilité sur des échantillons provenant des différentes parties constituant une zone de failles (i.e. le cœur de faille, la zone endommagée et le protolithe) (e.g. Ledésert et al., 2009; Géraud et al., 2010). Ces mesures pétrophysiques ont été associées à des analyses minéralogiques et pétrologiques et d'imagerie en Microscopie Electronique à Balayage (MEB) afin de caractériser la nature de la porosité et de la perméabilité de matrice et de déterminer les changements minéralogiques qui s'opèrent dans ces zones de circulations de fluides préférentielles (e.g. Ledésert et al., 1993; Rosener et Géraud, 2007). D'une manière générale, la zone endommagée possède des valeurs de perméabilité élevées et des valeurs de porosité relativement faibles. En revanche, dans le cœur de faille, les valeurs de perméabilité sont faibles et les valeurs de porosité sont généralement les plus fortes. Dans cette partie de la faille, l'altération des minéraux primaires et l'apparition de phases secondaires (e.g. les argiles) sont en effet généralement associées à une augmentation de la porosité. La cristallisation d'argiles augmente la tortuosité du réseau et entraîne ainsi une baisse de la perméabilité. Dans le cas de roches cristallines (e.g. un granite), le protolithe est caractérisé pas de très faibles valeurs de porosité, variant entre 0,5 et 1 %, et de perméabilité dépassant rarement 10⁻²⁰ m² (Géraud et al., 2010). Les zones de failles sont caractérisées par une très forte hétérogénéité de ces valeurs qui présentent alors toutes les gammes de variations, oscillant entre 0,5 et 15 % de porosité et entre 10⁻²⁰ et 10⁻¹⁵ m² pour la perméabilité (Géraud et al., 2010). Finalement, ces études ont montré que les zones endommagées, caractérisées par une forte densité de fractures, possèdent de meilleures caractéristiques de drainage, alors que les cœurs de faille, qui correspondent à des zones souvent très argilisées, sont plutôt des zones imperméables.

Dans le modèle original d'architecture d'une zone de failles proposé par Caine et al. (1996), le cœur de faille est considéré comme une zone imperméable qui joue le rôle de barrière et la zone endommagée comme une zone perméable qui se comporte comme un conduit, ceci étant en accord avec les mesures expérimentales présentées précédemment. Les auteurs ont alors proposé un schéma conceptuel illustrant différents comportements hydrauliques qui sont fonction du pourcentage relatif du cœur de faille et de la zone endommagée dans l'architecture de la zone de failles (Figure I.9). Quatre pôles structuraux ont alors été définis : (1) conduit localisé (i.e. cœur de faille et zone endommagée peu développés), (2) conduit distribué (i.e. cœur de faille peu développé et zone endommagée très développée) et (4) conduit et barrière combinées (i.e. cœur de faille et zone endommagée très développée) et (4) conduit et barrière combinées (i.e. cœur de faille et zone endommagée très développés). Cependant, ce modèle simple ne prend pas en compte la complexité de l'architecture des zones de failles (variations longitudinales des épaisseurs du cœur de faille ou de la zone endommagée, degré de connectivité des structures composant la zone endommagée) qui peut complètement modifier leur comportement hydraulique (Faulkner et al., 2010, et références citées).



Figure I.9. Représentations conceptuelles de différents types de comportements hydrauliques de zones de faille (d'après Caine et al., 1996).

I 2.2. Organisation spatiale de la fracturation et lois d'échelle

La caractérisation géométrique des systèmes de fractures pour une large gamme d'échelles (millimètrique à multi-kilomètrique) est devenue un champ de recherche très actif depuis une vingtaine d'années. La manière dont certaines propriétés géométriques évoluent aux différentes échelles a reçu une attention accrue dans le but de proposer des lois de distribution permettant de prédire statistiquement leurs comportements. Plusieurs paramètres ont été étudiés, principalement la longueur (Yielding et al., 1992; Castaing et al., 1996; Watterson et al., 1996; Bour et Davy, 1997; Odling, 1997; Odling et al., 1999; Soliva et Schultz, 2008), l'espacement (Gillespie et al., 1993; McCaffrey et al., 2003; Soliva et al., 2006), l'épaisseur (Scholz, 1987; McCaffrey et al., 2003) et le rejet des fractures (Clark and Cox, 1996; Schlische et al., 1996; Schultz et al., 2008). Différentes lois sont couramment citées pour caractériser ces distributions (Gillespie et al., 1993; Bonnet et al., 2001). Bien que certains systèmes de fractures soient mieux décrits par des lois d'échelle limitée (log-normal, exponentielle), il est maintenant reconnu que les lois de puissance et les géométries fractales apportent un outil de description largement applicable aux systèmes de fractures naturels (se référer à la revue bibliographique réalisée par Bonnet et al., 2001). De nombreuses études réalisées à différentes échelles et dans différents cadres géologiques ont donc montré que beaucoup de propriétés de fractures (e.g. la longueur l) suivaient souvent des lois de puissance telles que :

$$N(l) = \alpha l^{-\alpha}$$

où N(l) est la fréquence cumulée (i.e. le nombre de fractures possédant une longueur supérieure ou égale à la longueur l), l la longueur de fracture, α une constante, et a l'exposant de la loi de puissance.

Sur un diagramme log-log, où la fréquence cumulée N(l) est tracée par rapport à la longueur l, la distribution des longueurs est représentée par une droite avec une pente définie par l'exposant a (Figure I.10). Dans la plupart des cas, les extrémités supérieures et inférieures des jeux de données s'éloignent de la droite théorique (Figure I.10). Il s'agit d'effets d'échantillonnage appelés troncature (ou «truncation») et censure («ou «censoring»). Ils correspondent respectivement à une sous-estimation du nombre de petites fractures, en raison des limites de résolution de la méthode d'observation, et à une sous-estimation des longueurs de fractures qui recoupent les limites de la zone d'étude (Pickering et al., 1995; Bonnet et al., 2001).



Figure I.10. Exemples de distributions cumulées de longueurs de failles (d'après Cladouhos et Marrett, 1996). Les pentes des différentes distributions fournissent l'exposant a des lois de puissance.

La caractéristique principale de ces lois de puissance est l'absence d'échelle caractéristique et par conséquent la possibilité de les étendre aux échelles supérieure ou inférieure. Cette caractéristique des lois de puissance en fait un outil très efficace pour la modélisation des réservoirs fracturés par exemple. La détermination d'une loi de puissance pour un paramètre donné (e.g. la longueur des fractures ou leur espacement) à partir de données obtenues à l'échelle du puits (échelle centimètrique) ou de la ligne sismique (échelle kilomètrique) permet en effet de propager cette caractéristique à l'ensemble des échelles constituant le modèle réservoir. Cependant, ces lois de puissance doivent être utilisées avec prudence. Des études ont montré que ces lois d'échelle possèdent des plages de validité dont les bornes semblent être souvent associées à la dimension du niveau mécanique (ou «mechanical layer»), qu'il soit lithologique ou rhéologique (i.e. du banc sédimentaire à la croûte entière), dans lequel elles ont été mises en évidence (Bonnet et al., 2001).

I 2.2.1. Distribution des longueurs de fractures

L'un des paramètres géométriques les plus étudiés est la longueur des fractures. Les études réalisées sur des systèmes de fractures issues de processus tectoniques (e.g. les failles) ont montré que les lois de puissance étaient souvent les mieux adaptées pour décrire ce type d'organisation (Watterson et al., 1996; Bonnet et al., 2001). En revanche, les systèmes de joints, qui résultent de forces internes (thermique, chimique ou mécanique), sont plus communément décrit par des lois log-normales ou exponentielles négatives (Odling et al., 1999; Gillespie et al., 2001). Cette différence de distribution est reliée au mode de mise en place et plus précisément au mode de croissance des fractures. Dans le cas des joints, les forces internes engendrent une distribution des contraintes et chaque joint qui s'initie accommode un peu de déformation. La distribution des longueurs de joints est alors relativement homogène, présente une distribution plutôt aléatoire et possède une échelle caractéristique. À l'opposé, la déformation issue de processus tectonique a tendance à localiser la déformation sur certaines fractures. Il en résulte alors un système de failles qui est caractérisé par une coalescence et une forte connectivité des fractures dans les zones où la déformation est localisée (Soliva et Schultz, 2008). La population de fractures est alors très hétérogène et présente une distribution des longueurs en loi de puissance.

I 2.2.2. Distribution des espacements de fractures

De nombreuses études ont travaillé sur les distributions d'espacements des systèmes fracturés, en cherchant à leur faire correspondre des lois de distribution (exponentielle, log-normale, puissance...). Ces études ont été réalisées sur des systèmes fracturés échantillonnés de l'échelle régionale à l'échelle de l'affleurement, issus de processus tectoniques ou de processus internes. Ces travaux, effectués sur des jeux de données correspondant à des fractures de toutes les dimensions, ont révélé des résultats variés. Une organisation très «clusterisée» a souvent été observée pour les systèmes tectoniques (loi de puissance; Gillespie et al., 1993; Bonnet et al., 2001), alors que certains travaux montraient plutôt des distributions aléatoires (loi exponentielle négative; Brooks et al., 1996). Les systèmes issus de processus internes montrent également des distributions d'espacements variables, pouvant suivre des lois de puissance (Ouillon et al., 1996; Odling et al., 1999), des lois exponentielles négatives (Gillespie et al., 1993; Odling et al., 1999), alors que certains travaux (Gillespie et al., 1993; Odling et al., 1999), des lois exponentielles négatives (Gillespie et al., 1993; Odling et al., 1999), des lois exponentielles négatives (Gillespie et al., 1993; Odling et al., 1999), des lois exponentielles négatives (Gillespie et al., 1993; Odling et al., 1999), des lois exponentielles négatives (Gillespie et al., 1993; Odling et al., 1999), des lois exponentielles négatives (Gillespie et al., 1993; Odling et al., 1999), des lois exponentielles négatives (Gillespie et al., 1993; Odling et al., 1999) ou présenter des espacements réguliers (Gillespie et al., 1993; Odling et al., 1999). Aucune règle n'a été clairement établie, même si des tendances ressortent de toutes ces études : (1) lois de puissance et fracturation «clusterisées» pour les systèmes tectoniques, (2) lois exponentielle négatives et distribution aléatoire pour les systèmes issus de processus internes et (3) espacements réguliers pour les systèmes re

Il semble donc que les processus de mise en place des structures (i.e. forces internes et forces tectoniques) contrôlent également la distribution spatiale de la fracturation et la distribution des espacements (Soliva et Schultz, 2008). Les forces internes, qui contrôlent la mise en place des systèmes

de joints, ont tendance à distribuer la déformation et donc à développer des fractures de manière aléatoire dans la masse rocheuse. En revanche, les forces tectoniques, qui localisent la déformation, vont provoquer un développement intense de fractures le long de certaines discontinuités qui vont alors accumuler la majorité de la déformation. La fracturation va alors être caractérisée par des zones où les fractures sont très concentrées et resserrées (i.e. «clusters»). De la même manière que pour la distribution des longueurs, la distributions des espacements de fractures aura tendance à suivre une loi de puissance pour les systèmes tectoniques et une lois log-normale ou exponentielle négative pour les joints (McCaffrey et al., 2003).

I 2.2.3. Le cas des milieux «stratifiés»

Les comportements qui viennent d'être présentés ont été décrits pour des milieux homogènes. Dans le cas où le milieu est confiné dans une «couche isolée mécaniquement» (i.e. «mechanical layer»), comme un banc sédimentaire, un bassin sédimentaire ou la croûte fragile, le mode de croissance des fractures est significativement différent. Les fractures ne se propageant pas en dehors de ce niveau lithologique et/ou rhéologique, elles vont présenter des caractéristiques géométriques particulières dont la principale est un espacement régulier. La Figure I.11 montre deux exemples, à différentes échelles, de réseaux de fractures régulièrement espacées. Le premier exemple correspond à un système de failles macroscopiques confinées dans une couche de calcaires d'épaisseur de 4,5 mètres (Soliva et al., 2006). Le deuxième exemple, est une expérience analogique de Faugère et Brun (1984) modélisant l'extension continentale. On y voit un système de blocs basculés régulièrement espacés qui sont confinés à la croûte supérieure fragile. Dans ces milieux «stratifiés», les systèmes de joints ou de failles vont alors suivre des lois de distribution des longueurs et des espacements très proches. La croissance verticale des fractures (i.e. les joints ou les failles) étant limitée par l'épaisseur du niveau mécanique, aucune fracture ne va pouvoir se développer plus qu'une autre et donc localiser la déformation (Soliva et Schultz, 2008 et références citées). Qu'il s'agissent de forces tectoniques ou de forces internes, la déformation va être distribuée sur les différentes fractures présentes. Les distributions des longueurs, contrôlées par l'épaisseur du niveau mécanique, vont alors suivre une loi exponentielle négative et les fractures vont présenter des espacements réguliers. Les différences de distributions de longueurs et d'espacements qui viennent d'être décrits entre les milieux homogènes et les milieux stratifiés sont résumés sur la Figure I.12.

De nombreuses études ont montré que dans les milieux stratifiés la valeur de l'espacement régulier est directement dépendante de l'épaisseur de la «mechanical layer» (Odling et al., 1999; Gillespie et al., 2001; Soliva et Benedicto, 2005; Soliva et al., 2006). Une compilation de données de terrain à différentes échelles et de données de modélisation a été réalisée par Soliva et al. (2006) et suggère que l'espacement des failles est linéairement relié à l'épaisseur de la «mechanical layer». Le graphique de la Figure I.13, où est représenté l'espacement moyen en fonction de l'épaisseur de la «mechanical layer», illustre ce comportement.


Figure I.11. Exemples de fractures régulièrement espacées. (a) et (b) Failles normales macroscopiques dans un banc de calcaires de 4,5 mètres d'épaisseur encadrés par des niveaux d'argiles fins (d'après Soliva et al., 2006). (c) Modélisation expérimentale de la distention continentale, correspondant à un système bicouche ductile à sa base et fragile dans sa partie supérieure (d'après Faugère et Brun, 1984).



Figure I.12. Régime localisé et régime distribué dans les systèmes de failles normales. (a) Système fracturé localisé considéré comme indépendant de l'échelle d'observation (i.e. «scale-invariant»). (b) Système fracturé distribué considéré comme dépendant de l'échelle d'observation (i.e. «scale-dependent»). D'après Soliva et Schultz (2008).



Figure I.13. Graphique bi-logarithmique de l'espacement moyen (S_{avg}) en fonction de l'épaisseur de la «mechanical layer (T). D'après Soliva et al. (2006).

I 2.2.4. Relations entre les paramètres qui définissent la dimension d'une faille

La manière dont les propriétés des systèmes fracturés (longueur, épaisseur, rejet) sont reliées les unes aux autres aux différentes échelles a reçu une attention accrue depuis quelques années, motivée par la promesse de prédictions statistiques que les lois de puissance offrent. Les observations de terrain suggèrent que la dimension d'une faille, qui est définie en premier lieu par son rejet, est également associée à sa longueur, à son épaisseur et à sa profondeur d'enracinement dans la croûte. À partir de ces observations qualitatives, des études statistiques ont montré que les relations entre ces différents paramètres de dimensionnement suivaient souvent des évolutions linéaires avec le changement d'échelle. Ces relations linéaires ont été mises en évidence entre les longueurs et les rejets de failles (Clark et Cox, 1996; Schlische et al., 1996; Bonnet et al., 2001; Schultz et al., 2008, et références citées), entre les longueurs et les épaisseurs de veines (Johnston et McCaffrey, 1996; McCaffrey et al., 2003) ou entre les épaisseurs et les rejets de failles (e.g. Scholtz, 1987; Childs et al., 2009). La Figure I.14a illustre un exemple de relation linéaire entre les longueurs et les rejets de plusieurs populations de failles (Clark et Cox, 1996). La Figure I.14b montre la relation linéaire qui existe entre l'épaisseur d'une zone de failles et son rejet. Pour mesurer ces épaisseurs, Childs et al. (2009) ont utilisé comme définition d'une zone de failles la distance entre deux plans de glissement synthétiques dont les relations mécaniques peuvent être démontrées sur le terrain et qui ont enregistrés tous les deux un pourcentage du déplacement total. Les données incluses dans ce graphique concernent uniquement des zones de failles mesurées sur le terrain. Il est intéressant de noter que les épaisseurs de ces zones de failles possèdent une limite supérieure qui est comprise entre 100 et 200 mètres (Figure I.14).



Figure I.14. (a) Graphique en échelles logarithmiques représentant le rejet par rapport à la longueur de plusieurs populations de failles (d'après Clark et Cox, 1996). (b) Graphique en échelles logarithmiques représentant l'épaisseur des zones de failles par rapport au rejet (d'après Childs et al., 2009).

I 2.2.5. Relation entre la distribution des longueurs de fractures et la connectivité du réseau

La distribution des longueurs de fractures est un outil statistique qui permet d'estimer quelles sont les longueurs de fractures qui contrôlent la connectivité du réseau. Cette méthode statistique sera utilisée au cours de cette étude (section II 4) dans le but de caractériser la connectivité dans les réservoirs fracturés cristallins. Bour et Davy (1997) ont montré que, pour un réseau de fractures aléatoire (i.e. en orientation et en distribution spatiale; Figure I.15), l'exposant *a* de la loi de puissance, qui définit la distribution des longueurs, a une influence importante sur la nature de la connectivité. L'exposant caractérise l'abondance relative des fractures de différentes longueurs. Pour des exposants a > 3, les petites fractures contrôlent la connectivité. Pour des exposants 1 < a < 3, les petites et les grandes fractures contrôlent la connectivité dans des proportions qui dépendent de la valeur de *a*. Enfin, si a < 1, la connectivité est contrôlée par les grandes fractures. La Figure I.15 illustre les relations qui existent entre la valeur de l'exposant *a* et les tailles de fractures qui contrôlent la connectivité du réseau (pour plus d'explications, voir Bour et Davy, 1997).



Figure I.15. Réseaux de fractures aléatoires construits au seuil de percolation pour des distributions de longueurs suivant des lois de puissance. (a) a = 3.5, (b) a = 2.5 et (c) a = 1.5. De la gauche vers la droite, le réseau fracturé entier, les «clusters» majeurs du réseau fracturé et la colonne vertébrale (i.e. «backbone») du réseau fracturé. D'après Bour et Davy (1997).

I 3. RÔLE DE L'HÉRITAGE STRUCTURAL

Le rôle majeur de l'héritage structural sur la formation et la géométrie des systèmes de rifts a été reconnu dans de nombreux domaines extensifs (Illies, 1981; Bonini et al., 1997; Schumacher, 2002; Lezzar et al., 2002; Morley et al., 2004). Ces études ont montré que les structures préexistantes ont une influence variable sur la déformation extensive qui est fonction de leur orientation par rapport à la direction d'extension régionale, de leur dimension, de leur distribution spatiale et de leur degré de résistance (Morley et al., 2004, et références citées). La réactivation de ces structures obliques peut en effet soit entraîner des perturbations locales au sein d'un rift orthogonal (i.e. s'ouvrant perpendiculairement à la direction d'extension) soit provoquer une réorientation générale du rift. Ce dernier cas, qui correspond aux rifts obliques, a été largement étudié, en particulier à partir de modélisations analogiques (e.g. Whithjack et Jamison, 1986; Tron et Brun, 1991). Ces travaux, qui seront décrits avec précision dans la section I 3.1, ont étudié plus particulièrement le rôle de l'angle d'obliquité de l'extension. D'autres études, en particulier celle de Morley et al. (2004), ont cherché à comprendre comment les autres paramètres cités plus haut (i.e. dimension, résistance et distribution spatiale) pouvaient influencer l'importance de la réactivation et les géométries résultant de l'extension oblique. Le développement de failles, lors de l'initiation du rift, peut être défini par une compétition entre, d'un côté, la formation de fractures orientées de manière optimale par rapport à la direction d'extension régionale, et de l'autre, la réactivation de fractures obliques. Cette compétition est directement associée au degré de cohésion des structures préexistantes et donc à leur résistance. Les études de Morley et al. (2004) sur les rifts de Thaïlande ont montré que la distribution spatiale de l'anisotropie structurale et sa dimension semblaient également jouer un rôle très important. La Figure I.16 illustre schématiquement les différents styles de déformation qui sont observés lorsque ces différents paramètres varient.

Figure I.16. Cartes schématiques illustrant comment les réseaux de failles extensives peuvent varier en fonction du type d'anisotropie structurale préexistante, alors que l'obliquité est la même. La réactivation d'une anisotropie distribuée ne présentera pas les mêmes géométries de failles («zig-zag», en échelon...) que si il s'agissait d'une anisotropie localisée. De plus, le degré de faiblesse de l'anisotropie influence considérablement le rôle de l'héritage structural (d'après Morley et al., 2004).



Une revue bibliographique des travaux réalisés sur les rifts obliques va être présentée dans la section I 3.1. Deux caractéristiques majeures des domaines extensifs sous influence de l'héritage structural, qui seront abordées au cours de ce manuscrit, vont également être développées dans les sections suivantes. La section I 3.2 sera consacrée aux relations spatiales qui existent entre les structures réactivées et les dépocentres, la section I 3.3 s'intéressera à la présence possible d'un découplage structural à l'interface socle/couverture.

I 3.1. A l'échelle lithosphérique et crustale : les riftings obliques

De nombreuses études réalisées à partir de cas naturels (Brun et Tron, 1993; Dauteuil et Brun, 1993; Færseth et al., 1997; Morley et al., 2004) ou de modélisations analogiques (Whithjack et Jamison, 1986; Tron et Brun, 1991; Dauteuil et Brun, 1993; McClay et White, 1995; Clifton et al, 2000) ont analysé le rôle que pouvait avoir un héritage structural profond sur la géométrie des réseaux de failles dans des contextes de rifting. Ces études ont montré que la réactivation de structures préexistantes obliques par rapport aux contraintes extensives régionales pouvait fortement contrôler la géométrie du rift. Ces structures extensives, communément appelées «rifts obliques», sont caractérisées par une orientation de la bande de déformation (i.e. l'axe général du rift) sub-parallèle à la discontinuité structurale héritée et par un réseau complexe de failles dont les orientations sont directement dépendantes du degré d'obliquité. Des morphologies de rifts obliques ont été mises en évidence aussi bien dans le domaine continental (Færseth et al., 1997; Morley et al., 2004) que dans le domaine océanique (Dauteuil et Brun, 1993; Dauteuil et al., 2001). La Figure I.17 illustre deux exemples de rifting continental (un bassin de la Mer du Nord et un bassin en Thaïlande) alors que la Figure I.18 représente un exemple de zone d'accrétion oblique (la ride d'Aden de l'Ouest).

Les caractéristiques géométriques des réseaux de failles observés sur des cas naturels et sur des résultats de modélisation et leur analyse statistique ont été comparées et ont montré de nombreuses similitudes. Par conséquent, des diagrammes synthétisant la distribution des azimuts obtenus par modélisation analogique ont été construits (Tron et Brun, 1991; Brun et Tron, 1993). Ces diagrammes ont alors été utilisés pour déduire une direction moyenne d'étirement à partir de l'interprétation des réseaux de failles naturels (Brun et Tron, 1993; Dauteuil et Brun, 1993). Ces diagrammes vont être utilisés au cours de notre étude afin d'interpréter la morphologie des rifts observés sur la marge catalane et sur la marge nord du golfe d'Aden. Nous allons maintenant décrire un peu plus en détail les résultats obtenus lors de ces modélisations analogiques, en prenant comme exemple les résultats expérimentaux de Tron et Brun (1991), pour ensuite expliquer comment les diagrammes qui sont construits à partir de ces modélisations peuvent être utilisés.

Tron et Brun (1991) ont utilisé un modèle bi-couche, simulant la croûte fragile-ductile (Figure I.19a et b). La croûte fragile est modélisée par une couche de sable alors que la croûte ductile est modélisée par un niveau de silicone. Ce modèle bi-couche repose sur deux plaques divergentes qui



Figure I.17. Exemples de rifts obliques. (a) Viking graben dans la Mer du Nord, d'après Færseth et al. (1997).
(b) Bassin de Mae Moh en Thaïlande, d'après Morley et al. (2004). Les lignes pointillées rouges représentent l'orientation de l'héritage structural et les flèches rouges correspondent à la direction d'extension régionale.



Figure I.18. Exemple d'un centre d'accrétion oblique, la ride d'Aden de l'Ouest, d'après Dauteuil et al. (2001). La ligne pointillée rouge représente l'orientation de l'héritage structural et les flèches rouges correspondent à la direction d'extension régionale.

représentent un manteau très résistant (Figure I.19). La ligne qui sépare les deux plaques basales correspond à la discontinuité de vitesse («Velocity Discontinuity» ou V.D.) qui permettra de localiser la bande de déformation. Une série de pistons permet de déplacer les plaques basales dans des directions perpendiculaire et parallèle à la V.D., selon des vitesses respectives V_t et V_1 . Les valeurs relatives des vitesses V_t et V_1 déterminent l'obliquité α du vecteur d'étirement V_r par rapport à la V.D. (Figure I.19c). Des expériences ont été réalisées pour différentes valeurs de α : 0°, 15°, 30°, 45°, 60° et 90°. Les résultats obtenus sont présentés sur la Figure I.20.

Ces expériences de rifting oblique révèlent en premier lieu une dispersion des azimuts de failles qui croît avec l'augmentation de l'obliquité (i.e. avec la diminution de α). En fonction de la valeur de α , différents pics de fréquence d'azimuts de failles s'individualisent (Figure I.20). Ceux-ci peuvent être associés à différents types de failles : les failles bordières qui sont sub-parallèles à la bande de déformation et les failles obliques qui se trouvent au cœur de la bande de déformation (ou failles intra-rift). Les failles bordières sont surtout développées avec des valeurs d'obliquité relativement faibles, c'est-à-dire avec un angle α de 60° (Figure I.20). Celles-ci sont également présentes pour des angles α de 45° et de 30°, mais elles sont moins bien représentées sur les histogrammes directionnels en raison d'une forte densité de failles au cœur de la bande de déformation. Les failles obliques possèdent une dispersion des azimuts qui augmente avec une décroissance de l'angle α . Pour un angle α de 60°, une famille principale de failles obliques se développe à 80-85° de la direction d'étirement (ceci correspond à l'angle θ entre la direction d'étirement et les différents pics de fréquence ; voir Figure I.20). Lorsque les valeurs de α sont inférieures à 60°, une deuxième famille de failles obliques



Figure I.19. (a) Profil de résistance schématique pour une lithosphère continentale quadri-couches. Les zones grisées représentent les couches fragiles, alors les zones blanches représentent les couches ductiles. (b) Profil de résistance schématique du modèle expérimental. (c) Cinématique de la boîte de déformation utilisée pour les modélisations : les zones hachurées correspondent aux plaques basales; le vecteur de vitesse longitudinal est V_1 ; le vecteur de vitesse transversale est Vt; α : l'angle entre la discontinuité de vitesse (V.D.) et le vecteur d'étirement V_2 , (c) Schéma représentant un modèle in situ. D'après Tron et Brun (1991).

s'individualise. Pour un angle α de 45°, les failles obliques ont des angles θ de 85° et de 70°, alors que pour un angle α de 30°, elles ont des angles θ de 70° et de 50° (Figure I.20). L'observation des cartes structurales obtenues pour chaque angle α révèle plusieurs caractéristiques majeures concernant principalement l'organisation et la géométrie des failles obliques. Ces failles sont confinées au cœur de la bande de déformation et sont arrangées en échelon (Figure I.20). De plus, les failles obliques ont tendance à se paralléliser aux failles bordières au niveau de leurs extrémités et donc à présenter des géométries courbées voire sigmoïdes. Pour un angle α de 15°, la bande de déformation s'amincie fortement et les failles formées sont clairement décrochantes.



Figure I.20. Cartes structurales obtenues pour différents angles α . Sur la droite sont représentés les histogrammes directionnels obtenus pour chaque modèle. L'angle entre un pic de fréquence et la direction d'étirement est nommé θ . D'après Tron et Brun (1991).

Le diagramme synthétisant la distribution des azimuts obtenus par modélisation analogique de riftings obliques (Tron et Brun, 1991) est représenté sur la Figure I.21. Cette figure est reprise de l'article de Brun et Tron (1993) et illustre un exemple d'utilisation pour le «Viking graben» situé en Mer du Nord. La zone grisée de ce diagramme correspond à la dispersion des azimuts obtenue par modélisation analogique pour différents angles α (sachant que $\beta = 90^{\circ} - \alpha$; Figure I.21). Les lignes vertes et rouge correspondent respectivement aux pics de fréquence des failles obliques et des failles bordières. Le diagramme est centré sur la discontinuité de vitesse (V.D.) qui est représentée par la ligne verticale noire. Les parties supérieure et inférieure du diagramme permettent d'interpréter les rifts obliques sénestre et dextre respectivement. Pour utiliser ce diagramme dans le but d'interpréter une distribution de failles obtenue sur un objet naturel (ici le «Viking graben»), il faut centrer l'histogramme directionnel sur l'orientation de la discontinuité structurale héritée (ici N020-025°E; Figure I.21). Ensuite, la meilleure estimation d'obliquité du rift et donc de direction d'extension est obtenue en prolongeant vers le bas les azimuts correspondant aux pics de fréquence et aux limites de dispersion de l'histogramme. Dans le cas du «Viking graben», Brun et Tron (1993) ont obtenu un angle α proche de 60° et une direction d'extension proche de N090°E (Figure I.21).



Best fit Figure I.21. Exemple d'utilisation

d'un diagramme synthétisant la distribution des azimuts obtenus par modélisation analogique de riftings obliques (Tron et Brun, 1991). Application au «Viking graben» de la Mer du Nord (d'après Brun et Tron, 1993).

Fault orientation in northern Viking Graben

I 3.2. Relation entre les structures réactivées et les dépocentres

Des études, réalisées à partir d'exemples naturels ou de modèles expérimentaux, ont montré que les géométries des dépocentres possédaient des caractéristiques particulières dans le cas de riftings obliques ou plus généralement de réactivation de structures héritées (McClay et White, 1995; Schumacher, 2002; Morley et al., 2004; Bellahsen et Daniel, 2005; Michon et Sokoutis, 2005). Par exemple, les modèles analogiques de riftings obliques réalisés par McClay et White (1995) montrent des dépocentres intra-rifts arrangés en échelon (Figure I.22). Ces dépocentres sont séparés par des zones d'accommodation qui correspondent à des réseaux de failles qui se recoupent. Cette géométrie est très différente de celle observée dans les rifts orthogonaux qui présentent des dépocentres très linéaires, qui sont allongés parallèlement aux failles bordières.

D'autres études ont montré que, dans le cas de réseaux complexes de structures réactivées et de structures néo-formées, les dépocentres avaient tendance à se localiser au niveau des intersections de failles (Bellahsen et Daniel, 2005; Michon et Sokoutis, 2005), ou au niveau des zones de relais (Morley et al., 2004). La réinterprétation par Michon et Sokoutis (2005) des travaux de Schumacher (2002) sur le fossé Rhénan illustre très bien cette forte interaction entre les zones de subsidence préférentielle et les zones d'intersection de failles (Figure I.23).



Figure I.22. Résultats de modélisation analogique de rifting oblique avec un angle α de 60° pour plusieurs taux d'extension (2, 3, 4 et 5 cm d'extension). Les zones d'accommodation sont mises en évidence par les zones hachurées, alors que les dépocentres sont représentés en noir (d'après McClay et White, 1995).



Figure I.23. Cartes isopaques de l'Eocène supérieur, du Rupélien inférieur, du Rupélien supérieur et du Chattien (d'après Schumacher, 2002) pour le fossé Rhénan. Sur la droite, les cartes schématiques indiquent la forme générale des dépocentres et l'interprétation du champ de contraintes régionales (d'après Michon et Sokoutis, 2005).

I 3.3. Relations structurales entre le socle et sa couverture sédimentaire

De nombreuses études réalisées sur des exemples naturels (e.g. Place et al., 2010) ou à partir de modélisations analogiques (e.g. Richard, 1991; Higgins et Harris, 1997; Withjack et Callaway, 2000) ont montré qu'il pouvait exister un découplage structural à l'interface socle/couverture. Le paramètre principal qui semble contrôler ce découplage est la présence ou non d'un ou plusieurs niveaux de décollement de type évaporitique ou argileux dans la pile sédimentaire. Dans certains cas, les failles affectant la couverture s'aplatissent dans le niveau de décollement et ne s'enracinent dans le socle que plusieurs centaines de mètres plus loin (Withjack et Callaway, 2000). Dans d'autres cas, les failles de la couverture s'amortissent dans le niveau de décollement et ne s'enracinent jamais dans le socle. On observe alors un découplage structural «complet» entre le socle et la couverture, qui se traduit par des

réseaux structuraux distincts pour le socle et pour la couverture. Des orientations de structures très différentes peuvent alors être présentes dans le socle et dans la couverture (Higgins et Harris, 1997; Figure I.24a et b).

Certains exemples ont montré que la présence d'un niveau de décollement n'est pas systématiquement le signe d'un découplage structural. Dans une même zone d'étude, certaines failles de la couverture peuvent s'amortir dans le niveau de décollement alors que d'autres le traversent et s'enracinent dans le socle (Place et al., 2010; Figure I.24c). Il existe donc d'autres paramètres qui doivent rentrer en jeu dans le contrôle des relations structurales entre le socle et la couverture. Ceux-ci peuvent être associés à la nature de la couverture, à la nature du socle ou aux conditions aux limites du système. Withjack et Callaway (2000) ont montré que les caractéristiques du niveau de décollement (épaisseur, viscosité), les caractéristiques de la pile sédimentaire (épaisseur, cohésion) ou la vitesse de déplacement appliquée aux limites du système jouaient un rôle très important quant au degré de découplage. D'autres études ont montré que la nature des structures héritées dans le socle jouait également un rôle très important sur le degré de réactivation de ces structures et donc sur la déformation de la couverture (Morley et al., 2004). Toutes ces observations nous montrent qu'on ne peut pas considérer un système comme «couplé» ou «découplé», mais qu'il existe tous les cas de figure possible entre ces deux pôles.



Figure I.24. (a) et (b) Expériences modélisant une déformation extensive enregistrée dans une couverture sédimentaire reposant sur un socle pré-fracturé (d'après Higgins et Harris, 1997). Résultats sans niveau de décollement à l'interface socle/couverture (a) et avec un niveau de décollement (b). (c) Profil interprété de sismique réflexion dans la région de Soultz-sous-Forêts, au sein du fossé Rhénan (d'après Place et al., 2010). Sur la droite, on peut voir un découplage entre les structures de la couverture et du socle, alors que sur la gauche aucun découplage n'est observé (voir les flèches sur la figure).

I 4. CLASSIFICATION DES ZONES DE FAILLES POUR CETTE ÉTUDE

Une classification «arbitraire» des zones de failles a été réalisée dans le but de clarifier les descriptions et les interprétations qui seront faites au cours de ces travaux et de faciliter la compréhension du lecteur. Elle est fonction de la dimension des zones de failles, qui peut être définie par la longueur, l'épaisseur, le rejet ou le niveau crustal ou lithosphérique qu'elles affectent. En effet, ces différents paramètres des zones de failles sont reliés les uns aux autres aux différentes échelles (voir section I 2.2.4) et pourront donc être utilisés indépendamment pour définir l'ordre de grandeur de la structure. Il s'agit d'une classification qui est communément admise et implicitement utilisée dans la littérature sous des termes généraux tels que : faille régionale, faille secondaire ou faille mineure.

I 4.1. Définition d'une zone de failles

L'étude des paramètres de dimensionnement des zones de failles est confrontée à des problèmes de définition et de terminologie, en particulier pour les mesures d'épaisseur. Les termes de zone de failles ou de zone endommagée sont largement utilisés dans la littérature, mais souvent sans définition claire. Childs et al. (2009) ont récemment précisé ces termes en menant des travaux consacrés à l'étude des épaisseurs respectives (voir section I 2.2.4). Ces travaux ont été réalisés à l'échelle de l'affleurement et les définitions de ces structures ont donc été adaptées à des mesures de terrain :

- L'épaisseur d'une zone de failles correspond à la distance entre deux plans de glissement synthétiques dont les relations mécaniques peuvent être démontrées sur le terrain et qui ont enregistrés tout les deux un pourcentage du déplacement total.

- L'épaisseur d'une zone endommagée correspond à la zone dans laquelle la densité de failles et de fractures est plus élevée que celle du protolithe.

L'analyse multi-échelle des paramètres de dimensionnement des zones de failles que nous avons réalisée s'intéresse aussi bien à des structures mesurées sur le terrain qu'à des structures observées sur images satellites. Par conséquent, nous n'allons pas pouvoir utiliser directement les définitions proposées par Childs et al. (2009) car la différenciation entre une zone endommagée et une zone de failles selon ces définitions est impossible à l'échelle régionale (e.g. par image satellite). Nous utiliserons alors la définition plus large proposée par Peacock et al. (2000):

- Une zone de failles est un système de failles mécaniquement liées qui interagissent et se connectent au sein d'une bande de déformation relativement étroite séparant des blocs structuraux moins déformés.

Cette définition correspond finalement à une zone de «cluster» de failles génétiquement reliées qui est proche du modèle de Faulkner et al. (2003)(Figure I.8) et dont l'épaisseur pourra être identifiée à l'échelle du terrain mais aussi à l'échelle régionale (e.g. «cluster» sur image satellite).

I 4.2. Méthodes d'observation

Les zones de failles étudiées au cours de ces travaux ont été observées à différentes échelles et par le biais de différentes méthodes : cartes régionales construites à partir de lignes sismiques, Modèle Numérique de Terrain (MNT, grille de 30 m x 30 m), images satellites régionales (image ASTER, pixel de 15 m), images satellites de haute résolution (image QUICKBIRD, pixel de 61 cm) et terrain. Une relation directe existe entre la méthode d'observation utilisée et la dimension de la zone de failles observée. En augmentant la résolution d'observation, nous allons pouvoir observer des zones de faille de dimension de plus en plus petite, mais aussi avoir accès à l'architecture interne des zones de failles de dimension supérieure (Figure I.25).



Figure I.25. Représentations schématiques d'une zone de failles observée à différentes échelles. Le caractère «clusterisé» de la zone de failles n'apparaît qu'en augmentant l'échelle d'observation. Il est intéressant de noter que cette représentation schématique est valable pour n'importe quelles échelles d'observations (e.g. de l'affleurement à l'analyse microscopique, en passant par le macro-échantillon).

Les allers-retours effectués entre les observations de terrains et les différentes échelles d'observations satellitales ou de MNT montrent que les zones de failles présentent un caractère fortement «clusterisé», et ceci à toutes les échelles. Une zone de failles observée à une échelle régionale (e.g. à partir d'un MNT) sera constitué d'un seul linéament structural, alors qu'elle sera constituée de plusieurs tracés très rapprochés («cluster») si elle est observée à partir d'une image satellite de haute résolution (Figure I.25). Cette même zone de failles observée sur le terrain présentera une géométrie encore plus complexe. Elle sera caractérisée par une succession de failles de dimensions variables qui forment des alternances plus ou moins «clusterisées», entre lesquelles sont intercalées des blocs de protolithe «préservés» (voir le modèle de Faulkner et al., 2003 ; section I 2.1.2).

Ces zones «clusterisées», qui apparaissent en augmentant l'échelle d'observation, vont nous permettre de caractériser l'architecture interne des zones de failles mais également l'épaisseur de celles-ci. Chaque méthode utilisée va ainsi nous permettre d'avoir accès à l'épaisseur des zones de failles d'une certaine dimension. Ceci sera précisé dans la section suivante. Avant de passer à

la description des différents ordres de grandeur de zones de failles définis pour cette étude, il est important de discuter rapidement de l'échelle d'observation de terrain qui est un peu particulière. Potentiellement, les zones de failles de toutes les dimensions peuvent être observées sur le terrain et leurs paramètres de dimensionnement mesurés (e.g. l'épaisseur). Cependant, les zones de failles d'échelle régionale, comme les failles bordières d'un rift par exemple, sont difficilement observables et mesurables directement sur le terrain. Elles sont en effet constituées d'un système de zones de failles séparées par des zones moins déformées. À l'échelle du terrain, les mesures d'épaisseur des zones de failles régionale. Cette limite d'échantillonnage, que nous venons de décrire, est très bien illustrée par la Figure I.14 qui montre que les épaisseurs des zones de failles mesures directement sur le terrain que nous allons présenter dans ce manuscrit se limiterons donc aux zones de failles d'ordre de grandeur les plus faibles (i.e. le troisième ordre, voir par la suite). La cartographie de ces différentes zones de failles observées sur le terrain pourra dans un second temps nous permettre de mettre en évidence des zones de failles d'ordre supérieure.

I 4.3. Trois ordres de grandeur de zones de failles

Dans la classification qui suit, nous donnerons à chaque ordre de grandeur, à la fois des paramètres de dimensionnement (e.g. le niveau crustal ou lithosphérique affecté), mais aussi les méthodes d'imagerie utilisées pour les observer. Cette étude étant réalisée dans le domaine des rifts et des marges passives, il s'agira d'une classification spécifique aux failles normales. Trois ordres de grandeur de zones de failles ont été définis qui s'étendront de l'échelle lithosphérique à l'échelle de terrain.

Premier ordre de grandeur

Les zones de failles du premier ordre correspondent aux structures qui accommodent la majorité de l'amincissement dans les systèmes continentaux de horst et graben et dans les systèmes de marges passives. La Figure I.26 montre quelques exemples de systèmes extensifs où les zones de failles du premier ordre sont représentées en rouge. L'exemple du fossé Rhénan illustre bien les caractéristiques des zones de failles du premier ordre pour un rift intra-continental (Figure I.26a). Elles correspondent aux failles bordières du fossé et aux failles délimitant les horsts et grabens majeurs. Elles présentent les rejets les plus forts et affectent profondément la croûte (Figure I.26a).

Dans ce groupe, certaines structures s'enracinent jusque dans la croûte inférieure et le manteau lithosphérique supérieur. Il s'agit, en général, de failles bordières qui délimitent les zones de subsidence des zones de surrection. Celles-ci permettent une localisation de la déformation à l'échelle de la lithosphère et montrent alors un contrôle très fort sur la géométrie des systèmes extensifs. Par exemple, les systèmes extensifs intra-continentaux présentent souvent une asymétrie forte qui est due à une des failles bordières qui s'enracine dans le manteau lithosphérique supérieur (Figure

I.26a). Dans le contexte d'une marge passive, les zones de failles de premier ordre correspondent aux structures qui délimitent les blocs basculés majeurs (Figure I.26b).

Les zones de failles de premier ordre sont observables sur lignes sismiques, sur Modèles Numériques de Terrain (MNT) et sur images satellites régionales (ASTER). Pour les deux premières méthodes, nous les distinguerons des zones de failles d'ordre inférieur en considérant la longueur des linéaments structuraux. Sur les images ASTER, une zone de failles de premier ordre est représentée par un «cluster» de linéaments. Cette méthode d'observation permet donc de caractériser la longueur mais également l'épaisseur de la zone de failles, puisque celle-ci pourra être déterminée par la largeur des zones de «cluster».

(a) RHINE GRABEN



Figure I.26. Exemples de systèmes extensifs imagés sur lignes sismiques. (a) Coupe interprétative du fossé Rhénan à partir des données de sismique réflexion ECORS-DEKORP (d'après Brun et Wentzel, 1991). (b) Coupe de sismique réflexion à travers la marge ouest galicienne à la transition océan-continent (d'après Boillot et al., 1987) (c) Coupe interprétative à travers le golfe de Suez (d'après Morellato et al., 2003, et références citées). Les zones de faille de premier et deuxième ordres sont représentées en rouge et bleu respectivement.

Deuxième ordre de grandeur

Les zones de failles du second ordre correspondent à des structures intermédiaires ou secondaires. Elles affectent les premiers kilomètres de la croûte supérieure, possèdent des rejets relativement importants qui peuvent localiser des dépocentres importants. Elles sont observables sur images sismiques, où on les voit souvent se brancher en profondeur sur les zones de failles du premier ordre (en bleu sur la Figure I.26a et c), et sur analyses de Modèles Numériques de Terrain (MNT). À l'échelle d'observation des images ASTER, elles ne sont représentées que par un seul linéament. Lorsqu'ils sont considérés individuellement, ces linéaments sont donc interprétés comme des zones de failles de deuxième ordre, alors que s'ils forment des «clusters», ils seront interprétés comme une zone de failles de deuxième ordre est représentée par un «cluster» de linéaments, et son épaisseur peut alors être déterminée.

Troisième ordre grandeur

Les zones de failles du troisième ordre correspondent aux failles qui sont difficilement observables sur les lignes sismiques. Elles sont identifiables sur les images QUICKBIRD, où elles sont représentées par un seul linéament. L'échelle de terrain est la mieux adaptée pour observer une zone de failles de troisième ordre. Il s'agit des zones de failles qui possèdent une épaisseur supérieure à 50 mètres. Elles correspondent finalement à la borne supérieure du graphique de Childs et al. (2009) qui montrent des épaisseurs de 100-200 mètres (voir section précédente). Les zones de failles qui possèdent des épaisseurs inférieures à 50 mètres seront considérées comme des failles mineures.

Pour résumer, nous avons réalisé un diagramme (Figure I.27) qui illustre les relations existant entre, d'une part, le dimensionnement des zones de failles et de la fracturation, et d'autre part, les méthodes d'imagerie qui permettent de les observer. Les méthodes d'imagerie utilisées pendant cette étude pour analyser les analogues de terrain (en rouge sur la Figure I.27) couvrent tous les domaines de fracturation (i.e. du joint à la faille lithosphérique). Les analyses de terrain et d'images QUICKBIRD sont particulièrement intéressantes puisqu'elles vont permettre d'imager précisément les zones de failles de deuxième et de troisième ordre correspondant aux structures difficilement détectables dans le cadre des réservoirs fracturés profonds. En effet, les seuls données disponibles, pour caractériser un réservoir profond dans le socle, sont les images de puits (i.e. à l'échelle des fractures et des petites failles) et les méthodes géophysiques (i.e. à l'échelle des zones de failles de premier ordre ; Figure 1.27).



Figure 1.27. Diagramme illustrant la relation entre les ordres de grandeur des zones de failles et les méthodes d'imagerie (voir le texte pour plus d'explications). En noir sont représentées les méthodes d'imagerie disponibles pour caractériser un réservoir fracturé profond dans le socle. En rouge sont représentées les méthodes d'imagerie utilisées dans cette étude pour caractériser les analogues de terrain. Il est intéressant de noter que l'analyse des analogues de terrain recouvre le domaine des zones de faille du deuxième et du troisième ordre qui sont difficilement identifiables dans les réservoirs profonds. Le domaine couvert par l'imagerie de sismique réflexion est en pointillé car cette méthode ne permet pas une imagerie de qualité dans le socle. Sont également indiquées les méthodes qui permettent de mesurer l'épaisseur des zones de faille de chaque ordre de grandeur par la présence de «clusters».

I 5. PROBLÉMATIQUES DE LA THÈSE

La revue bibliographique qui vient d'être proposée nous a permis de faire un état des connaissances sur les sujets concernant (1) le comportement aux différentes échelles des paramètres géométriques de la fracturation, (2) l'organisation spatiale de la fracturation et (3) le rôle majeur de l'héritage structural. Nous allons maintenant faire la liste des questions majeures qui seront abordées et discutées au cours de ces travaux, avec deux axes majeurs : améliorer la compréhension de l'organisation d'un réservoir fracturé et mettre en évidence l'importance de l'héritage structural sur cette géométrie.

I 5.1. L'organisation spatiale de la fracturation et son comportement aux différentes échelles

Dans le cadre particulier que représente les réservoirs développés dans les roches cristallines, plusieurs points ont été soulevés dans l'analyse bibliographique qui vient d'être présentée.

- Dans les roches cristallines, les systèmes tectoniques (i.e. les failles) et les systèmes issus de processus internes (i.e. la fracturation primaire) suivent-ils les mêmes lois d'échelle pour des paramètres géométriques comme la longueur ou l'espacement?

- La fracturation possède-t-elle un comportement qui est le même à toutes les échelles ou existe-t-il plusieurs niveaux d'organisation? Une loi d'échelle soupçonnée à une échelle donnée (puits ou sismique) peut-elle être étendue sur plusieurs ordres de grandeur afin de construire un modèle réservoir?

- Est-il possible de proposer un modèle d'organisation spatiale de premier ordre qui pourrait être applicable aux réservoirs fracturés cristallins en général?

- Comment interagissent les différents paramètres géométriques qui définissent un réseau fracturé (longueur, espacement, épaisseur...)?

Dans la thématique des réservoirs fracturés, une réflexion sur le potentiel drainant du réseau fracturé s'impose.

- Comment peut-on caractériser et définir la connectivité d'un réservoir fracturé cristallin? Toute la masse rocheuse est-elle drainée ou les fluides circulent-ils uniquement dans des zones très localisées? Quels sont les paramètres qui font qu'un couloir fracturé ou une faille deviennent de bonnes zones de production? Dans les réservoirs actuels, quelles sont les cibles potentielles pouvant être des zones drainantes efficaces?

I 5.2. L'héritage structural

Le développement des réservoirs fracturés dans les roches cristallines s'inscrit généralement dans un contexte de réactivation potentielle de structures préexistantes. Le rôle de cet héritage structural doit être considéré à deux échelles : celle du réservoir et celle plus régionale.

- L'analyse du rôle de l'héritage structural, conduite à l'échelle régionale, nous permetelle de prévoir les structures réactivées à l'échelle du réservoir?

- Les structures réactivées d'échelle crustale contrôlent largement la géométrie des rifts, mais qu'en est-il des structures de dimensions inférieures (failles de deuxième et troisième ordres, les filons, les joints...)?

Plusieurs paramètres ont un rôle sur les modalités de réactivation de structures héritées. Dans cette étude, les paramètres de dimensionnement et d'orientation ont été principalement étudiés.

- Quels rôles ont ces paramètres sur la réactivation en contexte extensif?

- Comment ces paramètres influencent la «compétition» qui s'exercent entre les structures héritées et les structures néo-formées lors de l'extension?

Un autre point important, associé à la réactivation de structures héritées dans le socle, est leur prolongement ou non dans la couverture sédimentaire. Une meilleure compréhension des relations structurales entre le socle et la couverture sédimentaire est un enjeu de premier ordre pour la modélisation des réservoirs fracturés cristallins, comme nous l'avons précisé précédemment.

- Est-ce-que les structures réactivées dans le socle se prolongent systématiquement dans la couverture sédimentaire?

- À l'inverse, les structures néo-formées dans la couverture s'enracinent-elles dans le socle?

I 6. PLAN DE THÈSE

Ce mémoire de thèse comporte quatre parties distinctes. Cette première partie vous a présenté les éléments bibliographiques concernant la description des réseaux de fractures et le développement des structures régionales extensives en contexte fortement influencé par l'héritage structural. Les parties II et III concernent respectivement les deux analogues de terrain. Nous traiterons en premier lieu le socle protérozoïque du Yémen dans le contexte géodynamique de l'ouverture du golfe d'Aden. Dans la seconde partie, les résultats de l'étude du socle hercynien, affleurant sur la marge catalane, seront présentés. La dernière partie sera sous forme de discussion et s'appliquera à comparer les deux analogues de terrain.

Partie II : le socle protérozoïque du Yémen

Les deux premières sections de cette partie consacrée au Yémen vont permettre aux lecteurs de se familiariser avec la zone d'étude. Après une revue bibliographique des événements géodynamiques majeurs qui ont structuré le socle et la couverture sédimentaire du Protérozoïque à l'actuel, les problématiques régionales abordées au cours de ce manuscrit seront exposées (section II 1). Elles nous aideront à avoir une meilleure vision de l'histoire tectonique polyphasée des zones d'études et donc à proposer une interprétation de la fracturation du socle plus rigoureuse. Ensuite, nous présenterons en détail la zone d'étude du horst d'Al-Mukalla (section II 2). Les cartes géologiques de la zone et les cartes structurales construites à partir de l'analyse d'images satellites seront décrites. Enfin, les observations de terrain réalisées dans le socle et au contact socle/couverture seront présentées et nous permettront de caractériser les objets géologiques qui seront analysés par la suite sur images satellites.

La section II 3 sera dédiée à l'histoire tectonique polyphasée de la marge nord du golfe d'Aden et à une meilleure compréhension du rôle qu'a eu l'héritage structural pendant les phases de riftings mésozoïques et cénozoïque. Les bassins mésozoïques seront étudiés dans la section II 3.1. La dynamique globale de l'emplacement de ces bassins sera discutée en s'intéressant particulièrement au rôle de l'héritage structural. La section II 3.2 sera consacrée à la déformation associée à l'amincissement de la marge proximale du golfe d'Aden. L'objectif de cette section sera de décrire les différences structurales qui existent le long de la marge nord du golfe d'Aden. Nous verrons que celles-ci sont fonction de la nature et de l'importance de l'héritage structural présent dans le socle. Ces observations nous permettront (1) de discuter des modalités de la réactivation des structures héritées en fonction de leur caractéristiques géométriques (i.e. orientation et dimension) et (2) de proposer un modèle d'ouverture du golfe d'Aden qui prendra en compte l'hétérogénéité de l'héritage structural présent le long de sa marge nord.

La section II 4 sera consacrée à l'étude détaillée multi-échelles de la fracturation du socle. Celle-ci sera sous la forme d'un article soumis à *Journal of Structural Geology*, qui est intitulé : «Scaling and geometric properties of fracture systems in the extensional Proterozoic basement of Yemen. Tectonic

interpretation and fluid flow implications». L'organisation spatiale de la fracturation dans le socle protérozoïque du Yémen sera analysée en prenant en compte les paramètres géométriques suivants : longueur, espacement, épaisseur et distribution spatiale. Un modèle de fracturation sera alors proposé de l'échelle régionale à l'échelle du micro-bloc structural (~ 700 m de large). De plus, une réflexion sur la connectivité du réseau fracturé et sur le potentiel drainant de celui-ci sera proposée.

Partie III : le socle hercynien de Catalogne

La partie III, sur la fracturation du socle hercynien de Catalogne, suivra un plan proche de celui de la partie Yémen. Une revue bibliographique des principaux événements tectoniques ayant structurés le socle, de l'Hercynien à l'actuel, sera proposé dans la section III 1. Dans la section III 2, nous présenterons les cartes structurales multi-échelle construites à partir de données issues de la littérature, d'analyses d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) et d'analyses structurales de terrain.

La section III 3 sera dédiée à l'étude structurale régionale. Une interprétation des réseaux structuraux mis en évidence dans les sections précédentes sera réalisée en prenant en compte l'héritage structural. Un modèle d'ouverture et d'amincissement de la marge catalane sera alors proposé.

Ensuite, une analyse multi-échelle des paramètres géométriques de la fracturation sera réalisée (section III 4): l'orientation, l'espacement et la longueur. L'étude structurale réalisée à l'échelle du terrain nous permettra d'avoir accès à des informations peu observées sur le socle protérozoïque du Yémen et donc de compléter le modèle de fracturation déjà proposé dans la partie II.

Partie IV: discussion générale

Cette partie IV sera consacrée à une comparaison des deux analogues de terrain. Les principaux résultats qui découlent de cette étude seront brièvement rappelés. Les deux thèmes majeurs qui constitue notre étude serons discutés : l'organisation spatiale de la fracturation aux différentes échelles et le rôle de l'héritage structural. Un modèle de distribution spatiale de la fracturation du socle sera proposé pour les systèmes extensifs en général. Finalement, dans cette dernière partie nous intégrerons tous ces résultats dans un modèle réservoir conceptuel et les différentes implications concernant les réservoirs fracturés, qui découlent de cette étude, seront discutées.

PARTIE II.

Le socle protérozoïque du Yémen

II 1. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE

Dans cette partie introductive nous allons présenter une revue bibliographique des événements géodynamiques majeurs qui ont structuré le socle et la couverture sédimentaire du Yémen. Cette histoire tectonique polyphasée a été divisée en trois épisodes majeurs : (1) l'assemblage du bouclier arabo-nubien durant l'orogenèse pan-africaine (formation du Gondwana), (2) les phases de riftings continentaux du Jurassique et du Crétacé (dislocation du Gondwana) et (3) la phase de rifting continental à l'Oligocène suivi de l'ouverture du bassin océanique d'Aden. Cette étude bibliographique va nous permettre de mettre en évidence les orientations structurales majeures qui caractérisent l'héritage structural du socle protérozoïque du Yémen et de sa couverture sédimentaire et d'exposer les problématiques régionales qui seront abordées au cours de cette étude.

II 1.1. Orogenèse pan-africaine : le bouclier arabo-nubien

La configuration actuelle du bouclier arabo-nubien résulte de l'accrétion de blocs exotiques («terranes») sur la marge Est du Gondwana pendant l'orogenèse pan-africaine (Windley et al., 1996; Whitehouse et al., 1998). Il consiste en un collage d'arcs insulaires (en vert sur la Figure II.1) et de micro-continents (en rose sur la Figure II.1). Le socle présent en Arabie-Saoudite est composé de trois arcs insulaires principaux (Asir, Hijaz et Midyan) et de deux blocs continentaux (Afif et Ar Rayn). Au Yémen, le socle est lui composé de trois arcs insulaires (Asir, Al-Bayda et Al-Mukalla) et de trois



Figure II.1. Carte simplifiée du bouclier arabo-nubien représentant les différents «terranes» et zones de sutures (d'après Stoeser et Camp, 1985; Windley et al., 1996). blocs continentaux (Afif, Abas et Al-Mahfid). De nombreuses études ont été réalisées sur le socle d'Arabie Saoudite (Stoeser et Camp, 1985; Quick, 1991; Abdesalam, 1994; Al-Saleh et al., 1998; Blasband et al., 2000; Meert, 2003). Elles ont apporté des données structurales, géochronologiques ou géochimiques qui ont permis de bien contraindre l'histoire pan-africaine et l'héritage archéen de ce socle. En revanche, le socle protérozoïque du Yémen est très peu documenté. Les corrélations établies entre les blocs exotiques d'Arabie Saoudite et du Yémen sont encore actuellement controversées, mais il semble que ces blocs possèdent une histoire tectonique commune depuis la dislocation du supercontinent Rodinia et l'orogenèse pan-africaine (Windley et al., 1996; Johnson et Stewart, 1996; Whitehouse et al., 1998; Whitehouse et al., 2001).



Figure II.2. Reconstitutions paléogéographiques illustrant la dislocation du supercontinent Rodinia et l'assemblage du Gondwana. (a) 900 Ma; (b) 780 Ma; (c) 630 Ma; (d) 550 Ma; (e) 530 Ma. Modifiée d'après Li et al., 2008. Les cercles rouges localisent les «terranes» formant actuellement le bouclier arabo-nubien.

La dislocation du supercontinent Rodinia et le développement de l'océan du Mozambique se sont déroulés entre 900 Ma et 750 Ma (Li et al., 2008; Figure II.2a et b). Cet intervalle de temps est caractérisé par une croissance crustale importante et par la formation des différents arcs insulaires du bouclier arabo-nubien (Stoeser & Camp, 1985; Blasband et al., 2000; Meert, 2003; Figure II.3A). De plus, la dislocation du supercontinent Rodinia a permis l'individualisation des blocs continentaux mentionnés plus haut. À partir de 750 Ma, la fermeture de l'océan du Mozambique et l'accrétion de nombreux blocs continentaux vont conduire à la formation du Gondwana (Figure II.2c, d et e). Sur la marge est du futur Gondwana, l'assemblage de différents blocs «exotiques» va se produire pour former le bouclier arabo-nubien (Stoeser et Camp, 1985; Al-Saleh et al., 1998; Blasband et al., 2000; Genna et al., 2002; Meert, 2003; Figure II.3b). L'accrétion de ces blocs, suivant une direction de convergence majoritairement NO-SE, a formé des zones de sutures orientées principalement NNE à NE (Figure II.1). Ces zones de sutures sont bien développées et identifiées dans le socle d'Arabie Saoudite (Yanbu, Bir Umq, Al Amar et Nabitah), alors qu'elles sont moins bien décrites au Yémen (Figure II.1).



Figure II.3. Schémas représentant les principales étapes amenant à la formation du bouclier arabo-nubien. A. Formation des arcs insulaires, B. Accrétion des arcs insulaires et des blocs continentaux, C. Déformation intracratonique et formation des Nadj Faults. D'après Stoeser et Camp (1985).

Le stade final de l'orogenèse pan-africaine est caractérisé par une phase d'extension NO-SE généralisée sur l'ensemble du bouclier arabo-nubien (Blasband et al., 2000; Genna et al., 2002; Brooijmans et al., 2003; Tsige et Abdelsalam, 2005). Celle-ci est accompagnée du développement de grandes zones de cisaillement sénestres orientées NO-SE : les *Nadj faults* (Figure II.1 et Figure II.3C). Celles-ci découpent le bouclier arabo-nubien sur toute sa longueur et présentent par endroit des rejets horizontaux allant jusqu'à 300 km. Les *Nadj faults* et les différentes structures associées à la phase extensive post-orogénique («metamorphic core complex», bassins sédimentaires, granites post-orogéniques de type-A... voir les références dans Blasband et al., 2000) ont été actives entre 620 Ma et 530 Ma. Cette phase extensive a été interprétée par Blasband et al. (2000) comme le résultat de l'effondrement gravitaire de la chaîne pan-africaine à la fin du Protérozoïque et au début du Paléozoïque (Figure II.4). Cette interprétation et le modèle géodynamique que ces auteurs proposent pour le bouclier arabo-nubien durant l'orogenèse pan-africaine ont été établis à partir d'une étude réalisée dans la région du Sinaï en Egypte (Figure II.1).



Figure II.4. Schémas représentant les principales étapes amenant à la formation du bouclier arabo-nubien, en référence à des études réalisées dans la région du Wadi Kid, Sinai, Egypte. (A) Formation des arcs insulaires. (B) Accrétion des arcs insulaires sur la marge Est du futur Gondwana. (C) Épaississement crustal par l'accrétion des arcs insulaires et des blocs continentaux. (D) Début de l'extension post-orogénique due à l'effondrement d'une croûte gravitairement instable. (E) Stade final de l'extension continentale avec la mise en place de «metamorphic core complex» et de granites post-orogéniques de type-A. D'après Blasband et al., 2000.

II 1.2. Les bassins extensifs mésozoïques du Yémen

L'extension continentale durant le Mésozoïque a mis en place au Yémen un système complexe de bassins possédant des âges et des géométries variables. Les études stratigraphiques et structurales de ces bassins (Beydoun et al., 1996; Ellis et al., 1996; Bosence, 1997) ont permis d'individualiser de nombreux dépocentres, plus ou moins continus, qui peuvent être rassemblés au sein de trois systèmes principaux de rift. À l'Ouest, le système de rift de Marib-Shabwah-Hajar (ou MaSSH selon Ellis et al., 1996; Figure II.5) possède une orientation NO-SE qui suit et réactive de grandes discontinuités crustales pan-africaines, les *Nadj Faults* (Redfern et Jones, 1995; Birse et al., 1997). Il est constitué de quatre dépocentres principaux : le bassin de Marib Al Jawf, les dépressions de Shabwa, le bassin de Hawak et le bassin de Wadi Hajar (Figure II.5). Un peu plus à l'Est se trouve le système de rift de Say'un Al Masilah (ou SAMS selon Ellis et al., 1996; Figure II.5), d'orientation ONO-ESE, qui est également constitué de quatre dépocentres principaux : le bassin de Wadi Saar, le bassin de Wadi Al Ain, le bassin de Masilah et le bassin de Sayhut. Enfin, à l'extrémité orientale du Yémen, se trouve le système de rift de Jiza-Qamar (ou Jeza-Howarime selon Ellis et al., 1996; Figure II.5) qui possède une orientation générale E-O. Ce dernier bassin possède une géométrie plus simple que les deux autres, puisqu'il est caractérisé par un dépocentre principal.



Figure II.5. Principaux éléments structuraux relatifs aux différentes phases extensives mésozoïque et cénozoïque au Yémen. Les principaux dépocentres mésozoïques sont indiqués (Ellis et al., 1996).

Deux phases de rifting ont contrôlé la subsidence des bassins mésozoïques du Yémen (Ellis et al., 1996). La première phase de rifting a affecté les bassins de Marib-Shabwah-Hajar et de Say'un Al Masilah à partir du Kimméridgien inférieur (Figure II.6). Elle s'est prolongée jusqu'au Tithonien

inférieur pour le bassin de Marib-Shabwah-Hajar et jusqu'au Berriasien inférieur pour le bassin de Say'un Al Masilah. Pendant cette première phase extensive, il semblerait que le bassin de Jiza-Qamar n'ait pas enregistré de dépôt syn-rift (Ellis et al., 1996). Une pré-structuration E-O s'est probablement développée, mais la localisation de la déformation n'a sûrement pas été assez importante pour permettre au bassin de Jiza-Qamar d'enregistrer de subsidence tectonique. Suite à cette phase de subsidence tectonique, une phase de subsidence thermique s'est mise en place jusqu'au Valanginien.

La seconde phase de rifting se déroule au Crétacé inférieur, de l'Hauterivien au Barrémien. On a alors réactivation d'une partie des bassins jurassiques (le bassin de Say'un Al Masilah et les parties centrale et méridionale du bassin de Marib-Shabwah-Hajar) et initiation du bassin de Jiza-Qamar (Figure II.6). On observe également à cette époque l'initiation d'un autre petit bassin qui se situe au Sud du bassin de Marib-Shabwah-Hajar: le Bahalf graben (Figure II.5 et Figure II.6). Finalement, une deuxième phase de subsidence thermique s'instaure à partir de l'Aptien.



Figure II.6. Géométrie des rifts actifs pendant (a) le rifting jurassique supérieur et (b) le rifting crétacé inférieur (d'après Ellis et al., 1996).

Les deux caractéristiques majeures de ce système extensif sont donc : (1) la rotation anti-horaire de l'orientation principale de ces trois bassins en passant de NO-SE à l'Ouest à E-O à l'Est, et (2) l'initiation de la subsidence syn-rift qui est de plus en plus jeune en allant vers l'Est (Redfern et Jones, 1995; Beydoun et al., 1996; Ellis et al., 1996; Bosence, 1997). Redfern et Jones (1995) ont proposé que le changement d'orientation des bassins avec le temps soit relié à un changement de cinématique régionale (Figure II.7). Dans un premier temps, la séparation de la plaque Indo-Madagascar de la marge Africano-Arabe (création du bassin océanique de Somalie) à partir de l'Oxfordien inférieur aurait déclenché la réactivation des Nadj faults et le développement des bassins de Marib-Shabwah-Hajar et de Say'un Al Masilah (Figure II.7c). Dans un second temps, l'arrêt de l'accrétion océanique dans le bassin de Somalie et le développement d'une ride océanique entre l'Inde et Madagascar auraient provoqué une rotation anti-horaire des contraintes et par conséquent la formation du bassin de Jiza-Qamar (Figure II.7e). Ce scénario proposé par Redfern et Jones (1995) a le mérite de remettre ce système extensif dans un cadre géodynamique régional dans le but d'expliquer les caractéristiques structurales de ces bassins et leur histoire polyphasée. Cependant, ce modèle peut être discuté si il est confronté à des études récentes de reconstructions paléo-géographiques (Raval et Veeraswamy, 2003 ; Schettino et Scotese, 2005; Eagles et König, 2008).



Figure II.7. Reconstructions paléogéographiques et tectoniques pour une partie de la marge nord du Gondwana pendant: (a) le Trias inférieur, (b) le Jurassique inférieur, (c) le Jurassique supérieur, (d) le Crétacé inférieur, et (e) le Crétacé supérieur (d'après Redfern et Jones, 1995).

II 1.3. L'ouverture du golfe d'Aden

Le golfe d'Aden est un bassin océanique jeune et actif qui sépare la plaque arabe au Nord de la plaque somalienne au Sud (Figure II.8). Il relie la ride océanique de Carlsberg, située dans l'océan Indien, au point triple des Afars en passant par le golfe de Tadjoura. Les sédiments syn-rift sur la marge nord du golfe d'Aden ont été déposés principalement à l'Oligocène entre 35 et 20 Ma (Watchorn et al., 1998), alors que l'accrétion océanique a débuté à 17,6 Ma (Leroy et al., 2004; d'Acremont et al., 2006). Les analyses de la déformation syn-rift sur la marge nord du golfe d'Aden ont montré une direction d'extension orientée N020°E (Lepvrier et al., 2002 ; Huchon et Khanbari, 2003 ; Fournier et al., 2004), alors que le bassin océanique d'Aden s'est ouvert suivant une direction estimée à N025°E (Jestin et al., 1994; Manighetti et al., 1997; Fournier et al., 2001). L'orientation des zones d'accrétion océanique et des failles transformantes qui segmentent le golfe d'Aden (Figure II.8) illustre d'ailleurs bien la direction N025°E de séparation de la plaque arabe et de la plaque somalienne. Ces deux contraintes cinématiques attribuées respectivement à la phase de rifting continental et à la phase d'océanisation montrent que la direction d'extension régionale est restée relativement constante depuis 35 Ma. La direction d'extension régionale, que nous considérerons égale à N025°E, forme donc un angle de 50° avec l'orientation générale du golfe d'Aden (N075°E). Cette configuration cinématique amène à considérer ce système comme un rifting oblique (Manighetti et al., 1997; Dauteuil et al., 2001).

Plusieurs études structurales concernant la géométrie et la cinématique des failles syn-rift ont été réalisées sur la marge nord du golfe d'Aden: au Yémen (Huchon et Khanbari, 2003) et en Oman (Lepvrier et al., 2002; Fournier et al., 2004). Ces études ont révélé des géométries complexes qui ont été attribuées à une forte réactivation de structures héritées du Mésozoïque (voire du Protérozoïque) et à une histoire extensive cénozoïque polyphasée. Les structures mésozoïques réactivées sont majoritairement orientées N120°E. Le graben de Bahlaf et le bassin de Jiza-Qamar, qui ont enregistré un remplissage sédimentaire cénozoïque syn-rift, sont les exemples de réactivation les plus importants de la marge nord du golfe d'Aden (Brannan et al., 1997; Huchon et Khanbari, 2003; Figure II.8). Entre ces complexes extensifs mésozoïques réactivés, la déformation de la marge continentale se caractérise par des bandes de déformation parallèles à l'axe du golfe (N075°E) qui contrôlent les dépôts sédimentaires syn-rift (bassins de Aden-Abyan, de Mukalla-Sayut et de Salalah-Ashawq; Figure II.8). Une analyse plus fine de ces bandes de déformation révèle un système de failles très segmentées possédant des orientations très variables (N070°E à N120°E). En plus de cette analyse géométrique, des données de cinématique de failles syn-rift ont révélé plusieurs directions d'extension (Lepvrier et al., 2002; Huchon et Khanbari, 2003; Fournier et al., 2004; Bellahsen et al., 2006). Deux directions majeures, N020°E et N160°E, ont été identifiées. Certains auteurs envisagent une rotation anti-horaire des contraintes (Lepvrier et al., 2002; Huchon et Khanbari, 2003; Bellahsen et al., 2006) alors que d'autres considèrent que ces deux événements sont contemporains (Fournier et al., 2004).



Figure II.8. Carte simplifiée des principaux bassins mésozoïques et cénozoïques de la marge nord du golfe d'Aden. Sont également représentés les bassins mésozoïques de Somalie. Modifiée d'après Redfern et Jones (1995) et d'Acremont et al. (2005).

À partir de ces données structurales (géométriques et cinématiques), différents modèles d'ouverture ont été proposés pour expliquer la déformation observée sur la marge nord du golfe d'Aden.

Huchon et Khanbari (2003) ont réalisé une étude au Yémen entre les bassins de Bahlaf et de Jiza-Qamar (Figure II.8) et ont proposé un modèle d'ouverture en deux temps. Tout d'abord, pendant la phase de rifting continental, les structures mésozoïques orientées N120°E sont réactivées et permettent de localiser les remplissages syn-rift dans une série de bassins N120°E arrangés en échelon et alignés le long d'un axe N075°E. Cette première phase est associée à la direction d'extension N020°E (Figure II.9a). Ensuite, l'initiation de l'océanisation et sa propagation vers le Sud-Ouest aurait induit une rotation des contraintes extensives en suivant le modèle de Jaeger et Cook (1979). En effet, ce modèle suggère que des contraintes extensives sont générées à l'extrémité d'un crack de mode I au cours de sa propagation (Figure II.9b, c et d). À la limite entre rifting continental et océanisation, l'extension N160°E aurait ainsi permis le développement des structures N070-075°E parallèles à la marge. Ce modèle explique la rotation anti-horaire de l'extension et la forte dispersion des azimuts de faille, mais il se base sur le modèle de propagation de l'océanisation vers le Sud-Ouest alors que celui-ci a été récemment remis en question (d'Acremont, 2002 ; Leroy et al., 2004).



Figure II.9. Reconstructions du golfe d'Aden correspondant aux anomalies magnétiques 5D (a), 5C (b) et 5 (c), avec les distributions possibles de directions d'extension syn-rift observées sur le terrain. AFFZ: Alula-Fartak fracture zone. D'après Huchon et Khanbari (2003, et références citées). (d) Schéma montrant les contraintes extensives induites par la propagation oblique d'un rift océanique. «Lithospheric-scale crack model» proposé par Huchon et Khanbari (2003) pour l'ouverture du golfe d'Aden.

Lepvrier et al. (2002) ont travaillé en Oman au niveau du bassin de Salalah-Ashawq (Figure II.8) et ont proposé un modèle de mise en place inspiré des modélisations analogiques de rifting oblique (Whitjack et Jamison, 1986; Tron et Brun, 1991). Dans un premier temps, l'extension N020°E aurait provoqué le développement de grabens orientés N090-120°E distribués en échelon le long d'un axe N075°E (Figure II.10). Les auteurs indiquent que la mise en place de ces bassins peut être expliquée par une réactivation du système de rifts mésozoïques, mais ils insistent sur le fait que ce système de failles en échelon est prédit par les modèles analogiques de rifting oblique. Dans un second temps, l'augmentation du degré de déformation aurait provoqué un développement croissant des failles N090-120°E qui auraient ainsi tendance à se paralléliser à l'orientation générale du rift (N075°E) et à présenter des formes sigmoïdes. L'extension tardive N160°E serait donc relative à la propagation des failles N090-120°E qui se parallélisent aux bordures de la zone de déformation (i.e. l'orientation générale du rift N075°E). Ce modèle prend en compte la rotation anti-horaire de l'extension, mais ne prend pas en compte les bassins syn-rift possédant une orientation générale N075°E qui sont observés sur la marge nord du golfe d'Aden (e.g. le bassin de Mukalla-Sayut; Figure II.8). Il n'attribue en effet cette orientation structurale qu'à une augmentation du taux de déformation.

Le modèle proposé par Fournier et al. (2004) est très proche de celui de Lepvrier et al. (2002). Il s'inspire également de modèles analogiques (Clifton et al., 2000) et se base sur une étude structurale réalisée dans la région du bassin de Salalah-Ashawq (Figure II.8). Les auteurs considèrent ici que les extensions N020°E et N160°E sont contemporaines et donc que les failles N070°E, N090°E et


Figure II.10. Carte schématique illustrant le réseau de failles syn-rift mis en place à l'Oligo-Miocène pendant l'ouverture du golfe d'Aden (d'après Platel et Roger, 1989; Fantozzi et Sgavetti, 1998). La géométrie des failles qui résultent de la superposition des extensions N020°E et N160°E sont en accord avec les modèles analogiques de Bonini et al. (1997). D'après Lepvrier et al. (2002).

N120°E se mettent en place en même temps. En référence aux modèles analogiques et en comparant les déformations «onshore» et «offshore», ils proposent que les structures N070°E parallèles à l'axe du rift se mettent en place préférentiellement sur les bordures du rift («onshore») et que les failles N090-120°E sub-perpendiculaires à la direction d'extension (N020°E) se mettent en place au centre du rift (Figure II.11). Ce modèle est en accord avec les géométries structurales observées en «offshore» par d'Acremont et al. (2005). Il explique bien la déformation enregistrée sur la marge nord du golfe d'Aden en Oman où il n'y a pas ou peu d'héritage structural (Figure II.8). En revanche, il ne discute pas du rôle majeur de la réactivation des bassins mésozoïques qui prédomine le long de la marge Yéménite.



Figure II.11. Carte structurale de la marge passive nord-est du golfe d'Aden réalisée à partir de données bathymétrique et sismique en «offshore» et de cartes géologiques en «onshore». Dans le domaine «offshore», les failles normales sont linéaires et orientées N110-120°E, alors que les failles «onshore» sont sigmoïdes avec une orientation moyenne N075°E. L'encart montre le réseau de failles obtenu à partir de modèle analogique de rifting oblique avec une obliquité de 45°. D'après Fournier et al. (2004).

II 1.4. Problématiques régionales abordées dans cette étude

L'étude de terrain et l'analyse d'images satellites réalisées dans le horst d'Al-Mukalla, qui seront présentées dans la section II 2, vont nous permettre d'apporter de nouvelles contraintes structurales sur la déformation de la marge nord du golfe d'Aden. Dans la section II 3, ces résultats seront confrontés aux études antérieures et aux modèles déjà proposés qui viennent d'être décrits. En suivant cette démarche, nous pourrons ainsi contribuer à répondre aux différentes problématiques régionales qui sont exposées ci-dessous :

- Durant le rifting mésozoïque, quel(s) paramètre(s) contrôle(nt) la rotation des orientations principales des bassins et quel est le moteur du polyphasage tectonique enregistré par le remplissage sédimentaire?

- Les modèles structuraux et cinématiques proposés dans la littérature, qui ont cherché à expliquer le mode d'ouverture du golfe d'Aden et les déformations associées sur la marge, se sont heurtés aux deux problèmes majeurs que sont l'héritage structural et le caractère oblique du rifting. Ces deux paramètres ont largement interagi pendant l'ouverture du golfe d'Aden et sont donc difficile à intégrer dans un même modèle. Les structures réactivées étant orientées principalement N120°E, elles se retrouvent sub-perpendiculaires aux contraintes extensives N025°E qui ont dirigé l'ouverture du golfe d'Aden. Par conséquent, il est difficile de savoir si les structures N120°E observées sur la marge nord du golfe d'Aden sont des failles héritées ou des failles néo-formées. De plus, les modélisations analogiques de rift oblique prédisent la mise en place d'un système de failles sigmoïdes centrées principalement sur les orientations N090°E et N110°E. Plusieurs questions se posent alors. Quelles sont les parts respectives de l'héritage structural mésozoïque et du rifting oblique dans la déformation observée sur la marge nord du golfe d'Aden? Quel est le rôle de l'héritage structural (crustal et lithosphérique) pendant le rifting et comment contrôle-t-il l'évolution structurale de la marge? La réactivation structurale a-t-elle été très localisée au niveau des bassins mésozoïques majeurs ou a-t-elle été distribuée sur toute la marge? Par conséquent, est-il pertinent de proposer un modèle structural homogène pour toute la marge du golfe d'Aden ou faut-il adapter ce modèle en fonction de l'hétérogénéité et des particularités de l'héritage structural préexistant?

- Le bassin océanique du golfe d'Aden est caractérisé par la présence de plusieurs zones transformantes de premier ordre (e.g. les zones transformantes d'Alula Fartaq et de Mukalla; Figure II.8) qui segmentent la ride d'Aden. De nombreuses éléments montrent que cette segmentation de premier ordre est héritée du stade initial de rifting continental. Quels sont les paramètres qui contrôlent cette segmentation et quelles sont les relations qui existent entre les structures héritées dans le domaine continental et les structures observées dans le domaine océanique?

II 2. PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE

II 2.1. Le horst d'Al-Mukalla: localisation régionale et présentation des cartes géologiques et structurales

Nous avons choisi comme zone d'étude le horst d'Al-Mukalla (Figure II.12) pour deux raisons principales: (1) son extrémité SE est caractérisée par l'affleurement d'une grande surface de socle protérozoïque qui va nous permettre de réaliser une analyse satellitale multi-échelle de la fracturation du socle (section II 4) et (2) sa position particulière entre le bassin mésozoïque de Marib-Shabwah-Hajar et le bassin cénozoïque de Mukalla-Sayut va nous permettre d'étudier les déformations associées à ces deux événements extensifs et ainsi de contribuer à une meilleure compréhension du rôle de l'héritage structural associé à ces deux phases tectoniques (section II 3). Nous allons rapidement présenter ici les cartes géologiques et structurales qui seront utilisées au cours de cette étude. En plus d'une carte géologique régionale de la région du horst d'Al-Mukalla (Figure II.13), des cartes structurales du socle ont été réalisées à différentes échelles, à partir d'images satellites. Nous ne présenterons pour le moment que les cartes du socle construites à l'échelle régionale (Figure II.16 et Figure II.17). Les cartes du socle construites à des échelles plus grandes seront présentées dans la section II 4 lors de l'étude détaillée de la fracturation du socle.



Figure II.12. Carte simplifiée des principaux bassins mésozoïques et cénozoïques sur la marge nord du golfe d'Aden. Sont également représentés les bassins mésozoïques de Somalie. Modifiée d'après Redfern et Jones (1995) et d'Acremont et al. (2005). Le cadre noir localise la Figure II.13.



Figure II.13. Carte géologique du horst d'Al-Mukalla construite à partir des cartes géologiques de la République du Yémen (GDR-surveying team and the Dept. of G. & M.E., 1987). Les cercles localisent les affleurements présentés dans les sections suivantes : (a) Figure II.29, (b) Figure II.30, (c) Figure II.14 et (d) Figure II.15. Le cadre pointillé noir localise la Figure II.16.

Carte géologique de la zone d'étude : le horst d'Al-Mukalla

La carte géologique de la région du horst de Mukalla (Figure II.13) a été construite à partir de cartes pré-existantes (GDR-surveying team and the Dept. of G. & M.E., 1987), d'études de terrain (la nôtre et celle publiée par Huchon et Khanbari, 2003), de l'interprétation d'images satellites (Aster et Landsat) et de l'interprétation de Modèles Numériques de Terrain (MNT, SRTM 90 m). La cartographie des failles de la couverture, à partir des images satellites Aster et Landsat, a permis la réalisation d'une carte structurale des zones de failles de premier et deuxième ordres. L'utilisation de marqueurs stratigraphiques clairement identifiables, comme les barres calcaires de l'Umm Er Raduma, a permis d'identifier de nombreux systèmes de horsts et grabens. La Figure II.14 illustre le type de structures observées sur le terrain et sur image satellite. On y voit un graben orienté N080°E qui découpe les barres calcaires de l'Umm Er Radhuma. En revanche, la cartographie des failles du socle est plus difficile à établir et demande une analyse d'images satellites plus précise. Celle-ci est illustrée sur la Figure II.16 et la Figure II.17. Les variations apparentes de densité de failles entre le socle et la couverture ne peuvent donc pas être prises en compte sur la carte de la Figure II.13.



Figure II.14. Graben orienté N080°E dans la couverture paléogène. On peut voir les grandes barres calcaires de l'Umm Er Radhuma qui sont décalées par failles normales. Celles-ci présentent un rejet de plus de 200 mètres. Les lignes pointillées soulignent un marqueur stratigraphique au sein de l'Umm Er Radhuma. Cet affleurement est localisé sur la Figure II.13.

Le socle protérozoïque affleure principalement dans la partie sud de la carte. Il est mis en contact avec la couverture sédimentaire principalement par le biais de failles normales d'orientations E-O et NO-SE (Figure II.13). Par endroit, la couverture repose directement sur le socle. Au centre du horst de Mukalla (dans la partie orientale de la carte), la discordance stratigraphique est d'âge Crétacé alors qu'à l'extrémité ouest du horst elle est d'âge Jurassique (Figure II.13). La couverture jurassique est

présente uniquement dans la partie occidentale de la carte et correspond à l'extrémité SE du bassin de Marib-Shabwah-Hajar (Figure II.12 et Figure II.13). La couverture crétacée est observable au contact du socle ou dans les fonds de vallées. Ces vallées incisent les grands plateaux constitués de sédiments paléocène qui couvrent la majorité de la carte et culminent entre 1500 et 2000 mètres d'altitude. Les remplissages syn-rifts, associés à l'ouverture du golfe d'Aden, sont localisés au niveau de l'extrémité occidentale du bassin de Mukalla-Sayut (Figure II.12 et Figure II.13) et dans deux bassins mineurs qui bordent le granite de Burum. Il est intéressant de noter que ces dépocentres mineurs sont tous les deux localisés à l'intersection de failles E-O ou ENE-OSO et NO-SE (Figure II.13). La zone d'étude est également caractérisée par une zone de forte production volcanique dans la région de Bir-Ali (Figure II.15). Quelques occurrences sont également présentent dans la couverture paléocène au nord de Bir Ali ou dans la partie centrale de la carte, au niveau du socle (Figure II.13).



Figure II.15. Le volcanisme quaternaire dans la région de Bir Ali. (a) Image satellite Google Earth de localisation. (b) et (c) Photos des deux cratères principaux. L'étoile blanche localise la prise de vue des photos a et b. Ces affleurements sont localisés sur la Figure II.13.

Les cartes structurales du socle protérozoïque d'Al-Mukalla

L'étude structurale du socle d'Al-Mukalla a été réalisée à partir d'images satellites de type ASTER et QUICKBIRD. L'image ASTER (Figure II.16a) couvre la quasi totalité du socle d'Al-Mukalla alors que l'image QUICKBIRD (Figure II.17a) correspond à une zone focalisée sur le granite tardipan-africain de Burum et son encaissant proche (Figure II.13). Ce granite sera l'objet d'une étude détaillée de la fracturation dans la section II 4. Les structures identifiées sur les images satellites sont interprétées comme étant principalement des structures fragiles : le caractère très rectiligne de ces linéaments et les observations faites sur le terrain nous confortent dans l'idée qu'il ne s'agit pas de bandes de cisaillement ductiles héritées du Pan-Africain. À l'échelle de l'image ASTER (échelle d'échantillonnage égale à 1/40000), les linéaments structuraux identifiés sont des zones de failles de deuxième ordre. Lorsque ceux-ci forment des «clusters», ces bandes de déformation seront considérées comme des zones de failles de premier ordre (voir section I.4). En revanche, lorsqu'on passe à une échelle d'échantillonnage plus grande (1/15000) et qu'on utilise l'image QUICKBIRD, les zones de failles de failles de deuxième ordre correspondent à des zones de «cluster», alors que les linéaments structuraux observés sont interprétés comme des zones de failles de troisième ordre.

À partir des images ASTER, nous pouvons voir que le socle d'Al-Mukalla est recoupé par trois familles principales de linéaments structuraux : E-O, NO-SE et NE-SO (Figure II.16b). Ces structures sont localement très regroupées («clusters») et sont interprétées comme des bandes de déformation d'échelle crustale voire lithosphérique (i.e. zones de failles du premier ordre; Figure II.16b). Six zones de failles du premier ordre ont pu être individualisées. Elles sont mises en évidence sur la Figure II.16b grâce à des parenthèses et chacune porte un numéro distinct (C1, C2...). Le socle d'Al-Mukalla est majoritairement structuré par des zones de failles E-O et NO-SE, alors que les linéaments orientés NE-SO sont localisés au sein d'une seule zone de failles du premier ordre (C6).

Le granite de Burum est localisé au sein du socle d'Al-Mukalla entre deux zones de failles du premier ordre orientées N090°E (C2 et C3) et il est traversé par une zone de failles de premier ordre d'orientation N120°E (C5). La carte structurale construite à l'échelle de 1/15000 (Figure II.17b) pour la partie nord du granite de Burum montre un réseau de failles proche de celui observé à l'échelle 1/40000. Les trois mêmes familles directionnelles sont observées : E-O, NO-SE et NE-SO. À cette échelle d'observation, ce sont également les failles E-O et NO-SE qui sont les plus représentées, les failles NE-SO étant principalement localisées dans la partie NE de la carte (Figure II.17b).



Figure II.16. (a) Image ASTER du socle d'Al-Mukalla. La Figure II.17a est localisée par le cadre pointillé noir. Le granite de Burum est localisé par la ligne pointillée blanche. (b) Carte structurale du socle d'Al-Mukalla à une échelle d'échantillonnage de 1/40000. Les parenthèses indiquent la présence de bandes de déformation qui sont interprétées comme des zones de failles de premier ordre (C1 à C6). La carte structurale du granite nord est localisée par le cadre pointillé noir (Figure II.17b).



Figure II.17. (a) Image QUICKBIRD du granite de Burum. Le cadre pointillé noir localise la carte structurale de la partie nord du granite de Burum. (b) Carte structurale de la partie nord du granite de Burum à une échelle d'échantillonnage de 1/15000. Les wadis sont représentés en bleu. Les parenthèses indiquent les zones de failles de premier ordre C3 et C5 (voir la Figure II.16b).

II 2.2. Le socle d'Al-Mukalla et sa couverture sédimentaire : observations de terrain

Deux missions de terrain ont été effectuées en 2007 dans le horst de Mukalla (deux fois 10 jours). Ces deux missions à caractère prospectif avaient comme objectifs: (1) de déterminer la nature du socle protérozoïque, (2) de caractériser le contact avec la couverture sédimentaire (fracturation, zone d'altération...), (3) d'étudier la fracturation du socle et (4) de sélectionner des cibles d'études détaillées de la fracturation. Ces cibles ont été choisies pour y effectuer une étude satellite et pour avoir ainsi accès à différentes échelles d'analyses structurales (satellite régionale, satellite détaillée et terrain). Suite à ce travail préliminaire, il était prévu de retourner sur le terrain pour compléter les observations faites sur images satellites et pour y ajouter une étude de terrain précise de la fracturation. Malheureusement, des problèmes géopolitiques et de sécurité ne nous ont pas permis de retourner à Al-Mukalla. Finalement, les deux missions de terrain n'ont permis de réaliser qu'une caractérisation de premier ordre de la nature du socle d'Al-Mukalla, concentrée tout particulièrement sur une intrusion pan-africaine : le granite de Burum. De plus, malgré le peu de temps passé sur le terrain, nous avons pu nous construire une image relativement précise de la zone d'étude de part la qualité et la dimension des affleurements. Toutes ces observations de terrain, qui vont nous permettre, notamment, de mieux interpréter les images satellites, sont présentées dans les sections suivantes.

II 2.2.1. Nature du socle protérozoïque d'Al-Mukalla

Le socle d'Al-Mukalla correspond au «terrane» le plus oriental du bouclier arabo-nubien (voir section II 1.1). Il s'agit d'un «terrane» d'affinité principalement océanique constitué d'un complexe d'arcs volcaniques. Il a ensuite été intrudé par plusieurs séries de granitoïdes pan-africains. Aucune étude détaillé n'a été publiée sur le socle protérozoïque d'Al-Mukalla. Les seules données disponible ssont les cartes géologiques au 1/100000 (GDR-surveying team and the Dept. of G. & M.E., 1987). Sur ces cartes, seules les intrusions pan-africaines ont été cartographiées, le reste du socle étant considéré comme un socle «indifférencié» (Figure II.18). Notre étude de terrain a donc permis de caractériser un peu plus précisément la nature su socle d'Al-Mukalla.

Le socle indifférencié représenté sur la carte de la Figure II.18 correspond à l'encaissant des intrusions pan-africaines des complexes de Malaqi et de Mukalla (e.g. le granite de Burum). Les différents sites d'échantillonnage effectués au cours des deux missions de terrain, sont représentés sur la Figure II.18). Leur distribution spatiale montre que le socle n'a été prospecté que partiellement. Cependant, nous avons pu mettre en évidence un socle relativement «monotone», qui est constitué principalement de roches effusives basiques (basaltes, andésites, latites...) et de métasédiments (Figure II.19a et c). L'organisation spatiale de ces différentes formations et la nature des contacts qui les séparent n'ont pas été mis en évidence sur le terrain. Les roches volcaniques sont majoritairement des basaltes et des andésites. Ils sont principalement constitués de phénocristaux de feldspaths plagioclases

baignant dans une matrice microlithique (Figure II.20a et b). Certains de ces basaltes contiennent des phénocristaux de pyroxènes; la présence d'olivine est très rare. De nombreuses enclaves de péridotite et de dunite ont été observées (Figure II.19b). Ce complexe volcano-sédimentaire ne présente ni de déformation ductile ni un degré de métamorphisme élevé. Les métasédiments ont tendance à développer une foliation bien marquée et très fine, alors que les roches volcaniques sont intensément fracturées. Un métamorphisme de faciès schiste vert est systématiquement observé dans le socle «indifférencié». Il se traduit par la présence d'épidote principalement localisée au niveau de certains plans de fractures (Figure II.19e).



Figure II.18. Le socle protérozoïque d'Al-Mukalla (d'après les cartes géologiques au 1/100000 de la république du Yémen, GDR-surveying team and the Dept. of G. & M.E., 1987). Les points blancs localisent les zones d'échantillonnage. Les trois intrusions pan-africaines qui ont été datées (voir Annexe) sont localisées : la syénite du complexe de Malaqi, le granite de Burum du complexe d'Al-Mukalla et le granite alcalin également du complexe d'Al-Mukalla.



Figure II.19. (a) Vue d'ensemble du socle «indifférencié», qui est principalement composé de roches volcaniques basiques et de métasédiments. Celui-ci est intrudé par de nombreuses intrusions granitiques, ici sous forme de filons. (b) Exemple d'affleurement de basalte à enclaves de péridotites. (c) Exemple d'affleurement de métasédiments caractérisés ici par une alternance de niveaux d'évaporites et d'argiles. (d) Syénite du complexe de Malaqi exhibant un réseau complexe de fractures dont certaines sont remplies par de l'épidote. (e) Exemple de cristallisation d'épidote dans un basalte à pyroxène du socle «indifférencié».



Figure II.20. Exemples de basaltes observés dans le socle «indifférencié». À gauche, photos au microscope en Lumière Polarisée Analysée (LPA) et à droite, représentations schématiques des principaux minéraux mis en évidence. CaVe: veine de calcite; Pl: feldspath plagioclase; Px: pyroxène. (a) Basalte à pyroxène. (b) Basalte à phénocristaux de feldspath plagioclase distribués en étoile.

• Les intrusions pan-africaines

Les intrusions pan-africaines qui se sont mises en place dans le «terrane» d'Al-Mukalla sont divisées en deux complexes magmatiques distincts: les complexes de Malaqi et d'Al-Mukalla (GDR-surveying team and the Dept. of G. & M.E., 1987; Figure II.18). Le complexe de Malaqi d'âge Protérozoïque supérieur est constitué principalement de diorites, monzonites et syénites, alors que le complexe d'Al-Mukalla se met en place plus tardivement (Protérozoïque supérieur à Paléozoïque) et est composé de granitoïdes (granodiorite à granite alcalin).

Au cours de notre mission de terrain nous avons échantillonné en particulier une syénite qui fait partie du complexe de Malaqi (Figure II.18). Elle est recoupée dans sa partie nord par le granite de Burum que nous présenterons en détail par la suite. Il s'agit d'une syénite à amphiboles vertes et à phénocristaux de feldspaths alcalins (Figure II.21a). Celle-ci est caractérisée par un métamorphisme de faciès schiste vert qui se traduit par la présence d'épidote. Ce métamorphisme est localisé principalement dans les fractures (Figure II.19d et Figure II.21b). Des datations U/Pb sur zircons et Sm-Nd sur roche totale ont été réalisées sur cette syénite. Le traitement des résultats n'a pu être achevé, mais les résultats préliminaires sont présentés en Annexe. Un âge U/Pb entre 650 et 700 Ma est proposé pour cette syénite, ce qui est en accord avec l'âge supposé du complexe de Malaqi.



Figure II.21. Syénite à amphibole faisant partie du complexe de Malaqi. (a) À gauche, images au microscope en Lumière Polarisée Analysée (LPA) et à droite, représentations schématiques des principaux minéraux mis en évidence. Amph: amphibole verte; Ort: feldspath alcalin; Pl: feldspath plagioclase; Qtz: quartz. (b) À gauche, images au microscope en Lumière Polarisée Analysée (LPA) et à droite, échantillon centimétrique.

Le granite de Burum

Le granite de Burum est l'intrusion la plus importante observée au sein du socle protérozoïque d'Al-Mukalla (Figure II.18). Elle fait partie du complexe d'Al-Mukalla. L'excellente qualité de l'image satellite QUICKBIRD nous permet de bien identifier les limites de ce pluton, même si elles sont en partie recouvertes par les sédiments crétacée. Le granite de Burum possède une forme très peu allongée avec un diamètre de 15 km au maximum. Il est caractérisé par la présence d'une auréole microgrenue d'épaisseur moyenne de 500 m qui a été observée sur le terrain et qui est également très bien identifiable sur image satellite (faciès rose à la limite entre le granite de Burum et son encaissant ; Figure II.22). Le passage entre le granite de Burum, à proprement parler, et son auréole microgrenue est progressif. On passe d'une granodiorite grenue à phénocristaux d'orthose à un microgranite avec une forte teneur en feldspaths alcalins. Ce changement de faciès est bien illustré sur la Figure II.22a où on peut observer (1) un passage entre le «cœur» du granite de Burum qui est gris et l'auréole microgrenue qui est rose (faciès alcalin) et (2) un passage entre le «cœur» du granite de Burum fortement érodé et l'auréole microgrenue qui constitue une crête (faciès microgrenue plus compétent). Le contact intrusif du granite de Burum est très franc et ne présente que très peu d'enclaves arrachées de l'encaissant. Un cortège filonien (filon de microgranite ou de pegmatite) s'est développé sur les



Figure II.22. Photos illustrant la morphologie de la bordure du granite de Burum et son contact intrusif avec l'encaissant de nature basaltique. (a) Vue d'ensemble du granite de Burum. Au premier plan on retrouve le faciès granodioritique du cœur du granite de Burum, au plan intermédiaire on aperçoit la crête correspondant à l'auréole microgranitique alcaline et enfin au dernier plan on observe le faciès très foncé du socle «indifférencié» (ici des basaltes). (b) et (c) Contact intrusif entre l'auréole microgranitique (granite de Burum) et l'encaissant basaltique. (d) Cortège filonien développé dans les 100 ou 200 premiers mètres de l'encaissant à la périphérie du granite de Burum.

100 à 200 premiers mètres de l'encaissant (Figure II.22c et d). La particularité de ce cortège filonien est qu'il s'est mis en place parallèlement à un système de foliations, qui elle-même est parallèle à la bordure du pluton (Figure II.22e). Celle-ci est donc interprétée comme une foliation qui se serait développée lors de la mise en place du granite de Burum (voir Figure I.4 et Figure I.5 dans le chapitre introductif I 2.1.1).

L'essentiel du pluton granitique de Burum correspond à une granodiorite riche en phénocristaux de feldspaths alcalins (Figure II.23a et c). La matrice est caractérisée par la présence de biotites et d'amphiboles vertes. Aucune foliation magmatique et aucun alignement préférentiel de minéraux n'ont été observés sur le terrain ou en microscopie. Des cumulats de minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole verte) sont relativement abondants au sein de la granodiorite. Le granite de Burum présente toutes les caractéristiques d'un pluton isotrope : (1) il possède une forme très peu allongée, (2) il ne présente pas de foliation magmatique visible à l'oeil nu, (3) les cumulats ferromagnésiens ont des formes circulaires très peu allongées et (4) aucune déformation pénétrative et ductile n'a été observée. Aucune trace de métamorphisme n'a été observée au sein du granite de Burum. Les datations U/Pb sur zircons donnent un âge entre 500 et 550 Ma (voir Annexe). Cet âge, qui n'est encore que préliminaire, est également cohérent avec l'âge présumé du complexe de Mukalla et avec la chronologie relative mise en évidence sur le terrain entre la syénite (650-700 Ma) et le granite de Burum.

Les déformations présentes dans le granite de Burum sont uniquement des structures fragiles. Tout d'abord, nous avons pu observer un système de fracturation primaire qui présente des caractéristiques très proches de la classification réalisée par Cloos (1922). Cette fracturation primaire est constituée de joints transverses, longitudinaux et obliques (Figure II.24). Des joints sub-horizontaux, qui ne sont pas présents systématiquement au sein du granite, ont également été observés. Cette fracturation primaire est majoritairement stérile. Seulement quelques filons pegmatitiques et aplitiques ont été observés, ceux-ci se trouvant respectivement dans les joints sub-horizontaux et dans les joints transverses et/ ou longitudinaux (Figure II.24a et b). Ces systèmes de joints présentent souvent une organisation très bien réglée : il s'agit majoritairement de systèmes de joints qui sont sub-parallèles les uns par rapport aux autres et qui sont régulièrement espacés (Figure II.24d). Lorsque ces systèmes de joints ne sont pas espacés régulièrement, leurs distributions sont rarement «clusterisées» mais plutôt aléatoires. De nombreuses structures tectoniques (i.e. failles, couloirs fracturés) ont également été observées. Celles-ci seront décrites précisément dans la section II 4.



Figure II.23. (a) Photo au microscope en Lumière Polarisée Analysée (LPA) du faciès granodioritique du granite de Burum. À droite, représentation schématique des principaux minéraux mis en évidence. (b) Photo au microscope en Lumière Polarisée Analysée (LPA) des «Metasomatic Fractured Corridors» observés dans le granite de Burum. À droite, représentation schématique des principaux minéraux mis en évidence. (c) Macr-échantillon du faciès granodioritique du granite de Burum. (d) Macro-échantillon des «Metasomatic Fractured Corridors». Amph: amphibole verte; Bt: biotite; Ms: muscovite; Ort: feldspath alcalin; Pl: feldspath plagioclase; Qtz: quartz.

Figure II.24. Exemples de réseaux de fracturation primaire observés dans le granite de Burum. (a) Filon pegmatitique dans un joint sub-horizontal. (b) Filon aplitique dans un joint transverse ou longitudinal. (c) Joint sub-horizontal recoupant une série de joints diagonaux. Il est intéressant de noter que les joints diagonaux sont parallèles entre eux et sont espacés régulièrement (ici tous les 2 mètres). (d) Système de joints transverses ou longitudinaux orientés N-S. On peut voir sur cet affleurement que ces joints sont également régulièrement espacés. Les affleurements sont localisés sur l'image satellite du granite de Burum. Le cadre pointillé blanc localise l'image satellite de la Figure II.25. Distribution multi-échelle de la fracturation dans les réservoirs cristallins, influence de l'héritage structural



Les «Metasomatic Fractured Corridors»

La partie sud du granite de Burum est traversée par de nombreux couloirs fracturés caractérisés par un faciès granitique très alcalin et par la présence de grandes veines de quartz (Figure II.25). Ces structures sont facilement identifiables sur le terrain et sur les images satellites de par leur couleur rougeâtre qui contraste avec la couleur grise du granite de Burum (Figure II.25 et Figure II.26). Ces couloirs fracturés peuvent atteindre des épaisseurs de 10-20 mètres et s'étendre sur plusieurs centaines de mètres de longueur. La cartographie par image satellite de ces couloirs révèle deux orientations préférentielles : N000°E et N030-040°E (Figure II.26a et b). La fracturation affectée par ce faciès alcalin, qui a été mesurée sur le terrain, confirme ces orientations préférentielles et révèle une autre orientation mineure N120°E (Figure II.26c).



Figure II.25. Les «Metasomatic Fractured Corridors» (MFC). À gauche, image satellite QUICKBIRD d'un MFC orienté N040°E. La localisation de cette image satellite est représentée sur la Figure II.24. L'étoile rouge localise la prise de vue de la photo de droite. Sur la droite, une photo d'un MFC.

L'analyse pétrographique de ces structures nous révèle qu'il ne s'agit pas d'un complexe de filons mis en place dans des couloirs fracturés mais plutôt de couloirs métasomatiques. En effet, il n'existe pas de contact franc entre le faciès granodioritique du granite de Burum et le faciès alcalin des couloirs fracturés, mais une transition diffuse («metasomatic halo»; Figure II.27e). L'analyse par microscopie nous a permis de caractériser les changements minéralogiques entre ces deux faciès magmatiques. Le faciès alcalin ne possède ni biotite ni amphibole (Figure II.23a et b). En revanche, il est caractérisé par la présence de petites muscovites (1 mm) très altérées (Figure II.23b). De plus, on observe une nette diminution de la proportion des feldspaths plagioclases par rapport aux feldspaths alcalins. Finalement, ces couloirs fracturés ont localisé une paléo-circulation de fluides qui a permis un métasomatisme localisé du granite de Burum (Figure II.27b). Dès lors, nous nommerons ces structures

«Metasomatic Fractured Corridors» (MFC). Une deuxième phase de circulation de fluides a emprunté ces couloirs fracturés (Figure II.27c et d). Celle-ci est caractérisée par la mise en place de larges veines de quartz au cœur des MFC, qui peuvent contenir notamment de la tourmaline, de la pyrite et de la galène.



Figure II.26. Orientations préférentielles des «Metasomatic Fractured Corridors» (MFC) dans la partie sud du granite de Burum. (a) Cartographie réalisée à partir de l'image QUICKBIRD située sur la droite; en rouge sont représentés les MFC, en bleu les wadis. (b) Histogramme directionnel des MFC réalisé à partir de la cartographie sur l'image satellite. Deux orientations préférentielles s'individualisent: N000°E et N030-040°E. (c) Stéréogramme (hémisphère inférieur) correspondant à des mesures de fracturations effectuées sur le terrain au sein de MFC. Seules les fractures possédant un halo métasomatique ont été mesurées. On retrouve les orientations observées à l'échelle de l'image satellite. Notons qu'une famille N120°E est également affectée par le métasomatisme. Celle-ci est interprétée comme une famille de fracturation primaire déjà présente avant la mise en place des MFC.

La circulation de fluides dans un réseau de couloirs fracturés possédant des orientations préférentielles bien marquées (N000°E à N040°E) suggère une mise en place sous un régime de contraintes qui permettait l'ouverture de ces structures. Un régime extensif caractérisé par une contrainte minimale comprise entre des azimuts N090°E et N045°E permettrait d'expliquer les observations précédentes, en suivant le modèle de la Figure II.27. En référence à la revue bibliographique réalisée dans la section II 1.1, nous proposons que les MFC se sont mis en place lors de la phase

extensive NO-SE généralisée sur l'ensemble du bouclier arabo-nubien lors du stade final de l'orogenèse pan-africaine (Blasband et al., 2000; Genna et al., 2002; Brooijmans et al., 2003; Tsige et Abdelsalam, 2005). Nous ne possédons pas toutes les contraintes structurales, géochronologiques ou géochimiques pour valider cette hypothèse, mais plusieurs arguments semblent favoriser ce modèle de mise en place: (1) les orientations des MFC sont cohérentes avec les orientations des structures extensives observées sur l'ensemble du bouclier arabo-nubien (voir section II 1.1), (2) le caractère très alcalin des MFC pourrait être associé à la phase de magmatisme post-orogénique de type-A et (3) les observations de terrain ont montré que les MFC étaient systématiquement recoupés par toutes les autres structures fragiles (i.e. failles, couloirs fractures...).



MODEL OF "METASOMATIC FRACTURED CORRIDORS" EMPLACEMENT

Figure II.27. Modèle d'emplacement des «Metasomatic fractured corridors» (MFC). (a) Mise en place d'un réseau fracturé N-S et NE-SO sous un régime extensif orienté NO-SE. (b) Première phase de circulation de fluides qui a provoqué un métasomatisme localisé du granite de Burum. (c) Deuxième phase de circulation de fluides marquée par la mise en place de veines de quartz. (d) Photos illustrant le cœur des MFC avec un zoom sur les veines de quartz qui reprennent des éléments anguleux du granite métasomatisé. (e) Exemple de fracture ayant subi la première circulation de fluide. On peut remarquer le passage diffus entre le faciès granodioritique du granite de Burum et le faciès alcalin des MFC («metasomatic halo»).

II 2.2.2. La couverture sédimentaire

La couverture sédimentaire qui repose directement sur le socle protérozoïque d'Al-Mukalla est diachrone en fonction de l'endroit où on se trouve sur le horst de Mukalla. Au centre du horst (dans la région du granite de Burum), on retrouve une pile sédimentaire dont la base est constituée de sédiments post-riftings mésozoïques d'âge post-Aptien (Figure II.13). En revanche, en se rapprochant de l'extrémité sud-est du bassin de Marib-Shabwah-Hajar (i.e. vers l'Ouest; Figure II.13) la pile sédimentaire augmente et on retrouve à sa base des sédiments jurassiques anté-rift mésozoïque.

La Figure II.28 représente la colonne tectono-stratigraphique du Yémen (Ellis et al., 1996). Un premier groupe anté-rift mésozoïque (Am Dubbah) est constitué des formations du Kohlan et du Shuqra. Ce groupe est représenté sur la carte géologique de la Figure II.13 par du bleu foncé. Le fait que ces formations soient présentes uniquement au sein des bassins mésozoïques a été interprété comme l'existence d'un paléo-relief (position haute) anté-rift mésozoïque au niveau du horst de Mukalla (Redfern et Jones, 1995). Ces formations ont pu être observées sur le terrain à une trentaine de kilomètres au Nord de Bir Ali (affleurement (a) sur la Figure II.13). On observe un socle de nature basaltique qui est très altéré et qui est recouvert par la formation fluviatile transgressive du Kohlan (Figure II.29b). Celle-ci commence par un banc de grès fluviatile massif de trois ou quatre mètres d'épaisseur. Elle présente une épaisseur totale d'une vingtaine de mètres et est constituée de trois alternances principales de bancs gréseux et de niveaux plus argileux. On observe ensuite un passage progressif vers les faciès marno-calcaires de la formation du Shuqra (Figure II.29b). Cette formation du Shuqra est caractérisée par la présence de nombreux niveaux évaporitiques, principalement constitués de gypse.

La période de rifting polyphasé mésozoïque a été divisée en trois groupes majeurs (Figure II.28). Le groupe de Marib correspond au remplissage syn-rift de la première phase de rifting. Il est constitué principalement des formations d'Arwa et du Madbi. Le groupe de Masilah, comportant les formations du Naifa et du Saar, correspond à la phase de subsidence thermique qui est intervenue entre les deux phases de rifting mésozoïque. Enfin, le groupe de Howarime, qui est divisé entre les formations du Furt et du Qishn, correspond au remplissage syn-rift de la deuxième phase de rifting. Entre la phase de subsidence thermique et la deuxième phase de rifting, une lacune sédimentaire est observée qui correspond soit à un non-dépôt soit à une érosion d'éventuels dépôts valanginiens. L'ensemble de ces trois groupes, qui correspond à la période de rifting mésozoïque, est représenté en bleu clair sur la carte géologique de la Figure II.13. Cette succession sédimentaire est présente dans notre zone d'étude uniquement au sein du bassin de Marib-Shabwah-Hajar et elle est illustrée sur le panorama de la Figure II.29a.



Figure II.28. Colonne tectono-stratigraphique du Yémen (en excluant la Mer Rouge) d'après Ellis et al. (1996). Sur la droite, nous avons représenté le code couleur utilisé pour la carte géologique du horst de Mukalla (Figure II.13).



La succession sédimentaire crétacée post-Aptienne (groupe de Tawilah) est regroupée dans les formations de l'Harshiyat, de Mukalla et de Sharwayn (Figure II.28). Ces formations sont présentes sur l'ensemble du horst de Mukalla et sont représentées en vert sur la Figure II.13. Au niveau du bassin de Marib-Shabwah-Hajar, elles se trouvent en continuité des formations jurassiques et crétacées inférieures (Figure II.29), malgré la présence d'une lacune sédimentaire à la limite Aptien-Albien (Figure II.28). En revanche, au cœur du horst de Mukalla au niveau du granite de Burum, cette succession repose directement sur le socle protérozoïque (Figure II.30a). Le toit du socle, ici de nature granitique (i.e. le granite de Burum), est très altéré sur une épaisseur qu'on a pu estimer à une vingtaine de mètres pour cette zone. Cette interface entre le socle et la couverture est très irrégulière (Figure II.30b). Ceci est le marqueur d'une paléotopographie qui peut atteindre par endroit une vingtaine de mètres de dénivelé. À cet endroit du horst, on a une succession sédimentaire d'âge Crétacé supérieur qui atteint 600-700 mètres d'épaisseur (Figure II.30a).

Le groupe de l'Hadramaut est composé des formations de l'Umm Er Radhuma, du Rus et de l'Habshiya (Figure II.28). Il s'agit des formations cénozoïques anté-rift d'Aden qui sont représentées en orange sur la carte géologique de la Figure II.13. Elles sont principalement formées par de grandes barres calcaires qui composent les plateaux actuels du Yémen (Figure II.14).



Figure II.30. La couverture sédimentaire crétacée à paléogène observée au cœur du horst de Mukalla. Ces affleurements sont localisés sur la Figure II.13. (a) Panorama montrant toute la succession sédimentaire qui repose sur le granite de Burum, en allant de l'Harshiyat à l'Umm Er Radhuma. (b) Panorama représentant le contact irrégulier socle/couverture qui est interprété comme une paléotopographie.

II 3. HISTOIRE TECTONIQUE POLYPHASÉE DE LA MARGE NORD DU GOLFE D'ADEN, DU PROTÉROZOÏQUE AU CÉNOZOÏQUE : CONTRÔLE DE L'HÉRITAGE STRUCTURAL

Le Yémen a subi deux événements majeurs d'extension continentale depuis le Mésozoïque : un rifting continental jurassico-crétacé et un rifting d'âge Oligo-Miocène qui a été suivi par l'océanisation du golfe d'Aden (voir section II 1). Durant ces deux événements extensifs, le rôle des structures héritées a été très important quant à la géométrie des bassins. Dans un premier temps, l'héritage pan-africain a largement contrôlé l'orientation générale d'une partie des bassins mésozoïques (Redfern et Jones, 1995; Birse et al., 1997). Dans un second temps, l'ouverture du golfe d'Aden s'est traduite par la réactivation de certains bassins mésozoïques et par la mise en place d'une cinématique de rifting oblique (Dauteuil et al., 2001; Manighetti et al., 1997). La région de Mukalla, qui est située à la rencontre du bassin mésozoïque de Marib-Shabwah-Hajar et du bassin cénozoïque de Mukalla-Sayhut, nous donne donc l'opportunité d'étudier la déformation qui résulte de ces deux événements extensifs successifs.

L'étude des bassins mésozoïques sera présentée dans la section II 3.1. L'architecture du réseau structural et la géométrie des différents dépocentres seront décrits et un modèle de mise en place de ces bassins sera proposé. L'interprétation cinématique de ces bassins se fera en partie par comparaison avec des modèles analogiques qui étudient le rôle de l'héritage structural sur la géométrie des bassins extensifs (Tron et Brun, 1991; voir section I 3.1). Nous remettrons ensuite ces résultats dans un contexte régional et discuterons de la nature du ou des moteur(s) contrôlant cette phase extensive. Dans un second temps, nous analyserons les déformations associées à l'ouverture du golfe d'Aden (section II 3.2). Une démarche originale qui consiste à réaliser une comparaison entre les déformations observées au sein de deux niveaux distincts de la croûte supérieure sera suivie; d'un côté le socle protérozoïque et de l'autre la couverture sédimentaire post-rifting mésozoïque. Cette démarche nous apportera des éléments de réponse aux modalités de réactivation des structures héritées en fonction de leur caractéristiques géométriques et nous permettra également d'avoir une réflexion sur le rôle de l'interface socle/couverture dans la propagation de la déformation entre ces deux niveaux. De plus, un modèle de mise en place du golfe d'Aden, qui s'appuiera sur les modèles déjà proposés dans la littérature, sera proposé.

II 3.1. Des riftings obliques mésozoïques au Yémen : contrôle de l'héritage structural pan-africain

II 3.1.1. Géométrie structurale des bassins mésozoïques

La Figure II.31 présente les schémas structuraux des bassins mésozoïques obtenus à différentes échelles. Pour l'échelle régionale, nous avons utilisé la carte des bassins mésozoïques de Ellis et al. (1996). Cette carte à été réalisée à partir de nombreuses lignes sismiques et de données de forage. Pour les plus grandes échelles d'étude, nous avons utilisé les cartes structurales du socle de Mukalla construites par interprétation d'images satellites (Figure II.16b et Figure II.17b). Ces deux dernières cartes, qui ont été réalisées dans le socle, sont comparées au schéma structural régional afin d'évaluer si la déformation du socle est caractéristique de l'extension mésozoïque.

Les cartes aux trois échelles d'échantillonnage présentent des réseaux structuraux très similaires en termes d'orientation des failles (E-O et ONO-ESE). Ces deux familles de structures sont très bien identifiables sur les histogrammes directionnels (Figure II.31). À l'échelle régionale (Figure II.31a), la famille ONO-ESE contrôle l'orientation principale du bassin de Marib-Shabwah-Hajar (partie occidentale de la carte). Plus on va vers l'Est, plus les bassins sont orientés E-O. On observe alors un réseau structural qui est de moins en moins influencé par les structures ONO-ESE. Le bassin de Marib-Shabwah-Hajar, et dans une moindre mesure le bassin de Say'un Al Masilah (au centre de la carte), est délimité par de grandes failles normales bordières ONO-ESE qui sont sub-parallèles aux orientations des *Nadj Faults* (Figure II.31a). Entre ces grandes failles, se trouve un système de failles orientées majoritairement E-O, dont certaines sont arrangées en échelon. Ces failles en échelon ont parfois une forme sigmoïde et ont tendance à se paralléliser et à se brancher sur les failles bordières



Figure II.31. Cartes structurales du système de bassins mésozoïques à l'échelle régionale (a)(d'après Ellis et al., 1996), du socle de Mukalla (b), et du granite de Burum (c), avec leur histogramme d'orientation respectif.

ONO-ESE (Figure II.31a). Les schémas structuraux observés à des échelles plus grandes (Figure II.31b et c) sont situés dans le socle qui affleure sur la bordure orientale du bassin de Marib-Shabwah-Hajar. Les deux réseaux principaux de failles présentent également, à ces échelles, de fortes interactions structurales, qui sont caractérisées par endroit par des géométries sigmoïdes et par des zones de branchement entre les failles E-O et ONO-ESE. Ces observations confirment, d'une part, que la déformation observée dans le socle semble être relative à l'extension mésozoïque et, d'autre part, que les failles E-O et ONO-ESE constituent un réseau de failles conjuguées qui ont été actives simultanément.

II 3.1.2. Relations entre les dépocentres et les structures extensives majeures

L'analyse de la géométrie du réseau structural nous a permis de mettre en évidence un système de failles conjuguées qui segmentent le bassin de Marib-Shabwah-Hajar, d'orientation principale ONO-ESE, en blocs structuraux délimités par des failles majoritairement E-O et ONO-ESE. Cette géométrie se vérifie également pour le bassin de Say'un Al Masilah, même si cela est moins évident. Comme nous l'avons mentionné précédemment, les bassins de Marib-Shabwah-Hajar et de Say'un Al Masilah sont constitués de plusieurs sous-bassins où la subsidence a été plus importante (Ellis et al., 1996; voir section II 1.2). La Figure II.32 montre qu'il existe une relation presque systématique entre les dépocentres et les zones d'intersection des failles majeures ONO-ESE et E-O. Ce réseau complexe



Figure II.32. (a) Relations entre les dépocentres mésozoïques et les structures extensives majeures (d'après Ellis et al., 1996). Le figuré gris clair correspond aux zones ayant enregistré une sédimentation syn-rift, alors que les zones bleues correspondent aux dépocentres. Voir la légende de la Figure II.5 pour les abréviations des dépocentres. (b) Représentation schématique de l'organisation structurale et sédimentaire des bassins du Yémen après la première phase de rifting jurassique.

de failles conjuguées semble donc être à l'origine du caractère très discontinu des zones de subsidence à l'intérieur des bassins de Marib-Shabwah-Hajar et de Say'un Al Masilah. Toutes les caractéristiques décrites précédemment semblent être cohérentes avec une géométrie de rift oblique (voir section introductive I 3.1): (1) une réactivation de grandes discontinuités crustales (ici d'âge Pan-Africain) qui contrôlent l'orientation générale des bassins, (2) un système de failles conjuguées caractérisé par des failles bordières sub-parallèles aux failles héritées et des failles intra-rift disposées en échelon (Tron et Brun, 1991, Færseth et al., 1997, Morley et al., 2004) et (3) une localisation des dépocentres au niveau des zones d'intersection entre les deux familles de failles principales (Figure II.32b; Bellahsen et Daniel, 2005; Michon et Sokoutis, 2005). En revanche, le bassin de Jiza-Qamar (partie orientale de la carte; Figure II.32) possède une architecture beaucoup plus simple avec des failles majeures orientées principalement E-O à ENE-OSO. Ce bassin possède donc une géométrie proche d'un rift orthogonal classique avec occurrence d'un seul dépocentre majeur (Ellis et al., 1996).

II 3.1.3. Comparaison avec des modèles analogiques de rifting oblique

Les bassins mésozoïques de Marib-Shabwah-Hajar et de Say'un Al Masilah possèdent donc beaucoup de caractéristiques de riftings obliques. Afin d'estimer la direction d'extension qui régnait pendant la formation de ces bassins, nous allons utiliser la méthode développée par Tron et Brun (1991) à partir de modèles analogiques (voir section I 3.1 pour plus d'explications). Cette méthode permet d'estimer une direction d'extension pour un système de rift oblique en analysant la distribution des azimuts de failles (i.e. la largeur de l'histogramme et la position des pics principal et secondaires). Pour cela, il faut reconnaître l'orientation de la discontinuité crustale qui a permis la localisation du bassin et qui correspond à la V.D. (Vertical Discontinuity) des modèles analogiques (Tron et Brun, 1991). Dans le cas des bassins mésozoïques du Yémen, la V.D. correspond au système des *Nadj Faults* qui sont orientées principalement N130°E (voir section II 1.2).

Les distributions des azimuts obtenus pour les cartes du granite de Burum, du socle de Mukalla et des bassins à l'échelle régionale sont très similaires (Figure II.33). Les largeurs des histogrammes sont à peu près identiques et deux pics s'individualisent autour des orientations N090°E et N110°E (Figure II.33). Une fois les histogrammes centrés par rapport à l'orientation des *Nadj Faults*, on observe une bonne concordance entre les résultats prédits par les modèles analogiques et les histogrammes obtenus durant cette étude (Figure II.33). La meilleure estimation nous donne une direction d'extension aux alentours de N005°E. Les riftings obliques mésozoïques du Yémen sont donc caractérisés par un angle α de 55° entre la discontinuité crustale qui localise les bassins, c'est-à-dire le système des *Nadj Faults*, et la direction d'extension. Une carte structurale simplifiée du socle de Mukalla et une représentation cartographique d'une expérience de rifting oblique avec un angle α de 60° (Tron et Brun, 1991) sont illlustrées sur la Figure II.33. Ces deux cartes montrent de fortes similarités, ce qui confirme le caractère oblique des bassins de Marib-Shabwah-Hajar et de Say'un Al Masilah.



MESOZOIC OBLIQUE RIFTING

Figure II.33. Comparaison des histogrammes directionnels obtenus pour les schémas structuraux du granite de Burum (Figure II.17b), du socle de Mukalla (Figure II.16b) et des bassins à l'échelle régionale (Ellis et al. 1996) avec des résultats de modélisation analogique de riftings obliques (Tron et Brun, 1991). La V.D. (Vertical Discontinuity) correspond à la discontinuité verticale le long de laquelle le rift se localise et β est égale à 90°- α (voir section I 3.1 pour plus d'explications). Sur la droite, les cartes structurales du socle de Mukalla (cette étude) et d'une expérience obtenue pour un rift oblique possédant un angle α de 60° (Tron et Brun, 1991) sont reproduites. Leur analogie confirme le caractère oblique des bassins mésozoïques du Yémen. Les flèches noires indiquent la direction d'extension.

II 3.1.4. Comparaison avec les données de géodynamique régionale

Le modèle géodynamique proposé par Redfern et Jones (1995) afin d'expliquer, d'une part, la rotation des orientations générales des bassins, et d'autre part, le développement du bassin de Jiza-Qamar lors de la seconde phase de rifting, est fondé sur une comparaison chronologique entre l'initiation des phases de rifting et des reconstructions paléogéographiques (Figure II.7). Redfern et Jones (1995) établissent ainsi le lien entre l'initiation de la seconde phase de rifting à l'Hauterivien et le changement de mouvement de la plaque indienne lors de sa séparation de la plaque de Madagascar (voir section II 1.2). Une confrontation entre les données paléogéographiques utilisées par Redfern

et Jones (1995) et les reconstructions paléogéographiques plus récentes nous montrent que ce modèle n'est plus valable. En effet, les études récentes rapportent que la séparation entre la plaque indienne et la plaque de Madagascar s'est initiée il y a moins de 100 Ma (Raval et Veeraswamy, 2003 ; Schettino et Scotese, 2005 ; Aitchison et al., 2007) et que le début de l'accrétion océanique est daté à 83,5 Ma (Royer et Coffin, 1992 ; Schettino et Scotese, 2005). Par conséquent, il faut trouver un autre modèle expliquant l'évolution polyphasée de la phase de rifting mésozoïque et la variation d'orientation des bassins.

• Quel est le moteur contrôlant l'évolution polyphasée du rifting mésozoïque?

Eagles et König (2008) ont récemment proposé un modèle cinématique de la dislocation du Gondwana (Figure II.34). À partir du Jurassique moyen à inférieur (chron FIT, 183-177 Ma et M25n, 154 Ma), les bassins océaniques de Somalie et du Mozambique se forment en échelon, reliés par la faille transformante de Davie (Figure II.34). Ces deux bassins séparent la plaque Africano-Arabe au Nord des plaques Indo-Madagascar et Antarctique au Sud qui sont, à ce moment-là, toutes les deux solidaires. Cette première phase d'accrétion océanique se poursuit jusqu'au Crétacé inférieur (chron M10N, 135 Ma). Le chron M10N est un moment charnière durant la dislocation du Gondwana puisqu'il correspond à la fois à l'arrêt de l'accrétion océanique dans le bassin de Somalie, mais également à l'initiation d'un nouveau bassin océanique entre la plaque Indo-Madagascar et la plaque Antarctique (Gaina et al., 2007; Eagles et König, 2008). À partir de 135 Ma, on a donc une réorganisation de la dynamique des plaques lithosphériques. Les plaques Indo-Madagascar et Africano-Arabe sont alors solidaires et se séparent de la plaque Antarctique par le biais des zones d'accrétion océanique de la mer de Lazarev, du bassin du Mozambique et du bassin d'Enderby (Gaina et al., 2007; Eagles et König, 2008; Figure II.34).

La dislocation polyphasée du Gondwana au Jurassique et au Crétacé, décrite par Eagles et König (2008), pourrait donc expliquer les deux phases de subsidence tectonique observées dans les bassins mésozoïques du Yémen. Tout d'abord, l'initiation de la dislocation du Gondwana entre les chrons FIT et M25n (183-155 Ma), matérialisée par l'accrétion océanique amenant la séparation des plaques Africano-Arabe au nord et Indo-Madagascar et Antarctique au sud, aurait donc provoqué une première phase de rifting continental pendant le Kimméridgien et le Tithonien (Figure II.35). Cette première phase de subsidence tectonique, localisée le long de grandes discontinuités pan-africaines au Yémen (les *Nadj Faults*), a duré 5-10 Ma et a été suivie par une phase de subsidence thermique. Ensuite, le réarrangement géodynamique pendant le chron M10n (135 Ma) aurait alors provoqué une deuxième phase de subsidence tectonique pendant l'Hauterivien et le Barrémien (Figure II.35). Cette seconde phase extensive a duré 10 Ma et a provoqué la réactivation d'une partie des bassins obliques déjà formés (les bassins de Marib-Shabwah-Hajar et de Say'un Al Masilah) et la formation du bassin orthogonal de Jiza-Qamar. Finalement, les enregistrements sédimentaires observés dans les bassins

(e.g. les bassins du Yémen) semblent traduire la dynamique des zones d'accrétion océanique. Les périodes d'initiation de l'accrétion océanique (c'est-à-dire les 10 premiers Ma d'océanisation) se sont traduites par une forte subsidence tectonique localisée dans ces bassins extensifs, alors que, lors du développement des bassins océaniques (c'est-à-dire après les 10 premiers Ma d'océanisation), les marges passives subsident thermiquement.



Figure II.34. Reconstitutions paléogéographiques (d'après Eagles et König, 2008) pour les chrons M22, M10n, C34o et C34b (Antarctique fixe). Lignes fines : anomalies gravitaires au niveau des failles transformantes et des pentes continentales (elles sont en pointillées sur la plaque nord). Lignes pointillées épaisses et grises : limite de plaque active ; lignes pointillées fines et grises : limite de plaque inactive. BE : Bassin d'Enderby; BM : Bassin du Mozambique ; BS : Bassin de Somalie ; I-M : Plaque Indo-Madagascar ; I-M-A : Plaques Indo-Madagascar et Atlantique ; ML : Mer de Lazarev.
• Quel est le paramètre qui contrôle l'évolution des orientations des bassins extensifs mésozoïques?

Redfern et Jones (1995) suggèrent dans leur modèle géodynamique que les trois bassins principaux du Yémen sont des rifts orthogonaux et que la contrainte extensive régionale a subi une rotation anti-horaire en passant d'une orientation initiale NE-SO à une orientation N-S (voir section II 1.2). Cependant, au cours de cette étude, nous avons proposé une direction d'extension N005°E pour la formation des rifts obliques de Marib-Shabwah-Hajar et de Say'un Al Masilah. Cette direction d'extension est également cohérente avec le développement du rift orthogonal de Jiza-Qamar orienté E-O. Par conséquent, aucune rotation majeure des contraintes entre les deux phases de rifting mésozoïque n'est nécessaire pour expliquer la rotation des orientations des bassins. Nous préférons attribuer l'évolution des orientations des bassins mésozoïques à un comportement mécanique différentiel de la croûte, qui serait relatif à la présence ou non de zones de faiblesse crustale. Lors de la première phase de rifting mésozoïque, une localisation de la déformation s'instaure préférentiellement le long des zones de faiblesse crustale que sont les Nadj Faults. Se développent alors les bassins obliques de Marib-Shabwah-Hajar et de Say'un Al Masilah. Dans les zones où la croûte n'est pas pré-structurée par les *Nadj Faults* (i.e. dans la partie orientale de la plaque Arabe, au niveau du bassin de Jiza-Qamar), la première phase de rifting a certainement structuré la croûte selon une direction structurale N090°E (i.e. perpendiculairement aux contraintes extensives régionales), mais elle n'a pas permis une véritable localisation de la déformation et l'individualisation d'un bassin. Ensuite, au cours de la deuxième phase de rifting, les bassins obliques de Marib-Shabwah-Hajar et de Say'un Al Masilah, qui ont déjà fortement aminci la croûte, ne semblent plus pouvoir accommoder cet amincissement. Ceux-ci sont alors en partie réactivés, mais l'essentiel de l'extension est alors déplacé vers l'Est au niveau de la croûte qui a été pré-structurée en failles N090°E lors de la première phase extensive. Le rift de Jiza-Qamar se développe alors dans cette zone où l'héritage structural des Nadj *Faults* est peu ou pas présent, ce qui lui donne sa morphologie de bassin orthogonal.



Figure II.35. Relations chronologiques entre l'activité tectono-sédimentaire des bassins extensifs du Yémen et la dynamique globale de la dislocation du Gondwana durant le Mésozoïque.

II 3.2. Contrôle de l'héritage structural pendant l'amincissement de la marge proximale du golfe d'Aden

Le golfe d'Aden est décrit dans la littérature comme étant un rift oblique (voir section II 1.3). Il possède une orientation générale de N075°E pour une direction d'extension régionale de N025°E. Il s'agit donc d'un rift possédant une forte obliquité, avec un angle *a* de 50°. Les déformations extensives observées au niveau des centres d'accrétion océanique confirment le caractère oblique de l'ouverture du golfe d'Aden et sont en accord avec les géométries prédites par les modélisations analogiques (Dauteuil et al., 2001; Figure I.18). En revanche, l'interprétation des structures observées le long de la marge nord du golfe d'Aden est beaucoup plus compliquée en raison d'une géométrie de rifting oblique qui se superpose à un fort héritage pan-africain et mésozoïque orienté principalement N120°E (Lepvrier et al., 2002; Huchon et Khanbari, 2003; Fournier et al., 2004; Bellahsen et al., 2006; voir section II 1.3). Pendant l'ouverture du golfe d'Aden, la présence de l'héritage structural s'est traduit d'une part, par une réactivation des bassins mésozoïques de Bahlaf et de Jiza-Qamar (e.g. Huchon et Khanbari, 2003), et d'autre part, par des réactivations structurales plus locales qui ont perturbé la géométrie des bassins tertiaires (e.g. Bellahsen et al., 2006). Cette partie est dédiée à la caractérisation de la déformation associée à l'amincissement de la marge proximale du golfe d'Aden, en prenant en compte l'hétérogénéité de l'héritage structural présent le long de celle-ci.

Notre zone d'étude, qui se trouve à la rencontre entre le bassin mésozoïque de Marib-Shabwah-Hajar et le bassin cénozoïque de Mukalla-Sayut, est idéalement située pour faire une distinction entre les structures héritées et les structures néo-formées pendant l'ouverture du golfe d'Aden. L'étude structurale du horst de Mukalla va ainsi nous permettre (1) de caractériser la déformation associée au rifting oblique du golfe d'Aden le long de sa marge nord et (2) de déterminer l'influence que peut avoir un socle pré-fracturé (héritage pan-africain et mésozoïque) sur celle-ci. Pour répondre à ces questions, nous allons suivre une démarche originale qui consiste à étudier séparément les déformations de deux niveaux crustaux distincts. Ces niveaux crustaux se trouvent dans la croûte supérieure et ont été définis à partir d'un modèle hypothétique de la croûte anté-rift d'Aden (Figure II.36). Le socle protérozoïque et la couverture anté et syn-rifting mésozoïque constituent le niveau inférieur. Celui-ci est scellé par la couverture sédimentaire d'âge Crétacé supérieur et Paléogène (i.e. post-rifting mésozoïque) qui constitue le niveau supérieur. Nous considérerons le niveau inférieur comme le «socle» pré-fracturé (héritage pan-africain et mésozoïque) et le niveau supérieur comme la couverture sédimentaire non-déformée avant l'ouverture du golfe d'Aden. Par souci de clarté, nous utiliserons dans la suite du manuscrit les termes «anté-Aptien» et «post-Aptien» pour nommer respectivement les niveaux inférieur avec héritage structural et supérieur sans héritage structural.

Dans la section II 3.2.1, une description de la géométrie des structures présentes dans le niveau «anté-Aptien» sera exposée. Ce réseau de structures, qui est relatif aux événements pan-africain et mésozoïque (voir section II 3.1), nous permettra de définir la nature de l'héritage structural présent

dans le niveau «anté-Aptien» avant l'ouverture du golfe d'Aden. Dans la section II 3.2.2, une description du réseau structural enregistré dans la couverture post-rifting mésozoïque (i.e. le niveau «post-Aptien») sera réalisée. Celui-ci sera considéré comme relatif à l'ouverture du Golfe d'Aden. Ensuite, une comparaison entre les niveaux «anté-Aptien» et «post-Aptien» et la géométrie structurale prédite par les modélisations analogiques pour l'ouverture du golfe d'Aden (i.e. un rifting oblique avec un angle α de 50°) sera réalisée dans la section II 3.2.3. Cette comparaison nous permettra d'estimer l'influence du socle pré-fracturé sur la déformation de la couverture sédimentaire et de mieux comprendre les relations structurales qui existent à l'interface entre le socle et la couverture (section II 3.2.4). Enfin, un modèle d'ouverture du golfe d'Aden, s'appuyant sur les modèles préexistants et les nouvelles données apportées par cette étude, sera proposé dans la section II 3.2.4.

UPPER CRUST BEFORE GULF OF ADEN OPENING



Figure II.36. Représentation schématique de la croûte supérieure anté-rift d'Aden. Celle-ci est composée d'un niveau inférieur possédant un héritage structural protérozoïque et mésozoïque (i.e. le niveau «anté-Aptien») et d'un niveau supérieur sans héritage structural (i.e. le niveau «post-Aptien»). Les deux types de bassins mésozoïques sont représentés : à gauche, un bassin oblique ayant subi les riftings jurassique et crétacé et à droite, le bassin orthogonal de Jiza-Qamar ayant subi uniquement la phase extensive crétacée. Les échelles verticale et horizontale sont différentes (exagération verticale).

II 3.2.1. Héritage structural présent dans le niveau «anté-Aptien»

• L'héritage structural pan-africain

Une représentation schématique des structures pan-africaines située dans notre zone d'étude a été réalisée (Figure II.37a). La Figure II.1 a été utilisée pour replacer les structures majeures. À l'échelle de tout le bouclier arabo-nubien, les structures pan-africaines les plus importantes décrites dans la littérature sont les *Nadj Faults* et les zones de sutures limitant les différents «terranes». Ces structures correspondent à des zones de déformation d'échelle crustale, voire lithosphérique. Les zones de suture ont des orientations variant entre N-S et NE-SO, alors que les *Nadj Faults* sont orientées majoritairement N130°E (voir section II 1.1). Les *Nadj Faults* sont principalement représentées dans le socle d'Arabie

Saoudite où une bande de déformation large de plus de 300 km a été décrite (Figure II.1). Antéouverture de la Mer Rouge, on retrouve en Egypte le prolongement des *Nadj Faults* décrites précédemment en Arabie Saoudite (Figure II.1). Cet exercice peut également être réalisé pour la zone de cisaillement située plus au Sud au Soudan. On se rend compte alors que son prolongement se poursuit au Yémen le long du bassin mésozoïque de Marib-Shabwah-Hajar (Figure II.1). L'extrémité sud-est de cette *Nadj Fault* se trouve donc dans notre zone d'étude et a été reportée sur la Figure II.37a. Nous avons également représenté sur ce schéma la zone de suture, orientée NNE-SSO, qui sépare les terranes de Al-Mahfid à l'Ouest et de Al-Mukalla à l'Est (Figure II.1).



Figure II.37. (a) Structuration du socle protérozoïque avant le rifting mésozoïque. (b) Réseau structural associé aux phases de rifting mésozoïque. (c) Modèle simplifié du réseau structural présent dans le niveau «anté-Aptien».

Outre ces grandes discontinuités régionales, plusieurs types de structures de dimension inférieure ont été mis en évidence dans la littérature ou au cours de cette étude. Blasband et al. (2000) ont réalisé une revue des structures observées dans l'ensemble du bouclier arabo-nubien. Les structures relatives à la phase d'accrétion sont localisées dans les zones de sutures et correspondent à des plis, des chevauchements ou des bandes mylonitiques qui sont orientés majoritairement N-S à NE-SO. La

phase extensive post-orogénique a, quant à elle, permis la mise en place de filons, de failles normales et de détachements à faible angle principalement orientés NE-SO. Cette phase de déformation extensive s'est traduite, dans le granite de Burum, par la mise en place des «Metasomatic Fractured Corridors» qui suivent des directions structurales N-S et NE-SO (voir section II 2.2.1). Ceci n'est pas une liste exhaustive des déformations enregistrées dans le bouclier arabo-nubien, mais elle nous permet de montrer l'hétérogénéité des structures secondaires qui caractérisent le socle protérozoïque (failles, plis, bandes de cisaillement, filons, veines...).

Finalement, nous pouvons définir de manière schématique la structuration du socle protérozoïque pré-fracturé ainsi : (1) deux familles de zones de déformation majeure localisées (les *Nadj Faults* et les zones de sutures) et (2) une structuration secondaire composée de failles secondaires, de joints ou de veines, possédant des azimuts variés (Figure II.37a).

• L'héritage structural mésozoïque

Le socle protérozoïque pré-fracturé, que nous venons de définir, a très fortement contrôlé la mise en place des bassins extensifs mésozoïques du Yémen (voir section II 3.1). Une direction d'extension régionale orientée N005°E, qui a permis la réactivation du système de *Nadj Faults*, a été mise en évidence. Les *Nadj Faults* ont contrôlé l'orientation générale des bassins et la localisation des grandes failles normales qui les bordent (Figure II.37b). Outre ces grandes failles bordières, un système de failles conjuguées N090°E et N120°E s'est mis en place réactivant localement des structures NO-SE associées aux *Nadj Faults* (Figure II.37b). En revanche, les structures moins bien orientées vis à vis de la contrainte régionale N005°E, telles que les zones de sutures ou les MFC, n'ont pas été réactivées, du moins en failles normales. Une réactivation en décrochement de ces structures sub-parallèles à la direction d'extension n'est pas à exclure, mais aucune observation de cette étude ne permet de le confirmer.

Le modèle de fracturation proposé pour le niveau «anté-Aptien» est illustré dans la Figure II.37c. Pour construire ce modèle nous avons utilisé deux types de structures, qui ont été définies en fonction de leur dimension (Figure II.37b et c). (1) Les failles bordières des bassins ont des longueurs très importantes et sont d'échelle crustale voire lithosphérique; il s'agit des zones de failles de premier ordre qui s'enracinent jusque dans la croûte inférieure, voire dans le manteau lithosphérique supérieur (voir section I 4). (2) Les failles secondaires ont des longueurs plus faibles et sont beaucoup plus distribuées au sein et à l'extérieur des bassins; il s'agit de zones de failles de premier et de deuxième ordre (voir section I 4). Nous pouvons ainsi diviser notre modèle en trois zones distinctes (Figure II.37c). La zone qui se trouve à l'aplomb du bassin mésozoïque (i.e. la zone ouest de notre zone d'étude) est caractérisée par deux grandes failles bordières orientées N120°E qui délimitent un réseau structural principalement formé de failles secondaires N090°E et N120°E. De part et d'autre de ce bassin, se trouve une zone intermédiaire (i.e. la zone centrale; Figure II.37c) qui est uniquement caractérisée par le système de failles secondaires N090°E et N120°E. Cette zone correspond à la transition entre le bassin à proprement parler et les zones se trouvant en-dehors du domaine d'influence des *Nadj Faults*. Enfin, en s'éloignant du bassin oblique et du domaine d'influence des *Nadj Faults*, nous pouvons définir une troisième zone (i.e. la zone est; Figure II.37c) où les failles mises en place au Mésozoïque sont théoriquement orientées E-O, perpendiculairement à la direction d'extension (N-S).

II 3.2.2. Déformation associée à l'ouverture du golfe d'Aden

• Description de la déformation enregistrée dans le niveau «post-Aptien»

La zone d'étude du horst de Mukalla a été divisée en trois zones à partir de critères structuraux observés dans la couverture post rifting mésozoïque : une zone ouest, une zone centrale et une zone est (Figure II.38). La zone ouest est située au-dessus de l'extrémité sud-est du bassin de Marib-Shabwah-Hajar et est caractérisée par une bande de déformation orientée N120°E. La zone est correspond à une bande de déformation orientée N075°E qui est située le long de la bordure nord du bassin de Mukalla-Sayhut. La zone centrale se trouve à la limite entre ces deux domaines structuraux. Elle présente une forte densité de failles et un schéma structural complexe. Celui-ci a une géométrie proche de celle de la zone est (bande de déformation orientée N075°E), même si de nombreuses structures N120°E parallèles à la bande de déformation de la zone ouest sont présentes.

Des histogrammes directionnels ont été réalisés pour ces trois zones (Figure II.38). L'histogramme de la zone ouest est très large et asymétrique. Le pic majeur est centré sur l'orientation N120°E. Les failles correspondantes sont des structures très continues qui ont des longueurs souvent supérieures à 50 km (Figure II.38). Deux pics secondaires, centrés sur les orientations N075°E et N090°E, donnent son caractère asymétrique à l'histogramme. Les structures correspondantes ont des longueurs beaucoup plus faibles que les failles N120°E et servent de relais entre ces structures majeures (Figure II.38).

L'histogramme de la zone centrale présente également une asymétrie et une forte dispersion des azimuts. La majorité des failles se trouve entre les azimuts N070°E et N130°E. Au sein de cet intervalle, un seul pic centré sur l'orientation N090°E est identifiable. Après inspection de la carte structurale (Figure II.38), cette distribution des azimuts peut être interprétée comme un réseau principal de failles N090°E qui se sont mises en place dans une bande de déformation N075°E et qui ont tendance à se brancher sur les accidents N075°E et N120°E. Ces failles, qui se trouvent au centre de la bande de déformation N075°E, présentent en effet une géométrie sigmoïde.

L'histogramme de la zone présente une distribution des azimuts symétrique et une dispersion des azimuts plus faible que les deux autres zones (Figure II.38). Deux pics majeurs peuvent être individualisés. Ils sont très proches et centrés sur les orientations N080°E et N090°E. Le pic orienté N090°E correspond aux failles qui se trouvent au centre de la bande de déformation (Figure II.38). Celles-ci ont tendance à se brancher sur les failles bordières N075°E en présentant des géométries

sigmoïdes. Le pic orienté N080°E correspond donc aux extrémités de ces failles sigmoïdes (N090°E) qui se parallélisent aux failles bordières N075°E de la bande de déformation.

La zone centrale est particulièrement intéressante car elle correspond au niveau «post-Aptien» qui se situe «au-dessus» de la zone de socle étudiée dans cette étude. Dans le niveau «post-Aptien», la bande de déformation est orientée N075°E et se trouve au prolongement de celle de la zone est. En revanche, au sud-est de cette zone centrale, lorsqu'on se trouve dans le niveau «anté-Aptien» (i.e. dans le socle protérozoïque), la bande de déformation est clairement orientée N090°E (Figure II.38). Ces observations nous révèlent donc qu'il existe une forte hétérogénéité structurale entre les niveaux «anté-Aptien» et «post-Aptien».



Figure II.38. Carte structurale du horst de Mukalla construite à partir des cartes géologiques de la République du Yémen (GDR-surveying team and the Dept. of G. & M.E., 1987). L'encart en haut à gauche illustre les trois zones étudiées dans cette étude. Les histogrammes directionnels, correspondants au niveau «post-Aptien» de ces trois zones, sont représentés en bas de la figure.

• Déformation prédite par les modèles analogiques de rifting oblique pour l'ouverture du golfe d'Aden

On peut rappeler que le golfe d'Aden est décrit dans la littérature comme étant un rift oblique (Manighetti et al., 1997; Dauteuil et al., 2001). Les caractéristiques de ce rifting oblique sont bien contraintes et révèlent une obliquité caractérisée par un angle α de 50°: (1) un mouvement relatif entre les plaques Arabe et de Somalie estimé à N025°E et (2) l'axe général du golfe d'Aden est orienté N075°E. Ces contraintes cinématiques vont permettre, en utilisant les résultats de modélisation analogique (voir section I 3.1), de déterminer les géométries structurales qui sont censés s'être développées sur la marge nord du golfe d'Aden, sans l'influence d'un héritage structural mésozoïque.

La Figure II.39 illustre les distributions d'orientation de failles prédites par les modèles analogiques pour différents angles α (voir section I 3.1). Pour un angle α de 50° correspondant aux conditions limites exposées plus haut, on obtient un histogramme directionnel avec une majorité de failles comprises entre les azimuts N050°E et N140°E (enveloppe pointillée sur la Figure II.39). Au sein de cet intervalle, deux pics, correspondant aux failles obliques intra-rift, se dégagent : N090°E (pic mineur) et N110°E (pic majeur). À cet angle d'obliquité, les modélisations analogiques ne prédisent pas l'individualisation d'un pic correspondant aux failles bordières, même si elles sont tout de même présentes (voir section I 3.1). Cette géométrie structurale prédite par les modélisations analogiques, pour un contexte similaire à l'ouverture oblique du golfe d'Aden, a déjà été mise en évidence par Fournier et al. (2004) sur la marge nord du golfe d'Aden en Oman (voir section II 1.3). L'héritage structural protérozoïque et mésozoïque d'orientation N120°E étant peu ou pas développé dans cette partie orientale du golfe d'Aden (Fournier et al., 2004), une géométrie de rift oblique, caractérisée par des failles bordières N075°E et des failles obliques N090°E et N110°E, a pu se mettre en place. Par conséquent, au vu des modèles analogiques et des modèles de terrain (Fournier et al., 2004), nous considérerons pour la suite de l'étude que cette géométrie est caractéristique de l'ouverture du golfe d'Aden pour les zones sans héritage structural majeur.

Quand on compare la distribution prédite par les modèles analogiques avec les déformations observées le long du bassin cénozoïque de Mukalla-Sayhut (Figure II.39), une différence majeure apparaît : le pic d'orientation N110°E n'est pas présent dans la bande de déformation associée au bassin de Mukalla-Sayhut (Figure II.39). En revanche, le pic d'orientation N090°E est bien observable et les cartes structurales du modèle de rifting oblique avec un angle α de 45° (Tron et Brun 1991) et de la bordure nord du bassin de Mukalla-Sayut montrent de fortes similarités (Figure II.39). La seule différence repose donc sur l'angle qui existe entre les failles bordières, qui sont parallèles à la bande de déformation. Les angles entre les failles bordières et obliques sont de 15° et 35° pour le modèle analogique et de 15° pour la zone d'étude (Figure II.39). Cette différence ne peut pas être raisonnablement expliquée par des conditions limites différentes, car l'obliquité du rift ne varie que de 5° entre le modèle et le

bassin de Mukalla-Sayut. Nous allons, dans la section suivante, voir si l'héritage structural présent dans le niveau «anté-Aptien» peut expliquer cette différence de géométrie structurale observée entre les modèles analogiques et la zone est.



Figure II.39. Comparaison des distributions d'orientations de failles pour un modèle analogique de rifting oblique avec un angle α de 50° (Tron et Brun, 1991) et pour le bassin de Mukalla-Sayhut (zone est). Sur la droite, les schémas structuraux d'un modèle analogique de rifting oblique avec un angle α de 45° et de la zone est sont représentés. La V.D. (Vertical Discontinuity) correspond à la discontinuité verticale le long de laquelle le rift se localise et β est égale à 90°- α (voir section I 3.1. pour plus d'explications). Les flèches noires indiquent la direction d'extension. La large bande grise illustre l'orientation de la bande de déformation alors que les lignes pointillées et pleines sur la droite représentent respectivement l'orientation des failles bordières et obliques.

II 3.2.3. Relations structurales entre le socle pré-fracturé et la couverture sédimentaire

Comme nous l'avons décrit précédemment, la marge nord du golfe d'Aden a subi une histoire tectonique polyphasée qui a conduit à une pré-fracturation hétérogène du niveau «anté-Aptien» pendant le Protérozoïque et le Mésozoïque (Figure II.37). Les géométries structurales décrites dans le niveau «post-Aptien» montrent également une forte hétérogénéité entre les différentes zones d'études

(Figure II.38). Ces observations indiquent que l'héritage structural présent dans le niveau «anté-Aptien» a probablement joué un rôle prépondérant dans la déformation du niveau «post-Aptien». Afin de discuter des relations structurales qui existent entre ces niveaux inférieur et supérieur, respectivement avec et sans héritage structural, nous avons superposé les schémas structuraux schématiques obtenus pour les niveaux «anté-Aptien» et «post-Aptien» (Figure II.40). Pour faciliter l'interprétation des schémas structuraux observés dans notre zone d'étude, les schémas structuraux prédits par les modèles analogiques ont également été représentés. On retrouve sur la droite le modèle prédit pour les conditions aux limites du golfe d'Aden et sur la gauche celui prédit pour les conditions aux limites des bassins mésozoïques (Figure II.40). En-dessous de chaque schéma structural, sont figurés les histogrammes directionnels obtenus pour les niveaux «post-Aptien» des trois zones d'étude (Figure II.38 et Figure II.40) et ceux prédits par les modèles analogiques. Les schémas structuraux correspondant à notre zone d'étude et ceux prédits par les modèles analogiques ont été alignés sur la Figure II.40 le long d'un axe N075°E représentant la marge nord du golfe d'Aden. La description des trois zones d'études se fera de la droite vers la gauche (i.e. de l'Est vers l'Ouest), ce qui nous permettra d'analyser, l'un après l'autre, les styles de déformation observés sur la marge nord du golfe d'Aden, en se rapprochant des zones d'influence des Nadj Faults et des bassins mésozoïques.

• La zone est et la zone centrale

La zone est et la zone centrale présentent de fortes similarités géométriques avec le modèle analogique obtenu pour le rifting oblique du golfe d'Aden (Figure II.40): (1) une bande de déformation orientée N075°E, (2) un complexe de failles obliques mis en place au centre de la bande de déformation et (3) des failles obliques présentant une variation d'azimut à leurs extrémités qui leur confère une allure sigmoïde. En revanche, deux différences majeures peuvent être observées: (1) la géométrie et l'orientation des failles obliques ne sont pas les mêmes que dans le modèle prédictif et (2) les failles bordières sont segmentées. Ces différences peuvent être directement expliquées par la nature de l'héritage structural présent dans le niveau «anté-Aptien».

Dans la zone est, le niveau «anté-Aptien» est pré-fracturé par des failles secondaires d'orientation N090°E, ce qui a favorisé le développement de failles obliques formant un angle de 15° avec les failles bordières au lieu de 35° (voir section précédente). Ceci est très bien illustré sur l'histogramme directionnel de la zone est, où le pic secondaire est orienté N090°E et non pas N110°E comme prédit dans le modèle (Figure II.40). De plus, la segmentation des failles bordières orientées N075°E par des failles secondaires N090°E peut être expliquée par une compétition s'exerçant entre la néo-formation de failles N075°E dans le niveau «post-Aptien» et la réactivation de failles pré-existantes N090°E du niveau «anté-Aptien» qui se propagent dans le niveau «post-Aptien».

Dans la zone centrale, le niveau «anté-Aptien» est pré-fracturé par des failles secondaires d'orientation N090°E et N120°E. La présence des failles secondaires N120°E a provoqué un élargissement de l'histogramme directionnel du niveau «post-Aptien» (Figure II.40). Les failles

obliques ne sont plus restreintes à une orientation N090°E mais varient entre des pôles N090°E et N120°E. Ces failles présentent alors une géométrie sigmoïde encore plus marquée que celles de la zone est. La zone centrale, qui possède un héritage structural plus fort que la zone est, présente ainsi une déformation du niveau «post-Aptien» qui est finalement très proche de celle prédite par les modèles analogiques pour le golfe d'Aden (Figure II.40).

• La zone ouest

Dans la zone ouest, le schéma structural observé est très éloigné de celui prédit par le modèle analogique pour l'ouverture du golfe d'Aden (Figure II.40). La bande de déformation n'est plus parallèle à l'axe du golfe d'Aden (N075°E) mais suit l'orientation des failles bordières des bassins mésozoïques (N120°E) présentes dans le niveau «anté-Aptien». Ces failles, d'échelle crustale voire lithosphérique, ont été réactivées pendant l'ouverture du golfe d'Aden et se sont prolongées dans le niveau «post-Aptien», contrôlant ainsi l'orientation générale de la bande de déformation. Les failles secondaires associées à cette bande de déformation N120°E possèdent des orientations très variables comprises entre N060°E et N140°E, comme nous pouvons le voir sur l'histogramme directionnel de la zone ouest (Figure II.40). Vraisemblablement, les failles secondaires orientées entre N090°E et N140°E correspondent à des orientations caractéristiques du rifting mésozoïque et sont donc interprétées comme le prolongement, dans le niveau «post-Aptien», de failles secondaires présentes dans le niveau «anté-Aptien». En revanche, les failles secondaires comprises entre N060°E et N080°E sont certainement des structures néo-formées possédant des orientations sub-parallèles à la marge. Finalement, mis à part la famille de failles secondaires N060-080°E, le schéma structural du niveau «post-Aptien» de la zone ouest est très similaire à celui du niveau «anté-Aptien» et donc à celui prédit par les modèles analogiques pour le rifting mésozoïque (Figure II.40). Ces observations sont très bien illustrées par la comparaison entre l'histogramme directionnel de la zone ouest et celui prédit par les modèles analogiques pour le rifting mésozoïque (Figure II.40). Le pic majeur de l'histogramme de la zone ouest correspond à l'azimut des structures majeures du niveau «anté-Aptien» (N120°E) et le pic mineur à celui des structures secondaires du niveau «anté-Aptien» (N090°E). De plus, l'histogramme présente une forte asymétrie qui n'est pas prédite par les modèles analogiques. Cette asymétrie est interprétée comme étant relative à des structures sub-parallèles à l'orientation générale du golfe d'Aden (N060-080°E) qui ont été néo-formées dans le niveau «post-Aptien».



Figure II.40. Comparaison des déformations des niveaux «anté-Aptien» et «post-Aptien», afin mettre en évidence le contrôle de l'héritage structural. Les schémas structuraux représentés en gris clair correspondent au niveau «anté-Aptien», alors que ceux représentés en noir correspondent au niveau «post-Aptien». Se référer au texte pour plus d'explications.

II 3.2.4. Discussion

• Contrôle de l'héritage structural et relation structurale socle/couverture

Les observations faites dans la région du horst de Mukalla nous révèlent que la structuration du socle a fortement contrôlé la déformation de la couverture sédimentaire (Figure II.40). Une partie des structures N090°E et N120°E du socle a été réactivée sous le régime de contraintes associé à l'ouverture du golfe d'Aden (i.e. direction d'extension N025°E) et s'est prolongée dans la couverture sédimentaire. Ces structures héritées ont perturbé de manière plus ou moins importante la géométrie structurale prédite par les modèles analogiques pour le rifting oblique du golfe d'Aden, et ceci en fonction de leur nature (orientation et extension):

- Les familles de failles N090°E et N120°E qui forment un angle entre 65° et 85° avec la direction d'extension régionale ont été réactivées. En revanche, les zones de sutures et les MFC (N000-045°E) qui forment un angle entre 0° et 25° avec la direction d'extension régionale n'ont pas été réactivées. L'orientation des structures héritées par rapport aux contraintes extensives est donc un facteur important qui contrôle la réactivation. Des structures très obliques par rapport à la direction d'extension (e.g. les zones de sutures ~25°) ne vont pas être réactivées en failles normales, même si elles peuvent certainement être réactivées en décrochement.

- Les zones de failles de premier ordre, qui s'enracinent dans la croûte inférieure, voire dans le manteau lithosphérique supérieur (i.e. les failles bordières majeures des bassins extensifs), vont être réactivées, à condition que celles-ci soient bien orientées par rapport aux contraintes régionales. Dans ce cas, elles vont considérablement modifier les géométries structurales prédites. Ces discontinuités majeures vont alors contrôler l'orientation générale de la bande de déformation (Figure II.40).

- Les zones de failles de premier et de deuxième ordres, qui sont restreintes à la croûte supérieure, vont être réactivées, si celles-ci sont bien orientées par rapport aux contraintes régionales, et vont perturber les géométries prédites, mais sans changer l'orientation générale de la bande de déformation (Figure II.40). La réactivation de ces structures va localement segmenter les failles bordières et empêcher le développement de failles dont la mise en place était prédite par les modélisations analogiques (i.e. les failles N110°E qui forment un angle de 20° avec ces failles réactivées).

L'interprétation qui vient d'être proposée pour les relations structurales entre le socle et la couverture suggère un couplage structural fort entre ces deux niveaux crustaux. Cependant, les failles majeures néo-formées dans le niveau «post-Aptien» (i.e. les failles bordières orientées N070-080°E) ne sont pas présentes dans le niveau «anté-Aptien». Cette constatation est vraie quelque soit l'échelle d'observation. À l'échelle du horst de Mukalla (Figure II.38), nous avons remarqué que l'orientation

de la zone de déformation suivait un azimut de N075°E dans le niveau «post-Aptien» alors qu'elle semblait suivre un azimut N090°E dans le niveau «anté-Aptien». De plus, aucune structure orientée N070-080°E n'a été observée dans le socle au cours de notre étude multi-échelle de la fracturation (voir section II 4). Ces observations semblent montrer que les structures néo-formées dans le niveau «post-Aptien» ne s'enracinent pas dans le niveau «anté-Aptien».

On observe donc : (1) des failles secondaires héritées N090°E et N120°E pour la zone centrale et N090°E pour la zone est qui accommodent toute la déformation dans le socle, (2) ces failles secondaires N090°E et N120°E qui empêchent le développement dans la couverture de failles N110°E prédites par le modèle théorique et (3) ces failles secondaires N090°E qui segmentent les failles bordières N070-080°E mais qui ne les empêchent pas de se développer. Cette compétition qui existe entre les failles héritées et les failles néo-formées doit être discutée séparément pour le socle et pour la couverture. D'une part, dans le niveau où l'héritage structural est déjà présent (i.e. dans le socle : niveau «anté-Aptien»), les failles héritées accommodent toute la déformation : la compétition est alors «remportée» par l'héritage structural, quelle que soit la dimension des failles en compétition. D'autre part, dans le niveau où l'héritage n'est pas présent (i.e. dans la couverture : niveau «post-Aptien»), les failles héritées se propagent dans la couverture et sont alors en compétition avec les structures néo-formées. Si la compétition se fait entre des failles de même dimension (i.e. entre les failles secondaires N090°E et N120°E du socle et les failles secondaires N110°E prédites par le modèle théorique), alors celleci est «remportée» par les failles héritées. En revanche, si la compétition se fait entre des failles de dimensions différentes (i.e. entre les failles secondaires N090°E du socle et les failles majeures bordières N070-080°E prédites par le modèle théorique), alors celle-ci est «remportée» par les failles de dimension supérieure (i.e. les failles majeures bordières N070-080°E), même si celles-ci sont localement segmentées par les failles de dimension inférieure (i.e. les failles secondaires N090°E).

• Modèle d'ouverture du golfe d'Aden

Une des questions qui anime les discussions sur le mode d'ouverture du golfe d'Aden et sur les déformations enregistrées sur la marge proximale «onshore» concerne l'importance relative du rifting oblique et de la réactivation des bassins mésozoïques (voir section II 1.4). Les modèles construits à partir d'observations réalisées dans les zones à fort héritage structural penchent plutôt pour un mode d'ouverture contrôlé par les bassins mésozoïques (Fantozzi et Sgavetti, 1998; Huchon et Khanbari, 2003), alors que les modèles construits dans les zones à faible héritage structural mettent en avant un contrôle du rifting oblique (Lepvrier et al., 2002; Fournier et al., 2004). En se basant sur notre étude et sur les modèles préexistants, nous allons proposer un modèle d'ouverture du golfe d'Aden qui se démarque des modèles déjà proposés dans la littérature par la prise en compte de l'hétérogénéité de l'héritage structural présent le long de la marge.

Les conditions aux limites de notre modèle sont illustrées sur la Figure II.41a et sont les suivantes : (1) la présence de zones de déformation N090°E à N120°E d'échelle crustale voire lithosphérique qui correspondent aux bassins mésozoïques, (2) une direction d'extension régionale N025°E et (3) la présence d'une zone de faiblesse lithosphérique orientée N075°E qui va contrôler l'ouverture oblique du golfe d'Aden. En ce qui concerne ce dernier point, plusieurs modèles, qui sont encore largement débattus, ont été proposés dans la littérature pour expliquer l'obliquité du golfe d'Aden (se référer à la revue bibliographique réalisée par Bellahsen et al., 2006). Ces modèles ont proposé que l'obliquité de l'ouverture du golfe d'Aden avait été contrôlée (1) par un héritage structural profond orienté N075°E, (2) par la propagation vers le SO de la ride de Carlsberg en direction du point triple des Afars ou (3) par une interaction mécanique entre la présence du point triple des Afars et les conditions aux limites menant à l'individualisation de la plaque arabe. Cette problématique ne sera pas abordée dans cette étude, mais nous écarterons quand même le modèle de propagation. En effet, celui-ci est en contradiction avec les travaux récents de d'Acremont (2002) et Leroy et al. (2004) qui ont montré que les anomalies magnétiques du golfe d'Aden ne traduisent pas une propagation vers le Ouest-Sud-Ouest de l'océanisation. Nous considérerons alors dans notre modèle que la déchirure continentale s'est produite simultanément sur toute la longueur du golfe d'Aden (i.e. de la discontinuité de Shukra El-Sheikh à la zone transformante de Socotra ; Figure II.41d).

Pendant la phase de rifting continental, des zones de faiblesse crustale (i.e. marquées par les bassins mésozoïques) localisent la déformation (Figure II.41b). Les structures lithosphériques orientées N120°E à N090°E (i.e. les zones de failles de première ordre d'échelle lithosphérique qui constituent les bordures des bassins de Marib-Shabwah-Hajar ou de Jiza-Qamar) sont réactivées et contrôlent la déformation de la couverture. Le réseau structural observé est alors très proche de celui des bassins mésozoïques (Figure II.41d). En revanche, aux endroits où l'héritage structural mésozoïque est faible voir absent (i.e. entre les bassins mésozoïques du Yémen ou en Oman), des bandes de déformation N075°E se mettent en place (Figure II.41b). Celles-ci présentent des géométries structurales de rifting oblique qui sont en accord avec les modèles analogiques (Figure II.41d). Le bassin de Mukalla-Sayut que nous avons étudié en est un très bon exemple, même si la présence d'un héritage structural dans le socle orienté N090°E perturbe un peu les déformations attendues (Figure II.41d). Cette géométrie de rifting oblique avait déjà été mise en évidence en Oman par Fournier et al. (2004). En effet, dans la région du graben de Salalah-Ashawq, où l'héritage structural mésozoïque est faible, les auteurs ont décrit une marge présentant une déformation typique de rifting oblique (Figure II.41d; voir section II 1.3): (1) des failles N075°E qui contrôlent la déformation de la marge «onshore» associées à des failles sigmoïdales orientées N090-120°E et (2) des failles N110°E qui contrôlent la déformation de la marge «offshore».

Après une extension suffisante de la lithosphère, l'accrétion océanique s'initie et les zones transformantes se mettent en place. La ride d'Aden est localisée entre la discontinuité de Shukra El-Sheikh et la zone transformante de Socotra (Figure II.41d). Entre ces deux limites se trouvent deux zones transformantes majeures : celle de Mukalla et celle d'Alula Fartak (Figure II.41d). Lorsqu'on replace ces deux zones transformantes sur le modèle de rifting continental anté-accrétion océanique

(Figure II.41c), on voit que celles-ci correspondent aux zones de réactivation des bassins mésozoïques. Le modèle d'ouverture du golfe d'Aden proposé dans cette étude permet ainsi d'expliquer la segmentation de la ride océanique d'Aden. Les zones d'accrétion se sont localisées aux cœurs des bassins N075°E alors que les zones transformantes majeures se sont localisées là où les bassins mésozoïques ont été réactivés. Ce modèle de segmentation de la ride d'Aden est significativement différent de celui proposé par Fantozzi et Sgavetti (1998). En effet, l'auteur propose que des bassins extensifs orientés ONO-ESE se sont mis en place pendant la phase de rifting continental, séparés par des zones de transfert. La progression de l'extension aurait alors favorisée le développement (1) des zones d'accrétion au niveau de ces bassins arrangés en échelon et (2) des zones transformantes au niveau des zones de transfert.



Figure II.41. Modèle d'ouverture du golfe d'Aden et des déformations associées sur la marge nord. (a) Conditions initiales de notre modèle (avant 35 Ma). (b) Localisation des bandes de déformations majeures misent en place pendant la phase de rifting continental (35-20 Ma). Les lignes pointillées noires correspondent aux bandes de déformations actives pendant la phase de rifting continentale. (c) Initiation de l'accrétion océanique et mise en place des zones transformantes au niveau des bassins mésozoïques réactivés (20-18 Ma).
(d) Etat actuel du golfe d'Aden, avec les différents styles tectoniques rencontrés sur sa marge nord «onshore».
S.E.S.D.: Shukra El-Sheikh discontinuity; M.T.Z.: Mukalla transform zone; A.F.T.Z.: Alula Fartak transform zone; S.T.Z.: Socotra transform zone.

II 4. ANALYSE STRUCTURALE ET STATISTIQUES DE LA FRACTU-RATION DU SOCLE D'AL-MUKALLA, DE L'ÉCHELLE RÉGIO-NALE À L'ÉCHELLE DE L'AFFLEUREMENT

Résumé de l'article :

Une cartographie multi-échelle de la fracturation du socle protérozoïque d'Al-Mukalla (Yémen) a été réalisée. Les cartes structurales obtenues sont décrites à travers une analyse statistique prenant en compte les paramètres de direction, de longueur, d'espacement, d'épaisseur, de densité et de distribution spatiale. Ces résultats, confrontés à des observations de terrain, ont permis de proposer un modèle géométrique de la fracturation, de l'échelle multi-kilométrique à l'échelle décamétrique, qui constitue un analogue potentiel aux réservoirs fracturés cristallins en contexte extensif. Ce réservoir fracturé analogue est défini par un modèle à double porosité, dans lequel les systèmes tectoniques (i.e. les failles) et les systèmes issus de processus internes (i.e. la fracturation primaire) correspondent respectivement à la «colonne vertébrale» (ou «backbone») et à la matrice du réservoir. Ces deux composantes montrent des propriétés géométriques, de réservoirs et de comportements aux différentes échelles contrastées. Dans les systèmes tectoniques, les géométries multi-échelles sont «auto-similaires» (ou «self-similar»), les réseaux de fractures présentent un comportement fractal (distribution des longueurs en loi de puissance et espacement «clusterisés») et les zones de failles montrent une organisation hiérarchique des paramètres de longueur, d'épaisseur et d'espacement. Dans les systèmes issus de processus internes, le réseau de fracture est dépendant de l'échelle, la distribution des longueurs suit une loi exponentielle négative et les espacements sont «anti-clusterisés». Cependant, la «colonne vertébrale» et la matrice de ce modèle réservoir possèdent tous les deux une forte connectivité qui permet à toutes la masse rocheuse d'être drainée. Les zones de failles jouent le rôle de drain principal, alors que la fracturation primaire permet d'alimenter ces drains en fluides.

Submitted to Journal of Structural Geology

Scaling and geometric properties of extensional fracture systems in the Proterozoic basement of Yemen. Tectonic interpretation and fluid flow implications

Edouard Le Garzic^{1*}, Thibaut de L'Hamaide², Marc Diraison¹, Yves Géraud¹, Judith Sausse³, Marc de Urreiztieta^{4,5}, Benoît Hauville⁴, Jean-Michel Champanhet⁴

¹ Institut de Physique du Globe de Strasbourg, IPGS – UMR 7516, CNRS et Université de Strasbourg (EOST), 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex, France

² TTI Production, 2 avenue P. Angot, Technopole Helioparc, 64000 Pau, France

³ Nancy Université, Département des Sciences de la Terre, UMR CNRS 7566 G2R, BP239, 54506 Vandoeuvre les Nancy, France

⁴ Total E&P Yemen, P.O. Box 842, Sana'a, Republic of Yemen

⁵ Petronas Carigali SDN. BHD., Petronas Twin Towers, Kuala Lumpur City Centre, 50088, Malaysia

*Corresponding author. E-mail address: edouard.le-garzic@illite.u-strasbg.fr; Fax: +33-3-68-85-04-02.

Abstract

Multi-scale mappings of fracture systems in the crystalline basement of Yemen are presented. Fracture datasets are described through statistical analyses of direction, length, spacing, density, and spatial distribution. Results are combined with field observations and can be directly used to model the geometry of the fracture networks in analogue basement rocks, from multi-kilometric to decametric scales. The fractured reservoir analogue is defined with a dual porosity model in which tectonic and joint systems correspond to the basement reservoir "backbone" and "matrix" respectively. These two end-members reveal contrasting geometrical, reservoir, and scaling properties. In tectonic systems, multi-scale geometries are "self-similar", the fracture network shows fractal behavior (power-law length distribution and clustered spacing), and fault zones show hierarchical organization of geometrical parameters such as length, thickness, and spacing. In joint systems, the fracture network is scale dependent with exponential length distribution, and shows anti-clustered spacing. However, these two end-members have both well-connected properties, with fault zones acting as main drain and joint systems acting as the fluid supply.

Keywords: crystalline basement, fractured reservoir, distribution law, hierarchical fault zones geometry, dual porosity model, fluid flow.

1. Introduction

Recent development of basement fractured reservoirs "in and around igneous rocks" for both oil exploration and geothermal industries have been carried out in recent years (Schutter, 2003). The nature of basement fractured reservoirs implies different exploration and production strategies compared with conventional sedimentary ones. Most of the time, available data are restricted to multiple 1-D data sets (i.e. borehole data including cores, Formation MicroImager (FMI), wireline...) that are difficult to correlate from well to well when attempting to construct a realistic 3-D model of reservoir. Analyses of field rock analogues are thus required for a better understanding of the fracture system geometry. The nature and evolution of the fracture systems have direct influences on the fluid flow pathways in low permeability crystalline rocks. As a consequence, the geometrical attributes characterizing the fracture systems such as orientation, length, spacing, spatial distribution and connectivity have to be well constrained. A key point is the correct understanding of the scaling characteristics of different types of fracture systems, which could guide both the interpretation of regional data and its extrapolation to other different scales. In addition, quantitative characterization of structural blocks and the role of fault zones in compartmentalizing fields.

The characterization of fractured basements, particularly in crystalline rocks, remains poorly documented by field examples. However, some authors such as Genter and Castaing (1997), Escuder Viruete et al. (2001), McCaffrey et al. (2003) and Sanders et al. (2003) have proposed statistical descriptions of natural fracture networks occurring in various environments. Several parameters were studied, mainly the spacing, the fault zone thickness and the length distributions of fractures. Velde et al. (1991) characterized the fractal distribution of fracture patterns in granites. Gillespie et al. (1993) compared different types of statistical and geometrical methods for the characterization of the spatial distribution of fractures in 1, 2 and 3D. Other contributions based on natural fracture set studies in granites show that the connectivity of the fracture systems is characterized by a statistical law deduced from the fracture extension distributions and the fact that fluids follow preferential pathways within a fracture network (Long and Witherspoon, 1985; Ledésert et al., 1993a; Ledésert et al., 1993b; Bour and Davy, 1997; Bour et al., 2002). A number of laws are commonly cited to characterize the statistical distribution of a fault zone property, as well as the type of rock fragmentation, its development and its maturity. Generally, log-normal, exponential negative or power-law distributions prevail in the literature (Bonnet et al., 2001).

In this study, the scaling properties of an extensional fracture system from the Proterozoic basement of Yemen are described for scale studies from meters to pluri-kilometers. The statistical properties of the fracture network are described through series of fracture trace maps at different scales that are derived from satellite imagery interpretation combined with field observations. In a first step, inspection of structural maps combined with statistical analyses allows us to propose a tectonic model for formation of each fracture set. In a second step, a multi-scale model of the fracture network is proposed and discussed. These results provide insights concerning the mechanisms of fracture formation, fluid movement through the fracture network and reactivation of pre-existing fracture systems. Two types of fracture organization are proposed: some major fault zone network and some micro-block fracture systems are finally discussed and extrapolated to the reservoir scale.



Figure 1. Regional geological map of Mesozoic and Cenozoic basins of Yemen (based on GDR-surveying team and the Dept. of G. & M.E., 1987; Bosence, 1997; Lepvrier et al., 2002; Huchon and Khanbari, 2003). The black frame locates figure 2. The insert corresponds to a simplified map of the Yemenite and Arabian basement, with individualization of the main Proterozoic terranes (based on Stoeser and Camp, 1985; Windley et al., 1996).

2. Regional settings

The present configuration of the Arabian-Nubian Shield results from the accretion of low-grade island arcs terranes and high-grade continental terranes during the Pan-African orogeny (Fig. 1). These collision events occurred from ~750 to ~600 Ma (Stoeser and Camp, 1985; Al-Saleh et al., 1998; Blasband et al., 2000; Meert, 2003), and gave rise to N-S to NE-SW trending suture zones (Fig. 1). The final stage of the Pan-African orogeny is characterized by a widespread phase of NW-SE extension and by the development of lithospheric NW-SE trending faults with left-lateral strike-slip, named the Nadj Fault system (Fig. 1).

At the end of the Jurassic and the beginning of the Cretaceous, separation between India-Madagascar plate and African-Arabian margin (i.e. Somoma Ocean opening) induced reactivation of the inherited Nadj Fault system and development of extensive basins (Redfern and Jones, 1995; Birse et al., 1997). The three major Jurassic and Cretaceous extensive basins of Yemen, from West to East, are the Marib-Shabwah-Hajar basin, the Say'un Al Masilah basin and the Jiza-Qamar basin (Fig. 1). The geometry and sedimentary filling of these Mesozoic basins vary spatially and temporally from West to East (Bosence, 1997). The Marib-Shabwah-Hajar basin, with the main strike NW-SE, follows the Nadj trend of the Precambrian basement (Redfern and Jones, 1995; Birse et al., 1997), and its syn-rift filling is early Kimmeridgian to Thitonian in age (Ellis et al., 1996; Holden and Kerr, 1997). Toward the East, Say'un Al Masilah basin and Jiza-Qamar basin are progressively oriented more East-West, and rifting initiation becomes younger, with Kimmeridgian to early Cretaceous subsidence for the Say'un Al Masilah basin, and with Hauterivian to Paleogene subsidence for Jiza-Qamar basin (Redfern and Jones, 1995; Beydoun et al., 1996; Bosence, 1997).

The opening of the Gulf of Aden was the latest major tectonic event occurring in the studied area. It is a young oceanic basin located between the Arabian and the Nubia-Somalia plate (Fig. 1). Its principal characteristic is the low angle between the general axis rift orientation (N075°E) and spreading direction (N030°E). These features are consistent with an oblique rifting configuration (Manighetti et al., 1997; Dauteuil et al., 2001). Syn-rift filling recorded along the northern margin was deposited between 35 Ma and 20 Ma (Watchorn et al., 1998), while spreading started at 17,6 Ma (Leroy et al., 2004; d'Acremont et al., 2006). Onshore structures related to the opening of Gulf of Aden are complex. Several basins oriented parallel to the coast (~N075°E) were formed during the Oligocene, and the two major ones are the Aden-Abyan and Mukalla-Sayhut basins (Fig. 1). Oligocene extension was also intensively controlled by the reactivation of pre-existing structures related to Mesozoic basins (Khanbari, 2000; Huchon and Khanbari, 2003; Bellahsen et al., 2006). The Bahlaf graben, in prolongation of the Marib-Shabwah-Hajar basin, and the Jiza-Qamar basin are major reactivating structures of the Yemen margin (Brannan et al., 1997; Huchon and Khanbari, 2003 and references therein).



Figure 2. Geological and structural map of the Mukalla horst modified from geological maps of Republic of Yemen (GDR-surveying team and the Dept. of G. & M.E., 1987). The map localization is indicated in Figure 1. The dashed black frame locates Figure 5a.

3. Zone of study

The Mukalla proterozoic basement is located in the south-east edge of the Mukalla horst, in the linking zone between the Marib-Shabwah-Hajar basin and the Mukalla-Sayut basin (Fig. 1). A geological map of the Mukalla basement area (Fig. 2) was constructed by integration of existing maps (GDR-surveying team and the Dept. of G. & M.E., 1987), an existing field study (Huchon and Khanbari, 2003), our own field survey, a satellite imagery interpretation (Aster and Landsat) and a Digital Elevation Model (DEM) interpretation (SRTM 90 meters). The basement area chosen for satellite analysis is located in the central zone of this map and is bounded by E-W and NW-SE trending regional fault zones (Fig. 2).

The Mukalla basement corresponds to a volcano-sedimentary complex which is mainly composed of basic rocks related to a back-arc basin system. This volcano-sedimentary complex (undifferentiated basement on figure 2) is intruded by several late Pan-African granitoids, as the Burum granite. Detailed structural analysis was focused on this Burum granite because granite texture fits much better than a complex association of volcanic and sedimentary rocks to the structural map produced by satellite imagery analysis.

4. Terminology and typology of structures observed in the field

A fracture is an approximately planar discontinuity such as joints, faults, dykes or veins (Peacock et al., 2000). For the purpose of this study, we have classified fractures into two main groups: primary and secondary fractures. On the one hand, we consider primary fractures as all discontinuities developed during emplacement, cooling and decompression of the magma (Price and Cosgrove, 1990; Sanders et al., 2003), like joints, diaclases or aplitic/pegmatitic dykes. On the other hand, secondary fractures result from tectonic forces and correspond to faults and related fractures. In order to clarify description and interpretation of structures through this manuscript, all the terms used in this paper are each described in this section. Definitions and descriptions of terms such as joint, fault zone, damage zone or fracture corridor are based on published data and own field observations realized in the Burum granite.

4.1. Primary fractures and protolith concept

Primary fractures are fractures formed during emplacement, cooling and decompression of the magma in the upper crust. These structures are predominant outside the main deformation zones and consist of several typical sets of joints: flat-lying joints, sub-vertical orthogonal joints sets, and another joint set often oblique with a dip angle near 45° (Fig. 3c). Each set rarely presents clusters of fractures and is mostly regularly or randomly spaced. In the Burum granite, these sets are often unmineralised even if aplitic or pegmatitic veins are sometimes observed. The primary fractures are



Figure 3. Main structures highlighted in Burum granite: (a) major fault zone with a central fault core, an intensively deformed Damage Zone in the Hanging Wall (DZ-HW), and a weakly deformed Damage Zone in the Foot Wall (DZ-FW); (b) fracture corridors; (c) Joints network. Examples of fracture network collected in the field are shown for the DZ-HW of the major fault zone and for the NW-SE trending fracture corridors.

predominantly dilational fractures (or type I fracture) even if minor shear component is sometimes observed. Areas of granite, where primary fractures prevail, correspond to the protolith (Caine et al., 1996). For the sake of clarity, we will use from now the term *joint* for describing *primary fractures*.

4.2. Secondary fractures and fault zone concept

It has become common in recent years to describe fault zones as comprising two components (Fig. 4d): a fault core and an associated damage zone (Chester et al., 1993; Caine et al., 1996). The fault core contains slip surfaces, gouge, cataclasites and breccias, and corresponds to the zone where most of the displacement is accommodated. Damage zone is generally taken as the volume of deformed wall rocks around a fault core that results from the initiation, propagation and build-up of slip along faults (Kim et al., 2004). Damage zone thickness corresponds to the zone within which fault and fracture density is higher than the background density (Childs et al., 2009).



Figure 4. Schematic representations of fault zones observed from regional to field scales, showing the relationships between fault zones of different orders of magnitude. (a) Regional fault zone represented by a single lineament when observed at satellite scale (map view). (b) When increasing the scale of observations, (i) internal structures of regional fault zone can be specifying, and (ii) fault zones of low order are recognized (map view). (c) High order fault zone formed by several fault zones like in (d) separated by blocks or lenses of relatively undeformed protolith. Note the presence of fracture corridors at the interface between fault zones and protolith. (d) Typical fault zone structure with a fault core surrounding by damage zones (after Caine et al., 1996). (e) Low order fault zones constituting the damage zone of a fault zone like in (d). Analogies between field observations (Fig. 3) and fault zones models are indicated by the black frames. DZ: Damage Zone; FC: Fault Core.

This simple conceptual model for fault zone structure has been widely confirmed by field examples (e.g. Schulz and Evans, 1998; Micarelli et al., 2003; Géraud et al., 2006). In the Burum granite, fault zones are in accordance with this general scheme and a typical example is presented in Figure 3a. The main fault plane, located at the contact between fault core and the footwall, is oriented N155°E with a SW dip direction of 85° and is associated with a 10 m thick core. The fault core consists of cataclasite cemented by calcite, crush-breccia and a fault gouge characterized by illitisation and kaolinisation alteration. An important characteristic of this fault zone is the asymmetric distribution of damage zones, with an intensively deformed Damage Zone in the Hanging Wall (DZ-HW), and a weakly deformed Damage Zone in the Foot Wall (DZ-FW) (Fig. 3a). The DZ-FW is less than 20 m wide, with a moderately dense fracture density which decreases progressively towards the protolith. The DZ-FW is characterized by sub-vertical fractures which have strikes roughly parallel to the main fault plane.

No breccias or gouge zone have been observed in the DZ-FW. The DZ-HW, up to 50 m wide, consists of highly fractured granite, with some localized crush-breccia characterized by illitisation and kaolinisation. The fracture network is dense and well-organized. An orientation data diagram (Fig. 3a) shows a conjugated fracture pattern affecting the DZ-HW. Three main sets are recognized: one around N155°E, one around 140°E and one around N070°E. This fracture pattern is interpreted as R- and R'-shear surfaces of a Riedel system formed in a N155°E trending fault zone with a major sinistral component (Fig. 3a).

This model of fault zone is well-adapted for describing architecture and size (i.e. thickness) of a given fault at field scale. However, when attempting to understand multi-scale organization of fracturing, like proposed in this study, notion of scaling has to be considered when defining a fault zone. Indeed, a fault zone, as described above, contains in its damage zone several fault zones of low order which have their own fault core and damage zone (Fig. 4e). In the same way, this fault zone can be part of a fault zone of high order which contains a complex system of fault cores and damage zones which branch, anastomose and link, entraining blocks or lenses of relatively undeformed protolith (Fig. 4c) as proposed by recent researches (Faulkner et al., 2003; Géraud et al., 2010). An example of this complex system of fault cores and damage zones that characterized large fault zones, like proposed by Faulkner et al. (2003), has been observed on the field. Indeed, succession of zones of high fracture intensity between relatively less fractured rocks is often observed in the vicinity of main fault zones like the one illustrated on figure 4d. We named these structures: fracture corridors (Figs. 3b and 4c). Zones of high fracture intensity correspond to both minor fault zones up to 1 meter wide and clusters of shear fractures, while zones of low fracture intensity have the characteristics of the protolith with primary fractures network. The principal characteristic of these fracture corridors is the presence of sub-parallel and sub-vertical main fracture planes which delimit zones of high and low fracturing intensity (see stereogram in Fig. 3b). They can exceed 50-100 m in width and are considered as secondary structures mechanically related to the main fault zone.

Consequently, we will not use the fault zone definition of Caine et al. (1996) because is scale limited. We prefer used the definition of Peacock et al. (2000) which permits fault zones description at all scales of observation: a fault zone is a system of fault segments that interact and link and are restricted to a relatively narrow band or volume. In order to facilitate the classification of fault zones identifying from regional to field scale during this study, an order of magnitude will be attributing to each fault zone according to the scale of observation and consequently to its size (see section 6.3).

5. Datasets of multi-scale fractures in the Mukalla basement

Four structural maps are used for the multi-scale statistical analysis of fracturing. The Mukalla basement map (Fig. 6a) was constructed by digitizing of ASTER satellite imageries (Fig. 5a) at a sampling scale of 1/40000 and by interpretation of Digital Elevation Model (DEM, SRTM 90 meters). Burum granite map realized at a sampling scale of 1/15000 (Fig. 6b) was constructed by digitizing and interpretation of high resolution QUICKBIRD satellite imageries (Fig. 5b). Structural lineaments interpretation was completed by a geomorphological analysis which consists of tracing lineaments where wadis radically change their courses (Fig. 6b). Lineaments mapping was focused on the northern part of the Burum granite (Fig. 5b). High resolution picking of structural lineaments has been carried out on high resolution QUICKBIRD imagery at a sampling scale of 1/1500 for constructing a detailed Burum granite map (Fig. 6c). This map was realized in the north-western part of the Burum granite is well-preserved from weathering and erosion. 4738 lineaments were picked for a surface area of 10 km². Finally, a very accurate picking performed at the highest resolution on QUICKBIRD imagery (i.e. sampling scale of 1/500) was realized on a structural microblock (Fig. 7). 2218 lineaments were picked in the micro-block for a surface area of 0.5 km².







Figure 5. (a) Aster images of the Mukalla basement. The dashed white frame locates Burum granite and the dashed black frame locates Figure 5b. (b) Quickbird satellite view of Burum granite. Dashed frames locate maps of figures 6b, 6c, and 7.

6. Multi-scale statistical analysis of geometric parameters

6.1. Orientation analysis

Histograms of orientation, in which frequencies are weighted according to lineament length, have been realized for each map (Fig. 8). The weighted lineament method considers the strike of each segment which constitutes a lineament and generates a histogram from the cumulated length of all segments for each specific direction. This method seems to be the best suitable for this kind of study since it considers frequency, length and curved shape of lineaments.



Figure 6. Structural maps at different scales of the Mukalla proterozoic basement. (a) Mukalla basement structural map at a sampling scale of 1/40000. Mesozoic and Cenozoic cover is represented in grey and the Burum granite with crosses. The dashed black frame locates Figure 6b. (b) Burum granite structural map at a sampling scale of 1/15000. Wadis picking is represented in blue. The dashed black frame locates Figure 6c. (c) Burum granite map at the sampling scale of 1/1500. Dashed black frame locates figure 7.

At the sampling scales of 1/40000 and 1/15000, histograms of orientation show three main orientation sets (Fig. 8). While first-order peaks correspond to E-W and NW-SE structures, the second-order peak corresponds to NE-SW structures. This orientation distribution is well-illustrated on Figure 6a where structural network is mainly controlled by E-W and NW-SE lineaments, whereas NE-SW lineaments are localized along a single narrow band located in the centre of the map (Fig. 6a).



Figure 7. Map of structural micro-block in Burum granite at the sampling scale of 1/500. Wadis picking is represented in blue, major fault zones interpretation in thick black lines, and minor fractures in thin black lines.

At larger scales (i.e. 1/1500 and 1/500), four peaks are observed: N-S, NE-SW, E-W and NW-SE (Fig. 8). First-order peaks correspond to E-W and N-S structures. These orientation sets are characterized by narrow peaks lying in an interval of up to 10°. In contrast, second-order peaks, which correspond to NE-SW and NW-SE structures, have more scattered azimuth distributions lying in an interval of up to 30° (Fig. 8).

All orientation sets observed at the regional scales (i.e. 1/40000 and 1/15000) are present at larger scales (i.e. 1/1500 and 1/500). On the other hand, the occurrence of a new orientation set, trending N-S, is observed at larger scales where minor structures are visible (i.e. minor faults, fracture corridors and joints).

For a given orientation set, the mean frequency peaks appear to vary only slightly from one scale to the next (Fig. 8). However, it is interesting to note that E-W and NW-SE orientation sets have the same azimuth properties (i.e. proportion and degree of scattering) at scales of 1/40000 and 1/15000, while at larger scales the frequency of the NW-SE set decreases and the azimuth scattering decreases for the E-W set. This means that these fracture sets can have different geometric properties at large scale even if they display the same behavior at smaller scale. This feature reveals differences in the mechanism of formation for these two orientation sets, and this will be discussed later in this paper.



Figure 8. Histograms of fracture orientation at each scale of sampling. Note the extremely regular azimuth distributions of E-W and N-S sets at sampling scales of 1/1500 and 1/500, which are included in an interval up to 10° (see text for more explanations).

6.2. Length analysis (2D)

Statistical analyses concerning the fracture length distributions have been performed using the 2D datasets (i.e. maps presented in Figs. 6 and 7). Length distributions are characterized using log-log diagram where the cumulative frequency distribution N(l) (number of fractures with length greater or equal to length l is plot versus the length l (Fig. 8). When comparing fracture-length distributions plot for different scales, a normalized cumulative frequency distribution is used, where N(l) corresponds to the number of fractures with length greater or equal to length *l* divided by the surface of the studied map (Fig. 9). These cumulative frequency distributions of length can be described by several theoretical laws. Exponential, log-normal and power-law distributions are the most common models used to describe the fracture-length statistics (Bonnet et al., 2001). From the study of natural fractures datasets, Castaing et al. (1996) and Odling et al. (1999) among others show that fault length distributions often follow a power-law relation such as $N(l) = \alpha l^{-\alpha}$, where α is a constant characteristic of the scale, and a is the power-law exponent generally ranging between 1 and 3 (Bour and Davy, 1997; Odling, 1997). The power-law exponent characterizes the relative abundance of fractures of different sizes. A fracture-length distribution exhibiting power-law behavior means that length distribution is scale-invariant over the spatial range considered. When logarithmic axes are used, a straight line indicates that the length distribution is power-law with a slope defined by the exponent a. In most cases, sampling effects at small and large scales may cause a deviation of the experimental log-log plot from a theoretical perfect straight line. The sampling biases are named as "truncation" and "censoring" (Pickering et al., 1995; Bonnet et al., 2001), and correspond respectively to (i) an underestimation of the small fractures due to the spatial resolution limitations of the sampling method used and (ii) to an underestimation of trace lengths for fractures greater than the sampling area dimensions or that intersect the sampling area boundary.



Figure 9. Normalized cumulative frequency distributions, N(l), for fracture lengths, l, from maps ranging from regional to micro-block scales (i.e. $x \ 1/40000$, • 1/15000, + 1/1500, and **** 1/500). Individually, datasets show in majority negative exponential length distributions but collectively they show overall powerlaw behavior. Note the well-defined powerlaw for Burum granite map at sampling scale of 1/1500. Figure 9 compares the cumulative length distributions of fractures observed in the four structural maps presented in section 5 (Figs. 6 and 7). Such plots have been extensively presented in the literature on the scaling of fracture-length distributions (Castaing et al., 1996; Odling, 1997; Odling et al., 1999). The majority of these maps shows trace-length distributions close to negative exponential laws. The Burum granite map at the scale of 1/1500 is the only dataset that exhibits a well defined power-law length distribution over a scale range of 100 to 1000 m, and characterized by an exponent equal to 1.8 (Fig. 9). However, when considering the length distributions of the overall maps, the log-log plot reveals overlapping curves, whose general envelope is a straight line characterized by a slope of 1.8 (Fig. 9). This suggests the presence of an underlying power-law distribution of the fracture



Figure 10. Cumulative frequency distributions, N(l), for fracture lengths, l, at micro-block scale (i.e. 1/500). The dataset has been refined in order to analyze each main orientation set: N-S (N170-010°E), NE-SW (N030-050°E), E-W (N080-100°E) and NW-SE (N110-130°E). E-W and NW-SE orientation sets show length distributions which approximate a power-law (red lines) over a scale range of 20-120 m, with an exponent of 1.7. Data in grey are affected by censoring and truncation. N-S and NE-SW orientation sets are best described by a negative exponential relationship (red curves).
trace length within the Mukalla basement over 3 orders of magnitude (10 to 10000 m), as already proposed by several previous authors for basement studies (Castaing et al., 1996; Odling, 1997). Correspondence between the slope values for the Burum granite map at scale of 1/1500 and the underlying power-law confirms the validity of this power-law. The apparent negative exponential distributions laws observed for each individual map curves are therefore not relevant and probably represent truncation and censoring effects, while the well defined power-law distribution observed for the Burum granite map at the scale of 1/1500 can be explained by the larger surface area used that reduced censoring effects.

The trace-length distributions just presented above have been realized using the whole data sets whatever the fracture orientations. To try to visualize the effect of the orientation parameter on the fracture length distribution, the main orientation sets were studied separately. The micro-block map was chosen to perform this detailed study because all the individual structures are represented at this scale (i.e. faults, fracture corridors and joints). Orientation sets were chosen according to the mean peaks previously identified in the orientation histograms (Fig. 8), i.e. N-S (N170-010°E), NE-SW (N030-050°E), E-W (N080-100°E) and NW-SE (N110-130°E). The global distribution, including all orientation sets, is represented by a regular curve (Fig. 9) which closely matches with a negative exponential distribution. When regarding to individual orientation sets, two different length distributions can be distinguished (Fig. 10). E-W and NW-SE orientation sets show length distributions which approximate a power-law over a scale range of 20-100 m, with an exponent of 1.7 (Figs. 10a and 10b). By contrast, the N-S and NE-SW orientation sets are best described by a negative exponential relationship (Figs. 10c and 10d). The fact that orientation sets which are sub-parallel to bounding faults of the micro-block (i.e. E-W and NW-SE) show power-law length distributions reveals that tectonic systems seem to be scale-invariant. On the contrary, fracture sets which are not related to faults (i.e. N-S and NE-SW) show negative exponential length distributions. Negative exponential shapes of N-S and NE-SW length distributions are not due to truncation or censoring, because these laws are perfectly well-defined in an interval between the upper cutoff (100 m) and the lower cutoff (20 m) of the power-laws length distributions of E-W and NW-SE trending families (Fig. 10).

This difference of length distribution behavior for fault related and non-fault related fracture systems is emphasized by the study of the orientation distributions calculated with the identification of several classes of length for the larger scale (Fig. 11). Four ranges of lengths have been separated: trace lengths lower than 25 m, from 25 to 50 m, from 50 to 100 m and trace lengths higher than 100 m. This segregation shows clearly lower frequencies for the N-S and NE-SW trending fractures in the classes of highest lengths. In a same time, the frequencies of the E-W and NW-SE trending fractures show increasing values when length lineaments are longer than 50 meters. This means that the datasets that show negative exponential length distributions are characterized by the presence of small fractures that are therefore restricted to a characteristic scale range (i.e. <50m).





Figure 11. Histograms of orientation according to families of length for the structural micro-block of figure 7 (<25 m, 25-50 m, 50-100 m and >100 m).

6.3. Spatial distribution analysis

Two types of spatial distribution of fractures are analyzed in this section: (i) some major fault zones network and (ii) some micro-block fracture systems.

Major fault zones network and multi-scale structural blocks

As explained in section 4, fault zones can be determined upon several orders of magnitude, from regional to field scales (Fig. 4). Maps constructed at regional scale (i.e. 1/40000 and 1/15000) will enable us to identify these different orders of magnitude of fault zones in considering the scale of observation and the length of the structural lineaments. Firstly, when increasing the scale of observation (i.e. from scale of 1/40000 to scale of 1/15000), fault zones of low order become visible, and consequently are distinguished (i) those contributing to internal architecture of high order fault zone and (ii) those individualizing low order structural blocks (Figs. 4a and 4b). Secondly, as reported by numerous studies which have highlighted the scaling relationships between fault length and fault displacement (Clark and Cox, 1996; Schlische et al., 1996; Schultz et al., 2008), refinement of maps according to lineaments length will be performed for recognizing the limits and the dimensions of multi-scale structural blocks.

Spatial and hierarchical organizations of the two main orientation sets of fault zones, i.e. E-W and NW-SE, have been investigated individually (Figs. 12 and 13). For each orientation set, refinement



Figure 12. Refined maps from Mukalla basement map (Fig. 6a) and Burum granite map (Fig. 6b) for E-W trending lineaments. From Mukalla basement map, three refined maps have been realized: (a) lineaments > 9 km, (b) lineaments > 5 km, and (c) complete dataset. From Burum granite map, three refined maps have been realized: (d) lineaments > 3 km, (e) lineaments > 800 m, and (f) complete dataset. Grey bands highlight main fault zones, brackets highlight thicknesses of fault zones of first and second orders, and red frames locate Burum granite map and micro-block map.



Figure 13. Refined maps from Mukalla basement map (Fig. 6a) and Burum granite map (Fig. 6b) for NW-SE trending lineaments. See legend of figure 12 for more details.

of datasets has been performed on the Mukalla basement map (Fig. 6a) and the Burum granite map (Fig. 6b) according to lineaments length. From Mukalla basement map, three refined maps have been realized: lineaments > 9 km (Figs. 12a and 13a), lineaments > 5 km (Figs. 12b and 13b), and complete dataset (Figs. 12c and 13c). From Burum granite map, three refined maps have been realized: lineaments > 3 km (Figs. 12d and 13d), lineaments > 800 m (Figs. 12e and 13e), and complete dataset (Figs. 12f and 13d), lineaments > 800 m (Figs. 12e and 13e), and complete dataset (Figs. 12f and 13f).

Figure 12a shows that long lineaments are localized into two main fault zones spaced by 17-20 km (FZ1 and FZ2). Two other long lineaments (FZ3) are intercalated between these two deformation zones that individualized structural blocks 10 km in width. When lineaments 5 to 9 km long are added

(Fig. 12b), intermediate structural blocks appear and are characterized by widths from 3 to 5 km. In addition, internal structures of FZ1, FZ2 and FZ3 can be estimated. FZ1 and FZ2 present clusters of fault zones with a large range of length and are characterized by thicknesses close to 4 km (Figs. 12b and 12c), while FZ3 thickness can be estimated of 2 km.

According to the interpretation of Mukalla basement map made previously (Fig. 12c), Burum granite map is cross cut by FZ3. At this scale of observation, FZ3 is composed of several fault zones with a large range of length (Fig. 12f) and possess a thickness close to 2 km, as previously estimated. Figure 12d shows that, south of FZ3, lineaments up to 3 km delimits structural blocks 1,5 to 3 km in width. When lineaments up to 800 m are represented, structural blocks 1,5 to 3 km in width are divided into several micro-blocks 700 to 900 m in width (Fig. 12e).

In the light of these observations, the E-W tectonic set shows hierarchical spatial distribution of fault zones, where fault zones are almost regularly spaced when looking between two fault zones of higher order (Fig. 12). Three main orders of block size have been defined thanks to scale of observation: pluri-kilometric or first order block sizes (Fig. 12a), kilometric or second order block sizes (Fig. 12b and d) and pluri-hectometric or third order block sizes (Fig. 12e).

Multi-scale analysis realized for NW-SE trending fault zones presents hierarchical distribution and spacings values close to E-W one (Fig. 13). However, regular spacings of fault zones are less obvious because (i) Burum granite map at a scale of 1/15000 is located in a linking zone of several first order fault zones (Fig. 13c) and (ii) NW-SE trending structures are inherited from the Pan-African orogeny that can disturb spatial organization of fault zones. Consequently, model of hierarchical distribution of fault zones presented below will be constructed from E-W trending fault zones results (Fig. 12).

Micro-block fracture systems

Micro-block map (Fig. 7), which allows mapping of minor fault zones, fracture corridors and joints, has been used for describing the spatial distribution of fractures within a third order block size (Fig. 12f). Micro-block map is particularly well-adapted because: (i) well-preserved outcrops allow a very exhaustive mapping and enable us to propose a realistic model for the spatial distribution of structural objects and (ii) it is bounded by E-W and NW-SE trending fault zones (Fig. 7) making it representative of the whole Burum granite with its typical parallelogram shape.

Lineaments datasets (Fig. 7) were used to construct density maps (Fig. 14) which were generated with the SIGEOL[®] software using an algorithm which computes the cumulated length/unit of surface in a floating kernel of 20 meters by 20 meters. As a result, each pixel of the raster has the same size as the kernel and its value equates to the cumulative length in meter of all lineaments in the determined kernel. The output data is an 8-bit raster that is converted to vector using a weighted linear contouring method. Four maps were constructed according to the four main orientation sets: N-S (N170-N010°E), NE-SW (N030-N050°E), E-W (N080-N100°E), and NW-SE (N110-130°E) (Fig. 14).



Figure 14. Micro-block density maps according to families of lineament orientation: N-S (N170-010°E), NE-SW (N030-050°E), E-W (N080-100°E) and NW-SE (N110-130°E). We used a kernel of 25 m by 25 m (see text for more explanations). Main cluster zones A, B, C and D are shown.

Density maps for the N-S and NE-SW lineament families show homogenous densities, even if several zones with density higher than 800 m/hm² are present (Figs. 14c and 14d). These lineaments are not directly related to fault zones and, in particular, are less represented in the northern part of the micro-block, where E-W and NW-SE trending fault zones intersect. In addition, the density maps clearly show a greater fracture density for the N-S dataset.

The E-W and NW-SE families of lineaments present very different distributions compared to the two previous maps. Zones of very high density (>1280 m/hm²) are often prominent, are linear shaped, and are intimately related to the boundary fault zones (Figs. 14a and 14b). The density map of E-W trending lineaments presents one major high density zone (A in Fig. 14a) which is related to the E-W trending fault zone at the northern boundary of micro-block. Another zone of high density is observed on the south-west part of the micro-block (B in Fig. 14a), and can be related to another E-W trending fault zone. When looking at the NW-SE trending lineaments, the density map shows one major zone of high density at the intersection between the E-W and NW-SE trending fault zones (C in Fig. 14b), and a small one in the eastern part of the micro-block (D in Fig. 14b). These two zones of high density are probably related to the same fault system trending NW-SE. In addition, the E-W trending lineaments seem to have a diffuse spatial distribution in the micro-block while the NW-SE ones are missing in the central zone of the micro-block.

Finally, all these density map analyses reveal that the orientation sets close to the trends of the bounding faults (i.e. E-W and NW-SE) show clustered spacing. On the contrary, the orientation sets

oblique to bounding fault zones (i.e. N-S and NE-SW) show anti-clustered spacing, which is in accordance with field observations (see section 4). In addition, density maps indicate: (i) the close relationship between clustering zones and the third order fault zones, and (ii) clustering zones close to 100 m wide.

7. Model of fracture network and tectonic control

7.1. Hierarchical organization of fault zones and tectonic interpretation

The E-W and NW-SE fault zones show a hierarchical spatial distribution (Fig. 15a). Three orders of fault zone and block size dimensions have been defined: (i) first order fault zones > 20 km in length delimit blocks 10 to 20 km wide, (ii) second order fault zones 5-20 km in length delimit intermediate blocks 2 to 5 km wide, and (iii) third order fault zones 1-3 km in length delimit micro-blocks 700 to 1000 m wide. This geometry of fault zones network corresponds to an interlocking of parallelogram shaped structural blocks of different order, where fault zones are almost regularly spaced when looking between two fault zones of higher order (Fig. 15a).

The fault zones thicknesses seem to be another attribute which is dependent on the fault zone dimension as well as their length and spacing. First order fault zones show thicknesses of 4 and 2 km (Figs. 12c and 15a), while thicknesses of second order fault zones are more difficult to precisely identify but can be estimated to be around 300-400 m (Figs. 12f and 15a). In the light of field observations and satellite interpretations, thicknesses of third order fault zones can be estimated to be around 150 m. Their principal characteristics are a central main fault zones surrounding by mechanically related secondary structures. These two end-members are assumed to be similar to fault zone (Fig. 3a) and fracture corridors (Fig. 3b) identified in the field (Figs. 15b and 15c). Their principal characteristics are: (i) a central fault core up to 10 m wide, (ii) an asymmetrical fault zone characterized by an intensively fractured damage zone in the hanging wall up to 50 m wide, and a weakly fractured damage zone in the footwall up to 20 m wide, and (iii) a large zone of fault dampening, up to 100 m wide, composed of fracture corridors (see section 4 and Fig. 3b for more details). The detailed analysis of the structural micro-block, where density maps point out the vicinity of fractures clusters and bounding fault zones (Fig. 14), confirms this geometry of third order fault zone described in the field.

The model of hierarchical distribution of fault zones proposed in this study (Fig. 15a) shows a "selfsimilar" geometry type as defined by Mandelbrot (1972), for length, spacing and thickness parameters. This means that the visualization of objects at all scales are indistinguishable. "Self similarity" can also be described as a fractal geometry, which is characterized by power-law distribution of the geometrical parameters such as length, spacing, or thickness (Gillespie et al., 1993; Castaing et al., 1996; Odling et al., 1999; Bonnet et al., 2001). In this study, the power-law length distributions have been observed in the case of the tectonic systems (Fig. 10). On the other hand, the power-law spacing distributions have not been described directly by statistical analysis. However, the notion of clustered spacings, that characterizes fractal systems, has been described in the Burum granite (see section 6.3 and Fig. 14), and is ultimately contained in the relative thicknesses of fault zones of each order. Consequently, we can conclude that the E-W and NW-SE tectonic systems reveal a "self-similar" behavior.

The E-W and NW-SE conjugated sets correspond to the regional trends related to the Jurassic and Cretaceous rifting observed in this area (Bosence, 1997), where the NW-SE trend is inherited from the Pan-African orogeny (Redfern and Jones, 1995; Birse et al., 1997). These structures have been active during Mesozoic rifting mainly as normal faults. We can note that the NW-SE trending structures were reactivated during the Gulf of Aden opening (Khanbari, 2000; Huchon and Khanbari, 2003; Bellahsen et al., 2006) and this is highlighted by cartographic evidences: (i) continuity of the NW-SE trending faults in the Paleocene cover (Fig. 2), and (ii) geometry of the two minor Cenozoic extensive basins showing some particular triangular shapes (Fig. 2).

The NE-SW regional trend has a different spatial distribution, and is localized along a single major crustal deformation zone (Fig. 6a). The NE-SW fault set is interpreted as Cenozoic strike-slip faults corresponding to the onshore continuity of the Mukalla transform fault (Fig. 1).

7.2. Model of fracture network for third order block size

Protolith located between fault zones have been widely considered to be not affected by relevant deformation. However, the deformation inside third order block has to be taken into consideration when trying to quantify deformation or characterize the potential of fluid flow in such fractured reservoirs.

As described in the previous section, third order fault zones exhibit large zones of deformation around main fault zone, comprising a complex of fracture corridors interpreted as an area of fault dampening (Figs. 15b and 15c). When moving toward the central part of the micro-block, the fracture density decreases and the spatial distribution of fractures shows anti-clustered behavior (Figs. 7, 14 and 15b). E-W and N-S are the most prominent fracture sets in the central part of the micro-block (Fig. 14), while the NW-SE and NE-SW sets are poorly represented. The N-S orientation set shows several features which are typical of joint systems: (i) anti-clustered spacing (Fig. 14d), (ii) narrow orientation peaks lying in an interval of up to 10° (Fig. 8), (iii) negative exponential trace-length distribution characterized by the presence of small fractures (i.e. <50m) (Fig. 10d), and (iiii) hardly any N-S trending fault zone have been observed from the regional to the micro-block scales. The NE-SW structures also show at large scale evidence of a joint system with both negative exponential trace-length distribution (Fig. 10c) and anti-clustered spacing (Fig. 14c). This orientation set has a clearly lower density than the N-S trending fractures, and is interpreted as a minor joint set.



Figure 15. Multi-scale model of fracture systems for the Mukalla basement and, more particularly, the Burum granite. (a) Model of fault zone network at regional scale. Arrows indicate characteristic block sizes of the hierarchical fault zone distribution model. Brackets highlight thicknesses of fault zones of each order. (b) Model of fracture network for third order block. Geometrical and reservoir properties are indicated on the right. (c) Model of fracture network for third order fault zone. DZ-HW: Damage Zone in the Hanging Wall; DZ-FW: Damage Zone in the Foot Wall.

The E-W and NW-SE orientation sets show different behaviors when examined in the central part of the micro-block: (i) the E-W trending structures are more frequent than the NW-SE trending structures, which are only localized near bounding fault zones (Figs. 7 and 14), and (ii) the E-W orientation set show a narrower peak which lying in an interval up to 10° as already identified for the N-S orientation set (Fig. 8). Therefore, the N-S and E-W fracture sets have same spatial distribution and density values in the central part of the micro-block (Fig. 14), and both of them show an extremely homogenous azimuth distribution (Fig. 8). These features plus the high angle between the orientations of these two fracture sets allow us to interpret it as a typical orthogonal joint system, probably formed during granite cooling as "primary fractures" (Price and Cosgrove, 1990; McCaffrey et al., 2003). Inspection of the central part of the micro-block in Figure 7 reveals that the E-W trending fractures are longer than the N-S ones and that the N-S fractures are systematically cut-off by the E-W ones. These features are interpreted as reactivation of the E-W joint set during Mesozoic rifting (Fig. 15b).

Finally, the central part of the micro-block is characterized by an orthogonal joint system composed of N-S and E-W trending joints, and by a minor NE-SW trending joint set. The E-W set has a specific geometry because the initial short E-W joints have been reactivated and consequently have formed long structures by coalescence (Fig. 15b). At this scale, where joint systems are distinguishable, the fracture network does not show "self-similar" behavior or fractal geometry.

8. Fractured reservoir properties and fluid flow implications

8.1. Applications for fractured reservoir characterization

Model of fracture network established in this study provides major constraints on geologic properties important for site suitability, such as fracture network scaling, connectivity or structural blocks sizes. For instance, well-organized fault zones network described from pluri-kilometric to pluri-hectometric scales is a model that can be used for defining the general framework of the reservoir or predicting localization and geometry of fault zones. Characteristics lengths, spacings, and thicknesses of fault zones will be important geologic features for interpreting well data. In addition, this fault zones network can then be exported to reservoir simulation codes for comparison with production data or well tests.

We have determined that tectonic systems, in the proterozoic basement of Yemen, are characterized by a power-law trace-length distribution. This scale-invariant character has been previously described by numerous authors for a variety of fracture systems (see Bonnet et al., 2001 for a review). However, originality of this work is the consistency of the exponent value obtained from several datasets: overall maps (Fig. 9), Burum granite map at scale of 1/1500 (Fig. 9), and refined micro-block map (Figs. 10a and 10b). Slope values for these multi-scale datasets are comprised between 1.7 and 1.8 and are obtained over three orders of magnitude (10 m to 10 km). This reveals that power-law trace length

distributions are consistent over large range of scales and that single measure of fractal dimension realized at a given scale can be extrapolated to other different scales. The principal application is in prediction of populations of sub-seismic faults from seismic data for hydrocarbon reservoir characterization.

8.2. Fractures networks transmissivity and dual porosity model

Fluid flow in fractured rocks depends on numerous parameters associated with the geometry of the fracture systems (i.e. length, orientation, spacing, spatial distribution, connectivity), the physical properties of the rock matrix (porosity, permeability), and the fracture aperture (stress state, roughness, channeling, sealing). This study focused on geometrical criteria from regional to outcrop scales. The role of the other parameters, which require analyses from outcrop to microscopic scales, has not been addressed here, but their influence will be briefly discussed later in this paper.

The trace-length distribution of fractures gives us a statistical tool for estimating the connectivity of fracture systems. Bour and Davy (1997) have shown that, for random 2D fracture patterns, the exponent *a* of the power-law length distribution has an important influence on the nature of connectivity. The exponent characterizes the relative abundance of fractures of different sizes. For exponents with a > 3, small fractures dominate the connectivity. For exponents 1 < a < 3, both small and large fractures mainly affect the connectivity in a ratio which depends on a. Finally, if *a* is smaller than 1, the connectivity is influenced by the largest possible fractures. The Mukalla basement shows power-law trace-length distribution over three orders of magnitude (10 to 10000 m) with an exponent *a* equal to 1.8 (Fig. 9). The value of the exponent indicates that both relatively large and small fractures contribute to fluid flow and highlights the importance of the third order block size model described in section 7 (Fig. 15b). This model shows that the connectivity of fracture systems is concentrated along tectonic systems (i.e. large fractures), but is also largely dependent on the joint systems (i.e. short fractures), as already proposed by Odling et al. (1999) for other cases.

The Mukalla basement fractured reservoir analogue could therefore be defined as a reservoir-scale dual porosity model in terms of fracture transmissivity. On one hand, fault zones act as major conduits for fluid flow and correspond to the reservoir "backbone" (Fig. 15b), which is defined as all direct routes through the fracture network (Odling et al., 1999). On the other hand, joint systems can be considered as the reservoir matrix defined by a diffuse permeability affecting the whole rock mass (Fig. 15b). This suggests that, at a scale corresponding to the transition between tectonic and joint systems, there will be a change in the scaling behavior of fluid flow. The joint network of the matrix reservoir, when open, provides abundant continuous and homogeneously distributed pathways for fluid flow. The degree of connectivity of the matrix has important implications for fractured reservoir output because it controls the rate of fluid supply towards conduits. Fracture corridors highlighted during this study are localized at the transition between these two end-members (i.e. backbone and matrix), and could therefore optimize the fluid flow between them.

8.3. Reflection on production zones occurrences

Well data from geothermal and oil explorations in basement fractured reservoir reveal that fault zones are not systematically preferential conduits for fluid flow. In addition, if fluid supply in a fractured reservoir follows all potential conduits, then we should expected numerous distributed production zones of minor importance, and this is in contradiction with the localized major production zones observed in wells. Consequently, according to the well-connected fault zones network described in this study (i.e. "backbone") and an especially well-connected joint system (i.e. matrix) affecting the whole rock mass, we believe that fault zones probably possess further internal characteristics which can concentrate fluid flow making them useful production zones.

Concerning fault-related fluid flow, Caine et al. (1996) have defined four end-members architectural styles according to the relative percentage of fault core and damage zone structures: localized conduits, distributed conduits, localized barriers, and combined conduit-barriers. In this model, damage zones act as conduits and fault cores act as barriers. Numerous field studies (Evans et al., 1997; Genter, 2000; Géraud et al., 2006; Micarelli et al., 2006) have confirmed this model. When a fault zone has been subjected to fluid flow, then alteration and precipitation could seal the fault core which will then act as an impermeable zone and a barrier, and subsequently, damage zones, and potentially the fracture corridors highlighted in this study, will be used for fluid flow.

A simpler way to concentrate fluid flow is to bring fluid in a conduit and to prevent it joining another nearby conduit through oblique structures and matrix network. In other words, we believe that production zones should have a combined conduit-barrier permeability structure as defined by Caine et al. (1996). Studies on fractured reservoirs realized for industrial requirements show that production zones are often spatially associated with mineralization (e.g. calcite), and fracture clusters (e.g. Evans et al., 2005; Sausse et al., 2006; Ledésert et al., 2009). Furthermore, numerous natural examples show successive paleo-fluid circulations in the same deformation zone, emphasized by overprinted mineralization, showing that fault zone could be a zone of mechanical weakness which can be more easily activated. As a consequence, we think that a fault which has already undergone paleo-fluid circulation, and consequently alteration and/or precipitation, could be a preferential path for a next fluid flow. This spatial relationship can be interpreted as a sealed fault core (i.e. calcite mineralization) acting as a barrier and damage zone (i.e. fracture clusters) acting as a conduit.

9. Conclusions

Multi-scale mappings of fracture systems in the crystalline basement of Yemen have been described through statistical analyses of direction, length, spacing, density, and spatial distribution. These results, combined with field observations, have been used to model the geometry of the fracture networks in an analogue basement rocks, from multi-kilometric to decametric scales. Model suggests that fractures observed at all scales (regional faults to joints) influence the degree of connectivity of the fractured reservoir and the fluid flow behavior.

1. The E-W and NW-SE extensional fault systems show a hierarchical organization of fault zone with characteristics parameters like length, thickness, and spacing. It presents a "self-similar" geometry characterized by an interlocking of parallelogram shaped structural blocks of different order.

2. The E-W and NW-SE extensional fault systems present evidence of fractal organization: (i) power-law trace-length distribution has been determined over three orders of magnitude (10 to 10000 m) with an exponent of 1.8, that reveals scale-invariant behavior, and (ii) we have demonstrated that tectonic systems show clustered spacing, while joint systems show anti-clustered spacing (i.e. random or regular spatial distribution).

3. When datasets are refined by orientation sets, the length population technique can potentially distinguish joint systems from tectonic systems and consequently is a useful tool for structural network interpretation. Tectonic systems show power-law trace-length distribution with exponent of 1.7, and seem to be scale-invariant. While joint systems show negative exponential trace-length distribution, and are restricted to a characteristic scale range.

4. E-W and NW-SE trending extensional faults are related to Jurassic and Cretaceous rifting, even if the latter is inherited from Pan-African orogeny (i.e. Nadj Fault reactivation). These structures were reactivated during the Gulf of Aden opening. On the regional scale (i.e. 1/40000 and 1/15000), NE-SW orientation sets can be interpreted as Cenozoic strike-slip faults corresponding to the onshore continuity of the Mukalla transform faults, while on the larger scale (i.e. 1/1500 and 1/500), NE-SW structures present evidence of a joint system. A typical orthogonal joint system comprised of N-S and E-W sets has been recognized in the Burum granite. Reactivation of the E-W trending joint set during Jurassic and Cretaceous rifting have been highlighted.

5. A basement fractured reservoir can be defined in a simpler way as a reservoirscale dual porosity model. On the one hand, tectonic systems act as major conduits for fluid flow and correspond to the reservoir "backbone". On the other hand, joint systems can be considered as reservoir matrix defines by a diffuse permeability affecting the whole rock mass. We believe that fault zones should have a combined conduit-barrier permeability structure as defined by Caine et al. (1996) in order to be a good production zone. As a consequence, a fault which has already undergone paleo-fluid circulation, and consequently alteration and/or precipitation, could be preferential zone for concentrating fluid flow.

Acknowledgements

We would like to thank the Block 10 partners in Yemen (Oxy, Kufpec, Sinochem and TOTAL) who have authorized this publication. A special thank to J.P. Gomez (TOTAL, Aberdeen) for his help in the understanding of the structural patterns in the Burum granite. The interpretation of the satellite images has been realized with the collaboration and the technical input of TOTAL Pau (thanks to J.P. Xavier) and TTI Production. We are also grateful to Joachim Place (EIfER, Germany) for data processing. The authors want also to thank R.W. Wilson and J.P. Turner for their valuable comments on the early versions of this manuscript, as well as N. Odling and J. Escuder Viruete for constructive reviews.

PARTIE III.

Le socle hercynien de Catalogne

III 1. HISTOIRE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE ET PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE

Après une courte revue bibliographique de l'histoire géologique régionale, où nous prendrons soin de caractériser les différentes phases de réactivation structurale, nous présenterons plus précisément notre zone d'étude. Nous définirons ensuite les secteurs d'études qui seront utilisés pour la construction des cartes structurales multi-échelle et nous décrirons rapidement la nature du socle hercynien qui sera le lieu de notre étude de la fracturation.

III 1.1. Histoire géologique régionale

III 1.1.1. Du Paléozoïque au Mésozoïque : importance de l'héritage structural

La Chaîne Côtière Catalane (NE de l'Espagne) fait partie du domaine à schistosité de flux, défini par Matte (1986), qui se trouve entre la zone externe de la chaîne hercynienne et l'arc Ibéro-Armoricain (Figure III.1). Ce socle principalement cristallin est composé de granitoïdes considérés comme des intrusions tardi- à post-tectonique (du Carbonifère supérieur au Permien inférieur) de l'orogenèse hercynienne (Enrique, 1990). Ceux-ci intrudent des formations méta-sédimentaires d'âge Cambro-ordovicien à Carbonifère inférieur, qui ont été déformées et ont subi un métamorphisme régional pendant l'orogenèse hercynienne (Enrique, 1990). Dans les zones externes de la chaîne hercynienne, les déformations et le métamorphisme associés à l'édification de l'orogenèse et à son effondrement ne sont pas très développés. En revanche, un système de décrochements, dits «tardi-hercyniens», s'est mis en place sur l'ensemble de la chaîne hercynienne (partie sud-occidentale de l'Europe) affectant aussi bien les zones internes qu'externes (Arthaud et Matte, 1975; Figure III.2). Au niveau de la



Figure III.1. Schéma structural de la chaîne hercynienne d'Europe de l'Ouest (d'après Matte, 1986). (1) Principaux chevauchements; (2) Nappes cristallines internes et sutures ophiolitiques; (3) Domaines à schistosité de flux ou de foliation; (4) Zones externes; (5) Socle pré-varisque sans ou avec peu de déformation varisque; (6) Sens de transport des nappes et déversement des grands plis; (7) Grands décrochements ductiles. Chaîne Côtière Catalane, deux familles principales de décrochements hercyniens ont été identifiées : une famille NO-SE à NNO-SSE et une famille NE-SO à ENE-OSO (Arthaud et Matte, 1975; Figure III.2).



Figure III.2. Carte des principaux décrochements tardi-hercyniens reconnus ou supposés en Europe du SO. Certains sens de déplacement sont indiqués (d'après Arthaud et Matte, 1975).

Ces grands décrochements «tardi-hercyniens», souvent d'échelle crustale voire lithosphérique, ont largement influencé l'histoire géologique post-hercynienne (Arthaud et Matte, 1975). Dès le Stéphanien et le Permien, ces accidents ont localisé la mise en place de bassins extensifs au niveau des Pyrénées (e.g. Bixel, 1987) pendant la phase extensive permienne qui est reconnue sur l'ensemble de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale. Ceux-ci ont été réactivés en failles normales limitant des bassins à remplissage clastiques et volcaniques. Ces décrochements ont également été réactivés pendant le Mésozoïque au cours de la phase extensive qui a débuté au Jurassique supérieur (Salas et Casas, 1993). Celle-ci serait à associer à l'ouverture de l'Atlantique nord, qui conduira à l'ouverture du golfe de Gascogne pendant le Crétacé supérieur. Les structures réactivées en failles normales qui ont accommodé cette extension sont principalement orientées NE-SO à ENE-OSO, et en moindre mesure NO-SE. Au Paléogène, la convergence N-S entre les plaques ibérique et européenne s'est traduite par la formation de la chaîne pyrénéenne. Cette phase compressive s'est également traduite, au niveau de l'actuelle marge catalane, par l'activation en failles inverses et en décrochements des grands décrochements «tardi-hercyniens» qui avaient fonctionné en failles normales au Mésozoïque (e.g. Roca et al., 1999). Finalement, au cours du Mésozoïque et du Paléogène, les structures hercyniennes ont systématiquement localisé la déformation que se soit sous des régimes compressifs ou extensifs.

III 1.1.2. L'extension Néogène

À partir de l'Oligocène supérieur, plusieurs bassins extensifs se mettent en place en Méditerranée occidentale : le fossé de Valence et le basin Provençal (Figure III.3). Ils résultent, d'une part, de la propagation vers le Sud-Ouest du Rift Ouest-Européen, et d'autre part, de l'accrétion océanique burdigalienne associée à la rotation vers le Sud-Est du bloc Corso-Sarde (e.g. Roca et al., 1999). Ce système de bassins est limité au Sud-Est par le bloc Corso-Sarde et par le promontoire des Îles Baléares (Figure III.3). Sa bordure nord-ouest est quant à elle constituée du golfe du Lion, qui possède les caractéristiques typiques d'une marge passive, et de la marge catalane, qui possède également les caractéristiques d'une marge passive proximale même si elle n'est pas associée à un bassin océanique (Figure III.3).



Figure III.3. Carte structurale simplifiée de la Méditerranée occidentale. Le figuré pointillé correspond aux chaînes alpines et le figuré gris correspond à la croûte océanique néogène. Les bassins cénozoïques de la marge catalane, du golfe du Lion et du système extensif ouest européen sont représentés en jaune (d'après Séranne, 1999). Localement, ces bassins sont contrôlés par des failles hercyniennes ou pyrénéennes : CF, faille des Cévennes ; NF, faille de Nîmes ; TF, faille de Têt ; VPF, faille de Vallès Penedès. CTF : Catalan Transform Fault. Le cadre pointillé noir localise la Figure III.4 et la Figure III.9. La ligne pointillée grise localise la coupe sismique de la Figure III.7.

Les structures extensives de cette marge nord-ouest ont été largement contrôlées par plusieurs failles majeures héritées de l'Hercynien ou du Pyrénéen (e.g. Cévennes, Nîmes, Têt, Vallès-Penedès; Figure III.3), qui délimitent un système de grabens et de horsts d'orientation générale NE-SO à ENE-OSO (Goula et al., 1999, et références citées). Sur la marge catalane, certaines structures extensives se sont superposées à des structures compressives paléogènes de différentes orientations

(souvent déjà héritées de l'Hercynien). Deux secteurs ont été distingués en fonction des familles de structures réactivées (Roca et al., 1999; Figure III.4a). Le secteur nord, qui possède un héritage structural hercynien et pyrénéen orienté E-O à NO-SE, est caractérisé par des structures extensives NO-SE actives à partir du Miocène moyen (Tassone et al., 1994), qui délimitent les bassins d'Emporda et de Roses (Figure III.4a). Le secteur sud est caractérisé par des structures chevauchantes paléogènes d'orientations ENE-OSO (orientations également héritées de l'hercynien), qui ont subi une inversion tectonique à la fin de l'Oligocène, formant ainsi un système de blocs basculés vers le NNO (Roca et al., 1999; Figure III.4b). Les dépressions principales, que sont les demi-grabens de Sant Feliu, de Barcelone et de Vallès-Penedès, ont ainsi accumulé plus de 4000 mètres de sédiments depuis l'Oligocène (Figure III.4b).



Au cours du Néogène, deux événements extensifs ont été mis en évidence (e.g. Tassone et al., 1994). Le premier, d'âge Oligocène supérieur et Miocène inférieur, est à l'origine de l'essentiel de l'amincissement crustal enregistré sur la marge du fossé de Valence (Tassone et al., 1994; Cabrera et Calvet, 1996). Pendant cette période, la réactivation des structures ENE-OSO du secteur sud, comme la faille de Vallès-Penedès, a largement contrôlé la structure de la marge, comme l'ont montré les travaux de Roca et al. (1999). Ce chevauchement majeur orienté ENE-OSO, qui a permis, à l'Oligocène, le chevauchement du socle hercynien sur la succession sédimentaire du bassin de l'Ebre, en suivant une géométrie de plats et de rampes (Roca et al., 1999; Figure III.5a), va ainsi être réactivé en faille normale lors de l'ouverture du fossé de Valence (Figure III.5b et c). Associées à cette réactivation structurale, des failles normales orientées NE-SO à ENE-OSO se mettent en place (Figure III.4a). Cette phase extensive est contemporaine de la subsidence tectonique enregistrée sur la marge du golfe du Lion (Maillard et al., 1992) et est associée localement à la mise en place de volcanisme calco-alcalin (Marti et al., 1992; Banda et Santanach, 1992). Une période de subsidence thermique s'instaure alors le long de la marge catalane et du golfe du Lion pendant le Miocène. Le deuxième événement extensif, d'âge Miocène moyen à Quaternaire, est beaucoup moins important et entraîne l'individualisation de petits bassins extensifs le long des structures NO-SE du secteur nord (i.e. les bassins de la Selva, d'Emporda et de Roses; Figure III.4a). Une réactivation mineure des bassins de



Figure III.4. (a) Carte simplifiée de la Catalogne «onshore» et «offshore», où sont reportés les principales structures cénozoïques et les bassins néogènes (d'après Roca et al., 1999). Les cadres rouges localisent les secteurs nord et sud de la marge catalane, qui sont caractérisés par des structures cénozoïques principalement orientées NO-SE et ENE-OSO respectivement. La ligne noire localise la coupe A-A'. D'Est en Ouest: Rb: bassin de Roses; Em: bassin d'Emporda; SFb: bassin de Sant Feliu; Sb: bassin de la Selva; Cb: bassin de Campins; GMh: horst de Garraf-Montnegre; PR: «prelitoral range»; VPb: bassin de Vallès-Penedès; Bb: bassin de Barcelone; Ba: Barcelone; ECb: bassin d'El Camp; Tt: bassin de Tarragone. (b) Coupe géologique A-A' à travers la marge catalane (d'après Roca et al., 1999).

Vallès-Penedès, de Barcelone et de Sant Feliu est enregistrée (Maillard et al., 1992; Anadon et Roca, 1996; Martinez Del Omo, 1996). Cette période extensive est associée à la mise en place de volcanisme alcalin relativement abondant dans le secteur nord (Marti et al., 1992; Cebria et al., 2000). L'orientation NO-SE de ces bassins a souvent été mise en relation avec le prolongement «onshore» de la faille transformante catalane (Figure III.3).

III 1.2. Présentation de la zone d'étude

L'étude structurale multi-échelle, qui a été réalisée dans cette thèse, s'est focalisée sur la marge catalane de l'Est (Figure III.4a). La partie «onshore» de la marge catalane de l'Est, où affleure majoritairement le socle hercynien, est communément appelée «Chaîne Côtière Catalane» (ou *Catalan Coastal Ranges*, CCR) du fait des hauts reliefs principalement formés par le socle cristallin hercynien. C'est dans ce socle hercynien que vont être réalisées les différentes cartes structurales présentées dans la section III 2. La Figure III.6 est une carte isochrone en temps double du socle anté-cénozoïque, qui correspond au domaine «offshore» de notre zone d'étude. Elle sera utilisée pour compléter les cartes structurales réalisées dans le domaine «onshore». Les cadres rouges localisent les trois cartes structurales qui ont été construites lors de cette étude (Figure III.6). Les cadres (a) et (b) correspondent aux cartes structurales construites à partir d'une analyse d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT). La carte (a) couvre la majorité des CCR, alors que la carte (b) est focalisée sur le horst qui sépare le bassin de Sant Feliu au Sud du bassin de la Selva au Nord (Figure III.4a et Figure III.6). La carte (c) couvre environ 10 km² et correspond à la zone étudiée sur le terrain entre Sant Feliu de Guixols et



Figure III.6. Carte isochrone en temps double, du socle anté-Cénozoïque, issue de l'interprétation de plus de 400 lignes sismiques (d'après Roca et al., 1999). Cette carte correspond au domaine «offshore» de notre zone d'étude. Les cadres rouges localisent les cartes construites lors de cette étude : (a) CCR; (b) horst de Sant Feliu; (c) Sant Feliu. Tossa de Mar (section III 2.3). Notre zone d'étude correspond à la partie émergée de la marge proximale catalane et se situe dans le mur de la faille majeure de Sant Feliu qui contrôle le remplissage syn-rift du bassin de Sant Feliu (Figure III.7).

Les missions de terrain, qui ont été réalisées dans les CCR durant cette thèse, ont été effectuées en collaboration avec Joachim Place, également doctorant à l'EOST de Strasbourg. Joachim Place a réalisé une étude structurale détaillée d'un granite «tardi-hercynien» localisé dans la région de Tamariu (Figure III.6). Il s'agit d'une étude de la fracturation de l'échelle kilométrique à l'échelle centimétrique et de l'analyse d'un marqueur d'une paléo-circulation de fluide. Notre travail, associé à celui de Joachim Place, va permettre de rajouter une échelle supplémentaire (i.e. celle du mètre et du centimètre) au modèle géométrique de réservoirs fracturés proposé pour un socle cristallin dans cette étude. La fusion des résultats de ces deux thèses n'est pas présentée dans ce manuscrit et fera l'objet de travaux futurs.



Figure III.7. ESCI profil de sismique réflexion de la marge catalane et du fossé de Valence. (a) Ligne en temps double interprétée. (b) Conversion en profondeur du profil. D'après Gaspar-Escribano et al. (2003) et les références citées. Les cadres rouges localisent la marge proximale «onshore» et «offshore» étudiée dans ces travaux. La coupe sismique est localisée sur la Figure III.3.

• Le leucogranite de Salionç

Le massif cristallin situé entre Sant Feliu de Guixols et Tossa de Mar (cadre (c) sur la Figure III.6) correspond à un complexe alcalin constitué de plusieurs intrusions très acides et leucocrates (Ferrés-Hernàndez, 1998). Le leucogranite à biotite de Salionç, qui fait partie de ce complexe alcalin, est le batholite qui sera plus particulièrement étudié. Il est principalement constitué de quartz, de plagioclases, de feldspaths potassiques et de biotites. Ce leucogranite est intrudé par une série de filons de

composition essentiellement leucogranitique, qui ont été cartographiés avec précision pendant nos différentes missions de terrain (Figure III.8). Ceux-ci peuvent avoir des puissances allant jusqu'à une vingtaine de mètres et être suivis sur plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres (Figure III.8). En fonction de leur puissance, ils présentent des textures différentes. Les filons les plus fins montrent une texture presque aphyrique avec des faciès de bordure caractérisés par des textures fluidales. Les filons de plus de 3-4 mètres d'épaisseur montrent une texture felsitique sur les premiers centimètres des épontes et passent graduellement à des textures rhyolitiques puis microgranitique au cœur des filons. Quelques filons de nature latitique, doléritique ou quartzitique ont également été reconnus (Figure III.8). La cartographie de ces filons montre qu'ils se sont mis en place dans des plans sub-verticaux suivant une direction principale E-O (Figure III.8).



Figure III.8. Carte lithologique de la région de Sant Feliu. La carte est localisée sur la Figure III.6 (cadre (c)). Les étoiles localisent les affleurements de la Figure III.22.

III 2. ANALYSES STRUCTURALES MULTI-ÉCHELLE

Nous allons présenter dans cette partie les cartes structurales multi-échelle qui seront utilisées au cours de cette étude de la marge proximale catalane. Une carte d'échelle régionale de toute la marge catalane sera présentée dans la section III 2.1. Elle a été construite à partir de données de la littérature, principalement des cartes géologiques et des cartes «offshore» obtenues à partir de données de sismique réflexion. La section III 2.2 sera consacrée aux cartes construites à partir de l'analyse d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Deux cartes seront proposées : une carte à l'échelle des CCR (cadre (a) sur la Figure III.6) et une carte à l'échelle du horst de Sant Feliu (cadre (b) sur la Figure III.6). Enfin, une carte structurale, qui correspond à l'échelle d'un réservoir fracturé, a été réalisée à partir du MNT, d'observations géomophologiques et de données de terrain. Il s'agit de la carte de Sant Feliu (cadre (c) sur la Figure III.6) qui sera présentée dans la section III 2.3. Chaque carte fera référence à des zones de failles d'ordres de grandeur spécifiques.

III 2.1. Carte structurale de la marge proximale catalane

Dans le cadre de notre étude structurale multi-échelle de la marge catalane, une compilation la plus exhaustive possible des données de la littérature a été réalisée (Figure III.9). Sur cette carte, nous avons reporté : (1) les structures extensives associées aux extensions néogènes, (2) les dépocentres correspondants et (3) les structures majeures héritées de l'Hercynien et du Pyrénéen qui ont influencé la déformation néogène. Ceci a été réalisé à partir de données «onshore» et «offshore» (Fontboté et al., 1990; Pous et al., 1990; Banda et Santanach, 1992; Bartrina et al., 1992; Maillard et al., 1992; Roca et Guimerà, 1992; Tassone et al., 1994; Cabrera et Calvet, 1996; Goula et al., 1999; Roca et al., 1999; Mapa geològic de Catalunya 1:50 000; Mapa geològic de Catalunya 1:250 000). Ces structures principalement interprétées à partir de données de sismique réflexion correspondent à des zones de failles de premier et de deuxième ordre (voir section I 4).

Les dépocentres associés à la première et à la deuxième phase extensive néogène ont été différenciés sur cette carte (Figure III.9). Leur localisation géographique respective est cohérente avec les secteurs nord et sud définis par Roca et al. (1999) (Figure III.4). Dans le secteur sud, les dépocentres possèdent des formes très allongées suivant une direction principalement ENE-OSO (les bassins de Tarragone, de Vallès-Penedès, de Barcelone et de Sant Feliu; Figure III.9). Ces dépocentres se mettent en place le plus souvent le long de failles héritées des phases tardi-hercyniennes et pyrénéennes, même si, par endroit, les dépocentres sont contrôlés par des failles normales NE-SO, comme pour le bassin d'El Camp ou pour certaines portions des bassins de Vallès-Penedès et de Tarragone (Figure III.9). En revanche, dans le secteur nord, les dépocentres sont contrôlés par des failles principalement orientées NO-SE à NNO-SSE, parallèles aux décrochements «tardi-hercyniens» (Figure III.9).

Des histogrammes directionnels, pondérés par la longueur, ont été réalisés à partir des failles identifiées sur la carte de la marge catalane (Figure III.9 et Figure III.10). Trois histogrammes sont



Figure III.9. Carte structurale de la marge catalane construite à partir d'une compilation bibliographique «onshore» et «offshore» (Fontboté et al., 1990; Pous et al., 1990; Banda et Santanach, 1992; Bartrina et al., 1992; Maillard et al., 1992; Roca et Guimerà, 1992; Tassone et al., 1994; Cabrera et Calvet, 1996; Goula et al., 1999; Roca et al., 1999; Mapa geològic de Catalunya 1:50 000; Mapa geològic de Catalunya 1:250 000) où sont reportés les structures néogènes et les principaux dépocentres. En rouge sont représentées les structures héritées de l'Hercynien et du Pyrénéen. La ligne pointillée gris clair délimite la marge catalane de l'Est et de l'Ouest. Les cadres pointillés noirs localisent les cartes construites au cours de cette étude à l'échelle des CCR et du horst de Sant Feliu.

présentés : un pour la marge catalane entière, un pour la marge catalane de l'Ouest et un pour la marge catalane de l'Est (Figure III.9 et Figure III.10). Ce découpage a été réalisé pour deux raisons. Tout d'abord, il est intéressant de comparer deux régions qui n'ont pas enregistré de la même manière les deux phases extensives néogènes (la marge de l'Est a vu le développement de bassins pendant la deuxième phase extensive). Ensuite, il est important de focaliser notre étude sur la marge de l'Est, car elle correspond à la région où sont construites les cartes de plus grandes échelles, lesquelles seront présentées par la suite.

Pour l'ensemble de la marge catalane, deux systèmes tectoniques ressortent nettement (Figure III.10a). Un premier système, orienté NNE-SSO à ENE-OSO, est attribué aux structures extensives qui ont contrôlé l'amincissement de la marge catalane lors de la première phase extensive (Oligo-Miocène). Un second système tectonique, orienté NNO-SSE à ONO-ESE, est quant à lui relatif aux bassins mis en place lors de la deuxième phase d'extension mais aussi au prolongement «onshore» de la faille transformante catalane (Miocène supérieur et Quaternaire). Ceci est d'ailleurs très bien illustré par l'histogramme de la marge catalane de l'Ouest, où on ne retrouve que le premier système tectonique (Figure III.10b). Le système tectonique attribué à l'amincissement de la marge catalane (i.e. la phase extensive oligo-miocène) possède plusieurs directions structurales : N030°E, N050°E et N060°E (Figure III.10a). Ces pics directionnels ne sont pas représentés de manière comparable au niveau des parties ouest et est de la marge catalane. Les orientations structurales N030°E et N050°E sont très bien représentées à l'Ouest, alors que ce sont les pics N050°E et N060°E qui prédominent à l'Est (Figure III.10). De plus, au niveau de la partie est de la marge catalane, il y a apparition de plusieurs orientations structurales mineures : N000°E, N020°E, N020°E, N080°E et N090°E. Le système



tectonique attribué à la phase extensive miocène supérieur et quaternaire possède une organisation structurale beaucoup plus simple. Un pic majeur centré sur l'azimut N140°E est observé et correspond à l'orientation principale des bassins de Roses, de la Selva et d'Emporda (Figure III.10). Un pic mineur N110°E est également identifiable. Finalement, la description de la carte structurale de la marge catalane révèle (1) des différences entre les parties ouest et est de la marge et (2) la présence de deux systèmes tectoniques distincts.

La partie ouest de la marge possède un schéma structural simple associé à la phase extensive oligomiocène, qui est caractérisé par des failles orientées principalement N030°E et N050°E. En revanche, la partie est est plus complexe, avec une dispersion des azimuts de failles importante pour le système oligo-miocène et une influence forte des structures N140°E associées à la deuxième phase extensive.

Deux systèmes tectoniques distincts ont donc pu être définis pour la marge catalane, à partir de critères structuraux, chronologiques et géographiques. La nature de l'héritage structural et du volcanisme associé sont également des paramètres qui différencient ces deux systèmes. Voici un récapitulatif des principaux paramètres qui définissent ces deux systèmes tectoniques :

Le système tectonique associé à l'amincissement de la marge catalane se caractérise par :

- Une extension et une subsidence tectonique très fortes d'âge Oligocène supérieur à Miocène inférieur.

- Une réactivation de structures principalement orientées ENE-OSO.

- Des directions structurales comprises entre NNE-SSO et ENE-OSO, avec des pics majeurs N030°E, N050°E et N060°E.

- Une extension associée à un volcanisme calco-alcalin.

- La présence de ce système sur toute la largeur de la marge catalane.

Le système tectonique situé dans le prolongement de la Faille Transformante Catalane présente :

- Une extension et une subsidence tectonique faibles d'âge Miocène supérieur à Quaternaire.

- Une réactivation de structures principalement orientées NO-SE.

- Des directions structurales comprises entre NNO-SSE et ONO-ESE avec un pic majeur N140°E et un pic secondaire N110°E.

- Une extension associée à un volcanisme alcalin.

- La présence de ce système uniquement dans le prolongement «onshore» de la Faille Transformante Catalane (i.e. le secteur nord défini par Roca et al., 1999).

III 2.2. Les cartes des «Catalan Coastal Ranges» et du horst de Sant Feliu

III 2.2.1. Analyse structurale à partir du Modèle Numérique de Terrain

Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de très haute définition, possédant une grille régulière de 30 m par 30 m (version 2, Institut Cartographique de Catalogne), a été utilisé pour cartographier des linéaments structuraux sur la marge catalane. Ceci a été réalisé sur deux zones de dimensions différentes : une carte couvrant la majorité des *«Catalan Coastal Ranges»* (CCR) et une autre plus détaillée couvrant le horst de Sant Feliu (Figure III.9). La majorité des linéaments structuraux ont été cartographiés dans le socle hercynien, puisque ce sont ces zones de socle qui forment les principaux reliefs des CCR.

L'interprétation des crêtes, des vallées ou des sauts topographiques étant souvent délicate, nous avons limité les linéaments tracés à ceux qui présentaient une morphologie très rectiligne sur plusieurs kilomètres ou qui déviaient franchement le cours d'une vallée. Deux échelles d'observation ont été utilisées pour construire respectivement les cartes des CCR et du horst de Sant Feliu. La première a permis de cartographier des linéaments supérieurs à 10-20 km, interprétés principalement comme des zones de failles de premier ordre. La deuxième a permis de cartographier des linéaments entre 2 et 10 km, interprétés principalement comme des zones de failles de grandeur a donc été réalisée par la longueur des linéaments et non par la présence de «clusters» de linéaments puisque le MNT ne met pas clairement en évidence des zones de «clusters». L'analyse des épaisseurs des zones de failles se fera donc uniquement à l'échelle du terrain.

La démarche suivie pour construire les cartes finales de linéaments structuraux sera présentée uniquement pour la carte des CCR. Dans un premier temps, des cartes de linéaments structuraux ont été construites avec plusieurs directions d'éclairage (inclinaison de 45° et directions de N000°E, N045°E, N090°E, N135°E, N180°, N225°E, N270°E et N315°E; Figure III.11). Ces directions d'éclairage ont été utilisées afin de ne pas sur-échantillonner ou sous-échantillonner une famille directionnelle. Dans un second temps, ces cartes ont été fusionnées (Figure III.12a). Nous avons alors réalisé un traitement qui consiste (1) à fusionner les linéaments qui se superposent et (2) à joindre les linéaments qui se superposent en partie. Les cartes obtenues sont représentées sur la Figure III.12b pour les CCR et sur la Figure III.13 pour le horst de Sant Feliu.

Figure III.11. Interprétation de linéaments structuraux à partir d'un Modèle Numérique de Terrain possédant une grille régulière de 30 m par 30 m (version 2, Institut Cartographique de Catalogne) à l'échelle des CCR. Les cartes ont été réalisées pour différentes directions d'éclairage : N000°E, N045°E, N090°E, N135°E, N180°E, N225°E, N270°E et N315°E (ces directions sont indiquées par les flèches rouges).





Figure III.12. Interprétation de MNT à l'échelle des CCR. (a) Carte de compilation des linéaments structuraux cartographiés pour chaque direction d'éclairage. (b) Carte des linéaments structuraux traités (voir texte pour plus d'explications).



Figure III.13. Interprétation de MNT à l'échelle du horst de Sant Feliu. Carte des linéaments structuraux traitée (voir texte pour plus d'explications).

L'histogramme directionnel réalisé pour la carte des linéaments structuraux des CCR (Figure III.12b) couvre une large gamme d'azimuts et présente trois pics principaux : N070°E, N110°E et N140°E (Figure III.14a). Il est à noter que le pic N110°E montre un étalement plus important que les deux autres. Trois pics secondaires sont également présents : N040°E, N050°E et N090°E (Figure III.14a). La distribution des azimuts, pour la carte des linéaments structuraux du horst de Sant Feliu, est proche de celle des CCR (Figure III.14b). Les pics principaux N070°E et N140°E et les pics secondaires N040°E et N090°E sont bien présents, même si on peut noter que le pic N090°E possède une fréquence nettement plus élevée pour la carte du horst de Sant Feliu. En revanche, le pic principal
N110°E n'est plus représenté et il semble qu'il se soit divisé en deux pics secondaires correspondant aux azimuts N105°E et N125°E (Figure III.14b). De plus, on observe l'apparition d'un autre pic secondaire N020°E et la disparition du pic secondaire N050°E.



Figure III.14. Histogrammes directionnels des linéaments structuraux cartographiés sur MNT pour (a) les CCR et (b) le horst de Sant Feliu. Voir la Figure III.10 pour la légende.

III 2.2.2. Comparaison des résultats du MNT avec les données structurales préexistantes

Pour confirmer la validité des linéaments structuraux tracés sur MNT et pour réaliser des schémas structuraux à l'échelle des CCR et du horst de Sant Feliu, nous allons comparer ces résultats avec les données structurale préexistantes. Pour cela, nous allons utiliser la compilation structurale «onshore» et «offshore» présentée sur la carte de la Figure III.9.

Une majorité des linéaments structuraux obtenus par l'analyse du MNT sont associés à des failles reportées sur la Figure III.9 : (1) le pic principal N070°E correspond aux failles bordières des bassins de Sant Feliu, de Barcelone et de Vallès-Penedès, (2) le pic principal N140°E correspond aux failles qui sont essentiellement représentées en «onshore» dans la partie nord des CCR et aux failles bordières du bassin de Roses et (3) les pics secondaires N040°E, N050°E voire N020°E correspondent aux failles qui sont majoritairement situées dans la partie ouest de la marge catalane, même si elles sont également présentes dans la partie est, comme la faille bordant le bassin de Sant Feliu à l'Ouest (Figure III.9). En revanche, les linéaments structuraux orientés N090°E et N110°E (ou N105-125°E pour la carte du horst de Sant Feliu) sont peu représentés à l'échelle de la carte régionale de la marge catalane, même si quelques failles N090°E sont présentes en «offshore» au Sud du bassin de Sant

Feliu et qu'un pic mineur N110°E est présent sur l'histogramme de la marge catalane de l'Est (Figure III.10c). Cette comparaison entre les linéaments MNT et les failles de la Figure III.9 nous permet donc de valider notre interprétation du MNT.

Construction des cartes structurales des CCR et du horst de Sant Feliu

Les données de MNT associées aux données de la littérature vont nous permettre de proposer de nouvelles cartes structurales pour ces deux zones d'études (i.e. les CCR et le horst de Sant Feliu). Ces cartes sont présentées sur la Figure III.15. Pour les réaliser, nous avons dans un premier temps fusionné les failles de la Figure III.9 et les linéaments structuraux qui se superposaient. Ensuite, il a fallu interpréter les linéaments structuraux d'un point de vue cinématique, c'est-à-dire préciser s'il s'agit de failles normales, de failles inverses ou de failles décrochantes. Cette interprétation cinématique a été réalisée, quand cela était possible, à partir des données de la littérature, d'observations de terrain et d'interprétations géomorphologiques. Les observations de terrain nous ont montré que les failles possédaient des cinématiques le plus souvent normales, mais également décrochantes. Le manque de marqueur de décalage ne nous a pas permis de caractériser systématiquement la cinématique des failles, mais l'analyse de glissement sur les plans de failles (e.g. stries, marches d'escaliers...) nous a confirmé ce caractère extensif à transtensif. L'analyse géomorphologique nous a permis dans certains cas de proposer une direction de plongement des failles normales et donc une direction d'inclinaison des blocs basculés. Finalement, la cinématique de la majorité des failles interprétées par analyse du MNT n'a pas pu être caractérisée. Les linéaments structuraux ont alors simplement été représentés par une trace de faille (Figure III.15a et b).

Sur les cartes structurales construites dans cette étude (Figure III.15a et b), nous avons, par souci de clarté, systématiquement représenté les failles N100-140°E recoupant les failles N020-090°E. En effet, nous avons considéré les failles N020-090°E comme le système de failles conjuguées qui s'est mis en place en premier, pendant la phase d'extension oligo-miocène, et les failles N100-140°E comme le système de failles actives à partir du Miocène moyen (voir sections III 1 et III 2.1). Cette représentation cartographique n'est pas une réalité structurale mais permet une meilleure lecture de la carte.

La carte structurale des CCR

La partie sud de la carte des CCR (Figure III.15a), correspondant au domaine «offshore», a été réalisée à partir de données de sismique réflexion récupérées de la littérature (Figure III.9) et de la carte isochrone en temps double du socle anté-Cénozoïque (Roca et al., 1999). Elle correspond uniquement à des zones de failles de premier ordre et est par conséquent moins documentée en failles que la partie «onshore». La carte isochrone en temps double du socle anté-Cénozoïque souligne la géométrie du dépocentre du bassin de Sant Feliu (Figure III.15a). Celui-ci est bordé au Nord par la faille bordière majeure de Sant Feliu, orientée N070°E. Dans la partie «onshore», deux bassins



extensifs sont présents (Figure III.15a): l'extrémité est du bassin de Vallès-Penedès et le bassin de la Selva (se référer à la Figure III.9). Le bassin de Vallès-Penedès est un demi-graben qui est bordé au Nord par une faille majeure orientée N070°E, alors que le bassin de la Selva est une dépression beaucoup moins importante, qui est délimitée par des failles orientées principalement N140°E.

Les deux réseaux structuraux, qui ont été définis précédemment (i.e. N020-090°E et N100-140°E), sont relativement bien marqués sur les histogrammes directionnels des CCR (Figure III.15c).

Le premier système est associé à la phase principale de formation des bassins extensifs (e.g. les bassins de Sant-Feliu, de Vallès-Penedès ou de Barcelone). Il est caractérisé par des failles N070°E qui correspondent aux failles bordières de ces bassins et à des failles N020-050°E qui correspondent à des failles intra-rift ou à des failles de relais entre deux bassins (Figure III.15a). Cette organisation structurale est observable à l'échelle des CCR mais également à l'échelle de toute la marge catalane (Figure III.9).

Le deuxième système tectonique est associé à la mise en place de la faille transformante catalane (Figure III.3) et au développement des bassins de la Selva et de Roses (Figure III.9). Il est caractérisé par un système de failles majeures N140°E associées à des failles conjuguées N100°E à N120°E (Figure III.15c). Les failles N100-120°E ont tendance à se brancher sur les failles majeures N140°E (Figure III.15a). Ce système tectonique est très bien observé «onshore» (Figure III.15a) alors qu'il n'est pas du tout décrit dans la littérature pour le domaine «offshore». Ceci est en contradiction avec le fait que ce système se trouve dans le prolongement de la faille transformante catalane. En effet, cette bande de déformation N140°E, mise en évidence «onshore», doit forcément recouper le bassin «offshore» de Sant Feliu pour se connecter à la faille transformante catalane. Une observation de premier-ordre de la carte des isochrones révèle que certaines anomalies au toit du socle anté-Cénozoique n'ont pas été interprétées (se référer à la carte originale sur la Figure III.6). En particulier, nous pouvons observer une anomalie allongée selon l'orientation N140°E qui se trouve dans la partie ouest du bassin de Sant Feliu (Figure III.15a). Elle est située en continuité de la faille majeure N140°E qui borde à l'Ouest le bassin de la Selva (faille n°1 sur la Figure III.15a). Cette observation semble montrer que le système de failles conjuguées N100-140°E se prolonge «offshore» et recoupe le bassin de Sant Feliu. Par conséquent, nous avons proposé une nouvelle carte structurale pour le domaine «offshore», avec deux failles majeures N140°E qui recoupent les bassins «offshore» (failles n°1 et n°2 sur la Figure III.15a). Les failles de dimension inférieure, qui sont observées «onshore» mais qui ne sont pas marquées par une anomalie sur la carte des isochrones, sont représentées en lignes pointillées (Figure III.15a).

La carte structurale du horst de Sant Feliu : un bloc structural de premier ordre

Le horst de Sant Feliu, qui se trouve entre le bassin de Sant Feliu au Sud et le bassin de la Selva au Nord, est bordé par deux zones de failles de deuxième ordre orientées N070°E (Figure III.15b). Il s'agit d'un bloc structural de premier ordre. Il est découpé en blocs structuraux de 2 à 4 kilomètres de large délimités par des failles principalement orientées N070°E et N020°E (Figure III.15b et d). Il est intéressant de noter également la présence de plusieurs failles N090°E. Ce premier réseau structural est recoupé par de grandes failles N140°E qui semblent se poursuivre au Sud dans le bassin de Sant Feliu et qui se prolongent vers le Nord, en localisant le dépocentre du bassin de la Selva (Figure III.15). Le réseau de conjugués associés aux failles N140°E possède une dispersion des azimuts assez forte : N100°E, N120°E et N130°E étant les pics principaux (Figure III.15d).

III 2.3. Carte de la région de Sant Feliu de Guixols : l'échelle du réservoir

Une carte structurale plus détaillée a été réalisée dans la région de Sant Feliu de Guixols. Elle correspond à un bloc structural de deuxième ordre, qui est bordé au Sud par la zone de failles de Sant Feliu orientée N060-070°E (premier ordre) et au Nord par deux zones de failles de deuxième ordre qui se connectent : l'une étant orientée N070°E et l'autre N090°E (Figure III.15b). Cette carte a été construite à partir d'observations géomorphologiques de terrain et de mesures structurales de terrain. Dans un premier temps, une cartographie des zones de failles de troisième ordre, effectuée sur le terrain, sera présentée. Ces structures seront ensuite comparées aux zones de failles de deuxième ordre observées sur MNT. Dans un second temps, une cartographie structurale plus fine (failles mineures, couloirs fracturés, filons) sera rajoutée à ce cadre structural général.

III 2.3.1. Cartographie des zones de failles de troisième ordre

La région entre Sant Feliu de Guixols et Tossa de Mar est caractérisée par un relief abrupt tout le long de la ligne de côte d'orientation générale NE-SO (Figure III.17). Des falaises granitiques allant jusqu'à 100 mètres de hauteur permettent d'avoir un accès privilégié au massif le long du littoral (Figure III.16). De nombreuses vallées orientées principalement NO-SE incisent le relief sur 2 à 3 kilomètres environ, jusqu'à une crête orientée NE-SO à ENE-OSO qui culmine à 500 mètres d'altitude



Figure III.16. Falaises granitiques le long de la côte entre Sant Feliu de Guixols et Tossa de Mar.

(Figure III.17). La végétation étant relativement dense, l'accès aux affleurements se fait presque exclusivement le long du littoral, le long de la route côtière (GI-682 sur la Figure III.17) et le long des routes qui remontent jusqu'à la crête par les vallées transverses (e.g. GIP-6821 sur la Figure III.17). L'organisation spatiale des routes (i.e. les routes le long de la côte qui sont perpendiculaires aux routes dans les vallées) et leur géométrie très peu rectiligne en «lacets» rendent possible un bon quadrillage de notre zone d'étude. De plus, les orientations très variables des affleurements nous permettent d'échantillonner les structures de toutes les orientations avec la même probabilité de les observer.

La démarche qui a été suivie sur le terrain a été de cartographier dans un premier temps les zones de failles de troisième ordre. Ceci a été fait dans le but de contraindre au mieux le schéma structural général de la zone d'étude et de le comparer ensuite avec les zones de failles de deuxième ordre observées à l'échelle régionale. Le peu de marqueur au sein du granite permettant de quantifier le décalage vertical d'une faille ne facilite pas la hiérarchisation des structures. De nombreux travaux ont montré qu'il existait une relation entre le rejet d'une zone de failles et son épaisseur (e.g. Scholz, 1987; Childs et al., 2009; voir section I 2.2.4): plus une faille a accommodé de déformation plus elle est épaisse. Par conséquent, la largeur de la zone de failles (nous utiliserons ici la définition de Peacock



Figure III.17. Carte topographique et routière de la zone d'étude entre Sant Feliu de Guixols et Tossa de Mar. La localisation de la carte est représentée sur la Figure III.15b. Le cadre rouge localise les cartes des Figure III.19 et Figure III.21.

et al., 2000; voir section I 4) a été utilisée pour hiérarchiser les failles observées sur le terrain. Cet exercice n'est pas facile à appliquer sur le terrain car des variations latérales d'épaisseur sont souvent observées. Malgré tout, une hiérarchisation des zones de failles a été réalisée. Les zones de failles large de plus de 100 mètres ont été considérées comme étant des zones de failles de troisième ordre (voir section I 4).

Quelques exemples de ces zones de failles de troisième ordre sont reportés sur la Figure III.18. À l'échelle du terrain, elles présentent une architecture très proche de la définition de Peacock et al. (2000) et du modèle de Faulkner et al. (2003)(voir sections I 2.1.2 et I 4). Nos observations ont permis de préciser cette architecture. Ces zones de failles sont constituées d'un système de failles mécaniquement liées possédant des dimensions variables (Figure III.18). Une faille principale, qui a concentré une majorité de la déformation, peut être facilement individualisée de par sa largeur. Celleci présente une architecture interne correspondant au modèle de Caine et al. (1996)(voir section I 2.1.2), avec un cœur de faille pouvant faire plusieurs mètres d'épaisseur et des zones endommagées se propageant sur plusieurs dizaines de mètres autour du plan de faille principal (Figure III.18). Ensuite, autour de cette faille principale, s'est développé un système de failles mineures et de couloirs



CANYET 3rd order FAULT ZONE (N135°E 85°S) 100-150 m wide



Figure III.18. Exemples de zones de failles de troisième ordre observées sur le terrain. Les lignes noires localisent le plan de faille principal; les lignes pointillées noires délimitent le coeur de faille; les lignes blanches correspondent aux failles mineures qui sont présentes dans la zone de failles. La faille de Terra Negra (a) n'est pas située sur la carte de Sant Feliu. En revanche, les failles de Canyet (b) et de Giverola (c) et (d) sont localisées sur la Figure III.19.

fracturés qui sont mécaniquement liés à la faille principale. Entre ces failles mineures, des blocs de protolithe peu fracturé sont souvent observés. L'épaisseur totale de ces zones de failles de troisième ordre peut atteindre 100 à 200 mètres (Figure III.18).

(c) GIVEROLA (1) 3rd order FAULT ZONE (N020°E 70°E) > 200 m wide





Figure III.18. Suite.

• Relation entre les zones de failles imagées sur MNT et observées sur le terrain

L'analyse de la carte structurale, où sont représentés les zones de failles de deuxième ordre interprétées sur MNT (en noir) et les zones de failles de troisième ordre observées sur le terrain (en rouge; Figure III.19), montre que: (1) il existe une bonne corrélation entre les orientations structurales du MNT et du terrain, (2) la localisation spatiale des linéaments MNT est souvent en accord avec les structures observées sur le terrain et (3) des zones de failles de troisième ordre sont également situés au cœur des blocs de deuxième ordre. Trois orientations principales de failles sont identifiées : ENE-OSO à E-O, NNE-SSO et NO-SE (Figure III.19. Les plus représentées sont les familles ENE-OSO à E-O et NNE-SSO qui contrôlent la géométrie du trait de côte. Les structures NO-SE sont moins représentées et sont localisées uniquement au niveau des vallées de Canyet et de Vallpresona (Figure III.13).



Figure III.19. Image satellite de la région de Sant Feliu où sont reportés les zones de failles de deuxième ordre interprétées sur le MNT et les zones de failles de troisième ordre observées sur le terrain. Les localisations des profils topographiques (1) et (2) de la Figure III.20 sont indiquées par les tracés blancs. Les failles de la Figure III.18 sont localisées par les flèches rouges.

Analyse géomorphologique

Les structures majeures sont parfois bien préservées et peuvent donc être observées directement sur l'affleurement (Figure III.18). En revanche, certaines failles majeures sont localisées au niveau de zones érodées du fait de modifications pétrographiques et structurales. Un schéma structural exhaustif des failles majeures ne peut donc pas être réalisé en prenant uniquement en compte les structures observées directement sur les affleurements. Une analyse géomorphologique a alors été utilisée. Les observations réalisées sur le terrain ont permis de mettre en évidence des relations entre certaines anomalies topographiques et la présence de failles majeures. La Figure III.20 représente deux profils topographiques réalisés dans la zone d'étude et un panorama correspondant au profil numéro 2. Les profils topographiques sont orientés NO-SE à NNO-SSE, de manière à recouper perpendiculairement les structures les plus représentées de la zone d'étude (i.e. ENE-OSO à E-O). Sur ces profils topographiques et sur le panorama ont été replacées les zones de failles de troisième ordre observées sur le terrain (en rouge) et les zones de failles de deuxième ordre interprétées sur MNT (en noir). Nous pouvons remarquer que les zones de failles sont systématiquement localisées au niveau d'anomalies topographiques, qui se traduisent par des sauts topographiques sous forme de «marches d'escalier» (Figure III.20). Cette relation établie entre les failles de terrain et les «marches d'escalier» va permettre de prolonger des failles d'un profil à un autre (par exemple la faille 1 des profils 1 et 2 ; Figure III.20). Ces profils topographiques montrent bien que les zones de failles de deuxième ordre correspondent aux sauts topographiques les plus importants. À l'intérieur de ces zones de failles de deuxième ordre, des sauts topographiques plus petits sont également observés et correspondent en général à des zones de failles de troisième ordre observées sur le terrain. Ceci montre que les zones de failles de deuxième ordre.



Figure III.20. Profils topographiques et panorama dans la région de Sant Feliu. Les profils topographiques sont localisés sur la Figure III.19.

Finalement, l'étude du relief est très riche en informations et nous permet d'avoir accès au cadre structural général de la zone d'étude. Ceci est bien entendu possible uniquement si une étude de terrain est réalisée en parallèle. Dans le cas de la zone d'étude de Sant Feliu, le relief peut être «déchiffré» de deux manières :

(1) Les «marches d'escalier», qui sont observées le long des crêtes qui descendent jusqu'au littoral, reflètent la présence des failles normales ENE-OSO à E-O subparallèles

à la ligne de côte. Ces failles, actives principalement de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur, ont une influence sur le relief due à un relief hérité, à une érosion différentielle localisée au niveau des failles majeures et/ou à une réactivation pendant la deuxième phase extensive (i.e. Miocène supérieur au quaternaire).

(2) Les vallées rectilignes qui découpent le relief (e.g. les vallées de Vallpresona et de Canyet) reflètent la présence des failles orientées N110°E à N140°E. Celles-ci font partie du deuxième système tectonique qui est actif du Miocène supérieur au Quaternaire. Ces structures «récentes» marquent de manière plus évidente le relief par des anomalies topographiques que l'on peut suivre sur plusieurs kilomètres (e.g. la vallée de Canyet; Figure III.13).

III 2.3.2. Schéma structural interprété

Le schéma structural interprété de la région de Sant Feliu est représenté sur la Figure III.21. Les observations réalisées dans la section précédente ont permis de localiser les zones de failles de troisième ordre et de décrire l'architecture interne des zones de failles de deuxième et troisième ordres.

Les failles orientées ENE-OSO à E-O sont très bien représentées et contrôlent largement la structuration interne du horst (Figure III.21). Ces failles possèdent en majorité une vergence sud. Les failles NNE-SSO semblent avoir une vergence est et segmentent le horst en blocs structuraux possédant des formes caractéristiques de parallélogramme (Figure III.21). La zone de failles de deuxième ordre (C1 sur la Figure III.21), mise en évidence dans la section précédente, peut être prolongée vers l'Est, où elle change légèrement d'orientation pour se brancher sur une autre zone de failles de troisième ordre très resserrées (Figure III.21) et correspond au saut topographique le plus important observé (Figure III.20). Une deuxième zone de failles de deuxième ordre peut être observée au sud-est de la carte, au niveau du système de failles de Giverola (C2 sur la Figure III.21). Elle est également constituée de trois zones de failles de troisième ordre très resserrées, qui correspondent aux grandes falaises qui dessinent le trait de côte (Figure III.18d).

Ce système de failles conjuguées ENE-OSO à E-O et NNE-SSO, que l'on retrouve aux différentes échelles d'observation (voir les sections précédentes), est recoupé par le système de failles ONO-ESE à NO-SE. Celui-ci semble mieux localisé. Il est observé uniquement sur une bande de déformation de 1 à 2 km de large limitée par les failles de Canyet et de Vallpresona (Figure III.21).

• Cartographie des failles mineures

Une cartographie des failles mineures et des couloirs fracturés a été réalisée le long de toutes les routes et chemins qui traversent notre zone d'étude. Il ne s'agit pas d'une cartographie exhaustive,

mais la bonne continuité des affleurements nous permet cependant d'avoir une idée des zones à forte densité de fracturation (i.e. les failles mineures et les couloirs fracturés) et des zones à faible densité. Ces structures mineures mesurées sur le terrain ont été reportées sur la Figure III.21. L'étude de leur orientations et de leur distribution spatiale sera effectuée dans les sections III 4.1 et III 4.2 respectivement.

• Réactivation systématique des filons

Une caractéristique structurale, systématiquement observée sur le terrain, est la réactivation tectonique des épontes de filons. Elle se traduit soit par la mise en place de couloirs fracturés, soit par la mise en place de failles mineures ou majeures (Figure III.22). La Figure III.21 montre que les zones de failles de troisième ordre sont souvent localisées le long de ces cortèges filoniens.



Figure III.21. Carte structurale de la partie sud du horst de Sant Feliu. Les zones de faille mise en évidence sur le terrain et confirmées par analyse géomorphologique (MNT et observations de terrain) sont représentées en noir. Les parenthèses (C1) et (C2) localisent les zones de failles de deuxième ordre qui correspondent aux sauts topographiques les plus importants.



Figure III.22. (a) Zone de failles de 2 mètres d'épaisseur, localisée au contact entre le leucogranite de Salionç et un filon leucogranitique. (b) Couloir fracturé de 30 cm d'épaisseur, localisé au contact entre le leucogranite de Salionç et un filon leucogranitique. Il est intéressant de noter la fracturation très fine et très dense à l'éponte du filon, due à la texture aphyrique de sa bordure. (c) Filons doléritiques qui intrudent un filon leucogranitique. (d) Faille majeure possédant un cœur de faille de 2 mètres d'épaisseur, localisée au contact entre le leucogranite de Salionç et un filon leucogranitique. (e) Filon de quartz dans le leucogranite de Salionç. (f) Brèche tectonique située sur la bordure d'un filon quartzitique réactivée tectoniquement. Ces affleurements sont localisés sur la Figure III.8.

Les résultats de l'étude structurale multi-échelle, effectuée dans le socle hercynien affleurant sur la marge catalane, seront analysés dans les sections suivantes. Il s'agit d'une étude moins aboutie que celle effectuée sur le socle protérozoïque du Yémen. Les éléments obtenus serviront surtout à préciser sur quelques points le modèle de fracturation obtenu au Yémen.

Dans un premier temps, une interprétation à l'échelle régionale des réseaux structuraux présents sur la marge catalane sera proposée (section III 3). Elle prendra en compte l'héritage structural et permettra de préciser le mode d'ouverture du fossé de Valence.

Dans un second temps, nous nous intéresserons aux paramètres géométriques principaux qui définissent un réseau fracturé : l'orientation, l'espacement et la longueur. L'analyse de la distribution spatiale de la fracturation dans le socle hercynien nous permettra de mieux contraindre le modèle de fracturation proposé pour le socle protérozoïque du Yémen dans la Partie II. En particulier, l'étude structurale réalisée à l'échelle du terrain donnera accès des informations peu observées sur le socle protérozoïque du Yémen, permettant par exemple de préciser l'architecture interne des zones de failles et des blocs structuraux de deuxième et troisième ordres.

III 3. LA MARGE CATALANE: MODE D'OUVERTURE ET IN-FLUENCE DE L'HÉRITAGE STRUCTURAL

Deux systèmes tectoniques majeurs ont permis la structuration actuelle de la marge catalane : (1) le système NNE-SSO à ENE-OSO, associé à la phase extensive principale d'âge Oligocène supérieur à Miocène inférieur et au développement des bassins de Sant Feliu, de Barcelone et de Vallès Penedès, et (2) le système NNO-SSE à ONO-ESE, associé au fonctionnement de la faille transformante catalane et au développement des bassins de la Selva et de Roses. Nous avons vu dans la section III 1 que la présence de structures héritées des orogenèses hercynienne et pyrénéenne avait en partie contrôlé la déformation de la marge. Nous allons, dans les sections suivantes, analyser les déformations de la marge catalane en prenant en compte cet héritage structural et en intégrant ces déformations dans un cadre régional à l'échelle des bassins de la Méditerranée occidentale. Dans un premier temps, nous analyserons la première phase extensive associée au système NNE-SSO à ENE-OSO pour ensuite s'intéresser au développement du deuxième système tectonique NNO-SSE à ONO-ESE.

III 3.1. La marge catalane : un rifting oblique

L'orientation générale de la marge catalane et des principaux bassins associés (i.e. N070°E) est très proche de celle des nappes chevauchantes (i.e. N060°E) qui ont structuré le socle hercynien et la couverture mésozoïque au cours du Paléogène (Figure III.9). Roca et al. (1999) ont montré que ces nappes chevauchantes ont subi une inversion tectonique lors de la phase extensive oligo-miocène et que ceux-ci ont alors contrôlé la mise en place du système de horst et graben de la marge catalane (section III 1.1; Figure III.5). De plus, la marge catalane est caractérisée par une dispersion des azimuts très forte qui se traduit par des failles normales principalement orientées N020°E, N050°E et N060-070°E. Comment peut-on interpréter ce réseau structural complexe en terme de mode de mise en place et de direction d'extension régionale?

Des études de systèmes extensifs naturels et des expériences analogiques de riftings obliques ont montré que la réactivation de structures héritées pouvait contrôler fortement la géométrie des rifts et les azimuts des failles normales néo-formées. Ces résultats, présentés dans la section I 3, vont être utilisés pour interpréter le schéma structural de la marge catalane. La méthode développée par Tron et Brun (1991) à partir de modèles analogiques (voir section I 3.1 pour plus d'explications) va être utilisée pour voir si la marge catalane possède les caractéristiques d'un rift oblique et pour estimer la direction d'extension qui régnait pendant la formation de ces bassins. Cette méthode permet d'estimer une direction d'extension en analysant la distribution des azimuts de failles (i.e. la largeur de l'histogramme et la position des pics majeurs et secondaires). Pour cela, il faut reconnaître l'orientation de la discontinuité crustale qui a permis la localisation du bassin, et qui correspond à la V.D. (Vertical Discontinuity) des modèles analogiques (Tron et Brun, 1991). Dans le cas de la marge catalane, la V.D. correspond aux nappes chevauchantes orientées principalement N060°E (Figure

III.9).

Les histogrammes directionnels de la marge catalane et de la partie ouest de la marge catalane (Figure III.10) sont comparés aux résultats issus de la modélisation analogique sur la Figure III.23. Les largeurs de ces deux histogrammes sont à peu près identiques et deux pics s'individualisent dans les deux distributions autour des orientations N030°E et N050°E. Un troisième pic correspondant à la direction des nappes chevauchantes paléogènes (i.e. N060°E) est présent sur l'histogramme de la marge catalane entière (Figure III.23). Une fois les histogrammes centrés par rapport à l'orientation des nappes chevauchantes paléogènes, on observe une bonne concordance entre les résultats prédits par les modèles analogiques et les géométries observées sur la marge (Figure III.23). La meilleure estimation donne une direction d'extension aux alentours de N120°E. Nous avons également placé sur la Figure III.23 une carte structurale simplifiée de la marge et une représentation cartographique des déformations obtenues lors d'une expérience de rifting oblique avec un angle α de 60° (Tron et Brun, 1991). Ces deux cartes montrent de fortes similarités, ce qui confirme bien le caractère oblique de la marge catalane : (1) des failles bordières formant un angle de 60-70° avec la direction d'extension (i.e. N060-070°E), (2) des failles obliques arrangées en échelon formant des angles de 80-85° et 70° avec la direction d'extension (i.e. N030°E et N050°E) et (3) les failles obliques ont tendance à se paralléliser aux failles bordières.



La marge catalane est donc interprétée ici comme un système de rifts obliques caractérisé par un angle α de 60° entre la discontinuité crustale qui localise les bassins, c'est-à-dire les nappes chevauchantes paléogènes (N060°E), et la direction d'extension (N120°E). L'intégration de ces résultats à l'échelle de la Méditerranée occidentale est présentée sur la Figure III.24. La direction d'extension N120°E que nous proposons pour l'amincissement de la marge catalane est cohérente avec les orientations des zones de transfert qui segmentent le fossé de Valence et le golfe du Lion (Figure III.24) et semble donc être constante sur tout le bassin nord-ouest méditerranéen. De plus, ces



Figure III.24. Reconstitution de la Méditerranée occidentale avant la rotation du bloc corso-sarde (20 Ma). Les bassins cénozoïques du système extensif ouest européen, du golfe du Lion, de la marge catalane et de la marge entre Valence et Tarragone sont représentés en jaune (d'après Séranne, 1999). Une direction d'extension régionale N120°E est proposée pour l'ensemble du golfe du Lion et du fossé de Valence. La marge NO de ce système extensif est découpée par des zones de transfert orientées N120°E, qui délimitent des marges dont le style tectonique varie en fonction de la nature de l'héritage structural. CF, faille des Cévennes ; NF, faille de Vallès Penedès. CTF : Catalan Transform Fault.

Figure III.23. Comparaison des histogrammes directionnels obtenus pour la marge catalane entière et pour la marge catalane de l'Ouest, avec des résultats de modélisation analogique de rifting oblique (Tron et Brun, 1991). V.D. (Vertical Discontinuity) correspond à la discontinuité verticale le long de laquelle le rift se localise, et β est égale à 90°- α (voir section I 3.1 pour plus d'explication). Sur la droite, les cartes structurales de la marge catalane et d'une expérience obtenue pour un rift oblique avec un angle α de 60° (Tron et Brun, 1991) sont comparées et confirment bien le caractère oblique de la marge catalane. Les flèches noires indiquent la direction d'extension. zones de transfert sont traduites sur la marge catalane par des zones d'accommodation qui séparent les dépocentres arrangés en échelon (Figure III.23), comme prédit par les modélisations analogiques de McClay et White (1995)(voir section I 3.2.). Les variations importantes des orientations des bassins extensifs de la marge nord-ouest du golfe du Lion et du fossé de Valence sont interprétées par la réactivation de structures majeures hercyniennes et pyrénéennes sous un régime de contraintes régionales homogène. La marge entre Valence et Tarragone, qui fait face aux Îles des Baléares, est dépourvue de structures héritées et présente alors une géométrie de marge orthogonale (Figure III.24). En revanche, plus au Nord, les géométries de la marge catalane et de la marge associée au golfe du Lion sont fortement contrôlées par la réactivation de structures majeures. La marge catalane présente une géométrie de rift oblique dont l'orientation générale suit la faille de Vallès Penedès comme nous l'avons vu précédemment. La marge associée au golfe du Lion possède une géométrie complexe qui est fortement contrôlée par les failles héritées des Cévennes, de Têt et de Nîmes (Figure III.24).

III 3.2. Le prolongement «onshore» de la faille transformante catalane

Le système tectonique associé à la faille transformante catalane est caractérisé par des directions structurales comprises entre NNO-SSE et ONO-ESE avec un pic majeur N140°E et un pic secondaire N110°E (Figure III.10). L'orientation N140°E est reconnue à l'échelle régionale comme étant héritée des décrochements «tardi-hercyniens» (section III 1.1.1 et Figure III.9). En revanche, l'orientation structurale N110-120°E, mise en évidence dans la chaîne côtière catalane lors de cette étude (e.g. Figure III.15), n'est pas documentée dans la littérature comme étant une orientation structurale héritée. Celle-ci correspond à l'orientation générale de la faille transformante catalane décrite «offshore» (Figure III.25). Le secteur nord de la marge catalane semble donc correspondre à une zone de connexion entre le prolongement «onshore» de la faille transformante catalane orientée N120°E et les décrochements «tardi-hercyniens» orientés N140°E. Le système tectonique NNO-SSE à ONO-ESE observé dans la partie nord de la marge catalane est donc interprété comme la rencontre entre des structures N140°E héritées et des structures N110-120°E qui correspondent aux prolongement «onshore» de la faille transformante catalane taux prolongement «onshore» de la faille transformate catalane taux prolongement «onshore» de la faille transformate catalane la rencontre entre des structures N140°E héritées et des structures N110-120°E qui correspondent aux prolongement «onshore» de la faille transformate catalane taux prolongement «onshore» de la faille transformate catalane (Figure III.25).



Figure III.25. Carte schématique de la marge nord-ouest des bassins de Valence (non océanisé) et Provençal (océanisé), mettant en évidence l'interaction entre le prolongement sur la marge de la faille transformante catalane et la réactivation des chevauchements «tardi-hercyniens».

III 4. ÉTUDE MULTI-ÉCHELLE DES PARAMÈTRES GÉOMÉ-TRIQUES DE LA FRACTURATION

III 4.1. L'orientation

Une analyse directionnelle des cartes structurales multi-échelle a été réalisée à partir de la carte régionale (Figure III.9), de la carte des CCR (Figure III.15a), de la carte du horst de Sant Feliu (Figure III.15b), de la carte de Sant Feliu (Figure III.21) et de mesures de terrain. Les distributions des azimuts des structures observées à chaque échelle, correspondent chacune à des zones de failles d'ordre de grandeur donné (Figure III.26). La comparaison de ces différents histogrammes va ainsi nous permettre de comparer les orientations respectives des zones de failles de premier ordre, de deuxième ordre, de troisième ordre et des failles mineures.

Par souci de clarté, l'analyse des deux systèmes tectoniques définis précédemment se fera séparément. Nous considérerons donc que les structures comprises entre N020°E et N090°E correspondent au système tectonique associé à l'amincissement de la marge catalane et que les structures comprises entre N100°E et N150°E appartiennent au système de la faille transformante catalane (Figure III.26).

III 4.1.1. Le système tectonique associé à l'amincissement de la marge catalane

A l'échelle régionale, le système tectonique associé à l'amincissement de la marge catalane correspond au schéma structural prédit par les modélisations analogiques pour un rifting oblique possédant un angle α de 60° (section III 3.1). Celui-ci est caractérisé par des directions structurales comprises entre NNE-SSO et ENE-OSO avec des pics majeurs N030°E, N050°E et N060°E (repères bleus sur la Figure III.26). Le pic N060°E correspond aux failles bordières du système extensif alors que les pics N030°E et N050°E correspondent aux failles obliques intra-rift. Ce système tectonique, prédit par les modélisations analogiques, va être utilisé comme modèle pour décrire et interpréter les histogrammes obtenus à chaque échelle.

Les schémas structuraux de la marge catalane de l'est et des CCR reflètent bien ce modèle structural (Figure III.26a et b). Seulement quelques différences mineures sont observables. À l'échelle des CCR, le pic N060°E s'élargit en faveur de l'orientation N070°E et les pics N030°E et N050°E sont moins bien représentés. Deux pics mineurs N080°E et N090°E sont également présents à ces échelles. Ils correspondent à des failles «offshore», principalement localisées au sud-est du bassin de Sant Feliu (Figure III.9), qui ne sont pas prédites par les modèles analogiques. Ces directions structurales sont interprétées comme des directions héritées de l'hercynien (correspond à l'orientation des filons) et du pyrénéen (voir section III 1.1.2).

À l'échelle du horst de Sant Feliu, le schéma structural change légèrement. Les pics, correspondant aux failles obliques intra-rift, sont décalés vers des azimuts compris entre N020°E et N040°E au lieu de N030°E et N050°E (Figure III.26c). De plus, le pic N090°E, déjà présent aux échelles inférieures, est nettement individualisé. En revanche, le pic N060°E correspondant aux failles bordières est toujours très présent, même s'il s'élargit en faveur de l'orientation N070°E.

Un changement significatif du schéma structural est observé à partir de l'échelle de la carte de Sant Feliu. Les pics N050°E et N060°E ont complètement disparu (Figure III.26d). Le second



Figure III.26. Comparaison des histogrammes directionnels aux différentes échelles obtenus pour le socle hercynien de Catalogne..

pic, correspondant aux failles bordières, est décalé vers des orientations comprises entre N070°E et N090°E (centrées sur un pic N080°E) alors que les failles obliques possèdent des orientations comprises entre N020°E et N040°E.

Enfin, l'histogramme directionnel construit à partir des failles de terrain (Figure III.26e) est à interpréter avec prudence car il ne correspond plus à des fréquences pondérées par la longueur. Cependant, il présente des caractéristiques très proches de celui de la carte de Sant Feliu : la présence d'un pic majeur N080°E et la disparition des pics N060°E et N050°E. De plus, plusieurs pics mineurs orientés N160°E, N000°E et N010°E apparaissent à l'échelle de terrain tout comme un nombre très important de failles orientées N090°E (Figure III.26e).

La comparaison des schémas structuraux aux différentes échelles d'observations révèlent plusieurs variations significatives :

(a) Les zones de failles de premier et deuxième ordres présentent des orientations structurales qui sont très proches et qui reflètent le schéma structural régional. Localement, la réactivation de structures héritées (i.e. les N090°E) perturbe ce schéma et les structures héritées et néo-formées coexistent alors.

(b) En revanche, à partir des zones de failles de troisième ordre, le schéma structural change dramatiquement. La direction héritée est très représentée et les failles prédites par les modèles analogiques sont très minoritaires. À cette échelle, la néo-formation structurale semble donc limitée à cause de la réactivation de nombreuses structures.

(c) A l'échelle du terrain, des failles mineures N160°E, N000°E et N010°E apparaissent.

III 4.1.2. Le système tectonique associé à la faille transformante catalane

A l'échelle régionale (Figure III.26a), le système tectonique associé à la faille transformante catalane est caractérisé par des directions structurales comprises entre NNO-SSE et ONO-ESE avec un pic majeur N140°E et un pic secondaire N110°E (voir section III 1.1.2). D'un point de vue général, ce système tectonique est présent à toutes les échelles d'observation, même si les pics observés à chaque échelle ne sont pas toujours concordants (différence de fréquence et de valeur modale; Figure III.26). Le pic N140°E est présent à toutes les échelles d'observation. En revanche, le pic N110°E, qui est bien individualisé à l'échelle régionale, est redistribué sur des pics N100°E et N120°E aux échelles supérieures (Figure III.26).

Une différence de proportion relative entre les pics N140°E et N110°E (ou N100°E et N120°E) est observable en augmentant l'échelle d'observation. Alors que le pic N140°E domine clairement le système tectonique à l'échelle régionale, les pics N100°E à N120°E prennent le dessus à mesure que l'échelle d'observation augmente (Figure III.26). Cette observation peut être interprétée comme la présence de grande structures N140°E d'échelle régionale qui sont associées à tout un système

de structures conjuguées secondaires possédant des azimuts plus variés (i.e. N100°E à N120°E). Cette interprétation est en accord avec l'analyse réalisée précédemment (section III 3.2) décrivant ce système comme la rencontre entre un réseau N110-120°E néo-formé au Miocène et un réseau de grands décrochements «tardi-hercynien» N140°E réactivé à cette occasion.

III 4.2. L'espacement

III 4.2.1. La taille des blocs structuraux aux différentes échelles

Les cartes structurales construites à différentes échelles dans cette étude possèdent chacune des limites de résolution. Chaque carte illustre la géométrie et la répartition spatiale de structures possédant des tailles caractéristiques (i.e. premier ordre, deuxième ordre, troisième ordre, failles mineures). Sur de telles cartes, des zones apparaissent dépourvues de fractures. Elles ne le sont pourtant pas en réalité. Par conséquent, la mesure de la distribution des espacements ne prend en compte que certaines structures ayant des longueurs relativement proches (Gillespie et al., 1993). De plus, il est important de noter que les structures représentées sur une carte par un seul tracé correspondent en réalité à des groupes de failles très resserrés («clusters»). Ce biais d'échantillonnage ne permet donc pas de réaliser une étude classique d'espacement de fractures, comme cela est souvent réalisé à l'échelle de l'affleurement (Gillespie et al., 1993; Brooks et al., 1996; Genter et Castaing, 1997; Gillespie, 2001). En revanche, l'étude de l'espacement de structures possédant des dimensions de même ordre de grandeur peut-être réalisée, celle-ci donnant accès à des tailles caractéristiques de blocs structuraux.

Cet exercice a été réalisé pour les familles de failles N070°E et N090°E correspondant aux failles bordières définies précédemment. Les cartes structurales des CCR (Figure III.15a), du horst de Sant Feliu (Figure III.15b) et de Sant Feliu (Figure III.21) ont été traitées de manière à analyser respectivement les zones de failles de premier ordre, de deuxième ordre et de troisième ordre. Pour cela, les structures de petites tailles ont été omises : < 30 km pour la carte des CCR, < 5 km pour la carte du horst de Sant Feliu, alors que pour la carte de Sant Feliu, le tri a été réalisé sur le terrain (section III 2.3). Les résultats de ce traitement sont présentés sur la Figure III.27.

La carte des CCR, qui correspond aux zones de failles de premier ordre, montre des espacements caractéristiques de 18-20 km et 10-12 km (bloc structural de premier ordre; Figure III.27a). Les espacements compris entre 18 et 20 km correspondent à la distance entre les deux grandes failles normales de Vallès-Penedès et de Sant-Feliu qui contrôlent le remplissage des deux demi-grabens de Vallès-Penedès et de Sant-Feliu (Figure III.5 et Figure III.9). Les espacements compris entre 10 et 12 km sont associés aux largeurs du bassin de Sant Feliu, du horst de Sant Feliu ou encore du bassin de la Selva. La carte du horst de Sant Feliu, qui correspond principalement à des zones de failles de deuxième ordre, révèle l'architecture interne d'un bloc structural de premier ordre large



Figure III.27. Carte simplifiée aux différentes échelles de la marge catalane, illustrant les espacements caractéristiques des zones de failles de même ordre de grandeur.

de 12 km (Figure III.27b). Celui-ci est découpé par des failles espacées régulièrement de 5 km et de 2-3 km (bloc structuraux de deuxième ordre). La carte de Sant Feliu, réalisée à partir d'observations de terrain, donne accès à l'organisation spatiale des zones de failles de troisième ordre au sein d'un bloc de deuxième ordre. D'une part, cela montre que les zones de failles de deuxième ordre sont constituées de plusieurs zones de failles de troisième ordre très resserrées. Ces zones de «clusters» sont épaisses d'environ 600-700 m. D'autre part, à l'intérieur de ces blocs de deuxième ordre, une ou deux zones de failles de troisième ordre sont observées, elles sont espacées de 700-800 m ou d'environ 1,5 km (Figure III.27c).

III 4.2.2. Organisation de la fracturation dans un bloc structural de deuxième ordre

Une analyse de la distribution des failles mineures et des couloirs fracturés a été réalisée à travers un bloc structural de deuxième ordre, large de 2500 mètres (Figure III.28). Celui-ci est délimité par deux zones de failles de deuxième ordre, orientées N070-080°E : la zone de failles de Sant Grau, qui correspond au principal saut topographique du horst de Sant Feliu (Figure III.20) et la zone de failles de Giverola, qui correspond aux grandes falaises côtières (Figure III.18d). Les mesures systématiques ont été réalisées sur le terrain le long d'une scanline orientée NNO-SSE (Figure III.28).

La densité de failles mineures et de couloirs fracturés est nettement plus forte sur les bordures du bloc, au niveau des deux failles bordières (Figure III.28). Ces failles bordières de deuxième ordre forment des bandes de déformation d'environ 650 m de large qui sont constituées de deux ou trois zones de failles de troisième ordre délimitant des blocs de protolithe large d'environ 50-100 m. Les failles mineures et les couloirs fracturés sont organisés spatialement sous forme de «clusters» mécaniquement associés aux zones de failles de troisième ordre. Au cœur du bloc, une zone de failles de troisième ordre est présente (Figure III.28). Les failles mineures et les couloirs fracturés sont répartis de manière aléatoire.

III 4.3. La distribution des longueurs

Les cartes des CCR (Figure III.15a), du horst de Sant Feliu (Figure III.15b) et de Sant Feliu (Figure III.21) ont été utilisées afin d'analyser la distribution cumulée des longueurs de fractures. La comparaison des distributions obtenues pour ces trois cartes montre que la fracturation du socle hercynien de catalogne suit une loi de puissance sur deux ordres de grandeur, définie par un exposant égal à 1.6 (Figure III.29).



Figure III.28. Scanline orienté NNO-SSE à travers un bloc structural de deuxième ordre, sur lequel sont reportés les failles mineures, les couloirs fracturés et les zones de failles de troisième ordre. A l'échelle de ces structures mineures, l'organisation spatiale est «clusterisée».



Figure III.29. Distribution cumulée des longueurs de fractures pour les cartes des CCR, du horst de Sant Feliu et de Sant Feliu.

PARTIE IV.

Discussion générale

Dans cette partie, sous forme de comparaison entre les deux zones d'études et de discussion, je rappellerai brièvement les principaux résultats qui découlent de cette thèse. Les questions majeures, qui ont été énumérées dans la partie introductive (section I.5.), seront discutées en intégrant les résultats des deux chantiers analogues et en les confrontant. Dans un premier temps, nous concentrerons notre attention sur la thématique de l'organisation spatiale de la fracturation et de son comportement aux différentes échelles (section IV 1). Un modèle de distribution spatiale de la fracturation du socle sera proposé pour les systèmes extensifs. Dans un second temps, la discussion sera consacrée à l'importance de l'héritage structural dans l'étude de la fracturation des socles «anciens» (section IV 2). Pour finir, tous ces résultats seront intégrés dans un modèle réservoir conceptuel et les différentes implications concernant les réservoirs fracturés, qui découlent de cette étude, seront discutées (section IV 3).

IV 1. L'ORGANISATION SPATIALE DE LA FRACTURATION ET SON COMPORTEMENT AUX DIFFÉRENTES ÉCHELLES

Trois ordres de grandeur de zones de failles ont été mis en évidence au cours de cette étude. L'organisation spatiale de ces zones de failles s'est révélée très régulière, ce qui nous a permis de définir des tailles de blocs caractéristiques possédant des dimensions pluri-kilométriques à plurihectométriques. Dans un premier temps, nous discuterons de l'architecture interne des zones de failles des différents ordres (section IV 1.1). Une comparaison avec l'organisation spatiale de la fracturation primaire des roches cristallines sera également proposée. Dans un second temps, l'organisation régulière des tailles de blocs sera présentée et nous discuterons des paramètres qui peuvent contrôler ces espacements systématiques (section IV 1.2). Enfin, un modèle conceptuel de l'organisation de la fracturation, applicable aux systèmes extensifs en général, sera proposé (section IV 1.3). Celui-ci prendra en compte les paramètres de longueur, d'espacement, d'épaisseur et de rejet qui définissent la géométrie des systèmes fracturés.

IV 1.1. Les failles et la fracturation primaire dans les roches cristallines : des lois géométriques différentes

Les systèmes tectoniques (i.e. les failles et la fracturation associée) sont l'objet de la plupart des études concernant l'organisation spatiale de la fracturation. Pourtant, la vision de terrain nous montre clairement que ces systèmes sont localisés et occupent un volume rocheux beaucoup plus faible que la fracturation primaire. Pour comprendre l'organisation de la fracturation d'un massif cristallin dans son ensemble, il est, par conséquent, important de caractériser en premier lieu les organisations spatiales et les lois géométriques qui définissent ces deux systèmes distincts.

IV 1.1.1. Le paramètre d'espacement et la distribution spatiale

Aucune règle n'a été clairement établie dans la littérature sur la distribution des espacements de la fracturation (voir section I 2.2), même si des tendances ressortent de toutes ces études: (1) lois de puissance et fracturation «clusterisées» pour les systèmes tectoniques (Gillespie et al., 1993; Bonnet et al., 2001), (2) lois exponentielles négatives et distribution aléatoire pour les systèmes issus de processus internes (Gillespie et al., 1993; Odling et al., 1999) et (3) espacements réguliers pour les systèmes restreints à un niveau mécanique (Odling et al., 1999; Soliva et al., 2006). Ces comportements géométriques de la fracturation ont été établis principalement à partir d'exemples de formations sédimentaires et très peu d'études ont été réalisées dans les roches cristallines. Les résultats obtenus dans notre étude ont ainsi permis de préciser l'organisation de la fracturation pour les socles cristallins.

L'analyse statistique des distributions cumulées des espacements n'a pas été réalisée dans cette étude, mais une analyse qualitative de la distribution spatiale nous a permis de mettre en évidence

des comportements différents pour les systèmes tectoniques et pour les systèmes issus de processus internes situés dans le socle.

• La fracturation primaire

L'étude statistique de la distribution spatiale de la fracturation primaire a été effectuée uniquement dans le socle protérozoïque du Yémen, au niveau d'un bloc structural de troisième ordre (voir les cartes de densité réalisées dans le granite de Burum; Figure 14 dans l'article de la section II 4, page 150). Les résultats ont montré que la fracturation primaire était distribuée de manière homogène au sein du granite. Ceci implique une distribution des espacements aléatoire ou régulière mais certainement pas «clusterisée». L'observation par images satellites ne permet pas de faire la différence entre une organisation aléatoire ou régulière, en raison d'une résolution et d'une préservation des affleurements trop faibles. En revanche, les observations faites sur le terrain ont montré que les systèmes de joints parallèles présentaient par endroits des espacements très réguliers. L'espacement régulier des joints a souvent été observé dans les systèmes sédimentaires où la fracturation est restreinte dans un niveau mécanique correspondant à des bancs sédimentaires (Odling et al., 1999; Gillespie et al., 2001); explication qu'il est difficile d'appliquer aux roches cristallines. Cependant, d'autres niveaux mécaniques peuvent être imaginés dans les roches magmatiques comme un granite. La présence de filons ou de systèmes de joints sub-parallèles, de pendages variables, peuvent être des candidats potentiels. Ceci est d'ailleurs souvent observable à l'échelle d'un filon, à l'intérieur duquel une fracturation très fine et espacée régulièrement est souvent observée. Cependant, la fracturation primaire présente sur le terrain une distribution des espacements généralement aléatoire.

• Les systèmes tectoniques

Une relation directe existe entre la méthode d'observation utilisée et la dimension de la zone de failles observée. En augmentant la résolution d'observation, nous observons des zones de failles de dimension de plus en plus petite et nous avons également accès à l'architecture interne des zones de failles de dimension supérieure (Figure IV.1). La complémentarité entre les observations de terrains et les différentes échelles d'observations satellitales ou de MNT ont ainsi montré que les zones de failles possèdent un caractère fortement «clusterisé», et ceci à toutes les échelles. Une zone de failles de premier ordre observée à une échelle régionale (e.g. à partir d'un MNT) sera constituée d'un seul linéament structural, alors qu'elle sera constituée de plusieurs tracés très rapprochés («cluster») si elle est observée à partir d'une image satellite de haute résolution (Figure IV.1). Cette même zone de failles de premier ordre, observée sur le terrain, présentera une géométrie encore plus complexe. Elle sera caractérisée par une succession de failles de dimensions variables qui forment des alternances plus ou moins «clusterisées», entre lesquelles sont intercalés des blocs de protolithe «préservés» (voir le modèle de Faulkner et al., 2003 ; section I 2.1.2).

Les observations de terrain (voir la partie III sur la Catalogne) et les analyses d'images satellites
de haute résolution (voir les cartes de densité réalisées sur le bloc structural de troisième ordre dans le granite de Burum; Figure 14 dans l'article de la section II 4, page 150) ont également révélé des architectures «clusterisées» pour les zones de failles de deuxième et de troisième ordres. À Sant Feliu, les observations de terrain ont montré qu'une zone de failles de deuxième ordre était constituée d'une ou deux failles principales associées à un système de zones de failles de troisième ordre, elles-mêmes associées à des failles mineures. Dans le granite de Burum, les observations de terrain couplées à l'étude d'images satellites de haute définition ont montré qu'une zone de failles mineures et de troisième ordre (Figure 15b et c dans l'article de la section II 4, page 153).

Toutes ces observations montrent finalement que chaque ordre de grandeur de zones de failles correspond à des «clusters» de zones de failles d'ordre inférieur. Par conséquent, ceci implique qu'une zone de failles possède une largeur de «cluster» plus grande que les zones de failles d'ordre inférieur. Ce comportement a en effet été mis en évidence dans cette étude. Les zones de failles de premier ordre correspondent à des bandes de déformation «clusterisées» qui peuvent être épaisses de plusieurs kilomètres (2 à 4 km d'épaisseur dans le socle protérozoïque du Yémen; Figure 15a dans l'article de la section II 4, page 153). Les zones de failles de deuxième ordre ont des épaisseurs de «clusters» de plusieurs centaines de mètres (300-500 mètres dans le socle protérozoïque du Yémen et 600-700 mètres à Sant Feliu; Figure 15a dans l'article de la section II 4, page 153 et Figure III.28). Enfin, les zones de failles de troisième ordre sont caractérisées par des épaisseurs qui peuvent dépasser la centaine de mètres (150 mètres dans le socle protérozoïque du Yémen et supérieur à 100 mètres à Sant Feliu; Figure 15b et c dans l'article de la section II 4, page 153 et Figure III.18).



Figure IV.1. Représentations schématiques d'une zone de failles observée à différentes échelles. Le caractère «clusterisé» de la zone de failles n'apparaît qu'en augmentant l'échelle. Il est intéressant de noter que cette représentation schématique est valable pour toutes les échelles d'observations (e.g. de l'affleurement à l'analyse microscopique, en passant par le macro-échantillon).

IV 1.1.2. Le paramètre de longueur

De nombreuses études ont étudié la distribution des longueurs de fractures. Les études réalisées sur des systèmes de fractures issues de processus tectoniques ont montré que les lois de puissance étaient souvent les mieux adaptées pour décrire ce type d'organisation (e.g. Watterson et al., 1996; Bonnet et al., 2001). En revanche, les systèmes issus de processus internes (i.e. les joints et la fracturation primaire) sont plus communément décrits par des lois log-normales ou exponentielles négatives (Odling et al., 1999; Gillespie et al., 2001). Cependant, tous les cas de figures ont été décrits dans la nature et aucune règle n'a été clairement établie. Bonnet et al. (2001) ont réalisé une compilation bibliographique des valeurs d'exposants qui définissent les lois de puissance de 32 exemples naturels (Figure IV.2). Ces exemples naturels correspondent à tous les types de fractures (failles, joints, veines), à tous les types de contextes géodynamiques et à tous les types de roches. Cependant, la majorité des exposants concernent des failles situées dans des roches sédimentaires. Dans cette compilation, Bonnet et al. (2001) utilisent la distribution de densité et non la distribution cumulée comme dans notre étude. Ainsi, nous devons rajouter une unité aux exposants a obtenus dans notre étude pour pouvoir les comparer aux exposants de la Figure IV.2 (voir Bonnet et al. (2001) pour plus d'explications). Les valeurs d'exposants sont principalement comprises entre 1.7 et 2.75 (ou 0.7 et 1.75 pour une distribution cumulée) et sont concentrées autour des valeurs 2.1, 2.4 et 2.7 (Figure IV.2).



Figure IV.2. Compilation bibliographique des exposants des lois de puissance de 32 exemples naturels, obtenues avec une distribution de densité des longueurs. (a) Chaque exposant est placé par rapport aux ordres de grandeur pour lesquels il a été déterminé. (b) Histogramme des valeurs d'exposants. En rouge, est représenté l'exposant de la loi de puissance obtenue pour le socle protérozoïque du Yémen (1.8). En bleu, est représenté l'exposant de la loi de puissance obtenue pour le socle hercynien de Catalogne (1.6). Modifiée d'après Bonnet et al. (2001). Nous avons rajouté une unité aux exposants obtenus dans notre étude pour pouvoir les comparer avec les exposant de Bonnet et al. (2001)($a_{Le Garzic} = a_{Bonnet}$ -1).

Dans les deux analogues de terrain que nous avons étudiés, la distribution des longueurs suit un comportement indépendant de l'échelle («scale-invariant») sur plusieurs ordres de grandeurs : 10 mètres à 10 000 mètres pour le socle du Yémen (Figure 9 dans l'article de la section II 4, page 143) et 1000 m à 100 000 mètres pour l'analogue catalan (Figure III.29). Les systèmes de failles normales analysés au cours de cette étude ont tous montré des distributions de longueur qui suivaient des lois de puissance dont les exposants sont compris entre 1.6 (marge catalane) et 1.8 (socle protérozoïque du Yémen). Ces exposants rentrent parfaitement dans l'intervalle de valeurs de la compilation de Bonnet et al. (2001)(Figure IV.2). Cette bonne concordance entre les valeurs de la littérature, principalement obtenues dans des roches sédimentaires, et les valeurs de notre étude sur les socles cristallins, révèlent que les valeurs des exposants semblent être indépendantes de la lithologie et qu'elles sont comprises dans un intervalle relativement petit.

En revanche, le système de fracturation primaire, qui a été mis en évidence dans le granite de Burum, suit un comportement dépendant de l'échelle et possède des longueurs caractéristiques dont la borne supérieure est égale à la centaine de mètres (Figure 10 dans l'article de la section II 4, page 144). Ce système de fracturation primaire issu de processus internes et non tectoniques suit alors une loi exponentielle négative.

• Réflexion sur la méthode d'analyse des distributions de longueurs

Pour les espacements, les analyses sont communément réalisées sur des fractures appartenant à une famille directionnelle donnée. En effet, un espacement qui a une vraie réalité géométrique se mesure entre des structures sub-parallèles, le long de profils perpendiculaires à l'orientation moyenne de cette famille directionnelle. En revanche, il est fréquent que des distributions de longueurs soient proposées pour le jeu complet de fractures (i.e. multi-directionnelles). Cette méthode peut trouver son intérêt si on cherche à comprendre l'organisation générale du réseau fracturé. La caractérisation de la connectivité du réseau par la méthode de Bour et Davy (1997) en est un bon exemple. L'analyse de la fracturation du bloc structural de troisième ordre dans le granite de Burum a montré que l'étude des distributions de longueurs par familles directionnelles révélait des comportements différents pour les systèmes tectoniques et les systèmes de fractures lorsqu'on essaie (1) de comprendre les relations qui existent entre la distribution des longueurs et le mode de mise en place des fractures et son moteur et (2) de discriminer les systèmes de fractures qui sont relatifs à des processus tectoniques ou à des processus internes.

IV 1.2. Espacement régulier des zones de failles de même dimension

L'analyse des espacements et de la distribution spatiale de la fracturation est couramment réalisée par l'étude de la distribution cumulée des espacements, effectués sur des jeux de données correspondant à des fractures de toutes les dimensions (voir section I 2.2). En revanche, très peu d'études ont cherché à analyser les espacements de structures de même dimension. Gillespie et al. (1993) ont réalisé ce genre d'étude sur un système de joints présent dans des bancs de grès. Ils ont montré que les joints de même longueur étaient espacés régulièrement, alors que le système de joints entier présentait une distribution aléatoire. Morellato et al. (2003) ont réalisé une compilation bibliographique du nombre de failles et des valeurs d'espacements pour plusieurs systèmes extensifs dans le monde. Ils ont pris uniquement en compte les failles d'échelle régionale (i.e. les failles qui possèdent un rejet de plus de 100 m, qui sont visibles sur lignes sismiques et qui sont reportées sur les cartes géologiques aux 1:50 000) qui correspondent aux zones de failles de premier et de deuxième ordres définies dans cette étude. Ils obtiennent alors des espacements moyens pour chaque système de rift (Figure IV.3). Cette étude montre que les systèmes de rifts sont caractérisés par des espacements moyens qui sont le plus souvent compris entre 4 et 6 km (Figure IV.3). Une autre famille d'espacements moyens est comprise entre 10 et 13 km. Hormis pour les systèmes extensifs du Basin and Ranges et du Brésil, qui présentent des espacements moyens particuliers, Morellato et al. (2003) ont donc montré qu'il existait, pour tous les autres systèmes de rifts, une organisation spatiale des failles majeures très régulière, caractérisée par des espacements moyens de 4-6 km et 10-13 km (Figure IV.3).



Figure IV.3. Espacements moyens des failles normales dans différents systèmes de rifts dans le monde. Les carrés noirs représentent les valeurs mesurées par Morellato et al. (2003). Les lignes rouges, bleues et vertes correspondent aux espacements caractéristiques obtenus dans notre étude pour les zones de failles de premier, deuxième et troisième ordres respectivement. Modifiée d'après Morellato et al. (2003).

Les résultats d'espacements caractéristiques que nous avons obtenus (Figure IV.4) sont parfaitement en accord avec les valeurs d'espacements moyens de Morellato et al. (2003), même si la hiérarchisation des zones de failles en trois ordres de grandeur, qui a été réalisée dans notre étude, nous a permis de mettre en évidence quatre espacements caractéristiques supplémentaires par rapport à l'étude de Morellato et al. (2003).

Morellato et al. (2003) ont mis en évidence deux familles d'espacements moyens pour des structures régionales, qui correspondent aux zones de failles de premier et de deuxième ordres, alors que nous en avons proposés quatre (Figure IV.4): (1) les zones de failles de premier ordre possèdent des espacements caractéristiques d'environ 18-20 km et 10-12 km et (2) les zones de failles de deuxième ordre ont des espacements caractéristiques d'environ 5 km et 2-3 km. Les espacements caractéristiques de 5 et de 10-12 km correspondent donc aux espacements moyens mis en évidence par Morellato et al. (2003). L'absence d'espacement moyen égale à 18-20 km peut être expliquée par

AL-MUKALLA PROTEROZOIC BASEMENT



HERCYNIAN BASEMENT IN THE CATALAN MARGIN



Figure IV.4. Espacements caractéristiques entre des zones de failles de même dimension pour le socle protérozoïque du Yémen et pour le socle hercynien de Catalogne. Ces deux zones d'étude présentent des valeurs d'espacements très proches.

un niveau hiérarchique supplémentaire dans notre étude. En effet, les blocs crustaux délimités par des zones de failles de premier ordre sont constitués par des blocs structuraux de deuxième ordre et, par conséquent, seuls les espacements des zones de failles de deuxième ordre sont pris en compte par Morellato et al. (2003). Les espacements caractéristiques de 2-3 km ne sont pas bien individualisés par Morellato et al. (2003), car ce sont des espacements de structures qui se trouvent à la limite de résolution de la catégorie des failles régionales utilisées par Morellato et al. (2003). Deux autres espacements caractéristiques ont été mis en évidence dans notre étude. Ils concernent les zones de failles de troisième ordre qui sont également en dehors de la catégorie des failles régionales de Morellato et al. (2003). Les espacements caractéristiques entre les zones de failles de troisième ordre sont d'environ 1,5 km et 800 m (Figure IV.4).

Les interprétations de lignes sismiques, qui ont été utilisées dans la partie introductive de ce manuscrit pour illustrer les ordres de grandeur de zones de failles définis pour cette étude, illustrent bien les espacements caractéristiques que nous avons obtenus (Figure IV.5). Nous avons figuré sur ces coupes les espacements caractéristiques qui sont observables à cette échelle, c'est-à-dire les zones de failles de premier et de deuxième ordres.



5 -10Compte tenu des résultats que nous avons obtenus sur la marge nord du golfe d'Aden et sur la marge catalane et de la compilation réalisée par Morellato et al. (2003), il semble donc que l'espacement régulier des zones de failles de même ordre de grandeur et les valeurs caractéristiques des espacements établis dans cette étude (18-20 km, 10-12 km, 5 km, 2-3 km, 1,5 km et 800 m) soient des paramètres communs aux systèmes extensifs en général.

De nombreuses études ont proposé que l'espacement régulier des failles était associé à un niveau mécanique homogène dans lequel sont restreintes les structures en question (Odling et al., 1999; Ackermann et al., 2001; Gillespie et al., 2001; Soliva et Benedicto, 2005; Soliva et al., 2006), ceci de l'échelle du banc sédimentaire à l'échelle de la croûte entière. En replaçant nos valeurs d'espacements caractéristiques sur le graphique proposé par Soliva et al. (2006), on obtient des valeurs d'épaisseurs de niveaux mécaniques (Figure IV.6). Deux relations linéaires sont proposées dans ce graphique correspondant à des failles listriques et non-listriques. Si on considère que les zones de failles de notre étude ne sont pas listriques, on obtient les épaisseurs d'environ 32 et 18 km correspondent à des épaisseurs caractéristiques de la croûte et de la zone de transition fragile/ductile (Figure IV.5a), les épaisseurs intermédiaires de 8 et 5 km et de 3 et 1,3 km sont moins évidentes à interpréter.



Figure IV.6. Graphique bi-logarithmique de l'espacement moyen (S_{avg}) en fonction de l'épaisseur de la «mechanical layer (T) (modifiée d'après Soliva et al., 2006). Nous avons reporté sur ce graphique les espacements caractéristiques obtenus dans notre étude, afin d'obtenir des profondeurs de niveaux mécaniques qui pourraient contrôler la régularité des espacements. Voir légende de la Figure I.13 pour plus d'explications.

Figure IV.5. Exemples de systèmes extensifs imagés sur lignes sismiques. (a) Coupe interprétative du fossé Rhénan à partir des données de sismique réflexion ECORS-DEKORP (d'après Brun et Wentzel, 1991). (b) Coupe de sismique réflexion à travers la marge ouest galicienne à la transition océan-continent (d'après Boillot et al., 1987). (c) Coupe interprétative à travers le golfe de Suez (d'après Morellato et al., 2003, et références citées). Les zones de faille de premier, deuxième et troisième ordres sont représentées en rouge, bleu et vert respectivement. Les espacements caractéristiques entre les zones de faille de même dimension sont également représentées. Pour l'interprétation de la ligne sismique du fossé Rhénan, nous avons indiqué les profondeurs des niveaux mécaniques qui pourraient contrôler la régularité des espacements (voir Figure IV.6).

IV 1.3. Modèle d'organisation spatiale de la fracturation du socle pour les systèmes extensifs

Au vu des résultats présentés dans les sections précédentes, nous pouvons proposer un nouveau modèle d'organisation spatiale de la fracturation, qui peut être applicable aux systèmes extensifs en général et qui a été mis en évidence principalement dans le socle. Ce modèle de premier ordre prend en compte les paramètres de longueur, d'espacement, d'épaisseur, de distribution spatiale et de dimension des zones de failles.

L'originalité de ce modèle réside dans une organisation à deux niveaux des espacements de la fracturation. D'une part, il existe une organisation relativement régulière des zones de failles de même ordre de grandeur lorsqu'elles sont observées entre deux zones de failles d'ordre supérieur. Ces espacements caractéristiques peuvent être mis en relation avec différents niveaux mécaniques présents dans la croûte, qui contrôlent les profondeurs d'enracinement des zones de failles des différentes dimensions (voir section précédente). D'autre part, les zones de failles possèdent des épaisseurs caractéristiques, qui correspondent à des «clusters» de failles d'ordre inférieur. Les caractéristiques principales de ce modèle d'organisation spatiale pour les systèmes extensifs sont schématisées sur la Figure IV.7.



Figure IV.7. Modèle d'organisation spatiale de la fracturation du socle pour les systèmes extensifs. Ce modèle est caractérisé par deux niveaux d'organisation des espacements de la fracturation. D'un côté, les zones de failles de même dimension sont espacées régulièrement, lorsqu'elles sont observées entre deux zones de failles d'ordre supérieur. De l'autre, les zones de failles correspondent à des «clusters» de zones de failles d'ordre inférieur, qui possèdent des épaisseurs caractéristiques.

Des relations linéaires ont été mises en évidence dans la littérature entre les différents paramètres de dimensionnement des zones de failles. Tout d'abord, la relation linéaire entre l'épaisseur et le rejet des zones de failles est caractérisée par un facteur 1 (Figure IV.8a; Childs et al., 2009). C'est-à-dire qu'une zone de failles accommodant 1 mètre de rejet possède une largeur de 1 mètre d'épaisseur. Pour

les épaisseurs caractéristiques des zones de failles de premier, deuxième et troisième ordres, on obtient des rejets compris entre 2 et 4 km, entre 0,3 et 0,7 km et entre 100 et 150 m respectivement (Figure IV.8a). Ces valeurs sont relativement cohérentes avec la définition des zones de failles proposée dans la partie introductive (section I 4). En effet, l'exemple des zones de failles de premier ordre, qui ont été définies comme des zones de failles bordières majeures des systèmes extensifs, montre des rejets compris entre 2 et 4 km qui sont en accord avec les épaisseurs de dépocentres de plusieurs kilomètres généralement décrits dans les systèmes extensifs.



Figure IV.8. Relations entre les différents paramètres définissant une zone de failles. (a) Relation entre l'épaisseur et le déplacement (ou rejet) des zones de failles (modifiée d'après Childs et al., 2009). (b) Relation entre le déplacement et la longueur des zones de failles (modifiée d'après Clark et Cox, 1996). À partir des épaisseurs caractéristiques des zones de failles obtenues dans notre étude, nous avons déduit des déplacements caractéristiques (a). Ensuite, à partir de ces déplacements caractéristiques, nous avons déduit des longueurs caractéristiques (b). Les couleurs rouge, bleue et verte correspondent respectivement aux zones de failles de premier, deuxième et troisième ordres.

Cette relation linéaire entre l'épaisseur et le rejet des zones de failles a été mise en évidence dans la littérature sur des zones de failles observées directement sur l'affleurement, présentant des épaisseurs maximales d'environ 100-200 mètres (Figure IV.8a). Un seuil d'épaisseur des zones de failles a alors été proposé par Faulkner et al. (2003) et Childs et al. (2009) pour des valeurs maximales de l'ordre de 200 mètres (Figure IV.8a). Ce modèle d'évolution des épaisseurs de zones de failles, qui propose un arrêt de croissance des épaisseurs de zones de failles avec l'augmentation du déplacement, semble, à première vue, en contradiction avec nos résultats. En effet, notre étude structurale multi-échelle, qui a montré que les zones de failles d'échelle régionale (i.e. de premier et de deuxième ordres) possédaient également des épaisseurs caractéristiques, révèle que cette relation épaisseur/déplacement semble être valable sur deux ordres de grandeur supplémentaires. Par conséquent, nous préférons interpréter ce seuil comme une limite d'échantillonnage (voir section I 4.2), plutôt que comme une épaisseur

Distribution multi-échelle de la fracturation dans les réservoirs cristallins, influence de l'héritage structural

limite des zones de failles. L'architecture interne des zones de failles de premier et deuxième ordres, que nous avons déterminée dans cette étude, correspond à des systèmes de failles mécaniquement liées qui interagissent et se connectent au sein d'une bande de déformation, dans laquelle des blocs ou des lentilles de roches peu déformés sont préservés. Les mesures des épaisseurs des zones de failles de premier et deuxième ordre à l'échelle du terrain sont donc très difficiles à cause de ces blocs peu déformés qui donnent un caractère discontinu à ces zones de failles. Ces études, qui ont été réalisées uniquement à l'échelle de terrain, se sont donc limitées à mesurer des zones de failles de troisième ordre qui ne correspondent qu'à une partie des zones de failles d'ordre supérieur.

À partir des travaux de Clark et Cox (1996) qui établissent une relation entre déplacements et longueurs des zones de failles (Figure IV.8b), nous pouvons aussi estimer des longueurs caractéristiques. Ainsi, les trois ordres de grandeur auraient des longueurs d'environ 100 km, 30 km et 10 km respectivement. Ces valeurs sont cohérentes avec les estimations faites dans le socle protérozoïque d'Al-Mukalla (voir section 7.1 dans l'article de la section II 4, page 151).

En conclusion, nous pouvons donc définir les ordres de grandeur des zones de failles qui ont été obtenus dans cette étude et qui sont intégrés dans le modèle final (Figure IV.7):

- Les zones de failles de premier ordre sont d'échelle crustale, voire lithosphérique, elles sont espacées selon un pas régulier de 18-20 km ou 10-12 km et correspondent à des bandes de déformation «clusterisées» épaisses de 2 à 4 km, avec des rejets pluri-kilométriques et des longueurs de l'ordre de 100 km.

- Les zones de failles de deuxième ordre affectent les premiers kilomètres de la croûte supérieure, elles sont espacées selon un pas régulier de 5 km ou 2-3 km et correspondent à des bandes de déformation «clusterisées» épaisses de 0,3 à 0,7 km, avec des rejets pluri-hectométriques et des longueurs de 20-30 km.

- Les zones de failles de troisième ordre s'enracinent dans les niveaux superficiels de la croûte, elles sont espacées selon un pas régulier de 1,5 km ou 800 m et correspondent à des bandes de déformation «clusterisées» épaisses de 100 à 150 m, avec des rejets hectométriques et des longueurs d'environ 10 km.

IV 2. INFLUENCE DE L'HÉRITAGE STRUCTURAL

Les structures réactivées d'échelle crustale contrôlent largement la géométrie des rifts, mais qu'en est-il des structures de dimensions inférieures (les failles de deuxième et troisième ordres, les filons, les joints...)? Comment les caractéristiques des structures héritées influencent la «compétition» qui s'exerce entre la réactivation de ces structures et la néo-formation de failles lors de l'extension?

Deux paramètres principaux, qui influencent la réactivation des structures héritées, ont été testés dans cette étude : la dimension et l'orientation. La confrontation des résultats obtenus dans les deux analogues de terrain nous permettra de préciser les modalités de réactivation des structures du socle.

IV 2.1. Le paramètre de dimension

IV 2.1.1. Réactivation des discontinuités d'échelle lithosphérique : les riftings obliques

Au cours de notre étude, nous avons vu qu'en contexte extensif la réactivation des zones de failles de premier ordre possédant une dimension lithosphérique (e.g. les grands décrochements comme les *Nadj Faults* ou les décrochements «tardi-hercyniens» catalans, les grands chevauchements pyrénéens en Catalogne, les failles bordières des bassins mésozoïques du Yémen) contrôlent l'orientation générale des bassins (Figure IV.9). Des rifts obliques se mettent alors en place (e.g. la marge catalane, les bassins mésozoïques du Yémen ou le bassin de Mukalla-Sayhut sur la marge nord du golfe d'Aden). Les géométries observées sont très proches de celles prédites par les modélisations analogiques, que ce soit pour les failles bordières ou les failles obliques intra-rifts (Figure IV.9).



Figure IV.9. Cartes synthétiques des bassins mésozoïques du Yémen (a) et de la marge catalane (b). Ces deux systèmes extensifs montrent une forte obliquité entre la direction d'extension régionale (flèches noires) et les discontinuités d'échelle lithosphérique qui ont localisées l'orientation générale des bassins (lignes pointillées rouges). Les réseaux de failles, qui résultent de cette obliquité, sont en accord avec les résultats de modélisation analogique de riftings obliques (Tron et Brun, 1991).

Le caractère commun à toutes ces structures réactivées, qui ont permis la mise en place de rifts obliques, est leur enracinement profond dans la lithosphère. À partir du moment où le manteau lithosphérique supérieur, qui correspond au niveau lithosphérique contrôlant la résistance de toute la lithosphère (e.g. Brun, 1999), est affecté par ces structures héritées, la réactivation de celles-ci va permettre une localisation de la déformation à l'échelle lithosphérique. Ceci va alors se traduire par un contrôle structural de toute la croûte et non par une perturbation uniquement locale.

IV 2.1.2. Réactivation des structures intra-croûte supérieure (1^{er} et 2^{ème} ordres): une perturbation locale

Les zones de failles qui sont restreintes à la croûte supérieure (failles de premier et deuxième ordres) ne contrôlent pas l'orientation générale des rifts quand elles sont réactivées. En revanche, elles perturbent localement l'orientation du réseau structural. Ceci va se traduire par une segmentation importante des systèmes de failles majeures bordières (e.g. la réactivation des failles N090°E du socle d'Al-Mukalla, voir section II 3.2.3 et Figure II.40) et par une distribution des azimuts de failles qui sera perturbée par l'orientation de ces accidents (e.g. la réactivation des failles N090°E et N120°E du socle d'Al-Mukalla, voir section II 3.2.3 et Figure II.40; ou la réactivation des failles N080-090°E du socle d'Al-Mukalla, voir section II 3.2.3 et Figure II.40; ou la réactivation des failles N080-090°E du socle d'Al-Mukalla, voir section II 3.2.3 et Figure II.40; ou la réactivation des failles N080-090°E du socle d'Al-Mukalla, voir section II 3.2.3 et Figure II.40; ou la réactivation des failles N080-090°E du socle d'Al-Mukalla, voir section II 3.2.3 et Figure II.40; ou la réactivation des failles N080-090°E du socle d'Al-Mukalla, voir section II 3.2.3 et Figure II.40; ou la réactivation des failles N080-090°E du socle hercynien sur la marge catalane, voir section III 4.1).

IV 2.1.3. Réactivation des discontinuités mineures (3ème ordre et inférieure): une échelle de réactivation privilégiée

A l'échelle des blocs structuraux de troisième ordre, l'influence de l'héritage structural est très fort. La proportion de structures (failles, couloirs fracturés...) qui suivent des orientations pré-existantes est beaucoup plus forte qu'à l'échelle régionale.

L'interprétation des images satellites de haute définition au Yémen a révélé une réactivation d'un système de joints idéalement orientés par rapport aux contraintes extensives (voir section 7.2 et Figure 15 dans l'article de la section II 4, pages 152-154). En Catalogne, les observations de terrain ont mis en évidence une réactivation systématique des épontes de filons, se marquant par le développement de couloirs fracturés mineurs, de failles mineures, voire de zones de failles de troisième ordre (section III 2.3.2). De plus, les mesures des azimuts des zones de failles de troisième ordre, des failles mineures et des couloirs fracturés dans la région de Sant Feliu montrent des orientations qui sont majoritairement obliques par rapport aux failles bordières du bloc de deuxième ordre dans lequel elles se trouvent. Ces structures suivent les directions structurales pré-existantes correspondant à des filons, et certainement à des systèmes de fracturation primaire et de failles mineures héritées.

À l'échelle des blocs de deuxième ordre et surtout de troisième ordre, il apparaît donc que la déformation se localise préférentiellement sur les nombreuses structures préexistantes. L'omniprésence de discontinuités potentiellement réactivables, comme les filons, les failles mineures ou la fracturation

primaire, empêche la néo-formation de failles idéalement orientées par rapport aux contraintes régionales.

IV 2.2. Le paramètre d'orientation

La Figure IV.10 montre les relations d'obliquité (i.e. l'angle α entre les structures réactivées et la direction d'extension régionale) mises en évidence pour les différents systèmes extensifs étudiés dans cette thèse.

Au Yémen, nous avons vu que les structures qui possédaient un angle trop faible, entre 0° et 25°, avec la direction d'extension n'étaient pas réactivées en failles normales mais éventuellement en failles décrochantes (Figure IV.10). En Catalogne, nous avons mis en évidence un réseau de failles héritées, d'orientation N080-090°E, qui ont été réactivées en failles normales par une direction d'extension orientée N120°E. Un angle critique α , au-dessus duquel une réactivation en failles normales est possible, semble être observé aux alentours de 30° (Figure IV.10). Cette valeur d'obliquité est en accord avec les modèles analogiques de riftings obliques (Tron et Brun, 1991; Clifton et al., 2001) qui montrent que, pour des angles α inférieurs à 30°, la déformation est clairement décrochante.



Figure IV.10. Diagramme montrant les relations entre l'obliquité α et le type de réactivation (i.e. une réactivation en failles normales ou en failles décrochantes), pour chaque système extensif étudié. L'obliquité α correspond à l'angle formé par la direction d'extension (indiquée sur la gauche pour chaque système extensif) et l'orientation des structures héritées (indiquée dans le diagramme pour chaque type de structures). Pour un angle α entre 90° et 30° les structures sont réactivées en failles normales, alors que pour des valeurs de α inférieures à 30° les structures ne seront pas réactivées ou éventuellement en décrochement. MFC : Metasomatic Fractured Corrridors.

• Compétition entre néo-formation et réactivation

En contexte extensif, nous avons vu que des structures héritées formant un angle α supérieur ou égal à 30° avec la direction d'extension régionale sont généralement réactivées en failles normales. Dans ces conditions, deux cas de figures peuvent être envisagés. Le cas le plus fréquent et le plus intuitif est un ajout des azimuts néo-formés aux azimuts hérités. Cela se traduit par une dispersion forte des azimuts. Le deuxième cas est une réactivation forte des structures héritées et une néo-formation très faible, qui se traduit par une distribution des azimuts resserrée autour des azimuts des failles héritées. Ces deux cas ont été observés durant cette étude.

Compétition dans un socle pré-fracturé

Dans le socle hercynien affleurant sur la marge catalane de l'Est, des structures principalement orientées N080-090°E, héritées de l'Hercynien, ont été réactivées pendant l'amincissement de la marge catalane. Cette réactivation a été observée à toutes les échelles (zones de failles de premier ordre jusqu'aux filons). Dans le socle protérozoïque d'Al-Mukalla affleurant sur la marge nord du golfe d'Aden, des structures N090°E et N120°E ont également été réactivées à toutes les échelles pendant l'ouverture du golfe (zones de failles de premier ordre jusqu'aux systèmes de joints). Par contre, le style de réactivation n'a pas été le même dans ces deux cas de figure. Il semble que le paramètre d'orientation a joué un rôle très important sur les modalités de réactivation.

En Catalogne, les structures héritées (N080-090°E) forment un angle α de 30-40° avec la direction d'extension (N120°E). Il s'agit d'un angle qui est inférieur aux angles formés entre la direction d'extension (N120°E) et les failles prédites par les modèles analogiques (N020°E, N050°E et N070°E). Ce qui est observé sur le terrain, c'est une coexistence, dans le socle, des structures néo-formées et des structures héritées.

Au Yémen, les structures héritées (N090°E et N120°E) forment des angles α compris entre 65° et 85° avec la direction d'extension (N025°E). Il s'agit d'un angle qui est supérieur à l'angle formé entre la direction d'extension (N025°E) et les failles prédites par les modèles analogiques (N070°E). Ce qui est observé sur le terrain, c'est une réactivation très forte et une néo-formation presque inexistante.

Il semble donc que l'orientation des structures héritées, ou plus précisément, l'angle qu'elles forment avec la direction d'extension, soit un facteur important sur les modalités de réactivation qui prévalent dans un socle pré-fracturé. Si les structures héritées sont relativement bien orientées par rapport aux contraintes extensives, alors le développement de failles va se faire préférentiellement suivant cette direction et certains azimuts de failles prédites ou théoriques ne vont pas se développer (exemple du socle protérozoïque d'Al-Mukalla). Dans le cas où les structures héritées présentent une forte obliquité avec les directions d'extension, on observe alors leur réactivation, associée au développement de structures néo-formées conformes au modèle (exemple du socle hercynien sur la marge catalane).

Compétition dans la couverture sédimentaire

Dans la section précédente, nous avons discuté de la compétition qui existe, sous un régime extensif, entre la réactivation et la néo-formation de failles normales au sein d'un socle pré-fracturé. Mais qu'en est-il dans une couverture sédimentaire qui n'est pas pré-fracturé? Les structures réactivées dans le socle se prolongent-elles systématiquement dans la couverture sédimentaire? Si oui, comment contrôlent-elles la déformation de la couverture sédimentaire?

L'étude réalisée sur la marge nord du golfe d'Aden (section II 3.2.3), consacrée aux relations structurales existant entre un socle pré-fracturé et sa couverture sédimentaire, a montré un couplage structural fort entre ces deux niveaux distincts de la croûte supérieure. En effet, les résultats majeurs de cette étude, rappelés dans les sections précédentes de cette discussion, ont montré que les structures réactivées dans le socle se prolongeaient généralement dans la couverture, suggérant ainsi l'absence de niveau de décollement pouvant induire un découplage structural. Cependant, cette étude a également montré qu'il pouvait exister des différences structurales entre le socle et la couverture sédimentaire. Les failles néo-formées N070°E, qui ne se sont pas développées dans le socle pré-fracturé aux dépens des failles héritées d'orientation N090°E, se sont développées dans la couverture. Il semble donc que l'obliquité des failles héritées, dont l'influence sur la néo-formation structurale a été mise en évidence dans un milieu anisotrope (i.e. le socle pré-fracturé), soit à reconsidérer pour les milieux «isotropes» (i.e. la couverture sédimentaire qui n'est pas pré-fracturée).

IV 3. IMPLICATIONS POUR LES RÉSERVOIRS FRACTURÉS

Les sections précédentes, consacrées à l'organisation multi-échelle de la fracturation et à l'influence de l'héritage structural, donnent des éléments importants pour aider à l'élaboration d'un modèle réservoir. Ces résultats ont permis à la fois de proposer un modèle structural de premier ordre, applicable aux systèmes extensifs en général (section IV 1.3), mais aussi de montrer l'importance de l'étude d'analogues de terrain dont l'objectif est de déterminer les particularités propres à chaque réservoir fracturé profond (section IV 2).

Ce qui ressort en premier lieu de ces travaux, c'est l'existence d'un modèle géométrique commun aux systèmes extensifs, défini de l'échelle pluri-kilométrique à l'échelle pluri-hectométrique et qui semble être peu influencé par l'histoire polyphasée du socle et par sa nature lithologique. En effet, les paramètres géométriques, qui définissent la distribution spatiale des fractures, ont des comportements aux différentes échelles qui sont similaires quel que soit le socle étudié (Yémen, Catalogne et autres cas naturels décrits dans la littérature). Les espacements caractéristiques de chaque ordre de grandeur de zones de failles et la relation établie entre les épaisseurs de zones de failles et leurs dimensions sont des paramètres qui peuvent ainsi constituer le cadre général de tous réservoirs fracturés mis en place en contexte extensif (Figure IV.7).

Deux étapes principales sont ensuite nécessaires pour adapter ce modèle général à un réservoir fracturé donné. Tout d'abord, il va falloir «habiller» ce modèle général avec de la fracturation à toutes les échelles, qu'elle soit issue de processus tectoniques ou de processus internes (section IV 3.1). Ensuite, il faudra prendre en compte l'héritage structural, caractéristique à chaque réservoir fracturé (section IV 3.2). Ces deux implications majeures concernant les réservoirs fracturés vont être discutées dans les sections suivantes autour d'un modèle conceptuel (Figure IV.11). Ce modèle conceptuel de réservoir fracturé va permettre d'illustrer les éléments majeurs qu'il faut prendre en compte lors de la modélisation d'un réservoir cristallin fracturé profond. Il s'agit d'un modèle réservoir situé au sein d'un bloc structural de deuxième ordre, qui possède donc des dimensions caractéristiques de réservoirs fracturés (i.e. de l'ordre de la dizaine de km³).

IV 3.1. «Habillage» structural du modèle général

Les lois de puissance, mises en évidence au cours de ces travaux pour décrire les distributions de longueurs de fractures, ne font que confirmer de nombreux travaux réalisés dans différents contextes tectoniques et au sein de différentes lithologies. Ce comportement indépendant de l'échelle («scale-invariant»), qui est donc largement admis pour les systèmes tectoniques, est un outil qui va permettre d'«habiller» le modèle structural général.

Les lois de puissance, obtenues sur les deux analogues de terrain, couvrent plusieurs ordres de grandeur: 10 mètres à 10000 mètres pour le socle du Yémen et 1000 m à 100000 mètres pour

l'analogue catalan. Ces intervalles de longueurs de fractures correspondent typiquement aux longueurs de structures difficilement identifiables dans les réservoirs fracturés profonds mais également aux structures régionales parfois imagées par les méthodes géophysiques (sismique réflexion, gravimétrie...). Ces résultats suggèrent donc que des lois de puissance mises en évidence à une échelle régionale (e.g. à partir de données de sismique) peuvent certainement être étendues à des échelles plus grandes qui correspondent à «l'habillage» structural du réservoir. De plus, il semble que les valeurs des exposants obtenus dans différents contextes géologiques et différentes natures lithologiques soient relativement proches : (1) les valeurs des exposants obtenus au cours de cette étude pour les deux analogues de terrain sont très proches et (2) la dispersion des valeurs d'exposants représentés dans la compilation de Bonnet et al. (2001) est faible (Figure IV.2). Cette faible variabilité des exposants suggère donc qu'une loi de puissance définie sur un analogue de terrain relativement proche du réservoir.

Ces lois de puissance vont permettre de contraindre l'architecture interne des zones de failles du modèle réservoir, en définissant le nombre de fractures et la distribution des longueurs de fractures (Figure IV.11). Le «cluster» d'une zone de failles (dont l'épaisseur approximative qui découle de notre modèle général pourra être précisée par imagerie de puits) devra être peuplé par des linéaments structuraux de longueurs inférieures à la longueur caractéristique de celle-ci, en suivant la loi de puissance qui aura été définie. Cet exercice pourra être réalisé pour tous les ordres de grandeur de zones de failles qui délimitent les blocs structuraux.

En ce qui concerne la fracturation primaire, un «habillage» homogène sur tout le volume rocheux pourra être réalisé (Figure IV.11). La distribution des longueurs devra suivre une loi exponentielle négative, avec une borne supérieure aux alentours d'une centaine de mètres (voir section IV 1.1). La détermination des azimuts, des pendages et du type de distribution utilisée pour les espacements (i.e. aléatoire ou régulière) pourra facilement être contrainte par imagerie de puits. En effet, notre étude ayant montré que la fracturation primaire est caractérisée par une distribution homogène sur toute la masse rocheuse (en opposition à la fracturation issue de processus tectonique qui est très localisée), la discrimination de la fracturation primaire en puits pourra être facilement réalisable. Une attention particulière devra tout de même être portée sur l'influence des bordures de pluton qui entraîne généralement une réorientation de la fracturation et la mise en place de structures cisaillantes (localisation de la fracturation).

IV 3.2. Héritage structural

IV 3.2.1. Très forte influence de l'héritage structural à l'échelle du réservoir

Compte tenu des résultats obtenus au cours de cette étude, il apparaît que le paramètre principal, qui donne sa particularité à un réservoir fracturé situé dans le socle et qu'il faut impérativement prendre

en compte, est l'héritage structural. À partir d'une échelle critique, qui semble être celle du deuxième ou du troisième ordre, notre étude a montré que la déformation était accommodée principalement par les structures héritées (voir section IV 2.1). Même si, à l'échelle régionale, les structures héritées peuvent sembler minoritaires et coexister avec les failles néo-formées, il est possible que cette tendance s'inverse à des échelles plus grandes.

Ces observations ont une implication très importante sur les réservoirs fracturés puisqu'elles nous montrent que les zones de failles du premier et du deuxième ordre, éventuellement détectables par méthodes géophysiques pour imager les réservoirs fracturés cristallins, ne reflètent par forcément le réseau structural de plus petite dimension (Figure IV.11). Il semble en effet que la localisation de la déformation le long de discontinuités pré-existantes soit facilitée à cette échelle par la diversité et la densité des candidats (i.e. fracturation primaire, failles mineures, filons, couloirs fracturés...; Figure IV.11). Les données disponibles pour imager les réservoirs fracturés profonds étant difficilement interprétables, ces observations renforcent l'intérêt qui doit être porté sur les analogues de terrain et sur une étude approfondie de l'histoire tectonique polyphasée du socle.

Nos résultats, exposés dans la section IV 2.2, montrent que l'obliquité entre les structures héritées et la direction d'extension conditionne fortement le développement de structures néo-formées dans le socle. Ainsi, l'analyse structurale régionale permet de reconnaître les conditions d'obliquité et donc d'envisager la présence ou l'absence de structures néo-formées dans le socle en profondeur. L'étude de l'héritage structural de l'échelle régionale à l'échelle des structures mineures permet donc de bien définir la géométrie du réseau fracturé d'un réservoir profond.

IV 3.2.2. Relation socle/couverture

Utiliser des zones de failles majeures identifiées sismiquement dans la couverture sédimentaire, afin d'«habiller» le modèle réservoir du socle, est un exercice qui peut s'avérer dangereux. En effet, l'ensemble des structures affectant la couverture ne s'enracine pas forcément dans le socle et la présence de séries plastiques (e.g. évaporites, argilites) peut induire un fort découplage entre les déformations du socle et de la couverture.

Figure IV.11. Modèle conceptuel d'un réservoir cristallin fracturé, situé au sein d'un bloc structural de deuxième ordre possédant des dimensions caractéristiques de réservoirs fracturés (i.e. de l'ordre de la dizaine de km³). Celui-ci est délimité par deux zones de failles de deuxième ordre possédant une orientation identiques aux structures extensives observables à l'échelle régionale. En revanche, au sein de ce bloc structural, la majorité des structures sont obliques et suivent des directions héritées : (1) les blocs structuraux de troisième ordre sont bordés par des zones de failles de troisième ordre qui se sont localisées le long de failles préexistantes ou de filons, (2) des failles mineures et des couloirs fracturés se sont développés systématiquement le long des épontes de filons, et (3) les systèmes de fracturation primaire bien orientés par rapport à la direction d'extension se sont réactivés, formant ainsi des couloirs fracturés. Les caractéristiques géométriques de la «matrice» (i.e. la fracturation primaire) et de la «colonne vertébrale» (i.e. les systèmes tectoniques) du modèle à double porosité sont indiquées.



CONCEPTUAL MODEL OF A FRACTURED RESERVOIR IN CRISTALLINE BASEMENT

IV 3.3. Réflexion sur la dynamique des fluides

IV 3.3.1. Modèle à double porosité («dual porosity model»)

Les paramètres géométriques des réseaux de fractures analysés au cours de cette étude (longueur, orientation, espacement, épaisseur, distribution spatiale) influencent fortement la connectivité du réservoir. Les résultats obtenus sur les deux analogues ont montré que les réseaux fracturés du socle présentaient une forte connectivité :

- L'orientation des différents systèmes de fractures, mis en évidence dans les deux analogues, montrent une forte obliquité, que ce soit pour les systèmes tectoniques (systèmes de conjugués, structures réactivées) ou pour les systèmes issus de processus internes (systèmes de joints orthogonaux et de joints sub-horizontaux), qui favorise la bonne connectivité du réseau.

- L'histoire généralement polyphasée des socles «anciens» et les événements successifs de réactivation structurale qu'ils ont subi se sont traduits par une forte croissance des failles, par une réactivation importante des systèmes de joints et donc par une augmentation de la connectivité de ces systèmes fracturés.

De plus, les distributions des longueurs de fractures, définies pour les deux analogues par des lois de puissance, permettent d'estimer quelles sont les longueurs de fractures qui contrôlent la connectivité du réseau (voir section 8.2 dans l'article de la section II 4, pages 155). Cette méthode statistique, développée par Bour et Davy (1997), révèle que les exposants 1.6 et 1.8 des lois de puissance, obtenus pour les analogues catalan et du Yémen respectivement, indiquent que les petites et les grandes fractures contribuent autant à la bonne connectivité du réseau. Cette caractéristique importante du réseau fracturé est confirmée par le modèle conceptuel de réservoir fracturé (Figure IV.11) qui montre que la connectivité du réseau est concentrée le long des systèmes tectoniques (i.e. les grandes fractures), mais qu'elle est également largement dépendante des systèmes de joints (i.e. les petites fractures).

Le modèle conceptuel de réservoir fracturé proposé dans cette étude peut alors être défini comme un réservoir fracturé à double porosité («dual porosity model»), en termes de connectivité du réseau (voir section 8.2 dans l'article de la section II 4, pages 155). D'une part, les zones de failles jouent le rôle de conduits pour la circulation de fluide (i.e. la porosité de drain) et correspondent à la «colonne vertébrale» du réservoir («backbone»). D'autre part, les systèmes de joints peuvent être considérés comme la «matrice» du réservoir, qui peut être définie par une perméabilité diffuse qui affecte l'ensemble du volume rocheux (i.e. la porosité de masse).

IV 3.3.2. Réflexion sur les zones de production

Le modèle de fracturation, proposé dans cette étude pour le socle, présente une très forte connectivité caractérisée par un système de failles «mature» constituant la «colonne vertébrale» du réservoir et par un système de joints qui permet de drainer tout le volume rocheux. En prenant en compte ce réseau fracturé très connecté, les fluides devraient théoriquement circuler au sein de la majorité des zones de failles. Cependant, les données industrielles d'exploitation de réservoirs pétroliers ou géothermiques montrent que la relation entre les zones de failles et les zones de production n'est pas directe : toutes les zones de failles ne sont pas des conduits préférentielles pour la circulation de fluides. Il semble donc que les zones de failles doivent posséder des caractéristiques internes particulières pour devenir des zones de production efficace. Plusieurs paramètres peuvent alors rentrer en jeu :

- Le régime de contraintes actuel est un paramètre très important qui contrôle le degré d'ouverture des différentes familles directionnelles de fractures. La fermeture de certaines fractures mal orientées va perturber la connectivité du réseau et empêcher les fluides de circuler dans une partie du réseau fracturé. De plus, l'ouverture préférentielle de certaines familles directionnelles va être un élément majeur à prendre en compte pour le choix des orientations de forages. Des puits sub-horizontaux orientés perpendiculairement aux fractures les plus ouvertes seront nettement plus efficaces que des puits qui recoupent les structures ouvertes selon un angle trop faible.

- Les caractéristiques pétrophysiques des zones de failles sont des paramètres très importants également. Elles confèrent à chaque zone de failles un comportement hydraulique particulier qui peut se traduire par une zone imperméable, une zone de drain ou les deux (voir section I 2.1). La présence de zones imperméables au sein du réseau fracturé permet à la fois de compartimentaliser le réservoir, empêchant ainsi certains blocs structuraux et certaines failles d'être connectés au reste du réservoir, mais également de concentrer les fluides (voir section 8.3 dans l'article de la section II 4, pages 156). Les zones de failles possédant à la fois une structure de drain et de barrière pourraient donc être des candidats potentiels pour être de bonnes zones de production. Elles permettent à la fois de faire circuler efficacement les fluides mais également de les concentrer.

Conclusion

Les travaux présentés dans ce manuscrit se situent dans une problématique générale liée à une meilleure compréhension de la géométrie et de la dynamique de mise en place et de fonctionnement des réservoirs fracturés cristallins situés dans des systèmes extensifs. Dans ce travail de thèse, je me suis particulièrement focalisé sur le paramètre principal contrôlant le comportement hydraulique de ce type de réservoirs : la fracturation. Cette étude repose principalement sur l'analyse structurale d'analogues de terrain. Deux chantiers ont été analysés : le socle protérozoïque d'Al-Mukalla au Yémen, qui est situé sur la marge nord du golfe d'Aden, et le socle hercynien de Catalogne, qui est localisé sur la marge nord-ouest du fossé de Valence.

Les objets d'étude, que sont les réservoirs fracturés, constituent des zones relativement localisées et étroites (généralement restreintes à quelques dizaines de km³), possédant un fort héritage structural et dont l'accès est très limité de par leur enfouissement sous une épaisse couverture sédimentaire. Ces caractéristiques très particulières rendent leur étude difficile et obligent, par conséquent, à suivre une démarche scientifique nouvelle consistant en l'élaboration de méthodes d'investigation et de concepts structuraux adaptés. Les points majeurs qui ressortent de cette thèse quant à l'étude des réservoirs fracturés profonds sont (1) la nécessité de réaliser une analyse approfondie de l'histoire tectonique régionale qu'a subi le socle au cours de sa structuration polyphasée et (2) l'importance de faire des études d'analogues de terrain, qui permettent, à la fois, de contraindre au mieux cette histoire tectonique polyphasée, mais également, de définir des lois de répartition de la fracturation à partir d'une analyse multi-échelle. Cette démarche a été suivie au cours de cette thèse pour l'étude des deux analogues de terrains. Les principaux résultats obtenus sont résumés par la suite, en présentant successivement ceux qui découlent de l'étude régionale, de l'analyse de l'héritage structural et enfin de la compréhension de l'organisation spatiale de la fracturation.

L'étude régionale effectuée dans le cadre des réservoirs fracturés a permis de contribuer à une meilleure compréhension des histoires tectoniques de la région du golfe d'Aden et de la marge catalane :

- Deux systèmes de rifts obliques ont été mis en évidence: (1) les rifts obliques mésozoïques du Yémen, qui se sont localisés le long de grandes zones de cisaillement protérozoïques (i.e. les *Nadj Faults* orientées N130°E) suivant une direction d'extension estimée à N005°E et (2) la marge oblique catalane, d'âge Oligocène supérieur à Miocène inférieur, qui s'est localisée le long de grands chevauchements pyrénéens, suivant une direction d'extension estimée à N120°E.

- Un modèle d'ouverture du golfe d'Aden, qui prend en compte l'hétérogénéité de l'héritage structural se trouvant le long de la marge nord du golfe, a été proposé. Celui-ci permet d'expliquer à la fois les géométries structurales complexes observées sur la marge proximale, mais également la segmentation de premier ordre de la ride d'Aden.

241

La position particulière de ce type de réservoirs dans les socles «anciens», de nature principalement cristalline, requiert une attention accrue sur le rôle de l'héritage structural. Les résultats obtenus au cours de ces travaux suggèrent que la complexité de la géométrie des réseaux de fractures et de leur dynamique de mise en place est largement influencée par la réactivation structurale :

- La dimension des structures héritées est un paramètre influençant fortement les modalités de la réactivation structurale. Les structures d'échelle lithosphérique (i.e. qui affectent le manteau lithosphérique supérieur) vont contrôler l'orientation générale des bassins alors que les structures infra-crustales ne vont perturber que localement les géométries structurales «théoriques». Dans le premier cas, des rifts obliques vont se mettre en place alors que dans le deuxième cas, les structures réactivées vont segmenter le réseau structural et, par endroit, localiser des dépocentres.

- L'obliquité α des structures héritées est également un paramètre important qui va fortement influencer la «compétition» entre réactivation et néo-formation. Un angle critique α , au-dessus duquel une réactivation en failles normales est possible, semble être observé aux alentours de 30°. Une forte obliquité permet, à la fois, une réactivation et une néo-formation importante, alors qu'une faible obliquité a tendance à favoriser la réactivation par rapport à la néo-formation.

- Les réservoirs fracturés correspondent à une échelle qui semble privilégier la réactivation structurale. L'omniprésence, à cette échelle, de discontinuités potentiellement réactivables (i.e. les zones de failles de troisième ordre, les failles mineures, les couloirs fracturés, les filons, les joints...) paraît empêcher la néo-formation de failles idéalement orientées par rapport aux contraintes régionales.

Il est maintenant largement reconnu que certaines propriétés géométriques des réseaux de fractures évoluent aux différentes échelles en suivant des lois de distribution qui permettent ainsi de prédire statistiquement leurs comportements. Une partie de ce travail de thèse a été consacrée à savoir si ces lois pouvaient être appliquées aux socles cristallins, afin de pallier aux lacunes d'informations structurales qui constituent la principale barrière à la modélisation des réservoirs fracturés situés dans le socle :

- Une distribution spatiale homogène (i.e. une distribution des espacements aléatoire ou régulière) et une distribution des longueurs définie par une loi exponentielle négative ont été mises en évidence dans cette étude pour la fracturation primaires des roches cristallines.

- Une distribution spatiale «clusterisée» et une distribution des longueurs définie par une loi de puissance ont été mises en évidence pour les systèmes tectoniques (i.e. les failles).

- Nous avons définis trois ordres de grandeur de zones de failles, allant de l'échelle

pluri-kilométrique à l'échelle pluri-hectométrique. Ces zones de failles possèdent des longueurs, des épaisseurs, des espacements et des rejets caractéristiques qui nous ont permis de proposer un modèle structural de premier ordre, applicable aux systèmes extensifs et donc aux réservoirs fracturés en général.

Références bibliographiques

Abdelsalam, M.G., 1994. The Oko Shear Zone, Sudan: post-accretionary deformation in the Arabian-Nubian Shield. Journal of the Geological Society, London 151, 767-776.

Ackermann, R.V., Schlische, R.W., Withjack, M.O., 2001. The geometric and statistical evolution of normal fault systems: An experimental study of the effects of mechanical layer thickness on scaling laws. Journal of Structural Geology 23, 1803-1819.

Aitchison, J.C., Ali, J.R., Davis, A.M., 2007. When and where did India and Asia collide? Journal of Geophysical Research B: Solid Earth 112, doi:10.1029/2006JB004706.

Al-Saleh, A.M., Boyle, A.P., Mussett, A.E., 1998. Metamorphism and 40Ar/39Ar dating of the Halaban Ophiolite and associated units: Evidence for two-stage orogenesis in the eastern Arabian shield. Journal of the Geological Society 155, 165-175.

Anadon, P., Roca, E. 1996. E1 Geological setting of the Tertiary basins of Northeast Spain. In: Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics (edited by Friend, P. & Dabrio, C. J.). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 43-48.

Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics 25, 139-171.

Banda, E., Santanach, P., 1992. The Valencia trough (western Mediterranean): An overview. Tectonophysics 208, 183-202.

Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimera , J., Roca, E., 1992. Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). Tectonophysics 203, 219-247.

Bellahsen, N., Daniel, J.M., 2005. Fault reactivation control on normal fault growth: An experimental study. Journal of Structural Geology 27, 769-780.

Bellahsen, N., Fournier, M., d'Acremont, E., Leroy, S., Daniel, J.M., 2006. Fault reactivation and rift localization: Northeastern Gulf of Aden margin. Tectonics 25, doi:10.1029/2004TC001626.

Berg, S.S., Skar, T., 2005. Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: Outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah. Journal of Structural Geology 27, 1803-1822.

Beydoun, Z.R., As-Saruri, M.L., Baraba, R.S., 1996. Sedimentary basins of the Republic of Yemen: Their structural evolution and geological characteristics. Revue de l'Institut Français du Pétrole 51, 763-775.

Birse, A.C.R., Bott, W.F., Morrison, J., Samuel, M.A., 1997. The Mesozoic and Early Tertiary tectonic evolution of the Socotra area, eastern Gulf of Aden, Yemen. Marine and Petroleum Geology 14, 675-684.

Bixel. 1987. Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. Pétrographie, minéralogie, géochimie. Cuadernos Geología Ibérica 11, 41-55.

Blasband, B., White, S., Brooijmans, P., De Boorder, H., Visser, W., 2000. Late Proterozoic extensional collapse in the Arabian-Nubian Shield. Journal of the Geological Society 157, 615-628.

Boillot, G. et al. 1987. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, vol. 103, Ocean Drill. Program, College Station, Tex.

Bonini, M., Souriot, T., Boccaletti, M., Brun, J.P., 1997. Successive orthogonal and oblique extension episodes in a rift zone: Laboratory experiments with application to the Ethiopian Rift. Tectonics 16, 347-362.

Bonnet, E., Bour, O., Odling, N.E., Davy, P., Main, I., Cowie, P., Berkowitz, B., 2001. Scaling of fracture systems in geological media. Reviews of Geophysics 39, 347-383.

Bosence, D.W.J., 1997. Mesozoic rift basins of Yemen. Marine and Petroleum Geology 14, 611-616.

Bour, O., Davy, P., 1997. Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. Water Resources Research 33, 1567-1583.

Bour, O., Davy, P., Darcel, C., Odling, N., 2002. A statistical scaling model for fracture network geometry, with validation on a multiscale mapping of a joint network (Hornelen Basin, Norway). Journal of Geophysical Research B: Solid Earth 107, 4-1.

Brannan, J., Gerdes, K.D., Newth, I.R., 1997. Tectono-stratigraphic development of the Qamar basin, Eastern Yemen. Marine and Petroleum Geology 14, 701-730.

Brooijmans, P., Blasband, B., White, S.H., Visser, W.J., Dirks, P., 2003. Geothermobarometric evidence for a metamorphic core complex in Sinai, Egypt. Precambrian Research 123, 249-268.

Brooks, B.A., Allmendinger, R.W., Garrido de la Barra, I., 1996. Fault spacing in the El Teniente Mine, central Chile: Evidence for nonfractal fault geometry. Journal of Geophysical Research 101, 13633-13653.

Brun, J.P., Gapais, D., Cogne, J.P., Ledru, P., Vigneresse, J.L., 1990. The Flamanville Granite (northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. Geological Journal 25, 271-286.

Brun, J.P., Wenzel, F., 1991. Crustal-scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic reflection data. Geology 19, 758-762.

Brun, J.P., Tron, V., 1993. Development of the North Viking Graben: inferences from laboratory modelling. Sedimentary Geology 86, 31-51.

Brun, J.P. 2002. Deformation of the continental lithosphere: Insights from brittle-ductile models. In: Geological Society Special Publication 200, 355-370.

Cabrera, L., Calvet, F. 1996. E8 Onshore Neogene record in NE Spain: Vallès-Penedès and El-Camp half-grabens (NW Mediterranean). In: Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics (edited by Friend, P. & Dabrio, C. J.). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 97-105.

Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure.

Geology 24, 1025-1028.

Castaing, C., Halawani, M.A., Gervais, F., Chilès, J.P., Genter, A., Bourgine, B., Ouillon, G., Brosse, J.M., Martin, P., Genna, A., Janjou, D., 1996. Scaling relationships in intraplate fracture systems related to Red Sea rifting. Tectonophysics 261, 291-314.

Cebriá, J.M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Oyarzun, R., Hertogen, J., Benito, R., 2000. Geochemistry of the Quaternary alkali basalts of Garrotxa (NE Volcanic Province, Spain): a case of double enrichment of the mantle lithosphere. Journal of Volcanology and Geothermal Research 102, 217-235.

Cello, G., Invernizzi, C., Mazzoli, S., Tondi, E., 2001. Fault properties and fluid flow patterns from Quaternary faults in the Apennines, Italy. Tectonophysics 336, 63-78.

Chester, F.M., Logan, J.M., 1986. Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California. Pure and Applied Geophysics PAGEOPH 124, 79-106.

Chester, F.M., Evans, J.P., Biegel, R.L., 1993. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas Fault. Journal of Geophysical Research 98, 771-786.

Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J.J., Bonson, C.G., Nicol, A., Schöpfer, M.P.J., 2009. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. Journal of Structural Geology 31, 117-127.

Choukroune, P. 1995. Déformations et déplacements dans la croûte terrestre. Masson, Paris, p. 226.

Cladouhos, T.T., Marrett, R., 1996. Are fault growth and linkage models consistent with powerlaw distributions of fault lengths? Journal of Structural Geology 18, 281-293.

Clark, R.M., Cox, S.J.D., 1996. A modern regression approach to determining fault displacementlength scaling relationships. Journal of Structural Geology 18, 147-152.

Clifton, A.E., Schlische, R.W., Withjack, M.O., Ackermann, R.V., 2000. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: Results of experimental clay models. Journal of Structural Geology 22, 1491-1509.

Cloos, H., 1922. Tektonik und Magma. Bd. 1 Abh. d. Preuss. Geol. Land. 89.

d'Acremont, E., 2002. De la déchirure continentale à l'accrétion océanique: Ouverture du golfe d'Aden oriental, Ph.D. thesis, 330 pp. Univ. of Paris 6, Paris.

d'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M.O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M., Gente, P., 2005. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data. Geophysical Journal International 160, 869-890.

d'Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Patriat, P., Beslier, M.O., Bellahsen, N., Fournier, M., Gente, P., 2006. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden: Insights from magnetic and gravity data (Encens-Sheba MD117 cruise). Geophysical Journal International 165, 786-803.

Dauteuil, O., Brun, J.P., 1993. Oblique rifting in a slow-spreading ridge. Nature 361, 145-148.

Dauteuil, O., Huchon, P., Quemeneur, F., Souriot, T., 2001. Propagation of an oblique spreading centre: The western Gulf of Aden. Tectonophysics 332, 423-442.

Eagles, G., König, M., 2008. A model of plate kinematics in gondwana breakup. Geophysical Journal International 173, 703-717.

Ellis, A.C., Kerr, H.M., Cornwell, C.P., Williams, D.O., 1996. A tectono-stratigraphic framework for Yemen and its implications for hydrocarbon potential. Petroleum Geoscience 2, 29-42.

Enrique, P., 1990. The Hercynian intrusive rocks of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). Acta Geologica Hispanica 25, 39-64.

Escuder Viruete, J., Carbonell, R., Jurado, M.J., Marti, D., Pérez-Estaun, A., 2001. Two-dimensional geostatistical modeling and prediction of the fracture system in the Albala Granitic Pluton, SW Iberian Massif, Spain. Journal of Structural Geology 23, 2011-2023.

Evans, J.P., Forster, C.B., Goddard, J.V., 1997. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. Journal of Structural Geology 19, 1393-1404.

Evans, K.F., Genter, A., Sausse, J., 2005. Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km at Soultz: 1. Borehole observations. Journal of Geophysical Research B: Solid Earth 110, 1-19.

Færseth, R.B., Knudsen, B.-E., Liljedahl, T., Midbøe, P.S., Søderstrøm, B., 1997. Oblique rifting and sequential faulting in the Jurassic development of the northern North Sea. Journal of Structural Geology 19, 1285-1302.

Fantozzi, P.L., Sgavetti, M. 1998. Tectonic and sedimentary evolution of the eastern Gulf of Aden continental margins: new structural and stratigraphic data from Somalia and Yémen. In: Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden (edited by Purser, B. H. & Bosence, D. W. J.). Chapman & Hall, London, 56-76.

Faugere, E., Brun, J.P., 1984. Modelisation experimentale de la distention continentale (Experimental models of a stretched continental crust). Comptes Rendus des Seances - Academie des Sciences, Serie II 299, 365-370.

Faulkner, D.R., Lewis, A.C., Rutter, E.H., 2003. On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain. Tectonophysics 367, 235-251.

Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. Journal of Structural Geology In press.

Ferrés-Hernàndez, M., 1998. Le complexe granitique alcalin du massif du Cadiretes (Chaînes Côtières Catalanes, NE de l'Espagne): étude pétrologique et géochronologique 40Ar/39Ar et Rb-Sr. Thèse de l'Université de Genève, 198 pp.

Fontboté, F.M., Guimerà, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P., Fernandez-Ortigosa, F., 1990. The Cenozoic geodynamic evolution of the València trough (Western Mediterranean). Rev. Soc. Geol. Espana 3, 249-259.

Fournier, M., Patriat, P., Leroy, S., 2001. Reappraisal of the Arabia-India-Somalia triple junction kinematics. Earth and Planetary Science Letters 189, 103-114.

Fournier, M., Bellahsen, N., Fabbri, O., Gunnell, Y., 2004. Oblique rifting and segmentation of the NE Gulf of Aden passive margin. Geochemistry Geophysics Geosystems 5, 1-24.

Gaina, C., Müller, R.D., Brown, B., Ishihara, T., Ivanov, S., 2007. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica. Geophysical Journal International 170, 151-169.

Gaspar-Escribano, J.M., Ter Voorde, M., Roca, E., Cloetingh, S., 2003. Mechanical (de-)coupling of the lithosphere in the Valencia Trough (NW Mediterranean): What does it mean? Earth and Planetary Science Letters 210, 291-303.

GDR-surveying team and the Dept. of G. & M.E. 1987. Geological map of Republic of Yemen (1:100 000).

Genna, A., Nehlig, P., Le Goff, E., Guerrot, C., Shanti, M., 2002. Proterozoic tectonism of the Arabian Shield. Precambrian Research 117, 21-40.

Genter, A., Castaing, C., 1997. Scale effects in the fracturing of granite. Effets d'échelle dans la fracturation des granites 325, 439-445.

Genter, A., 2000. Over 10 years of geological investigations within the HDR Soultz project, France. Proceedings, World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan.

Géraud, Y., Diraison, M., Orellana, N., 2006. Fault zone geometry of a mature active normal fault: A potential high permeability channel (Pirgaki fault, Corinth rift, Greece). Tectonophysics 426, 61-76.

Géraud, Y., Rosener, M., Surma, F., Place, J., Le Garzic, E., Diraison, M., 2010. Physical properties of fault zones within a granite body: Example of the Soultz-sous-Forêts geothermal site. Comptes Rendus Geoscience 342, 566-574.

Gillespie, P.A., Howard, C.B., Walsh, J.J., Watterson, J., 1993. Measurement and characterisation of spatial distributions of fractures. Tectonophysics 226, 113-141.

Gillespie, P.A., Walsh, J.J., Watterson, J., Bonson, C.G., Manzocchi, T., 2001. Scaling relationships of joint and vein arrays from The Burren, Co. Clare, Ireland. Journal of Structural Geology 23, 183-201.

Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A., Carbon, D., 1999. Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. Tectonophysics 308, 487-502.

Higgins, R.I., Harris, L.B., 1997. The effect of cover composition on extensional faulting above re-activated basement faults: results from analogue modelling. Journal of Structural Geology 19, 89-98.

Holden, A., Kerr, H.M., 1997. A subsurface lithostratigraphic division of the Hauterivian to Aptian, Furt (informal) and Qishn Formations, Yemen. Marine and Petroleum Geology 14, 631-642.

Huchon, P., Khanbari, K., 2003. Rotation of the syn-rift stress field of the northern Gulf of Aden margin, Yemen. Tectonophysics 364, 147-166.

Illies, J.H., 1981. Mechanism of graben formation. Tectonophysics 73, 249-266.

Jaeger, J.C., Cook, G. 1979. Fundamentals of Rock Mechanics. Chapman & Hall, London, p. 593.

Jestin, F., Huchon, P., Gaulier, J.M., 1994. The Somalia Plate and the East African Rift system: present-day kinematics. Geophysical Journal International 116, 637-654.

Johnson, P.R., Stewart, I.C.F., 1996. Early Precambrian gneiss terranes and Pan-African island arcs in Yemen: Crustal accretion of the eastern Arabian Shield. Geology 24, 1055-1056.

Johnston, J.D., McCaffrey, K.J.W., 1996. Fractal geometries of vein systems and the variation of scaling relationships with mechanism. Journal of Structural Geology 18, 349-358.

Jolley, S.J., Barr, D., Walsh, J.J., Knipe, R.J. 2007. Structurally complex reservoirs: An introduction. In: Geological Society Special Publication 292, 1-24.

Khanbari, K., 2000. Propagation d'un rift océanique: le Golfe d'Aden. Ses effets structuraux sur la marge Yéménite. Thèse de doctorat de l'Université Paris-Sud (325 pages).

Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. Journal of Structural Geology 26, 503-517.

Ledésert, B., Dubois, J., Genter, A., Meunier, A., 1993a. Fractal analysis of fractures applied to Soultz-sous-Forets hot dry rock geothermal program. Journal of Volcanology and Geothermal Research 57, 1-17.

Ledésert, B., Dubois, J., Velde, B., Meunier, A., Genter, A., Badri, A., 1993b. Geometrical and fractal analysis of a three-dimensional hydrothermal vein network in a fractured granite. Journal of Volcanology and Geothermal Research 56, 267-280.

Ledésert, B., Hébert, R.L., Grall, C., Genter, A., Dezayes, C., Bartier, D., Gérard, A., 2009. Calcimetry as a useful tool for a better knowledge of flow pathways in the Soultz-sous-Forêts Enhanced Geothermal System. Journal of Volcanology and Geothermal Research 181, 106-114.

Lepvrier, C., Fournier, M., Bérard, T., Roger, J., 2002. Cenozoic extension in coastal Dhofar (southern Oman): Implications on the oblique rifting of the Gulf of Aden. Tectonophysics 357, 279-293.

Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., d'Acremont, E., Patriat, P., Beslier, M.O., Bellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., Al-Kathiri, A., Merkouriev, S., Fleury, J.M., Ruellan, P.Y., Lepvrier, C., Huchon, P., 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: A geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin. Terra Nova 16, 185-192.

Lezzar, K.E., Tiercelin, J.J., LeTurdu, C., Cohen, A.S., Reynolds, D.J., LeGall, B., Scholz,
C.A., 2002. Control of normal fault interaction on the distribution of major Neogene sedimentary depocenters, Lake Tanganyika, East African rift. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 86, 1027-1059.

Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. Precambrian Research 160, 179-210.

Long, J.C.S., Witherspoon, P.A., 1985. The relationship of the degree of interconnection to permeability in fracture networks. Journal of Geophysical Research 90, 3087-3098.

Maillard, A., Mauffret, A., Watts, A.B., Torné, M., Pascal, G., Buhl, P., Pinet, B., 1992. Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). Tectonophysics 203, 57-75.

Mandelbrot, B. 1972. The fractal geometry of nature. W.H. Freeman and Company, New-York, p.

Manighetti, I., Tapponnier, P., Courtillot, V., Gruszow, S., Gillot, P.Y., 1997. Propagation of rifting along the Arabia-Somalia plate boundary: The Gulfs of Aden and Tadjoura. Journal of Geophysical Research B: Solid Earth 102, 2681-2710.

Mapa geològic comarcal de Catalunya 1:50 000. 2005-2009. Institut Geològic de Catalunya.

Mapa geològic de Catalunya 1:250 000. deuxième édition 2002. Institut Geològic de Catalunya.

Martí, J., Mitjavila, J., Roca, E., Aparicio, A., 1992. Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western mediterranean): Relationship between structural evolution and volcanism. Tectonophysics 203, 145-165.

Martinez Del Olmo, W. 1996. E3 Depositional sequences in the Gulf of Valencia Tertiary basin. In: Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics (edited by Friend, P. & Dabrio, C. J.). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 55-67.

Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics 126, 329-374.

McCaffrey, K.J.W., Sleight, J.M., Pugliese, S., Holdsworth, R.E. 2003. Fracture formation and evolution in crystalline rocks: Insights from attribute analysis. In: Geological Society Special Publication 214, 109-124.

McClay, K.R., White, M.J., 1995. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. Marine and Petroleum Geology 12, 137-151.

Meert, J.G., 2003. A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana. Tectonophysics 362, 1-40.

Micarelli, L., Moretti, I., Daniel, J.M., 2003. Structural properties of rift-related normal faults: The case study of the Gulf of Corinth, Greece. Journal of Geodynamics 36, 275-303.

Micarelli, L., Moretti, I., Jaubert, M., Moulouel, H., 2006. Fracture analysis in the south-western Corinth rift (Greece) and implications on fault hydraulic behavior. Tectonophysics 426, 31-59.

Michon, L., Sokoutis, D., 2005. Interaction between structural inheritance and extension direction during graben and depocentre formation: An experimental approach. Tectonophysics 409, 125-146.

Morellato, C., Redini, F., Doglioni, C., 2003. On the number and spacing of faults. Terra Nova 15, 315-321.

Morley, C.K., Haranya, C., Phoosongsee, W., Pongwapee, S., Kornsawan, A., Wonganan, N., 2004. Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: Examples from the rifts of Thailand. Journal of Structural Geology 26, 1803-1829.

Odling, N.E., 1997. Scaling and connectivity of joint systems in sandstones from western Norway. Journal of Structural Geology 19, 1257-1271.

Odling, N.E., Gillespie, P., Bourgine, B., Castaing, C., Chilés, J.P., Christensen, N.P., Fillion, E., Genter, A., Olsen, C., Thrane, L., Trice, R., Aarseth, E., Walsh, J.J., Watterson, J., 1999. Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractured hydrocarbon reservoirs. Petroleum Geoscience 5, 373-384.

Ouillon, G., Castaing, C., Sornette, D., 1996. Hierarchical geometry of faulting. Journal of Geophysical Research 101, 5477-5487.

Peacock, D.C.P., Knipe, R.J., Sanderson, D.J., 2000. Glossary of normal faults. Journal of Structural Geology 22, 291-305.

Pickering, G., Bull, J.M., Sanderson, D.J., 1995. Sampling power-law distributions. Tectonophysics 248, 1-20.

Place, J., Diraison, M., Naville, C., Géraud, Y., Schaming, M., Dezayes, C., 2010. Decoupling of deformation in the Upper Rhine Graben sediments. Seismic reflection and diffraction on 3-component Vertical Seismic Profiling (Soultz-sous-Forêts area). Comptes Rendus - Geoscience 342, 575-586.

Platel, J.P., Roger, J., 1989. Geodynamic evolution of Dhofar (Sultanate of Oman) during Cretaceous and Tertiary in relation with the Gulf of Aden opening. Evolution geodynamique du Dhofar (Sultanat d'Oman) pendant le Crétacé et le Tertiaire en relation avec l'ouverture du golfe d'Aden 5, 253-263.

Poulimenos, G., 2000. Scaling properties of normal fault populations in the western Corinth Graben, Greece: Implications for fault growth in large strain settings. Journal of Structural Geology 22, 307-322.

Pous, J., Solé Sugrañes, L., Badiella, P., 1990. Estudio geoeléctrico de la depresión de la Selva (Girona). Acta Geologica Hispanica 25, 261-369.

Price, N.J., Cosgrove, J.W. 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, p. 502.

Quick, J.E., 1991. Late Proterozoic transpression on the Nabitah fault system-implications for the

assembly of the Arabian Shield. Precambrian Research 53, 119-147.

Raval, U., Veeraswamy, K., 2003. India-Madagascar separation: Breakup along a pre-existing mobile belt and chipping of the Craton. Gondwana Research 6, 467-485.

Redfern, P., Jones, J.A., 1995. The interior rifts of Yemen - Analysis of basin structure and stratigraphy in a regional plate tectonic context. Basin Research 7, 337-356.

Reston, T.J., 2009. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis. Tectonophysics 468, 6-27.

Richard, P., 1991. Experiments on faulting in a two-layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique-slip. Journal of Structural Geology 13, 459-469.

Roca, E., Guimerà , J., 1992. The Neogene structure of the eastern Iberian margin: Structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). Tectonophysics 203, 203-218.

Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). Tectonophysics 315, 209-229.

Rosener, M., 2007. Etude pétrophysique et modélisation des effets des transferts thermiques entre roche et fluide dans le contexte géothermique de Soultz-sous-Forêts. Thèse de Doctorat de l'Université de Strasbourg, 204.

Royer, J.Y., Coffin, M.F., 1992. Jurassic to Eocene plate tectonic reconstructions in the Kerguelen Plateau region. Proc., scientific results, ODP, Leg 120, central Kerguelen Plateau, 917-928.

Salas, R., Casas, A., 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. Tectonophysics 228, 33-55.

Sanders, C.A.E., Fullarton, L., Calvert, S. 2003. Modelling fracture systems in extensional crystalline basement. In: Geological Society Special Publication 214, 221-236.

Sausse, J., Fourar, M., Genter, A., 2006. Permeability and alteration within the Soultz granite inferred from geophysical and flow log analysis. Geothermics 35, 544-560.

Schettino, A., Scotese, C.R., 2005. Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma to the present day): A palaeomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions. Geophysical Journal International 163, 727-759.

Schlische, R.W., Young, S.S., Ackermann, R.V., Gupta, A., 1996. Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. Geology 24, 683-686.

Scholz, C.H., 1987. Wear and gouge formation in brittle faulting. Geology 15, 493-495.

Schultz, R.A., Soliva, R., Fossen, H., Okubo, C.H., Reeves, D.M., 2008. Dependence of displacement-length scaling relations for fractures and deformation bands on the volumetric changes across them. Journal of Structural Geology 30, 1405-1411.

Schulz, S.E., Evans, J.P., 1998. Spatial variability in microscopic deformation and composition of the Punchbowl fault, southern California: implications for mechanisms, fluid-rock interaction, and fault morphology. Tectonophysics 295, 223-244.

Schumacher, M.E., 2002. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. Tectonics 21, 6-1.

Schutter, S.R. 2003. Occurrences of hydrocarbons in and around igneous rocks. In: Hydrocarbons in Crystalline Rocks (edited by Petford, N. & McCaffrey, J. W.) 214. Geological Society, London, Special Publications, 35-68.

Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. The Geological Society of London, Special publications 156, 15-36.

Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society, London 133, 191-213.

Soliva, R., Benedicto, A., 2005. Geometry, scaling relations and spacing of vertically restricted normal faults. Journal of Structural Geology 27, 317-325.

Soliva, R., Benedicto, A., Maerten, L., 2006. Spacing and linkage of confined normal faults: Importance of mechanical thickness. Journal of Geophysical Research B: Solid Earth 111, p. B01402 10.1029/2004JB003507.

Soliva, R., Schulz, R.A., 2008. Distributed and localized faulting in extensional settings: Insight from the north Ethiopian Rift-Afar transition area. Tectonics 27, TC2003 10.1029/2007TC002148.

Stoeser, D.B., Camp, V.E., 1985. Pan-African microplate accretion of the Arabian Shield. Geological Society of America Bulletin 96, 817-826.

Tassone, A., Roca, E., Muñoz, J.A., Cabrera, L., Canals, M., 1994. Evolución del sector septentrional del margen catalán durante el Cenozoico. Acta Geologica Hispanica 29, 3-37.

Tron, V., Brun, J.P., 1991. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. Tectonophysics 188, 71-84.

Tsige, L., Abdelsalam, M.G., 2005. Neoproterozoic-Early Paleozoic gravitational tectonic collapse in the southern part of the Arabian-Nubian Shield: The Bulbul Belt of southern Ethiopia. Precambrian Research 138, 297-318.

Twiss, R.J., Moores, E.M. 2007. Structural Geology, 2nd edition. W.H. Freeman, New York, p. 736.

Velde, B., Dubois, J., Moore, D., Touchard, G., 1991. Fractal patterns of fractures in granites. Earth and Planetary Science Letters 104, 25-35.

Vetel, W., Le Gall, B., Walsh, J.J., 2005. Geometry and growth of an inner rift fault pattern: The Kino Sogo Fault Belt, Turkana Rift (North Kenya). Journal of Structural Geology 27, 2204-2222.

Watchorn, F., Nichols, G.J., Bosence, D.W.J. 1998. Rift-related sedimentation and stratigraphy,

southern Yemen (Gulf of Aden). In: Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden (edited by Purser, B. H. & Bosence, D. W. J.). Chapman & Hall, London, 165-192.

Watterson, J., Walsh, J.J., Gillespie, P.A., Easton, S., 1996. Scaling systematics of fault sizes on a large-scale range fault map. Journal of Structural Geology 18, 199-214.

Whitehouse, M.J., Windley, B.F., Ba-Bttat, M.A.O., Fanning, C.M., Rex, D.C., 1998. Crustal evolution and terrane correlation in the eastern Arabian Shield, Yemen: Geochronological constraints. Journal of the Geological Society 155, 281-295.

Whitehouse, M.J., Windley, B.F., Stoeser, D.B., Al-Khirbash, S., Ba-Bttat, M.A.O., Haider, A., 2001. Precambrian basement character of Yemen and correlations with Saudi Arabia and Somalia. Precambrian Research 105, 357-369.

Windley, B.F., Whitehouse, M.J., Ba-Bttat, M.A.O., 1996. Early Precambrian gneiss terranes and Pan-African island arcs in Yemen: Crustal accretion of the eastern Arabian Shield. Geology 24, 131-134.

Withjack, M.O., Jamison, W.R., 1986. Deformation produced by oblique rifting. Tectonophysics 126, 99-124.

Withjack, M.O., Callaway, S., 2000. Active normal faulting beneath a salt layer: An experimental study of deformation patterns in the cover sequence. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 84, 627-651.

Yielding, G., Walsh, J.J., Watterson, J., 1992. The Prediction of Small-scale Faulting. First Break 10.

Annexes

I. Datations du socle protérozoïque d'Al-Mukalla (Yémen)

Des datations du socle protérozoïque d'Al-Mukalla ont été réalisées au CRPG de Nancy en collaboration avec Stéphanie Duchêne (maintenant à l'Université de Toulouse). Des datations Sm/ Nd sur roche totale ont été réalisées sur 6 échantillons : 3 basaltes appartenant au socle indifférencié, 1 syénite du complexe de Malaqi et 2 granites du complexe d'Al-Mukalla (Annexe 1, Annexe 2 et Annexe 3). Des datations U/Pb sur zircons ont également été réalisées sur les trois intrusions des complexes de Malaqi et d'Al-Mukalla (Annexe 5 et Annexe 6).

Il ne s'agit, pour le moment, que de résultats préliminaires. Un traitement supplémentaire des résultats et une interprétation par rapport au cadre géologique régionale seront l'objet de travaux futurs.



I 1. Localisation des échantillons datés

Annexe 1. Le socle protérozoïque d'Al-Mukalla (d'après les cartes géologiques au 1/100000 de la république du Yémen, GDR-surveying team and the Dept. of G. & M.E., 1987). Les 6 échantillons datés sont localisés avec leur numéro d'identification respectif: les 3 basaltes du socle indifférencié, la syénite du complexe de Malaqi, le granite de Burum du complexe d'Al-Mukalla et le granite alcalin également du complexe d'Al-Mukalla.

I 2. Résultats des datations de Sm/Nd sur roche totale

Sample	Lithology	Terrane	Sm ppm	Nd ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	$^{143}\mathrm{Nd}/^{144}\mathrm{Nd}$	tDM (Ga)	εNd		
<i>This study</i>										
Y7 11 01	granite	Al-Mukalla	4,220	22,885	0,1111	0,512444	1,049	-3,784		
Y7 31 37	syenite	Al-Mukalla	2,962	15,952	0,1119	0,512283	1,297	-6,925		
Y7 34 41	basalt	Al-Mukalla	8,589	45,468	0,1139	0,512324	1,260	-6,125		
Y7 43 52	basalt	Al-Mukalla	3,579	15,301	0,1410	0,512612	1,127	-0,507		
Y7 72 19	basalt	Al-Mukalla	2,039	8,048	0,1527	0,512560	1,472	-1,522		
Y7 78 32	alkaline granite	Al-Mukalla	8,276	43,572	0,1145	0,512410	1,136	-4,448		
Whitehouse et al., 2001										
MJG76-19B	granite-gneiss	Abas	6,014	31,68	0,1147	0,511793	2,01			
MJG76-24	granite dyke	Abas	4,087	21,77	0,1135	0,512108	1,51			
MJG76-25	granite gneiss	Abas	5,661	34,26	0,0999	0,511725	1,84			
MJG76-29A	granite	Abas	15,99	73,08	0,1323	0,51263	1,38			
MJG76-32A	granite	Abas	7,582	37,7	0,1216	0,512348	1,25			
MJG76-10	metased	Abas	3.71	19.97	0.1182	0.512107	1.59			
MJG76-23	metased	Abas	2,227	10,67	0,1261	0,511224	3,29			
MJG76-23 rpt	metased	Abas	2,155	10,35	0,1258	0,511271	3,19			
MJG76-31	metased	Abas	2,831	17,68	0,0968	0,512305	10,3			
MJG76-34	granite gneiss	Al-Bavda	1.196	6.521	0.1109	0.512414	1.02			
MJG76-36A	granite dyke	Al-Bayda	4,533	29,86	0,0917	0,511622	1,85			
MJG76-42A	diorite	Al-Bayda	3,768	15,75	0,1446	0,511971	2,51			
MJG76-43	diorite	Al-Bavda	4.042	19.61	0.1246	0.511433	2.87			
MJG76-52C	augen gneiss	Al-Bavda	0.843	4.237	0.1202	0.512078	1.66			
MJG76-53A	granite gneiss	Al-Bavda	5.036	23.53	0.1293	0.512081	1.84			
MJG76-53C	granite gneiss	Al-Bavda	2.531	13.3	0.115	0.511783	2.04			
MJG76-49B	metased	Al-Bavda	6.487	30.89	0.127	0.511961	2			
MJG76-57A	metased	Al-Bayda	4,762	16,66	0,1728	0,512789	1,12			
Windlev et al., 19	996	-								
Y92-7/5	migmatitic gneiss	Abas	2,989	13.73	0.1316	0.511852	2.33			
Y92-7/7	migmatitic gneiss	Abas	2.74	13.93	0 1189	0 511819	2.06			
Y92-9/1	granitic gneiss	Abas	5.75	34.91	0.0996	0.511703	1.87			
Y92-12A/2	granitic gneiss	Abas	5.198	27.03	0.1162	0.511909	1.87			
Y92-15/1	granitic gneiss	Abas	10.53	52.19	0.122	0.512086	1.68			
Y92-15/5	augen gneiss	Abas	8.926	43.48	0.1241	0.512092	1.72			
Y92-47/1	granitic gneiss	Al-Mahfidh	12.95	60.92	0.1285	0.512102	1.79			
Y92-48/1	granitic gneiss	Al-Mahfidh	2.396	16.81	0.0862	0.512035	1.27			
Y92-48/3	granitic gneiss	Al-Mahfidh	3.243	16.42	0.1194	0.511789	2.13			
Y92-49/1	granitic gneiss	Al-Mahfidh	4.816	34.48	0.1058	0.511068	2.88			
Y92-49/2	granitic gneiss	Al-Mahfidh	3,559	16.53	0.1088	0.511019	3.04			
Y92-50/1	granitic gneiss	Al-Mahfidh	3.221	18.51	0.1052	0.511108	2.81			
Y92-51/1	granitic gneiss	Al-Mahfidh	3.316	16.73	0.1198	0.511322	2.9			
Y92-52/1	leucogranite	Al-Mahfidh	3.541	19.67	0.0844	0.510675	2.87			
BY15E	granitic gneiss	Al-Mahfidh	9,002	61,41	0,0886	0,511629	1,79			
BY21	granitic gneiss	Al-Mahfidh	4,51	23,1	0,118	0,511773	2,12			
BY30A	granitic gneiss	Al-Mahfidh	3.697	30.25	0.0738	0.510596	2.73			
BY30B	granitic gneiss	Al-Mahfidh	1.628	10.42	0.0944	0.510903	2.82			
BY36B	granitic gneiss	Al-Mahfidh	0,373	2,03	0,1109	0,511214	2,81			
BY92	granitic gneiss	Al-Mahfidh	16,59	73,07	0,1372	0,511648	2,92			
Y92-19/1	gabbro	Al-Bavda	1.48	5.421	0.1651	0.512715	1.19			
Y92-34/1	granite	Al-Bavda	11.34	51.45	0.1333	0.511772	2.54			
Y92-35/1	granite	Al-Bavda	2.679	14.79	0.1095	0.51168	2.08			
Y92-37/1	granite	Al-Bayda	15,03	87,68	0,1036	0,511621	2,05			
Y92-39/1	granite	Al-Bayda	3,464	22,08	0,0948	0,511546	1,99			

Annexe 2. Tableau récapitulatif des résultats isotopiques du Sm et du Nd pour le socle protérozoïque du Yémen. Les résultats pour le «terrane» d'Al-Mukalla proviennent de notre étude. En comparatif, les résultats des «terranes» d'Abas, d'Al-Bayda et d'Al-Mahfidh sont reportés (Windley et al., 1996; Whitehouse et al., 2001).



Annexe 3. Ages modèles du Sm/Nd, selon la méthode de DePaolo (1981), obtenus dans notre étude pour le «terrane» d'Al-Mukalla. Les lignes grises correspondent aux échantillons Y7 011 01, Y7 031 37, Y7 034 41, Y7 043 52, Y7 072 19 et Y7 078 32. La ligne noire correspond au modèle d'évolution du manteau appauvri. La ligne pointillée noire correspond au modèle d'évolution à partir des condrites (CHUR).



Annexe 4. Ages modèles du Sm/Nd, selon la méthode de DePaolo (1981), obtenus par Windley et al. (1996) et Whitehouse et al. (2001) pour les «terranes» d'Abas, d'Al-Bayda et d'Al-Mahfidh. La ligne noire correspond au modèle d'évolution du manteau appauvri. La ligne pointillée noire correspond au modèle d'évolution à partir des condrites (CHUR)

I 3. Résultats préliminaires des datations U/Pb sur zircons

S	Ratios						Ages (Ma)	Ages (Ma)			
Samples	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm \sigma$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm \sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm \sigma$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm \sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm \sigma$	
V7 011 01 1d*	0.0653	0.0002	0.0773	0.0024	0.6219	0.0198	480	14	491	12	
V7 011 01-3d*	0.0601	0,0002	0.0868	0.0024	0,6984	0.0231	536	17	538	14	
Y7 011 01-4d*	0.0687	0.0013	0.0732	0.0026	0,5988	0.0338	455	16	476	21	
Y7 011 01-5d*	0.0590	0,0002	0.0821	0.0025	0.6583	0.0206	509	15	514	13	
V7 011 01-6d	0 1271	0.0057	0.0707	0.0045	0.5385	0.0963	441	27	437	62	
Y7 011 01-7d*	0.0819	0,0012	0.0719	0.0024	0,5503	0.0297	447	14	458	19	
Y7 011 01-8d*	0.0652	0,0003	0.0725	0.0024	0,5770	0.0207	451	15	463	13	
Y7 011 01-9d*	0.0775	0.0011	0 0732	0.0026	0.5875	0.0305	455	16	469	19	
Y7 011 01-10d*	0.0696	0,0006	0.0697	0.0022	0,5651	0.0200	435	13	455	13	
Y7 011 01-11d	0.0913	0.0021	0.0867	0.0028	0 7093	0.0465	536	16	544	27	
Y7 011 01-14d	0.0946	0.0033	0.0623	0.0020	0.5012	0.0462	390	12	413	31	
Y7 011 01-17d*	0.0589	0.0001	0.0830	0.0026	0.6609	0.0207	514	15	515	13	
Y7 011 01-18d	0.1004	0.0041	0.0586	0.0029	0.4905	0.0563	367	18	405	38	
Y7 011 01-19d*	0.1110	0.0009	0.0475	0.0016	0.3957	0.0166	299	10	339	12	
Y7 011 01-20d*	0.0736	0.0011	0.0724	0.0024	0.5814	0.0269	451	15	465	17	
Y7 011 01-23d*	0.0725	0.0024	0.0478	0.0022	0.3926	0.0280	301	14	336	20	
Y7 011 01-24d*	0,0633	0,0004	0,0707	0,0025	0,5795	0,0219	440	15	464	14	
Y7 011 01-26d	0.0772	0.0025	0.0848	0.0027	0.6835	0.0545	525	16	529	32	
Y7 011 01-27d	0.0749	0.0033	0.0892	0.0031	0.6855	0.0749	551	18	530	44	
Y7 011 01-28d	0,0791	0,0021	0,0786	0,0025	0,6240	0,0492	488	15	492	30	
Y7 011 01-31d*	0,0602	0,0007	0,0893	0,0028	0,7140	0,0273	552	16	547	16	
Y7 031 37-6C-m	0,0695	0,0004	0,1134	0,0015	1,0378	0,0180	692	9	723	9	
Y7 031 37-7C-m	0,0782	0,0013	0,1170	0,0050	1,2473	0,0580	713	29	822	26	
Y7 031 37-9C	0,0717	0,0007	0,1187	0,0055	1,1343	0,0550	723	32	770	26	
Y7 031 37-10C-m	0,0751	0,0008	0,1217	0,0056	1,2446	0,0596	740	32	821	27	
Y7 031 37-14C-m	0,0685	0,0007	0,1179	0,0048	1,0858	0,0457	719	27	746	22	
Y7 031 37-15C	0,0648	0,0004	0,1167	0,0042	1,0387	0,0382	712	24	723	19	
Y7 031 37-19C	0,0677	0,0006	0,1092	0,0054	0,9968	0,0508	668	32	702	25	
Y7 031 37-20C-m	0,0688	0,0013	0,1179	0,0053	1,0880	0,0554	719	31	748	27	
Y7 031 37-21C	0,0691	0,0008	0,1086	0,0033	1,0269	0,0341	665	19	717	17	
Y7 031 37-27C	0,1095	0,0018	0,1059	0,0038	1,2519	0,0570	649	22	824	25	
Y7 031 37-30C-m	0,0923	0,0015	0,1173	0,0050	1,2320	0,0857	715	29	815	38	
Y7 031 37-33C	0,0755	0,0008	0,1155	0,0052	1,1756	0,0550	705	30	789	25	
Y7 031 37-37C-m	0,0769	0,0011	0,1167	0,0038	1,2239	0,0444	712	22	812	20	
Y7 031 37-1C	0,0687	0,0013	0,1073	0,0051	0,9569	0,0529	657	30	682	27	
Y7 031 37-4C-m	0,0664	0,0013	0,1112	0,0068	0,9862	0,0659	679	39	697	33	
Y7 031 37-6C-b*	0,0671	0,0005	0,1109	0,0043	1,0156	0,0406	678	25	712	20	
Y7 031 37-11C-b*	0,0659	0,0006	0,1136	0,0043	1,0136	0,0399	693	25	711	20	
Y7 031 37-14C-b*	0,0684	0,0008	0,1056	0,0045	0,9052	0,0419	647	26	655	22	
Y7 031 37-20C-b*	0,0742	0,0014	0,1080	0,0037	0,9510	0,0496	661	22	679	25	
Y7 031 37-30C-b*	0,0697	0,0004	0,1161	0,0060	1,1125	0,0574	708	34	759	27	
Y7 031 37-37C-b*	0,0705	0,0004	0,1201	0,0048	1,1589	0,0476	731	28	781	22	
Y7 031 37-4C-b*	0,0646	0,0004	0,1130	0,0046	0,9836	0,0406	690	26	695	21	
Y7 078 32-29A-M*	0,0694	0,0011	0,0870	0,0027	0,7249	0,0309	538	16	554	18	
Y7 078 32-26A1	0,0733	0,0014	0,0879	0,0033	0,7769	0,0413	543	20	584	23	
Y7 078 32-26A2	0,0786	0,0004	0,1906	0,0072	2,0459	0,0777	1125	39	1131	26	
Y7 078 32-5A-b	0,0657	0,0003	0,0952	0,0023	0,8196	0,0211	586	14	608	12	
Y7 078 32-2A	0,0849	0,0020	0,1163	0,0020	1,3408	0,0397	709	11	864	17	
Y7 078 32-1a	0,0681	0,0007	0,0828	0,0020	0,7450	0,0198	513	12	565	11	
Y7 078 32-36A-b*	0,0728	0,0005	0,0725	0,0019	0,6069	0,0178	451	12	482	11	
Y7 078 32-18A*	0,0603	0,0004	0,0899	0,0014	0,7408	0,0127	555	8	563	7	
Y7 078 32-35A*	0,0608	0,0002	0,0870	0,0015	0,7108	0,0125	538	9	545	7	
Y7 078 32-12A-m	0,1758	0,0091	0,0333	0,0041	0,4500	0,0756	211	25	377	52	
Y7 078 32-11A*	0,0649	0,0012	0,0891	0,0026	0,7260	0,0295	550	15	554	17	
Y7 078 32-9A*	0,0838	0,0019	0,0633	0,0018	0,5524	0,0260	396	11	447	17	
Y7 078 32-6A*	0,0628	0,0004	0,0852	0,0022	0,7101	0,0194	527	13	545	11	

Annexe 5. Tableau récapitulatif des résultats isotopiques U/Pb pour le «terrane» d'Al-Mukalla (socle protérozoïque du Yémen). Les échantillons marqués d'une * ont été utilisés pour construire les diagrammes concordia/discordia de la Annexe 6.



Annexe 6. Diagrammes concordia/discordia U/Pb, pour les échantillons du «terrane» d'Al-Mukalla, et histogrammes de répartition des âges.

1 1. MESURES PÉTROPHYSIQUES

Deux zones de failles de troisième ordre ont été sélectionnées pour effectuer des mesures de perméabilité et de porosité sur des échantillons sélectionnés au sein de la zone endommagée. Ceci a été réalisé pour étudier les propriétés physiques des zones de failles afin d'avoir à une meilleure compréhension du potentiel drainant de ces zones fracturés. Une étude minéralogique détaillée et une analyse tri-dimensionnelle de la géométrie du réseau poreux aurait été nécessaire pour interpréter ces résultats. Je n'ai pas eut le temps de réaliser cette analyse complète et présente donc, dans ces annexes, uniquement des résultats de pétrophysique sans interprétation.

1 1.1. Les sites d'échantillonnage

Les failles de la Terra Negra et de Vallpresona ont été choisies pour réaliser les mesures pétrophysiques. L'Annexe 7 et l'Annexe 8 localisent les échantillons le long de chaque zone de failles.



Annexe 7. Zone de faille de troisième ordre de Vallpresona. (a) Panorama des deux affleurements constituant cette zone de faille. Au premier plan, l'affleurement VAL4 qui correspond aux failles mineures conjuguées de la failles principale. Au deuxième plan, l'affleurement VAL3 qui correspond à la faille principale. (b) et (c) localisent les échantillons de chaque affleurement, respectivement VAL4 et VAL3.



Annexe 8. Zone de faille de troisième ordre de la Terra Negra. Les échantillons utilisés pour les mesures de pétrophysiques sont localisés.



1 1.2. La perméabilité et la porosité

Annexe 9. Diagrammes de porosité à l'eau (a) et de perméabilité au gaz (b) pour différents échantillons prélevés dans les coeurs de failles et les zones endommagées des failles de Terra Negra et de Vallpresona. Chaque croix correspond à une mesure effectuée sur des carottes d'un même échantillon. (c) Exemple expliquant la construction des «barres» représentants l'hétérogénéité des valeurs et des «boîtes moyennées» représentant les familles principales de valeurs.

1 1.3. Perméabilité vs porosité



Annexe 10. Relation porosité/perméabilité.

Résumé

La découverte de nombreux réservoirs fracturés dans le socle, aussi bien aquifères que pétroliers, a considérablement relancé, depuis plusieurs années, l'intérêt porté sur l'étude de la fracturation du socle. L'analyse d'analogues de terrain est donc nécessaire pour mieux comprendre les relations d'échelles qui caractérisent la géométrie des systèmes fracturés, dans le but de guider l'interprétation des données régionales et leur extrapolation à d'autres échelles.

Une cartographie multi-échelle des systèmes fracturés, mis en place en contexte extensif dans les socles cristallins du Yémen (pan-africain) et de Catalogne (hercynien), a été décrite à travers des analyses statistiques : directions, longueurs, espacements, densité et distribution spatiale. Le réservoir fracturé analogue est défini suivant un modèle à double porosité dans lequel les systèmes tectoniques et les systèmes de joints correspondent respectivement à la « colonne vertébrale » et à la matrice du réservoir. Ces deux entités montrent des propriétés géométriques, réservoirs et d'échelles contrastées. Dans les systèmes tectoniques, les géométries multi-échelles sont « auto-similaires » (« self-similar »), les réseaux de fractures montrent des comportements fractals (distribution des longueurs en loi de puissance et espacement en amas), et les zones de failles présentent une organisation hiérarchique des paramètres géométriques comme la longueur, l'épaisseur ou l'espacement. Trois ordres de grandeur de zones de failles et de tailles de blocs ont été définis de l'échelle pluri-kilométrique à l'échelle pluri-hectométrique, où les zones de failles de même dimension sont régulièrement espacées entre deux zones de failles d'ordre supérieur. Dans les systèmes de joints, le réseau de fractures est dépendant de l'échelle (distribution des longueurs en loi exponentielle négative) et les espacements sont réguliers ou aléatoires.

De plus, nous nous sommes intéressé au rôle de l'héritage structural dans les systèmes fracturés du socle. Les principaux résultats montrent que (i) la dimension et l'orientation des structures héritées sont des paramètres majeurs qui contrôlent la compétition entre réactivation et néoformation et (ii) le découplage structural entre deux niveaux crustaux possédant un héritage structural hétérogène (e.g. le socle par rapport à sa couverture sédimentaire) est contrasté et peut être efficace sans la présence d'un niveau de décollement.

Mots clés : zones de failles, réservoir fracturé, loi d'échelle, héritage structural, rifting oblique, golfe d'Aden, bassin de Sant Feliu

Abstract

Development of basement fractured reservoirs "in and around igneous rocks", for both oil exploration and geothermal industries, have been carried out in recent years. Analyses of field rock analogues are thus required for a better understanding of the scaling characteristics of fracture systems, which could guide both the interpretation of regional data, and its extrapolation to other different scales.

Multi-scale mappings of extensional fracture systems in the crystalline basements of Yemen (pan-african) and Catalonia (hercynian) are described through statistical analyses of direction, length, spacing, density, and spatial distribution. The fractured reservoir analogue is defined with a dual porosity model in which tectonic and joint systems correspond to the basement reservoir "backbone" and "matrix" respectively. These two end-members reveal contrasting geometrical, reservoir, and scaling properties. In tectonic systems, multi-scale geometries are "self-similar", the fracture network shows fractal behavior (power-law length distribution and clustered spacing), and fault zones show hierarchical organization of geometrical parameters such as length, thickness, and spacing. Three orders of fault zone and block size dimensions have been defined from multi-kilometric to multi-hectometric scales, where fault zones of same order are almost regularly spaced when looking between two fault zones of higher order. In joint systems, the fracture network is scale dependent with negative exponential length distribution, and shows anti-clustered spacing.

In addition, the role of structural inheritance in basement fracture systems has been investigated. Main results show that (i) size and orientation of inherited structures are major parameters which controlled competition between reactivation and neoformation and (ii) structural decoupling between layered crustal levels having heterogeneous structural inheritance (e.g. basement versus sedimentary cover) is contrasting and could be effective without an intermediate decollement level.

Keywords: fault zones, fractured reservoir, scaling law, structural inheritance, oblique rifitng, gulf of Aden, Sant Feliu basin